

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

José Antonio Barbosa

**EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA DURANTE O
MAASTRICHTIANO-PALEOCENO - FORMAÇÕES
GRAMAME E MARIA FARINHA, NE DO BRASIL**

Dissertação de Mestrado
2004



PRH-26/ANP/FINEP/UFPE



JOSÉ ANTONIO BARBOSA
Geógrafo, Universidade Federal de Pernambuco, 2002

EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA DURANTE O MAASTRICHTIANO-PALEOCENO -
FORMAÇÕES GRAMAME E MARIA FARINHA, NE DO BRASIL

Dissertação que apresentou 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 pela Profa. Dra. Maria Somália Sales Viana em preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 12-03-2004.

RECIFE, PE
2004

EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA DURANTE O MAASTRICHTIANO-PALEOCENO -
FORMAÇÕES GRAMAME E MARIA FARINHA, NE DO BRASIL

JOSÉ ANTONIO BARBOSA

Aprovado:

Professor Dr. Mário de Lima Filho data

Professor Dr. Virgínio Henrique L. M. Neumann data

Professor Dr. Joel Carneiro de Castro data

Dedico este trabalho à Adriana Pessoa, minha companheira, ao meu pai e aos meus amigos. A todos esses que sempre me suportam e me apóiam, e com os quais eu tenho a felicidade de conviver.

"O universo não é o cosmo inerte dos físicos, com uma pitada a mais de vida por precaução. O universo é vida com a necessária estrutura à sua volta; consiste principalmente de biosferas geradas e sustentadas pelo restante do universo."

Christian De Duve, 1974 (Bioquímico - Prêmio Nobel de Biologia/Medicina).

"Antes de Copérnico e Newton, achávamos que vivíamos no centro do universo. Antes de Darwin acreditávamos que um Deus benevolente nos tinha criado. Antes de Freud, nos considerávamos criaturas racionais... Se a seleção assim marcar mais um estágio nessa retirada, será ótimo para fazer-nos desviar nosso pensamento da noção de domínio e encaminhá-lo a uma percepção melhor de respeito e união com os outros animais."

Stephen Jay Gould, 1977 (Paleontólogo).

"Somos uma espécie talentosa, quando pressionados pela necessidade sabemos o que fazer. Das crises ambientais de nossa época deve resultar, a menos que sejamos muito mais imbecis do que imagino, uma união das nações e gerações, bem como o fim de nossa longa infância."

Carl Sagan, 1997 (Astrofísico).

"Nós, seres humanos, somos exatamente como nossos colegas de planeta. Não podemos dar um fim à natureza; só representamos uma ameaça a nós mesmos."

Lynn Margulis, 1998 (Bióloga).

"A vida inteligente de um planeta atinge a maioria quando pela primeira vez compreende a razão da sua própria existência."

Richard Dawkins, 1989 (Biólogo)

"Uma coisa eu aprendi ao longo da vida: que toda a nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil – e, ainda assim, é a coisa mais preciosa que nós temos."

Albert Einstein, 1940 (Físico – Prêmio Nobel de Física).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não poderia ter sido possível sem o apoio de várias pessoas, dentre as quais eu destaco o Professor Dr. Mário de Lima Filho e a Professora Dra. Somália Viana, os quais, além de meus orientadores, são meus amigos e me conduziram até aqui, muito obrigado.

Ao Professor Dr. Virgínio Neumann, que têm me ajudado constantemente em meu caminhar pelas geociências.

Aos professores: Dr. Gorki Mariano, Dra Lúcia Valença e a Dra Alcina Barreto, pelo apoio e amizade desde que cheguei ao Departamento de Geologia.

À UFPE, onde concluí o curso de graduação em Geografia, e onde continuo estudando, por todo o apoio e oportunidades que aqui tenho encontrado. 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.

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

Em especial, agradeço ao Professor Dr. Edmilson de Lima, coordenador do programa PRH-26, durante o período de realização deste trabalho, por sua sempre paciente ajuda e dedicação ao programa e aos bolsistas.

A todos os meus amigos da UFPE, amigos da pós-graduação e da graduação do Departamento de Geologia, os quais percebo como uma grande família.

Em especial, gostaria de agradecer aos meus amigos Agnelo Leite e Ebenezer Moreno, com os quais tenho dívida de gratidão pelo apoio nas discussões, pesquisas e investigações de campo e, sobretudo, pela amizade que construímos ao longo dessa jornada.

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi elaborada como requisito de conclusão do Curso de Mestrado em Geociências do Programa de Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE. A execução deste trabalho foi financiada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), através de bolsa de estudos concedida ao autor e do apoio vinculado ao programa PRH-26 que visa a formação de recursos humanos na área de petróleo e gás no país.

O projeto de pesquisa vinculado à bolsa não fez parte de nenhum projeto específico de grande porte; optou-se, então, pela execução de um projeto de baixo custo. O estudo de detalhamento de alguns aspectos da evolução e da estratigrafia da Bacia Paraíba mostrou-se interessante para tal.

A Bacia Paraíba nunca foi alvo de estudos geológicos mais detalhados (geofísica, bioestratigrafia) devido as suas características negativas, assim inicialmente interpretadas, com relação ao seu potencial petrolífero. Este fato fez com que esta bacia se tornasse, provavelmente, a menos conhecida de todas as bacias marginais do Brasil; com um único poço exploratório executado pela Petrobrás na Ilha de Itamaracá; poço este que não possuiu se quer um estudo bioestratigráfico e perfilagem detalhados.

Por ser a região de estudos relativamente próxima à UFPE, viabilizando menores custos de investigação, e carecer ainda a bacia de estudos mais detalhados para sua melhor compreensão, acreditamos que os objetivos propostos foram cumpridos. O resultado obtido foi uma melhor compreensão das condições de deposição e do comportamento estratigráfico das duas unidades carbonáticas estudadas (Formação Gramame e Formação Maria Farinha), bem como a relação dessas unidades com as demais unidades estratigráficas que compreendem o conjunto sedimentar da bacia.

O capítulo I procura definir os objetivos propostos pela pesquisa e os métodos aproveitados para a obtenção desses objetivos.

O capítulo II mostra o posicionamento geográfico da Bacia Paraíba, bem como aspectos de sua caracterização, como: a determinação de seus domínios, a divisão de suas sub-bacias, as unidades estratigráficas que compõem o seu preenchimento e a determinação das diferenças entre a Bacia Paraíba e a vizinha, a Bacia Pernambuco.

O capítulo III mostra alguns aspectos da fácies fosfática que ocorre no topo da Formação Itamaracá e que é muito relevante na compreensão do mecanismo de transgressão que deu início à deposição carbonática na bacia. Esta fácies antes era incluída como parte da Formação Gramame.

O capítulo IV apresenta um resumo da paleontologia das duas unidades estudadas. Este capítulo serve como base para a compreensão dos capítulos que tratam da estratigrafia e dos ambientes deposicionais dessas unidades com maior detalhe.

No capítulo V, estão reunidas as sessões estratigráficas obtidas com a utilização de poços ao longo da área da bacia. Neste capítulo, também há uma prévia interpretação das informações obtidas com estas sessões.

O capítulo VI traz as características estratigráficas e sedimentológicas observadas nos afloramentos das unidades estudadas. Estes afloramentos cobrem praticamente toda a bacia, incluindo pedreiras e afloramentos naturais. Este capítulo fornece dados para a interpretação dos ambientes de deposição e da paleogeografia, bem como completa a compreensão do capítulo anterior.

Baseado no capítulo VI, o capítulo VII utiliza dados sedimentológicos e paleontológicos para inferir um modelo de ambiente deposicional para as unidades estudadas inclusive paleobatimetria.

O capítulo VIII utiliza, principalmente, dados referentes à paleontologia das unidades estudadas para propor a ocorrência de bioeventos na seqüência marinha. A compreensão desses bioeventos ajuda não só a integrar a bacia em um cenário regional/mundial, mas também permite compreender a resposta da paleofauna marinha às mudanças ambientais em curso durante o período em questão.

O capítulo IX traz as conclusões interpretadas e discussões pertinentes aos resultados interpretados. Também está apresentado neste capítulo um modelo de evolução da bacia que contempla os eventos envolvidos na deposição das unidades e os bioeventos correlatos.

RESUMO

O presente trabalho traz novas informações a respeito da evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno, o que abrange as formações Gramame e Maria Farinha, unidades carbonáticas que ocorrem nesta bacia. O trabalho teve como principal objetivo aprimorar o conhecimento existente a respeito das unidades citadas. Foram utilizados dados de afloramento, dados de poços de água e dados de perfilagem e testemunhagem do Projeto Fosfato executado pelo CPRM. Uma pesquisa bibliográfica detalhada permitiu o estudo integrado dos dados existentes com o que fora adquirido neste trabalho. Com isso, verificou-se a possibilidade de interpretar, com maior detalhe, as condições de deposição das unidades, e da evolução da bacia durante o período envolvido. Os dados reunidos foram interpretados sob a ótica dos modernos conceitos de interpretação de seqüências estratigráficas. A partir do estudo realizado, foi proposta a divisão da bacia em três sub-bacias (Olinda, Alhandra e Miriri). Verificou-se que a variação do preenchimento sedimentar parece ter sido controlado por eventos tectônicos durante o Cretáceo Superior, eventos estes ainda sem uma datação conclusiva. Verificou-se que a transgressão que iniciou o domínio marinho na bacia parece ter vindo da Bacia Potiguar, sendo a região da Sub-bacia Olinda a última a ser invadida. Porém, os efeitos da regressão ocorrida a partir do final do Maastrichtiano, parecem ter sido menos atuantes nesta sub-bacia, sendo muito mais intensos nas duas outras sub-bacias ao norte (Alhandra e Miriri). Foram caracterizados aspectos deposicionais das unidades, como paleobatimetria e ambientes de deposição. Também foram verificados três importantes eventos biológicos: uma colonização da fauna marinha ao início da transgressão; uma redução da fauna durante o Maastrichtiano Superior; e uma recolonização durante o Paleoceno.

Palavras-chave: Bacia Paraíba, Formação Gramame, Formação Maria Farinha, Estratigrafia de Seqüências, Cretáceo-Terciário.

ABSTRACT

This work presents new information about the evolution of the Paraíba Basin during the Maastrichtian-Paleocene times. This period is represented by Gramame and Maria Farinha formations, carbonate units which occur in this basin. The main purpose of the present work was the improvement of the existent knowledge about these units. This research has used data from some outcrops along the whole basin, groundwater wells logs and wells logs from Projeto Fosfato performed by the Serviço Geológico do Brasil - CPRM. The integration of existent data with the information obtained during the research allowed the composition of a more detailed data-base, which makes possible some reconsideration about the basin evolution. As a result it is possible to interpret, with more detail, the depositional conditions of the marine sequence and the basin evolution during the involved time. New concepts of interpretation of the genesis of sedimentary sequences (sequence stratigraphy) were applied. All the collected data (existent and new) were interpreted considering those modern concepts. As a consequence of this study it has been proposed the division of the Paraíba Basin in three sub-basins (Olinda, Alhandra and Miriri). In this work it has been verified that the variation of the sedimentary filling along the sub-basins was controlled by tectonic events during the Upper Cretaceous, though, these events still do not have a conclusive dating. Indeed, in this research it has been observed that the transgression event, which established the marine domain over the basin, seems to come from the Potiguar Basin, and the region of the Olinda Sub-basin was the last one flooded. However, the effects of the regressive event, which began in the Upper Maastrichtian, were less active in this sub-basin and their effects were very intense in the other sub-basins to the north (Alhandra and Miriri). Some aspects, such as depositional environments and paleobathymetry were characterized. Three important biological events were distinguished: an initial colonization by the marine fauna during the transgression, a strong biotic reduction during the Upper Maastrichtian, and a recolonization during the Paleocene.

Keywords: Paraíba Basin, Gramame Formation, Maria Farinha Formation, Sequence Stratigraphy, Cretaceous-Tertiary.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
APRESENTAÇÃO	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
SUMÁRIO	1
LISTA DE FIGURAS	3
LISTA DE FOTOS	9
LISTA DE TABELAS	17
LISTA DE GRÁFICOS	18
CAPÍTULO I INTRODUÇÃO	20
I.1 JUSTIFICATIVA DA PESQUISA	22
I.2 OBJETIVO GERAL	23
I.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
I.4 MATERIAIS E MÉTODOS	23
CAPÍTULO II LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA BACIA PARAÍBA	25
II.1 DEFINIÇÃO DA BACIA PARAÍBA	25
II.2 EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA	37
CAPÍTULO III A FORMAÇÃO ITAMARACÁ E SUA RELAÇÃO COM A FORMAÇÃO GRAMAME	48
CAPÍTULO IV A PALEONTOLOGIA DAS UNIDADES CARBONÁTICAS: FORMAÇÃO GRAMAME E FORMAÇÃO MARIA FARINHA	69
IV.1 A PALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO GRAMAME	69
IV.2 A PALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO MARIA FARINHA	78

CAPÍTULO V - RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ENTRE AS FORMAÇÕES GRAMAME E MARIA FARINHA	83
V.1 DADOS DE POÇOS	83
V.1.1 A OCORRÊNCIA DAS UNIDADES CARBONÁTICAS	86
V.1.2 A INTERPRETAÇÃO DAS SEÇÕES GEOLÓGICAS ELABORADAS	92
V.2 DADOS DE AFLORAMENTOS	101
CAPÍTULO VI SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PALEOBATIMETRIA DAS UNIDADES GRAMAME E MARIA FARINHA	142
CAPÍTULO VII EVENTOS BIOLÓGICOS NA ESTRATIGRAFIA DA SEÇÃO MARINHA DA BACIA PARAÍBA	161
VII.1 A MACROFAUNA DAS UNIDADES ESTUDADAS	161
VII.2 AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DAS VARIAÇÕES DA FAUNA	168
VII.3 O PADRÃO DE VARIAÇÃO DA FAUNA NA PASSAGEM K-T DA BACIA PARAÍBA	178
CAPÍTULO VIII CONCLUSÕES E SUGESTÕES	200
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	207

LISTA DE FIGURAS

- Fig. II.1 – Fig. II.1 – Quadro Estratigráfico esquemático das Bacias Paraíba e Pernambuco, com as unidades estratigráficas aqui mostradas assim como se distribuem na área continental emersa da Bacia Pernambuco ao sul e da Bacia Paraíba ao norte, separadas pelo Lineamento Pernambuco. (a partir de Mabesoone & Alheiros, 1988; Feijó, 1994; Lima Filho, 1996, 1998). 27
- Fig. II.2 – Poço perfurado na ilha de Itamaracá, pela Petrobrás, que chega até o embasamento em área continental da Bacia Paraíba. Observa-se, sobre o embasamento, uma seqüência de arenitos, seguido de uma seqüência carbonática (idades das formações consideradas a partir de Beurlen, 1967a; Tinoco, 1971; Muniz, 1993). 28
- Fig. II.3 – Poço perfurado no Município do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. Observa-se a diferença de correlação de idades com relação ao exemplo anterior, além de um preenchimento sedimentar com características bem distintas, como a fase intrusiva representada pelas rochas da Suíte Ipojuca. (idades das formações inferidas a partir de Santos *et al.*, 1994). 29
- Fig. II.4 – Seção esquemática da Bacia Pernambuco, mostrando feições estruturais. A linha sísmica mostra um corte que passa na região do *Graben* do Cupe. As feições estruturais observadas assemelham-se às que são verificadas na bacia de alagoas, por exemplo. Notar o espesso preenchimento da seqüência *pré-rift* representada pela Formação Cabo de idade aptiana-albiana (Andar Alagoas). A peculiaridade de diferença para as demais bacias de margem passiva é a ausência de evaporitos (Fonte: ANP – Round 4) 30
- Fig. II.5 – Corte geológico em área continental da Bacia Pernambuco. Notar o pronunciado basculamento tectônico seguido de sedimentação clástica de conglomerados de borda de bacia, além dos eventos de intrusão magmática e vulcanismo (Fonte: Mapa geológico da RMR CPRM-1999). 30
- Fig. II.6 – Corte geológico em área continental da Bacia Paraíba. Notar a conformação de rampa e a ausência de intenso basculamento tectônico, característico das bacias marginais limítrofes ao norte e ao sul da bacia na margem continental Atlântica brasileira. Esta interpretação não considera a Formação Itamaracá. (Fonte: Mapa Geológico da RMR –CPRM 1999) 31
- Fig. II.7 – Localização da área correspondente ao domínio das bacias Paraíba e Pernambuco, bem como a divisão da Bacia Paraíba em sub-bacias como proposta por Mabesoone e Alheiros (1988; 1993). 32
- Fig. II.8 – Mapa de localização da Bacia Paraíba, com suas sub-bacias, e da Bacia Pernambuco, segundo Mabesoone e Alheiros (1993). Foram acrescentados os dados de levantamento de Aeromagnetometria para o campo total residual dos estados de Pernambuco e da Paraíba (CPRM-PB, 2002; CPRM-PE, 2001). Notar a forte feição negativa (*graben*) ao sul do Lineamento Pernambuco assinalando o domínio da Bacia Pernambuco. 33

- Fig. II.9 Mapa gravimétrico residual da faixa costeira de Pernambuco, entre a região do Cabo de Santo Agostinho e Itamaracá. Notar a Assinatura do Lineamento Pernambuco e a diferença do comportamento tectônico ao norte e ao sul deste. A presença de anomalias positivas mostra a borda da Bacia Paraíba ao norte do Lineamento. Estas estruturas convergem para o Lineamento na altura da cidade do Recife. (Fonte: Relatório SIGA-2003 CPRM/CPRH). 35
- Fig. II.10. Mapa magnetométrico do campo total residual. Esta figura contém anomalias bipolares que dificultam a interpretação das assinaturas. A Figura II.11 apresenta o resultado de filtragem utilizada para melhorar a interpretação da Figura II.10. (Fonte: Relatório SIGA 2003 – CPRM/CPRH). 36
- Fig. II.11 Mapa de sinal analítico a partir do mapa da figura II.10. Notar o alinhamento positivo ao norte do Lineamento Pernambuco, no sentido N-S, que foi interpretado como a borda da Bacia Paraíba (linha vermelha tracejada) limitada pelo Lineamento Pernambuco. (Fonte: Relatório SIGA 2003 – CPRM/CPRH). 36
- Fig. II.12 – Mapa mostrando o tempo Meso Albiano, quando, segundo os autores, já haveria uma comunicação entre os oceanos Atlântico Sul e Setentrional/Equatorial. Esta proposta baseava-se, principalmente, na ocorrências de cefalópodes fósseis. (Wiedmann & Naugebauer, 1978 *Apud* Dias Brito 1987). 38
- Fig. II.13 – Mapa paleogeográfico mostrando a circulação entre o Tétis e o Atlântico Equatorial e Sul a partir do Aptiano-Albiano (Dias Brito, 1994). 40
- Fig. II.14 – Mapa paleogeográfico mostrando a conexão entre o Tétis/Atlântico Equatorial e o golfo Atlântico Sul-Setentrional através de canais marinhos continentais. Estes canais poderiam conectar a América do Sul com a África através de *Landbridges* (Viana, 1998). 40
- Fig. II.15 – Mapa paleogeográfico e geológico mostrando o comportamento da costa brasileira e africana em tempos Aptiano-Albiano. A ligação terrestre entre Brasil e África se fazia através de uma extensão continental na região da Bacia Paraíba. Embora a comunicação marinha já fosse possível a partir desse período, com o estabelecimento de alguns pulsos que dessalinizaram as massa de água e permitiram a circulação da fauna tetiana ao Atlântico sul-Setentrional. Essa extensão continental ainda existiria até provavelmente o Coniaciano-Santoniano do lado brasileiro. (Fonte: Ponte & Cesero, 1997). 45
- Fig. II.16 – Localização da Bacia Paraíba, sua subdivisão em sub-bacias e as bacias marginais vizinhas, Potiguar e Alagoas. 47
- Fig. III.1 – Descrição de testemunho do furo F-204, perfurado em Forno da Cal, Olinda, Pernambuco. A esquerda está o desenho e a interpretação original de Kegel (1955), e a direita está a reinterpretção do mesmo testemunho, realizada por esta pesquisa a partir dos dados originais desse autor 50
- Fig. III.2 - Paleolinha do litoral quando o mar ocupou a área hoje emersa da Paraíba (Kegel, 1955). Durante esta época (Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior), ocorreu a deposição fosfática na bacia. Comparar coma Fig. III.9. 52
- Fig. III.3 - Corte estrutural ao Norte do Rio Goiana, mostrando a superfície erodida (pós Maria Farinha) da rampa carbonática Gramame que existiu sobre os estratos clásticos e transicionais que chegam até a borda da bacia. Notar a disposição das unidades estratigráficas. (Kegel, 1955). 53

- Fig. III.4 - Modelo de deposição dos fosforitos de Pernambuco, a partir de ressurgência sobre soleira oceânica. Nesse modelo a paleogeografia da ligação entre Brasil e África teria permanecido como um obstáculo estrutural, o que favoreceu a ascendência das correntes profundas sobre a plataforma rasa que se formava entre Recife e João Pessoa. A idade desses fosforitos seria Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior. (Mabessone, 1981) 56
- Fig. III.5 - Exemplo de poços (Projeto Fosfato – CPRM), com perfil de raios gama, que mostram o marco do horizonte fosfático (Cinza escuro) e um segundo pico de elevação que coincide com o contato (discordância) entre a Fm. Gramame e os depósitos da Fm. Barreiras (cinza claro). Este detalhe pode ser observado em vários perfis com maior ou menor intensidade. O registro dos efeitos erosivos na bacia mostram a importância efetiva dessa denudação, pois, além de atingirem a rampa carbonática Gramame, esses eventos erosivos atingiram também as outras formações quando expostas, devido à paleogeografia da bacia. Ver localização dos poços desta figura na figura V.7. 57
- Fig. III.6 - Modelo deposicional proposto para os sedimentos fosfáticos da Bacia Potiguar, baseado no conhecimento moderno a respeito da ocorrência de depósitos atuais. Este modelo também é aplicável para a ocorrência do fenômeno fosfatogênico na Bacia Paraíba (Tucker, 1981 *apud* Matsuda & Viviers, 1989)59
- Fig. III.7 - Mapa que mostra a distribuição hipotética dos continentes durante o Cretáceo Superior, com as bacias onde ocorreu deposição de fosforitos em relação às correntes oceânicas que provavelmente ocorriam nessa época (Matsuda & Viviers, 1989) 60
- Fig. III.8 – Diagrama que mostra o estudo realizado com testemunho do DSDP no Oceano Atlântico. As curvas de isótopos de O para a paleotemperatura foram obtidas a partir de carapaças de foraminíferos (bentônicos e planctônicos). Notar a tendência de queda da temperatura a partir do final do Campaniano e durante o Maastrichtiano. Essa queda coincide com o aumento na diversidade de formas de foraminíferos planctônicos. (Keller, 2001). 61
- Fig. III.9 - Paleolinhas da zona costeira, da Bacia Paraíba. A Figura mostra o avanço da sedimentação transicional-marinha a partir da base da seção clástica até o seu topo. Infelizmente não existe um controle bioestratigráfico dos depósitos basais da transgressão que se iniciou a partir da porção norte. (Amaral *et al.*, 1977). 63
- Fig. IV.1 – Arcabouço bioestratigráfico utilizado, a partir de nanofósseis calcários, para subdividir as biozonas do Maastrichtiano. 73
- Fig. IV.2 – Bioestratigrafia dos afloramentos da Formação Gramame (Maastrichtiano) da Bacia Paraíba. (Lima & Koutsoukos, 2002). 74
- Fig. IV.3 – Mapa mostrando a localização dos afloramentos de calcário da Fm. Gramame ao longo da faixa costeira entre Recife e João Pessoa. É possível notar que a região onde Maury (1930) e Muniz (1993) coletaram a quase totalidade dos moluscos descritos na Formação Gramame (círculo tracejado) está localizada na Sub-bacia Alhandra (Muniz, 1993). 77
- Fig. V.1 – Distribuição e localização dos poços e afloramentos investigados na bacia 87

- Fig. V.2 – Arranjo mostrando a bioestratigrafia da Formação Gramame entre Recife e João Pessoa. Ao lado da seção foi colocado o poço bioestratigráfico perfurado em Olinda (Tinoco, 1971), para se fazer uma comparação entre a ocorrência das unidades. Os dados foram alinhados com o mapa da faixa costeira para permitir a melhor interpretação espacial (a partir de Lima & Koutsoukos, 2002 e Tinoco, 1971). 88
- Fig. V.3 - Perfil elaborado a partir da descrição do poço bioestratigráfico realizado em Olinda, Pernambuco, para estudar a bioestratigrafia das formações Gramame e Maria Farinha a partir de foraminíferos. Notar que nessa localidade a espessura da Formação Maria Farinha excede a espessura da Formação Gramame, chegando a quase 40m. (A partir de Tinoco, 1971).) 89
- Fig. V.4 - Mapa mostrando perfil de poços na área de interligação entre a Bacia Paraíba e a Bacia Potiguar. A Sub-bacia de Canguaretama, estaria entre a Falha de Mamanguape e a Sub-bacia de Natal, esta pertencente à Bacia Potiguar. (o perfil geológico dos poços encontra-se na Fig. V.5) (Feitosa *et al.* 2002). 96
- Fig. V.5 - Perfil geológico entre as bacias Potiguar e Paraíba - Touros (RN) - Alhandra (PB). Elaborado a partir de poços (Feitosa *et al.* 2002) 97
- Fig. V.6 – Perfil geológico da Bacia Paraíba mostrando a relação entre as unidades estratigráficas. As feições estruturais mostradas aqui, são apenas interpretativas. 98
- Fig. V.7 – Perfil geológico da Bacia Paraíba elaborado a partir de poços do Projeto Fosfato (CPRM). Os poços foram nivelados pelo marco radioativo que corresponde ao Datum transgressivo (SIM) que, provavelmente, ocorreu na bacia no final do Campaniano-Maastrichtiano. 99
- Fig. V.8 – Perfil geológico da Bacia Paraíba elaborado a partir de poços do Projeto Fosfato (CPRM). Os poços foram nivelados conforme suas cotas atuais em relação ao nível do mar, para mostrar a situação atual das unidades ao longo da bacia. 100
- Fig. V.9 - Mapa com a extensão da plataforma carbonática Gramame (cerca de 120Km). As fotos mostram afloramentos de depósitos carbonáticos de acamamento geralmente plano horizontal com suave inclinação para o leste, esta é, atualmente, a área emersa da plataforma.. 103
- Fig. V.10 - Mapa com a localização das ocorrências da Formação Maria Farinha na Bacia Paraíba. A ocorrência dessa unidade é bastante limitada e descontínua, quando comparada à Formação Gramame. 104
- Fig. V.11 - Diagrama que mostra características associadas a eventos de regressão normal e de regressão forçada. É muito importante o papel do influxo de sedimentos para dentro da bacia, nos eventos de regressão normal. Mesmo com o nível do mar constante ou com a subida deste, o influxo de sedimento faz a linha de costa migrar para dentro da bacia. Durante o evento de regressão forçada, a descida do nível do mar, de forma brusca, expõe a plataforma. Os eventos de regressão forçada estariam associados a movimentos tectônicos que poderiam erguer a plataforma ou parte dela. (Posamentier *et al.*, 1992; Vera, 1994). 106
- Fig. V.12 - Diagrama esquemático mostrando uma interpretação da seqüência de eventos responsáveis pela geração de uma variedade de preservações de *shell beds*. A coluna da esquerda mostra uma tendência de eventos e soterramentos com a resposta tafonômica e o processo dominante. A coluna da direita mostra prováveis registros gerados pela combinação dos eventos da esquerda. O modelo ABEABE corresponderia à Formação Gramame, e ABCEABCE à Formação Maria Farinha (Brett *et al.*, 1997). . 117

- Fig. VI.1 - Bloco diagrama mostrando os domínios das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* e a sucessão *onshore-offshore* em costas dominadas pela ação de correntes e ondas. NBOBT - nível de base de ondas de bom tempo; NBOT - nível de base de ondas de tempestade. (Buatois *et al.*, 2002). 152
- Fig. VI.2 - Modelo que sugere os ambientes deposicionais das unidades Gramame e Maria Farinha na Bacia Paraíba. O modelo reúne os dados sedimentológicos e a interpretação das icnofácies investigadas. Modelo de rampa carbonática Burchete & Wright (1992). 159
- Fig. VII.1 - Espécies de Amonóides encontrados nas exposições do Maastrichtiano Superior das pedreiras que ocorrem ao longo de toda a Bacia Paraíba. As letras indicam cada espécime encontrado, e a correlação dos mesmos é feita no quadro da Figura VII.2. 181
- Fig. VII.2 - Quadro esquemático de distribuição dos fósseis encontrados nas pedreiras e mostrados na Figura VII.1. Na base da Formação Gramame, foram colocadas todas as espécies de cefalópodes descritos nessa unidade (Maury, 1930; Muniz, 1993). As posições de A a E foram encontradas nas camadas do Maastrichtiano Superior. 182
- Fig. VII.3 - Gastrópodes encontrados nos afloramentos da Formação Gramame. a) *Calyptraphorus?* - Pedreira Itapessoca, b) *Natica parahybensis?* Pedreira Itapessoca. 182
- Fig. VII.4 - Dentes de seláquios coletados nos afloramentos. Estes aparecem com certa frequência nas seções visitadas. Ocorrem em depósitos do Maastrichtiano e do Paleoceno. a) *Lamna serrata?*, b) *Odontaspis tingitana*. 183
- Fig. VII.5 - Bloco de calcário contendo molde de carapaça de decápode coletado na mina CIPASA. Aparentemente seria *Paleoxantopsis cretacea?* (Rathbun). 184
- Fig. VII.6 - Carapaças de decápodes encontradas na Formação Maria Farinha, na Mina Poty. Aparentemente, estes espécimes parecem ser jovens exemplares de *Paleoxantopsis?*; o que mostraria a ocorrência do gênero nas duas unidades. 184
- Fig. VII.7 - Quelípode parcialmente intacto, encontrado em estratos da Formação Gramame na Mina CIMEPAR. A fragmentação mostra o aumento episódico da energia no ambiente. 185
- Fig. VII.8 - Quelípode aparentemente do gênero *Calianassa*, contido em fragmento de tubo *Thalassinoide*. Este detalhe preservacional parece unir o registro do hábito com o gerador das escavações, no caso o decápode com sua estrutura de habitação. 186
- Fig. VII.9 - Pequeno fragmento de calcário contendo acúmulo de restos de decápodes coletado em estratos de calcários margosos da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Estes acúmulos são frequentes nos níveis de *shell beds* que ali ocorrem. 186
- Fig. VII.10 - Fragmentos de decápodes coletados em estratos paleocênicos da Mina Poty. A) datilos isolados e, às vezes fragmentados. B) quelípodes articulados, quase intactos, apresentando às vezes leve deformação por compactação (*Calianassa?*). 187
- Fig. VII.11 - Tórax de Decápode encontrado com frequência nos estratos do Paleoceno da Mina Poty (*Calianassa?*). Aparentemente esta espécie torna-se bastante abundante nas camadas de marga da Formação Maria Farinha nessa localidade. 187

- Fig. VII.12 - Moldes e fragmentos de *Hemiaster jacksoni?* encontrados na porção do Maastrichtiano Superior que precede a passagem K-T na Mina Poty e Ponta do Funil. Estes também são encontrados no Paleoceno da Mina Poty. 188
- Fig. VII.13 - Moldes e fragmentos de *Hemiaster jacksoni?* encontrados em Alhandra, na Mina João Sara e na Mina Itapessoca, correspondendo ao Maastrichtiano Superior das sub-bacias Olinda e Alhandra. 189
- Fig. VII.14 - Molde de *Hemiaster* sp. encontrado em estratos da Mina CIMEPAR em João Pessoa, correspondendo ao Maastrichtiano Inferior na sub-bacia Miriri. 189
- Fig. VII.15 - Tubo calcário de verme serpulídeo encontrado na porção superior da Formação Gramame e também presente nos estratos da Formação Itamaracá que precedem a base da Formação Gramame – *Hamulus* cf. *H. onix*. 190
- Fig. VII.16 - Quadro que mostra os gêneros de equinóides, peixes e crustáceos encontrados ao longo de toda a seqüência carbonática. Estes são os gêneros que comprovadamente habitaram a bacia de forma contínua durante todo o Maastrichtiano e passaram para o Paleoceno. 190
- Fig. VII.17 - Espécimes de *serratocerithium buarquianum*, gastrópode que aparece logo após a passagem K-T na seção da Mina Poty. Este gastrópode é muito abundante nos estratos do Paleoceno Inferior. 191
- Fig. VII.18 Moldes internos de *Natica* sp., muito comum nos estratos do Paleoceno Inferior da Mina Poty. Estas Formas são muito aproximadas de *Natica parahybensis*, que é mencionada para a Formação Gramame. 192
- Fig. VII.19 - Moldes de *Turritela*, que também são abundantes nos estratos margosos do Paleoceno Inferior na Mina Poty. 1,2,3 e 4 - *Turritela soaresana*; 5 – *Mesalia* ? 192
- Fig. VII.20 - Moldes internos de *Venericardia morganiana*. Na figura, aparecem diversos estágios de crescimento. Este fóssil é muito abundante em toda a seção do Paleoceno que ocorre na Mina Poty, chegando a se tornar dominante no topo das camadas paleocênicas, onde os indícios da regressão se tornam fortes, e os gastrópodes se tornam menos freqüentes. 192
- Fig. VII.21 - Moldes de *Nuculana swiftiana*. Este bivalvío ocorre com abundância em estratos da porção média da seção Maria Farinha na Mina Poty. É um fóssil muito comum nas camadas margosas desta seção, desaparecendo nas porções superiores. 193
- Fig. VII.22 - Conchas de *Ostrea* sp. Este fóssil é muito frequente. nas camadas margosas onde ocorre *Nuculana*, Os representantes atuais deste gênero são habitantes de mangues e estuários onde ocorrem fixados a substratos duros. 193
- Fig. VII.23 - Gastrópodes da Formação Maria Farinha. 1 e 2 – *Cerithium Tethys?*, 3 – *Cancellaria?* sp.; 4 e 5 – *Volutispina?* sp. 193
- Fig. VII.24 - Gastrópodes da Formação Maria Farinha Inferior encontrados na Mina Poty. 1 - *Cerithium?* 2 - *Anchura?* 3 e 4 – *Volutispina* sp, 5 – *Xenophora* sp. 194
- Fig. VII.25 - Moldes de conchas de nautilóides que ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior, na seção da Mina Poty. 1 – molde de *Cimomia pernambucensis*, 2 – molde de *Hercoglossa lamegoi*. 194

- Fig. VII.26 - Bloco de calcário com molde de *Paracyatus cf. rugosus*. O aspecto e dimensões observados na figura são comuns para a totalidade dos exemplares encontrados nos carbonatos paleocênicos. 195
- Fig. VII.27 - Molde de gastrópode – *Euspira?* sp. encontrado nos afloramentos da Formação Maria Farinha Superior na Praia de Jaguaribe em Itamaracá, Pernambuco. 196
- Fig. VII.28 - Perfil de seções estratigráficas dos afloramentos investigados na Bacia Paraíba. Ver localização dos afloramentos no mapa de arranjo geral (Fig. V.1). 199
- Fig. VIII.1 - Modelo de evolução da estratigrafia da Bacia Paraíba desenvolvido a partir do conhecimento atual da bacia. A distribuição dos eventos foi idealizada a partir dos poucos trabalhos de bioestratigrafia disponíveis e das relações entre as unidades, observadas em poços e em afloramentos. 201
- Fig. VIII.2 - Quadro esquemático proposto para a estratigrafia da Bacia Paraíba, comparando as colunas das sub-bacias Olinda e Miriri/Alhandra. 202
- Fig. VIII.3 - Quadro esquemático mostrando a evolução da Bacia Paraíba com os principais eventos que controlaram a deposição das unidades sedimentares. 205
- Fig. VIII.4 - Quadro esquemático mostrando a evolução paleoecológica da Bacia Paraíba, com três principais eventos biológicos: ocupação da fauna (Campaniano); redução da biota marinha (Maastrichtiano Superior); e recolonização (Paleoceno). 206

LISTA DE FOTOS

- Foto III.1 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando: A - arenito arcósio, fino a médio, litificado com lâminas de argila e vesículas de dissolução de conchas. (Formação Itamaracá); B – arenito fino argiloso com acúmulo de nódulos de fosfato em matriz compacta e finos fragmentos de conchas. (Formação Itamaracá) 64
- Foto III.2 - Testemunho 2 LU-02-PB de Lucena, Paraíba, mostrando rocha calcária com nódulos de fosfato, grãos siliciclásticos e muitos fragmentos de conchas. (Formação Itamaracá). 64
- Foto III.3 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando a passagem de um arenito mais grosso (direita) para um arenito mais fino (esquerda); esse nível, mais fino, possui cimento carbonático e fragmentos de conchas. (Formação Itamaracá). 65
- Foto III.4 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando detalhe do nível de arenito mais grosso da foto anterior. É possível perceber fragmentos ósseos de peixes? (seta na parte direita da foto) e moldes de gastrópodes (seta na parte esquerda), bem como grãos de quartzo e fragmentos menores não identificáveis, provavelmente, de origem orgânica. (Formação Itamaracá). 65
- Foto III.5 - Testemunho 1 IG-03-PE de Igarassu, Pernambuco, mostrando a passagem do nível de arenito fino, argiloso, com nódulos de fosfato (Formação Itamaracá) para o calcário cinzento bastante bioturbado (Formação Gramame). 66
- Foto III.6 - Amostra de siltito argiloso contendo grãos angulosos de quartzo da localidade de Passarinho, próximo a Recife. Esse nível de siltito encontra-se intercalado com níveis de arenito grosso a

conglomerático. Notar a presença de molde de bivalvío (*Tellina?*). Há também gastrópodes. Esta seria uma fácies mais proximal da Formação Itamaracá, mostrando uma mistura de fósseis de ambiente marinho com depósitos de forte influência continental. Estes podem ser vestígios da máxima ocupação marinha já que este afloramento está próximo à borda da bacia. (tamanho da concha ~3cm no maior eixo) 66

Foto III.7 - Amostra de testemunho de poço na localidade de Igarassu mostrando um arenito grosso a conglomerático com muito pouca argila, mas contendo moldes de molusco como este bivalvío (*Tellina?*). A mistura desses fósseis de ambiente marinho em sedimentos continentais grossos talvez signifique a mistura de ambientes provocada por pulsos de avanço da transgressão sobre a bacia. (tamanho da concha ~2,5cm no maior eixo) 67

Foto V.1 - Vista geral da Mina CIPASA em Caaporã, Paraíba. Nesta localidade existe uma ciclicidade marcante entre as camadas de calcários mais puros e camadas margosas (escuras). É possível acompanhar algumas camadas horizontalmente por dezenas de metros. 107

Foto V.2 - Vista da 1ª bancada da Mina CIPASA. Apesar da aparente monotonia do acamamento, existem superfícies de truncamento que cortam completamente algumas camadas (linhas em vermelho). Essas estruturas foram associadas a *Swaley* (escavações ou ravinamento), mas algumas são de grande extensão assemelhando-se a canais rasos. Elas representam marcas de escavação por correntes de tempestade (altura da bancada = 10,5m). 107

Foto V.3 - Outra vista da 1ª bancada da Mina CIPASA. Novamente aparece uma grande estrutura de escavação com mais de 8m de extensão (linhas amarelas). Notar que ,aparentemente, as camadas de calcários possuem um contato brusco com as camadas margosas, mais escuras. (altura da bancada = 10,5m). 108

Foto V.4 - Outra vista da 1ª bancada. Aqui é possível observar a interrupção de vários níveis de marga, truncadas por uma camada de calcário (setas). A extensão entre as setas é de mais de 15m. O truncamento, provocado pela erosão no substrato macio, provavelmente, ocorreu em camadas já depositadas, porém não totalmente consolidadas..... 108

Foto V.5 - Vista geral das bancadas da Mina CIPASA. A camada de cor amarelada no topo da Formação Gramame, adquire esta cor devido ao processo de intemperismo provocado pela infiltração de água nas camadas superiores. Sobre a Formação Gramame, há depósitos da Formação Barreiras de cor avermelhada. A altura total dessas bancadas chega a ~41m. A partir de informações dos técnicos da mina, sabe-se que ainda existem mais de 7m de camadas calcárias abaixo do nível mais inferior visto na foto. 109

Foto V.6 - Detalhe de um bloco de camada margosa, exibindo um nível de intensa trama de tubos preenchidos por material carbonático (tempestitos). Os tubos formam camadas sucessivas de tramas, principalmente de grandes *Thalassinoides*. A ocorrência dos tubos é freqüente nas camadas margosas, mas também ocorrem nas camadas carbonáticas. (Esc. - 10cm). 109

Foto V.7 - Superfície de uma camada mostrando tubos preservados conforme ocorrência original das galerias dentro do substrato, e fragmentos de tubos retrabalhados (*Shell beds*). 110

Foto V.8 - Imagem de um bloco de camada calcária mostrando a superfície inferior que estava em contato com a camada de marga. Com a remoção da camada de marga pela chuva, ficam expostos moldes de moluscos (setas vermelhas), tubos de *Thalassinoides* e fragmentos de decápodes preservados em paleosuperfícies soterradas. Nos moldes fósseis de moluscos, a maioria de bivalvíos encontram-se articulados; alguns em posição de vida, e raros estão fragmentados. (dimensão maior do bloco 1,45m). 111

- Foto V.9 - Superfície de camada margosa, rica em conchas (*shell bed*), mostrando a preservação de galerias intactas e o retrabalhamento de outros pedaços de tubos preenchidos anteriormente, na Mina CIMEPAR, em João Pessoa. Aspecto semelhante ao da Foto V.7, mostrando superfície de bancada na Mina CIPASA. 112
- Foto V.10 - Molde de cefalópode preservado em meio às galerias na superfície de uma camada de calcário margoso. Na foto, também existem alguns nódulos de pirita (pontos escuros). 113
- Foto V.11 - Acumulações de *Hemiaster*, equinóide comum nas camadas superiores da Fm. Gramame. (Mina CIMEPAR, sendo também comuns na ponta do Funil). Apesar da maioria estar compactada muitos indivíduos encontram-se também isolados e em posição de vida no substrato. O acúmulo provavelmente ocorreu pela ação de energia de correntes. Os indivíduos são geralmente jovens. 114
- Foto V.12 - Nódulos piritizados em formatos diversos, ocorrem como pequenas esferas até formas alongadas e curvas. Alguns tubos de *Thalassinoides* encontram-se preenchidos por esse material piritizado. Algumas formas sugerem a possibilidade de serem coprólitos de peixes ou outro tipo de vertebrado, porém não há estudo específico (coletados nas Minas CIMEPAR e Itapessoca, sendo também comuns em outros afloramentos). 114
- Foto V.13 - Fragmento de rocha calcária com acúmulo de moldes de conchas de bivalvíos e gastrópodes de uma bancada da Formação Maria Farinha na Mina Poty. São comuns também espinhos de equinóides, fragmentos de decápodes e dentes de tubarões. 115
- Foto V.14 - Bloco de marga mostrando um acúmulo de conchas de *Turritela*, coletado em bancada da Formação Maria Farinha na Mina Poty. O acúmulo sugere inclusive o sentido da corrente de transporte (seta). 115
- Foto V.15 - Vista da 1ª bancada da Mina Itapessoca (Formação Gramame). Nesta localidade, as camadas mais argilosas e escuras aparecem de forma mais gradativa em relação às camadas mais carbonáticas. Porém, as feições que indicam a ação de eventos de energia ocorrem em ambas. 118
- Foto V.16 - Camadas carbonáticas na Mina Itapessoca. Notar que as camadas mais escuras (mais argilosas) ocorrem como horizontes levemente ondulados, truncados. também ocorrem finas laminações onduladas. Essas pequenas ondulações, de cor escura, assemelham-se a *lensing*. Essas estruturas indicam a ação de correntes e a ação de ondas de tempestade sobre o substrato inconsolidado. a transição entre as camadas mais claras e escuras é aparentemente gradual. 118
- Foto V.17 - Bloco cortado de bancada na Mina Itapessoca. Observar o adensamento de preservação da bioturbação em horizontes (mosqueamento). Também ocorrem Laminações levemente onduladas. 119
- Foto V.18 - Aspecto da primeira bancada da Mina CIMEPAR em João Pessoa. Aqui as camadas calcárias têm um aspecto mais maciço e são intercaladas com finas camadas de marga onde existe a preservação de bioturbação, de carapaças de equinóides e de fragmentos de decápodes. Observar, na foto, um fino nível de marga intercalado no calcário. (o fraturamento é devido às explosões na bancada). 119
- Foto V.19 - Espesso nível de marga em meio à rocha calcária mais pura (Mina CIMEPAR). O nível de marga (entre as linhas amarelas) apresenta preservação de tubos *Thalassinoides* em horizontes sobrepostos, representando um período de tempo ruim (o aspecto fraturado é devido às explosões na bancada). 120

- Foto V.20 - Detalhe de um nível margoso (Mina CIMEPAR) com tubos de *Thalassinoides* (setas) preservados em posição original no substrato. Notar o aspecto mais maciço do calcário acima e abaixo do nível margoso. 120
- Foto V.21 - Detalhe de um nível de marga (Mina CIMEPAR) onde há indícios de ondulações, tubos de *Thalassinoides* preservados (setas vermelhas), e ao centro, um jovem equinóide *Hemiaster* um pouco compactado, mas intacto e em posição de vida (seta azul). 121
- Foto V.22 - Detalhe de um bloco de bancada (Mina CIMEPAR) mostrando a base de uma camada de marga (ferramenta). Notar alguns indícios de ondulações e a preservação de uma intensa bioturbação. Os pontos escuros são nódulos de pirita, freqüentes nesses níveis margosos. Aparecem, na camada, vários exemplares de *Planolites* e pequenos *Thalassinoides*. 121
- Foto V.23 - Vista geral da parte superior da Formação Gramame exposta nos afloramentos da Mina Poty em Paulista, Pernambuco. Notar que os níveis argilosos, margosos, tornam-se muito espessos em relação ao que foi observado nas outras pedreiras. Nesses depósitos superiores da Formação Gramame, os macrofósseis são bastante escassos, havendo apenas o registro de raros amonóides, moldes de *Hemiaster*, dentes de seláquios e fragmentos de decápodes. No topo da bancada está registrada a camada que separa a Formação Maria Farinha da Formação Gramame. 122
- Foto V.24 - Vista da camada de calcário com clastos carbonáticos e bioclastos retrabalhados, (brecha calcária), que marca a base da Formação Maria Farinha na exposição da Mina Poty em Paulista, Pernambuco. A camada que marca a transição K-T ocorre alguns centímetros acima desta camada. (Stinnesbeck, 1989; Sial *et al.*, 1992; Sial *et al.*, 1993; Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 1996). .122
- Foto V.25 - Detalhe da camada de calcário (Formação Gramame) logo abaixo da camada de transição K-T (Mina Poty). Notar que existe uma preservação dos tubos (em amarelo) juntamente com filmes de argila com aspecto de ondulações e truncamentos (em vermelho), resultado do retrabalhamento e da ação de correntes no substrato. Os tubos, em geral, estão preenchidos também por material carbonático semelhante ao dos depósitos, eventualmente possuem um aspecto textural um pouco mais grosso, porém trata-se do mesmo material carbonático. 123
- Foto V.26 - Detalhe da mesma camada mostrada anteriormente. Notar que este horizonte está diretamente em contato com a base da brecha carbonática. A preservação dos tubos *Thalassinoides* (Th) está obedecendo um acamamento ondulado e com truncamentos. Alguns tubos parecem ter sido preservados como originalmente estavam no substrato e outros fragmentos de tubos parecem ter sido retrabalhados em outros eventos. Estas feições são comuns nas camadas da Formação Gramame que afloram na Mina Poty, mas também nos demais afloramentos visitados nas outras pedreiras. 123
- Foto V.27 - Depósitos da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Essas camadas estão aproximadamente 6m acima da transição K-T. Notar a predominância de espessas camadas de marga enquanto que as camadas de calcário tornam-se extremamente delgadas (camadas finas mais claras). A porção superior possui uma coloração amarelada devido ao intemperismo. A fase regressiva que marca esses depósitos está associada ao raseamento crescente indicado pelos depósitos. Beurlen (1967a, 1967b) chamou esses depósitos de Formação Maria Farinha Inferior para diferenciá-los dos calcários de origem recifal que afloram na linha de litoral da bacia. O autor também citou a quantidade de argila nos depósitos como possível análogo de mangues ou estuários próximos; a presença de ostreídeos confirma estas idéias.124
- Foto V.28 - Aspecto do topo da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar que o intemperismo foi responsável pela coloração amarela das camadas. A predominância é de margas com influência de

siliciclastos, e apenas camadas delgadas (mais salientes) correspondem a calcários, às vezes dolomíticos, com siliciclásticos. A parte superior já sofre processos pedogenéticos e há uma capa da Formação Barreiras sobre o afloramento. 124

Foto V.29 - Notar a espessa camada de margas (~2m) em relação à camada de calcário (50cm). Estas feições são interpretadas como ciclos de variação eustática, que podem estar associados a mudanças climáticas conjuntas (Mina Poty). As características do acamamento são as mesmas das demais pedreiras; não há indícios de falhamentos, ondas de tempo bom, convoluções ou estruturas que indiquem ação tectônica sindeposicional. As camadas exibem feições de preservação de *shell beds* e retrabalhamento por ondas de tempestade que atuavam sobre o substrato plano e macio. 125

Foto V.30 - Fotomicrografias de lâminas do "calcário Gramame" cerca de 1,5m abaixo da transição K-T na Mina Poty. É composta por biomicritos-wackstones, ricos em foraminíferos, calcisferas, fragmentos de conchas de moluscos e ostracodes. Apesar de ter origem em águas rasas, a influência de terrígenos é insignificante. 126

Foto V.31 – Fotomicrografias com dois exemplos de mudstones com bioclastos da base da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar, na lâmina esquerda, a presença de grãos de quartzo indicando maior conteúdo de siliciclásticos nas margas. 126

Foto V.32 - Fotomicrografias de calcário margoso do topo da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar a presença de uma grande quantidade de quartzo indicando a intensificação da fase regressiva com a chegada de terrígenos. 126

Foto V.33 - Calcário Gramame na Fazenda Olho D'água, região norte da Ilha de Itamaracá. A imagem mostra o corte feito em terreno ao nível do mar. O fraturamento é provocado por explosões. O aspecto do calcário é maciço, porém apresenta as mesmas feições de indícios de retrabalhamento por ondas de tempestades. Macrofósseis são raros; foi encontrado apenas um amonóide, vértebras de peixe e restos de decápodes. 127

Foto V.34 - Detalhe de um grande amonóide (*Pachydiscus*), preservado em forma de molde nos calcários da Fazenda Olho D'água em Itamaracá. 127

Foto V.35 - Vista geral da bancada exposta na Mina João Sara em Alhandra na Paraíba. O calcário, nessa localidade, tem um aspecto extremamente maciço e litificado. É extremamente escasso em macrofósseis, com exceção de algumas carapaças de *Hemiaster*. O afloramento apresenta recristalização com formação de grandes geôdos de calcita e pirita. Notar que, ao longo da seqüência, é possível definir finas camadas de margas (10 – 30cm) que estão intercaladas nos calcários (linhas amarelas / escala = 1m). 128

Foto V.36 - Detalhe de camada argilosa (20cm), com características de ondulações e truncamentos típicos de ação de energia de ondas de tempestade (Mina João Sara). Notar a intensa bioturbação preservada na camada argilosa, enquanto que acima e abaixo desse nível há menos registros de icnofósseis. 129

Foto V.37 - Detalhe da camada argilosa mais espessa que ocorre no afloramento (Mina João Sara). Notar as feições de truncamento e uma certa irregularidade da camada (linhas vermelhas). No nível em questão, predominam pequenos *Thalassinoides Planolites* e *Skolithos*?. As setas amarelas indicam outros icnogêneros (*Planolites*? e *Skolithos*?). 129

Foto V.38 - Afloramento da Formação Gramame na Ponta do Funil. Todo o assoalho do 1º plano é de calcário e é constantemente recoberto por marés que acabam por esculpir falésias no afloramento. Sobre a

- Formação Gramame está uma capa da Formação Maria Farinha e sobre esta a Formação Barreiras recobre o morro. (altura aproximada da bancada de calcário 12m). 130
- Foto V.39 - Vista da ilha de Itamaracá, Ilha de Itapessoca e dos afloramentos da Ponta do Funil (ver mapa na Figura V.1.). Em Itamaracá existem afloramentos da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha. Na Ilha de Itapessoca existem calcários apenas da Formação Gramame, inclusive é nesta ilha onde se encontra a Mina Itapessoca. 131
- Foto V.40 - Aspecto da bancada de calcário na Ponta do Funil. A parte superior apresenta cor amarelada devido ao intemperismo e recristalização. Abaixo vê-se uma camada de calcário sobreposta a um nível de calcário margoso. Existe um tipo de contato que sugere ondulações ou superfícies de escavações por correntes. 131
- Foto V.41 - Base da camada de calcário margoso visto na foto anterior. Notar as feições de escavação e preenchimento (*Swaley?*), presentes em quase toda a extensão aflorante. Os depósitos desta foto são da Formação Gramame. O acamamento do afloramento parece sofrer uma inclinação, não deposicional, na direção nordeste. 132
- Foto V.42 - Bloco de calcário mostrando a preservação da bioturbação. Nesta localidade existe uma predominância de *Ophiomorpha*, mas também existem pequenos *Thalassinoides* e *Planolites* (galerias vistas na foto) nas camadas correspondentes à Formação Gramame. 133
- Foto V.43 - Neste trecho do afloramento, na Ponta do Funil, cuja face está voltada para o sul, a bancada possui aproximadamente 9m, e os calcários são apenas da Formação Gramame. Há uma escassez de macrofósseis, assim como verificada nos outros afloramentos do Maastrichtiano Superior. Foram encontrados um cefalópode (*Pachydiscus*), raros gastrópodes, a presença freqüente de *Hemiaster* e de tubos de *Hamulus*. Neste trecho, a Formação Barreiras está diretamente, de forma discordante sobre a Formação Gramame. 133
- Foto V.44 - Neste trecho do afloramento (Ponta do Funil), a bancada possui cerca de 6m. Notar que, no nível de contato discordante com a Formação Barreiras, existe um horizonte detrítico erosivo. 134
- Foto V.45 - Neste trecho, cuja face da bancada está voltada para E, o topo da Formação Gramame está cerca de 2m do nível da praia. Aqui é possível verificar que a camada conglomerática é idêntica à camada registrada na Mina Poty. A continuidade lateral, o aspecto sedimentológico e a espessura (~60cm) são semelhantes; o que revela a ligação das duas ao mesmo evento gerador. Neste trecho exatamente não está preservada a Formação Maria Farinha a partir desta camada conglomerática que marca a sua base. 134
- Foto V.46 - Detalhe da densa bioturbação preservada no topo da Formação Gramame, representada por escavações preenchidas de *Ophiomorpha*. Notar que a bioturbação é completamente interrompida pela camada maciça que representa um evento de deposição muito rápida (minutos ou horas); o que impediu a bioturbação posterior no interior da camada. Existem indícios de bioturbação no topo brecha carbonática. 135
- Foto V.47 - Notar o contato irregular da camada conglomerática, atribuído a um *tsunami* de grande magnitude na passagem K-T da Bacia Paraíba, por (Albertão, 1993). A base da camada é conglomerática (observar lado esquerdo), e o tamanho dos clastos diminui em direção ao topo. Abaixo da brecha carbonática, base da Formação Gramame, existem vários tubos de *Ophiomorpha* preenchidos por material siltico e até conglomerático; isto foi interpretado como sucessivos eventos de preenchimento episódico dos tubos provocado por tempestades anteriores ao grande evento K-T, cujas proporções são impressionantes. 135

- Foto V.48 - Neste local existe o contato entre o topo da Formação Gramame e a brecha carbonática que marca a base da Formação Maria Farinha. Sobre a camada há um vestígio da Formação Maria Farinha, que está coberto pela Formação Barreiras. 136
- Foto. V.49 - Bloco calcário da Formação Maria Farinha encontrado na Ponta do Funil. Este bloco mostra uma grande variedade de moldes de moluscos preservados; o que contrasta com a escassez de fósseis nas camadas abaixo da passagem K-T. O mesmo fenômeno é observado na seção K-T da Mina Poty. 137
- Foto V.50 - Bloco de calcário da Formação Maria Farinha encontrado na Ponta do Funil. Notar a grande quantidade de moldes de moluscos preservados na rocha. Acima à direita é possível perceber o acúmulo de várias valvas desarticuladas. O aspecto de preservação das conchas parece caótico, mas localmente o acúmulo é orientado por corrente. 137
- Foto V.51 - Aspecto de afloramento de rochas carbonáticas na praia de Coqueirinho na Paraíba. Os afloramentos geralmente estão dispostos dessa forma, não há uma continuidade lateral dos depósitos. Os afloramentos avançam em direção ao mar, ficando expostos durante a maré baixa. 138
- Foto V.52 - Aspecto de afloramento entre as praias de Coqueirinho e Tabatinga, no litoral da Paraíba. A ação do intemperismo provocado pelo mar causa este aspecto ruiforme aos depósitos..... 139
- Foto V.53 - Detalhe do afloramento visto na foto V.51. Notar a ocorrência de uma superfície de contato erosivo entre duas bancadas. O afloramento apresenta intensa bioturbação preservada. O icnogênero dominante é *Ophiomorpha nodosa* (Almeida, 2000). Quase ao nível da areia, há outra descontinuidade menos evidente. 139
- Foto V.54 - Afloramento entre as praias de Coqueirinho e Tabatinga. Notar a mesma característica de acamamento horizontal das superfícies de descontinuidade entre as bancadas. A erosão diferencial acaba expondo as tramas da bioturbação preservada nos depósitos, exibindo a preservação de sucessivos níveis de tramas de galerias escavadas no substrato. 140
- Foto V.55 - Detalhe do afloramento mostrado na Foto V.51. Notar uma camada convoluta-ondulada na base do afloramento visto na Fig. V.53. Aparentemente, sugere um evento erosivo (descontinuidade) com indício de retrabalhamento por corrente (tempestito?). Feições como esta são freqüentes nesses afloramentos. 140
- Foto V.56 - Detalhe do afloramento exibindo intensa bioturbação preservada. A grande quantidade de tubos e fragmentos de tubos preservados sugere a ação de organismos e o sucessivo soterramento e preenchimento dessas escavações por eventos de ondas de tempo bom e de tempestade (Walker, 1984; Brett *et al.*, 1997; Buatois *et al.*, 2002). A erosão diferencial acaba por remover a matriz carbonática, de material mais fino, que suporta os tubos, restando essa trama de tubos sobrepostos. 156
- Foto VI.1 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE (Fm. Gramame) em Igarassu (ver mapa de localização dos poços na Fig. V.1). Seção de carbonatos wackestones (biomicritos) com intensa bioturbação horizontal. 144
- Foto VI.2 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE em Igarassu. Entre icnogêneros presentes na bioturbação é possível distinguir *Thalassinoides* e *Planolites*. (Fm. Gramame). 144
- Foto VI.3 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE em Igarassu. Notar a perturbação do sedimento em todo o testemunho. A intensa bioturbação indica a ação de organismos no substrato macio, inconsolidado e oxigenado (Fm. Gramame). 144

Foto VI.4 - Detalhe do testemunho 1 IG-03-PE (Formação Gramame). Notar a seqüência de calcários bioturbados, vistos em detalhe anteriormente. Esse padrão é observado também em todos os afloramentos visitados. Embora a intensidade varie, e a diversidade de icnogêneros seja baixa, há sempre razoável bioturbação nesses calcários. 145

Foto VI.5 - Detalhe do testemunho 1 IG-03-PE. Notar a passagem (seta na foto à esquerda) da Formação Itamaracá, representada pelo arenito fino, escuro, argiloso, carbonático com nódulos argilosos (à esquerda na caixa) e contendo restos de conchas, para a Formação Gramame, representada por calcários de cor cinza claro, bastante bioturbados (foto do testemunho à esquerda e detalhe da parte inferior da caixa). 146

Foto VI.6 - Detalhe do testemunho 3 LU-02-PB de Lucena, Paraíba. Notar a menor intensidade de bioturbação, embora os gêneros aqui presentes sejam basicamente os mesmos observados no testemunho 1 IG-03-PE, destacando-se grandes tubos *Thalassinoides*, e *Planolites* menores. O calcário aqui é mais compacto, com níveis argilosos (Formação Gramame). Existem níveis com horizontes de maior intensidade da bioturbação e níveis menos bioturbados. A cor amarela do lado esquerdo é resultado apenas do intemperismo que afeta a porção mais superior dos depósitos, mas trata-se da mesma rocha vista à direita de cor cinza. 147

Foto VI.7 - Detalhe do testemunho SRC-07 PE (ver mapa de localização dos furos Fig. V.1). Notar a ocorrência de grandes *Thalassinoides* e *Planolites*. O testemunho mais à direita possui um fragmento de concha (ostreídeo) cortado em seção. A ocorrência de níveis mais argilosos com intensificação da bioturbação, de cor escura, ocorre em toda a seção carbonática desse furo (Formação Gramame). 148

Foto VI.8 - Bloco de calcário contendo vários níveis de escavações, coletado na Mina João-Sara em Alhandra, Paraíba. (Th - *Thalassinoides*, Pl - *Planolites*). A cor amarela é resultado do intemperismo. 148

Foto VI.9 - Escavações *Thalassinoides* preservadas em forma de moldes internos dos tubos. As seções são elípticas podendo também ocorrer quase circulares. Os tubos normalmente se ramificam em Y ou em T. Estes fragmentos são facilmente encontrados preservados nos níveis argilosos e *shell beds* intercalados nos calcários da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha Inferior na Mina Poty. 149

Foto VI.10 - Bloco de calcário coletado na Pedreira João-Sara em Alhandra, Paraíba. Preservação de tubo com seção cilíndrica em forma de círculo espiralado - *Gyrolithes*. (Formação Gramame). A cor amarelada é devido ao intemperismo na rocha. 149

Foto VI.11 - Bloco de calcário coletado na Pedreira Itapessoca em Pernambuco (ver mapa de localização Fig. V.1). Notar a presença de tubo preenchido por material escuro (parte superior da foto) *Planolites/Paleophycus*. O círculo amarelo demarca a ocorrência de fragmentos de decápode. 150

Foto VI.12 - Bloco de calcário coletado na Ilha de Itamaracá (Fazenda Olho D'água). Tubo de seção semicircular um pouco curvado *Planolites/Paleophycus*. 150

Foto VI.13 - Detalhe de afloramento da Formação Maria Farinha na Praia de Coqueirinho, Paraíba. Notar a intensa trama de galerias de *Ophiomorpha*, preservada nas rochas carbonáticas da Formação Maria Farinha, nessa localidade. Contudo, esse aspecto não possui continuidade lateral nos afloramentos, existindo níveis mais carbonáticos com poucas galerias. 153

Foto VI.14 - Topo de um afloramento na praia de Coqueirinho, Paraíba, onde foram encontrados vários icnofósseis. Dentre eles, identificamos *Ophiomorpha*, *Planolites/Palaeophycus* e *Skolithos*. 154

- Foto VI.15 - Aspecto de bloco calcário da Formação Gramame na Ponta do Funil, contendo *Thalassinoides*, *Planolites* e *Ophiomorpha*. Notar que as galerias apresentam-se horizontais em sua maioria. Essas características ocorrem em depósitos que ficam a ~4m abaixo da transição K-T, ou seja no topo da Formação Gramame nesses afloramentos. 155
- Foto VI.16 - Transição K-T na Mina Poty. A bancada saliente é a base da camada conglomerática que marca o limite das duas unidades. Nota-se, no topo da Formação Gramame em contato com a camada K-T, um calcário (*wackestones*) com estruturas onduladas devido à ação de tempestades, onde estão preservados grandes tubos *Thalassinoides* horizontais. Não há galerias verticais nem *Ophiomorpha*. ... 156
- Foto VI.17 - Limite K-T na Ponta do Funil. Notar a camada com contato erosivo e base conglomerática que marca a transição. Abaixo da camada conglomerática ocorre calcarenito com estruturas muito mais evidentes de retrabalhamento por ondas de bom tempo e por tempestades. Ocorrem várias galerias de *Ophiomorpha* verticais, subverticais e horizontais. Aqui não há mais *Thalassinoides*, os tubos estão preenchidos por material carbonático detrítico grosso. Vários tubos estão interrompidos por planos de erosão (linhas amarelas). 156
- Foto VI.18 - Transição K-T na Ponta do Funil. Notar a intensa trama de *Ophiomorpha* preservada no topo da Formação Gramame antes da camada conglomerática que está na base da Formação Gramame. A camada com aproximadamente 50cm pode ter sido depositada em minutos ou horas. Há uma completa interrupção da bioturbação com a deposição da camada que marca a transição entre as unidades Gramame e Maria Farinha. 158
- Foto VI.19 - Detalhe do contato erosivo da brecha carbonática que separa as duas unidades. Notar a interrupção das galerias que estão em contato com a base da brecha e o preenchimento dessas galerias com material detrítico da camada. 158
- Foto VI.20 - Notar os planos de erosão das galerias com preservação de alguns trechos, abaixo da camada K-T, vários níveis erodidos estão preenchidos por material carbonático grosso que inclui bioclastos; esses níveis representam eventos anteriores de erosão e deposição por ondas e por tempestades. 159

LISTA DE TABELAS

- Tabela V.1 - Lista de poços do Projeto Fosfato (CPRM) estudados pela pesquisa. Apenas os poços relevantes para a pesquisa, tiveram os testemunhos observados e fotografados, e apenas os mais interessantes foram utilizados na composição das seções estratigráficas. 84
- Tabela V.2 - Lista de poços de água levantados junto às companhias de água dos Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Esses poços possuem apenas a descrição do perfil litológico executado durante a perfuração, sem testemunhagem. 85
- Tabela V.3 - Lista dos afloramentos investigados pela pesquisa na área da Bacia Paraíba. Aqui estão os afloramentos de campo e os afloramentos das pedreiras de mineração de calcário. 86
- Tabela VII.1a - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba (Maury, 1930; Muniz, 1993). 162

Tabela VII.1b - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba, incluindo alguns achados na fácies fosfática de transição – Formação Itamaracá (Maury, 1930; Muniz, 1993).	163
Tabela VII.1c - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba, incluindo alguns achados na fácies fosfática de transição – Formação Itamaracá. (Maury, 1930; Muniz, 1993).	164
Tabela VII.1d - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda).	165
Tabela VII.2a - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Maria Farinha de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). As 5 espécies de gastropoda encontrados por Almeida (2000) nos calcários recifais da Paraíba (isolados abaixo), também ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior na Sub-bacia Olinda (coincidentes acima).	166
Tabela VII.2b - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Maria Farinha de acordo com as suas classes (coluna mais à esquerda). Das 12 espécies de bivalvia encontrados por Almeida (2000) nos calcários recifais da Paraíba, apenas 2 ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior na Sub-bacia Olinda.	167
Tabela VII.3 - Espécies de gêneros que ocorrem nos depósitos da Formação Gramame e Formação Maria Farinha. Notar a expansão do gênero <i>Cerithium</i> (detritívoros) e a redução de <i>Turritela</i> (suspensívoros) no Terciário. Espécie em vermelho, encontrada por Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).	177
Tabela VII.4 - Espécies de Gêneros de bivalvíos descritas em ambas as unidades estudadas. Notar que não há um aumento na diversidade desses gêneros no Terciário, apenas <i>Venericardia</i> possui dois representantes em cada unidade. Espécies em vermelho, encontradas por Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).	177

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico. VII.1 a e b. - Resumo quantitativo das espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame e Formação Maria Farinha, por grupo ao qual pertencem (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).	168
Gráfico. VII.2 a e b - Comparação da quantidade de espécies de moluscos listados em ambas as unidades. Notar que, do Maastrichtiano para o Paleoceno, todas as 35 espécies de cefalópodes desaparecem. E que, no Paleoceno, os gastrópodes se destacam (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c e VII.2a, b).	169
Gráfico VII.3 a e b - Comparação do conteúdo de espécies encontrados na Formação Maria Farinha Inferior e Maria Farinha superior, dividido por classes (dados retirados das tabelas VII.2a, b).	173

Gráfico VII.4 a, b e c - Comparação do número de gêneros de moluscos por classe, entre as duas unidades. a) Formação Gramame no alto à esquerda; b) Formação Maria Farinha no alto à direita; c) abaixo e ao centro, Formação Maria Farinha sem os dados de Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b). 175

Gráfico VII.5 – Ocorrência dos mesmos gêneros de moluscos, por classe, nas duas unidades. Em laranja o total de gêneros descritos na unidade Gramame; em lilás o número de gêneros que existiu no Gramame e que foi encontrado na Formação Maria Farinha. A maior parcela de gêneros que existiram na unidade Gramame e que também foram encontrados na unidade Maria Farinha, são de gastrópodes (dos 30 gêneros do Gramame, 12 foram encontrados na Formação Maria Farinha) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b) 176

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A Bacia Paraíba, de acordo com a divisão considerada por esta pesquisa, ocupa a faixa costeira entre o Lineamento Pernambuco e a Falha de Mamanguape ao norte da cidade de João Pessoa, na Paraíba (Feitosa & Feitosa, 1986). Devido à falta de estudos, ainda não é clara, a possibilidade desta bacia estender-se até o sul da cidade de Natal como já discutiram alguns autores (Mabesoone, 1995, 1996a; Feitosa *et al*, 2002). Trabalhos anteriores, preferiram acrescentar esta faixa sedimentar, a região localizada entre a cidade de Recife e o Alto de Maragogi, na divisa de Pernambuco com Alagoas formando uma única bacia (Mabesoone & Alheiros 1988; 1993). Esta compartimentação recebera a denominação de Bacia Pernambuco-Paraíba ou ainda a reuniam com a região sedimentar costeira que se estende para o norte até o Alto de Touros na Bacia Potiguar, denominando-a assim de Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte (Mabesoone, 1995; 1996a; 1996b)

Diferentes características estratigráficas, geocronológicas e estruturais foram observadas nas áreas ao norte e ao sul do Lineamento Pernambuco (Lima Filho, 1996; 1998a) possibilitando a interpretação de duas bacias diferentes com seqüências sedimentares diferentes. Onde a então denominada Sub-bacia Cabo (Mabesoone & Alheiros, 1988) seria na verdade uma bacia distinta da Bacia Paraíba, denominada Bacia Pernambuco (Lima Filho, 1996; 1998a).

O preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba exhibe, a partir do embasamento, arenitos de origem fluvial a fluvio-lacustres, médios a grossos, com níveis conglomeráticos representando a Formação Beberibe, de idade Coniaciana?-Santoniana (Beurlen, 1967a; 1967b). Esta unidade repousa de forma discordante sobre o embasamento cristalino Proterozóico (Alheiros & Ferreira, 1993; Mabesoone & Alheiros, 1988). Uma segunda unidade que representa a transição do ambiente continental para o ambiente marinho, marcando a invasão do Oceano Atlântico sobre esta área do continente, está representada por arenitos e siltitos com níveis de calcarenitos e arenitos calcíferos fosfáticos com fósseis de origem marinha, representando por sua vez a Formação Itamaracá, de idade Campaniana (Kegel, 1957; Beurlen 1967a, 1967b).

A implantação de um ambiente marinho na bacia, devido à continuidade da transgressão, está representada por uma seqüência de calcários e margas, que evidenciam a instalação de uma plataforma carbonática sobre os sedimentos clásticos subjacentes. A unidade que corresponde à ocupação marinha pós-transgressão, bastante fossilífera, é a Formação Gramame, de idade maastrichtiana (Maury, 1930; Santos *et al.*, 1994; Muniz, 1993). A continuação da seqüência marinha, sem uma variação substancial das litologias, é caracterizada por uma fase regressiva e é representada pela Formação Maria Farinha de idade paleocênica (Maury, 1930; Tinoco, 1971; Muniz, 1993; Santos *et al.*, 1994), também rica em fósseis.

Por fim, cobrindo de forma discordante tanto o embasamento cristalino nas áreas de borda da bacia quanto os estratos do Cretáceo e do Terciário, ocorre a Formação Barreiras, de idade Plioceno-Pleistoceno, consistindo em depósitos de sedimentos areno-argilosos, pouco consolidados com fácies distintas de leques aluviais, canais fluviais e planície de inundação (Mabesoone & Alheiros, 1988).

Provavelmente, devido à falta de interesse econômico na bacia, ainda, pouco se conhece sobre sua evolução. Os estudos disponíveis até o momento estão substanciados apenas em análises de afloramentos e em alguns poços exploratórios realizados para pesquisa de sub-superfície. Neste trabalho tentou-se integrar vários dados com o objetivo de elaborar um modelo mais detalhado da evolução da bacia e, principalmente, da sua seção marinha.

As modernas propostas de modelos de interpretação de seqüências sedimentares, conhecidas como estratigrafia de seqüências, foram aplicadas aos dados reunidos para caracterizar, com maiores detalhes, a evolução dos ambientes deposicionais carbonáticos da bacia.

Além de seu importante conteúdo paleontológico, a Bacia Paraíba guarda ainda um registro, relativamente contínuo e exposto, da transição entre o Cretáceo e o Terciário em estratos marinhos. Este período de transição é de grande interesse por marcar a ocorrência de uma importante crise ambiental, sucedida no Cretáceo Superior, que culminou com a queda de um asteróide provocando grande mortandade da biota, na Passagem Cretáceo-Terciário (Alvarez, 1986).

Alvarez *et al.* (1980) determinaram o registro da passagem Cretáceo-Terciário a partir da distribuição de uma camada de argila com uma contaminação anormal de irídio, provocada pela queda de um corpo extra-terrestre na região da península de Yucatã, no México. Albertão, (1993) determinou a descoberta de um registro desse evento na Bacia Paraíba, próximo à transição entre as Formações Gramame e Maria Farinha. Este registro é, até o

momento, reconhecido como o mais completo registro desse evento, em área aflorante, em bacias brasileiras. A hipótese de extinções desencadeadas, ou aceleradas, por impactos de corpos extra-terrestres com a terra tem sido amplamente discutida desde sua proposição por Alvarez *et al.* (1980). As melhores ocorrências desse registro na Bacia Paraíba, foram reconhecidas na Mina Poty e nas falésias da praia da Ponta do Funil, em Pernambuco (Beurlen, 1967b; Sial *et al.*, 1992; Sial *et al.*, 1993; Albertão, 1993)

A crise ecológica ocorrida durante a passagem Cretáceo-Terciário, foi reconhecida por diversos autores a partir de extinções, principalmente, do plâncton marinho, e de vertebrados terrestres, além de vários grupos de invertebrados marinhos (Keller, 1996a, 1996b, 2001; Archibaldi, 1996). Na Bacia Paraíba, o estudo dessa crise global ficou caracterizado através do estudo dos microfósseis preservados nos estratos da transição entre as formações Gramame e Maria Farinha (Tinoco, 1971; Albertão *et al.*, 1993; Albertão *et al.*, 1994a; Albertão *et al.*, 1994b; Sarkis *et al.*, 2002).

Diversos autores já haviam reconhecido anteriormente o evento de sucessão biótica verificado na transição K-T da Bacia Paraíba, através da variação macrofaunística, principalmente com relação aos moluscos (Beurlen, 1959; Mabesoone *et al.*, 1968; Muniz, 1993). Apesar disso, apenas um autor (Stinnesbeck, 1989) tentou reconhecer padrões de extinção de macroformas a partir do acompanhamento estratigráfico da passagem Cretáceo-Terciário na Bacia Paraíba.

1.1 JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

A Bacia Paraíba representa uma peça de valiosa importância para a compreensão das etapas e dos processos envolvidos na abertura do Oceano Atlântico e na evolução das bacias marginais do Nordeste (Beurlen, 1961a, 1962a, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1988; Rand & Mabesoone, 1982; Reyment & Dingle, 1987).

Estando posicionada onde outrora fora o último elo de ligação Brasil-África (Rand & Mabesoone, 1982) a Bacia Paraíba comporta características peculiares em relação às bacias marginais vizinhas (Bacia Pernambuco e Sergipe-Alagoas ao norte e a Bacia Potiguar ao sul).

O caráter tardio de sua formação e de seu preenchimento sedimentar, em relação às bacias marginais vizinhas, além de sua configuração estrutural, também discordante das demais bacias marginais do nordeste mostram diferenças significativas. Esses fatos ainda carecem de estudos detalhados.

Uma provável potencialidade de aproveitamento econômico desta bacia passa, necessariamente, pela melhor compreensão de suas características geológicas e paleontológicas, de uma forma geral.

Este trabalho tentou, assim, contribuir, dentro das condições possíveis, para aumentar o grau de conhecimento da Bacia Paraíba através do estudo de sua seção marinha, incluindo o esforço para determinar os seus domínios.

1.2 OBJETIVO GERAL

Reunir o conhecimento estratigráfico e paleoambiental existentes sobre a seqüência carbonática da Bacia Paraíba, acrescer de novos dados e novas interpretações, para elaborar um modelo de evolução dessa seqüência e dos ambientes associados, estando o intervalo estudado compreendido desde o Maastrichtiano até o Paleoceno-início do Eoceno?, representado pelas formações Gramame e Maria Farinha.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) A partir dos dados de poços e afloramentos, reunidos ao conhecimento anterior sobre a estratigrafia da bacia, elaborar um modelo de evolução da seqüência marinha ao longo dos domínios da bacia;
- b) Elaborar seções estratigráficas, utilizando dados de poços e de afloramentos, para detalhar o comportamento das unidades carbonáticas na bacia;
- c) Reunir dados dos perfis geológicos, seções estratigráficas e afloramentos que permitam elaborar um modelo dos paleoambientes relacionados a cada uma das duas unidades, inferindo processos deposicionais dominantes e paleobatimetrias;
- d) Observar a ocorrência e a distribuição da paleofauna de macroinvertebrados e as implicações paleoecológicas destas ocorrências, para proceder a uma reconstituição dos ambientes e de suas modificações durante o intervalo de tempo em questão;
- e) Comparar os resultados obtidos com os modelos propostos anteriormente;

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo da área em questão teve início a partir de extenso levantamento bibliográfico, referente aos dados geológicos, estratigráficos, paleontológicos e paleoecológicos disponíveis sobre as unidades estudadas e sobre a Bacia Paraíba em geral.

Foi realizada uma fase exploratória dos afloramentos de calcário na área da bacia, em pedreiras e afloramentos naturais. Nesta etapa, buscou-se a observação do posicionamento estratigráfico dos fósseis coletados, assim como as características estratigráficas e sedimentológicas de cada localidade, visando a uma melhor interpretação das unidades e uma correlação espacial dos afloramentos. Nesta etapa também foram selecionadas amostras de algumas seções para a execução de lâminas delgadas. Esse processo permitiu confirmar aspectos petrográficos anteriormente estudados por outros autores (Rodrigues, 1985; Oliveira, 1978; El Gadi, 1993). Ao todo Foram utilizados afloramentos de 6 pedreiras: Poty e Itapessoca, em Pernambuco; CIPASA, João Sara, CIGRA e CIMEPAR, na Paraíba. Além destes, foram utilizados afloramentos naturais: Praia de Jaguaribe, Fazenda Olho D'água, Praia de Ponta do Funil e Praia de Pontas de Pedras, em Pernambuco; Fazenda Alexandrina e o trecho de praia entre Jacumã e Tabatinga, na Paraíba.

Foram utilizados as descrições e testemunhos de poços para a elaboração de seções geológicas. Estas seções envolvem poços que foram perfurados na área continental da bacia (Projeto Fosfato CPRM), com o objetivo de mapear as ocorrências de fosfato mineral nos estados de Pernambuco e da Paraíba. Também foram incluídas descrições de poços de água que permitiram aumentar o grau de detalhamento das seções.

Foram elaborados modelos que mostram a interpretação das seções estratigráficas e das características verificadas nos afloramentos. Os modelos criados abordam aspectos da evolução da bacia como um todo e a distribuição das unidades ao longo das sub-bacias. Foram estudadas as características deposicionais das unidades carbonáticas, e levando-se em conta a relação genética entre as unidades. Por isso, foi importante estudar a relação da Formação Itamaracá com o máximo transgressivo e o estabelecimento do domínio marinho.

Executou-se um perfil de observação da ocorrência da paleofauna de macroinvertebrados em todos os afloramentos estudados, tomando-se como base os afloramentos da Mina Poty, já que estes representam a melhor seqüência de transição entre as duas formações exposta em afloramentos.

Também foi possível construir uma seção típica da sucessão faunística a partir dos dados de afloramento das unidades estudadas, dando ênfase aos moluscos. Também foi realizada uma comparação entre o perfil da Pedreira Poty e a ocorrência da paleofauna de invertebrados nas demais áreas da bacia, de forma a determinar uma possível variação ambiental ao longo dos domínios da Bacia (lateral) e ao longo da estratigrafia das unidades (vertical). Este estudo permitiu mostrar, de forma geral, a ocorrência de eventos biológicos de expansão e de redução da fauna de invertebrados marinhos.

CAPÍTULO II

LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA BACIA PARAÍBA

II.1 DEFINIÇÃO DA BACIA PARAÍBA

A Bacia Pernambuco-Paraíba foi considerada como constituída por estratos cretáceos, terciários e quaternários, abrangendo a faixa costeira do sul de Recife até o norte de João Pessoa (Brito, 1979). Ainda, segundo esse autor, essa bacia seria delimitada por falhas e sua topografia seria de relevo relativamente rebaixado. Segundo dados da ANP (Agência Nacional do Petróleo - Round 4), a bacia Pernambuco-Paraíba possui uma área emersa de 7.600 km² e cerca de 31.400 km² na sua porção submersa, que se estende pela plataforma continental até a cota batimétrica de 3.000 metros.

De acordo com outros autores, a bacia Pernambuco-Paraíba corresponderia a uma faixa sedimentar contínua, cujos limites seriam: ao sul, com a bacia de Alagoas representado pelo Alto de Maragogi, e ao norte com o Alto de Touros (Cordani et al., 1984), que marcaria o limite com a Bacia Potiguar (Kegel, 1957; Beurlen, 1959; Mendes, 1962; Tinoco, 1967). E ainda, Mabesoone (1994, 1995, 1996b, 1996c) considerou uma possível ligação, também contínua, entre as bacias de Pernambuco-Paraíba e do Rio Grande do Norte.

Com o avanço do conhecimento a respeito da faixa sedimentar costeira de Pernambuco e da Paraíba, ficou evidente a existência de duas bacias, separadas pelo Lineamento Pernambuco (Rand, 1976; Rand, 1978; Lima Filho 1996, 1998a, 1998b; Lima Filho et al., 1998). Características estratigráficas e estruturais das rochas sedimentares e vulcânicas que ocorrem ao sul de Recife, até o alto de Maragogi, definiram esta área como uma bacia particular denominada Bacia Pernambuco (Lima Filho, 1998a). O termo Sub-bacia Cabo seria abolido e a área ao norte do lineamento faria parte de outra bacia denominada Paraíba.

Aa evolução da faixa sedimentar presente ao sul do Lineamento Pernambuco possui características não compartilhadas pela seqüência sedimentar existente ao norte do lineamento, que corresponderiam à Bacia Paraíba (Lima Filho et al., 1998), abrangendo parte da faixa costeira do Estado de Pernambuco e do Estado da Paraíba. Os fenômenos tectônicos ocorridos na Bacia Paraíba, ao longo de sua história geológica, foram diferenciados dos que

ocorreram nas áreas adjacentes, ao norte e ao sul (Asmus & Carvalho, 1978), nas bacias Pernambuco, Alagoas e na Bacia Potiguar. Esta diferenciação talvez, tenha se manifestado através da preservação de uma ponte ou soleira intercontinental (landbridge) entre África e América do Sul, durante o Cretáceo Superior (Rand, 1985; Rand & Mabesoone, 1982).

Há pouca compreensão a respeito da última fase de ligação que existiu entre os continentes africano e sul-americano. Acredita-se que a área entre Recife e João Pessoa terá sido a que permaneceu por mais tempo ligada à placa africana, durante a formação do Oceano Atlântico Sul, e que esta região sofreu estiramento e afinamento litosférico, que evoluiu para um homoclinal (Rand & Mabesoone, 1982).

Mabesoone (1996a) afirma que nesse processo houve uma lenta e continuada subsidência, gerando uma relay ramp, cuja cunha sedimentar estabelecida constitui meramente uma cunha homoclinal. As diferenças litológicas registradas influíram diferentemente sobre o comportamento temporal da rigidez do segmento litosférico em foco, resultando num afundamento diferenciado durante a fase de deriva continental, facilitado sobretudo pela presença de falhamentos pretéritos, então reativados.

Esse comportamento diferenciado assemelhado ao de tectonismo de teclas (Fortes, 1986), reforçado pela estruturação em blocos desnivelados (Rand, 1967, 1976, 1978), possibilitou a subdivisão da “relay ramp” representativa da Bacia Paraíba, em setores com preenchimento lítico também com certa diferenciação, apresentando assim uma estrutura em sub-bacias (Mabesoone & Alheiros, 1988; 1991).

Apesar de sempre serem consideradas e interpretadas por vários autores como uma faixa contínua (Mabesoone 1996a, Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991; Asmus & Carvalho, 1977; Rand & Mabesoone, 1982), as bacias Pernambuco e Paraíba apresentam características geológicas bem diferentes, principalmente, quando analisadas a partir dos depósitos que hoje estão na parte continental de ambas as bacias, através de poços e afloramentos (ver Fig. II.1).

O preenchimento sedimentar, ou o quadro estratigráfico das duas bacias, comumente é apresentado como uma única coluna, onde se sobrepõem as rochas que afloram ao norte de Recife às rochas que aparecem apenas ao sul do Lineamento Pernambuco (Asmus & Carvalho, 1977; Feijó, 1994; Mabesoone, 1996a; Ojeda y Ojeda, 1981). Porém, quando analisado separadamente, lado a lado, assim como se apresenta espacialmente nas áreas ao sul e ao norte do Lineamento Pernambuco, é possível notar a disparidade de suas características estratigráficas (idade dos estratos, características deposicionais, paleofauna etc.). Embora Mabesoone & Alheiros (1988) tenham considerado que sobre o Platô de Pernambuco, em área offshore da Bacia Pernambuco, pode ter existido uma continuidade na deposição sedimentar

que vai do Cenomaniano até o Paleoceno, não há uma comprovação dessa continuidade baseada em dados bioestratigráficos detalhados, devido à ausência de poços exploratórios nessa área.

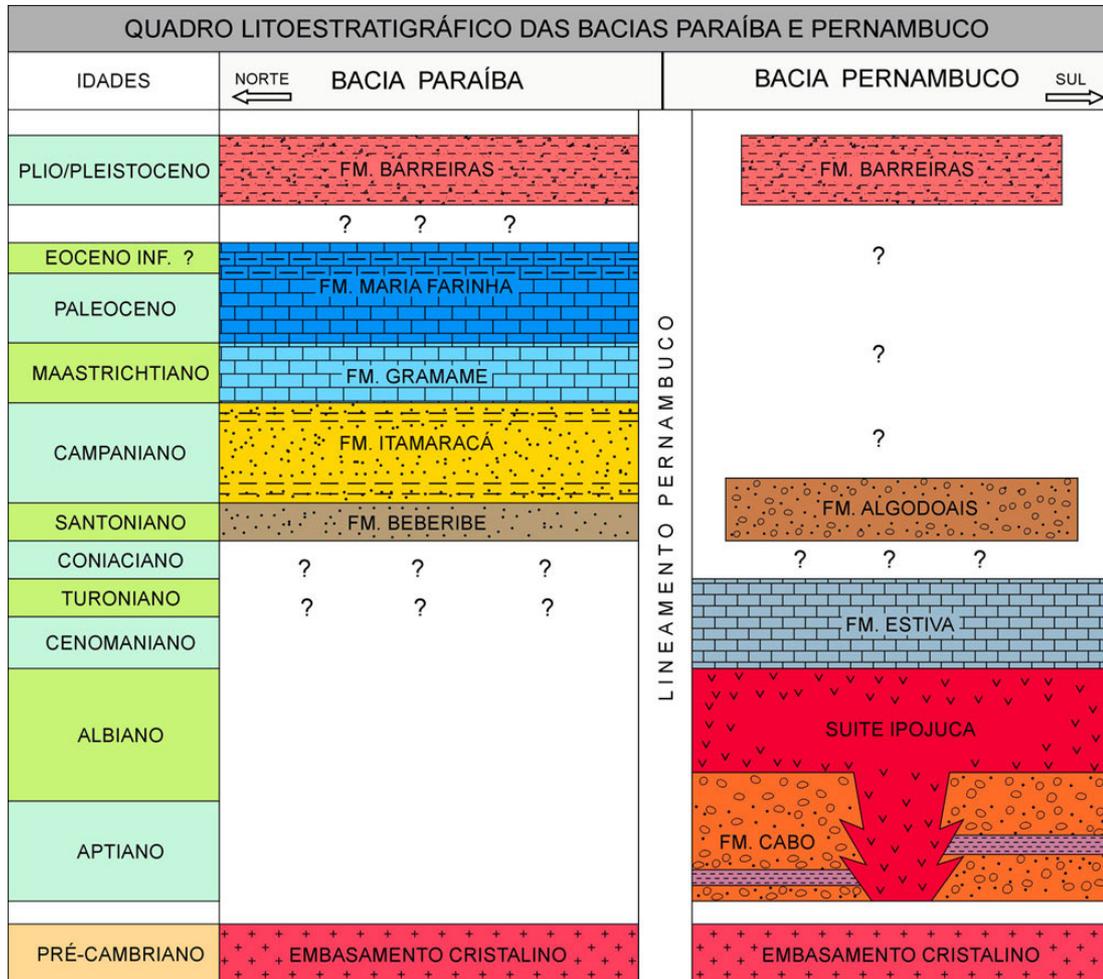


Fig. II.1 – Quadro Estratigráfico esquemático das Bacias Paraíba e Pernambuco, com as unidades estratigráficas aqui mostradas assim como se distribuem na área continental emersa da Bacia Pernambuco ao sul e da Bacia Paraíba ao norte, separadas pelo Lineamento Pernambuco. (a partir de Mabesoone & Alheiros, 1988; Feijó, 1994; Lima Filho, 1996, 1998).

Além da proposta de divisão das colunas exposta na Fig. II.1, outras características podem ser exibidas para se demonstrar as diferenças entre as duas bacias. Tais diferenças, ficam evidentes a partir da observação do preenchimento sedimentar verificado em poços e logs de perfilagem, além, é claro, da própria idade inferida para cada uma das seqüências das duas bacias e do conteúdo fóssil preservado em cada uma das duas seqüências (ver figs. II.2 e II.3).

Como exemplo, são mostrados dois poços: um que foi perfurado na Bacia Paraíba (Fig. II.2), ao norte do Lineamento Pernambuco, que exhibe uma seqüência clástica continental-transicional de idade santoniana?-campaniana, seguido da seqüência carbonática transgressiva regressiva de idade maastrichtiana-paleocênica; o outro de um poço perfurado na Bacia

Pernambuco (Fig. II.3), que exibe a seqüência clástica basal de idade aptiana-albiana, com um evento intrusivo de idade albiana. Notar que acima da formação Cabo ocorrem sedimentos carbonáticos, mais de um pulso, e sedimentos vulcânicos o que revela uma evolução completamente diferente, da evolução da Bacia Paraíba (Fig. II.2).

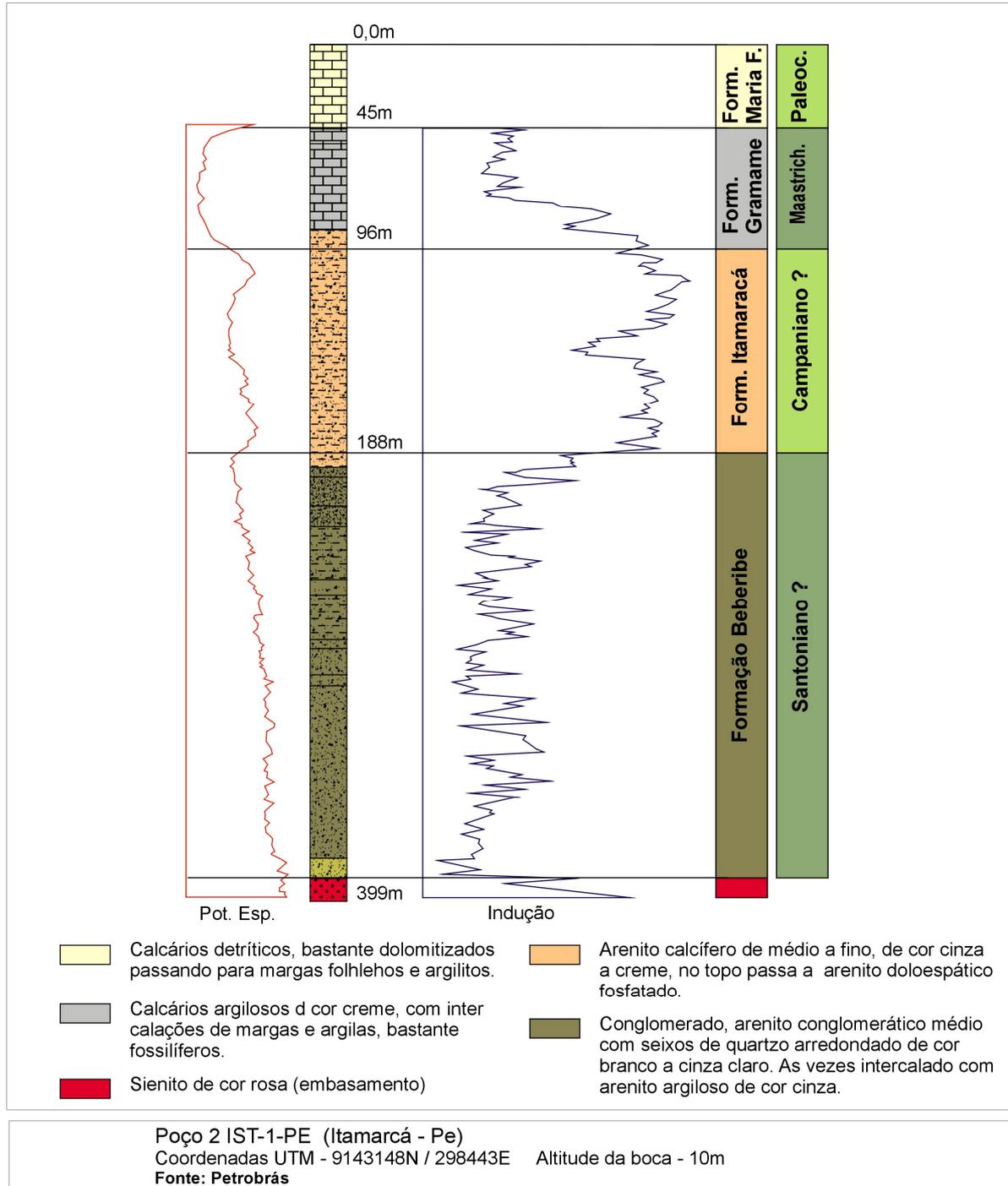


Fig. II.2 – Poço perfurado na ilha de Itamaracá, pela Petrobrás, que chega até o embasamento em área continental da Bacia Paraíba. Observa-se, sobre o embasamento, uma seqüência de arenitos, seguido de uma seqüência carbonática (idades das formações consideradas a partir de Beurlen, 1967a; Tinoco, 1971; Muniz, 1993).

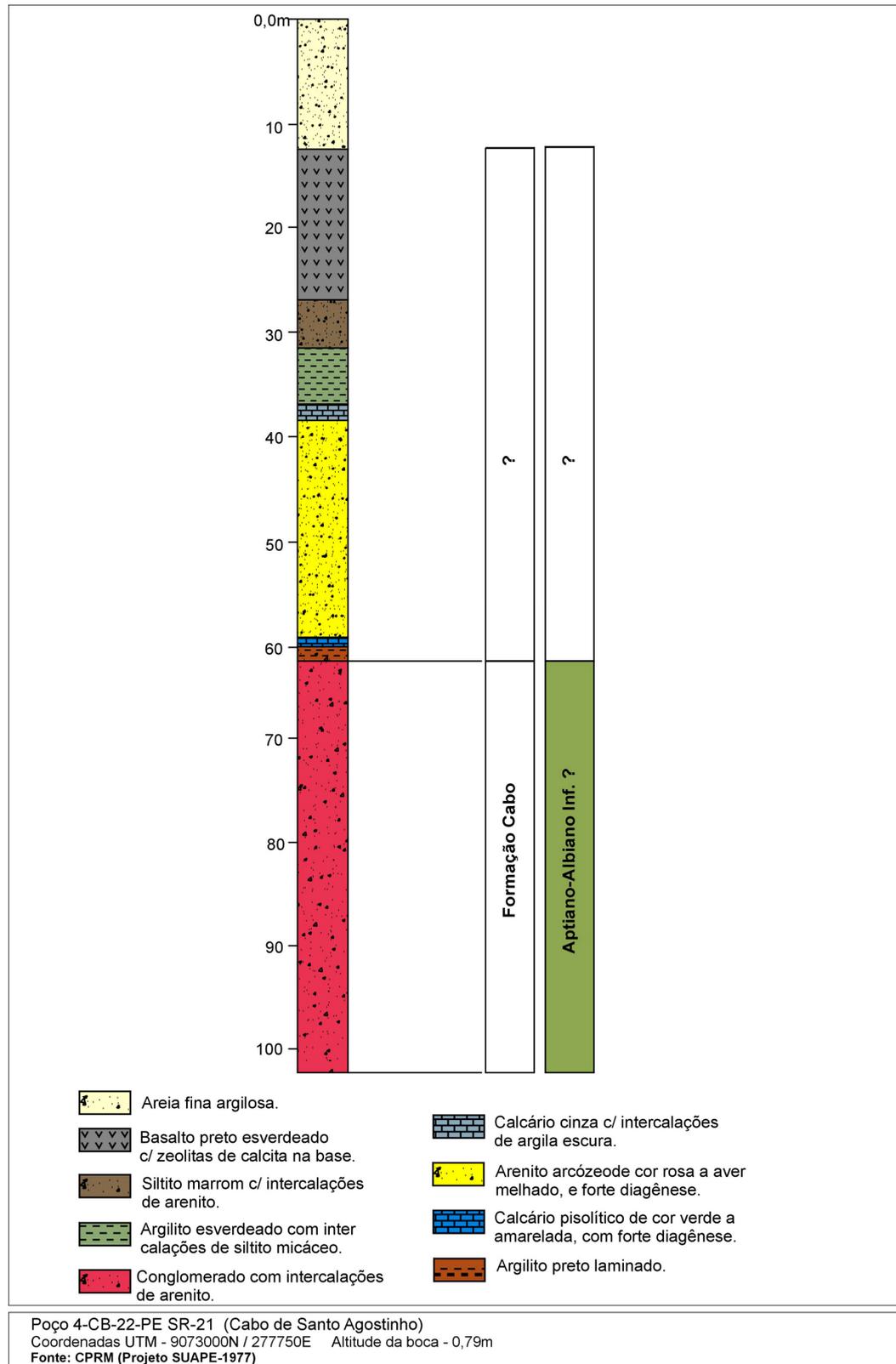


Fig. II.3 – Poço perfurado no Município do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. Observe a diferença de correlação de idades com relação ao exemplo anterior, além de um preenchimento sedimentar com características bem distintas, como a fase intrusiva representada pelas rochas da Suíte Ipojuca. (idades das formações inferidas a partir de Santos et al., 1994).

Outro aspecto importante com relação às diferenças entre as duas bacias repousa nas características estruturais das mesmas; a Bacia Pernambuco exhibe feições estruturais assemelhadas as das demais bacias marginais passivas da margem atlântica brasileira (Sergipe-Alagoas, Potiguar) com sistemas de falhamentos em grabens pronunciados, resultado da fase Rift (Fig. II.4 e II.5). Já a Bacia Paraíba aparece como uma rampa de blocos falhados de gradiente muito suave (Rand, 1976, 1978), que só viria a receber sedimentação marinha, no que hoje é sua porção continental, a partir do Campaniano–Maastrichtiano (Fig. II.6).

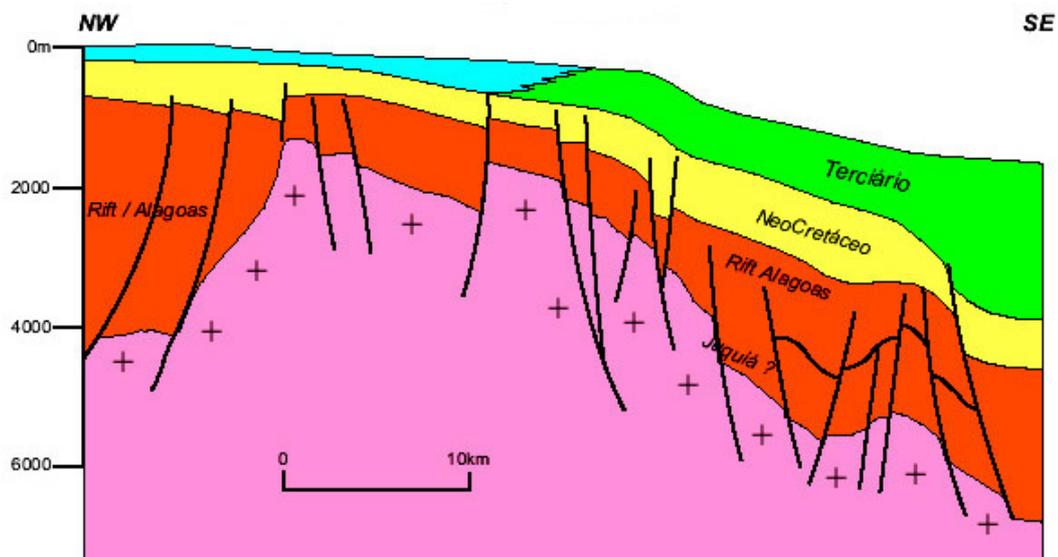


Fig. II.4 – Seção esquemática da Bacia Pernambuco, mostrando feições estruturais. A linha sísmica mostra um corte que passa na região do Graben do Cupe. As feições estruturais observadas assemelham-se às que são verificadas na bacia de alagoas, por exemplo. Notar o espesso preenchimento da seqüência pré-rift representada pela Formação Cabo de idade aptiana-albiana (Andar Alagoas). A peculiaridade de diferença para as demais bacias de margem passiva é a ausência de evaporitos (Fonte: ANP – Round 4).

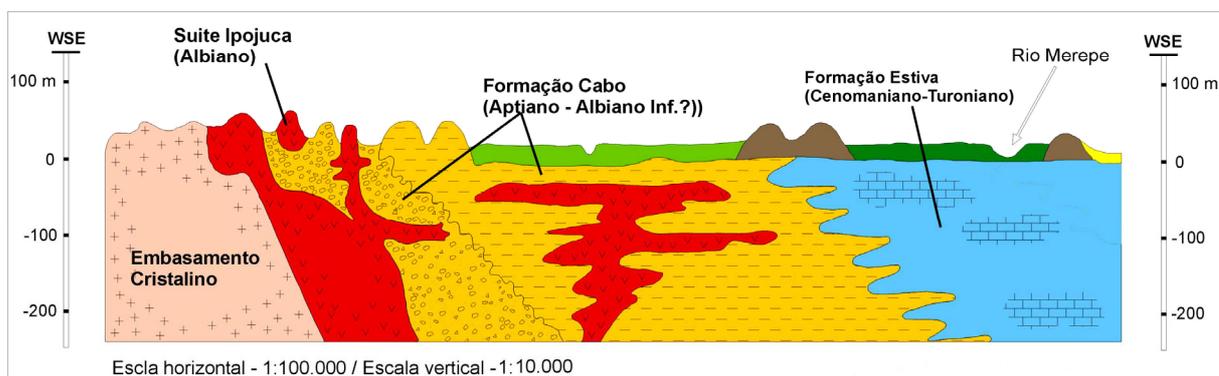


Fig. II.5 – Corte geológico em área continental da Bacia Pernambuco. Notar o pronunciado basculamento tectônico seguido de sedimentação clástica de conglomerados de borda de bacia, além dos eventos de intrusão magmática e vulcanismo (Fonte: Mapa geológico da RMR – CPRM 1999).

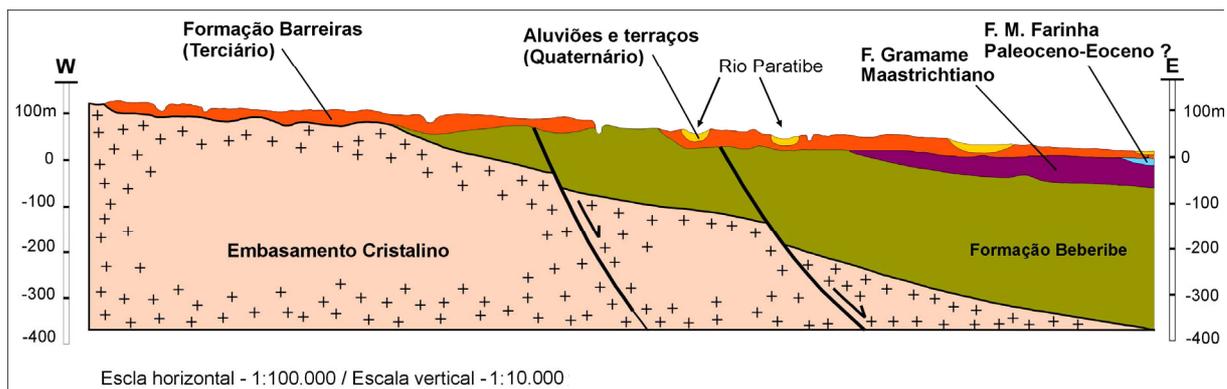


Fig. II.6 – Corte geológico em área continental da Bacia Paraíba. Notar a conformação de rampa e a ausência de intenso basculamento tectônico, característico das bacias marginais limítrofes ao norte e ao sul da bacia na margem continental Atlântica brasileira. Esta interpretação não considera a Formação Itamaracá. (Fonte: Mapa Geológico da RMR –CPRM 1999).

O pouco conhecimento do arcabouço estrutural das duas bacias em área continental e offshore dificulta conclusões mais detalhadas a respeito dos processos que atuaram de forma diferenciada em tempo e área, para as duas bacias.

Mabesoone & Alheiros (1988; 1993) propuseram uma divisão da Bacia Pernambuco-Paraíba em 4 sub-bacias. Essa divisão baseia-se nas principais feições tectônicas observadas. Apesar de ainda ser muito pouco o conhecimento a respeito do arcabouço tectônico dessa área, como dito antes, os autores caracterizaram uma compartimentação tectônica que parece ter controlado a deposição sedimentar, em segmentos de direção aproximada E-W na Bacia (Fig II.7)

Esses autores consideraram a porção entre o Alto de Maragogi e o Lineamento Pernambuco como uma sub-bacia, denominada sub-bacia Cabo. Já os compartimentos, individualizados por extensos falhamentos perpendiculares à linha de costa, localizados ao norte do Lineamento Pernambuco na Bacia Pernambuco-Paraíba, foram enquadrados como demais sub-bacias da Bacia Pernambuco-Paraíba.

Porém, como citado antes, o presente trabalho aceita que a área que corresponde ao domínio continental e offshore entre o Lineamento Pernambuco e o norte de João Pessoa seja citada como Bacia Paraíba e que a área cujo domínio continental e offshore situada entre o Alto de Maragogi e o Lineamento Pernambuco seja citada como uma bacia individualizada, então denominada Bacia Pernambuco conforme Lima Filho (1996, 1998a, 1998b).

A divisão da Bacia Paraíba proposta por Mabesoone & Alheiros (1988, 1993), embora modificada nesta pesquisa, representa a mais coerente avaliação de compartimentação da

Bacia Paraíba, ao enfatizar a ocorrência dos blocos segmentados, servindo, portanto, como base para o presente trabalho.

A Bacia Paraíba, conforme Mabesoone & Alheiros (1988; 1993), seria dividida nas seguintes sub-bacias Fig. II.7: 1 - Sub-Bacia Olinda – limitada entre o Lineamento Pernambuco na cidade de Recife e a falha de Goiana; 2 - Sub-Bacia Alhandra – limitada entre a Falha de Goiana e o Lineamento da Paraíba (ou Lineamento Patos); 3 - Sub-Bacia Canguaretama – limitada entre o Lineamento Paraíba e a Falha de Cacerengo; 4 - Sub-Bacia Natal – limitada entre a falha de Cacerengo e a falha Ceará-Mirim (ou Falha Bento Fernandes). A Bacia Paraíba completaria a sua extensão limitando-se com a plataforma leste da Bacia Potiguar na região do Alto de touros (Fig. II.7).

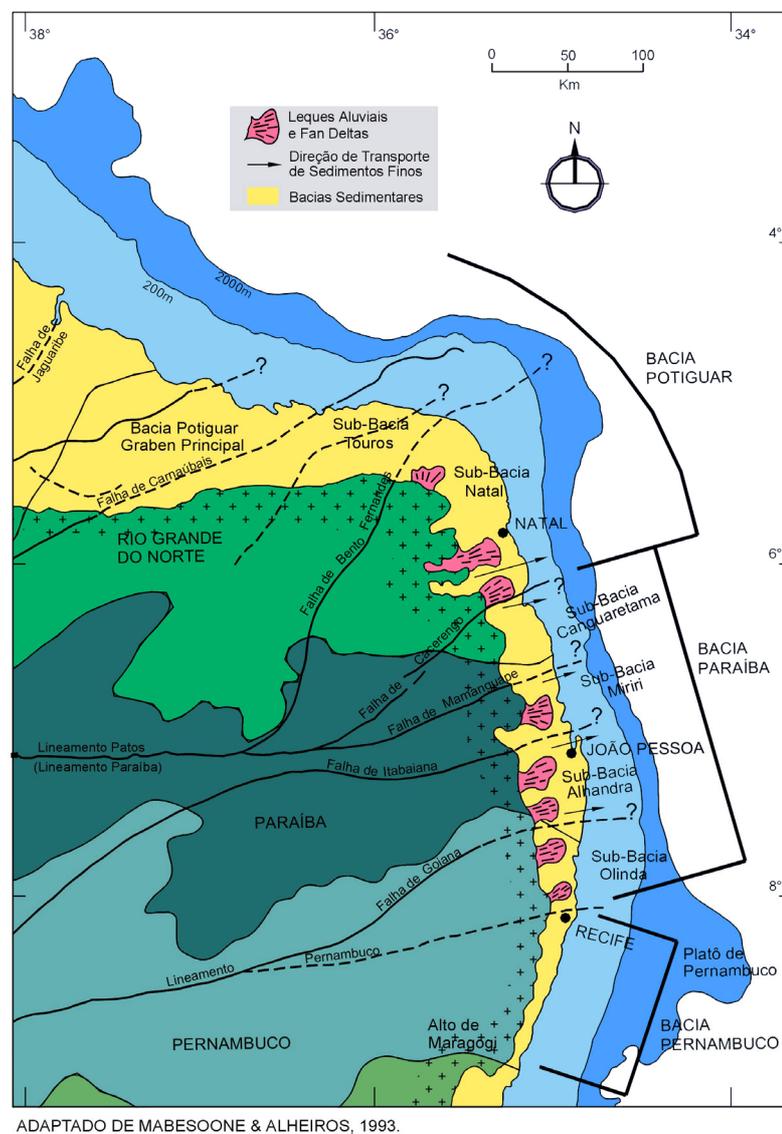


Fig. II.7 – Localização da área correspondente ao domínio das bacias Paraíba e Pernambuco, bem como a divisão da Bacia Paraíba em sub-bacias como proposta por Mabesoone e Alheiros (1988; 1993).

A Figura II.8, mostra uma montagem a partir do mapa de sub-bacias, proposto por Mabesoone & Alheiros (1988; 1993), sobreposto a duas imagens de levantamento geofísico; ambas, mostrando anomalias magnéticas exatamente na faixa costeira de Pernambuco e da Paraíba. Neste quadro é possível se notar a conformidade de estruturas geológicas como grandes falhas e alinhamentos a partir dos quais foram tomadas as subdivisões das bacias.

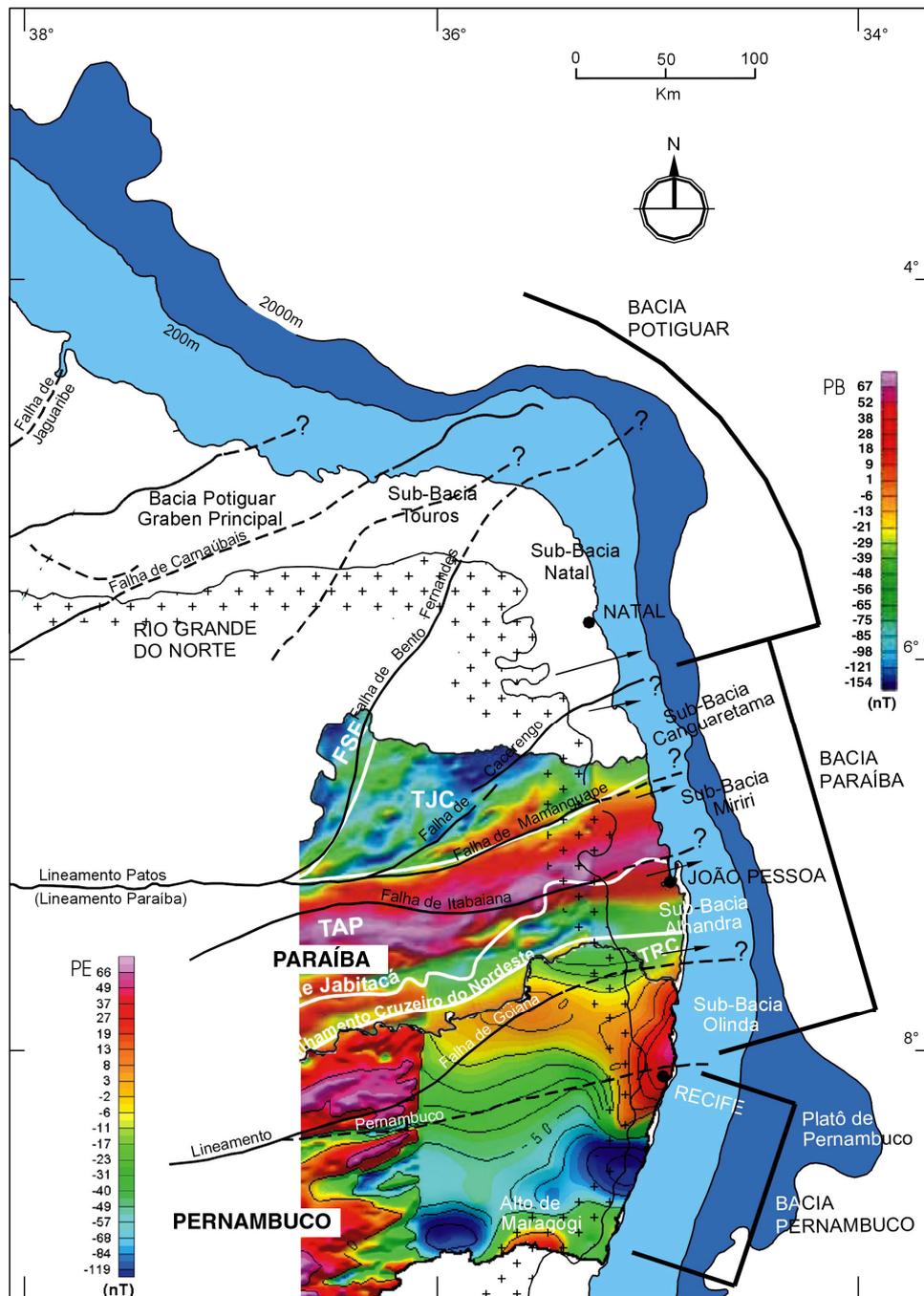


Fig. II.8 – Mapa de localização da Bacia Paraíba, com suas sub-bacias, e da Bacia Pernambuco, segundo Mabesoone e Alheiros (1993). Foram acrescentados os dados de levantamento de Aeromagnetometria para o campo total residual dos estados de Pernambuco e da Paraíba (CPRM, 2001; CPRM, 2002). Notar a forte feição negativa (graben) ao sul do Lineamento Pernambuco assinalando o domínio da Bacia Pernambuco.

A visualização dessas grandes estruturas, de escala regional (Fig. II.8), torna mais clara a compartimentação diferenciada das áreas ao norte e ao sul do Lineamento Pernambuco. É possível verificar a forte sinalização negativa, em azul escuro, sobreposta à área da bacia Pernambuco onde encontra-se o Graben do Cupe. Neste local e em direção à área offshore da bacia, encontram-se espessuras de 2000 a 4000 metros de sedimento, conforme mostrado nos cortes geológicos (Fig. II.4). Em contrapartida, a espessura sedimentar na região da Bacia Paraíba, a partir do Lineamento Pernambuco, fica entre 200 e 400 metros (Fig. II.6).

Nas figuras II.9, II.10 e II.11, são mostrados outros dados geofísicos que detalham o comportamento tectônico da região costeira entre o limite sul da Bacia Paraíba próximo ao Lineamento Pernambuco até a região ao norte da Ilha de Itamaracá.

A figura II.9 mostra um mapa gravimétrico residual da área indicada, que revela a atuação do Lineamento Pernambuco e o comportamento diferenciado das áreas ao sul e ao norte deste divisor. Ao sul é possível perceber a Bacia Pernambuco com forte anomalia negativa em azul, cujos flancos, em forma de concha, estão no Lineamento Pernambuco e ao norte próximo à divisa de Pernambuco e Alagoas com o Alto de Maragogi. Nesta área aparece a anomalia positiva representada pelo granito do Cabo de Santo Agostinho. Ao norte não aparece anomalia negativa tão evidente, e uma cadeia de anomalias positivas marca a borda da Bacia Paraíba. O contorno da Ilha de Itamaracá mostra certa concordância com o cruzamento de estruturas gravimétricas de abatimento tectônico de sentido N-S e E-W, que geraram um aumento na espessura sedimentar no nordeste da ilha (SIGA – CPRM/CPRH 2003).

A Figura II.10 mostra um mapa obtido a partir de dados de magnetometria aérea da mesma região vista na figura anterior. Há a presença de dois padrões magnéticos distintos separados pelo Lineamento Pernambuco. Ao norte do Lineamento, ocorrem eixos positivos e negativos orientados no sentido E-W. A Figura II.11 apresenta o mesmo mapa tratado com filtro matemático que possibilitou converter as anomalias bipolares em monopulares, permitindo enfatizar os padrões observados e melhorar a visualização das assinaturas presentes. O resultado mostra que as anomalias de campo total sobre a província vulcanosedimentar do Cabo aparece como uma série de fontes individualizadas, interpretadas como prováveis centros de vulcanismo. Ao norte do Lineamento aparece um alinhamento N-S que corresponde a um alinhamento gravimétrico positivo, interpretado como a borda da Bacia Paraíba limitada pelo Lineamento. Também é possível notar estruturas de sentido aproximado E-W a partir do Lineamento na direção norte.

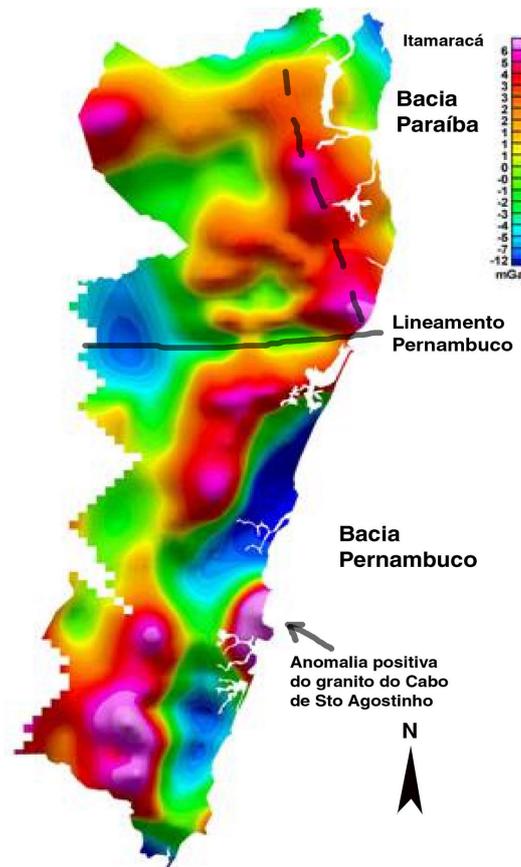


Fig. II.9 Mapa gravimétrico residual da faixa costeira de Pernambuco, entre a região do Cabo de Santo Agostinho e Itamaracá. Notar a Assinatura do Lineamento Pernambuco e a diferença do comportamento tectônico ao norte e ao sul deste. A presença de anomalias positivas mostra a borda da Bacia Paraíba ao norte do Lineamento. Estas estruturas convergem para o Lineamento na altura da cidade do Recife. (Fonte: Relatório SIGA - CPRM/CPRH, 2003).

A separação das bacias Pernambuco e Paraíba como bacias distintas, ainda é uma proposta nova, apesar de ser antiga a discussão. Os eventos que atuaram em tempo e circunstâncias diferentes, incluindo o período de subsidência dessa região que permitiu o preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba, são chaves importantes para a compreensão da abertura do Oceano Atlântico. A evolução tardia da Bacia Paraíba em relação as bacias vizinhas ainda carece de maiores explicações.

Assim, a determinação da área objeto deste estudo, concordando parcialmente com a divisão proposta por Mabesoone e Alheiros (1988; 1993), corresponde à faixa sedimentar costeira localizada entre o Lineamento Pernambuco e a Falha de Mamanguape ao norte de João Pessoa.

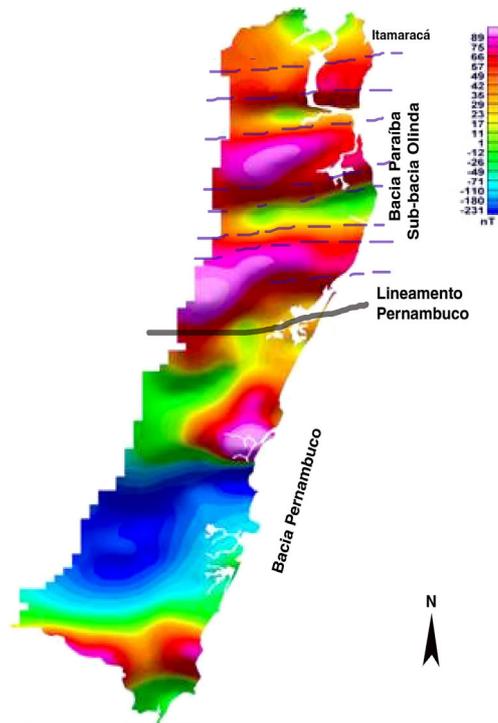


Fig. II.10. Mapa magnetométrico do campo total residual. Esta figura contém anomalias bipolares que dificultam a interpretação das assinaturas. A Figura II.11 apresenta o resultado de filtragem utilizada para melhorar a interpretação da Figura II.10. (Fonte: Relatório SIGA - CPRM/CPRH, 2003)

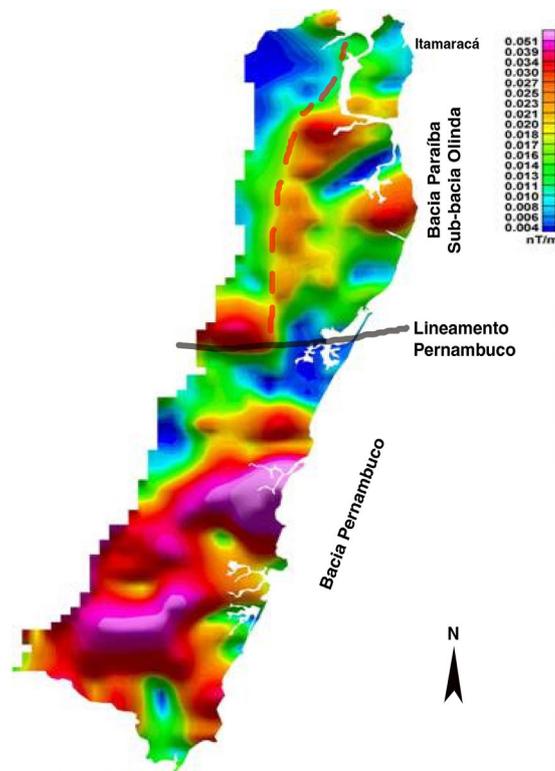


Fig. II.11 Mapa de sinal analítico a partir do mapa da figura II.10. Notar o alinhamento positivo ao norte do Lineamento Pernambuco, no sentido N-S, que foi interpretado como a borda da Bacia Paraíba (linha vermelha tracejada) limitada pelo Lineamento Pernambuco. (Fonte: Relatório SIGA - CPRM/CPRH, 2003).

II.2 EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA

Muitas foram as teorias interpretadas para a fase final de abertura do Oceano Atlântico, quando teriam se estabelecido as correntes marinhas de ligação entre o Atlântico Equatorial e Central e o Atlântico Sul.

Beurlen (1961b) seria um dos primeiros pesquisadores a salientar a idéia de abertura do Oceano Atlântico a partir do sul devido ao fenômeno de rifteamento entre os continentes africano e sul-americano, durante o Eocretáceo. Este autor utilizou-se, então, das relações estratigráficas e paleontológicas para estudar o fato. A principal conclusão obtida foi a de que a ruptura teria se iniciado pelo Atlântico Sul e a ligação final entre os continentes esteve localizada na área entre Recife e João Pessoa no Nordeste do Brasil, e que corresponderia à faixa Nigéria–Gabão no continente africano.

A última barreira entre o Atlântico Sul (Setentrional-Equatorial) com o Atlântico norte e o Tétis tem sido motivo de inúmeras polêmicas junto ao meio científico, principalmente no que diz respeito ao tempo em que se deu a franca comunicação entre as massas de água da porção Equatorial e a porção Sul. Dados paleogeográficos, paleontológicos e estratigráficos fornecem a principal munição dos trabalhos que tentam elucidar esta questão.

Premoli Silva & Boersma (1977) argumentaram que, antes do Cenomaniano o Atlântico Sul era habitado apenas por foraminíferos planctônicos de águas frias, e propõem a ligação a partir desta data. Scheibnerová (1981) argumentaram que o contato entre o Sul e o Norte se deu após o Cenomaniano. Wiedmann e Neugebauer (1978) basearam-se na ocorrência de cefalópodes para propor a ocorrência da conexão no Neo-Aptiano, porém complementam que uma ligação ainda que parcial tenha se iniciado no Meso-Albiano (Fig. II.12). Estes autores também contestaram a proposta de uma ligação final entre o Nordeste do Brasil e a Nigéria feita por Beurlen (1961b), e por Reyment & Tait (1972). O principal fundamento de oposição a esta ligação seria o intercâmbio de faunas européias (amonóides, inoceramídeos e nanoflora) que teriam ocupado o Atlântico Sul, durante o Albiano.

Dias Brito (1987) cita, como prova da chegada de fauna tetiana ao Atlântico setentrional a presença de foraminíferos planctônicos de origem tetiana, *Nannoconus truitti* e *Favusella washitensis* que são encontrados no andar Alagoas da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Pesquisas a respeito de calcisferulídeos em carbonatos da Bacia de Campos e da Bacia Potiguar, Dias Brito (1985a, 1985b, 1995, 2000) concluiu que, desde o Eo-Mesoalbiano, os oceanos Atlântico Sul-Equatorial e Sul-Setentrional já estavam ligados entre si, e também já conectados ao Atlântico Norte. O autor aponta que a presença de espécies tetianas de

amonóides, foram encontrados em sedimentos de idade Aptiano terminal, na Bacia de Sergipe-Alagoas, e isso, também indicaria uma comunicação já desde o Aptiano.

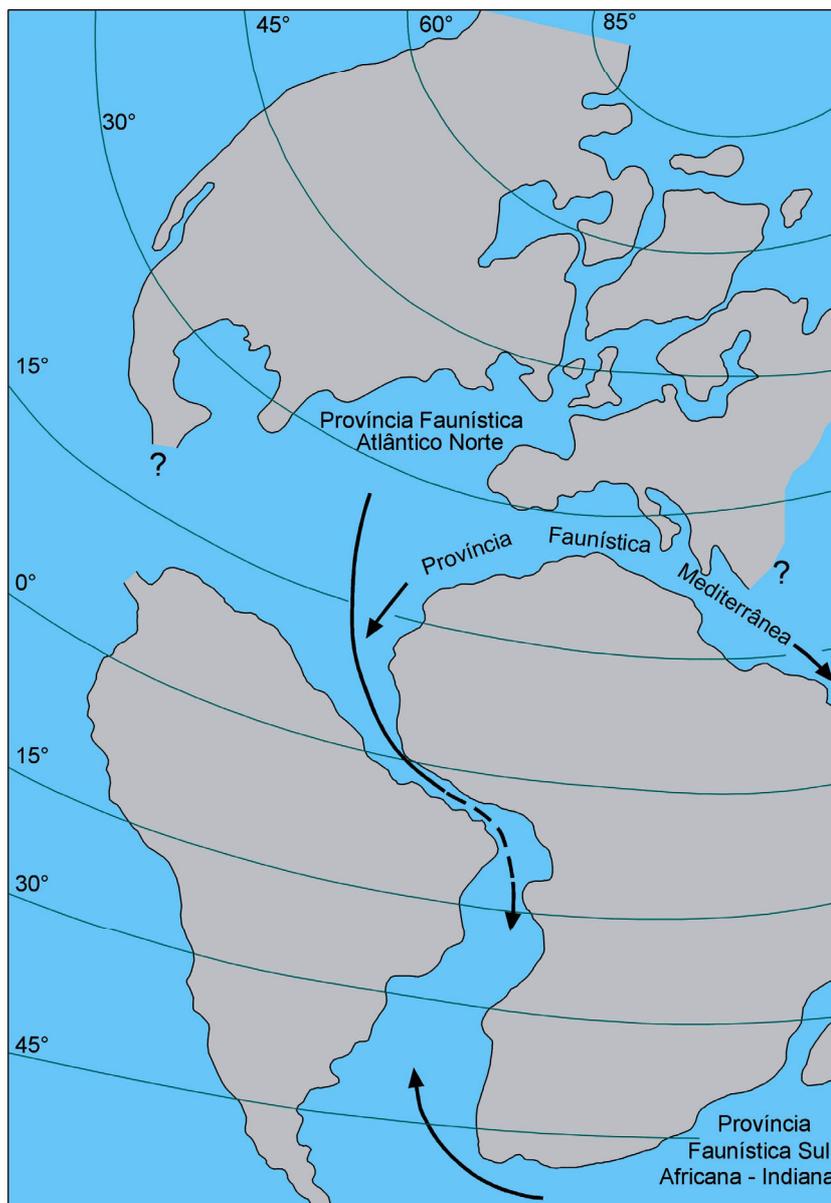


Fig. II.12 – Mapa mostrando o tempo Meso Albiano, quando, segundo os autores, já haveria uma comunicação entre os oceanos Atlântico Sul e Setentrional/Equatorial. Esta proposta baseava-se, principalmente, na ocorrência de cefalópodes fósseis. (Wiedmann & Naugebauer, 1978 Apud Dias Brito 1987).

Além das associações faunísticas apontarem uma ligação do golfo oceânico setentrional com o Tétis ainda no Eocretáceo, outros fatos também parecem indicar o estabelecimento das correntes marinhas a partir do final da fase evaporítica nas bacias marginais com foi discutido por Dias Brito (1987). Segundo este autor, o desaparecimento de barreiras teria permitido que massas de água do Atlântico Norte e Atlântico Sul-Meridional invadissem as áreas dos oceanos Atlântico Sul-Setentrional e Sul-Equatorial, terminando o ciclo de deposição dos

evaporitos. A partir de então teria se dado o estabelecimento de uma lâmina d'água constantemente homogeneizada pelas correntes marinhas.

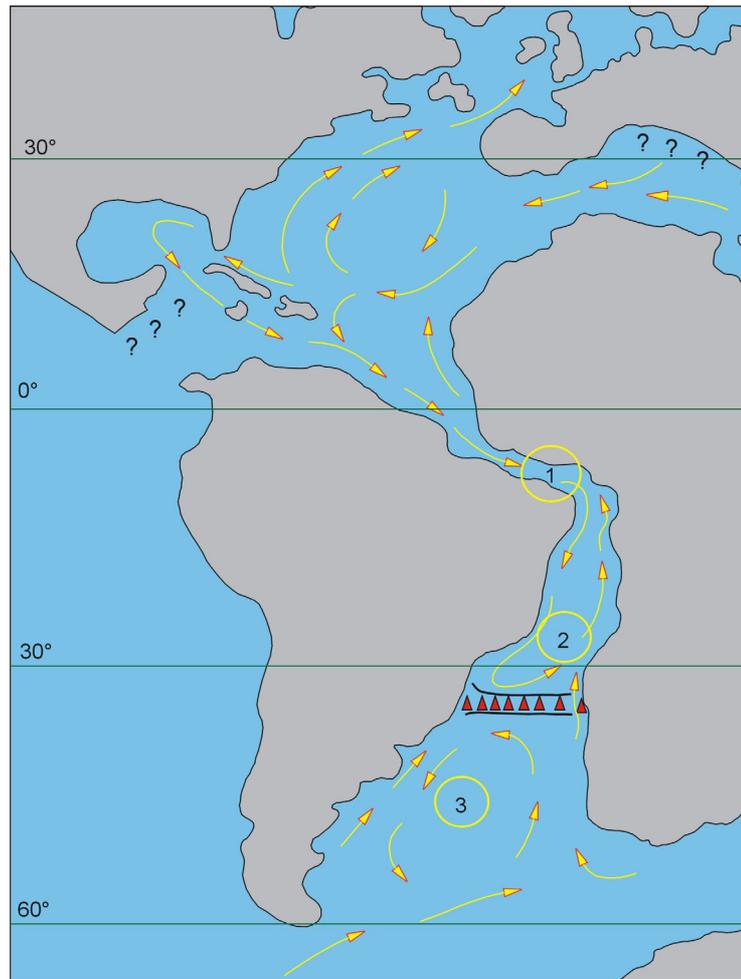
Após um refinamento das investigações a respeito da paleogeografia do Oceano Atlântico, Dias Brito (1994) expõe uma nova síntese para a fase mais primitiva do Oceano Atlântico Sul. Ao contrário do que classicamente era aceito, o autor propõe que as massas de água que primeiro invadiram o Atlântico Sul (regiões equatorial e setentrional), dando origem aos depósitos evaporíticos aptianos, teriam chegado pelo norte e não pelo sul do primitivo golfo Atlântico (Fig. II.13). Essa hipótese baseia-se nas análises sedimentar e paleontológica reunidas pelo autor, inclusive a análise de idade correlata da margem Atlântica e do Golfo do México.

Dias Brito (1992) reforça sua prévia avaliação a respeito de uma ligação do Tétis com o Atlântico Sul-Equatorial e Sul-Setentrional. A idéia é embasada na presença dominante de uma ampla fauna de diferentes grupos pelágicos e bentônicos, de origem tetiana, que ocorrem na margem Atlântica do Brasil a partir do final do Neo-Aptiano Eo-Albiano, e que é proveniente principalmente do Golfo do México e região caribenha.

O modelo explicaria a ausência de rudistas e macroforaminíferos no Tétis Sul-atlantiano (Fig. II.13) e explicaria também a diferença do conteúdo fóssil entre os calcários albianos de água rasa das margens norte/nordeste e do sudeste do Brasil.

Dias Brito (2002) aponta novas descobertas de calpionelidos na zona de fratura Romanche que vêm corroborar a hipótese de um Atlântico Sul-Setentrional/Equatorial ligado ao Tétis. O autor reafirma sua teoria de que o Atlântico Sul-Setentrional/Equatorial teria surgido como um braço do Tétis e que a ligação marinha de todo o golfo estaria completamente estabelecida a partir do Aptiano-Albiano Fig. II.13.

Outra idéia a respeito da conexão entre o Atlântico equatorial/setentrional com o Tétis foi sugerida por Viana (1998). Neste caso a conexão se daria através do continente, durante o Albiano, através de três canais continentais que fariam, também, as águas do Tétis e Atlântico equatorial chegar até o golfo que existia entre a América do sul e a África na região Equatorial/Setentrional (Fig. II.14). Neste caso os canais fluíam para a região da Bacia do Araripe, cujos sedimentos albianos, possuem correspondentes nas bacias Potiguar, Paraíba e Sergipe. A ligação é baseada principalmente na paleoictiofauna existente nas formações correspondentes nestas bacias (Codó – Paraíba; Alagamar – Potiguar; Riachuelo – Sergipe). Segundo a autora a fauna marinha do Araripe apresenta correlações com faunas da América do Norte e Europa.



Adaptado de Dias Brito (1994)

- 1 - Atlântico Sul equatorial 2 - Atlântico Sul setentrional
- 1 + 2 - Atlântico Tétis Sul-Atlântico (Dias Brito, 1992)
- 3 - Atlântico Sul meridional (águas mais frias)
- ▲▲▲▲▲▲ - Barreira Rio Grande Rise - Walvis Ridge

Fig. II.13 – Mapa paleogeográfico mostrando a circulação entre o Tétis e o Atlântico Equatorial e Sul a partir do Aptiano-Albiano (Dias Brito, 1994).

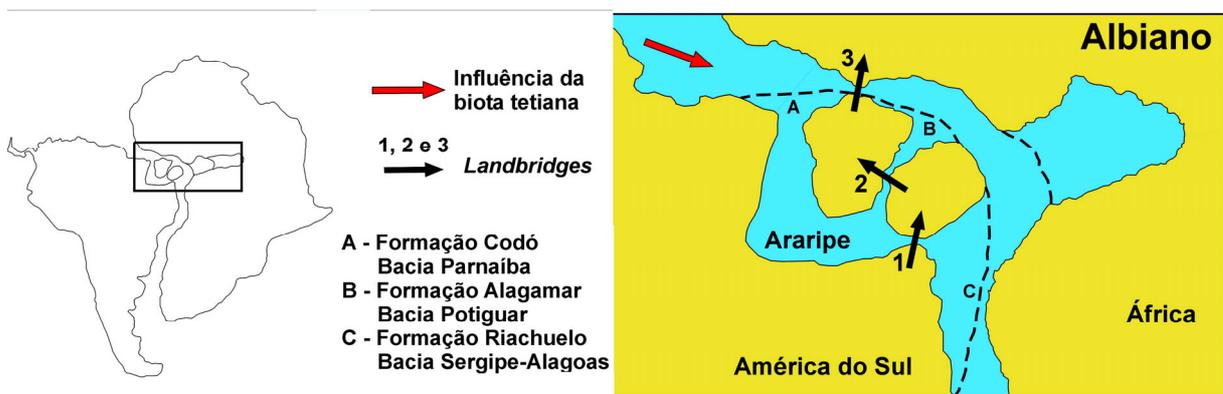


Fig. II.14 – Mapa paleogeográfico mostrando a conexão entre o Tétis/Atlântico Equatorial e o golfo Atlântico Sul-Setentrional através de canais marinhos continentais. Estes canais poderiam conectar a América do Sul com a África através de Landbridges (Viana, 1998).

Apesar de o padrão de abertura do rift Atlântico e da instalação da circulação marinha atlântica ser relativamente bem estudado, restam ainda várias dúvidas a respeito deste último ponto de ligação entre os continentes. Um ponto relevante dentro da pesquisa aqui mostrada é que nenhum dos modelos antes mostrados detalha o porque da ausência de sedimentação marinha na Bacia Paraíba até o Campaniano.

Todos os modelos apresentados mostram que já havia uma ligação marinha entre o golfo Atlântico e o Atlântico equatorial em tempos do Aptiano-Albiano. Mas nenhum dos modelos mostra porque não há registro dessa ligação na Bacia Paraíba, que parece ter estado durante este período fora do alcance marinho, como uma extensão continental.

A discussão aqui apresentada apenas tenta levantar dados a respeito do comportamento da região da Bacia Paraíba durante o Cretáceo Superior e qual o seu papel durante a separação dos continentes e abertura do Atlântico. Já que a Bacia Paraíba viria a receber sedimentação marinha apenas a partir Santoniano?-Campaniano.

Rand (1976, 1978) analisando o comportamento estrutural da região compreendida pelas bacias de Pernambuco e da Paraíba, concluiu que a ruptura final entre os dois continentes sul-americano e africano ocorreu nesta região, e propôs o modelo landbridge, ou ponte terrestre no qual, os proto-oceanos Atlântico Sul e Atlântico Equatorial chegariam ao nordeste em forma de rifts estreitos, começando a crescer através da expansão do assoalho oceânico nas regiões do Rio Grande do Norte e de Alagoas. Isso se deu graças à atuação de um sistema de falhas transversais que corresponderiam aos Lineamentos de Pernambuco e da Paraíba, possibilitando uma ligação entre Pernambuco e a Nigéria. Estas falhas atuariam como falhas transcorrentes em ambos os continentes e depois como falhas transformantes entre as faixas do assoalho marinho, em ambos os lados da cordilheira Meso-Atlântica.

Também Rand & Mabesoone (1982), levando em conta aspectos paleogeográficos e estratigráficos, defenderam a hipótese da abertura total ter se dado completamente a partir dessa região apenas a partir do final do Maastrichtiano.

Françolin & Szatmari (1987) sugerem uma abertura do sistema rift Atlântico por uma rotação horária da América do Sul em relação à África, com um pólo de rotação localizado aproximadamente a 7°S e 39°W. A Bacia Potiguar corresponde a uma das áreas mais afetadas por este fenômeno, exibindo em seu arcabouço tectônico a ação das forças atuantes. O modelo proposto pelos autores indica a área entre Touros e João Pessoa como uma interrupção ao avanço do rifteamento Atlântico, durante o Albiano, e esta também seria a última área a estar ligada ao continente africano.

Szatmari et al. (1987), avaliaram a evolução do rift Atlântico na região de Pernambuco a partir do comportamento tectônico envolvido, e afirmaram que a zona de cisalhamento de Pernambuco dividiria em dois segmentos distintos, a porção setentrional da margem oriental através de movimentos transcorrentes. Essa compressão teria provocado grandes movimentos de empurrão, ao invés de favorecer a abertura de grabens, se não tivesse sido acompanhada por movimentos extensionais de igual ou maior intensidade de direção N-S.

Segundo ainda Szatmari et al. (1987), até o final do Aptiano, o trecho entre o Alto de Touros no Rio Grande do Norte, e João Pessoa, na Paraíba, permaneceu ligado ao continente africano. Este trecho, durante todo o Cretáceo Inferior havia deslizado em movimento compressivo transcorrente em direção à África. Assim, no início do Albiano, haveria um longo e estreito rift entre os dois continentes, desde a Argentina até o graben de Cassiporé interrompido apenas no trecho entre Touros e João Pessoa.

As bacias marginais vizinhas, ao sul e ao norte, da Bacia Paraíba apresentam uma sequência sedimentar basal característica, envolvendo as fases de evolução do rift Atlântico que se inicia a partir do Neocomiano. A Bacia Paraíba não apresenta depósitos correspondentes a fase pré-rift e rift, pois a deposição continental e marinha, aparentemente se inicia já no ciclo pós-rift (ver fig. II.16 e II.17).

A evolução tectono-sedimentar das bacias marginais envolve a depressão pré-rift, com deposição de rochas características dessa fase (red beds), e a posterior dominância de uma fase evaporítica com dois eventos dominantes (Ibura e Paripuera) que ocorrem em ambos os lados do rift. Essas rochas, das fases pré-rift, evaporítica e transicional não ocorrem na área da antiga plataforma da Bacia Paraíba.

Dias Brito, (1994; 2002) sugere que um ou mais pulsos transgressivos, ligados a oscilações tectono-eustáticas, teriam permitido que massas de água oriundas da margem equatorial transpusessem o Platô de Pernambuco, e que essas massas de água teriam ficado retidas entre essa região do Platô de Pernambuco e o alto de Walvis-Ridge formando o golfo raso com deposição de evaporitos (Fig. II.13). A partir da idade dos depósitos evaporíticos o autor considera que essas primeiras entradas não tiveram potência para transgredir muito além do Platô de Pernambuco. Segundo o autor, a barreira de Walvis-Ridge parece ter permanecido exposta parcial ou totalmente ao longo do Albiano até o Cenomaniano, ou até tempos mais tardios (comparar a Fig. II.12 com a Fig. II.13)

Talvez, a sedimentação marinha da plataforma da Bacia Paraíba, apenas a partir do Campaniano, signifique a manutenção de uma extensão continental elevada nesta área que existiu até depois do Aptiano-Albiano. Nesta época, poderia o golfo estar conectado ao

Atlântico Equatorial e ao Tétis através de um estreito ou um largo canal marinho que existiria em frente a região da Bacia Paraíba a partir do Aptiano-Allbiano. Esta idéia foi abordada por Rand & Mabesoone (1982) e por Rand (1985).

Feijó (1996), ao examinar testemunhos do campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe, verificou que, a partir da investigação faciológica e paleontológica é possível detectar um súbito incremento nas faunas planctônicas e bentônicas no topo da Formação Muribeca. Este evento é datado como de idade aproximada a 114 m.a. (Neo-Aptiano), isto poderia somar mais uma prova do estabelecimento de algum tipo de circulação das águas do golfo desde então.

Mabesoone et al. (1999), Viana et al. (1999) e Lima Filho et al. (1999) sugerem que teriam ocorrido duas transgressões marinhas (Neo-Aptiano e Eo-Albiano), teriam resultado em momentos de forte elevação eustática. Estas elevações eustáticas teriam aproveitado as áreas de rifteamento do Golfo Atlântico Equatorial e Sul-Setentrional, e se conectaram as bacias intracontinentais Potiguar, Araripe e Parnaíba (Fig. II.14). Essas transgressões teriam vindo do Atlântico Equatorial e Tétis como é verificado através das faunas associadas. Esses dados comprovam a força dessas transgressões desde do Aptiano.

Desse modo, a Bacia Paraíba, devido a sua localização, mostraria algum registro desses eventos de transgressão, visto que a entrada de massas de água no golfo a partir do Atlântico equatorial teria de passar na região de plataforma da bacia Paraíba, a menos que esta se comporta-se como uma região elevada, impossibilitando o acúmulo de sedimentos continentais ou marinhos. Desta forma, os pulsos transgressivos transpassariam alguma região de rebaixamento, na região central do proto-golfo ou mais próxima à margem africana do que à margem brasileira na região da Bacia Paraíba.

A região que corresponderia à plataforma da Bacia Paraíba só viria a receber sedimentação inicialmente continental a partir do Coniaciano?-Santoniano e posteriormente sedimentação marinha durante o Santoniano?-Campaniano, atestando a ausência de sedimentos da fase de transposição inicial do golfo Proto-Atlântico e também durante o estabelecimento da comunicação marinha (ver Fig. II.12, II.13 e II.15).

Um outro modelo que tenta compreender a evolução do rift Atlântico, elaborado a partir da comparações entre a paleogeologia dos litorais brasileiro e africano (Ponte & Cesero, 1997). Segundo esse extenso trabalho, do Albiano Médio ao Cenomaniano, prevaleceram condições marinhas mais francas nas costas ocidental da África e leste do Brasil, tendo-se iniciado o ciclo de deposição predominantemente carbonático em quase todas as bacias da costa sul. Ao norte, as bacias de Bragança-Vizeu, São Luiz, Barreirinhas, Piauí, Ceará e

Potiguar receberam grande suprimento de seqüências clásticas progradacionais (Miura, 1972 apud Ponte & Cesero, 1997). Também durante esta fase inicial, as bacias marinhas situadas ao sul de Pernambuco-Camerum constituíam uma província zoogeográfica distinta daquelas situadas ao norte desta área (Beurlen, 1967b; e Reyment, 1969 apud Ponte & Cesero, 1997). Essa situação deve ter perdurado até o fim do Turoniano (Reyment e Tait, 1972), talvez interrompida por efêmeras comunicações motivadas por transgressões pulsatórias.

Ponte & Cesero (1997) concluíram que, no Aptiano-Albiano ocorreu a primeira invasão do mar ao longo dos rifts, formando dois golfos proto-ocêânicos separados pela ligação terrestre entre o nordeste brasileiro e Camarões. Ainda segundo este trabalho, a ruptura dessa ligação parece ter ocorrido entre o Turoniano e o Coniaciano, período este que aponta para a região da Bacia Pernambuco e da Bacia Paraíba (ver Fig. II.15).

Os autores sugerem que, durante o Coniaciano-Santoniano, pelo menos, houve movimentação transcorrente ao longo da costa norte do Brasil e Golfo da Guiné, produzindo estruturas de cisalhamento. Estes fenômenos parecem também ter afetado a Bacia Paraíba, pois é nessa época que ocorre o maior período de subsidência da bacia com a deposição de extensa cunha clástica (formação Beberibe), fato que será discutido mais adiante.

Asmus & Carvalho (1978) interpretaram a importância da área entre Recife e João Pessoa, por esta caracterizar um limite entre dois conjuntos de bacias marginais. Um conjunto do norte do Amapá ao Rio Grande do Norte, e um outro conjunto do Sul de Alagoas ao Rio Grande do Sul. Segundo esses autores, as características estratigráficas e estruturais desses dois conjuntos são diferentes, como já discutido antes no presente trabalho.

Dentre as várias conclusões relatadas por esse trabalho, as mais importantes com relação à presente discussão foram as seguintes:

- a) A área da Bacia Pernambuco-Paraíba (os autores, em seu trabalho, consideravam as bacias Pernambuco e Paraíba integradas), presume-se, sofreu um soerguimento na fase pré-rift, que a tornou mais elevada que as áreas adjacentes ao sul e ao norte (Bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar);
- b) A área em questão teria sido atingida por fenômeno de rompimento da crosta, provocando um rift também no Neocomiano, com a deposição sintectônica da Formação Cabo (neste caso, Asmus & Carvalho (1978) descreveram a gênese da Bacia Pernambuco de idade Apatiano-Turoniano, que é separada da Bacia Paraíba pelo Lineamento Pernambuco, como discutido antes);

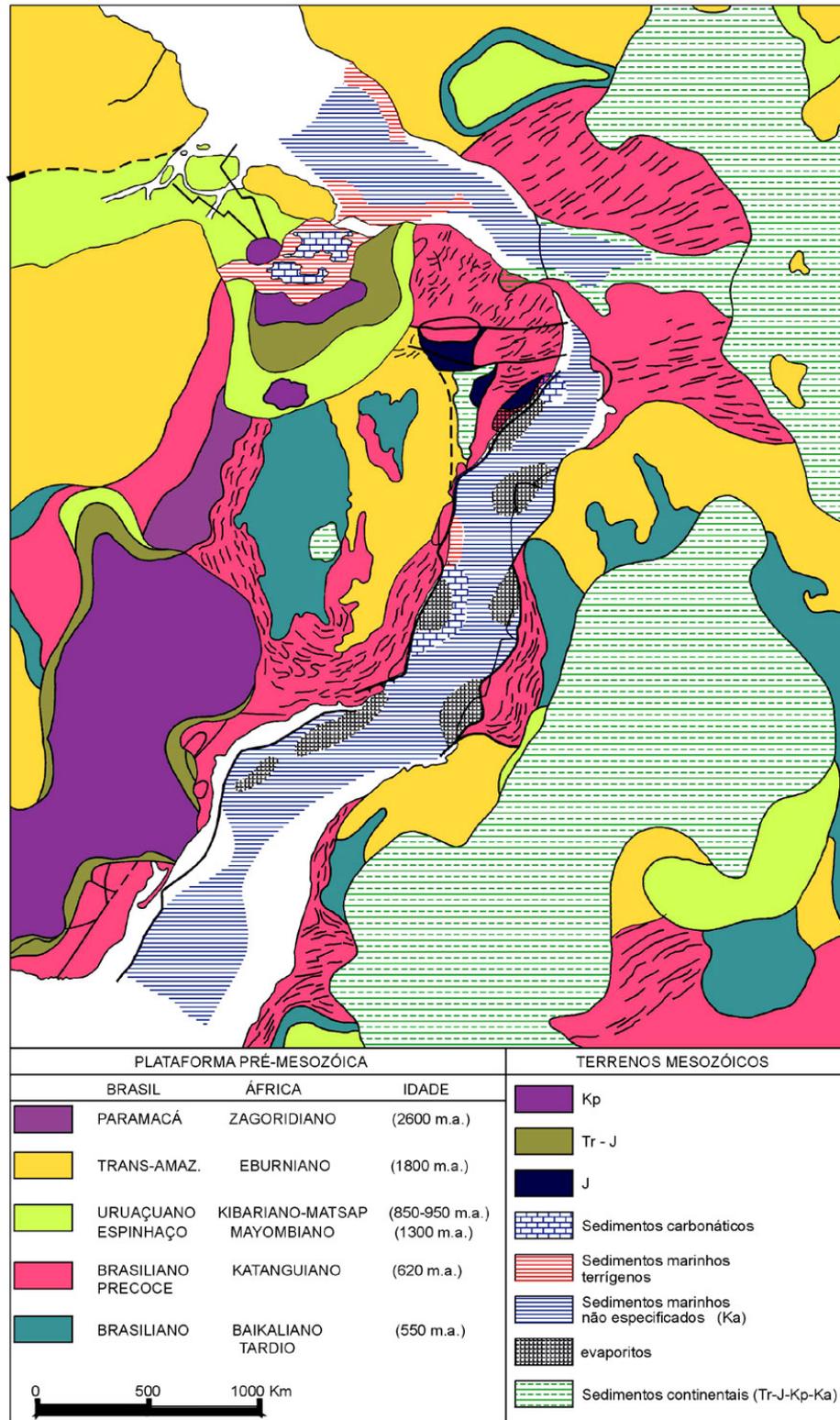


Fig. II.15 – Mapa paleogeográfico e geológico mostrando o comportamento da costa brasileira e africana em tempos Aptiano-Albiano. A ligação terrestre entre Brasil e África se fazia através de uma extensão continental na região da Bacia Paraíba. Embora a comunicação marinha já fosse possível a partir desse período, com o estabelecimento de alguns pulsos que dessalinizaram a massa de água e permitiram a circulação da fauna tetiana ao Atlântico sul-Setentrional. Essa extensão continental ainda existiria até provavelmente o Coniaciano-Santoniano do lado brasileiro. (Fonte: Ponte & Cesero, 1997).

- c) O levantamento do bloco ao norte da zona de fratura, localizada nas proximidades do Platô de Pernambuco (limites da Bacia Pernambuco), determinou a restrição setentrional à bacia evaporítica durante o estágio golfo do Atlântico Sul. Devido a esse fato, grande seguimento da Bacia Alagoas e a Bacia Pernambuco não receberam sedimentos evaporíticos;
- d) Durante o estágio oceânico inicial da fase rift, do Albiano ao Santoniano, quando se depositaram calcários de plataforma rasa em bacias marginais brasileiras, a faixa litorânea da área norte da Bacia Sergipe-Alagoas, a Bacia Pernambuco-Paraíba e possivelmente a plataforma continental adjacente a essas áreas, situadas ao norte da zona de fratura da região do Platô de Pernambuco, permaneceram emersas e sujeitas à erosão. A sedimentação teria sido praticamente contínua em regiões mais profundas dessas áreas, associadas ao abatimento da região de ligação entre os setores norte e sul do Atlântico durante o Albiano. Isso explicaria as comunicações esporádicas entre os setores norte e sul do Atlântico nesse estágio;
- e) Do Campaniano ao Maastrichtiano surgem os primeiros registros sedimentares marinhos, que correspondem aos calcários de plataforma rasa. E esses coincidem com um levantamento eustático global do nível do mar.
- f) Do Campaniano ao Maastrichtiano fica estabelecida definitivamente a livre circulação do Atlântico. Devido a ocorrência do alto associado à zona de fratura de Maceió, criaram-se condições favoráveis à deposição de fosfatos nessa região. Asmus & Carvalho (1978) acreditam que as águas do Atlântico Sul mais frias e profundas ricas em nutrientes ao encontrarem a barreira formada por esse bloco levantado, seriam forçadas a ascender até a plataforma mais rasa e de águas quentes, esse fenômeno explicaria o tamanho excepcional de amonóides, pelecípodos e gastrópodes do Cretáceo superior da Bacia Paraíba (Beurlen, 1971).

Toda a discussão em torno da evolução da Bacia Paraíba e de seu comportamento durante a fase de instalação definitiva do Oceano Atlântico tem por objetivo apurar os fatos mais importantes sobre sua gênese, pois estes tiveram substancial importância para sua paleogeografia e para os paleoambientes ali dominantes durante o Cretáceo terminal e início do Terciário.

A Figura II.16, mostra uma vista da Bacia Paraíba em relação à margem continental do nordeste brasileiro, onde foram destacados os principais fatores estruturais que parecem ter controlado a formação da bacia. Na figura, a divisão das sub-bacias obedece, parcialmente, ao que foi proposto por Mabesoone & Alheiros (1988, 1993), com exceção à antiga denominação de sub-bacia Cabo que aqui é considerada como Bacia Pernambuco. A sub-bacia Canguaretama (de número 4 na figura) posiciona-se após o alto de Mamanguape e constitui

uma área de transição entre a Bacia Paraíba e a Bacia Potiguar como também foi discutido por Feitosa & Feitosa (1986) e Feitosa et al. (2002).

A partir dos dados coletados por esta pesquisa, que serão expostos adiante, interpretou-se que a Sub-bacia Canguaretama parece ter maiores afinidades com a Bacia Potiguar do que com a Bacia Paraíba, portanto, não sendo incluída pela pesquisa na Bacia Paraíba. Este fato já havia sido observado por Mabesoone & Alheiros (1991).

Duas feições tectônicas de maior magnitude parecem ter controlado a evolução das sub-bacias (de direção geral aproximada E-W). Seriam elas: o Lineamento Pernambuco e o Lineamento Patos. Os blocos que correspondem aos baixos e altos das sub-bacias se comportam de acordo com o sentido de orientação geral desses grandes alinhamentos.

Essa subdivisão da Bacia Paraíba aqui adotada, representa a interpretação dos domínios da bacia assim como verificados no decorrer desta pesquisa.

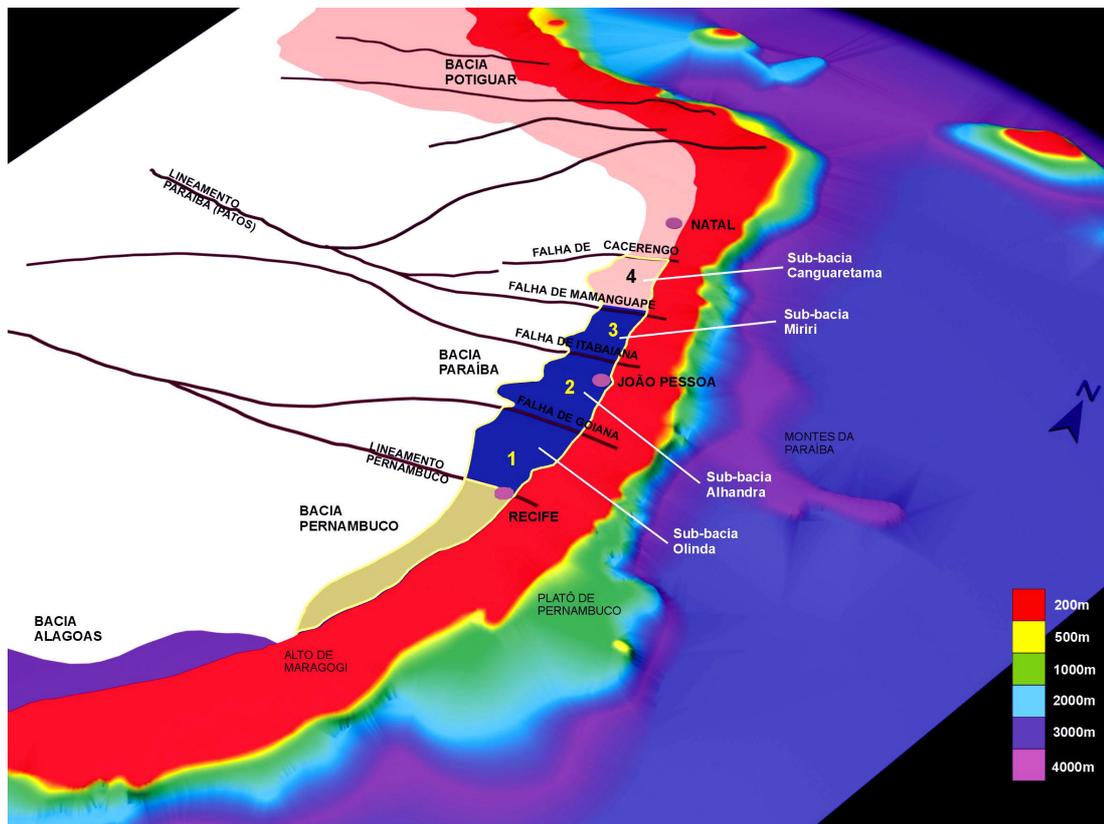


Fig. II.16 – Localização da Bacia Paraíba, sua subdivisão em sub-bacias e as bacias vizinhas, Potiguar e Alagoas.

CAPÍTULO III

A FORMAÇÃO ITAMARACÁ E SUA RELAÇÃO COM A FORMAÇÃO GRAMAME

A ocorrência de níveis fosfáticos na área da Bacia Paraíba foi alvo de vários estudos devido ao interesse econômico que inicialmente impulsionou as pesquisas sobre essas ocorrências. A relação entre esses níveis fosfáticos e a fase transicional marinha que se estabelecia na bacia durante o Campaniano é muito importante para a reconstrução dos eventos de ocupação da fauna marinha que predomina nas porções basais da Formação Gramame, que estabeleceu o domínio marinho franco.

A ocorrência de fosforitos está posicionada na porção superior dos sedimentos de origem transicional, nos arenitos calcíferos ricos em fósseis marinhos (Kegel, 1955; 1957) como Formação Itamaracá.. Esta unidade, por sua vez, ocorre sobre os arenitos de origem flúvio-lacustres da Formação Beberibe. Nas regiões mais proximais, chegam a ocorrer interdigitações entre as duas unidades (ver Fig. III.1).

A presença dos fosforitos foi considerada como um marco estratigráfico, pois ocorre em toda a bacia, marcando assim, uma superfície de ocupação marinho-transicional extensa, ou, uma Superfície de Inundação Máxima – SIM (Lima Filho & Souza, 2001; Lima Filho *et al.*, 1998). Os depósitos variam de poucos centímetros a alguns metros de espessura podendo chegar no máximo a 3 ou 4m (Kegel, 1955).

A ocorrência desses níveis fosfáticos foi reconhecida inicialmente em Itamaracá, Alhandra e João Pessoa (Kegel, 1955). Segundo esse autor, a Formação Itamaracá caracteriza-se em geral por arenitos de cor creme ou cinzentos, calcíferos de médio a grosso com estratificações indistintas e abundantes moldes de moluscos marinhos. O teor de carbonato pode aumentar em direção ao topo da formação, chegando até a um autêntico calcário arenoso, como verificado na Fazenda do Congo. Esta fazenda foi local de origem de grande parte dos fósseis da Formação Gramame, descritos por Maury (1930). Esse fato também ajudou a originar a confusão a respeito do contato estratigráfico entre os calcários com siliciclásticos e arenitos calcíferos com níveis fosfáticos do topo da Formação Itamaracá, e os calcários da Formação Gramame.

Um bom exemplo desse fato é a descrição desse contato feita por Kegel (1955) em um furo na região de Forno da Cal em Olinda, Pernambuco (Fig. III.1). O autor verifica que existe, na base da Formação Gramame, uma intercalação entre arenitos calcíferos, níveis argilosos e até carbonatos com grãos de quartzo antes do horizonte fosfático. À época o autor considerava então os arenitos que apresentavam influência continental (Formação Beberibe) como sendo a porção inferior da Formação Itamaracá e os arenitos calcíferos com fósseis marinhos como a porção superior e transicional.

Porém os arenitos de médio a grosso, contendo quartzo e feldspato com horizontes conglomeráticos, devem ser considerados como uma fase de deposição continental da bacia. Esses arenitos representam a Formação Beberibe (Beurlen, 1967a; 1967b; Mabesoone & Alheiros, 1988).

A Figura III.1 mostra que acima da Formação Beberibe ocorre uma série de intercalações entre sedimentos transicionais, calcíferos e fossilíferos, e arenitos continentais sem influência marinha. Em zonas mais distais, esta interdigitação é menos intensa, e a unidade pode chegar a dezenas de metros de espessura, apenas de sedimentos transicionais, como identificado em poços.

É fácil observar a possibilidade de confusão ao se tentar determinar o contato entre a Formação Gramame, onde predominam os carbonatos, e a Formação Itamaracá, ainda com influências continentais em localidades onde a camada que marca a deposição de fosfato não é expressiva. Quando expressivos, estes níveis podem servir de marco de separação, pois o horizonte fosfático marcaria o topo da Formação Itamaracá, e não a base da Formação Gramame como foi proposto por Lima Filho & Souza (2001) e Lima Filho *et al.*, (1998).

No furo investigado por Kegel (1955), verifica-se a predominância da influência francamente continental dos 215m até os 100m e, em seguida, a intercalação de fácies com influência marinha fossilífera e calcífera, com fácies de influência continental (Fig. III.1). O horizonte fosfático, presente em toda a bacia (Amaral *et al.*, 1977), marca o início da ocupação definitiva do ambiente marinho, a partir do final do Campaniano .

As intercalações entre o arenito Beberibe e a Formação Itamaracá indicam uma variação da linha de costa na zona próxima a borda da bacia. Segundo Kegel (1955, 1957), estas intercalações diminuem em direção leste, ou seja para o interior da bacia, chegando a desaparecer em alguns poços onde não há intercalações.

Segundo o mesmo autor, o horizonte fosfático não ultrapassa 4m de espessura nas áreas onde é mais representativo. O horizonte fosfático divide-se em uma porção basal detrítica

contendo quartzo e feldspato, argila e dolomita, e uma porção superior calcífera abundante em restos de conchas, dentes de peixes e carapaças de foraminíferos.

Nessa porção basal há abundante conteúdo de coprólitos de até 2mm, atribuídos a fezes de vermes e gastrópodes, que foram importantes na formação dos acúmulos de fosfato (Kegel, 1954).

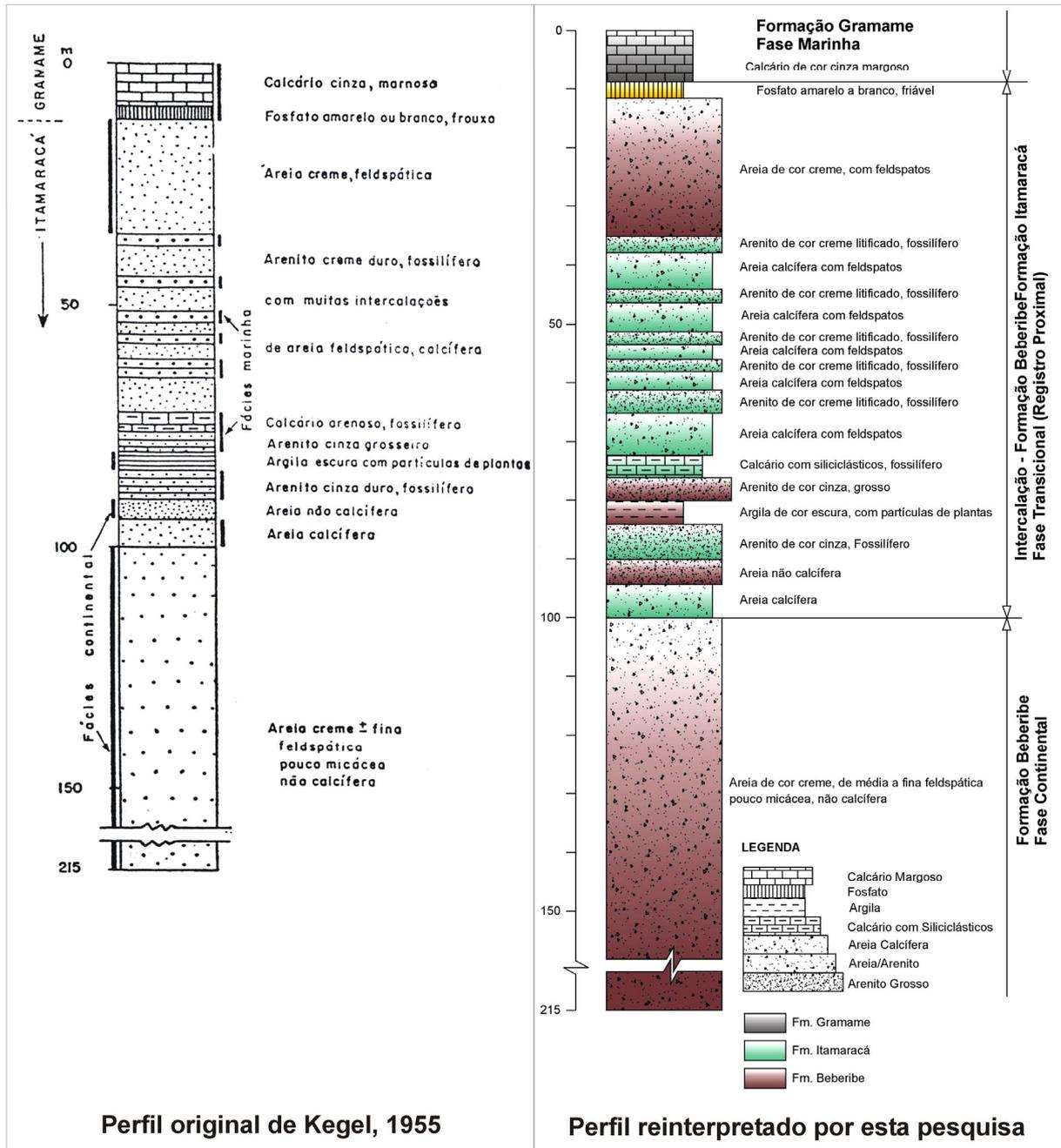


Fig. III.1 – Descrição de testemunho do furo F-204, perfurado em Forno da Cal, Olinda, Pernambuco. A esquerda está o desenho e a interpretação original de Kegel (1955), e a direita está a reinterpretação do mesmo testemunho, realizada por esta pesquisa a partir dos dados originais desse autor.

A partir dos estudos de Kegel (1954, 1955, 1957), percebe-se, como ele mesmo descreve, a passagem da influência clástica-carbonática para o domínio dos carbonatos puros através da seção fosfática. Este horizonte fosfático é interpretado aqui, como uma seção condensada. Afirma ainda o autor, que os restos orgânicos, como testas de foraminíferos e os pequenos coprólitos, constituem um fator muito importante na composição do fosfato acumulado.

Kegel (1954) estudou detalhadamente os microfósseis componentes do fosfato de Pernambuco e verificou a grande quantidade de pequenos corpos cilíndricos, elipsóides ou oviformes, que classificou, sem nenhuma dúvida, como coprólitos, provavelmente de vermes e gastrópodes. O estudo detalhado desses coprólitos revelou, ao raio- X, a presença de apatita. Observados em lâminas, revelou-se como um material de certa forma homogêneo, raramente fibroso. Os coprólitos estão revestidos por uma capa brilhante e polida do mesmo material porém mais puro.

O autor utilizou o reconhecimento desses depósitos para inferir a paleolinha de costa durante o período de ocupação marinha da plataforma (Fig. III.2, comparar com a Fig. III.9). Reconheceu também, a disposição dos depósitos da Formação Itamaracá que estão sobre a Formação Beberibe e precedendo a deposição da rampa carbonática Gramame, e inclusive a erosão que afetou todas as unidades durante a fase regressiva do Terciário (Fig. III.3).

A ocorrência de fosfato, como descrita por Kegel (1954), é bastante semelhante à outra ocorrência descrita como uma seção condensada associada a um máximo transgressivo na região de Kansas e Oklahoma, de idade paleozóica. Neste caso, o fosfato se apresenta como *pellets* fecais ou carapaças de radiolários revestidos por material microcristalino formando nódulos. Estes níveis mostram variações diagenéticas regionais, segundo o autor, devido a variação em compactação e cimentação (Kidder *et al.*, 1996). A descrição mineralógica dos nódulos de fosfato em lâminas delgadas é muito semelhante a descrição de Kegel (1954).

No caso da Bacia Paraíba, Kegel (1954) argumenta que a grande quantidade de coprólitos representa aproximadamente 95% de todos os microfósseis presentes nas amostras estudadas, oriundas do nível de fosforito. Os coprólitos representam pequenos corpos de seção elíptica de 0,5 a 1,5mm de comprimento e 0,3 a 1mm de diâmetro. Esses coprólitos segundo o autor, são muito raros nos estratos da Formação Itamaracá, e tornam-se abundantes no horizonte fosfático, sendo também muito raros nos calcários da Formação Gramame. Mesmo nessa formação são preenchidos por calcita e não por material fosfático.

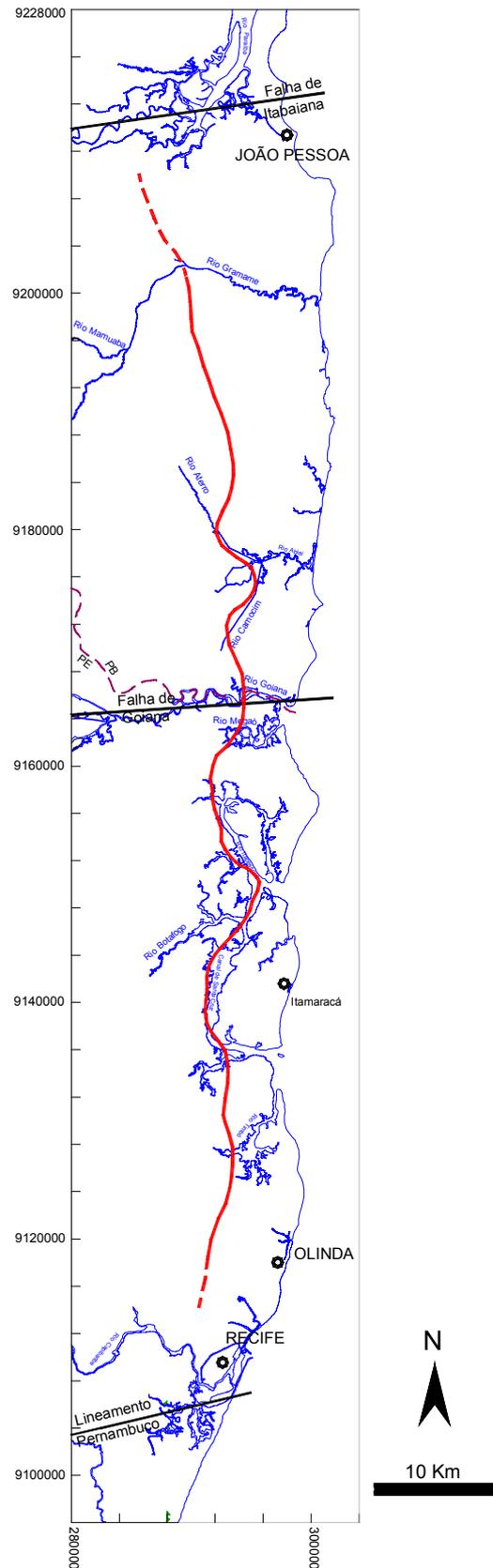


Fig. III.2 - Paleolinha do litoral quando o mar ocupou a área hoje emersa da Paraíba (Kegel, 1955). Durante esta época (Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior), ocorreu a deposição fosfática na bacia. Comparar com Fig. III.9.

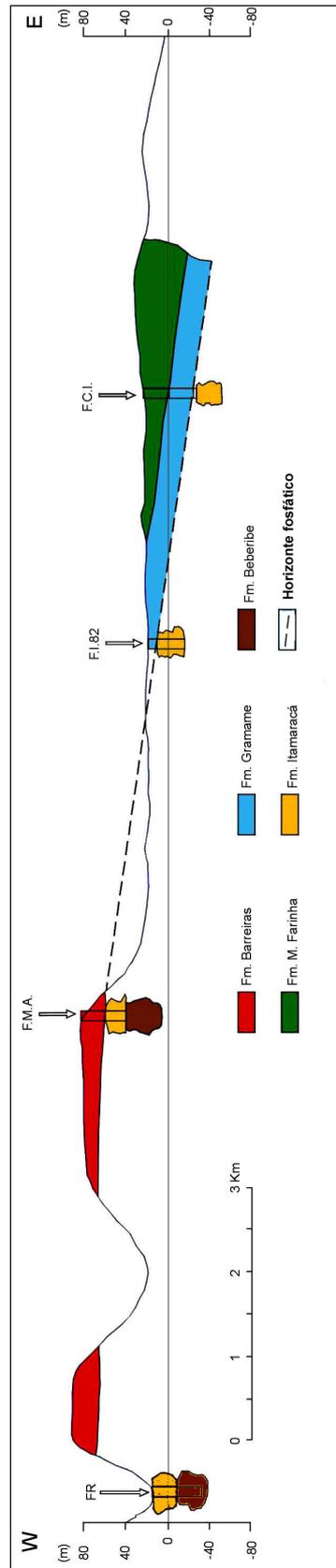


Fig. III.3 - Corte estrutural ao Norte do Rio Goiana, mostrando a superfície erodida (pós Maria Farinha) da rampa carbonática Gramame que existiu sobre os estratos clásticos e transicionais que chegam até a borda da bacia. Notar a disposição das unidades estratigráficas. (Kegel, 1955).

Kegel (1954), afirma ainda que acúmulos de coprólitos semelhantes aos encontrados no horizonte fosfático de Pernambuco são conhecidos do Maastrichtiano da Holanda e da Inglaterra, inclusive representando importante papel nas acumulações de fosfato nesses lugares, onde regionalmente recebem a denominação de "camada de coprólitos".

Para Kegel (1957) a origem do horizonte fosfático, a partir do conhecimento geológico disponível, pode ser oriunda da multiplicação incomum de algas. Porém, a grande quantidade de matéria orgânica acumulada nesses horizontes, como restos de peixes, moluscos, foraminíferos e coprólitos, teve um papel muito importante nesse contexto. A interrupção da sedimentação clástica e a ocupação transgressiva sobre a fácies continental foram essenciais para a precipitação e o acúmulo dos níveis enriquecidos em fosfato. Segundo o autor, a precipitação e a sedimentação se deram de forma lenta, havendo enriquecimento de fosfato onde a mudança do ambiente foi mais abrupta. Os locais onde já havia uma instabilidade com relação à variação da fácies transicional foram os mais aptos à sedimentação do fosfato a partir do Máximo transgressivo.

A origem da sedimentação fosfática ainda requer mais estudos ou uma interpretação mais detalhada de sua ocorrência nessa bacia. Contudo, em linhas gerais, há um consenso com relação à ocorrência desses depósitos e à expansão da atividade biológica, principalmente de algas marinhas fotossintetizantes, que por sua vez provocaram o aumento no número de outros organismos marinhos, como moluscos e peixes.

Menor *et al.* (1977) realizaram importante estudo a respeito dos depósitos de fosfato existentes na Bacia Paraíba. Esses autores destacam em suas conclusões, além do que já foi exposto aqui, que tal fenômeno ocorreu na interface entre a sedimentação detrítica e o domínio carbonático, que se acentuou no Maastrichtiano, sobre uma plataforma rasa e estreita com profundidade não superior a 50m, e ainda que a fosfatogênese se fez mais acentuada nas porções antes continentais, mais avançadas ou subsidentes, que sofreram precocemente a ocupação marinha.

Os autores também destacam que a ocorrência de testas de foraminíferos bentônicos e planctônicos, mesmo na fase rasa dos depósitos detríticos, revela uma franca comunicação com o oceano; o que possibilitaria a chegada de correntes que transportavam nutrientes do fundo oceânico através do fenômeno de *upwelling*. Os depósitos fosfáticos, ainda segundo os autores, podem ser considerados como *in situ*, mas estes revelam alguns indícios de retrabalhamento, que diferem do processo de sedimentação marginal que envolveu a deposição original de fosfato.

A fosfatogênese ocorreu em um momento de aumento do aporte de nutrientes, provocando uma intensa atividade biológica que foi responsável pela fixação do fosfato. Ainda como condicionantes para a ocorrência desse fenômeno deve ter ocorrido a redução do aporte detrítico (que incluiria uma redução na taxa de sedimentação), além de condições paleogeográficas que favorecessem a deposição (Menor *et al.* 1977, Menor & Amaral, 1979).

Menor *et al.* (1977) concluiu que a sedimentação do fosfato está sempre acompanhada de uma fração detrítica, que por sua composição mineralógica, revela a pouca maturidade desses detritos. Essa imaturidade também mostra que o continente estava sobre um clima quente e de aridez acentuada.

A ocorrência desse nível fosfático, com maior ou menor espessura, ao longo de toda a bacia, foi interpretada por Souza (1999) e Lima Filho & Souza (2001) como um potencial marco estratigráfico a partir dos conceitos de estratigrafia de seqüências. Este marco representaria um momento de máxima inundação sobre a faixa continental subsidente, como dito antes. Esse episódio de subsidência, ao ocorrer de forma rápida, gerou a suspensão da influência detrítica com o afogamento da bacia e permitiu o avanço do mar sobre a plataforma rasa inundada. Dessa forma correntes de origem profunda enriquecidas em material orgânico permitiram a expansão biótica nesses ambientes recém criados.

A ocorrência de correntes marinhas que favoreceram a origem dos depósitos fosfáticos poderia estar associada a uma provável ligação continental, que haveria ainda, entre a América do Sul e África em tempos do Turoniano-Santoniano. Como já discutido no capítulo II, o registro faunístico mostra que havia um intercâmbio dos oceanos a partir do Aptiano-Albiano, porém, para alguns autores, esta ligação se dava sobre soleiras oceânicas submersas ou *landbridge* (Mabesoone, 1996a, 1996b; Rand & Mabesoone, 1982 *apud* Sousa, 1999).

Mabesoone (1981) propôs um modelo para a deposição dos fosforitos na Bacia Paraíba, no qual a ocorrência de uma soleira entre Brasil e África facilitou a ressurgência dessas correntes de fundo para cima de uma área de espalhamento de plataforma rasa. O autor afirma ainda que o modelo supre conformidade ao conhecimento sobre a origem de depósitos semelhantes. A ocorrência dessa ressurgência sobre a plataforma rasa inibiria o aporte terrígeno e propiciaria a deposição de fosfato em águas não muito agitadas.

O modelo proposto por esse autor possui aspectos que, ao certo, parecem unanimidades entre os demais pesquisadores do fato na bacia: Influxo de correntes de ressurgência neste período; explosão da atividade de algas e organismos bentônicos que fixaram o fósforo sobre o substrato arenoso favorável, ou seja, próximo à foz dos rios existentes nesse período; clima

quente e seco que favoreceu o influxo de pouco material detrítico do continente, apesar da bacia se comportar como uma bacia faminta devido à pronunciada subsidência nessa época.

A novidade apresentada pelo modelo de Mabessone (1981) está na idéia do encontro de uma corrente de águas mais profundas contra uma soleira submersa entre os continentes sul-americano e africano, soleira esta que servia de comunicação entre as partes do golfo Atlântico (Fig. III.4).

Devido, provavelmente, à fase erosiva que atuou na bacia a partir do início do Terciário, houve erosão de áreas expostas da antiga plataforma após a regressão, incluindo níveis fosfáticos depositados próximo à máxima paleolinha de costa. Estes estratos do Cretáceo podem ter sido retrabalhados e redepositados durante o Terciário. Este fenômeno explicaria a ocorrência de um segundo pico na curva de raios gama dos poços do Projeto Fosfato (CPRM). Este segundo pico de raios gama coincide com o contato discordante entre a Formação Barreiras e a Formação Gramame. Provavelmente quando da deposição da Formação Barreiras houve um acúmulo de material remobilizado neste contato. Outra explicação seria apenas a ocorrência de níveis argilosos no início da deposição da Formação Barreiras (ver Fig. III.5).

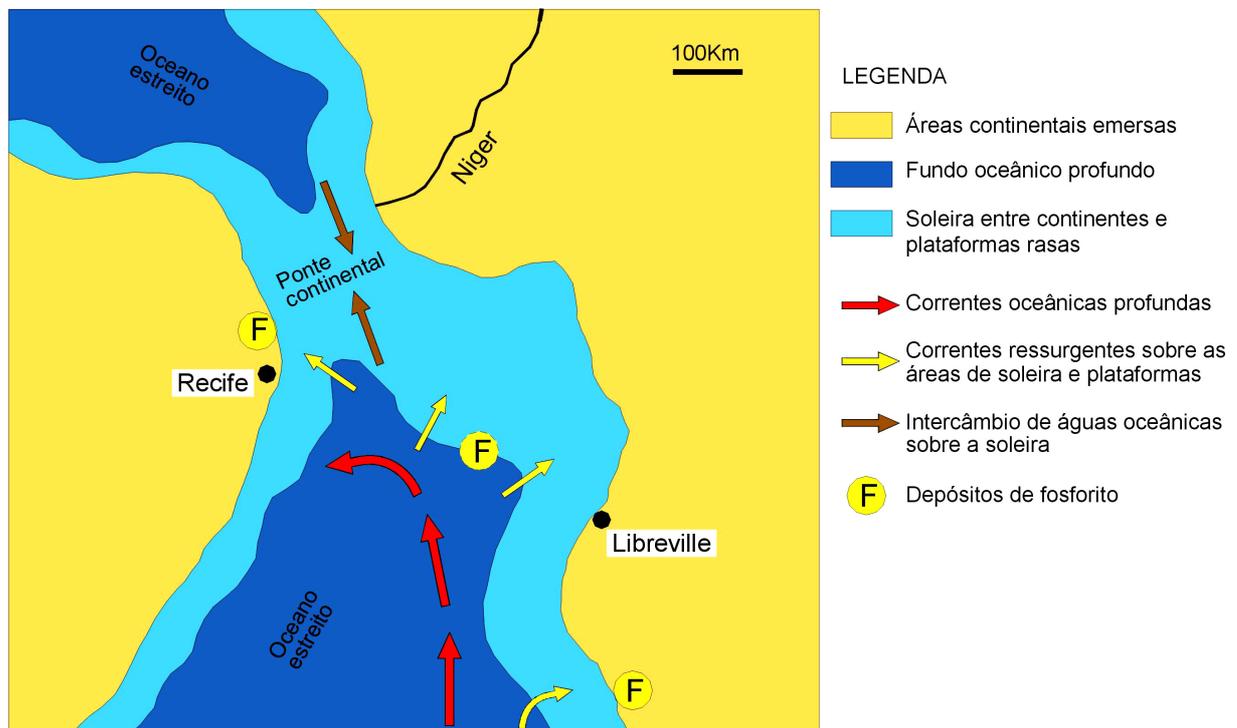


Fig. III.4 - Modelo de deposição dos fosforitos de Pernambuco, a partir de ressurgência sobre soleira oceânica. Nesse modelo a paleogeografia da ligação entre Brasil e África teria permanecido como um obstáculo estrutural, o que favoreceu a ascendência das correntes profundas sobre a plataforma rasa que se formava entre Recife e João Pessoa. A idade desses fosforitos seria Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior. (Mabessone, 1981).

A paleogeografia da bacia, como já discutido antes, precisou fornecer condições específicas para favorecer o acúmulo de fosfato associado à atuação biológica. A ocorrência de um marco de características semelhantes, também ocorre na Bacia Potiguar. Esse evento foi estudado por Matsuda & Viviers (1989). Segundo os autores, o marco radioativo que está associado à acumulação de fósforo (apatitas) localiza-se no topo da Formação Jandaíra (Turoniano-Maastrichtiano) e a sua datação corresponderia ao Neo-Campaniano, idade próxima a idade do acúmulo de fosfato na Bacia Paraíba.

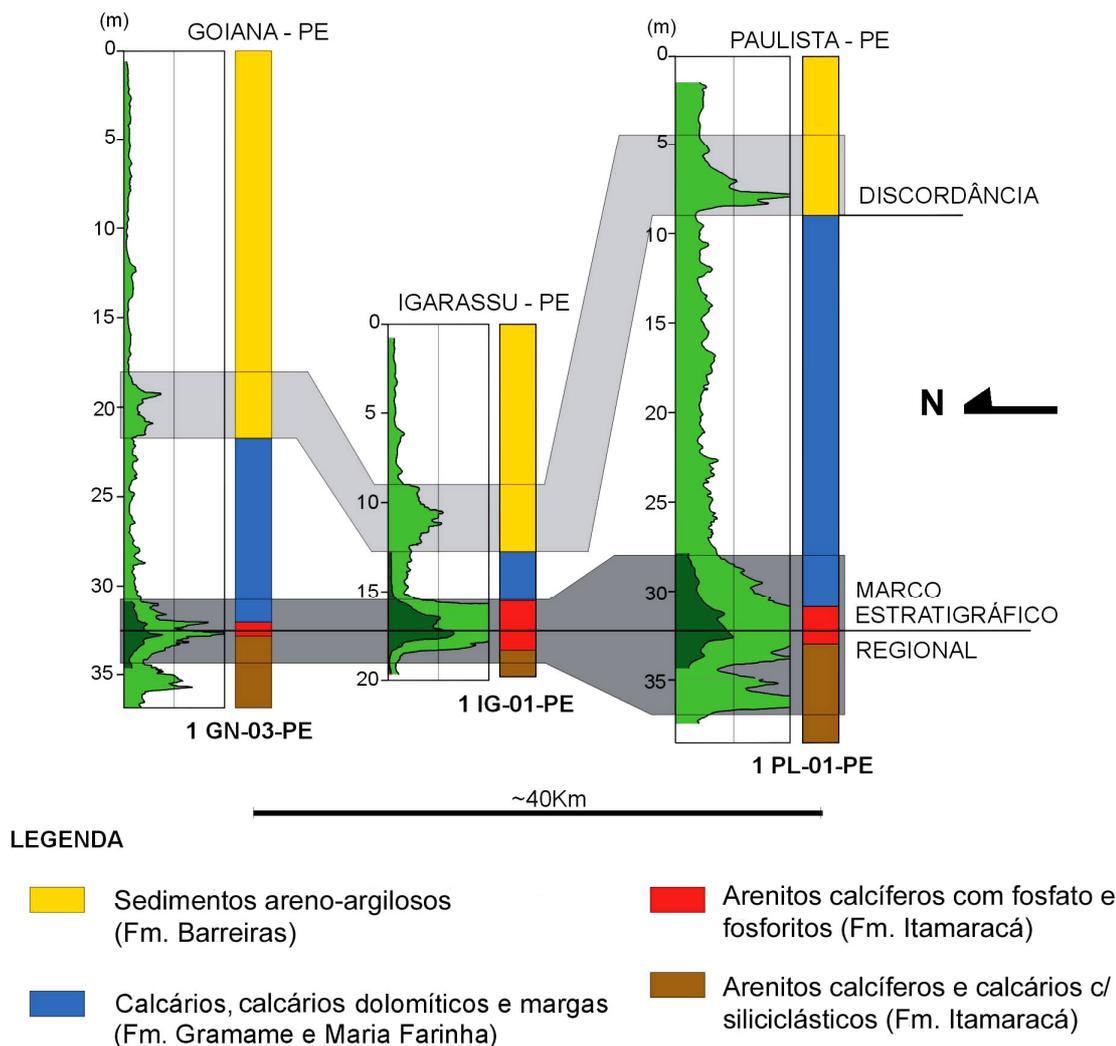


Fig. III.5 - Exemplo de poços (Projeto Fosfato – CPRM), com perfil de raios gama, que mostram o marco do horizonte fosfático (Cinza escuro) e um segundo pico de elevação que coincide com o contato (discordância) entre a Fm. Gramame e os depósitos da Fm. Barreiras (cinza claro). Este detalhe pode ser observado em vários perfis com maior ou menor intensidade. O registro dos efeitos erosivos na bacia mostram a importância efetiva dessa denudação, pois, além de atingirem a rampa carbonática Gramame, esses eventos erosivos atingiram também as outras formações quando expostas, devido à paleogeografia da bacia. Ver localização dos poços desta figura na figura V.7.

A importância do horizonte fosfático torna-se uma peça chave para se compreender a evolução da bacia, principalmente no que diz respeito à fase carbonática iniciada após a ocorrência do máximo transgressivo que originou o fosfato. Tinoco & Siqueira (1976) realizaram estudo da micropaleontologia do fosfato de Olinda, e forneceram as seguintes conclusões: a fauna de foraminíferos encontrada sugere sedimentação em mar aberto, não em uma baía ou laguna recifal; a ocorrência moldes de foraminíferos fosfatizados sobre concreções fosfáticas indica fosfato primário singenético; sedimentação sobre um clima semi-árido.

A partir da descrição de Matsuda & Viviers (1989), é possível inferir que a forma como o fosfato está presente na Bacia Potiguar é semelhante ao registro que ocorre na Bacia Paraíba: se dá principalmente pela substituição da matriz micrítica em bioclastos, intraclastos, pelóides e oólitos por fosfato e ocorre também como preenchimento de câmaras de microfósseis. Outra importante informação é que esta fácies apresenta uma rica e abundante fauna de microorganismos, tanto bentônicos quanto planctônicos. A fauna presente nos calcários acima do horizonte fosfático, na Bacia Potiguar, apesar de semelhante à que é encontrada no horizonte fosfático, apresenta maior quantidade de organismos planctônicos, calcíferas e foraminíferos.

Seções condensadas resultam da baixa taxa de sedimentação (condensação de zonas) ou *drownig unconformity*, ocasionada pela transgressão sobre a bacia. Esses horizontes aparecem como seções delgadas (*hardgrounds*, ou varvas de carapaças de organismos pelágicos) de sedimentos pelágicos e hemipelágicos. Essas seções registram o avanço gradativo da linha de costa em direção ao interior do continente (Fig. III.6). As seções delgadas demonstram um evento de baixa taxa de sedimentação em bacias famintas sobre ambientes plataformais (Loutit *et al.*, 1988 *apud* Matsuda & Viviers, 1989) (Fig. III.6, III.7).

As seções condensadas também podem ser caracterizadas por uma assembléia abundante e diversificada de fósseis bentônicos e planctônicos, bem como por produtos autigênicos como glauconita, siderita e fosforita (Loutit *et al.*, 1988 *apud* Matsuda & Viviers, 1989).

Os fenômenos que podem propiciar correntes de ascendência de nutrientes são estudados a partir do comportamento da fisiologia das plataformas e da ação de correntes capazes de provocar tais fenômenos. As águas mais frias e salinas são mais densas que as águas superficiais mais quentes. Devido a esse fator, atualmente, acontece uma estratificação das correntes marinhas nos trópicos, as diferenças de temperatura são tão grandes que as águas frias e profundas nunca se misturam com as águas da zona eufótica, que são mais quentes

devido à radiação solar. Nos pólos, essa diferença não é grande, por isso as águas podem se misturar com maior facilidade (Lourenço & Marques Jr, 2002).

As condições hidrográficas especiais, que trazem águas profundas e ricas em nutrientes para a zona eufótica, são a ressurgência, as divergências de correntes e as ascensões lentas de nutrientes causadas por difusão junto à termoclina por vórtices. As ressurgências acontecem quando águas superficiais movem-se a partir da costa, deixando um espaço que é ocupado por águas mais profundas (200 – 350m). As divergências são o resultado de correntes oceânicas transversais fluindo em sentidos opostos, a partir de um ponto comum, fazendo águas mais profundas aflorarem até a zona superficial. Atualmente, entre o Rio Grande do Sul e Santa Catarina, ocorre o encontro da corrente do Brasil e das Malvinas, que fluem em sentidos opostos, gerando grande turbulência e causando a mistura de águas de diferentes profundidades. A divergência também causa o incremento na produtividade biológica por causa do enriquecimento de nutrientes (Lourenço & Marques Jr, 2002).

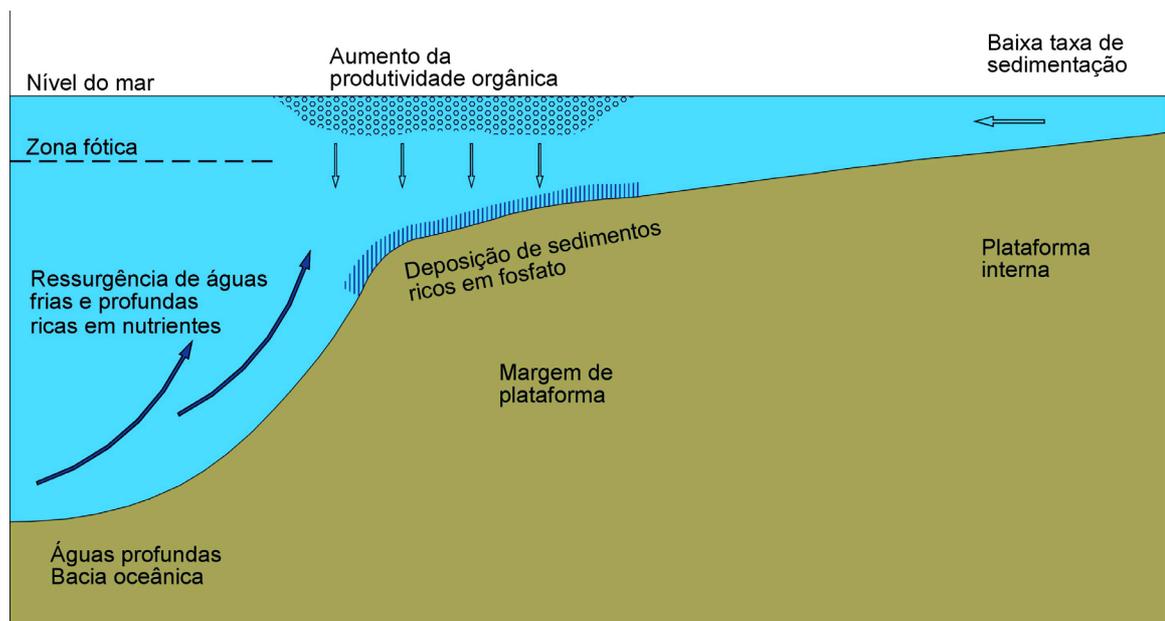


Fig. III.6 - Modelo deposicional proposto para os sedimentos fosfáticos da Bacia Potiguar, baseado no conhecimento moderno a respeito da ocorrência de depósitos atuais. Este modelo também é aplicável para a ocorrência do fenômeno fosfatogênico na Bacia Paraíba (Tucker, 1981 *apud* Matsuda & Viviers, 1989).

De acordo com o exposto por Lourenço e Marques Jr. (2002), é provável também que a ocorrência de correntes divergentes no estreito oceano que se abriu entre o continente sul-americano e o africano, tenham causado turbulência, por divergência, e espalhamento de águas mais profundas sobre plataformas marinhas no Brasil e na África.

Souza-Lima & Bengtson (1999) comentaram a ocorrência de correntes de *upwelling* no Campaniano Superior da Formação Calumbi, Bacia de Sergipe. Segundo os autores, nestes depósitos ocorrem indícios que apontam para a modificação ambiental provocada pela ocorrência de correntes oceânicas de ressurgência com aporte significativo de nutrientes e uma interrupção na deposição carbonática. Há ainda uma abundante, contudo pobremente preservada, fauna de gastrópodes turrítelídeos e bivalvíos inoceramídeos gigantes associada à ocorrência de nódulos de fosfato e sedimentos subarcozeanos. Esta informação sugere, juntamente com os dados da Bacia Potiguar e da Bacia Paraíba, uma situação de variação ambiental durante o Campaniano Superior (Fig. III.7).

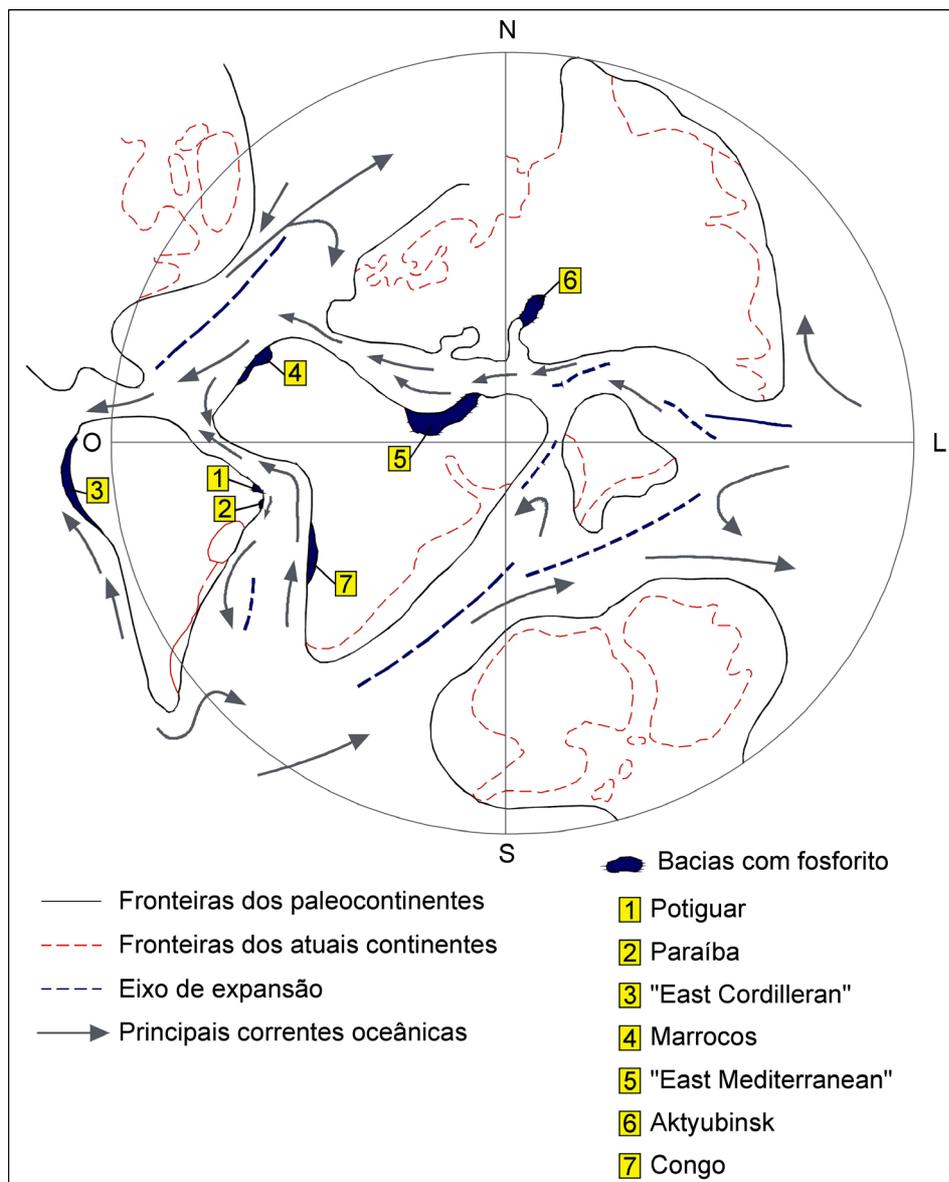


Fig. III.7 - Mapa que mostra a distribuição hipotética dos continentes durante o Cretáceo Superior, com as bacias onde ocorreu deposição de fosforitos em relação às correntes oceânicas que provavelmente ocorriam nessa época (Matsuda & Viviers, 1989).

É importante verificar que, tanto na Bacia Potiguar, quanto na Bacia de Sergipe os eventos associados à deposição fosfática e aumento da produtividade datam do Campaniano Superior. Então não seria difícil admitir que o evento ocorrido na Bacia Paraíba pudesse datar também dessa mesma época.

Keller (2001) aponta a ocorrência de um aumento na produtividade marinha como o resultado de mudanças na circulação oceânica do Atlântico durante o Campaniano Superior. Nesse intervalo ocorreu um resfriamento global do clima que havia permanecido quente durante o Campaniano Inferior. Esse resfriamento teria favorecido a mistura das águas de superfície com as águas mais profundas, assim, criando correntes de *upwelling* e, gerando um aumento da produtividade oceânica global (Fig. III.8).

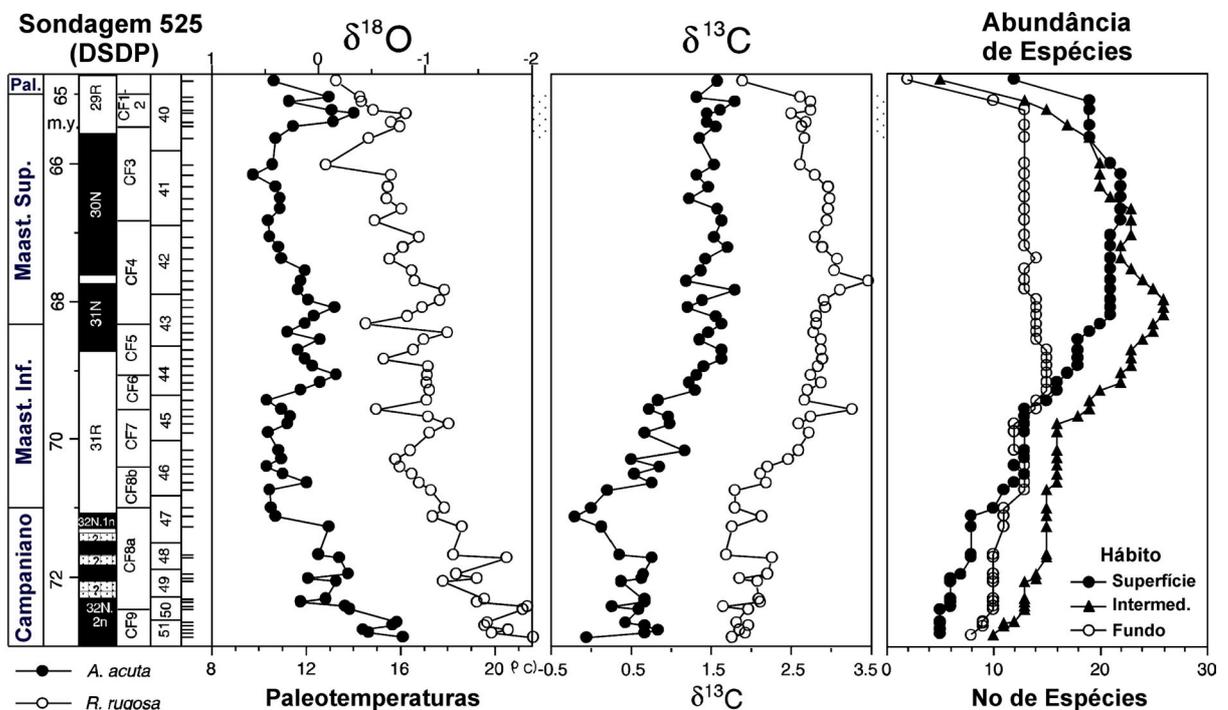


Fig. III.8 – Diagrama que mostra o estudo realizado com testemunho do DSDP no Oceano Atlântico. As curvas de isótopos de O para a paleotemperatura foram obtidas a partir de carapaças de foraminíferos (bentônicos e planctônicos). Notar a tendência de queda da temperatura a partir do final do Campaniano e durante o Maastrichtiano. Essa queda coincide com o aumento na diversidade de formas de foraminíferos planctônicos. (Keller, 2001).

Amaral *et al.* (1977) estudaram a transição entre sedimentos marinhos e clásticos existente na seção clástica-transicional da Bacia Paraíba, que incluiu a Formação Beberibe e a Formação Itamaracá. Este estudo, que foi realizado a partir de dados de poços, e permitiu verificar a posição da paleolinha de costa em três níveis dessa seção. O autor dividiu essa seção em três intervalos, inferior, médio e superior, verificando em cada um deles onde estava a linha marcada pela presença de sedimentação transicional-marinha.

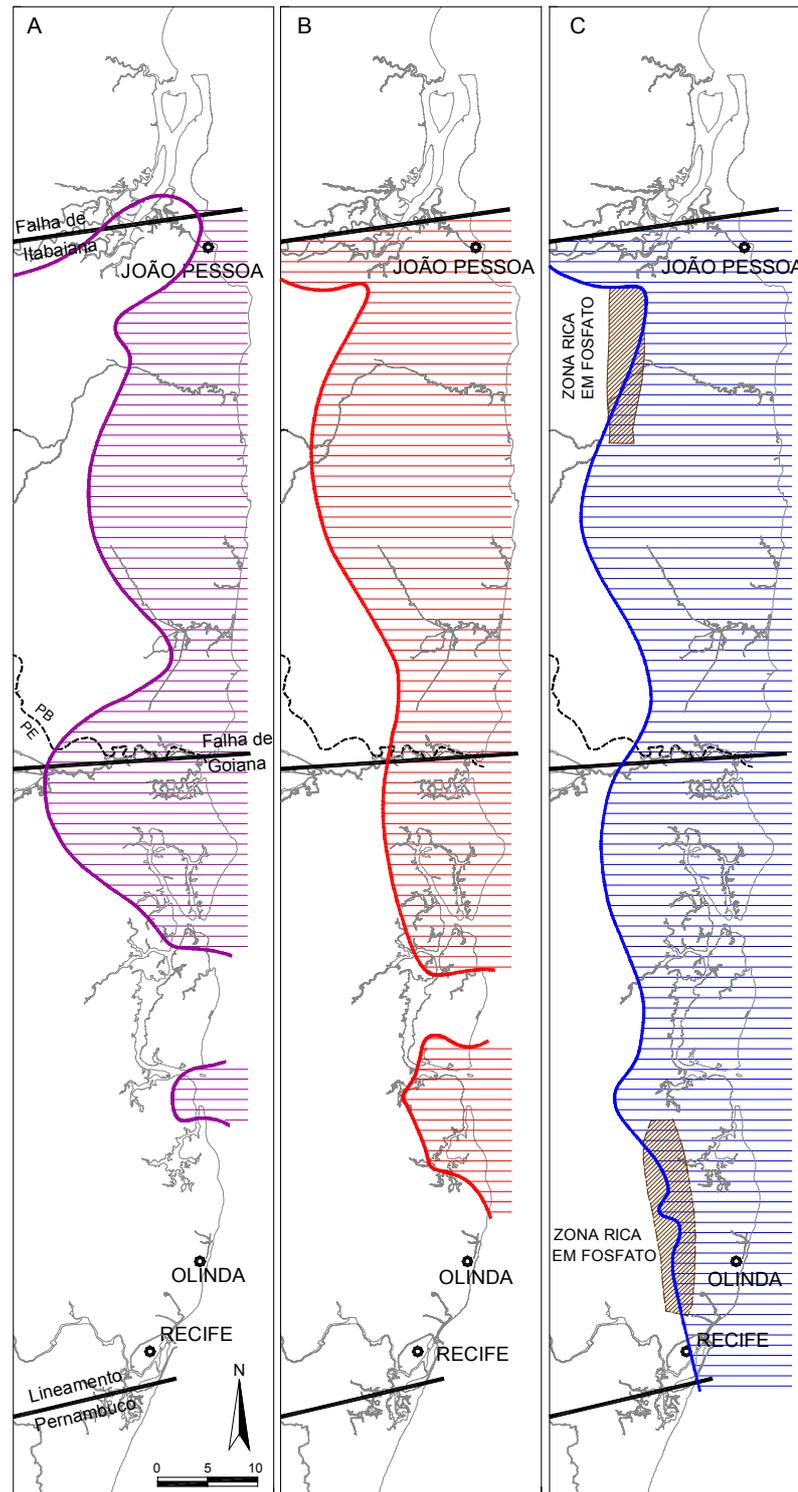
Mostradas como três tempos diferentes, as linhas revelam fatos interessantes, e importantes para a compreensão da evolução da bacia. Os resultados mostraram a ocorrência de áreas nos flancos da bacia, nas proximidades de Recife e de João Pessoa, onde existem maiores concentrações de fosforito sedimentar mais puro, enquanto que nas porções mais ao centro da bacia houve uma diluição ou mistura de fosfato com sedimentos detríticos, tornando-o menos concentrado nos depósitos (Fig. III.9, comparar com a Fig. III.2). É possível notar que os dois pontos onde existem concentrações de fosfato se comportam como bordas levantadas da bacia (altos), limitadas por falhamentos de grande porte que determinam a compartimentação geral da bacia. Durante a máxima transgressão, os altos estruturais, como o Alto de Mamanguape, receberam alguma sedimentação carbonática-detrítica, ainda que essa sedimentação tenha se limitado a arenitos calcíferos, sem a presença de fosfatos, como demonstrado em dados de poços (ver Fig. V.7 e V.8)

Amaral *et al.* (1977), apontaram ainda que é possível dividir dois grandes comportamentos paleoambientais no que diz respeito à seção clástica-transicional da bacia. Da falha de Goiana para o norte, em direção a João Pessoa, o predomínio marinho, além de precoce, é constante ao longo de todo o intervalo estudado, enquanto que da falha de Goiana em direção ao sul, para Recife, o predomínio inicial é totalmente continental e gradativamente vai sendo também invadido pela sedimentação marinha, como demonstra as três linhas do mapa de paleolinhas de litoral (Fig. III.9).

Segundo os mesmos autores, é possível afirmar que a faixa continental ao sul estava proeminente em direção à faixa norte, que já recebia sedimentação marinha cretácea. É possível que a transgressão marinha se iniciara no setor norte antes do Maastrichtiano, registrando presença desde o Santoniano-Campaniano. Este fato é de grande importância, pois ligaria, com mais ênfase a sedimentação fosfática e o evento transgressivo ocorrido na Bacia Paraíba a eventos semelhantes na Bacia Potiguar e na de Sergipe. Esse evento seria o responsável pelos fosforitos do Neo-Campaniano na porção superior do Calcário Jandaíra, no Campaniano Superior de Sergipe, e nos depósitos da Bacia Paraíba.

A caracterização da Formação Itamaracá, que inclui sedimentos calcíferos detríticos com presença de conchas de moluscos e foraminíferos, às vezes é confusa, pois são raros os afloramentos da fácies mais distal dessa unidade, sendo melhor reconhecida em testemunhos.

Durante esta pesquisa, quando se procedeu ao estudo dos testemunhos do Projeto Fosfato (CPRM) percebeu-se que, várias litologias, das descrições destes furos, que estavam classificadas como arenito Beberibe, realmente pertenciam a unidade Itamaracá.



- Paleolinha de costa durante a deposição da porção inferior da sequência clástica da bacia

— Paleolinha de costa durante a deposição da porção superior da sequência clástica da bacia
- Paleolinha de costa durante a deposição da porção média da sequência clástica da bacia

▨ Zonas de concentração de fosfato

Fig. III.9 - Paleolinhas da zona costeira, da Bacia Paraíba. A Figura mostra o avanço da sedimentação transicional-marinha a partir da base da seção clástica até o seu topo. Infelizmente não existe um controle bioestratigráfico dos depósitos basais da transgressão que se iniciou a partir da porção norte. (Amaral *et al.*, 1977).

Nos dados de poços, principalmente do Projeto Fosfato, pelo menos duas fácies ficam bem distintas: uma que é caracterizada pela ocorrência de material siltico, argiloso e compacto com nódulos de fosfato, e outra detrítica, rica em fragmentos de conchas de moluscos, contendo grãos de quartzo e feldspato angulosos (Foto III.1, III.2).



Foto III.1 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando: A - arenito arcóseo, fino a médio, litificado com lâminas de argila e vesículas de dissolução de conchas. (Formação Itamaracá); B – arenito fino argiloso com acúmulo de nódulos de fosfato em matriz compacta e finos fragmentos de conchas. (Formação Itamaracá).



Foto III.2 - Testemunho 2 LU-02-PB de Lucena, Paraíba, mostrando rocha calcária com nódulos de fosfato, grãos siliciclásticos e muitos fragmento de conchas. (Formação Itamaracá).

Próximo à borda da bacia, é possível encontrar afloramentos com intercalações de arenitos continentais conglomeráticos grossos e níveis de siltito argiloso contendo grãos de quartzo e feldspato, mas com abundantes moldes de fósseis marinhos (Fotos III.3 a III.7).



Foto III.3 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando a passagem de um arenito mais grosso (direita) para um arenito mais fino (esquerda); esse nível, mais fino, possui cimento carbonático e fragmentos de conchas. (Formação Itamaracá).



Foto III.4 - Testemunho do furo 1 PL-01-PE de Paulista, Pernambuco, mostrando detalhe do nível de arenito mais grosso da foto anterior. É possível perceber fragmentos ósseos de peixes? (seta na parte direita da foto) e moldes de gastrópodes (seta na parte esquerda), bem como grãos de quartzo e fragmentos menores não identificáveis, provavelmente, de origem orgânica. (Formação Itamaracá).

Esses afloramentos parecem refletir pulsos de avanço marinho sobre as áreas costeiras. Beurlen (1955) atribuiu essa fauna a lagunas costeiras salobras com influências de rios (Fotos III.3 a III.7).

Quanto aos dados paleontológicos relativos ao horizonte fosfático que marca o topo da Formação Itamaracá, Kegel (1954; 1955) destaca a presença de foraminíferos *Siphogenerinoides*, *quinqueloculina* sp., *Quinqueloculina antiqua angusta* e *Saracenaria* cf.

saratogana. Esse autor cita ainda a presença do eqinóide *Hemiaster*, de bivalvíos, gastrópodes, cefalópodes e de um gênero indeterminado de Mosassauro representado por dentes e vértebras. Os peixes estão representados por seláquios e actinoptérigeos: *Rhombodus meridionalis* Arambourg, *Corax pristodontus* Agassiz, *Lamna serrata* (Agassiz), *Paleobalistum* sp., *Enchodus* sp. e vértebras de teleósteos de grande tamanho.

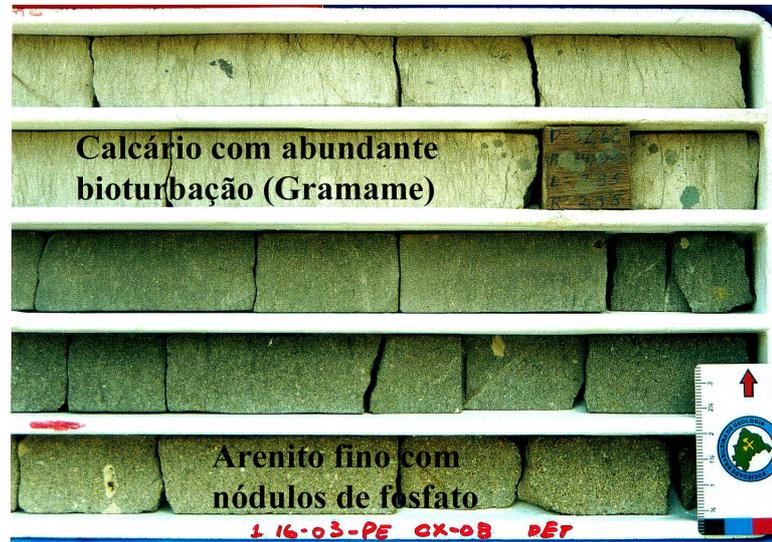


Foto III.5 - Testemunho 1 IG-03-PE de Igarassu, Pernambuco, mostrando a passagem do nível de arenito fino, argiloso, com nódulos de fosfato (Formação Itamaracá) para o calcário cinzento bastante bioturbado (Formação Gramame).



Foto III.6 - Amostra de siltito argiloso contendo grãos angulosos de quartzo da localidade de Passarinho, próximo a Recife. Esse nível de siltito encontra-se intercalado com níveis de arenito grosso a conglomerático. Notar a presença de molde de bivalvío (*Tellina?*). Há também gastrópodes. Esta seria uma fácies mais proximal da Formação Itamaracá, mostrando uma mistura de fósseis de ambiente marinho com depósitos de forte influência continental. Estes podem ser vestígios da máxima ocupação marinha já que este afloramento está próximo à borda da bacia. (tamanho da concha ~3cm no maior eixo).



Foto III.7 - Amostra de testemunho de poço na localidade de Igarassu mostrando um arenito grosso a conglomerático com muito pouca argila, mas contendo moldes de molusco como este bivalvío (*Tellina?*). A mistura desses fósseis de ambiente marinho em sedimentos continentais grossos talvez signifique a mistura de ambientes provocada por pulsos de avanço da transgressão sobre a bacia. (tamanho da concha ~2,5cm no maior eixo).

Dessa composição citada pelo autor como presente no horizonte fosfático é importante verificar que o equinóide *Hemiaster* e o gênero de tubarão *Lamna* aparecem ao longo de toda a ocupação marinha estando presente em estratos do Cretáceo e do Paleoceno, como será discutido mais adiante.

Segundo Kegel (1954; 1955) e Beurlen (1967b) alguns dos fósseis característicos desses sedimentos transicionais-marinhos são pronunciadamente eurihalinos; indicando, junto com os depósitos, um ambiente de lagoa rasa salobra mais ou menos fechada (Fotos III.7 e III.8). Todas as espécies determináveis podem ser comparadas com espécies descritas no Cretáceo Superior de Camarões, mas nenhuma espécie aparenta ter relações com as que ocorrem na América do Norte nesse período (Kegel, 1955; Beurlen 1967b). Esta situação se inverte a partir do Maastrichtiano (Maury, 1930; Muniz, 1993).

É muito importante verificar que os fósseis descritos pelos autores Kegel (1954; 1955) e Beurlen (1967b) foram coletados principalmente na porção sul da Bacia, que possui menor influência desses sedimentos transicionais do que a porção norte. Essa variação no evento transgressivo pode significar que: ou a idade da Formação Beberibe (continental) é comparável à idade da Formação Itamaracá por essas duas estarem por vezes interdigitadas, ou a idade da base Formação Beberibe, seria um pouco mais antiga do que a transgressão marinha registrada por esses fósseis, portanto, mais antiga do que Santoniano-Campaniano.

Tinoco (1962) e Tinoco&Siqueira (1976) baseando-se em estudos de microfósseis, atribuem a idade do horizonte fosfático ao Maastrichtiano Inferior. Porém, é preciso novamente lembrar que o horizonte fosfático estudado por esses autores na região de Olinda e Paulista, em Pernambuco, corresponde a um horizonte condensado, ou a uma discordância em termos de diminuição da taxa de sedimentação, e ainda, apenas na área proximal da antiga plataforma. Como demonstrado por Amaral *et al.*, (1977) essa área sofreu o processo transgressivo posteriormente à região norte. Além disso, fósseis descritos por Maury (1930), oriundos da base da Formação Gramame, acima do horizonte fosfático, na região de João Pessoa, possuem ocorrência no Campaniano e no Maastrichtiano. Os fósseis da base da Formação Gramame possuem forte influência da região equatorial e da América do Norte, como também foi demonstrado para os foraminíferos das formações Gramame e Maria Farinha por Tinoco (1971). Assim, teríamos dois momentos de influência: um primeiro como sugeriu Beurlen (1967b) com forte influência da África (pré-Santoniano-Campaniano?), e um segundo (Maury, 1930; Tinoco, 1971; Muniz, 1993) com influência do Atlântico Equatorial (Campaniano-Maastrichtiano?).

A exata determinação do limite das idades, tanto da Formação Beberibe, quanto da Formação Itamaracá, ainda carecem de maior detalhe através de mais estudos, que possam por fim determinar o comportamento diferenciado das unidades na bacia ao longo do tempo, bem como a correta datação dos depósitos.

A partir do trabalho pioneiro dos autores citados, é preciso elucidar as questões ainda pendentes com relação à datação e caracterização precisa dessas unidades, pois não resta dúvida da importância da compreensão dessa história, para a compreensão do papel da Bacia Paraíba dentre as bacias marginais Atlânticas.

Beurlen (1967b) aboliu o termo Formação Itamaracá, incluindo os depósitos transicionais, fosfáticos, do topo dessa unidade na base da Formação Gramame, e passou o antigo Membro Beberibe da Formação Itamaracá, estabelecido por Kegel (1955), para a posição de Formação Beberibe. Porém, o conhecimento do comportamento dessas unidades em subsuperfície revela que uma melhor compreensão da estratigrafia dessas unidades ao longo de toda a bacia precisa ser levada a efeito, como será mostrado mais adiante.

Parte da retomada desses estudos das unidades da Bacia Paraíba tiveram início com os trabalhos de Souza (1999) e Lima Filho e Souza (2001), que voltaram a retomar a Formação Itamaracá como uma unidade estratigráfica independente das formações Beberibe e Gramame.

CAPÍTULO IV

A PALEONTOLOGIA DAS UNIDADES CARBONÁTICAS: FORMAÇÃO GRAMAME E FORMAÇÃO MARIA FARINHA

O capítulo em questão procurou resumir os dados relativos a associação fóssil presente em cada uma das duas unidades carbonáticas, as formações Gramame e Maria Farinha, com relação às informações paleoambientais que podem ser inferidas a partir da assembléia fóssil de cada unidade.

IV.1 A PALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO GRAMAME

Os carbonatos de idade maastrichtiana da Formação Gramame apresentam uma rica fauna representada por moldes e contramoldes de moluscos, corais, carapaças e fragmentos de decápodes, equinóides, dentes de seláquios, restos de mosassauros, crocodilos e pterossauros, além de dentes e vértebras de peixes.

Um dos trabalhos pioneiros a respeito da bioestratigrafia da Bacia Paraíba foi feito por Tinoco (1971) que realizou uma análise detalhada da bioestratigrafia da seção carbonática da bacia a partir dos dados obtidos para a assembléia de foraminíferos encontrada, levando o autor às seguintes conclusões: as associações planctônicas das formações Gramame e Maria Farinha revelam os mesmos componentes específicos que caracterizam o Maastrichtiano-Paleoceno na Dinamarca, Alemanha, Itália, França, Cáucaso, Turquia, Israel, Argélia, Índia, Paquistão, Egito, Nigéria, Estados Unidos, Cuba, México, Trinidad, Venezuela, Colômbia, Peru, Nova Zelândia e Austrália. Por outro lado, as associações de foraminíferos bentônicos do Cretáceo mostram estreitas relações biogeográficas com as macrofaunas do Maastrichtiano dos Estados Unidos (Grupo Navarro), da Venezuela, Colômbia e Peru, notadamente pela presença, entre outras, das espécies de *Siphogenerinoides*;

Tinoco (1971) destaca ainda que a grande concentração de formas planctônicas na fácies calcária da Formação Gramame (de 70 a 90% do número total de foraminíferos), indica uma aparente sedimentação em águas profundas, ligada à ocorrência de formas bentônicas de

águas rasas (foraminíferos e crustáceos), apontam uma área de grande produtividade orgânica devido a eventos de ressurgência.

Os carbonatos e margas que representam a litologia dominante da Formação Gramame foram depositados em ambiente marinho com uma paleobetimetria variando entre 100 e 200m (Santos *et al.*, 1994; Fauth & Koutsoukos, 2002).

Ainda segundo Santos *et al.* (1994), os mais importantes representantes da assembléia de palinórfos encontrados na Formação Gramame são os seguintes:

- Dinoflagelados - *Dinogymnium nelsonense* Cookson, 1956; *Palaeocystodinium* aff. *P. golzowense* Alberti, 1961; *Deflandrea striata* Drugg, 1967.
- Polens e esporos - *Zlivisporites blanensis* Pacltova, 1961; *Gabonisorites vigorouxii* Boltenhagen, 1967; *Ariadnaesporites spinosus* Hills, 1967; *Araucariacites australis* Cookson, 1947; *Aquillapollenites sergipensis* Herngreen, 1975 (= *Triconirtes elongatus*).

A assembléia sugere uma idade Campaniano Superior–Neo Maastrichtiano, mas é importante ressaltar que este autor inclui os calcarenitos e arenitos fosfáticos que representam o topo da Formação Itamaracá como estando na base da Formação Gramame.

O presente trabalho propõe que o conteúdo fóssil, de idade mais provável como campaniana, pertinente a Formação Itamaracá (Kegel, 1954; 1955), representada por arenitos calcíferos folhelhos e calcários com siliciclásticos e que marcam o início da franca ingressão marinha sobre a bacia, não sejam reunidos ao conteúdo fóssil da Formação Gramame. Além de haver uma diferença de idade que separa as duas unidades, embora geneticamente associadas, cada uma foi depositada sob condições ambientais diferenciadas, sendo portanto aqui tratadas separadamente.

Fauth & Koutsoukos (2002), realizaram trabalho de análise paleoecológica em sedimentos da Bacia Paraíba, incluindo as unidades Gramame e Maria Farinha. Esses autores verificaram na Formação Gramame, maastrichtiana, uma fauna menos abundante e menos diversa da fauna observada no Paleoceno. A associação composta de 12 espécies é dominada pelas espécies: *Soudanella laciniosa* Apostolescu, 1961; *Paracosta barri* (Bold, 1960); *Cytherella piacabucuensis* Neufville, 1973. A assembléia verificada no Maastrichtiano indicaria um ambiente marinho com salinidade normal, de plataforma profunda a batial.

Campanha (1974; 1999) estudou a ocorrência de depósitos carbonáticos denominados "Calcário Miriri" existentes nas proximidades do Município de Rio Tinto, Paraíba, os quais aparentam forte afinidade com os calcários da Formação Gramame. A autora descreve as

rochas por ela analisadas como calcarenitos, dolomicroesparitos e biomicritos a foraminíferos. A microfauna foi caracterizada pela presença de foraminíferos, ostracodes, espinhos de equinóides, espículas de espongiários, ossículos de ofiuróides, fragmentos de equinodermas e briozoários. Com relação a macrofauna, ocorrem ostras da espécie *Pycnodonta vesicularis* com fragmentos de colônias de briozoários (*Cheilostomamata*) e tubos de Serpulidae na superfície das valvas. Campanha (1999), a partir dos dados obtidos, propõe a interpretação do calcário Miriri como uma fácies da Formação Gramame, e designa essa fácies como biofácies *Pycnodonta*.

Também a idade proposta pela autora para o calcário Miriri é o Maastrichtiano, que é a mesma idade da Formação Gramame. A autora, acrescenta que as ostras *Pycnodonta vesicularis* são habitantes de águas neríticas de profundidade moderada, podendo atingir até 100 metros; a predominância de foraminíferos nodosarídeos é típica de plataforma externa; a distribuição batimétrica dos ostracodes sugere um ambiente sublitoral, de águas relativamente profundas e calmas.

A Formação Gramame possui um grande número de espécies de moluscos descritas. Muniz (1993) ressalta que das 71 espécies distribuídas na seção sistemática por ele avaliada 67 delas (aprox. 94%) são dos calcarenitos e calcários da parte inferior da unidade. Ainda, segundo o autor, a porção basal constitui uma rica seqüência de camadas do ponto de vista macrofossilífero. Segundo o autor, os moluscos que ocorrem na fácies fosfática, são sempre representados por moldes pouco preservados, frequentemente fragmentados, intemperizados e difíceis de ser identificados.

A informação do autor a respeito da ocorrência de macrofósseis nas camadas fosfáticas, que precedem a base da Formação Gramame, torna-se muito importante quando avaliada através da ótica seqüencial da deposição carbonática na bacia. Os calcarenitos fosfáticos, folhelhos calcíferos e arenitos calcíferos, estão associados ao evento de transgressão marinha na bacia cujo registro sedimentar seria a Formação Itamaracá. Estas rochas representam a fase transicional entre o ambiente continental e o estabelecimento definitivo do mar sobre a área da bacia. O fato de grande parte dos moluscos descritos na Formação Gramame estarem mais associados à fase de transgressão será discutido com maior detalhe mais adiante, pois este fato desempenha um papel fundamental para a reconstituição paleoambiental do intervalo em questão.

Ainda segundo Muniz (1993), das espécies que podem ser comparadas com espécies de outros países ou regiões ou que já tenham sido registradas fora do país, as mais significativas

proporções de afinidades têm sido encontradas, em ordem decrescente: com respeito a bivalvíos nas planícies costeiras do Atlântico e do Golfo do México (América do Norte), com espécies do Oeste da África e finalmente com bivalvíos do Norte da África. Os graus de afinidade com espécies de outras regiões são menos significativos.

O aproveitamento desse arcabouço de informações com relação ao conteúdo da diversidade microfossilífera da Formação Gramame se vê prejudicado devido ao fato de não haver um controle estratigráfico mais detalhado, por parte dos autores que descreveram as ocorrências, com relação às porções basais ou mais superiores da Formação Gramame.

Muniz (1993) sugeriu que Maury ao tratar a porção inferior da Formação Gramame como "Zona *Roudaria*" e caracterizá-la como campaniana foi induzida por um engano devido à falta de informação estratigráfica detalhada com relação à posição dos fósseis.

Beurlen (1967b *apud* Muniz, 1993) propôs a inclusão da "Zona *Roudaria*" de Maury que seria a Formação Itamaracá de Kegel (1954; 1955), como a base da Formação Gramame, segundo ele por conter *Sphenodiscus*, que também ocorre nos calcários das porções mais superiores juntamente com *Pachydiscus*, deveria também esta zona inferior ser considerada como Maastrichtiana. Porém *Sphenodiscus* e *Pachydiscus* também ocorrem em depósitos campanianos na Europa e África.

Vários autores (Tinoco, 1967; 1971; 1978; Mabesoone *et al.*, 1968) sempre estabeleceriam a idade Maastrichtiano superior para toda a Formação Gramame, incluindo os arenitos calcíferos basais, pois as ocorrências micropaleontológicas como por exemplo a presença de uma associação de foraminíferos liderados por *Globotruncana contusa* (Cushman, 1926) e *Globotruncana stuarti* (de Lapparent, 1918) que indicariam essa idade.

Lima (1985) apresentou os primeiros resultados de pesquisa palinológica na Bacia Paraíba, a partir da análise de 11 amostras da sondagem F-01-PB-33 que atravessou toda a Formação Gramame alcançando o topo da Formação Itamaracá. Foram encontradas 85 espécies de polens, esporos e outros microfósseis. Espécies importantes para a determinação de idade foram encontradas e permitiram identificar uma idade neo-campaniana para a parte inferior da seção e neo-campaniana – maastrichtiana para a parte superior.

Lima & Koutsoukos (2002), realizaram importante trabalho bioestratigráfico a partir das exposições de calcário nas pedreiras existentes na faixa costeira da bacia, cobrindo quase toda a extensão da bacia, indo desde Paulista, em Pernambuco até João Pessoa, na Paraíba (localização das pedreiras na Fig. V.1). Os autores optaram por utilizar a proposta de Perch-Nielsen (1985 *apud* Lima & Koutsoukos, 2002) para a identificação das biozonas de

nanofósseis do Maastrichtiano (Fig. IV.1); esta proposta foi elaborada com dados de poços do DSDP (Deep Sea Drilling Project), e se baseia na primeira e última ocorrência de espécies-índice de nanofósseis calcários. Esta proposta tem 7 bio-unidades para o andar Maastrichtiano ao invés das 5 bio-unidades comumente utilizadas na determinação dessas biozonas nas bacias marginais brasileiras (Antunes, 1996; 1998).

		Subzonas	Biozonas
MAASTRICHTIANO		CC 26B	CC 26 <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>
		CC 26A	
		CC 25C	CC 25 <i>Nephrolithus frequens</i>
		CC 25B	
		CC 25A	
		CC 24	CC 24 <i>Reinhardtites levis</i>

Fig. IV.1 – Arcabouço bioestratigráfico utilizado, a partir de nanofósseis calcários, para subdividir as biozonas do Maastrichtiano.

A partir da bioestratigrafia do Maastrichtiano da Bacia Paraíba apresentado por Lima & Koutsoukos (2002), envolvendo uma ampla extensão dos calcários da Formação Gramame na Bacia Paraíba, notou-se que essa unidade ocorre de Recife até João Pessoa, porém, a Formação Maria Farinha foi registrada apenas na pedreira Poty. Na porção norte da bacia, nas sub-bacias Alhandra e Miriri, ocorre apenas o Maastrichtiano médio a inferior, as camadas do topo do Maastrichtiano vão gradualmente desaparecendo na direção norte. Em João Pessoa, encontram-se apenas as subzonas CC 25A e CC 25B, que marcam o Maastrichtiano médio a inferior (ver Fig. IV.2). As biozonas encontradas (CC 25A, CC 25B, CC 25C, CC 26A, e CC 26B) caracterizam o Maastrichtiano e estão todas incluídas na zona N-290, utilizada pela Petrobrás para caracterizar o andar Maastrichtiano nas bacias marginais brasileiras. Esta zona de nanofóssil é caracterizada pela presença de *Arkhangelskiella cymbiformis* (Antunes, 1996, 1998). Segundo Lima & Koutsoukos (2002) apesar de alguns problemas derivados da amostragem e de outros fatores, não foram caracterizados hiatus de grande porte na sucessão das biozonas (Fig. IV.2).

Os autores não encontraram a biozona CC 24 (Fig. IV.1), que marcaria a base do Maastrichtiano e o contato com o andar Campaniano. Este fato pode ser devido à lavra ser iniciada apenas nas camadas calcárias de 5 a 12 metros acima do nível de calcarenitos e

arenitos calcíferos (Topo da Formação Itamaracá), para evitar o nível hidrostático e o alagamento da mina.

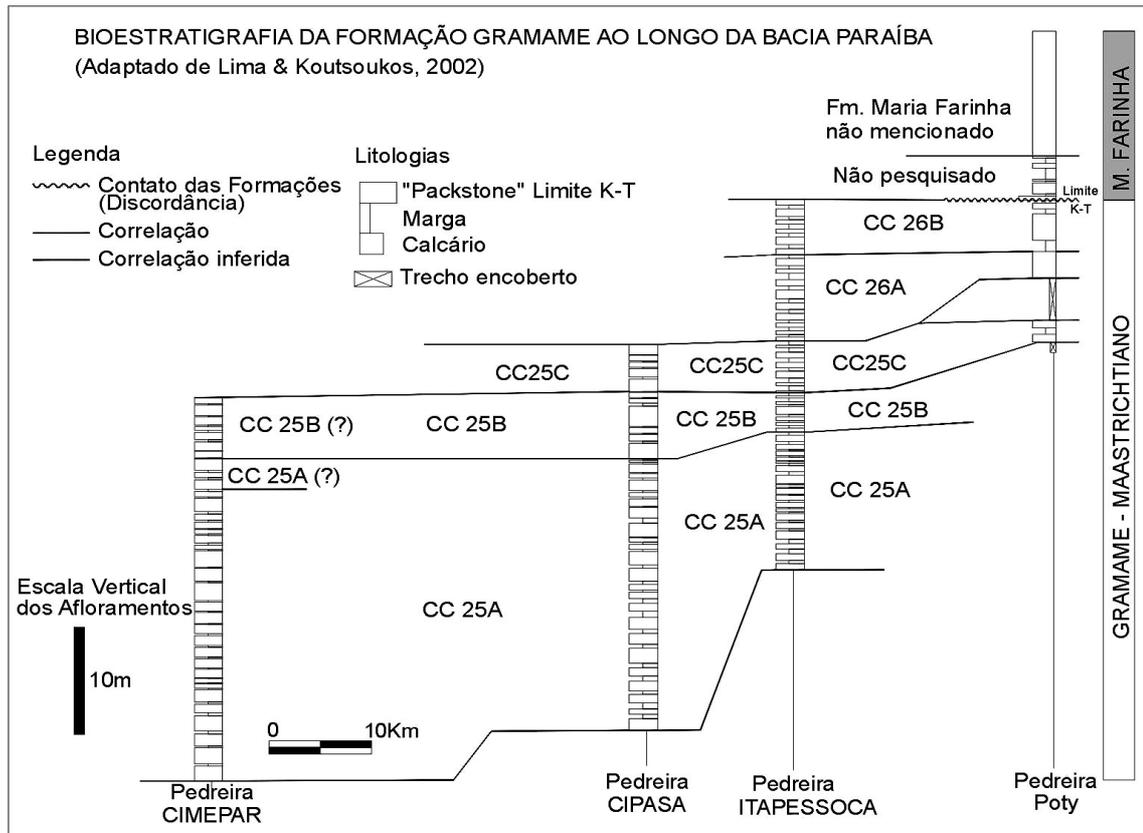


Fig. IV.2 – Bioestratigrafia dos afloramentos da Formação Gramame (Maastrichtiano) da Bacia Paraíba. (Lima & Koutsoukos, 2002).

Muniz (1993) destacou ainda, alguns fatos importantes, do ponto de vista paleontológico, a respeito da idade da base da Formação Gramame:

- A fauna de gastrópodes e bivalvíos, em geral, têm afinidades tanto com formas maastrichtianas quanto com formas campanianas de outros continentes, além de ocorrer afinidades com espécies que podem ocorrer simultaneamente nesses dois andares;
- A presença de *Inoceramus (Cataceramus) balticus* Bohm, 1907, poderia indicar tanto o Campaniano, onde é mais ampla e frequente a sua distribuição, como também o Maastrichtiano inferior;
- Ao propor uma nova espécie de cefalópode, *Gaudriceras brasiliense*, o autor sugere que esta ocorrência pode ter idade maastrichtiana ou campaniana. Porém é citado que tal forma é extremamente próxima de *Gaudriceras varaguarensense* Kossmat, 1895, que é reconhecida apenas do Turoniano ao Campaniano. Caso novos estudos demonstrassem que o achado é uma forma aberrante, seria proposta uma idade maastrichtiana;

- d) O registro do cefalópode *Axonoceras* representado por espécie que muito se aproxima, ou se identifica com *Axonoceras compressum* Stephenson, 1941, reconhecida como campaniana poderia representar um forte indício de idade, porém são conhecidas ocorrências do gênero no Maastrichtiano de Angola e de Madagascar;
- e) As ocorrências de *Sphenodiscus brasiliensis* e quase certamente de *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *surya* (Forbes), caracterizam o Maastrichtiano.
- f) Propõe-se aceitar como idade para os calcários e margas das porções superiores o Maastrichtiano, e para os calcários com siliciclásticos e calcários que ocorrem na base da unidade no contato com o topo da Formação Itamaracá uma idade Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior.

Muniz (1993) fez considerações de grande importância para a compreensão da questão estratigráfica que envolve a ocorrência desses fósseis basais. Após a discussão anterior descreve a porção "inferior" e "superior" da Formação Gramame e cita a ocorrência de alguns gêneros relativos a cada zona:

Na porção Inferior: ocorrem calcarenitos e excepcionalmente arenitos calcários com teor não elevado de P₂O₅, uma matriz altamente fossilífera, com grande concentração de conchas de moluscos, mas de tamanho geralmente inferior ao comum para as espécies encontradas. As conchas são espessas, e bastante fragmentadas, indicando um ambiente de alta energia e no qual ocorreu a preservação das partes duras das conchas, talvez proximal de plataforma interna. Foram encontrados os bivalvíos - *Coelopsis* (*Coelopsis*) *brasiliensis* Muniz, 1993; *Leptosolen paraibensis* Muniz, 1993; *Lopatinia* (*Pseudocucullaea*) *stantoni* (Maury, 1930); *Trigonarca jessupae* Maury, 1930; *Trigonarca freia* (Maury); *Trigonarca isolda* (Maury); *Plicatula parahybensis* Maury, 1930; *Venericardia marisaustralis* Maury, 1930; *Brasilicardium riogramamensis* Maury, 1930; *Veniella brasiliensis* (Maury, 1930); *Pycnodonte* (*phygraea*) *vesicularis* (Lamarck); *Exogyra* (*Exogyra*) *gramamensis* Muniz, 1993; *Pholadomya parahybensis* Maury, 1930; *Fimbria beurleni* Muniz, 1993; *Crassatella paraibensis* Muniz, 1993; *Mesocallista* (*Mesocallista*) *mauryae* Muniz, 1993; *Legumen brasiliense* Muniz, 1993; *Sinonia paraibensis* Muniz, 1993; *Liophistha* (*Liophistha*) *riogramaensis* Muniz, 1993; *Granocardium* (*Criocardium*) *paraibensis* Muniz, 1993; *Linearia* (*Liothyris*) *brasiliensis* Muniz, 1993, e os Gastrópodes - *Keilostoma magna* Muniz, 1993; *Mezalia garapuensis* Muniz, 1993; *Turritela antigona itamaracensis* Muniz, 1993; *Turritela antigona* Maury, 1930; *Mezalia priscilae* Muniz, 1993; *Volutoderma* (*Volutoderma*) *brasiliensis* Maury, 1930; *Pyropsis axiornata* Muniz, 1993; *Pseudomalaxis?* *pauciornata*

Muniz, 1993; *Bellifusus parvus* Muniz, 1993; *Trachytriton pernambucense* Muniz, 1993; *Fusinus delicatus* Muniz, 1993; *Pseudoliva bellecompta* Muniz, 1993; *Cancellaria? paraibensis* Muniz, 1993; *Mataxa paucilirata* Muniz, 1993. O autor explica ainda que na fácies fosfática que antecede a base da Formação Gramame ocorrem dentes de seláquios, restos de peixes e répteis, foraminíferos, fragmentos de corais e algas.

Na porção Superior: encontram-se calcários, margas e calcários margosos. Os macrofósseis de moluscos ocorrem como moldes, internos e externos, e a grande maioria dos moldes apresenta-se geralmente inteiro e no caso dos bivalvíos articulado, denotando soterramento em posição de vida ou ausência de transporte significativo, que seria indicado por desarticulação e quebramento das valvas. A presença do icnogênero *Thalassinoides* é abundante nos calcários da porção média e superior da Formação Gramame, além de fragmentos de calianassídeos. Segundo o autor, os decápodes seriam os mais prováveis geradores dos túneis. O autor não faz menção a possíveis ocorrências de macrofósseis nessas porções superiores próxima à transição para o Terciário.

Nas camadas médias e superiores da Formação Gramame, a ocorrência de fósseis de moluscos é bastante rara. Eventualmente são encontrados moldes de conchas de cefalópodes ou de pequenos gastrópodes. A grande soma de espécies de moluscos descritas nesta unidade provém das camadas basais, que fazem limite com o topo da Formação Gramame, assim como observou Muniz (1993).

A grande maioria dos fósseis descritos por Maury (1930) e Muniz (1993) provém da região da Sub-bacia Alhandra, onde afloram camadas basais da unidade (Fig. IV.2), e onde a plataforma Gramame foi mais larga (Fig. IV.3). Conforme os dados bioestratigráficos de Lima & Koutsoukos (2002) os calcários que afloram nesta região correspondem ao Maastrichtiano Inferior. Portanto, os fósseis ali presentes estariam mais relacionados com a fase inicial de deposição da Formação Gramame e não poderiam representar o Maastrichtiano Superior. Apenas as camadas que ocorrem na Sub-bacia Olinda, mais ao sul, correspondem ao Maastrichtiano Superior, e nestas ocorre uma escassez de fósseis de moluscos. O topo da Formação Gramame e o limite K-T encontram-se restrito a Sub-Bacia Olinda.

É possível destacar que a ocorrência e distribuição dos fósseis descritos na Formação Gramame sofreu um importante controle durante a evolução da bacia. Como veremos mais adiante vários fatores podem ter favorecido a ocorrência desses animais durante a fase inicial da instalação da transgressão marinha que teve idade campaniana-maastrichtiana e desfavorecido a permanência da fauna durante todo o Maastrichtiano.

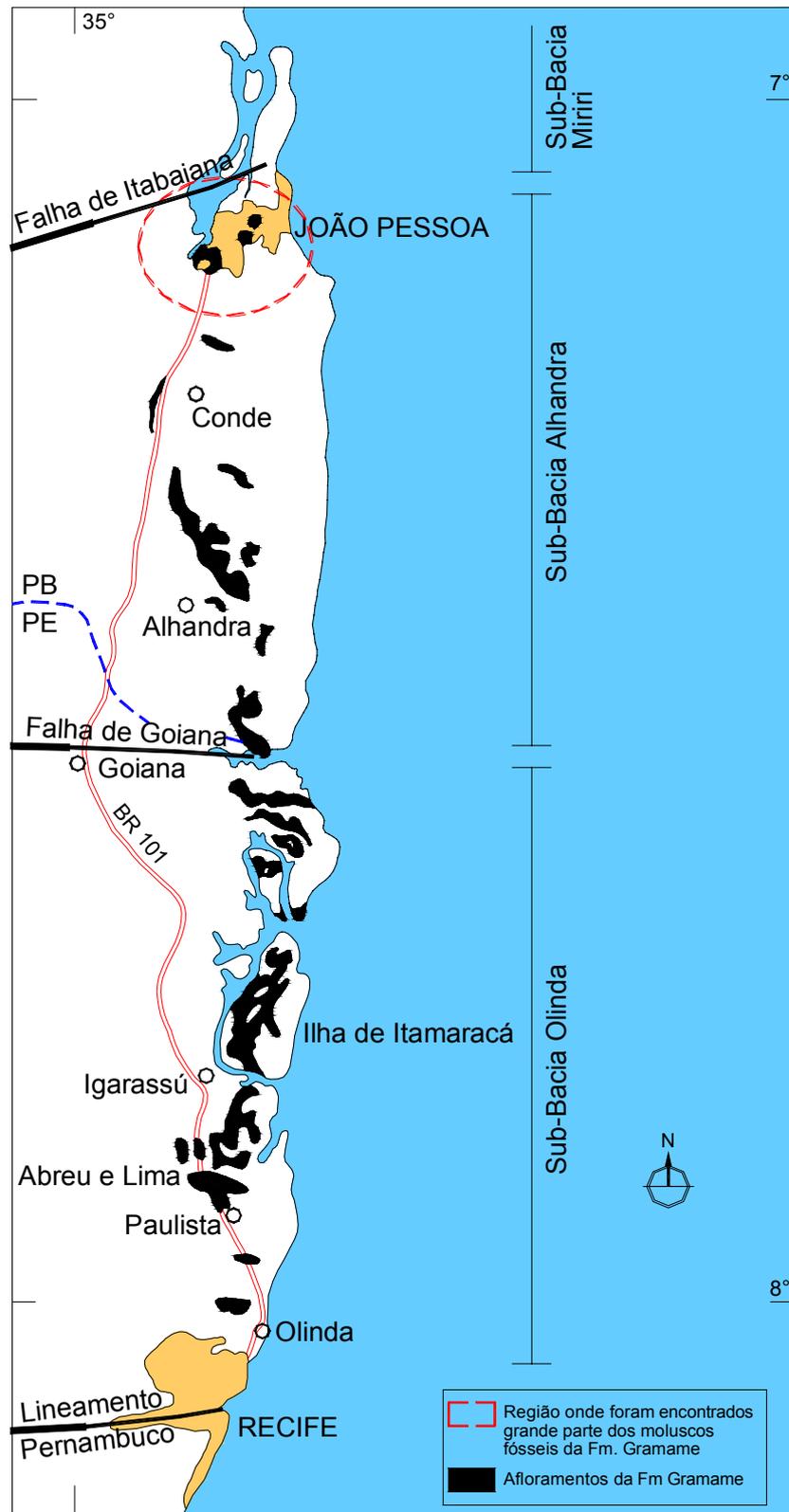


Fig. IV.3 – Mapa mostrando a localização dos afloramentos de calcário da Fm. Gramame ao longo da faixa costeira entre Recife e João Pessoa. É possível notar que a região onde Maury (1930) e Muniz (1993) coletaram a quase totalidade dos moluscos descritos na Formação Gramame (círculo tracejado) está localizada na Sub-bacia Alhandra (Muniz, 1993).

IV.2 A PALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO MARIA FARINHA.

A seção típica da Formação Maria Farinha está bem representada na exposição de afloramentos da Pedreira Poty, onde está descrita a transição entre o Cretáceo (Maastrichtiano) e o Paleoceno (Daniano) (Mabesoone et al., 1968; Albertão, 1993; Sial *et al.*, 1992; Sial *et al.*, 1993). A Formação Maria Farinha representa o início da fase regressiva da sequência sedimentar da Bacia Paraíba, e é constituída por calcários e margas depositados em ambiente marinho de ambiente médio a raso (Beurlen, 1967b).

A passagem para o período Cretáceo é marcada na Pedreira Poty por uma camada de calcário com aspecto conglomerático que apresenta retrabalhamento de fragmentos carbonáticos, bioclastos e nódulos de fosfato (Albertão, 1993).

Foi identificado um nível de extinção do plâncton marinho nas proximidades da camada de calcário conglomerático que separa a base da Formação Maria Farinha da Formação Gramame; no limite dessa camada verificou-se o desaparecimento de formas cretáceas de foraminíferos e dinoflagelados e o surgimento de formas características do Paleoceno (Stinnesbeck 1989; Albertão, 1993; Sarkis *et al.*, 2002).

O primeiro estudo bioestratigráfico, realmente pioneiro, da assembléia de foraminíferos envolvendo a sequência calcária com as duas formações Gramame e Maria Farinha foi realizado por Tinoco (1971). Segundo o autor, a passagem Cretáceo-Terciário na faixa costeira de Pernambuco mostra estreitas relações com as associações do Maastrichtiano-Paleoceno na Dinamarca, Alemanha, Itália, França, Cáucaso, Turquia, Israel, Argélia, Índia, Paquistão, Egito, Nigéria, Estados Unidos, Cuba, México, Trinidad, Venezuela, Colômbia, Peru, Nova Zelândia e Austrália.

As associações bentônicas do Paleoceno (Formação Maria Farinha), revelaram ligações com as do grupo Midway (Paleoceno norte americano), pela presença das formas bentônicas: *Ammobaculites midwayensis*; *Dentalia gardnerae*; *Frondicularia midwayensis*; *Vaginulina plumoides*; *Vaginulina gracilis*; *Stilostomella paleocena*; *Lenticulina midwayensis*; *Alabama wilcoxensis limbata*. Todas essas formas são utilizadas como fósseis-guias do Paleoceno norte americano.

A distribuição das formas planctônicas de foraminíferos na Formação Maria Farinha (cerca de 1 a 5% do número total de foraminíferos), associados às formas bentônicas com dominância de *Gavelinella*, presença de nodosarídeos bem desenvolvidos e de testas

grosseiras indicam uma sedimentação de plataforma continental de profundidades não superiores a 100 metros.

Beurlen (1967b) concluiu que os abundantes restos de *Calianassa* encontrados na Formação Maria Farinha, associados à variação litológica cujo domínio passou a ser de margas, possibilitam dizer que pelo menos ocasionalmente reinou um ambiente análogo ao de mangues. Segundo o autor a associação de gastrópodes e bivalvíos é muito variada e caracteriza-se por certas modificações nos diversos afloramentos preservados. Enquanto existem registros de calcários detríticos onde ocorre a predominância de conchas grandes e grosseiras de gastrópodes, como *Campanile*, *Pyrazus* e *Naticidae* indicando um ambiente de águas rasas e movimentadas, existem outros registros aparentemente da porção inferior onde predominam uma associação de pequenos bivalvíos como *Nuculana* e *Ostrea* e uma grande diversidade de pequenos gastrópodes, como *Turritela*, *Mesalia*, *Cerrithium*, *Natica*, *Cypraea*, *Calyptrophorus* e *Volutocorb*. Essa associação indicaria um ambiente de águas calmas com muitas algas.

Para Beurlen (1967a, 1967b) esta variação de domínios de diferentes associações de faunas significa a existência de um ambiente litorâneo, onde as condições ecológicas variaram muito. Esta variação para o autor reflete provavelmente oscilações menores da linha de costa. Enquanto a fauna da Formação Itamaracá mostraria relações exclusivas com a África ocidental, a Formação Gramame já exibe influência dessa ligação africana mas, com a inserção de elementos procedentes da América do Norte e Atlântico Equatorial, e a Formação Maria Farinha mostra estreitas relações com a América Central e do Norte. O autor ressalta ainda um dado muito interessante, que ele classificou como componente autônoma da Formação Maria Farinha, que seria o intenso desenvolvimento dos grandes gastrópodes como *Campanile*, *Pyrazus* e *Natica*.

A existência de calcários no litoral da Paraíba, na área de Jacumã e adjacências até a praia de Tambaba, é conhecida já há bastante tempo (Beurlen, 1967a; 1967b; Muniz, 1993; Mabeoone, 1994). A fauna de moluscos fósseis ali detectada indicara a associação com os calcários da Formação Maria Farinha Inferior, cuja seção típica ocorre na Mina Poty, em Paulista. Porém, Almeida (2000) ao realizar estudo nesses calcários afirmou que existem diferenças substanciais entre os calcários de Jacumã e os calcários típicos da Formação Maria Farinha expostos na Pedreira Poty. O autor propõe a existência desses calcários como o produto dos últimos eventos deposicionais do processo regressivo que começou a atuar na bacia a partir do final do Maastrichtiano (ver Fig. V.10). Segundo Almeida (2000), os

calcários dessa região revelaram um expressivo conteúdo paleontológico, que inclui formas típicas da Formação Maria Farinha e outras endêmicas como os moluscos bivalvíos *Miltha* (*Miltha*) *tabatinguensis* (*nomem nudum*); *Pteria invalida* White; *Barbatia* (*Acar*) sp. A; *Barbatia* (*Acar*) sp. B; *Arca* (*Arca*) sp. A; *Arca* (*Arca*) sp. B; *Atrina* sp., *Litophaga* (*Litophaga*) sp.; *Plicatula* (*Plicatula*) sp.; *Lucina* (*Lucina*) *tenella* (Rathbun); *Acanthocardia* (*Schedocardia*) *soaresanum* (White); *Ostrea* sp. A; *Ostrea* sp. B; *Chama* sp. O autor concluiu que os calcários de Jacumã foram depositados em ambientes recifais e associados, incluídos no tipo esquelético de Tucker & Wright (1990), ou Tipo III de Wilson (1974), que compreende camadas lineares de arcabouços orgânicos; a fácies recifal mais característica, corresponde a um *framestone* de colônias de corais e algas coralíneas (*Archaeolithothamnium*); uma fácies ante-recifal é caracterizada pela presença de rodólitos destas algas, enquanto que outra de caráter lagunar, é dominada por escavações de crustáceos (*Ophiomorpha*) e bivalvíos do gênero *Miltha*;

Os bivalvíos foram subdivididos em 4 assembléias, de acordo com a disposição de suas conchas: assembléia autóctone de núcleo recifal (*Litophaga*, *Plicatula*, *Ostrea*, *Barbatia*, *Arca* e *Pteria*); assembléia paraautóctone-autóctone de núcleo recifal (*Barbatia*, *Arca*, *Plicatula*, *Ostrea*, *Acanthocardia*, *Lucina*, e *Litophaga*); assembléia paraautóctone-alóctone de ante-recife (*Atrina*, *Lucina* e *Pteria* e *Acanthocardia*); assembléia autóctone-paraautóctone de laguna ante-recifal (*Miltha*). Boa parte dos bivalvíos encontrados pelo autor nesses calcários pertence a grupos tróficos associados a substratos duros (bissados, oscilantes, cimentados e perfurantes).

A composição faunística de moluscos e corais da região de Jacumã-Tambaba, indicou uma possível extensão de deposição até o Eoceno. As camadas do Eoceno inferior de Gana, na África, são as que encerram as maiores afinidades com a fauna tratada nos calcários do litoral da Paraíba, apresentando espécies que, se não são iguais, pelo menos são muito semelhantes, além de uma composição genérica muito próxima (Almeida, 2000).

Fauth & Koutsoukos (2002), realizaram trabalho de análise paleoecológica em sedimentos da Bacia Paraíba, incluindo as unidades Gramame e Maria Farinha. Com relação à associação de ostracodes encontrados nos depósitos da Formação Maria Farinha, é mais diversificada e mais abundante do que a associação verificada no Maastrichtiano. Ao todo foram encontradas 18 espécies cujas dominantes são: *Cytherella* aff. *ovoidea* Alexander, 1929, *Schizoptocythere potyensis* Fauth et al., *Protobuntonia glabra* Fauth et al., *Paracosta reticulata* Fauth et al. A

assembléia encontrada sugere como idade o Daniano, e um ambiente com salinidade normal nerítico de médio a profundo.

Segundo Muniz (1993), a Formação Maria Farinha é composta de uma sequência de calcários dolomíticos, calcários margosos e margas. Este conjunto de camadas é geralmente abundante em fósseis, com a predominância de moluscos bivalvíos, gastrópodes, cefalópodes e crustáceos, sem mencionar os microfósseis dos quais os mais conhecidos são os foraminíferos.

Esta formação é considerada como sendo de idade paleocênica, mas suas camadas superiores podem ser de idade eocênica. A espessura máxima da formação excede os 30m na região entre Paulista e Recife, como comprovado por Tinoco (1971).

A caracterização da transição Cretáceo-Terciário, realizada por Albertão (1993) a partir de foraminíferos e palinomorfos, apontou que o final do Cretáceo é caracterizado pelo desaparecimento de diversas espécies de dinoflagelados do gênero *Dinogymnium*, e de *Deflandrea diebeli* e pólenes de *Ariadnaesporites* sp. O início do Terciário é marcado pelo aparecimento de pólenes de *Echitriporites trianguliformis*, *Schizeisporites eoceanicus*, *Proxapertites cursus* e por pólenes de palmas. Também ocorre o aumento na abundância do acritarca *Baltisphaeridium* sp. e de esporos triletes lisos e ornamentados. Quanto aos foraminíferos o final do Maastrichtiano é marcado pelo desaparecimento das espécies: *Rugoglobigerina* ex gr. *rugosa*, *Pseudotextularia carseyae* e *Pseudoguembelina palpebra*. O início do Terciário é marcado pela continuidade de *Guembelitra cretacea*, *Heteroelix globulosa* e *Pseudoguembelina costata*, e pelo aparecimento de *Globigerina (E.) fringa*.

Ainda segundo o autor o limite de algumas biozonas foi verificado nas proximidades do limite K-T. O desaparecimento de *Crassitriapertites vanderhammeni*, *Cricotriporites almadaensis*, *Spinizonocolpites echinatus* e *Psilastephanocolpites echinatus*, parece definir o limite entre as zonas *Tricornites elongatus* (biozona P-470 – Petrobrás) e a biozona *Proteacidites longispinozus* (biozona P-480 – Petrobrás).

Albertão *et al.* (1993) afirmaram que, na sucessão de camadas margosas e calcárias do limite K-T, acima da camada conglomerática que marca o contato, ocorrem apenas raríssimos foraminíferos planctônicos, representados exclusivamente pela espécie *Guembelitra cretacea* Cushman. As formas de foraminíferos presentes na sucessão de estratos que ocorrem imediatamente acima do limite K-T assinalam a biozona internacional P0, que representa uma idade Daniano precoce. Os autores sugeriram que, palinomorfos presentes também indicam, no final do Cretáceo, uma extinção significativa de diversas espécies de pólenes, esporos e

dinoflagelados; o início do Terciário marca o aparecimento de novas formas desses microorganismos, sendo conspícuo o aumento na abundância de esporos triletes, lisos e ornamentados, interpretado como uma proliferação de espécies oportunistas após o evento do limite K-T.

Contudo, Stinnesbeck & Keller (1996) propuseram que possíveis enganos e contaminação influenciaram os dados de Albertão *et al.*, (1993). Esses autores sugerem que não foi possível verificar os mesmos resultados de Albertão *et al.*, (1993) em pesquisa com amostras da mesma seção. Stinnesbeck & Keller (1996) apontam que a brecha carbonática teria sido depositada durante o Maastrichtiano terminal, e que haveria um considerável hiato no início do Daniano. Estes autores alegam ter encontrado as primeiras espécies tipicamente danianas (*Parvuralugoglobigerina eugubina* e *Eoglobigerina fringa*) cerca de 30 cm acima da brecha carbonática tida como daniana por Albertão *et al.*, (1993). Além disso Stinnesbeck & Keller (1996) afirmaram que existe um significativo hiato no topo do Daniano, sugerindo que as zonas internacionais P0 e parte da zona P1A (primeiras biozonas do Daniano) estariam faltando, ou que a seção K-T estaria muito condensada.

Sarkis *et al.*, (2002) realizaram estudo de palinoestratigrafia através do intervalo Cretáceo-Terciário na Mina Poty. Neste trabalho foi comprovada a presença de 41 espécies de dinoflagelados, para o Maastrichtiano, e 43 relativas ao Daniano. As espécies extintas ao final do Maastrichtiano somaram 12, pertencentes ao grupo *Dinogymnium*, representadas pelos gêneros *Dinogymnium*, *Alisogymnium* e *Yolkinigymnium*. As espécies-guia identificadas para o intervalo K-T foram: *Alisogymnium euclaense* e *Dinogymnium* sp. que se extinguiram no final do Maastrichtiano; *Damassadinium californicum*, *Alisocysta circumtabulata* e *Carpatella cornuta*, que apareceram no início do Daniano. Segundo os autores, a maioria dos dinoflagelados não foi afetada pelo evento de extinção da passagem K-T

CAPÍTULO V

RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ENTRE AS FORMAÇÕES GRAMAME E MARIA FARINHA

V.1 - DADOS DE POÇOS

Muitas são as dúvidas que envolvem a estratigrafia da Bacia Paraíba como por exemplo, as relações estratigráficas em subsuperfície entre as sub-bacias; o seu arcabouço estrutural e a bioestratigrafia, completa, de todas as unidades. Apesar de ser considerada uma sucessão bastante simples de depósitos continentais e marinhos, não existem informações detalhadas sobre o arcabouço estrutural desses depósitos e de seus estratos mais profundos. Esta parte da pesquisa procurou reunir algumas informações paleontológicas, associadas à interpretação dos afloramentos investigados com dados de poços e estabelecer algumas relações estratigráficas entre as unidades Gramame e Maria Farinha ao longo das sub-bacias que compõem o domínio da plataforma carbonática da Bacia Paraíba.

Uma primeira série de dados sobre os poços foi levantada junto ao CPRM (Serviço Geológico do Brasil), e alguns dos poços foram observados e fotografados; esses testemunhos encontram-se depositados no 4º Distrito do DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). Esta primeira categoria de poços é muito importante por trazer um exame da litologia e da composição mineralógica dos testemunhos, descritas em perfis de boa qualidade. A quase totalidade desses poços possui, além dos aspectos geoquímicos e mineralógicos, a curva de raios gama. Esses poços foram executados a partir do interesse econômico nos depósitos de fosfato mineral que ocorrem na bacia. Infelizmente nenhum dos poços foi além do topo da Formação Beberibe, terminando sempre após atravessar o nível fosfático, presente no topo dos depósitos transicionais da Formação Itamaracá. Nenhum dos poços atravessa a Formação Itamaracá e a Formação Beberibe até atingir o embasamento da bacia. Devido a este fato, não há um controle estrutural do embasamento nesses poços.

Os poços estudados do Projeto Fosfato encontram-se relacionados na Tabela V.1. Nem todos os poços foram utilizados na composição das linhas de poços e das seções estratigráficas, mas todos foram levados em consideração e examinados, na compreensão das relações estratigráficas estudadas.

Poço	Executor	Localização	coordenadas
1 PL-01-PE	CPRM	Paulista - PE	289.950E 9183.080N
1 PL-02-PE	CPRM	Paulista - PE	293.100E 9122.625N
1 PL-03-PE	CPRM	Paulista - PE	290.675E 9123.250N
1 IG-01-PE	CPRM	Igarassú - PE	288.800E 9129.150N
1 IG-02-PE	CPRM	Igarassú - PE	291.100E 9129.400N
1 IG-03-PE	CPRM	Igarassú - PE	292.900E 9130.050N
1 GN-01-PE	CPRM	Goiana - PE	290.850E 9156.270N
1 GN-02-PE	CPRM	Goiana - PE	290.200E 9161.200N
1 GN-03-PE	CPRM	Goiana - PE	292.200E 9159.620N
1 CA-01-PB	CPRM	Caaporã - PB	292.750E 9168.870N
1 CA-02-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.000E 9169.000N
1 CA-03-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.680E 9168.770N
SR-C-04	CPRM	Goiana - PE	289.560E 9157.820N
S-RC-07	CPRM	Goiana - PE	292.240E 9159.660N
S-RC-11	CPRM	Goiana - PE	293.550E 9159.300N
S-RC-26	CPRM	Goiana - PE	289.250E 9161.100N
SR-C-29	CPRM	Goiana - PE	291.500E 9156.130N
SR-C-34	CPRM	Goiana - PE	289.650E 9158.020N
1 AH-01-PB	CPRM	Alhandra - PB	291.060E 9175.750N
1 AH-02-PB	CPRM	Alhandra - PB	288.850E 9177.250N
1 AH-03-PB	CPRM	Alhandra - PB	285.550E 9176.870N
1 AH-11-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.400E 9197.440N
1 AH-14-PB	CPRM	Alhandra - PB	290.970E 9175.900N
1 AH-15-PB	CPRM	Alhandra - PB	289.950E 9183.080N
1 AH-16-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.950E 9187.000N
1 RT-01-PB	CPRM	Rio Tinto - PB	287.270E 9239.530N
3 LU-01-PE	CPRM	Lucena - PB	284.950E 9231.325N
3 LU-01r-PE	CPRM	Lucena - PB	284.950E 9231.425N
3 LU-02-PE	CPRM	Lucena - PB	287.250E 9232.375N
3 LU-03-PE	CPRM	Lucena - PB	286.425E 9233.925N
3 LU-04-PE	CPRM	Lucena - PB	284.880E 9235.650N
3 LU-06-PE	CPRM	Lucena - PB	287.350E 9237.300N
3 LU-10-PE	CPRM	Lucena - PB	287.580E 9229.690N
3 LU-11-PE	CPRM	Lucena - PB	285.000E 9233.600N
3 LU-12-PE	CPRM	Lucena - PB	283.500E 9233.460N
3 LU-14-PE	CPRM	Lucena - PB	284.880E 9232.280N
3 LU-15-PB	CPRM	Lucena - PB	284.430E 9231.830N
3 MA-01-PB	CPRM	Mamanguape - PB	267.900E 9276.000N
1 F-Q-O-1 (TINOCO)		Olinda - PE	297.100E 9115.000N

Tabela V.1 - Lista de poços do Projeto Fosfato (CPRM) estudados pela pesquisa. Apenas os poços relevantes para a pesquisa, tiveram os testemunhos observados e fotografados, e apenas os mais interessantes foram utilizados na composição das seções estratigráficas.

Uma outra série de poços foi levantada para permitir uma compreensão mais aprofundada das unidades. Embora não tenham sido executados com o mesmo cuidado dos poços do Projeto Fosfato (CPRM), esses poços permitem ao menos um melhor controle estrutural das seções sedimentares, tendo em vista que alguns alcançaram o embasamento da bacia. Esses poços foram executados por companhias de recursos hídricos dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Não possuem testemunhagem, nem perfilagem, apenas a

Capítulo V – Relações estratigráficas entre as formações Gramame e Maria Farinha

descrição litológica da perfuração. Devido a este fato, foram tratados cuidadosamente, muito embora o grau de detalhe em várias das descrições seja satisfatório e permita sua utilização no estudo da estratigrafia das unidades sem maiores problemas. Os poços dessa segunda série investigada encontram-se na Tabela V2.

Poço	Executor / Prop.	Localização	coordenadas
03 bat-02	CAERN	Canguaretama - PB	263.839E 9293.182N
50	ONP/CAGEPA	Cabedelo - PB	298.089E 9225.213N
63	DNOCS/CAGEPA	Conde - PB	289.610E 9196.913N
WBO-226	CDRM/CAGEPA	Pitimbu - PB	300.412E 9173.699N
1974	CDM/RN	Macaíba - RN	
590	CDM/RN	S. José do Mipibú - RN	
P-350-18	CDRM/CAGEPA	Caaporã - PB	288.258E 9168.947N
316	CONESP/Toália S.A	João Pessoa - PB	289.155E 9203.178N
318	CONESP/J & J	João Pessoa - PB	289.821E 9205.332N
48	CONESP/CAGEPA	Cabedelo - PB	297.930E 922.8991N
59	CONESP/CAGEPA	Conde - PB	300.456E 9193.086N
487	DNOCS/Concretex S.A	Cabedelo - PB	295.725E 9217.584N
488	DNOCS/Cia Eletr. PB	João Pessoa - PB	297.868E 9218.944N
286	Propoço/FENAT	Natal - RN	Estádio Machado
PS-624	Propoço/SERHID	Macaíba - RN	240.550E 9354.400N
PS-0508	SERHID	Goianinha - RN	2430.60E 9306.740N
PS-0452	SERHID	S. Gonçalo do Amarante - RN	234.800E 9360.720N
PS-0615	SERHID	S. Gonçalo do Amarante - RN	236.071E 9355.902N
PS-0616	SESP/Pref. Alhandra	Alhandra - PB	288.836E 9177.184N

Tabela V.2 - Lista de poços de água levantados junto às companhias de água dos Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Esses poços possuem apenas a descrição do perfil litológico executado durante a perfuração, sem testemunhagem.

A base de dados levantada, a partir de poços para exploração de água entre as regiões de João Pessoa e Natal, complementa os dados de poços do Projeto Fosfato que cobrem a bacia até a região de Mamanguape, na Paraíba. A relação da Bacia Potiguar com a Bacia Paraíba e uma provável divisão entre as duas na área do Alto de Mamanguape, são melhor compreendidas a partir das relações estratigráficas das unidades envolvidas, quando visualizadas nas seções estratigráficas de poços. Estas seções são a única informação disponível de subsuperfície da Bacia Paraíba, devido à ausência de poços exploratórios e de linhas sísmicas.

Vários afloramentos também foram visitados, juntamente com as áreas de mineração que representam grandes exposições de calcários ao longo da faixa costeira entre Recife e João Pessoa. A localização dos principais afloramentos e das pedreiras utilizados na pesquisa está listada na Tabela V.3. Foi elaborado um mapa da área de estudo com a localização geográfica

de todos os poços levantados, feitos até então, e afloramentos investigados no decorrer desta pesquisa (Fig. V.1).

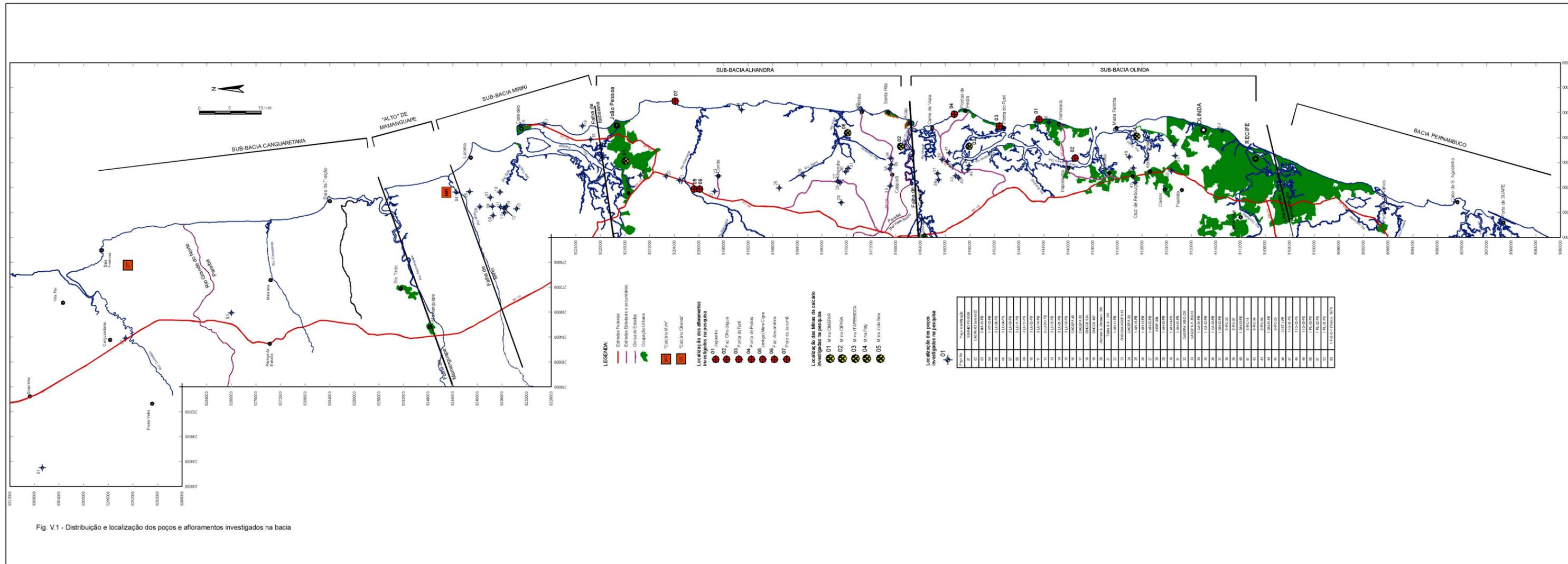
Afloramento	Coordenadas	Localidade
Passarinho	287.140E 9.117.856N	BR-101 Recife - PE
Mina Poty	296.325E 9.128.350N	Paulista - PE
Faz. Olho d'água do Camarão	292.675E 9.138.310N	Itamaracá - PE
Praia de Jaguaribe		Jaguaribe - PE
Mina Itapessoca	294.617E 9.156649N	Ilha de Itapessoca - PE
Ponta do Funil	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 João Sara	290.730E 9.177.334N	Alhandra - PB
Praia de Jacumã		Jacumã - PB
Faz. Alexandrina	286.920E 9.199.864	BR-101 João Pessoa - PB
Antiga CIGRA	285.573E 9.197.560	BR-101 João Pessoa - PB
Mina CIMEPAR	292.073E 9.211.758N	João Pessoa - PE
Estrada p/ Araçoiaba	272.151E 9.135.974N	Araçoiaba - PE

Tabela V.3 - Lista dos afloramentos investigados pela pesquisa na área da Bacia Paraíba. Aqui estão os afloramentos de campo e os afloramentos das pedreiras de mineração de calcário.

V.1.1 A OCORRÊNCIA DAS UNIDADES CARBONÁTICAS

A ocorrência das duas unidades carbonáticas que representam o domínio marinho na Bacia Paraíba é bem peculiar. Beurlen (1967a) foi pioneiro ao observar que a existência da Formação Maria Farinha sobre a Formação Gramame estava restrita a uma faixa litorânea entre Recife e o vale do Rio Goiana (Sub-bacia Olinda); refletindo uma restrição do ambiente marinho sobre a bacia após o final do Maastrichtiano. O autor sugeriu a ocorrência de duas fácies para a Formação Maria Farinha; uma superior composta por calcários mais puros, mais ou menos recristalizados, e uma fácies inferior composta por calcários detríticos puros, calcários margosos e argilas. Os calcários da fácies superior ocorrem de forma descontínua na faixa litorânea entre Recife e o vale do Rio Goiana, enquanto que a fácies inferior ficaria restrita à região de Olinda – Paulista – Igarassu (ver Fig. V.10)

A partir do trabalho de Lima & Koutsoukos (2002), detalhado no capítulo anterior, verificou-se que, as biozonas correspondentes ao Maastrichtiano Superior ocorrem apenas na sub-bacia Olinda e que na direção norte as camadas do Maastrichtiano desaparecem. Também o Paleoceno está restrito à Sub-bacia Olinda, onde se torna mais espesso na direção sul, conforme demonstrado pelo diagrama mostrado na Fig. V.2.



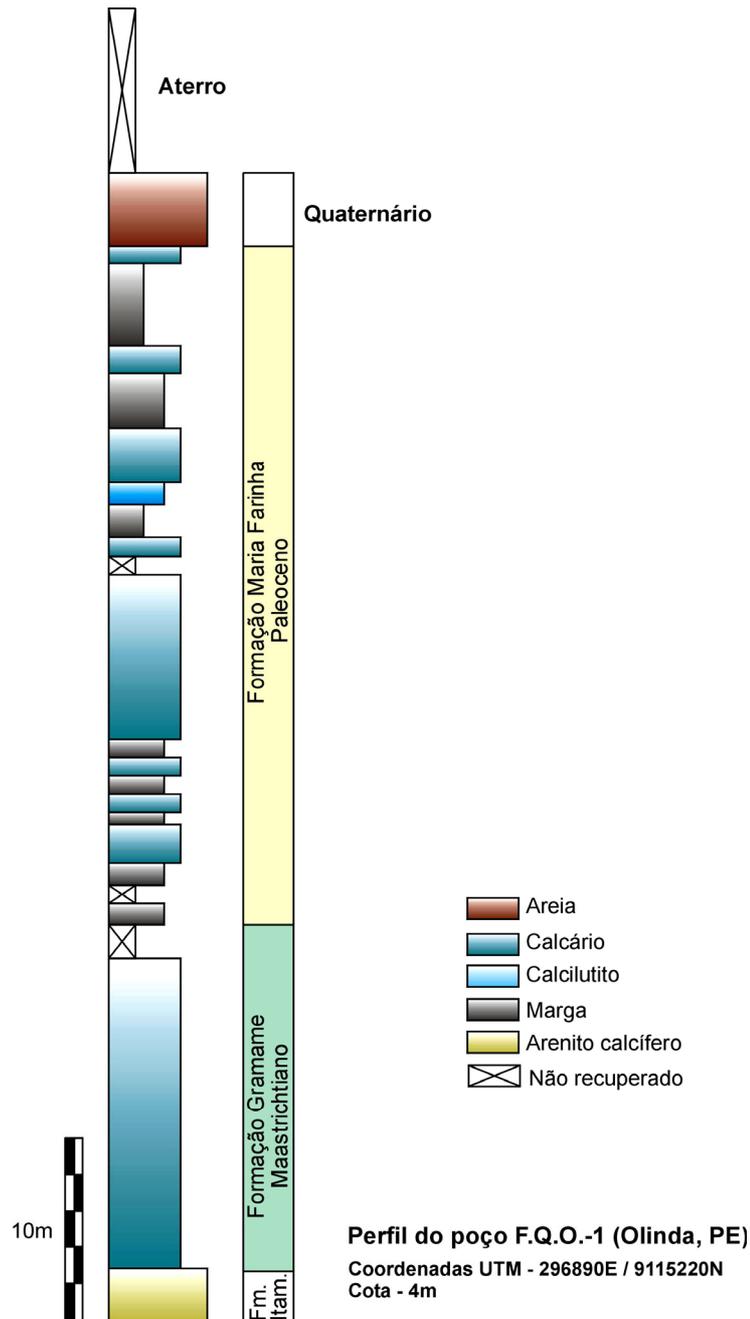


Fig. V.3 - Perfil elaborado a partir da descrição do poço bioestratigráfico realizado em Olinda, Pernambuco, para estudar a bioestratigrafia das formações Gramame e Maria Farinha a partir de foraminíferos. Notar que nessa localidade a espessura da Formação Maria Farinha excede a espessura da Formação Gramame, chegando a quase 40m. (A partir de Tinoco, 1971).

Como mostrado na Fig. III.9, a partir do trabalho de Amaral *et al.* (1977) a transgressão que inundou a bacia teve início pelo norte (Sub-bacias Miriri-Alhandra) e gradativamente se estendeu até Recife, ficando a região entre Itamaracá e Recife, durante o início da transgressão, sem sedimentação marinha, sendo preenchida inicialmente por uma espessa cunha clástica de depósitos continentais representados pela Formação Beberibe. Posteriormente a transgressão chegaria à Sub-bacia Olinda.

Embora a transgressão tenha chegado na sub-bacia Olinda, depois de ter chegado às demais sub-bacias, foi esta que guardou o maior registro de sedimentação marinha do Paleoceno representado pela Formação Maria Farinha (Fig. V.2 e V.3), enquanto que todo o Paleoceno marinho não está representado nas sub-bacias Alhandra e Miriri. Ou o Paleoceno nestas sub-bacias ao norte (Alhandra-Miriri), não foi depositado, ou se houve alguma deposição incipiente essa foi removida.

Mabesoone (1996a) considerou que as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri mergulham para o sul em direção ao Lineamento Pernambuco, enquanto que as outras sub-bacias (Canguaretama, Natal) mergulham para o N-NE, indicando uma transgressão em duas direções. Segundo o autor, a última ligação entre Brasil e África pode ter existido na região do alto de Mamanguape, continuando nos montes submarinos da Paraíba, e que a ruptura final deve ter ocorrido no Cretáceo tardio. Ele sugeriu, a partir dos dados disponíveis então, algumas conclusões provisórias:

- a) A transgressão na Bacia Paraíba até a Falha de Mamanguape teve início no fim do Campaniano, não coincidindo com qualquer variação eustática do nível do mar;
- b) Haveria duas possibilidades: 1- a influência de subsidência tectônica local, que permitiu a invasão marinha sobre a bacia, 2 - tendo a fase mais intensa da transgressão ocorrido na transição do Campaniano Inferior para o Superior, essa pode ter iniciado mais cedo;
- c) Desde a máxima transgressão, durante o Campaniano, a tendência do nível do mar é de franca regressão, embora com oscilações como no Maastrichtiano e no Eoceno; o que se refletiu na litologia dos calcários depositados;
- d) Uma maior fase regressiva ocorreu no Neo-Paleoceno e, em seguida, uma fase de repetidas flutuações regressivas; o que resultou no registro de alternâncias entre calcários e argilas na porção superior da seqüência.

Mabesoone & Alheiros (1991; 1993) identificaram a possibilidade de que os domínios da Bacia Paraíba, então chamada de Pernambuco-Paraíba, não se estendiam para além do Alto de Mamanguape. Estes autores já verificavam a possibilidade de a bacia ser formada por três sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri, esta última sendo antes considerada como a porção sul da sub-bacia Canguaretama. Os autores também afirmam que a sub-bacia Canguaretama e a sub-bacia de Natal pertenceriam aos domínios da plataforma leste da Bacia Potiguar. A partir dos dados levantados pela presente pesquisa, através das seções de poços, é possível confirmar a divisão da Bacia Paraíba em três sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri, sendo esta última limitada pelo Alto de Mamanguape a norte de João Pessoa. Com o detalhamento

feito através das seções geológicas, é possível ressaltar que: a unidade basal Beberibe é limitada pelo Alto de Mamanguape, e que esta unidade é pouco expressiva na sub-bacia Miriri; também a Formação Gramame não continua além do Alto de Mamanguape. A ocorrência de manchas isoladas de calcário, como o calcário Oiteiros (Campanha, 1979), e de cobertura de arenitos calcíferos sobre o Alto de Mamanguape, mostra que estas foram deposições sem continuidade sobre os altos estruturais que eram episodicamente cobertos pelo mar durante os pulsos iniciais do estágio transgressivo. Com o avanço da subsidência a continuidade da deposição foi interrompida sobre o Alto de Mamanguape e seguiu nas sub-bacias que nasciam.

Feitosa & Feitosa (1986) e Feitosa *et al.* (2002) realizaram importantes estudos a respeito da ligação entre a Bacia Paraíba e a Bacia Potiguar na região de Natal-Canguaretama. Segundo os autores, a partir dos estudos, baseados principalmente em dados de poços e de sondagens de resistividade, foi possível identificar aspectos do arcabouço estrutural e do comportamento das unidades estratigráficas entre as regiões de Mamanguape, na Paraíba, e Natal, no Rio Grande do Norte (Fig. V.4 e V.5). Para esses autores, o Alto de Mamanguape marcaria o limite sul da Bacia Potiguar; pois, a seqüência clástica (Beberibe) e carbonática (Gramame) seria interrompida por esse alto. A sedimentação entre o Alto de Touros (plataforma leste da Bacia Potiguar) e o alto de Mamanguape continuou essencialmente dominado por arenitos calcíferos de ambiente marinho raso, a partir do Campaniano (Formação Itamaracá). Estes arenitos calcíferos registram a ação do máximo transgressivo que chegou a atingir e banhar os altos estruturais. A pesquisa, aqui realizada, interpreta que a Sub-bacia de Canguaretama se comporta como uma área de transição entre as Bacias Potiguar e Paraíba, com maior afinidade com a Bacia Potiguar.

Feitosa *et al.* (2002) propõem o seguinte cenário para a relação de evolução entre as bacias Potiguar e Paraíba:

a) Do Turoniano até o Santoniano Médio houve um extenso evento de subsidência que permitiu a transgressão do "mar Jandaíra" sobre todo o litoral norte. Essa transgressão chegou até o Alto de Mamanguape como um mar raso, diretamente sobre os blocos do cristalino. Desse evento, seriam registros alguns calcários sobre o cristalino, em Macaíba, e o Calcário Oiteiros, em Canguaretama. Durante toda essa fase, a região ao sul do Alto de Mamanguape até Recife permanecia alta, emersa, servindo como área fonte. Daí a espessa cunha de sedimentos clásticos da Formação Beberibe que existe na Sub-bacia Olinda (ver Fig. V.6). Provavelmente a idade da Formação Beberibe seja mais antiga que Santoniano;

b) Logo após, no final do Santoniano, uma reativação tectônica teria resultado no levantamento rápido de toda a região norte e leste entre o Alto de Touros e o Alto de Mamanguape, provocando a exposição da plataforma Jandaíra e sua erosão. Neste mesmo período se estabelece, ao sul do Alto de Mamanguape, uma vasta depressão que foi preenchida por clásticos continentais.

Esse último evento seria o início da transgressão ocorrida sobre as sub-bacias Miriri e Alhandra, cujos registros são evidenciados, na seção de poços da Fig. V.6, pela espessa unidade de calcarenitos e arenitos calcíferos que provam que a subida do mar foi extremamente rápida devido à subsidência mais intensa nessa região, nesse momento, não permitindo a entrada dos clásticos continentais para dentro da bacia. Nas Sub-bacias Miriri e Alhandra houve o afogamento da fonte de fornecimento de sedimentos do continente provocando a parada da sedimentação clástica e favorecendo a precipitação do fosfato no momento máximo da transgressão. A baixa taxa de influxo de sedimentos do continente, devido ao domínio de clima seco, deve ter favorecido esse afogamento, impedindo a progradação da sedimentação bacia a dentro. A imaturidade do sedimento clástico nos depósitos das formações Beberibe e Itamaracá comprova essa possibilidade.

Caso essa hipótese de idade campaniana, para o início da transgressão ao norte venha a ser confirmada por investigações bioestratigráficas, será preciso rever a idade dos depósitos que ocorrem nas Sub-bacias Alhandra e Miriri, pois a grande espessura de depósitos transicionais e, por vezes, carbonáticos pode ser mais antiga do que a dos depósitos transicionais da Sub-bacia Olinda que sofreu transgressão quando o mar já estava instalado nas Sub-bacias ao norte (ver Fig. V.6, V.7 e V.8).

V.1.2 A INTERPRETAÇÃO DAS SEÇÕES GEOLÓGICAS ELABORADAS

As Fig. V.6, V.7 e V.8 mostram perfis geológicos elaborados ao longo da faixa costeira da Bacia Paraíba. Estes perfis foram elaborados a partir de poços do Projeto Fosfato (CPRM) e poços de água (Tabelas V.1 e V.2), compreendendo uma faixa que vai de Recife até Goianinha no Rio Grande do Norte. Infelizmente, a maioria dos poços não chega a atingir o embasamento da bacia, assim, não permitindo conclusões mais detalhadas sobre o comportamento estrutural da faixa sedimentar estudada.

O primeiro perfil apresentado (Fig. V.6) mostra uma seção ao longo de toda a bacia, no sentido longitudinal e apresenta uma interpretação para o comportamento das unidades, com a ocorrência de prováveis estruturas que controlaram a sedimentação nas sub-bacias. É

Capítulo V – Relações estratigráficas entre as formações Gramame e Maria Farinha

interessante observar o perfil elaborado por esta pesquisa (Fig. V.6) como uma continuidade do perfil elaborado por Feitosa *et al.* (2002) mostrado nas Figs. V.4 e V.5. O trabalho de Feitosa *et al.* (2002) contemplou a faixa sedimentar de Natal até João Pessoa, mostrando as relações entre as duas bacias. O perfil composto pela presente pesquisa incluiu dados de poços que se estenderam de Alagoinha até João Pessoa, e de João Pessoa até Recife completando a seção para todas as sub-bacias da Bacia Paraíba.

Na Fig. V.6, é possível ver que existem intercalações entre a Formação Itamaracá, que seria campaniana, e os calcários que seriam maastrichtianos, no topo da seção, na região de João Pessoa. Visto que há um espesso pacote de sedimentos carbonáticos-transicionais nessa região e que ali teve início a fase transgressiva, fica claro que as idades da seção carbonática, nas três sub-bacias, não deveriam obedecer a uma linha temporal única de desenvolvimento.

Esta pesquisa chegou as seguintes interpretações sobre o perfil da Fig. V.6:

- a) Existem dois depocentros na Bacia Paraíba: um na porção norte, na região de João Pessoa-Alhandra (sub-bacias Miriri-Alhandra); e o outro na porção sul, entre o vale do Rio Goiana e Igarassu;
- b) O Alto de Goiana se comporta como um alto estrutural limitando a sub-bacia Olinda com as sub-bacias Miriri e Alhandra, ao norte. Existe, nessa região, uma estrutura que se comporta como uma charneira entre as sub-bacias;
- c) Mabeoone (1996a, 1996b) argumentou que o depocentro da bacia estaria na região de João Pessoa. Porém, como mostrado na Fig. V.6 e também no trabalho de Amaral *et al.* (1977), é possível distinguir dois depocentros na região estudada. Esses depocentros sofreram uma evolução diferenciada. Enquanto as sub-bacias Miriri e Alhandra eram invadidas pelo mar que vinha da Bacia Potiguar durante o Santoniano?-Campaniano a Sub-bacia Olinda era preenchida pelos arenitos da Formação Beberibe. Este fato é comprovado pelo perfil das Fig. V.6, V.7 e V.8 que mostram o espesso pacote da Formação Beberibe entre o vale do Rio Goiana e o Lineamento Pernambuco, enquanto que as sub-bacias Miriri e Alhandra possuem uma espessura muito reduzida de arenitos continentais e um espesso pacote de arenitos calcíferos, argilas e carbonatos depositados em ambiente transicional e marinho;
- d) É possível perceber que, ao norte da Falha de Mamanguape, ocorre a interrupção dos carbonatos da Formação Gramame e também dos sedimentos basais da Formação Beberibe, dominando apenas, a sedimentação de arenitos calcíferos e as manchas isoladas de calcarenitos sobre o Alto de Mamanguape. Esses calcários são o resultado do máximo

transgressivo que cobriu esses altos. Portanto, seria certo afirmar que o Alto de Mamanguape limitaria a Bacia Potiguar e a Bacia Paraíba, e que a sub-bacia de Canguaretama se comportaria como uma área de transição, tendo maior afinidade com a Bacia Potiguar, conforme foi proposto por Mabessone & Alheiros (1991; 1993). Contudo, este último fato ainda é carente de estudos;

e) Tanto em Itamaracá quanto próximo a Recife, a Formação Maria Farinha (inferior) parece ocorrer relacionada aos baixos da Sub-bacia Olinda. Como essa unidade está restrita a essa sub-bacia, é preciso ainda investigar o motivo de sua ausência nas outras sub-bacias. Embora provavelmente tenha sido removida por erosão das outras sub-bacias (Miriri-Alhandra), ao norte, ou sua deposição nesta região tenha sido impedida pela ação do evento de regressão.

f) Os poços, na região de João Pessoa, exibem uma interdigitação entre calcários (Formação Gramame?) e arenitos calcíferos (Formação Itamaracá), mostrando que talvez esses calcários tenham mais afinidade com o Campaniano, enquanto que os calcários Gramame que ocorrem entre Goiana e Recife tenham maior afinidade com o Maastrichtiano;

g) Os blocos ao norte da Falha de Goiana, parecem, mergulhar para o norte, e os blocos ao sul da Falha de Goiana parecem mergulhar em direção sul, para o Lineamento Pernambuco.

A Fig. V.7 mostra um perfil semelhante ao da Fig. V.6, porém este foi elaborado apenas com poços do Projeto Fosfato (CPRM). Estes poços possuem o sinal de raios gama, cujo pico mais alto assinala o horizonte fosfático existente no topo da formação Itamaracá. No perfil da Fig. V.7 todos os poços foram alinhados a partir do *Datum* radioativo (maior pico) que marca esses horizontes, de forma que se convencionou que seria o mesmo "tempo" em todos os poços. Isto é possível devido ao fato de que o marco radioativo corresponde a uma seção condensada, e ocorreu em um curto período, simultaneamente, em toda a bacia. O perfil V.7 sugere as seguintes interpretações:

a) O marco ocorre em toda a bacia exceto sobre o Alto de Mamanguape e na sub-bacia Canguaretama, onde a deposição do horizonte fosfático não correu. Este é mais um motivo que comprova a situação diferenciada desta sub-bacia em relação às sub-bacias Miriri-Alhandra-Olinda;

b) Na Sub-bacia Olinda, no local da seção, onde a Formação Itamaracá não é expressiva, esta atinge apenas poucos metros. Por este motivo, em alguns locais o marco radioativo está sobre a Formação Beberibe, confirmando o máximo transgressivo nas áreas distais; nas sub-bacias Miriri e Alhandra ele ocorre sobre sedimentos transicionais da Formação Itamaracá, cuja espessura chega a dezenas de metros;

c) Nesse período (*Datum*), que provavelmente corresponde ao Campaniano Superior, como discutido antes, houve um domínio marinho sobre toda a extensão da bacia; porém, o acúmulo de sedimentos transicionais nas sub-bacias Miriri e Alhandra já era pronunciado, mostrando que a transgressão se instalou primeiro ali;

d) Na extremidade norte do perfil (poço 1 RT-01-PB) existe calcário abaixo do horizonte fosfático; o que mostra que esses carbonatos podem ser de idade campaniana e que, quando o marco fosfático ocorreu sobre a bacia, já havia lâmina d'água suficiente para a deposição desses calcários na Sub-bacia Miriri.

A Fig. V.8 mostra o mesmo perfil da Fig. V.7, porém, nela os poços estão posicionados de acordo com a situação atual em relação ao nível 0 (nível relativo do mar), ou seja, as altitudes de suas cotas atuais estão obedecidas, revelando o que ocorreu desde a situação em que estavam nivelados pelo *datum* do horizonte fosfático. Foi acrescentado o poço F-Q-O-1, executado em Olinda, e que possui bioestratigrafia (Tinoco, 1971). Esse poço foi acrescentado para mostrar que a Formação Maria Farinha é espessa na Sub-bacia Olinda, na região entre Itamaracá e Recife, com tendência de espessamento para o sul. O perfil da Fig. V.8 sugere as seguintes interpretações:

a) É claro a ocorrência de dois depocentros: um ao norte (sub-bacias Miriri e Alhandra, separados pelo Alto de Conde-Garapú), e outro ao sul (sub-bacia Olinda), cuja feição mais expressiva é o Graben de Itamaracá.

b) Há uma estrutura na região de Goiana que funciona como um divisor entre as sub-bacias Olinda e Alhandra.

c) A Formação Itamaracá sobre o Alto de Mamanguape apesar de espessa não apresenta a ocorrência do marco radioativo do fosfato mostrando que os fatores responsáveis por esse registro sobre as outras sub-bacias não atuaram ou não influenciaram o ambiente sobre esse alto estrutural. Provavelmente a deposição desses arenitos calcíferos e calcários arenosos sobre o Alto de Mamanguape ocorreu antes do momento de deposição do horizonte fosfático que ficou registrado em toda a bacia, no topo da Formação Itamaracá. Esses depósitos são, provavelmente remanescentes da fase inicial de transgressão que veio da Bacia Potiguar por sobre os altos estruturais da sub-bacia Canguaretama para as sub-bacias da Bacia Paraíba.

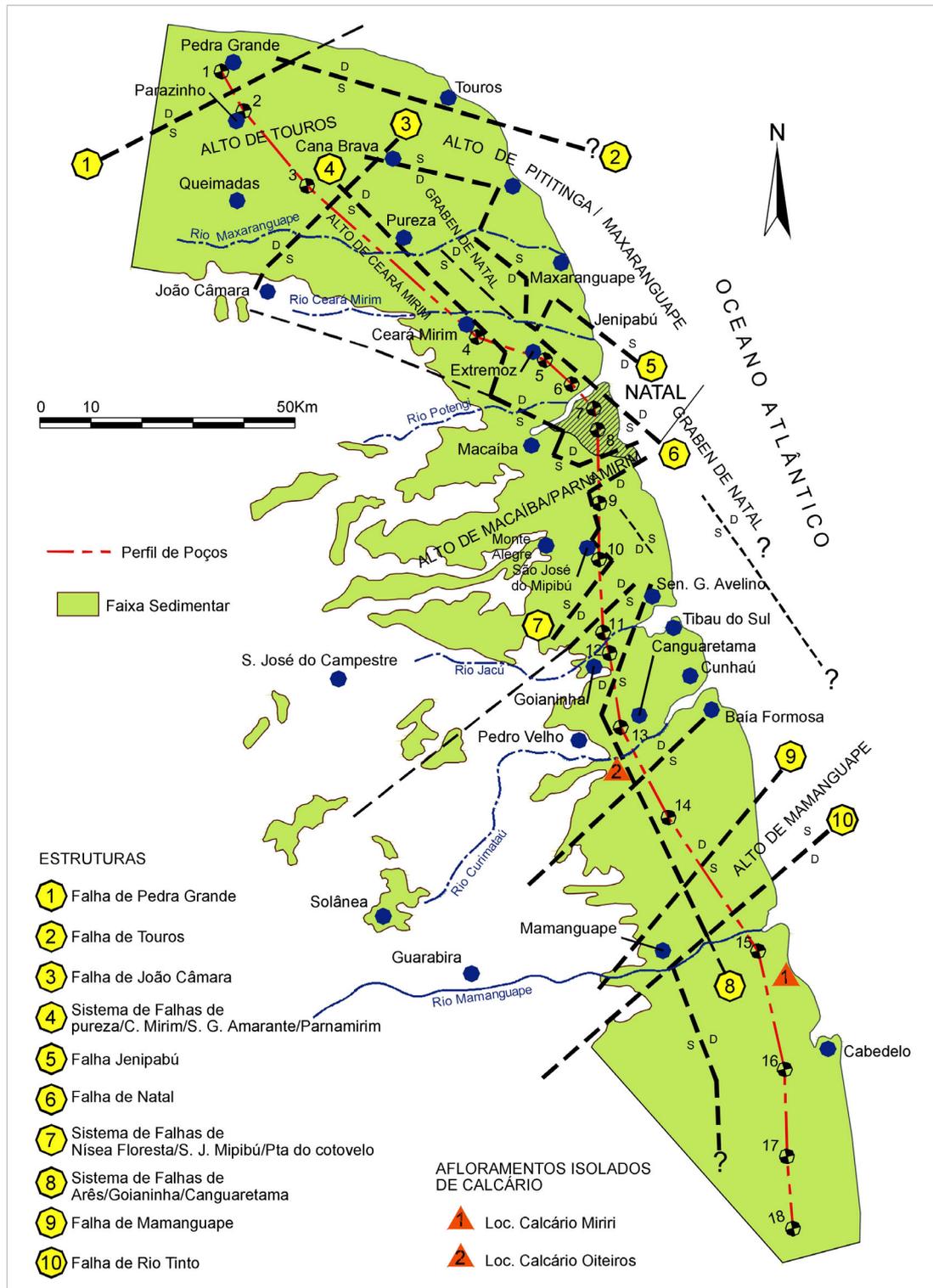
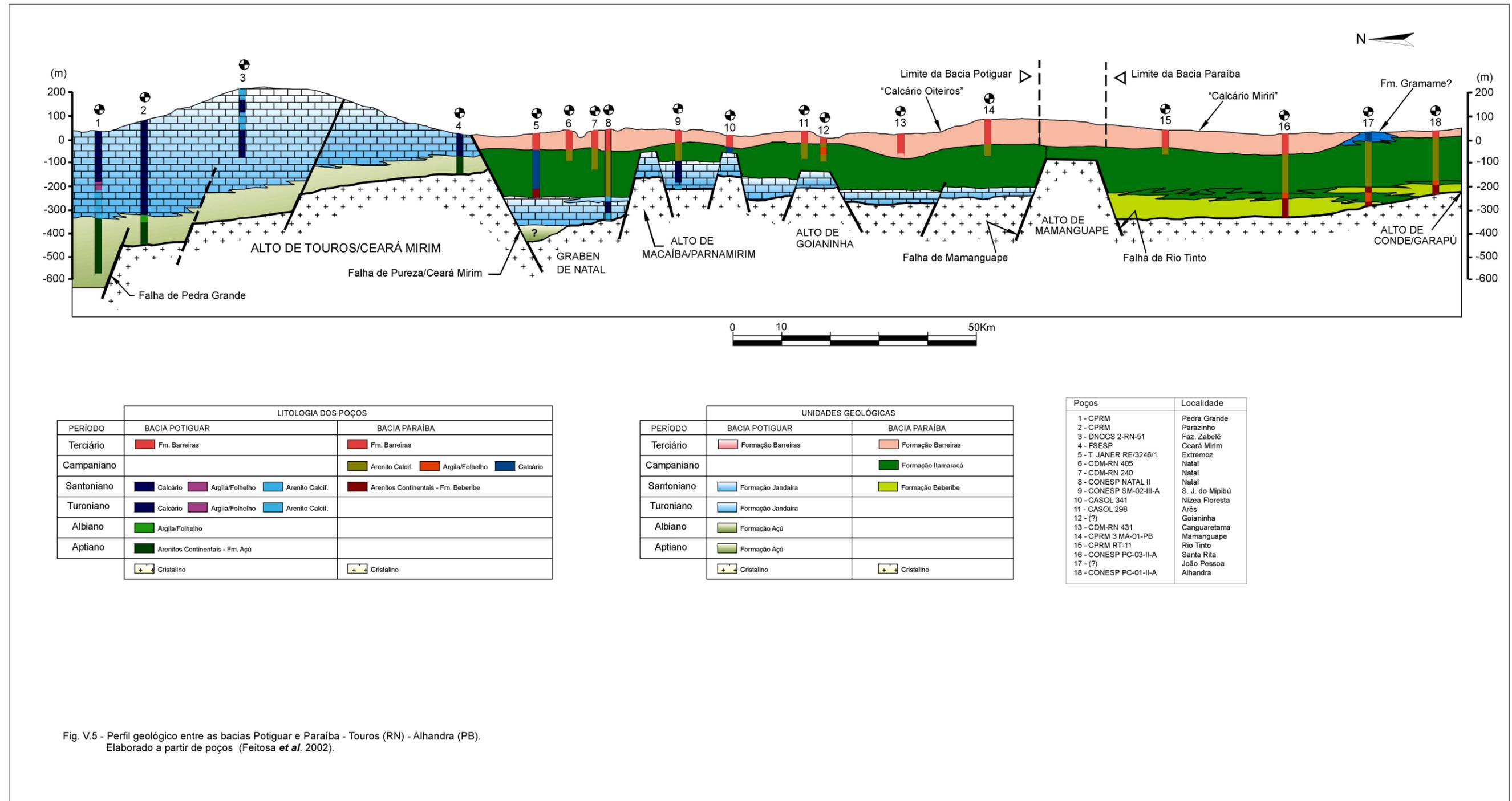


Fig. V.4 - Mapa mostrando perfil de poços na área de interligação entre a Bacia Paraíba e a Bacia Potiguar. A Sub-bacia de Canguaretama, estaria entre a Falha de Mamanguape e a Sub-bacia de Natal, esta pertencente à Bacia Potiguar. (o perfil geológico dos poços encontra-se na Fig. V.5) (Feitosa *et al.* 2002).



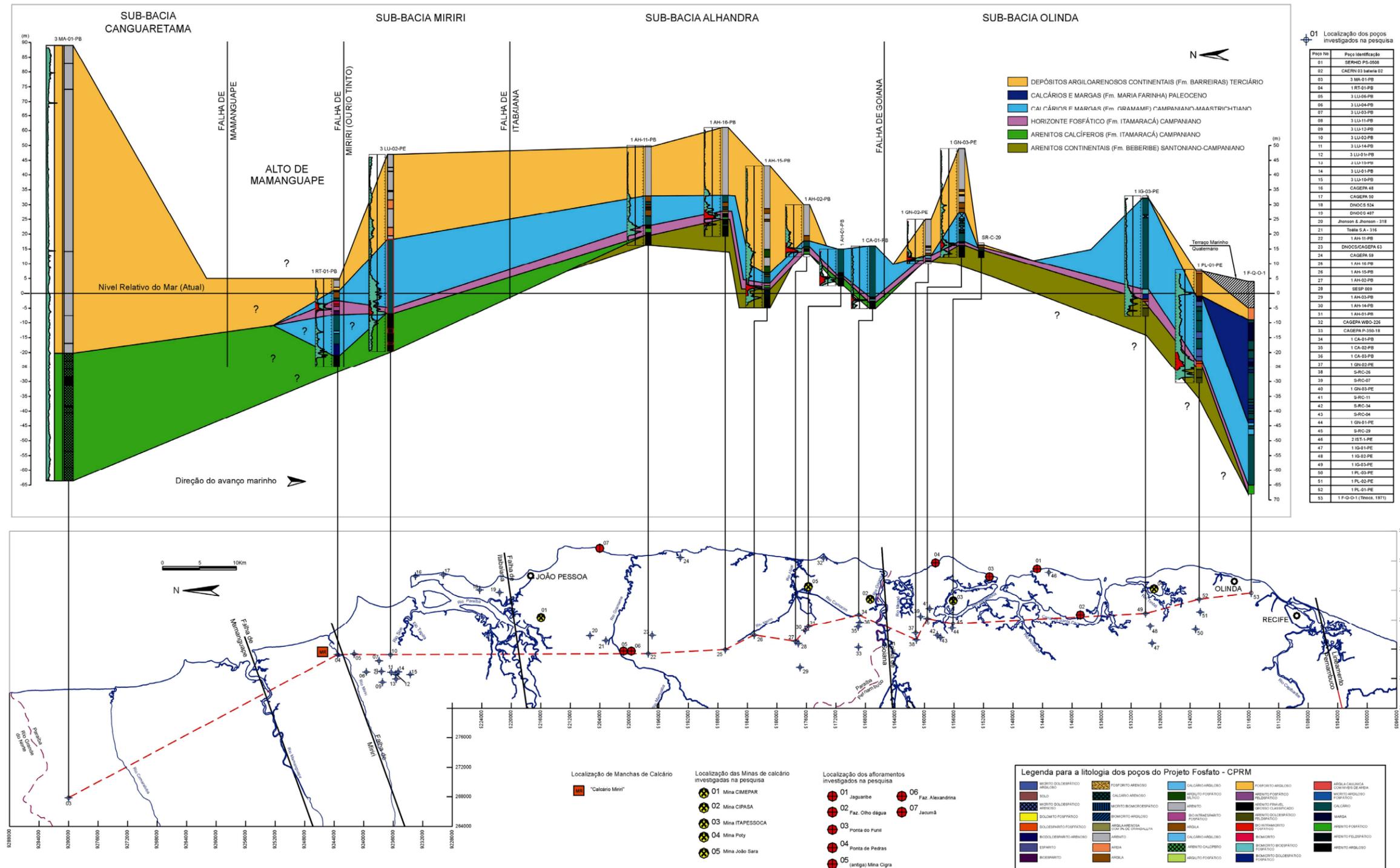


Fig. V.8 - Perfil geológico da Bacia Paraíba elaborado a partir de poços do Projeto Fosfato (CPRM). Os poços foram nivelados conforme suas cotas atuais em relação ao nível do mar, para mostrar a situação atual das unidades ao longo da bacia.
 * Neste perfil, além dos poços do Projeto Fosfato, foi acrescentado o Poço F-Q-O-1 em Olinda, (na extremidade direita do perfil) que apresenta uma seção da Formação Maria Farinha

V.2 DADOS DE AFLORAMENTOS

Campanha (1999) e Campanha & Saad (1999) estudaram os afloramentos denominados de Calcário Miriri, que ocorrem ao norte de Cabedelo, na Paraíba. O calcário Miriri foi interpretado como uma fácies da Formação Gramame, com o termo "biofácies *Pycnodonta*" devido à presença desse bivalvíos nos estratos estudados. Segundo as investigações citadas, as ostras *Pycnodonta vesicularis* atuais são habitantes de águas moderadamente profundas, até 100m. A presença de foraminíferos nodosarídeos indicaria uma plataforma externa. Os ostracodes encontrados, também indicam uma batimetria moderadamente profunda de águas calmas.

Campanha (1999) propôs, a partir dos dados reunidos, uma classificação para o Calcário Miriri e, conseqüentemente, para a Formação Gramame, utilizando os conceitos de estratigrafia de seqüências. Assim, o calcário Miriri teria sido depositado em uma plataforma em rampa sob o controle de um trato de sistemas de mar alto.

A constatação de que os calcários de idade maastrichtiana correspondem a uma plataforma carbonática estreita e lateralmente extensa ficam evidentes a partir dos afloramentos verificados em toda a extensão da bacia. Uma plataforma carbonática extensa, que chega a mais de 130Km (tomando-se as três sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri), e estreita, chegando em alguns trechos de maior largura a 30 ou 35 Km (dados da área emersa) .

A ocorrência de diferentes fácies e características dessa mesma unidade, no caso o calcário Gramame, foi estudada por El Gadi (1993) e El Gadi & Brookfield (1999), que realizaram estudo das microfácies da Formação Gramame ao longo de toda a bacia. Os autores acreditam que a influência de eventos tectônicos controlaram a paleogeografia da rampa, causando uma variedade lateral de fácies que combinam ambientes mais rasos e mais profundos bem como suas características associadas.

Campanha (1979) e Campanha & Saad (1999) discutiram a ocorrência de rochas calcárias próximas à cidade de Canguaretama ao sul de Natal, na faixa costeira. O estudo petrográfico destes calcários, denominados Calcário Oiteiros, mostrou uma semelhança entre estes e as rochas que afloram mais ao norte, na Bacia Potiguar, na região de Natal, Macaíba e Ceará Mirim. Nesses calcários, predominam microesparitos, micritos e calcários com siliciclásticos, escassos em fósseis.

O estudo paleoambiental dos afloramentos do Calcário Oiteiros (Campanha, 1979) revelou a ocorrência de escassos bivalvíos pectínídeos de ambiente marinho e raso. A ocorrência de siliciclásticos aponta a influência terrígena. Os afloramentos parecem ocorrer sobre o alto

estrutural que separa a Bacia Potiguar da Bacia Paraíba, estes depósitos parecem ter sido os primeiros registros do evento transgressivo a partir do seu início. Com a descida do nível dos oceanos a partir do final do Cretáceo (Haq *et al.*, 1988) os estratos que ficaram sobre estes altos acabaram por ficar isolados, não possuindo continuidade lateral com os depósitos carbonáticos das bacias ao norte e ao sul de sua posição.

Um outro importante aspecto da ocorrência de rochas calcárias na Bacia Paraíba, e que indica mais um importante dado a respeito da interpretação da estratigrafia de seqüência, é a ocorrência de calcários arenosos, com grande quantidade de moldes de moluscos, bioconstruções algálicas e recifais, que ocorrem na faixa de praia, principalmente na região sul do Estado da Paraíba, e em menor expressão também em praias de Pernambuco.

Almeida (2000) descreveu a ocorrência desses calcários na região costeira entre as praias de Tambaba e Jacumã, como visto neste capítulo. Estes calcários são atribuídos à Formação Maria Farinha; porém as descrições da fauna fóssil, das características faciológicas e do ambiente de deposição são claramente diferentes das características observadas na seção da mesma formação encontrada na Pedreira Poty, e também estudada em poços na zona mais afastada do litoral. O próprio autor discute a necessidade de integração entre a faciologia verificada nesses afloramentos e a faciologia típica da formação verificada na Pedreira Poty. A idade desses calcários foi colocada como paleocênica possivelmente alcançando o Eoceno (Beurlen, 1967a; 1967b; Muniz, 1993; Almeida, 2000).

Calcários semelhantes, com siliciclásticos, moldes de conchas, rodolitos de algas e mostrando uma faciologia de ambiente raso a recifal também aparecem nas praias de Ponta de Pedras, Ponta do Funil e Jaguaribe, em Pernambuco (ver mapa Fig. V.1). Talvez esses calcários representem a instalação de um trato de mar raso a partir do final do Daniano, quando o mar regressivo se estabilizou e passou a ser um mar raso, com características de lagunas e recifes costeiros, localizados onde hoje está, aproximadamente, a linha do litoral (Figs. V.9 e V.10).

A descida do nível do mar, no final do Maastrichtiano, provocou a exposição da plataforma carbonática (Formação Gramame), levando a um forte período de dissecação dessa plataforma, principalmente na porção norte da bacia (sub-bacias Alhandra-Miriri). em seguida instalou-se um regime de mar raso (Formação Maria Farinha Superior) onde hoje está a linha de costa.

A erosão da plataforma ocorreu de forma diferenciada; enquanto a Formação Maria Farinha ainda possui uma boa preservação na região entre Recife e Itamaracá, não há registro desta na porção norte da Bacia Paraíba (sub-bacias Miriri e Alhandra) (Figs. V.9 e V.10).

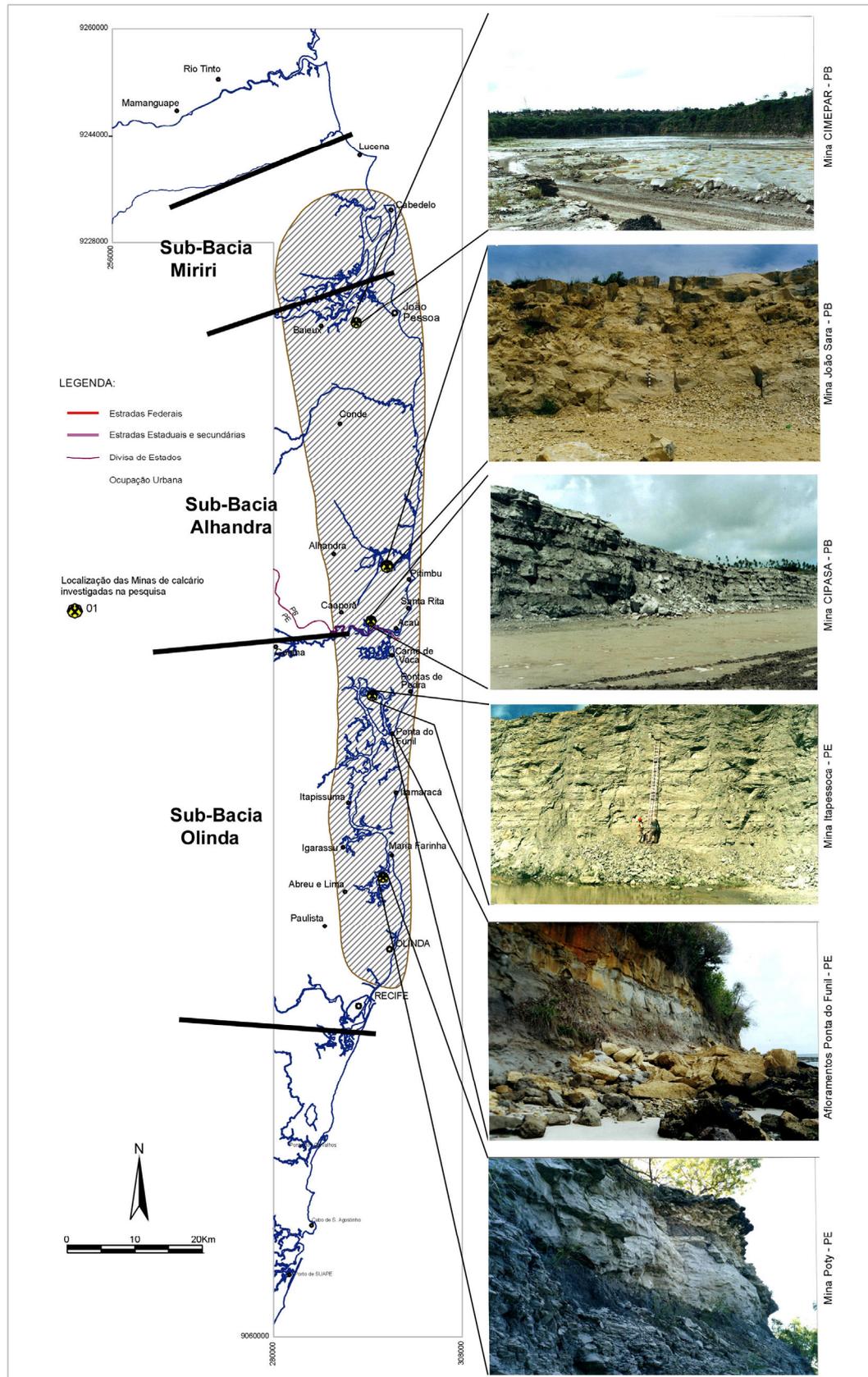


Fig. V.9 - Mapa com a extensão da plataforma carbonática Gramame (cerca de 120Km). As fotos mostram afloramentos de depósitos carbonáticos de acamamento geralmente plano horizontal com suave inclinação para o leste, esta é, atualmente, a área emersa da plataforma.

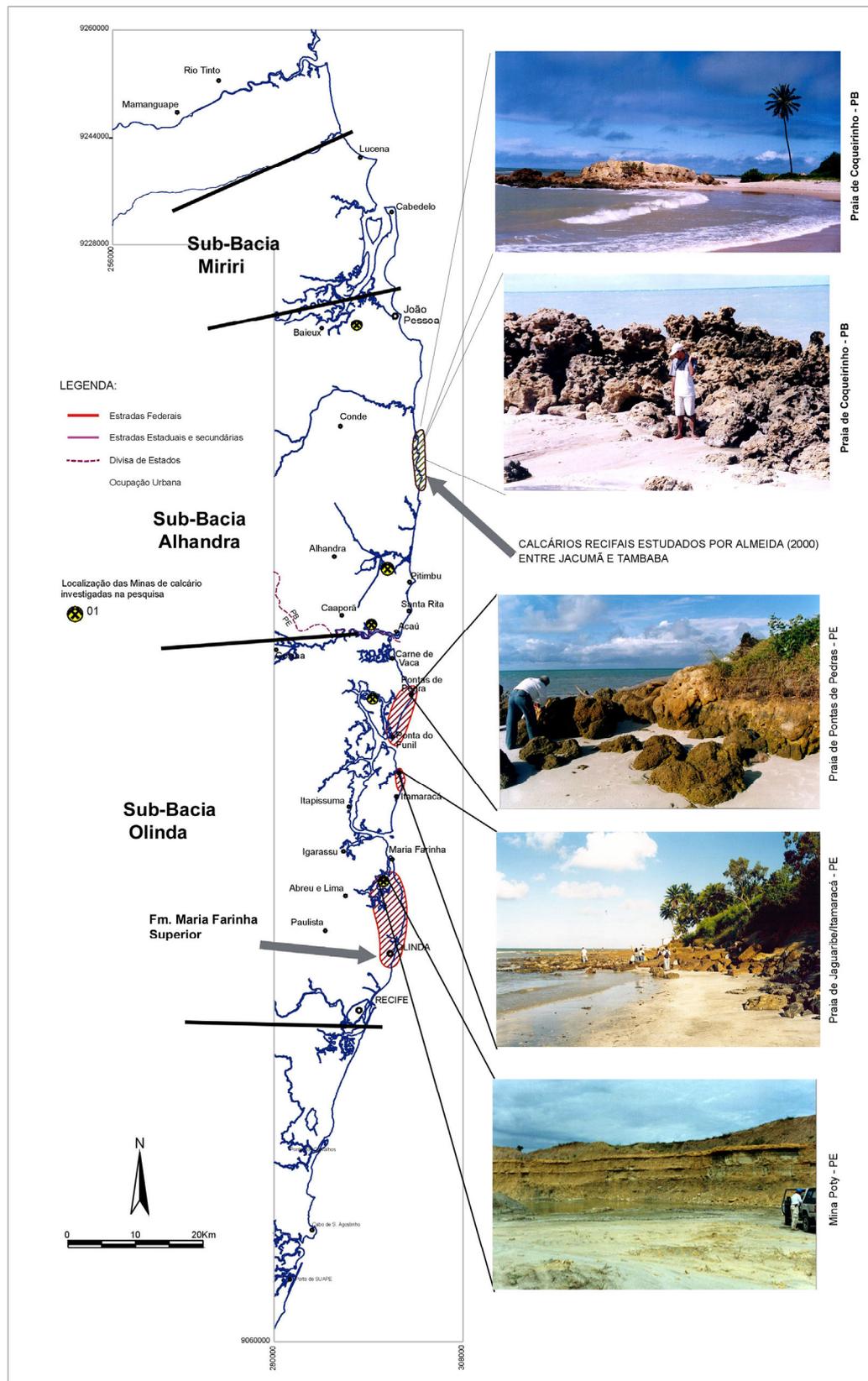


Fig. V.10 - Mapa com a localização das ocorrências da Formação Maria Farinha na Bacia Paraíba. A ocorrência dessa unidade é bastante limitada e descontínua, quando comparada à Formação Gramame.

Nas sub-bacias ao norte (Alhandra-Miriri), a Formação Barreiras ocorre de forma discordante sobre o Maastrichtiano, enquanto que na região entre Pontas de Pedra e Recife a Formação Barreiras ocorre sobre a Formação Gramame e sobre a Formação Maria Farinha nas áreas onde está ocorrendo, inclusive na Mina Poty.

As maiores seções da Formação Maria Farinha, entre Paulista e Recife, que não apresentam descontinuidades importantes parecem ter sido depositadas e posteriormente preservadas a partir do favorecimento do comportamento estrutural dessas localidades. Os afloramentos da Pedreira Poty, Ponta do Funil e Itapessoca se comportam como morros residuais da antiga plataforma carbonática (Gramame), que possuía extensão sobre toda a bacia, mas teve seus depósitos reduzidos pela exposição e erosão posterior.

A maior ação do arrasamento dessa plataforma na região norte, sobre as sub-bacias Miriri e Alhandra, talvez se deva a uma maior ação da drenagem sobre essa área, com o recuo da linha de costa devido ao evento regressivo. É preciso lembrar que nas sub-bacias Miriri e Alhandra a plataforma carbonática era bem mais larga do que na região sul. A influência do tectonismo sobre o controle desses processos ainda carece de maiores detalhes.

Enquanto a Formação Gramame dominou toda a área da bacia (Fig. V.9), o registro da Formação Maria Farinha é bem menos expressivo, restrito a uma faixa recuada onde hoje está o atual litoral, e ocorre sem uma continuidade representativa (Fig. V.10). Talvez devido ao rápido movimento regressivo, os depósitos da Formação Maria Farinha Superior pudessem ser interpretados como o registro do trato de sistema de mar raso, quando o nível do mar se estabeleceu após a regressão, que pode ter sido forçada em parte da bacia. Algumas características do registro apontam para uma regressão forçada, associada a uma rápida e brusca queda do nível do mar (Vera, 1994; Posamentier *et al.*, 1992). O recuo da linha de costa, a composição de novos ambientes rasos e principalmente a exposição da plataforma e sua conseqüente erosão apontam para esse prognóstico (Fig. V.11).

Porém na Mina Poty, a Formação Maria Farinha, logo após a transição Cretáceo-Terciário, não apresenta significativa mudança de litologia e características sedimentares; mudanças essas que só chegam a ocorrer vários metros acima da transição. Neste local, a transição da Formação Gramame para as características regressivas da Formação Maria Farinha parece acontecer de forma um tanto gradual.

O recuo da linha de costa, com a erosão da plataforma exposta foi mais importante nas sub-bacias Miriri e Alhandra; o que caracterizaria a regressão forçada de forma mais expressiva nessa parte da bacia. Os eventos de regressão forçada, em geral, estão associados a eventos de tectonismo, que podem erguer a plataforma causando o recuo do mar. Este evento

resulta em uma descontinuidade do tipo 1 (Vail *et al.*, 1984). Esta descontinuidade poderia estar representada pela ausência do Maastrichtiano Superior nas Sub-bacias Alhandra-Miriri, implicando que o fenômeno foi maior nesta parte da bacia (Fig. V.10) Contudo, ainda não é possível ter certeza deste fenômeno na Bacia Paraíba, devido à falta de informações com relação a sua evolução estrutural, ou possíveis fenômenos que teriam atuado nesta área, a partir do final do Cretáceo e durante o Terciário.

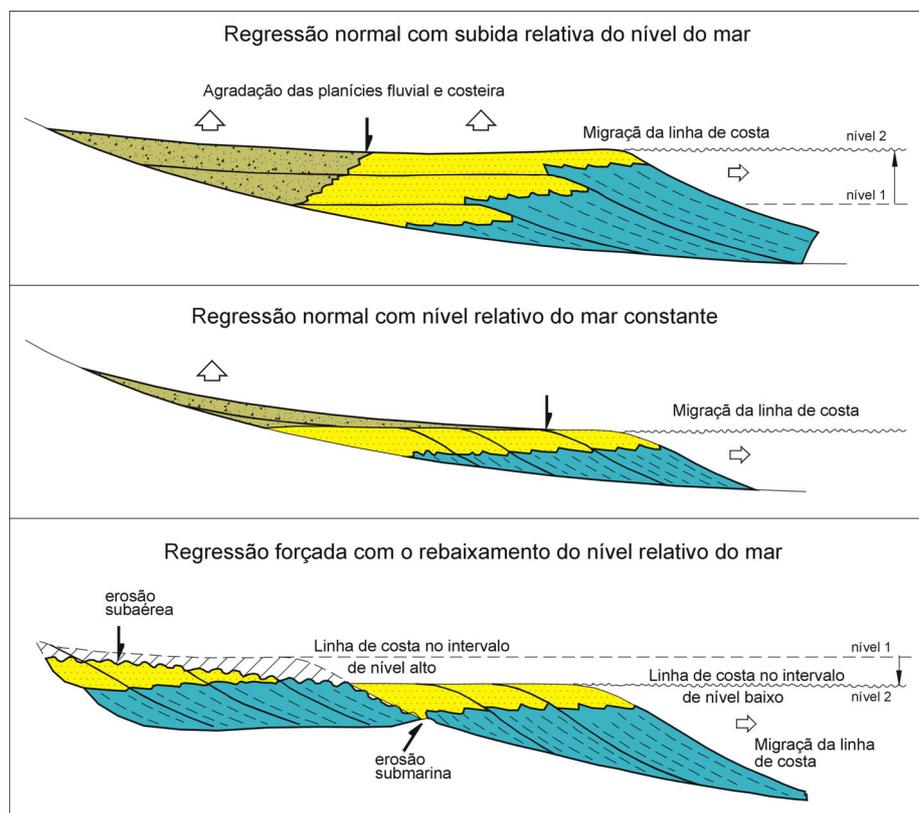


Fig. V.11 - Diagrama que mostra características associadas a eventos de regressão normal e de regressão forçada. É muito importante o papel do influxo de sedimentos para dentro da bacia, nos eventos de regressão normal. Mesmo com o nível do mar constante ou com a subida deste, o influxo de sedimento faz a linha de costa migrar para dentro da bacia. Durante o evento de regressão forçada, a descida do nível do mar, de forma brusca, expõe a plataforma. Os eventos de regressão forçada estariam associados a movimentos tectônicos que poderiam erguer a plataforma ou parte dela. (Posamentier *et al.*, 1992; Vera, 1994).

As características gerais dos afloramentos da Formação Gramame, observados principalmente nas exposições das mineradoras ao longo da faixa costeira da bacia, são a horizontalidade do acamamento e a continuidade lateral das camadas que, podem ser seguidas por dezenas de metros em algumas bancadas dessas exposições (Fotos V.1 a V.7).

É possível medir uma pequena inclinação, mais ou menos geral, dessas camadas, que está entre 2° e 3° no sentido E, que seria o sentido de inclinação da rampa. O acamamento de uma forma geral, parece corresponder às superfícies de agradação da plataforma. Embora a

deposição tenha ocorrido em águas não muito profundas, não é observado nenhuma influência de influxo terrígeno clástico entre as camadas de calcário e marga. Nenhuma presença de fluxos de material clástico foi encontrada.



Foto V.1 - Vista geral da Mina CIPASA em Caaporã, Paraíba. Nesta localidade existe uma ciclicidade marcante entre as camadas de calcários mais puros e camadas margosas (escuras). É possível acompanhar algumas camadas horizontalmente por dezenas de metros.

Schlicht *et al.* (1999) realizaram uma investigação de magnetoestratigrafia nas camadas da mina CIPASA e verificaram que o tempo envolvido, na sedimentação dos ciclos de *shallowing upward* calcário-marga está associado aos ciclos de 100 e 400 k.a. de Milankovich.

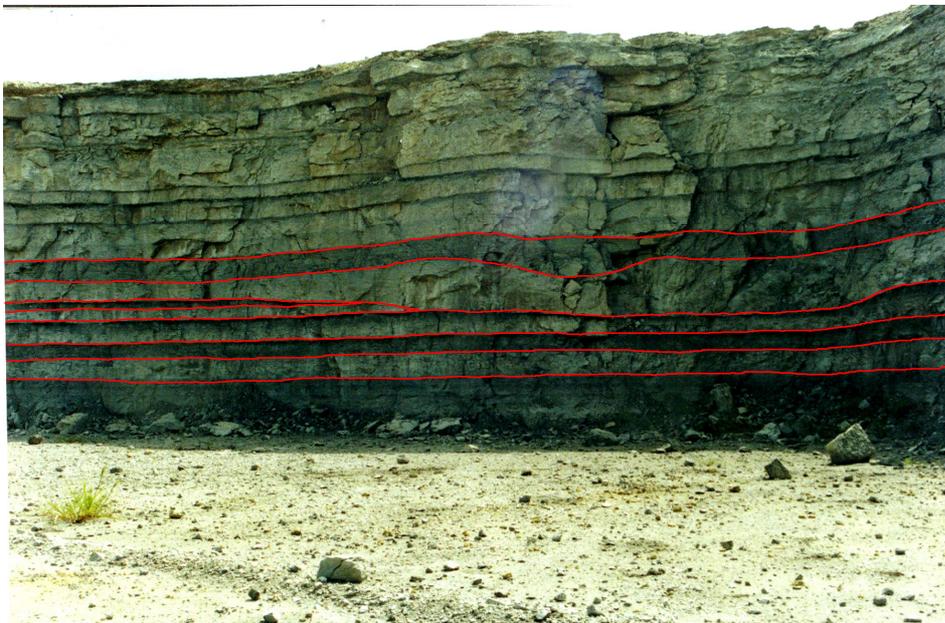


Foto V.2 - Vista da 1ª bancada da Mina CIPASA. Apesar da aparente monotonia do acamamento, existem superfícies de truncamento que cortam completamente algumas camadas (linhas em vermelho). Essas estruturas foram associadas a *Swaley* (escavações ou ravinamento), mas algumas são de grande extensão assemelhando-se a canais rasos. Elas representam marcas de escavação por correntes de tempestade (altura da bancada = 10,5m).



Foto V.3 - Outra vista da 1ª bancada da Mina CIPASA. Novamente aparece uma grande estrutura de escavação com mais de 8m de extensão (linhas amarelas). Notar que ,aparentemente, as camadas de calcários possuem um contato brusco com as camadas margosas, mais escuras. (altura da bancada = 10,5m).



Foto V.4 - Outra vista da 1ª bancada. Aqui é possível observar a interrupção de vários níveis de margas, truncadas por uma camada de calcário (setas). A extensão entre as setas é de mais de 15m. O truncamento, provocado pela erosão no substrato macio, provavelmente, ocorreu em camadas já depositadas, porém não totalmente consolidadas.



Foto V.5 - Vista geral das bancadas da Mina CIPASA. A camada de cor amarelada no topo da Formação Gramame, adquire esta cor devido ao processo de intemperismo provocado pela infiltração de água nas camadas superiores. Sobre a Formação Gramame, há depósitos da Formação Barreiras de cor avermelhada. A altura total dessas bancadas chega a ~41m. A partir de informações dos técnicos da mina, sabe-se que ainda existem mais de 7m de camadas calcárias abaixo do nível mais inferior visto na foto.



Foto V.6 - Detalhe de um bloco de camada margosa, exibindo um nível de intensa trama de tubos preenchidos por material carbonático (tempestitos). Os tubos formam camadas sucessivas de tramas, principalmente de grandes *Thalassinoides*. A ocorrência dos tubos é freqüente nas camadas margosas, mas também ocorrem nas camadas carbonáticas. (Esc. - 10cm).



Foto V.7 - Superfície de uma camada mostrando tubos preservados conforme ocorrência original das galerias dentro do substrato, e fragmentos de tubos retrabalhados (*Shell beds*).

É muito comum, em todos os afloramentos da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha Inferior, a alternância de camadas calcárias mais puras e camadas margosas. Este ciclo de pares de camadas calcário-marga representam um típico ciclo de *shallowing upward* ou raseamento (Tucker & Wright, 1990). Estes ciclos são geralmente impostos por variações menores do nível eustático. Que, por sua vez, podem estar associados à variação do clima e aos movimentos de excentricidade e precessão de Milankovich.

Nos níveis margosos não há a presença de siliciclastos, ocorrendo apenas raros e pequenos grãos de quartzo, a predominância é de material argiloso. Essas camadas margosas são interpretadas como períodos dominados por "tempo ruim", caracterizado pelos indícios frequentes de deposição episódica, como a preservação dos tubos, acúmulo de bioclastos, e feições sedimentológicas de perturbação do substrato por ondas e correntes de tempestades (Fotos V.8, V.9 e V.10).

Como esses intervalos margosos responderiam pelos ciclos onde a lâmina d'água sofreria uma redução da profundidade, permitindo assim a chegada de material terrígeno, no caso argila, para dentro da área onde antes predominava a deposição de carbonato, é preciso supor que, nos períodos nos quais a lâmina d'água sofria redução, o nível de base de ondas era rebaixado, causando maior ação de eventos de tempestade sobre a área que, antes era estava menos propensa a esses eventos, e menos propensa à preservação dos tubos e conchas formando horizontes de *shell beds* e tempestitos.

Embora a preservação dos tubos e dos indícios de retrabalhamento por correntes, e de deposição episódica sejam mais frequentes nas camadas margosas, estes aspectos também estão presentes nas camadas de calcário, porém, de forma muito menos intensa.

É um fato curioso que a paleogeografia da bacia, durante a deposição carbonática, mostre que se tratava de uma plataforma, em forma de rampa, ($<3^\circ$), e comportada em uma faixa estreita, com a área de deposição relativamente próxima às bordas da bacia. Contudo, não há registro de fluxo de material clástico (areia ou silte) em nenhum dos afloramentos da Formação Gramame, depositada durante o trato de mar alto. Este fato aponta não só para a ocorrência de um clima quente e seco que não favorecia a produção e o influxo de material do continente para dentro da bacia, mas também para uma drenagem ineficiente ou reduzida que, devido a fisiografia plana da bacia, mesmo nos períodos de baixa do nível relativo do mar, não conseguia produzir fluxos terrígenos de maior porte para dentro da bacia.

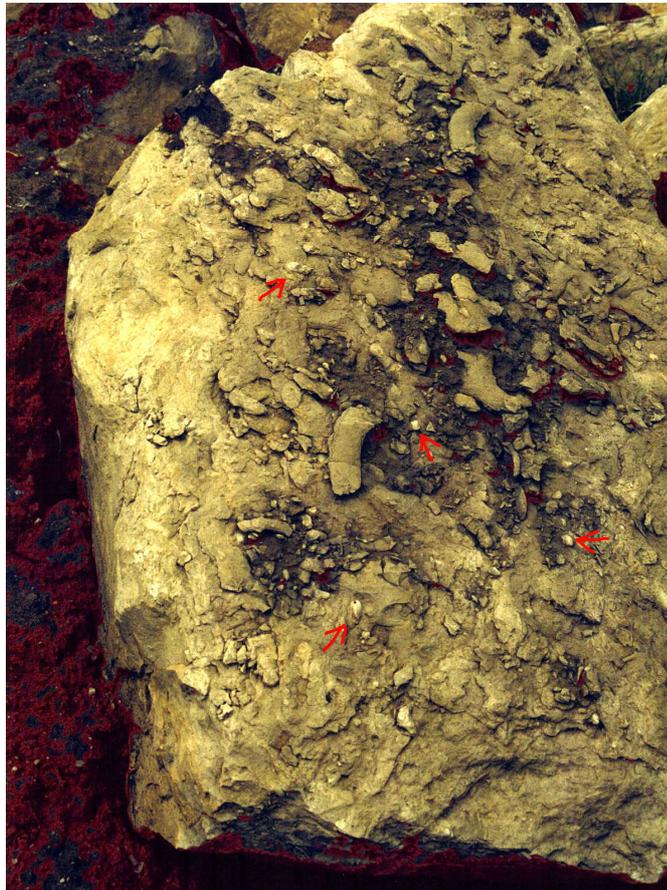


Foto V.8 - Imagem de um bloco de camada calcária mostrando a superfície inferior que estava em contato com a camada de marga. Com a remoção da camada de marga pela chuva, ficam expostos moldes de moluscos (setas vermelhas), tubos de *Thalassinoides* e fragmentos de decápodes preservados em paleosuperfícies soterradas. Nos moldes fósseis de moluscos, a maioria de bivalvíos encontram-se articulados; alguns em posição de vida, e raros estão fragmentados. (dimensão maior do bloco 1,45m).

Segundo Petri (1987), o clima atuante na região correspondente ao Nordeste do Brasil, permaneceu quente durante todo o Cretáceo com algum padrão de resfriamento durante o fim do período. De qualquer forma o clima teria permanecido tropical por todo o período. Especificamente para a faixa entre Recife e João Pessoa, durante o Campaniano-Maastrichtiano, a deposição de carbonatos teria ocorrido em plataforma de águas claras e um clima muito seco nas áreas continentais de borda da bacia.

A preservação das superfícies, através de eventos episódicos, gerando tempestitos, camadas de conchas e preenchimento de tubos, é comum nas camadas da Formação Maria Farinha inferior, como mostrado na foto V.8. Já na Formação Gramame, em todos os afloramentos visitados, que correspondem ao Maastrichtiano Superior, existe uma ausência de moldes de moluscos, ocorre a preservação apenas da bioturbação e de raros moldes de equinóides e restos de decápodes. Em alguns afloramentos, esses restos de equinóides e de fragmentos de decápodes formam acumulações locais a forma de *shell beds* (Foto V.9).

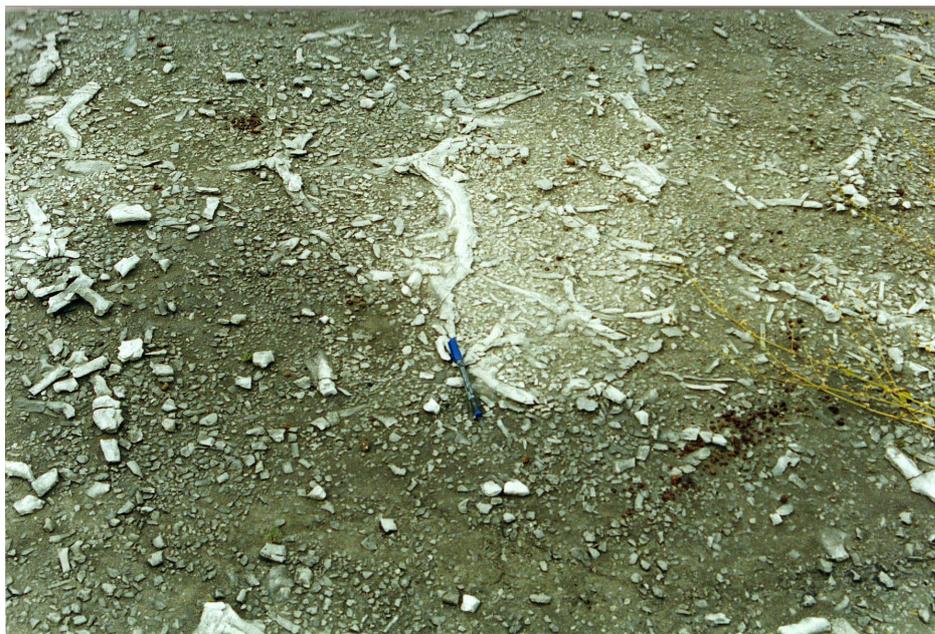


Foto V.9 - Superfície de camada margosa, rica em conchas (*shell bed*), mostrando a preservação de galerias intactas e o retrabalhamento de outros pedaços de tubos preenchidos anteriormente, na Mina CIMEPAR, em João Pessoa. Aspecto semelhante ao da Foto V.7, mostrando superfície de bancada na Mina CIPASA.

Brett *et al.* (1997) mostra que a geração dessas camadas sucessivas ricas em conchas ou tubos, ou *shell beds*, onde ocorre o soterramento repentino de indivíduos e o preenchimento de galerias, impossibilitando a fuga dos mesmos, resulta da ocorrência de eventos rápidos que aumentam a energia no ambiente e podem depositar uma quantidade grande de sedimentos em horas ou dias. Esses eventos seriam tempestades, enchentes ou *tsunami*.

Embora a presença de alguns grupos de foraminíferos indique uma batimetria associada a uma plataforma externa, durante o período de deposição da Formação Gramame, essa plataforma sempre esteve ao alcance da ação de ondas de tempestade, pois a mesma característica de preservação dessas camadas é freqüente em toda a plataforma Gramame.

Na Foto V.10, aparece um exemplo de *shell beds* verificadas na Mina CIMEPAR, em João Pessoa. Associadas a esses tubos e galerias, encontram-se grande número de nódulos de pirita, que são comuns nessas camadas. Essa ocorrência de pirita pode significar que, apesar do ambiente ser oxigenado o suficiente para permitir a bioturbação registrada nas camadas, o soterramento freqüentemente poderia trazer condições de anoxia para as camadas soterradas, permitindo o ambiente redutor (Fotos V.10 e V.12).



Foto V.10 - Molde de cefalópode preservado em meio às galerias na superfície de uma camada de calcário margoso. Na foto, também existem alguns nódulos de pirita (pontos escuros).

Nas camadas da Formação Gramame, as *shell beds* mostram a preservação de galerias/escavações de decápodes, moldes de equinóides (*Hemiaster*), de cefalópodes, dentes de tubarões (*Lamna e Odontaspis*), restos de calianassídeos (*Paleoxantopsis e Calianassa*) e raramente moldes de gastrópodes e de bivalvíos. Nas camadas da Formação Maria Farinha, na Mina Poty, os registros de *shell beds* são comuns; estas, por sua vez, exibem uma maior diversidade de organismos preservados. São comuns moldes de bivalvíos (*Venericardia, Nuculana*), gastrópodes (*Natica, Serratocerithium*) e nautilóides (*Cimomia, Hercogossa*). Algumas ocorrências de fósseis são comuns tanto na porção superior da Formação Gramame

quanto na porção inferior da Formação Maria Farinha registradas na Mina Poty. São comuns as duas unidades: *Hemiaster*, *Lamna*, *Odontaspis*, *Paleoxantopsis* e *Calianassa*.

Duas características importantes das *Shell beds* são o acúmulo de carapaças de indivíduos e a preservação em posição de vida por soterramento. O acúmulo local de restos e carapaças indica um aumento de energia e o transporte por corrente, com escavação e soterramento. As características de preservação dos animais da infauna, como bivalvíos e do equinóide *Hemiaster* (Foto V.11, V.13 e V.14), indicam que alguns animais foram soterrados no próprio fundo macio onde escavavam, e que outros foram carregados por correntes, depositados e rapidamente soterrados. Ou ainda que, após a morte e a acumulação durante um evento, outro evento acabava por soterrar as acumulações. Não são comuns a desarticulação dos bivalvíos nem o quebraimento das conchas.

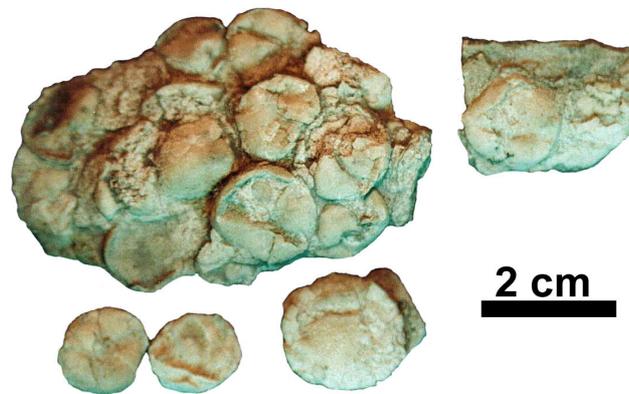


Foto V.11 - Acumulações de *Hemiaster*, equinóide comum nas camadas superiores da Fm. Gramame. (Mina CIMEPAR, sendo também comuns na ponta do Funil). Apesar da maioria estar compactada muitos indivíduos encontram-se também isolados e em posição de vida no substrato. O acúmulo provavelmente ocorreu pela ação de energia de correntes. Os indivíduos são geralmente jovens.



Foto V.12 - Nódulos piritizados em formatos diversos, ocorrem como pequenas esferas até formas alongadas e curvas. Alguns tubos de *Thalassinoides* encontram-se preenchidos por esse material piritizado. Algumas formas sugerem a possibilidade de serem coprólitos de peixes ou outro tipo de vertebrado, porém não há estudo específico (coletados nas Minas CIMEPAR e Itapessoca, sendo também comuns em outros afloramentos).



Foto V.13 - Fragmento de rocha calcária com acúmulo de moldes de conchas de bivalvíos e gastrópodes de uma bancada da Formação Maria Farinha na Mina Poty. São comuns também espinhos de equinóides, fragmentos de decápodes e dentes de tubarões.

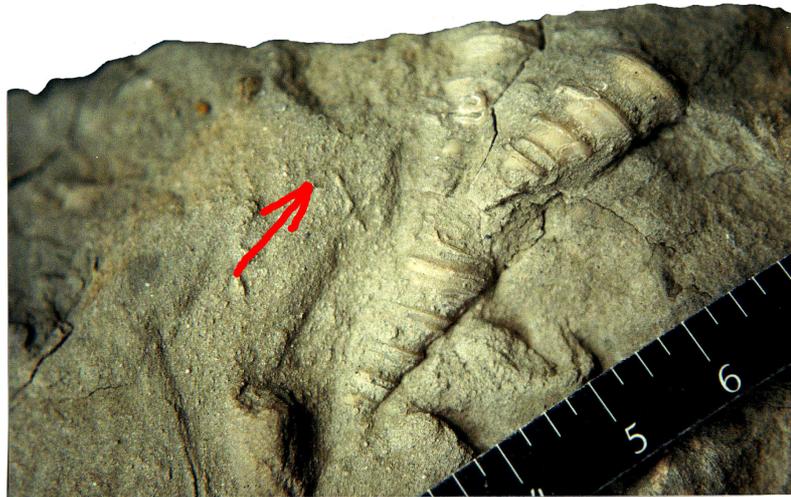


Foto V.14 - Bloco de margam mostrando um acúmulo de conchas de *Turritella*, coletado em bancada da Formação Maria Farinha na Mina Poty. O acúmulo sugere inclusive o sentido da corrente de transporte (seta).

Marcas que indiquem a ação de ondas ou horizontes de escavação são difíceis de ser detalhadas nos afloramentos estudados nas pedreiras, onde ocorrem as melhores exposições da Formação Gramame, sendo mais notáveis algumas feições de ação de ondas na Formação Maria Farinha, exposta na Ponta do Funil e na Mina Poty. No Maastrichtiano Superior, caracterizado pela Formação Gramame exposta nas pedreiras, são comuns os horizontes de preservação dos tubos, raramente com fósseis de moluscos, com microondulações truncadas e irregulares produzidas por agitação episódica do fundo macio (ver Fotos V.15 e V.16; ver Fig. V.12).

A ocorrência das *Shell beds* aponta para a exposição episódica do substrato macio à ação de ondas de tempestade ou *tsunamis*. Ao mesmo tempo, as características sedimentológicas

indicam que esses calcários (Formação Gramame) foram depositados abaixo da linha de base de ondas de tempo bom. Dessa forma, a paleobatimetria da Formação Gramame estaria entre a linha de base de ondas de tempo bom e a linha de base de ondas de tempestade e eventos de maior energia.

A Fig.V.12 apresenta um modelo de associações de possíveis eventos de agitação e soterramento do fundo, responsáveis pela geração de *shell beds*. A partir de eventos de alta energia que revolvem o fundo e causando morte, acúmulo e soterramento de comunidades de infauna e epifauna, pode haver a preservação de *shell beds*. O modelo em questão associa a colonização de comunidades de substrato macio que pode ser alternada à recolonização por comunidades de pavimento de conchas e posteriores eventos de agitação. No caso da Bacia Paraíba, as feições observadas nas camadas calcárias de todos os afloramentos visitados apontam para duas possibilidades: uma exemplificada pela alternativa ABEABE, que seria a alternância de colonização, evento de energia e deposição e nova recolonização do substrato macio, que corresponderia ao que ocorreu na Formação Gramame; a outra corresponderia a alternativa ABCEABCE, que significa colonização de substrato macio, agitação do fundo, eventual colonização de substrato coberto por conchas acumuladas e novamente evento de agitação e soterramento, esta correspondendo ao que foi verificado na Formação Maria Farinha.

As *shell beds* ocorrem de forma diferenciada nas exposições de calcário ao longo da bacia, enquanto que, na Mina Poty, são comuns as individualizações entre os corpos de marga e calcário (ciclos de *shallowing upward*). Nas duas unidades. Nas outras minas que representam calcários maastrichtianos da Formação Gramame, a ocorrência dessa individualização é menos evidente. Isto se deve às diferentes fácies sedimentares associadas às variações de profundidade e paleogeografia que existiam na bacia quando da deposição da plataforma carbonática.

Um bom exemplo de contraste entre as características deposicionais dos calcários vistos nas pedreiras CIMEPAR, Itapessoca e CIPASA aparece na exposição da Mina Poty. Nesta localidade, os níveis de marga são bastante espessos. Em ambas as formações Gramame e Maria Farinha, os ciclos de raseamento, ou de tempo ruim, são bem marcados com corpos de rocha bem diferenciados, principalmente na Formação Maria Farinha. Talvez os depósitos das duas formações presentes na Mina Poty representem o registro de um ambiente mais raso dentro da rampa carbonática, ou mais interno à plataforma. Esses ambientes mais rasos eram mais suscetíveis à influência do aporte terrígeno, responsável pela presença das margas mais espessas e dos eventos episódicos de maior energia (Fotos V.24 a V.29).

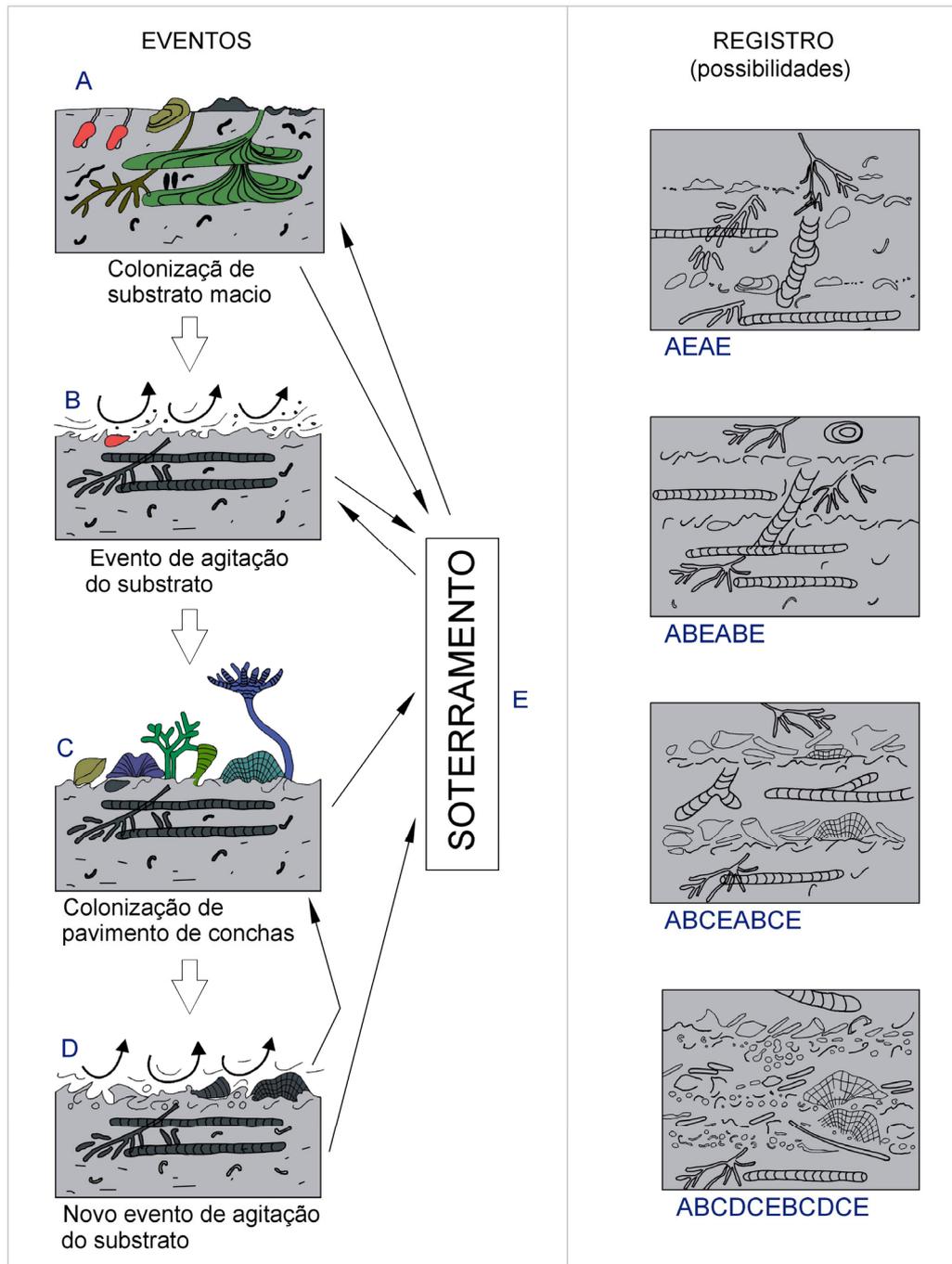


Fig. V.12 - Diagrama esquemático mostrando uma interpretação da seqüência de eventos responsáveis pela geração de uma variedade de preservações de *shell beds*. A coluna da esquerda mostra uma tendência de eventos e soterramentos com a resposta tafonômica e o processo dominante. A coluna da direita mostra prováveis registros gerados pela combinação dos eventos da esquerda. O modelo ABEABE corresponderia à Formação Gramame, e ABCEABCE à Formação Maria Farinha (Brett *et al.*, 1997).

El Gadi & Brookfield (1999), mostraram que a variação de microfácies identificada na Formação Gramame ao longo de toda a bacia foi resultado de fenômenos tectônicos que controlaram a paleogeografia da plataforma carbonática, causando uma variedade lateral de

fácies que combinam ambientes mais rasos e mais profundos, bem como suas características associadas ao longo de toda a plataforma (Fotos V.15 a V.29).

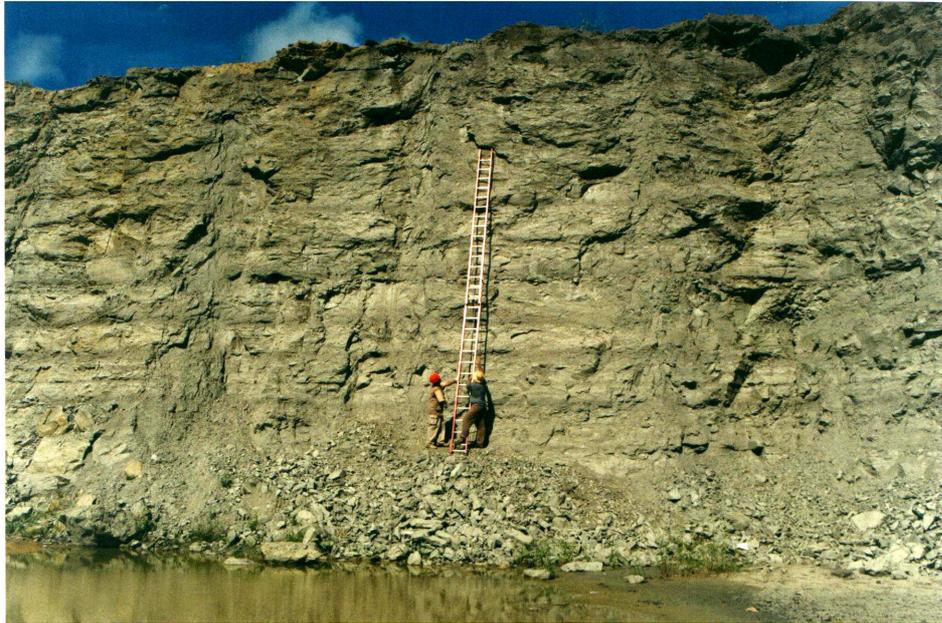


Foto V.15 - Vista da 1ª bancada da Mina Itapessoca (Formação Gramame). Nesta localidade, as camadas mais argilosas e escuras aparecem de forma mais gradativa em relação às camadas mais carbonáticas. Porém, as feições que indicam a ação de eventos de energia ocorrem em ambas.



Foto V.16 - Camadas carbonáticas na Mina Itapessoca. Notar que as camadas mais escuras (mais argilosas) ocorrem como horizontes levemente ondulados, truncados, também ocorrem finas laminações onduladas. Essas pequenas ondulações, de cor escura, assemelham-se a *lensing*. Essas estruturas indicam a ação de correntes e a ação de ondas de tempestade sobre o substrato inconsolidado. a transição entre as camadas mais claras e escuras é aparentemente gradual.



Foto V.17 - Bloco cortado de bancada na Mina Itapessoca. Observar o adensamento de preservação da bioturbação em horizontes (mosqueamento). Também ocorrem Laminações levemente onduladas.



Foto V.18 - Aspecto da primeira bancada da Mina CIMEPAR em João Pessoa. Aqui as camadas calcárias têm um aspecto mais maciço e são intercaladas com finas camadas de margas onde existe a preservação de bioturbação, de carapaças de equinóides e de fragmentos de decápodes. Observar, na foto, um fino nível de margas intercalado no calcário. (o fraturamento é devido às explosões na bancada).



Foto V.19 - Espesso nível de margas em meio à rocha calcária mais pura (Mina CIMEPAR). O nível de margas (entre as linhas amarelas) apresenta preservação de tubos *Thalassinoides* em horizontes sobrepostos, representando um período de tempo ruim (o aspecto fraturado é devido às explosões na bancada).

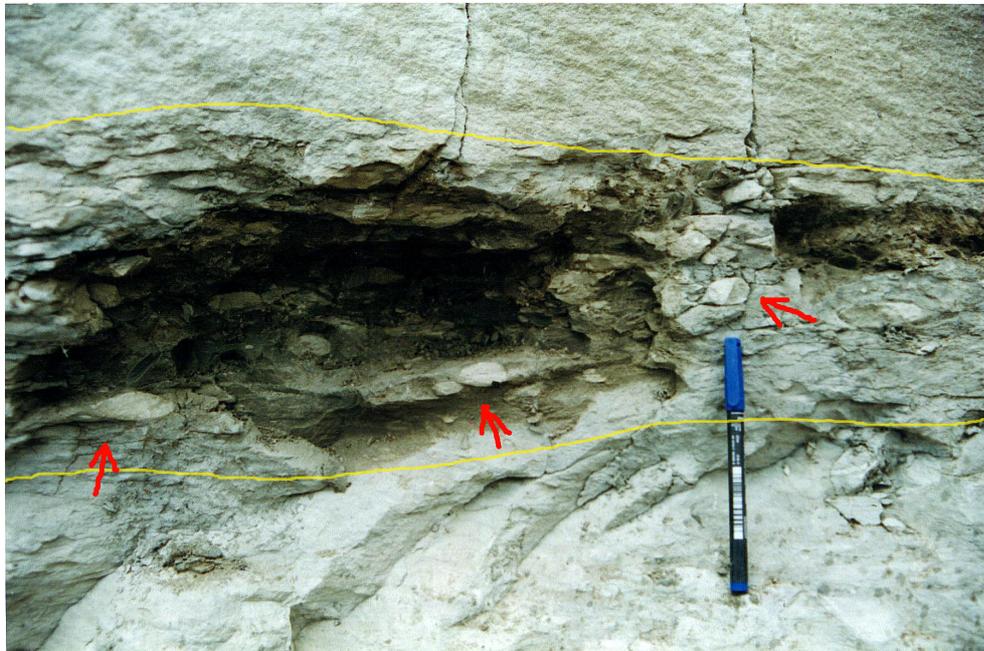


Foto V.20 - Detalhe de um nível margoso (Mina CIMEPAR) com tubos de *Thalassinoides* (setas) preservados em posição original no substrato. Notar o aspecto mais maciço do calcário acima e abaixo do nível margoso.

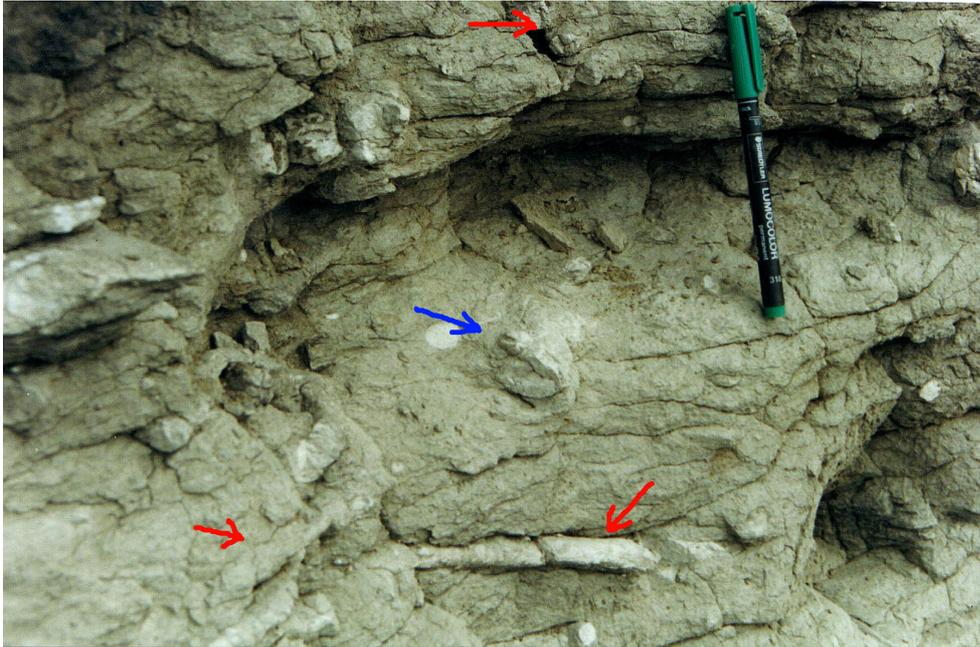


Foto V.21 - Detalhe de um nível de margá (Mina CIMEPAR) onde há indícios de ondulações, tubos de *Thalassinoides* preservados (setas vermelhas), e ao centro, um jovem equinóide *Hemiaster* um pouco compactado, mas intacto e em posição de vida (seta azul).



Foto V.22 - Detalhe de um bloco de bancada (Mina CIMEPAR) mostrando a base de uma camada de margá (ferramenta). Notar alguns indícios de ondulações e a preservação de uma intensa bioturbação. Os pontos escuros são nódulos de pirita, frequentes nesses níveis margosos. Aparecem, na camada, vários exemplares de *Planolites* e pequenos *Thalassinoides*.



Foto V.23 - Vista geral da parte superior da Formação Gramame exposta nos afloramentos da Mina Poty em Paulista, Pernambuco. Notar que os níveis argilosos, margosos, tornam-se muito espessos em relação ao que foi observado nas outras pedreiras. Nesses depósitos superiores da Formação Gramame, os macrofósseis são bastante escassos, havendo apenas o registro de raros amonóides, moldes de *Hemiaster*, dentes de seláquios e fragmentos de decápodes. No topo da bancada está registrada a camada que separa a Formação Maria Farinha da Formação Gramame.

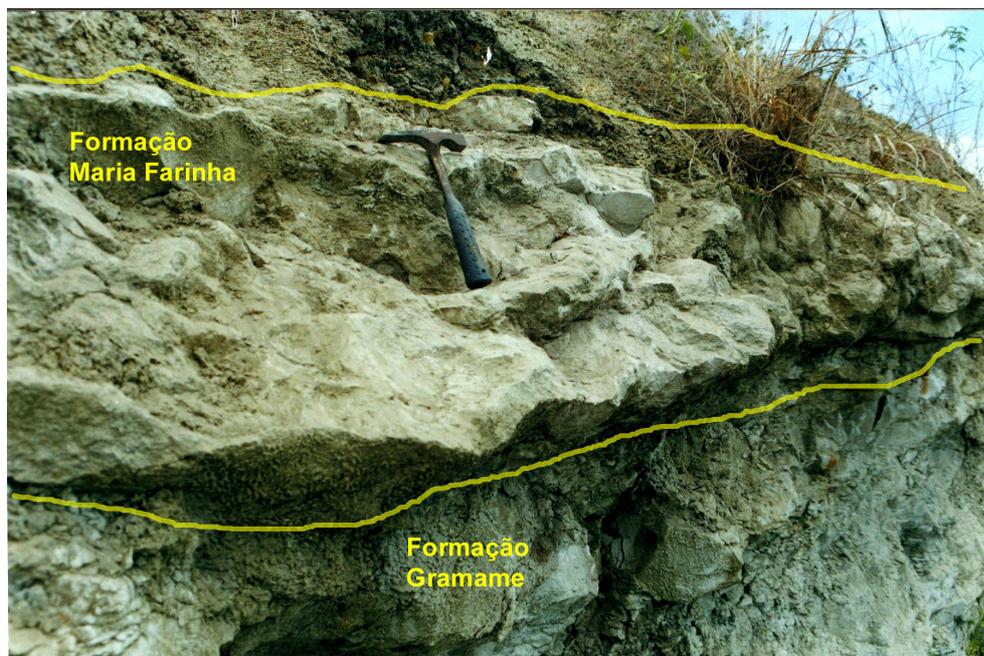


Foto V.24 - Vista da camada de calcário com clastos carbonáticos e bioclastos reutilizados, (brecha calcária), que marca a base da Formação Maria Farinha na exposição da Mina Poty em Paulista, Pernambuco. A camada que marca a transição K-T ocorre alguns centímetros acima desta camada. (Stinnesbeck, 1989; Sial *et al.*, 1992; Sial *et al.*, 1993; Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 1996).

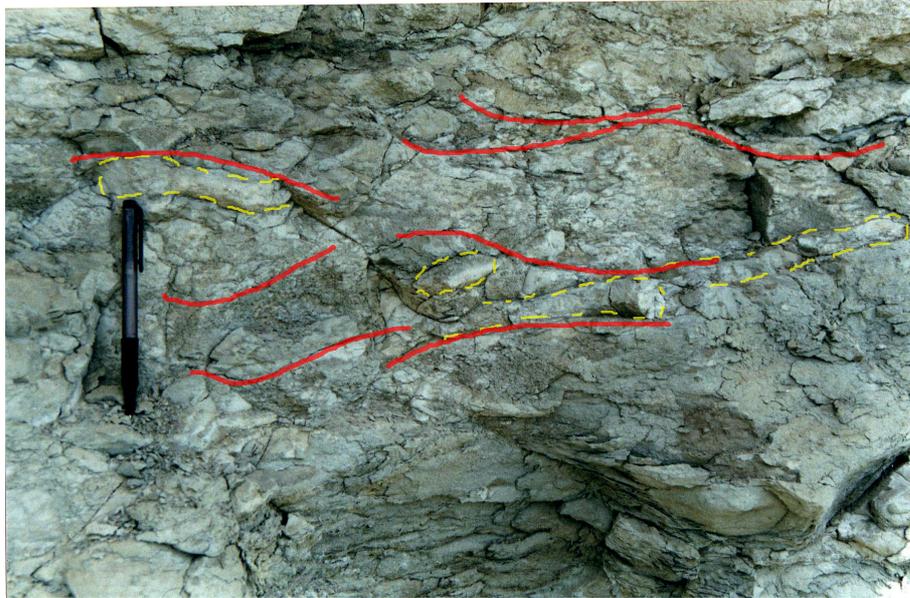


Foto V.25 - Detalhe da camada de calcário (Formação Gramame) logo abaixo da camada de transição K-T (Mina Poty). Notar que existe uma preservação dos tubos (em amarelo) juntamente com filmes de argila com aspecto de ondulações e truncamentos (em vermelho), resultado do retrabalhamento e da ação de correntes no substrato. Os tubos, em geral, estão preenchidos também por material carbonático semelhante ao dos depósitos, eventualmente possuem um aspecto textural um pouco mais grosso, porém trata-se do mesmo material carbonático.

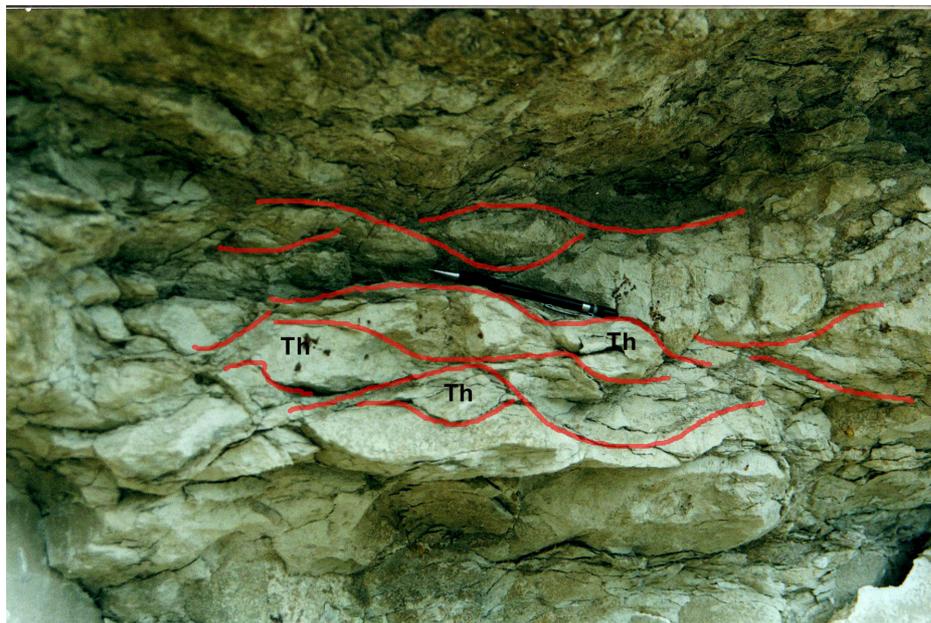


Foto V.26 - Detalhe da mesma camada mostrada anteriormente. Notar que este horizonte está diretamente em contato com a base da brecha carbonática. A preservação dos tubos *Thalassinoides* (Th) está obedecendo um acamamento ondulado e com truncamentos. Alguns tubos parecem ter sido preservados como originalmente estavam no substrato e outros fragmentos de tubos parecem ter sido retrabalhados em outros eventos. Estas feições são comuns nas camadas da Formação Gramame que afloram na Mina Poty, mas também nos demais afloramentos visitados nas outras pedreiras.



Foto V.27 - Depósitos da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Essas camadas estão aproximadamente 6m acima da transição K-T. Notar a predominância de espessas camadas de marga enquanto que as camadas de calcário tornam-se extremamente delgadas (camadas finas mais claras). A porção superior possui uma coloração amarelada devido ao intemperismo. A fase regressiva que marca esses depósitos está associada ao raseamento crescente indicado pelos depósitos. Beurlen (1967a, 1967b) chamou esses depósitos de Formação Maria Farinha Inferior para diferenciá-los dos calcários de origem recifal que afloram na linha de litoral da bacia. O autor também citou a quantidade de argila nos depósitos como possível análogo de mangues ou estuários próximos; a presença de ostreídeos confirma estas idéias.

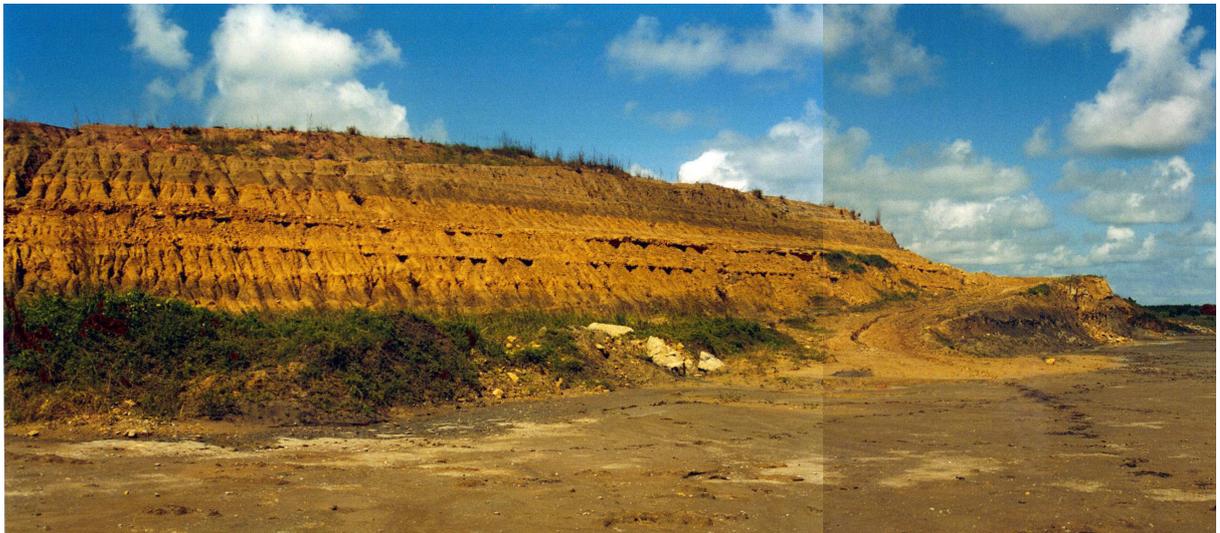


Foto V.28 - Aspecto do topo da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar que o intemperismo foi responsável pela coloração amarela das camadas. A predominância é de margas com influência de siliciclastos, e apenas camadas delgadas (mais salientes) correspondem a calcários, às vezes dolomíticos, com siliciclásticos. A parte superior já sofre processos pedogenéticos e há uma capa da Formação Barreiras sobre o afloramento.



Foto V.29 - Notar a espessa camada de marga (~2m) em relação à camada de calcário (50cm). Estas feições são interpretadas como ciclos de variação eustática, que podem estar associados a mudanças climáticas conjuntas (Mina Poty). As características do acamamento são as mesmas das demais pedreiras; não há indícios de falhamentos, ondas de tempo bom, convoluções ou estruturas que indiquem ação tectônica sindeposicional. As camadas exibem feições de preservação de *shell beds* e retrabalhamento por ondas de tempestade que atuavam sobre o substrato plano e macio.

Foram feitas algumas seções delgadas a partir dos calcários da Mina Poty, que até então contêm o melhor registro exposto e contínuo da transição entre as duas unidades, Gramame e Maria Farinha. A observação de algumas lâminas apenas confirmou as proposições de outros trabalhos já realizados com relação às características microfaciológicas das duas formações (Fotos V.30, V.31 e V.32).

El Gadi (1993) e El Gadi & Brookfield (1999) mostraram que a ocorrência de variação das microfácies da Formação Gramame talvez se deva à ação do tectonismo que gerou uma variedade de ambientes mais rasos e mais profundos ao longo de toda a bacia.

Oliveira (1978) realizou estudo microfaciológico dos calcários da Formação Maria Farinha e identificou que a maior parte destes calcários é de micritos, muitas vezes recristalizados em microsparitos e raramente em esparitos. Destacam-se pela dominância dos foraminíferos bentônicos sobre os planctônicos e demais fósseis (moluscos, ostracodes, estruturas de algas, equinodermatas e briozoários). Estes componentes orgânicos estão constantemente associados, em proporções variáveis, a componentes inorgânicos (argila, quartzo, feldspato, pirita, óxido de ferro, fosfato e glauconita). O trabalho também identificou que processos de recristalização mascaram evidências mais detalhadas do ambiente deposicional desses calcários, os quais foram agrupados em biomicritos com fantasmas de fósseis e dolomitos com ou sem fósseis.

Rodrigues (1985), realizou estudo faciológico em calcários da Formação Gramame que ocorrem em Itamaracá. A investigação petrográfica revelou que os calcários da Formação Gramame, presentes na Ilha de Itamaracá, são o resultado de sedimentação carbonática em um

ambiente marinho de águas quentes, calmas e relativamente pouco profundas (Fotos V.33, V.34).

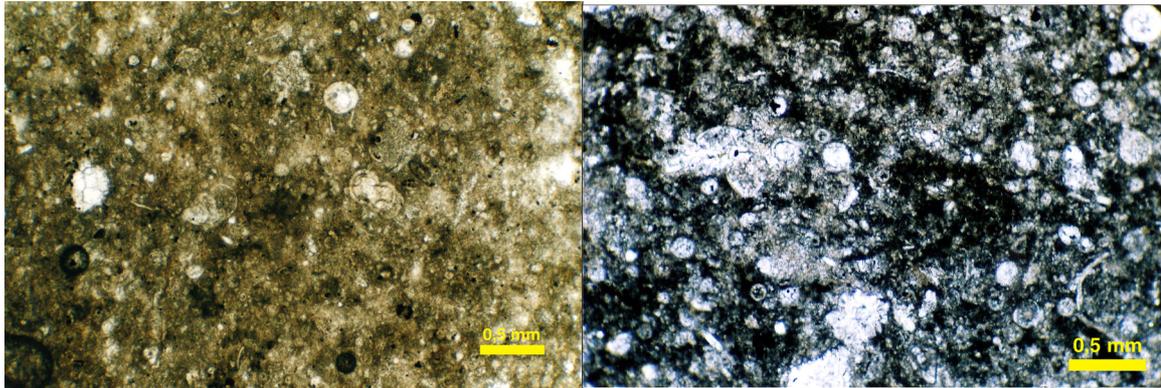


Foto V.30 - Fotomicrografias de lâminas do "calcário Gramame" cerca de 1,5m abaixo da transição K-T na Mina Poty. É composta por biomicritos-wackstones, ricos em foraminíferos, calcisferas, fragmentos de conchas de moluscos e ostracodes. Apesar de ter origem em águas rasas, a influência de terrígenos é insignificante.

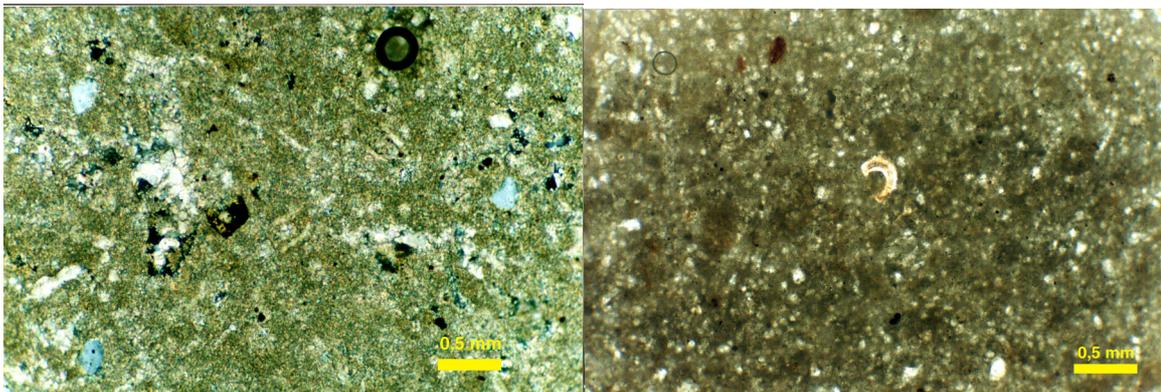


Foto V.31 – Fotomicrografias com dois exemplos de mudstones com bioclastos da base da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar, na lâmina esquerda, a presença de grãos de quartzo indicando maior conteúdo de siliciclásticos nas margas.

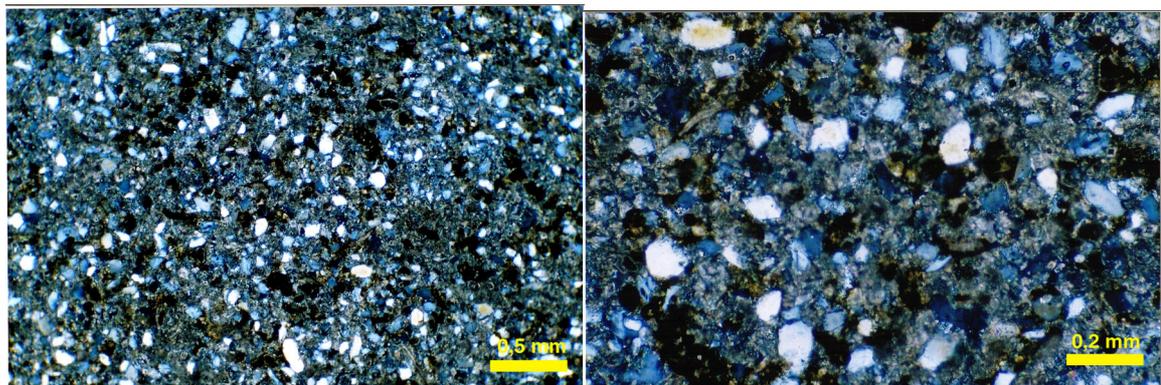


Foto V.32 - Fotomicrografias de calcário margoso do topo da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Notar a presença de uma grande quantidade de quartzo indicando a intensificação da fase regressiva com a chegada de terrígenos.



Foto V.33 - Calcário Gramame na Fazenda Olho D'água, região norte da Ilha de Itamaracá. A imagem mostra o corte feito em terreno ao nível do mar. O fraturamento é provocado por explosões. O aspecto do calcário é maciço, porém apresenta as mesmas feições de indícios de retrabalhamento por ondas de tempestades. Macrofósseis são raros; foi encontrado apenas um amonóide, vértebras de peixe e restos de decápodes.



Foto V.34 - Detalhe de um grande amonóide (*Pachydiscus*), preservado em forma de molde nos calcários da Fazenda Olho D'água em Itamaracá.

A presença das camadas de margas em várias localidades aponta para um raseamento do nível do mar, provocando ciclos de *shallowing upward*, como já discutido anteriormente. Porém há camadas mais argilosas e com preservação da bioturbação, cuja caracterização

aponta para verdadeiros registros de tempestitos, ou de seqüências desses registros. (Fotos V.35, V.36 e V.37).

A Formação Gramame, exposta na Pedreira João Sara, em Alhandra, na Paraíba, guarda características interessantes que, apesar de similares, no geral, a outros afloramentos já visitados, possuem peculiaridades. Existem níveis delgados de margas, intercalados em uma seqüência de calcários maciços que, aparentemente, não indicam raseamento cíclico e, sim, tempestitos ou o registro de curtos períodos de ocorrência desses eventos (Foto V.35).

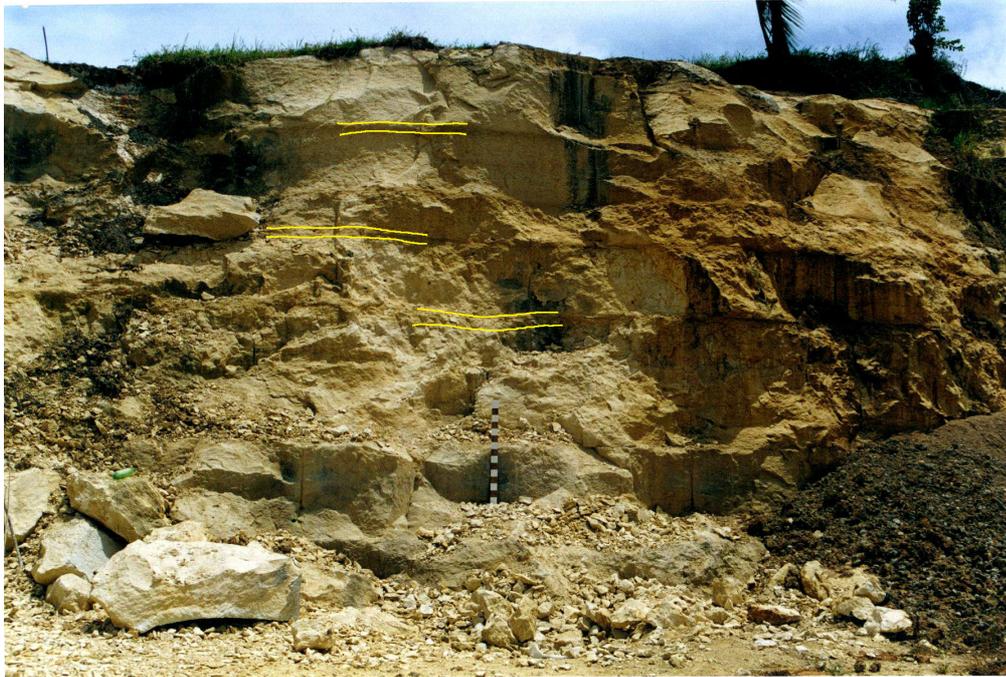


Foto V.35 - Vista geral da bancada exposta na Mina João Sara em Alhandra na Paraíba. O calcário, nessa localidade, tem um aspecto extremamente maciço e litificado. É extremamente escasso em macrofósseis, com exceção de algumas carapaças de *Hemiaster*. O afloramento apresenta recristalização com formação de grandes geôdos de calcita e pirita. Notar que, ao longo da seqüência, é possível definir finas camadas de margas (10 – 30cm) que estão intercaladas nos calcários (linhas amarelas / escala = 1m).

As características dessas camadas margosas delgadas mostram nítidos traços de retrabalhamento por ondas e correntes de alta energia, e uma bioturbação intensa associada a esses níveis argilosos episódicos (Fotos V.36 e V.37). Há uma predominância de *Thalassinoides*, porém também é comum *Planolites/Paleophicus*. Em geral, a diversidade de icnogêneros na Formação Gramame é baixa.

A Formação Maria Farinha Inferior guarda certa semelhança com a Formação Gramame com relação à predominância de *Thalassinoides* e *Planolites*. Na Formação Maria Farinha Superior ocorre uma maior diversidade de icnogêneros (Almeida, 2000).



Foto V.36 - Detalhe de camada argilosa (20cm), com características de ondulações e truncamentos típicos de ação de energia de ondas de tempestade (Mina João Sara). Notar a intensa bioturbação preservada na camada argilosa, enquanto que acima e abaixo desse nível há menos registros de icnofósseis.

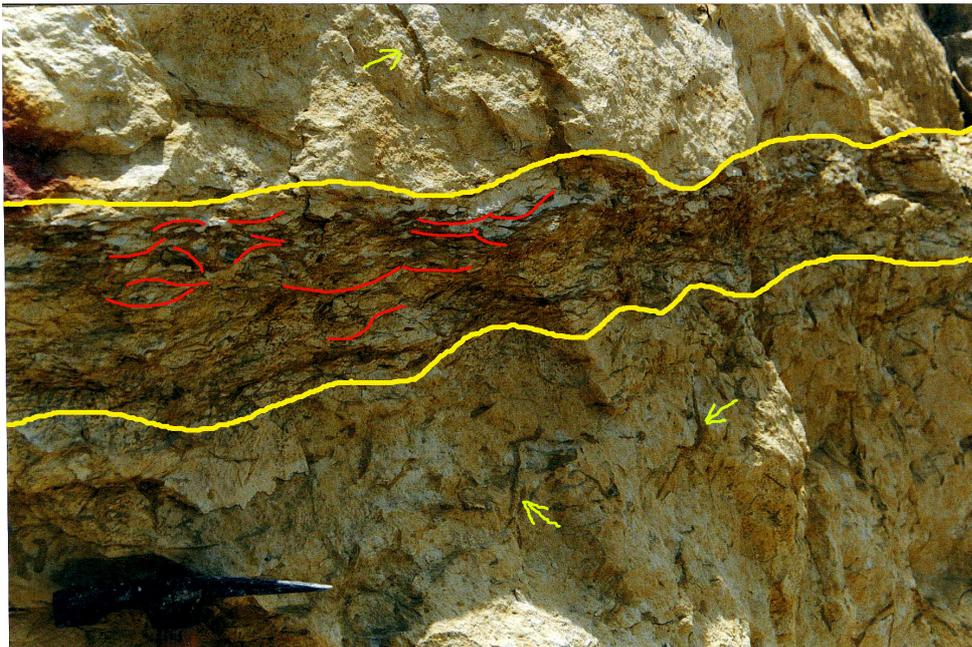


Foto V.37 - Detalhe da camada argilosa mais espessa que ocorre no afloramento (Mina João Sara). Notar as feições de truncamento e uma certa irregularidade da camada (linhas vermelhas). No nível em questão, predominam pequenos *Thalassinoides Planolites* e *Skolithos?*. As setas amarelas indicam outros icnogêneros (*Planolites?* e *Skolithos?*).

A Ponta do Funil, na localidade de Barra de Catuama em Pernambuco, é a segunda localidade que guarda registro da transição Cretáceo-Terciário, em afloramentos, na Bacia Paraíba. Ali, assim como na Mina Poty, existe a transição entre o Maastrichtiano (Formação

Gramame) e o Paleoceno (Formação Maria Farinha) marcada por uma camada carbonática detrítica (conglomerática) contendo clastos carbonáticos e bioclastos retrabalhados.

O estudo detalhado da transição e da camada limite K-T, que está acima da brecha carbonática, foi feito por Albertão (1993), que investigou as características da passagem K-T na bacia. Assim como na Mina Poty, segundo o autor, a passagem é marcada nos afloramentos da Ponta do Funil por uma camada de calcário contendo clastos carbonáticos retrabalhados e bioclastos depositados por um evento de alta energia, que seria um *tsunami*, resultado, possivelmente, do impacto de um asteróide contra a terra no final do Cretáceo (Alvarez *et al.*, 1980; Alvarez, 1986; Hildebrand *et al.*, 1991).

Como mostrado nos afloramentos da Mina Poty (Foto V.24), também há, nos afloramentos da Ponta do Funil, uma camada com características sedimentares semelhantes à camada que ocorre na base da Formação Maria Farinha, camada conglomerática, encontrada na Mina Poty. A mesma espessura (~60cm), a grande regularidade lateral e as feições sedimentológicas indicam que seria a mesma camada que divide as unidades na Mina Poty.

Nos afloramentos da Ponta do Funil, porém, não há uma boa preservação da Formação Maria Farinha, ficando esta resumida a um pequeno trecho, sem espessura expressiva, e a alguns blocos retrabalhados pelo efeito da erosão da parte superior do afloramento. O afloramento da Ponta do Funil se apresenta como um morro residual, cuja extensão lateral foi dissecada pela exposição e erosão da plataforma carbonática (Foto V.38, V.39)



Foto V.38 - Afloramento da Formação Gramame na Ponta do Funil. Todo o assoalho do 1º plano é de calcário e é constantemente recoberto por marés que acabam por esculpir falésias no afloramento. Sobre a Formação Gramame está uma capa da Formação Maria Farinha e sobre esta a Formação Barreiras recobre o morro. (altura aproximada da bancada de calcário 12m).

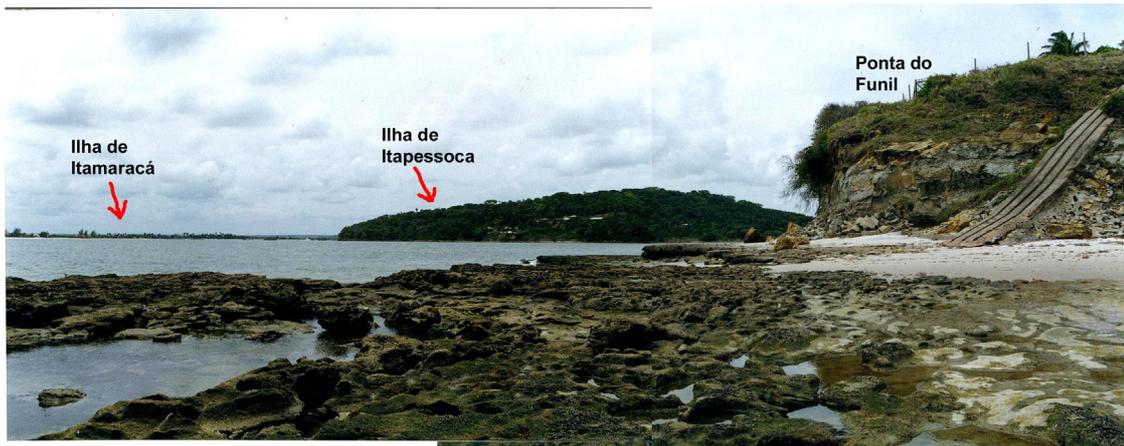


Foto V.39 - Vista da ilha de Itamaracá, Ilha de Itapessoca e dos afloramentos da Ponta do Funil (ver mapa na Figura V.1.). Em Itamaracá existem afloramentos da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha. Na Ilha de Itapessoca existem calcários apenas da Formação Gramame, inclusive é nesta ilha onde se encontra a Mina Itapessoca.

As possíveis marcas de escavação presentes na Ponta do Funil foram mencionadas por Albertão (1993) como *swaley*, marcas de escavação e preenchimento côncavas, provocadas por ondas e correntes. Estas marcas podem ser comparadas às escavações e truncamentos observados nas minas Cipasa e Itapessoca. Estas marcas indicam a escavação por correntes de fundo e ondas durante eventos de tempestades de maior energia; porém, estruturas associadas como *hummockys* não foram claramente identificadas. Existem pequenas feições em forma de laminações truncadas, dentro das camadas de calcário, que se assemelham a truncamentos e ondulações de *hummockys*, mas não há a preservação de estruturas HCS claramente evidenciadas (Fotos V.40 e V.41)



Foto V.40 - Aspecto da bancada de calcário na Ponta do Funil. A parte superior apresenta cor amarelada devido ao intemperismo e recristalização. Abaixo vê-se uma camada de calcário sobreposta a um nível de calcário margoso. Existe um tipo de contato que sugere ondulações ou superfícies de escavações por correntes.

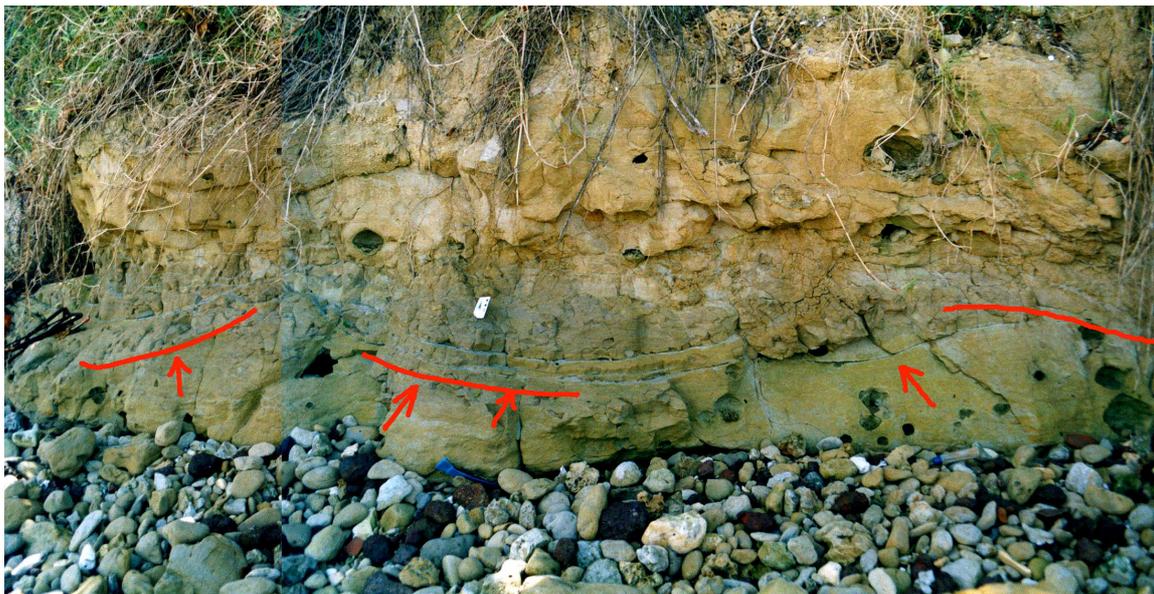


Foto V.41 - Base da camada de calcário margoso visto na foto anterior. Notar as feições de escavação e preenchimento (*Swaley?*), presentes em quase toda a extensão aflorante. Os depósitos desta foto são da Formação Gramame. O acamamento do afloramento parece sofrer uma inclinação, não deposicional, na direção nordeste.

As características sedimentares da brecha carbonática mostram-se bem semelhantes às encontradas na camada da base da Formação Maria Farinha na Mina Poty: o contato brusco, a acumulação detrítica na base e uma tendência à granodecrescência são idênticas. Contudo, algumas diferenças são bastante visíveis no que diz respeito ao ambiente deposicional que predominava nesta localidade em relação ao ambiente que predominava na Mina Poty, quando da deposição da camada que serve como marco estratigráfico.

Na Ponta do Funil, o topo da Formação Gramame é marcado pela presença de *Ophiomorpha* (escavações verticais e subhorizontais) ao invés de *Thalassinoides* (escavações horizontais); o que evidencia que este era um ambiente bem mais raso, sob o domínio de ondas de bom tempo e de tempestade. É um registro mais proximal da Formação Gramame. As características sedimentológicas da Formação Gramame, nas proximidades deste marco na Mina Poty, apontam para condições de maior profundidade de deposição na mesma época, sugerindo diferentes condições de batimetria e ambientes entre esta região e a região da Mina Poty. Há nos estratos, logo abaixo da camada brecha carbonática, variado registro de sucessivos eventos de erosão do substrato (com maior energia ambiente), e o preenchimento dos tubos se dá com material carbonático detrítico e bioclastos (Fotos V.42 a V.49).

A presença de *Ophiomorpha* se acentua dos últimos 5m em direção ao topo da Formação Gramame na Ponta do Funil, talvez evidenciando a chegada brusca do evento regressivo ao final do Maastrichtiano.



Foto V.42 - Bloco de calcário mostrando a preservação da bioturbação. Nesta localidade existe uma predominância de *Ophiomorpha*, mas também existem pequenos *Thalassinoides* e *Planolites* (galerias vistas na foto) nas camadas correspondentes à Formação Gramame.



Foto V.43 - Neste trecho do afloramento, na Ponta do Funil, cuja face está voltada para o sul, a bancada possui aproximadamente 9m, e os calcários são apenas da Formação Gramame. Há uma escassez de macrofósseis, assim como verificada nos outros afloramentos do Maastrichtiano Superior. Foram encontrados um cefalópode (*Pachydiscus*), raros gastrópodes, a presença freqüente de *Hemiaster* e de tubos de *Hamulus*. Neste trecho, a Formação Barreiras está diretamente, de forma discordante sobre a Formação Gramame.



Foto V.44 - Neste trecho do afloramento (Ponta do Funil), a bancada possui cerca de 6m. Notar que, no nível de contato discordante com a Formação Barreiras, existe um horizonte detrítico erosivo.

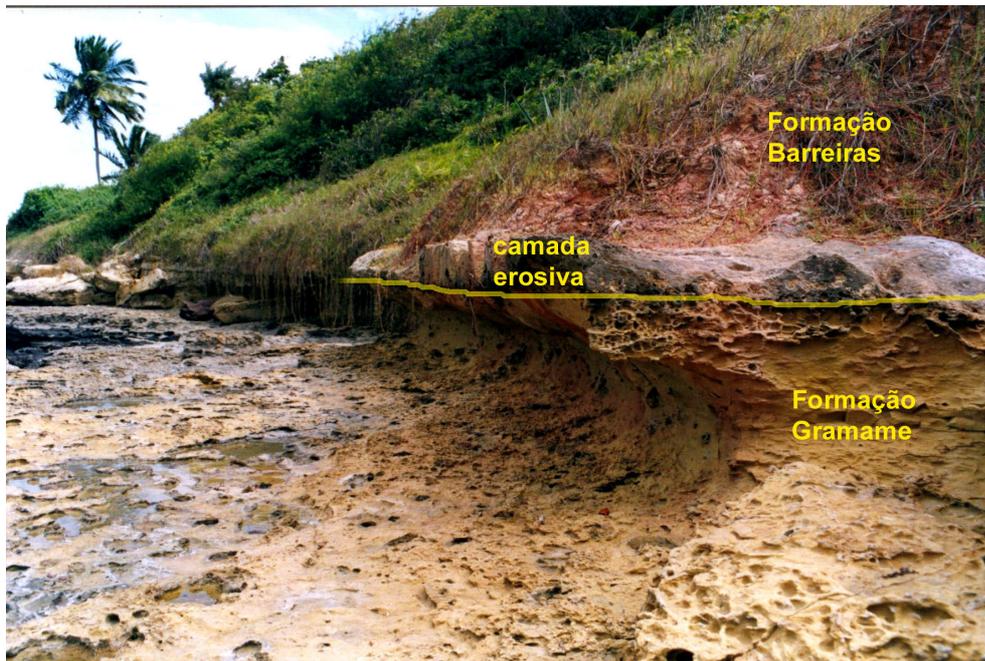


Foto V.45 - Neste trecho, cuja face da bancada está voltada para E, o topo da Formação Gramame está cerca de 2m do nível da praia. Aqui é possível verificar que a camada conglomerática é idêntica à camada registrada na Mina Poty. A continuidade lateral, o aspecto sedimentológico e a espessura (~60cm) são semelhantes; o que revela a ligação das duas ao mesmo evento gerador. Neste trecho exatamente não está preservada a Formação Maria Farinha a partir desta camada conglomerática que marca a sua base.



Foto V.46 - Detalhe da densa bioturbação preservada no topo da Formação Gramame, representada por escavações preenchidas de *Ophiomorpha*. Notar que a bioturbação é completamente interrompida pela camada maciça que representa um evento de deposição muito rápida (minutos ou horas); o que impediu a bioturbação posterior no interior da camada. Existem indícios de bioturbação no topo brecha carbonática.

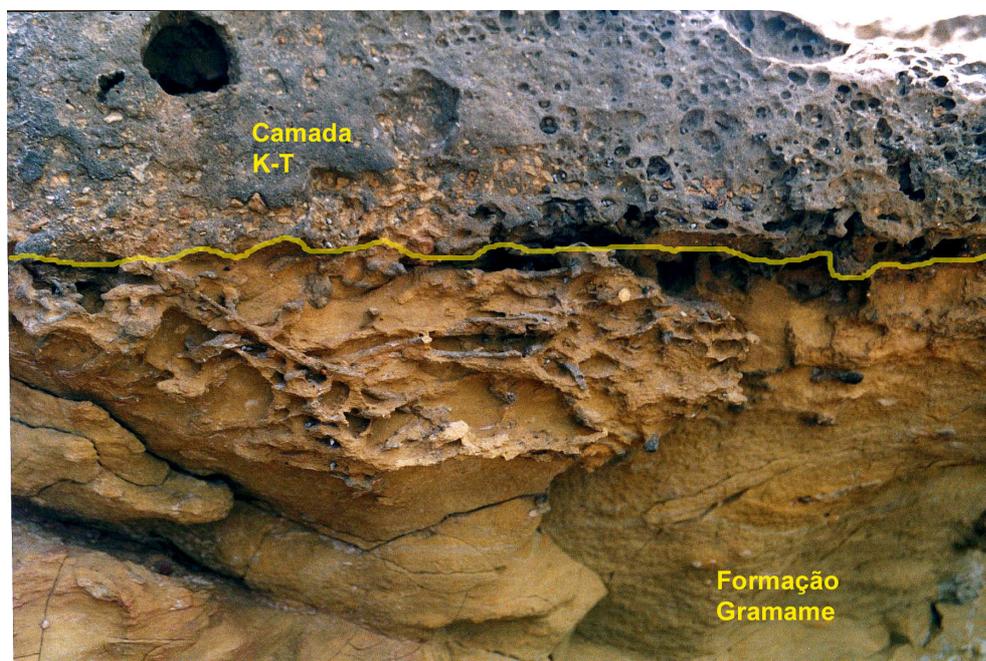


Foto V.47 - Notar o contato irregular da camada conglomerática, atribuído a um *tsunami* de grande magnitude na passagem K-T da Bacia Paraíba, por (Albertão, 1993). A base da camada é conglomerática (observar lado esquerdo), e o tamanho dos clastos diminui em direção ao topo. Abaixo da brecha carbonática, base da Formação Gramame, existem vários tubos de *Ophiomorpha* preenchidos por material siltico e até conglomerático; isto foi interpretado como sucessivos eventos de preenchimento episódico dos tubos provocado por tempestades anteriores ao grande evento K-T, cujas proporções são impressionantes.

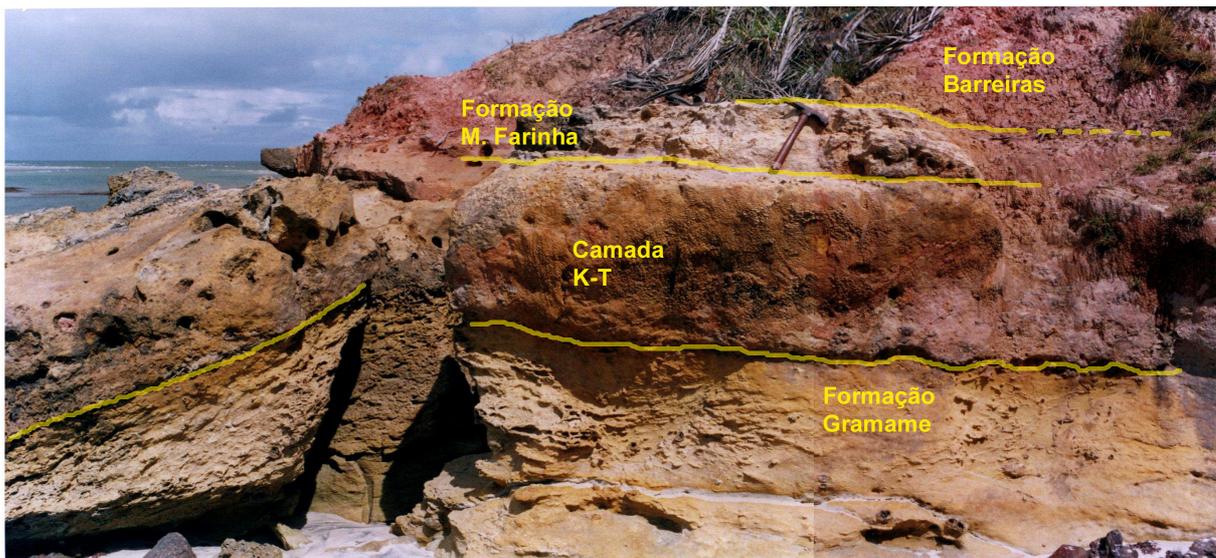


Foto V.48 - Neste local existe o contato entre o topo da Formação Gramame e a brecha carbonática que marca a base da Formação Maria Farinha. Sobre a camada há um vestígio da Formação Maria Farinha, que está coberto pela Formação Barreiras.

A fauna de moluscos preservados em alguns blocos encontrados na área da Ponta do Funil indicou que estes blocos pertenciam à Formação Maria Farinha. Foi possível constatar uma grande quantidade de bivalvíos, gastrópodes e pequenos corais solitários preservados em forma de moldes internos e externos (Fotos V.49 e V.50). Também aparecem freqüentemente *Ophiomorpha* e *Planolites*?. As características de preservação das conchas nesses blocos atribuídos à Formação Maria Farinha aponta para uma maior desarticulação das valvas e para o empilhamento imbricado de conchas; o que sugere um ambiente de maior energia com constante agitação do fundo. Isto também é sugerido pela presença de *Ophiomorpha*, que é atribuída a ambientes com constante transformação do substrato superficial, e que poderia caracterizar a icnofácies *Skolithos* (Buatois *et al.*, 2002).

As características da Formação Maria Farinha na Ponta do Funil, se aproximam das características observadas nos depósitos da mesma formação que ocorrem na praia de Jaguaribe, no extremo norte da ilha de Itamaracá. As características sedimentológicas desses depósitos, na Ponta do funil e em outros afloramentos onde existem esses calcários da Formação Maria Farinha, sugerem um ambiente raso, lagunar a recifal, com substrato duro, carbonático, colonizado por algas e corais.

Uma das características dos depósitos carbonáticos rasos associados a bancos recifais, ou frentes recifais, é a descontinuidade lateral desses depósitos (Tucker & Wright, 1990). Este fenômeno é observado nos depósitos que Beurlen (1967a, 1967b) designou de Formação Maria Farinha Superior. Esses calcários dolomíticos ou não com características recifais

formam os bancos que afloram ao longo da linha de litoral, nas praias de Pernambuco e da Paraíba.



Foto. V.49 - Bloco calcário da Formação Maria Farinha encontrado na Ponta do Funil. Este bloco mostra uma grande variedade de moldes de moluscos preservados; o que contrasta com a escassez de fósseis nas camadas abaixo da passagem K-T. O mesmo fenômeno é observado na seção K-T da Mina Poty.



Foto V.50 - Bloco de calcário da Formação Maria Farinha encontrado na Ponta do Funil. Notar a grande quantidade de moldes de moluscos preservados na rocha. Acima à direita é possível perceber o acúmulo de várias valvas desarticuladas. O aspecto de preservação das conchas parece caótico, mas localmente o acúmulo é orientado por corrente.

Os calcários que ocorrem no litoral da Paraíba, entre as praias de Jacumã e Tambaba afloram de maneira descontínua ao longo da linha de litoral. A fauna de moluscos verificada nesses depósitos sugerem uma possível extensão da unidade até o Eoceno, porém sem conclusões definitivas (Almeida, 2000).

Estes calcários são a prova de que a descida do nível do mar após o final do Maastrichtiano reduziu o domínio marinho sobre a bacia. A partir dessa época, a plataforma Gramame ficou exposta, foi erodida e, após o estabelecimento do mar em seu nível mais baixo, depositaram-se os bancos de calcário recifal na zona antes sob domínio de plataforma mais profunda, a exemplo de franjas costeiras, com lagunas costeiras, bancos de recifes coralíneos e *beachrocks*. As Fotos (V.51 a V.56) mostram detalhes desses afloramentos principalmente nas praias de Jacumã, Coqueirinho e Tabatinga. Nesses afloramentos há indícios de retrabalhamento por ondas, não só ondas de tempestade, mas principalmente ondas de tempo bom, em um ambiente raso, agitado, com substrato duro, ou semiconsolidado, que permitia a fixação de organismos perfuradores de substrato duro, como foi verificado por Almeida (2000).



Foto V.51 - Aspecto de afloramento de rochas carbonáticas na praia de Coqueirinho na Paraíba. Os afloramentos geralmente estão dispostos dessa forma, não há uma continuidade lateral dos depósitos. Os afloramentos avançam em direção ao mar, ficando expostos durante a maré baixa.



Foto V.52 - Aspecto de afloramento entre as praias de Coqueirinho e Tabatinga, no litoral da Paraíba. A ação do intemperismo provocado pelo mar causa este aspecto ruiforme aos depósitos.



Foto V.53 - Detalhe do afloramento visto na foto V.51. Notar a ocorrência de uma superfície de contato erosivo entre duas bancadas. O afloramento apresenta intensa bioturbação preservada. O icnogênero dominante é *Ophiomorpha nodosa* (Almeida, 2000). Quase ao nível da areia, há outra descontinuidade menos evidente.



Foto V.54 - Afloramento entre as praias de Coqueirinho e Tabatinga. Notar a mesma característica de acamamento horizontal das superfícies de descontinuidade entre as bancadas. A erosão diferencial acaba expondo as tramas da bioturbação preservada nos depósitos, exibindo a preservação de sucessivos níveis de tramas de galerias escavadas no substrato.



Foto V.55 - Detalhe do afloramento mostrado na Foto V.51. Notar uma camada convoluta-ondulada na base do afloramento visto na Fig. V.53. Aparentemente, sugere um evento erosivo (descontinuidade) com indício de retrabalhamento por corrente (tempestito?). Feições como esta são freqüentes nesses afloramentos.



Foto V.56 - Detalhe do afloramento exibindo intensa bioturbação preservada. A grande quantidade de tubos e fragmentos de tubos preservados sugere a ação de organismos e o sucessivo soterramento e preenchimento dessas escavações por eventos de ondas de tempo bom e de tempestade (Walker, 1984; Brett *et al.*, 1997; Buatois *et al.*, 2002). A erosão diferencial acaba por remover a matriz carbonática, de material mais fino, que suporta os tubos, restando essa trama de tubos sobrepostos.

CAPÍTULO VI

SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PALEOBATIMETRIA DAS UNIDADES GRAMAME E MARIA FARINHA

Levando-se em conta o que foi discutido no capítulo anterior, é possível estabelecer algumas conclusões a respeito dos sistemas deposicionais atuantes durante a deposição das unidades Gramame e Maria Farinha. O ambiente deposicional da Formação Gramame tratar-se-ia, então, de um ambiente marinho raso, de média à baixa energia, sujeito à ação de eventos de tempestades e eventuais *tsunamis*, que acabavam por agitar o fundo, constituído essencialmente de lama carbonática rica em bioclastos.

Já a Formação Maria Farinha apresenta peculiaridades, devido ao fato de ter sido depositada, ou parcialmente depositada, durante um evento regressivo. Assim, existem depósitos desta unidade com características semelhantes às características gerais que dominam na unidade Gramame, e existem depósitos da Formação Maria Farinha que guardam muitas diferenças, pois indicam um ambiente recifal a lagunar, muito agitado, de alta energia e com indícios de colonização biológica de substrato duro, como colônias de algas, corais e moluscos perfuradores e incrustantes (Almeida, 2000).

A determinação das icnofácies poderia ajudar na caracterização desses sistemas deposicionais que dominaram cada um desses ambientes. A utilização de icnofácies como ferramenta na inferência de paleobatimetrias é tratada com cautela (Walker, 1984, Buatois *et al.*, 2002), porém a utilização de outras características, como dados sedimentológicos e paleontológicos, pode fornecer interpretações bastante razoáveis, apesar de não ser possível inferir valores absolutos de profundidade de deposição.

Muniz (1977) atribuiu a icnofácies Cruziana aos estratos da Formação Maria Farinha Inferior que ocorrem na Mina Poty, este fato se deu principalmente a determinação da presença de *Thalassinoides*. Também Muniz (1993) sugere a icnofácies *Cruziana* para a Formação Gramame. A determinação da icnofácies Cruziana para a Formação Gramame é razoável e compatível com suas características observadas em grandes exposições desta unidade. Porém o mesmo não ocorre com a Formação Maria Farinha devido a variação dos ambientes responsáveis pela deposição de seus estratos.

Na seção da Mina Poty, é possível observar certa semelhança entre os estratos da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha, embora essa última passe gradativamente de calcários e margas para calcários com forte influência terrígena no topo da seção, como mostrado antes. Estes depósitos da Formação Maria Farinha, na Mina Poty, possuem, em termos gerais, a mesma icnofácies da Formação Gramame, que seria a icnofácies *Cruziana*. Já os depósitos da Formação Maria Farinha Superior, que afloram de forma irregular na linha de litoral em Pernambuco e principalmente na Paraíba, apresentam características bem distintas, tanto com relação aos componentes de icnofácies, quanto sedimentológicas, como mostrado antes.

As coletas realizadas pela pesquisa revelaram que os estratos carbonáticos da Formação Gramame, principalmente nas minas visitadas e nos testemunhos observados (Projeto Fosfato CPRM), caracterizam realmente a icnofácies *Cruziana*, de acordo com Walker (1984).

A icnofácies *Cruziana* é caracterizada por substratos inconsolidados de ambientes de baixa à média energia, depositados em águas rasas, abaixo do nível de base de ondas de bom tempo e acima do nível de base de ondas de tempestade, podendo também ocorrer em ambientes de baixa energia de águas mais profundas (Walker, 1984).

Essa icnofácies, geralmente, está associada a ambientes de águas rasas com influências clástica, marés, lagunas e plataformas continentais abertas e com a ocorrência de *hummockys* e *ripples* que são produzidos a partir da ação de correntes e de ondas de tempestade. As características dessa icnofácies observadas em depósitos antigos e recentes incluem acamamentos delgados de silte e areia, níveis de conchas (*shell beds*) e lama e intercalações de lama, areia e silte bem selecionados. Sedimentos estuarinos associados a essa icnofácies incluem várias combinações de acamamentos *wavy*, *lensing* e *flaser* (Walker, 1984). Essas informações não combinam estritamente com os depósitos da Formação Gramame, pela quase total ausência de elementos terrígenos clásticos, tanto nos afloramentos quanto em lâminas petrográficas. Assim a plataforma Gramame guarda condições de ambiente raso, porém com ausência de clásticos a exemplo de plataforma profunda. Esses fatos fazem a Bacia Paraíba um exemplo de peculiaridades.

A icnofácies *Cruziana* ainda inclui a ocorrência de organismos suspensívoros e detritívoros, carnívoros vágeis e escavadores. A baixa energia no ambiente, as condições mais estáveis de temperatura e de salinidade fazem com que as escavações dos organismos tendam a ser horizontais ao invés de verticais; mesmo assim, escavações verticais também podem ocorrer (Walker, 1984). Essa característica é típica dos estratos da Formação Gramame, onde a quase totalidade das escavações, principalmente representadas por *Thalassinoides* e

Planolites, são horizontais. Essas escavações, em grande parte, são atribuídas a calianassídeos, cujos fragmentos e eventuais carapaças inteiras, frequentemente, ocorrem preservados nos mesmos estratos (Fotos VI.1 a VI.4).

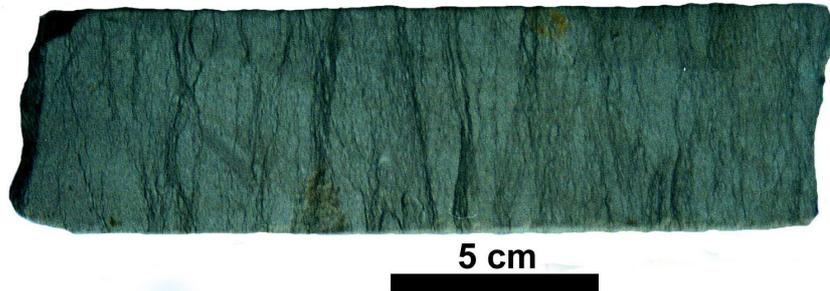


Foto VI.1 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE (Fm. Gramame) em Igarassu (ver mapa de localização dos poços na Fig. V.1). Seção de carbonatos wackestones (biomicritos) com intensa bioturbação horizontal.



Foto VI.2 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE em Igarassu. Entre icnogêneros presentes na bioturbação é possível distinguir *Thalassinoides* e *Planolites*. (Fm. Gramame).

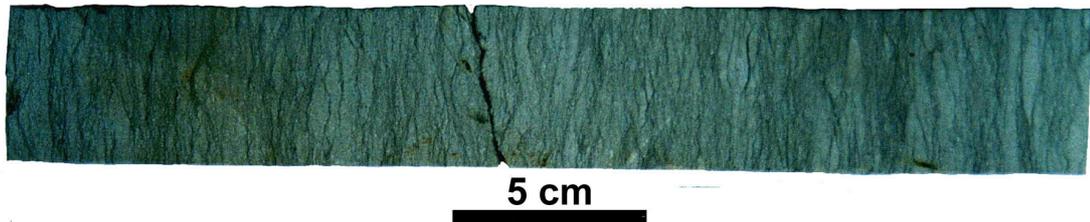


Foto VI.3 - Testemunho do Furo 1 IG-03-PE em Igarassu. Notar a perturbação do sedimento em todo o testemunho. A intensa bioturbação indica a ação de organismos no substrato macio, inconsolidado e oxigenado (Fm. Gramame).

As condições de deposição (Fotos VI.1, VI.2, VI.3) sugerem um sistema marinho de plataforma intermediária a rasa, de areias e lamas carbonáticas compondo um substrato macio intensamente revolvido por organismos da infauna. Na Foto VI.3, é possível ver que não há preservação de estruturas primárias como possíveis laminações ou outras estruturas, devido ao intenso retrabalhamento do substrato realizado pelos organismos. Esse trecho do testemunho apresenta condições bastante homogêneas mostrando a permanência de condições de oxigenação no substrato (ver Foto VI.4). Em alguns testemunhos, ocorrem níveis com a

bioturbação condensada em horizontes sobre níveis sem bioturbação expressiva, indicando a ação de eventos de tempestade que produziam sedimentação episódica, que reduzia o nível de oxigenação em camadas mais internas do substrato, assim, gerando níveis com menor intensidade da ação dos organismos escavadores (ver Foto. V.17, no Capítulo V).



Foto VI.4 - Detalhe do testemunho 1 IG-03-PE (Formação Gramame). Notar a seqüência de calcários bioturbados, vistos em detalhe anteriormente. Esse padrão é observado também em todos os afloramentos visitados. Embora a intensidade varie, e a diversidade de icnogêneros seja baixa, há sempre razoável bioturbação nesses calcários.

Em alguns poços, verificaram-se intercalações no contato entre a Formação Itamaracá e a Formação Beberibe. No contato entre as Formações Itamaracá e Gramame, as intercalações são freqüentes apenas nas sub-bacias Alhandra e Miriri; enquanto que na sub-bacia Olinda, o que ocorre freqüentemente é uma rápida passagem da fácies transicional para a seção carbonática franca. A passagem ocorre geralmente limitada no topo da Formação Itamaracá por um horizonte clástico-carbonático, fosfático com granodecrescência que varia de espessura (ver Foto VI.5), conforme também é exemplificado pelos perfis de raios gama (Fig. V.7 e V.8). Apesar de não ter sido constatado interdigitações expressivas entre as Formações Itamaracá e Gramame, nos poços do Projeto Fosfato, referentes à Sub-bacia Olinda. É preciso destacar que, os poços do Projeto Fosfato, foram perfurados sobre o que seria a área proximal

de borda da bacia, as condições em áreas mais distais da bacia podem apresentar características diferentes, ainda desconhecidas.



Foto VI.5 - Detalhe do testemunho 1 IG-03-PE. Notar a passagem (seta na foto à esquerda) da Formação Itamaracá, representada pelo arenito fino, escuro, argiloso, carbonático com nódulos argilosos (à esquerda na caixa) e contendo restos de conchas, para a Formação Gramame, representada por calcários de cor cinza claro, bastante bioturbados (foto do testemunho à esquerda e detalhe da parte inferior da caixa).

A variação de características sedimentológicas aparece ao se observar os diferentes depósitos da mesma unidade ao longo de toda a bacia. Devido ao controle tectônico que atuou de forma diferencial nas sub-bacias, é possível perceber a ocorrência de diferentes fácies com ambientes mais rasos ou mais profundos ao longo de uma plataforma carbonática contínua. Ao se comparar as características do testemunho 1 IG-03-PE (Foto VI.5) que é da região de Igarassu na sub-bacia Olinda, com o testemunho 3 LU-02-PB da região de Lucena na sub-bacia Miriri (Foto VI.6), é possível perceber variações faciológicas; porém, as características da icnofácies se mantêm semelhantes em ambos os casos, embora menos intensa nos calcários da Paraíba. A bioturbação apresenta baixa diversidade e basicamente os mesmos componentes.



Foto VI.6 - Detalhe do testemunho 3 LU-02-PB de Lucena, Paraíba. Notar a menor intensidade de bioturbação, embora os gêneros aqui presentes sejam basicamente os mesmos observados no testemunho 1 IG-03-PE, destacando-se grandes tubos *Thalassinoides*, e *Planolites* menores. O calcário aqui é mais compacto, com níveis argilosos (Formação Gramame). Existem níveis com horizontes de maior intensidade da bioturbação e níveis menos bioturbados. A cor amarela do lado esquerdo é resultado apenas do intemperismo que afeta a porção mais superior dos depósitos, mas trata-se da mesma rocha vista à direita de cor cinza.

Na Foto VI.7, estão apresentados 3 detalhes de testemunho da sondagem SRC-07 PE, da sub-bacia Olinda, em Pernambuco (ver Fig. V.1). Esta região é próxima ao Alto de Goiana (ver Fig. V.6), na divisa das sub-bacias Olinda e Alhandra. Vê-se no detalhe a ocorrência de bioturbação acentuada com as mesmas características dos testemunhos vistos anteriormente, porém trata-se de calcário com maior influência de argila e matéria orgânica, de coloração escura, depositado em ambiente calmo. A bioturbação é dominada por *Thalassinoides*, contendo outros icnogêneros menos frequentes como *Planolites*.

As características gerais mostradas nas Fotos VI.1 a VI.7 indicam o domínio da icnofácies *Cruziana*. As escavações foram produzidas em substrato macio preferencialmente na posição horizontal; o que é característico dessa icnofácies (Walker, 1984).

Quando os substratos estão expostos à alta energia, e à transformação constante do ambiente, as escavações tendem a ser verticais ou subverticais com estruturas de escape.



Foto VI.7 - Detalhe do testemunho SRC-07 PE (ver mapa de localização dos furos Fig. V.1). Notar a ocorrência de grandes *Thalassinoides* e *Planolites*. O testemunho mais à direita possui um fragmento de concha (ostreídeo) cortado em seção. A ocorrência de níveis mais argilosos com intensificação da bioturbação, de cor escura, ocorre em toda a seção carbonática desse furo (Formação Gramame).

A diversidade dos icnogêneros nas porções média e superior da Formação Gramame é baixa (Fotos VI.8 a VI.12), o que combina com a baixa diversidade de macrofósseis também verificada nesses estratos.

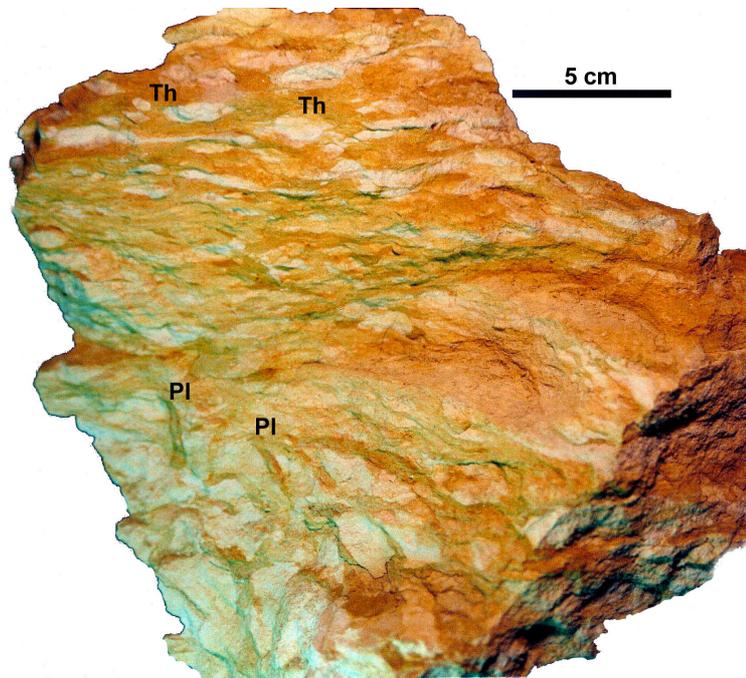


Foto VI.8 - Bloco de calcário contendo vários níveis de escavações, coletado na Mina João-Sara em Alhandra, Paraíba. (Th - *Thalassinoides*, PI - ?*Planolites*). A cor amarela é resultado do intemperismo.

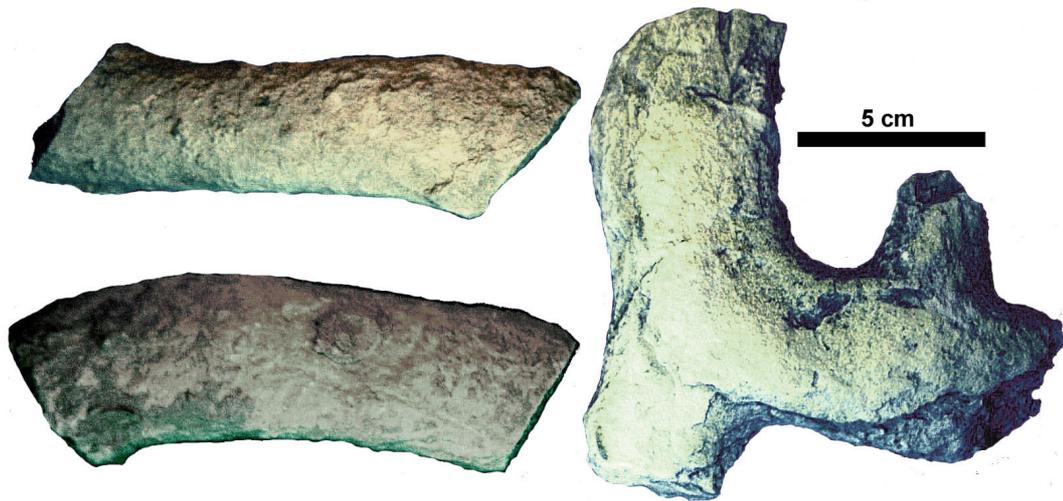


Foto VI.9 - Escavações *Thalassinoides* preservadas em forma de moldes internos dos tubos. As seções são elípticas podendo também ocorrer quase circulares. Os tubos normalmente se ramificam em Y ou em T. Estes fragmentos são facilmente encontrados preservados nos níveis argilosos e *shell beds* intercalados nos calcários da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha Inferior na Mina Poty.



Foto VI.10 - Bloco de calcário coletado na Pedreira João-Sara em Alhandra, Paraíba. Preservação de tubo com seção cilíndrica em forma de círculo espiralado - *Gyrolithes*. (Formação Gramame). A cor amarelada é devido ao intemperismo na rocha.

Segundo Pemberton & MacEachern (1996), *Thalassinoides* e *Gyrolithes* são interpretados como escavações de calianassídeos que ocorrem em zonas da bacia onde há uma boa oxigenação do substrato.

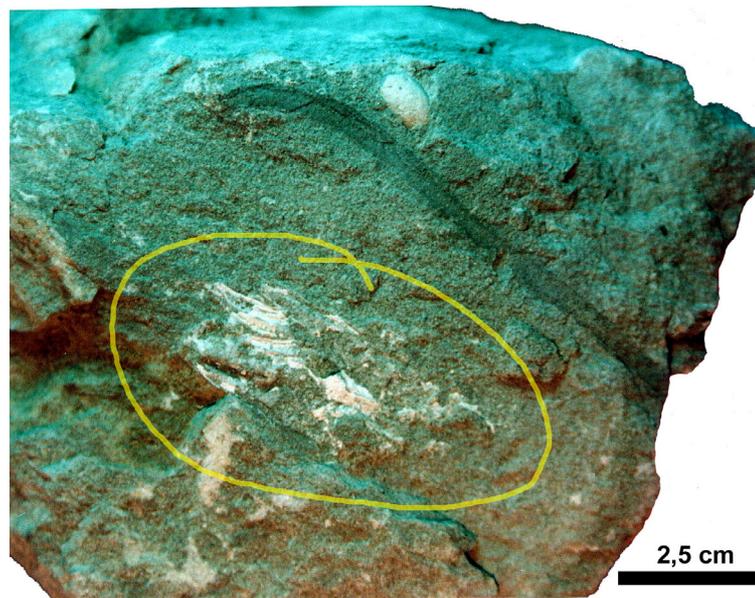


Foto VI.11 - Bloco de calcário coletado na Pedreira Itapessoca em Pernambuco (ver mapa de localização Fig. V.1). Notar a presença de tubo preenchido por material escuro (parte superior da foto) ?*Planolites/Paleophycus*. O círculo amarelo demarca a ocorrência de fragmentos de decápode.

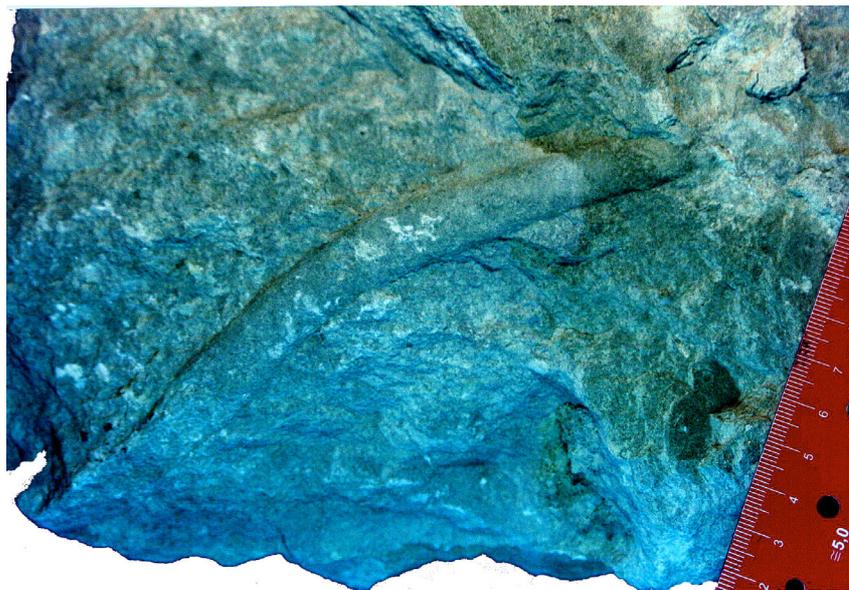


Foto VI.12 - Bloco de calcário coletado na Ilha de Itamaracá (Fazenda Olho D'água). Tubo de seção semicircular um pouco curvado ?*Planolites/Paleophycus*.

Na Formação Maria Farinha Superior, como definiu Beurlen (1967a, 1967b), os calcários recifais que ocorrem de forma descontínua, ao longo da faixa de litoral de Pernambuco e da Paraíba, exibem componentes característicos de ambiente marinho raso, rico em colônias de corais e algas.

A dominância do icnogênero *Ophiomorpha* nos calcários da Formação Maria Farinha Superior, ao invés do icnogênero *Thalassinoides*, determina uma mudança na batimetria deposicional desses calcários em relação à Formação Maria Farinha Inferior. Enquanto na

Formação Gramame e na Formação Maria Farinha Inferior predomina a icnofácies *Cruziana* (Muniz, 1977; Muniz, 1993), com escavações preferencialmente horizontais, devido à baixa energia do ambiente, nos depósitos de águas bem mais rasas da Formação Maria Farinha Superior, as escavações passam a ser subverticais a verticais, com estruturas de escape, o que indica o aumento na energia do ambiente.

A partir das observações dos aspectos sedimentológicos dos depósitos e dos icnogêneros mais freqüentes nos afloramentos dos calcários da Formação Maria Farinha Superior, sugere-se a icnofácies *Skolithos* (Walker, 1984), incluindo ocorrências de calcários da Formação Maria Farinha superior nas praias de Jaguaribe, Ponta do Funil e Ponta de Pedras em Pernambuco. Esta icnofácies caracteriza ambientes sobre constante domínio de alta energia de ondas ou correntes e mudanças abruptas nas taxas de deposição, onde erosão e retrabalhamento são freqüentes.

As relações entre as condições de agitação da água, de transporte de sedimento e de distribuição dos organismos fazem com que a maioria dos geradores de bioturbação desse ambiente sejam suspensívoros. Os organismos tendem a construir escavações mais profundas, que se tornam habitações mais ou menos permanentes. Devido à constante remoção de sedimento, as galerias tendem a ter o revestimento das paredes reforçado; o que implica em paredes mais espessas. Esses revestimentos consistem em camadas de muco, pelotas fecais, areia aglutinada ou material quitinoso. Grande parte das galerias solitárias são verticais, sendo que os sistemas de galerias mais profundos possuem componentes de ligação semi-verticais (Walker, 1984).

Por causa da constante escavação do substrato, muitas galerias podem ser truncadas ao longo de planos de erosão. Com a renovação da deposição, muitas galerias podem gradar para estruturas de escape ou rearranjo das porções aperturais dos tubos. A icnofácies *Skolithos* normalmente gradada para zonas de supramaré ou terrestres, de praias e lagoas; em direção à zona marinha de offshore, passando para a icnofácies *Cruziana*.

Onde há substrato suficiente, a icnofácies *Skolithos* pode reunir ou se intercalar lateralmente com as icnofácies *Glossifungites* e a icnofácies *Trypanites*. Misturas ou ecótonos das icnofácies *Skolithos-Cruziana* são comuns em depósitos antigos e recentes (Walker, 1984).

Pemberton & MacEachern (1996) associam os elementos característicos da icnofácies *Cruziana* à ocorrência de comunidades bentônicas estáveis, enquanto que a icnofácies *Skolithos* representa o florescimento de uma comunidade oportunista em um ambiente instável, fisicamente controlado por um alto nível de *stress*. Essa tendência foi reconhecida

em pesquisa que envolveu 15 seções siliciclásticas cretáceas de depósitos de *shoreface* dominados por eventos de tempestades. Nesses depósitos, os intervalos de "tempo bom" correspondiam às características da icnofácies *Cruziana* com maior diversidade de icnogêneros, enquanto que os intervalos de domínio de tempestades possuíam baixa diversidade com predominância de *Ophiomorpha nodosa*, *Skolithos* e *Arenicolites*.

A icnofácies *Skolithos* caracteriza condições de litoral inferior à sublitoral, tipicamente condições de *foreshore* a *shoreface* (Fig. VI.1). Ainda em registros pós-paleozóicos, o icnogênero *Ophiomorpha* geralmente substitui *Skolithos* como elemento característico da icnofácies *Skolithos* devido à radiação mesozóica dos crustáceos decápodes (Buatois *et al.*, 2002).

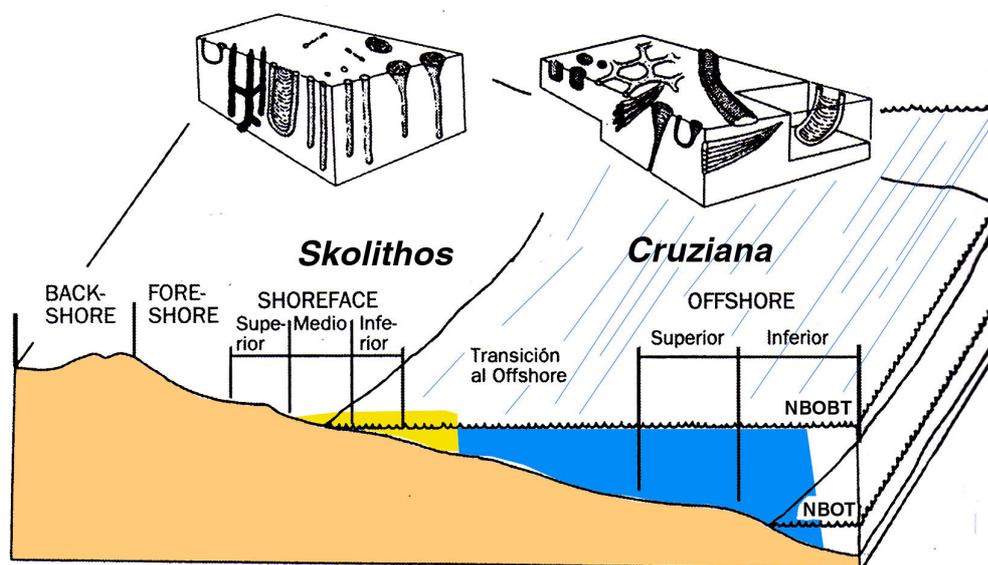


Fig. VI.1 - Bloco diagrama mostrando os domínios das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* e a sucessão *onshore-offshore* em costas dominadas pela ação de correntes e ondas. NBOBT - nível de base de ondas de bom tempo; NBOT - nível de base de ondas de tempestade. (Buatois *et al.*, 2002).

Almeida (2000) identificou nos calcários atribuídos à Formação Maria Farinha Superior, na região de litoral entre Jacumã e Tambaba, depósitos classificados pelo autor como núcleos recifais e frentes recifais, característicos de ambientes de recifes costeiros e lagunas rasas. O autor identificou ainda a ocorrência dos icnofósseis *Trypanites*, *Entobia*, *Caulostrepis*, *Rogerella* e *Gastrochaenolites*. Estes icnogêneros correspondem a perfurações produzidas por organismos variados em substratos consolidados, carbonáticos ou líticos de costões rochosos, recifes, *hardbottom* e *beachrocks*. Os icnogêneros encontrados sugerem a provável ocorrência das icnofácies *Trypanites* ou *Entobia* de acordo com Fernandes *et al.*, (2002) e Walker (1984). Porém, Almeida (2000) não chegou a determinar uma icnofácies específica para esses depósitos da Formação Maria Farinha Superior.

Como não há estudos suficientes a respeito desses depósitos, prefere-se no momento atribuir ao conjunto desses calcários a icnofácies *Skolithos*, devido ao contexto observado em todos os afloramentos estudados pela pesquisa, tanto na região do litoral da Paraíba quanto em afloramentos semelhantes encontrados no litoral de Pernambuco.

Contudo, duas hipóteses podem ser propostas com relação aos icnogêneros descritos por Almeida (2000) nos depósitos recifais da Formação Maria Farinha Superior: a) uma transição da icnofácies *Skolithos* para a icnofácies *Trypanites* ou *Entobia*, mostrando condições de *shoreface* ainda mais rasas que *Skolithos*, ainda que esta ocorrência de *Trypanites* possa ter sua ocorrência reduzida aos últimos depósitos da fase regressiva ou pós-regressiva; b) a possibilidade da sobreposição das icnofácies *Skolithos* e *Trypanites*, de forma que podem ocorrer variações laterais e intercalações, devido à variação da paleogeografia.

Como existe a necessidade de maiores detalhes com relação a esses depósitos da Formação Maria Farinha Superior, prefere-se generalizar uma icnofácies para esses depósitos assumindo-lhes a icnofácies *Skolithos*. As Fotos VI.13 e VI.14 mostram exemplos das características icnofaciológicas associadas a esses depósitos. Notar que a presença de *Ophiomorpha* é constante e abundante nos afloramentos.

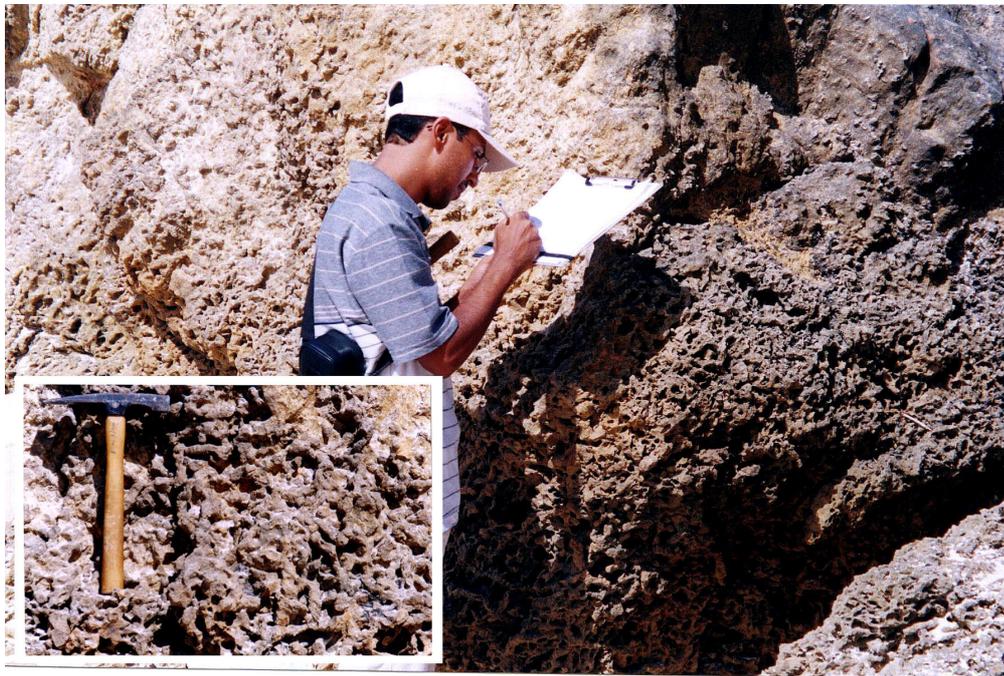


Foto VI.13 - Detalhe de afloramento da Formação Maria Farinha na Praia de Coqueirinho, Paraíba. Notar a intensa trama de galerias de *Ophiomorpha*, preservada nas rochas carbonáticas da Formação Maria Farinha, nessa localidade. Contudo, esse aspecto não possui continuidade lateral nos afloramentos, existindo níveis mais carbonáticos com poucas galerias.

As galerias de *Ophiomorpha* estão arrançadas em verdadeiras tramas de galerias preservadas em níveis sucessivos devido ao constante soterramento. Essas galerias se intercomunicam através de componentes verticais, subverticais e horizontais.



Foto VI.14 - Topo de um afloramento na praia de Coqueirinho, Paraíba, onde foram encontrados vários icnofósseis. Dentre eles, identificamos *Ophiomorpha*, *Planolites/Palaeophycus* e *?Skolithos*.

Nos afloramentos da Ponta do Funil, em Barra de Catuama, Pernambuco, também está registrada a transição entre a Formação Gramame e a Formação Maria Farinha. Esta passagem é marcada por uma camada carbonática com níveis conglomeráticos atribuída a um provável *tsunami* que ocorreu na bacia durante a Passagem K-T (Albertão, 1993).

É interessante comparar as características desse marco estratigráfico nessa localidade, com o registro da mesma transição que ocorre 25 quilômetros ao sul da Ponta do Funil, na Mina Poty. Também nessa outra localidade encontra-se o registro da mesma camada, com características sedimentológicas idênticas, como mostrado no capítulo anterior.

As Formações Gramame e Maria Farinha, na Mina Poty, guardam semelhanças sedimentológicas e icnológicas parecidas, podendo assim lhes ser atribuída a mesma icnofácies *Cruziana* nessa localidade. Porém, na Ponta do Funil, as características vistas na Formação Maria Farinha Inferior, que correspondem neste local a icnofácies *Skolithos*, também ocorrem no topo da Formação Gramame.

Utilizando a camada conglomerática como marco estratigráfico, podemos ver que as condições de deposição nos dois locais eram diferentes na mesma época. Enquanto na região da Mina Poty a deposição acontecia em águas mais profundas, onde dominava a ocorrência da icnofácies *Cruziana*, a região da Ponta do Funil estava em área de ambiente marinho, bem

mais raso e proximal, fazendo com que as condições da icnofácies *Skolithos* já se manifestassem ainda durante a deposição dos últimos estratos da Formação Gramame neste ponto da bacia (Foto VI.15).

Também vale a pena salientar que os efeitos da regressão foram mais fortes na região da Ponta do funil. Na região onde está a Mina Poty, houve uma continuidade na deposição da Formação Maria Farinha e os depósitos não mostram evidências tão fortes do raseamento e da erosão provocados pela regressão, salvo nas camadas mais superiores dessa unidade na Mina Poty (cerca de 15m acima da transição K-T), onde vê-se a clara influência terrígena do recuo total do mar (Fotos V.30 a V.32 no cap. V).

A Foto VI.16 mostra o topo da Formação Gramame, logo abaixo da camada conglomerática na Mina Poty, com as mesmas características icnológicas da icnofácies *Cruziana* vista nos afloramentos e nos testemunhos. A Foto VI.17, por sua vez, mostra o topo da Formação Gramame logo abaixo da mesma brecha carbonática na Ponta do Funil, onde as características da icnofácies *Cruziana* são substituídas pelas características da icnofácies *Skolithos*. As características sedimentológicas de ambas as unidades na Ponta do Funil sugerem uma região de deposição *nearshore* a *shoreface*.



Foto VI.15 - Aspecto de bloco calcário da Formação Gramame na Ponta do Funil, contendo *Thalassinoides*, *?Planolites* e *Ophiomorpha*. Notar que as galerias apresentam-se horizontais em sua maioria. Essas características ocorrem em depósitos que ficam a ~4m abaixo da transição K-T, ou seja no topo da Formação Gramame nesses afloramentos.

Na Ponta do Funil, os estratos que antecedem à transição K-T mostram uma gradual substituição de *Thalassinoides* por *Ophiomorpha*, chegando este último icnogênero a ser abundante logo abaixo da transição K-T. Este fato sugere a passagem de um ambiente estável,

de média à baixa energia, sob o domínio de eventuais tempestades, para uma fácies costeira sob ação constante de ondas e de correntes (Walker, 1984; Buatois *et. al.*, 2002) (Fotos VI.16, VI.17).

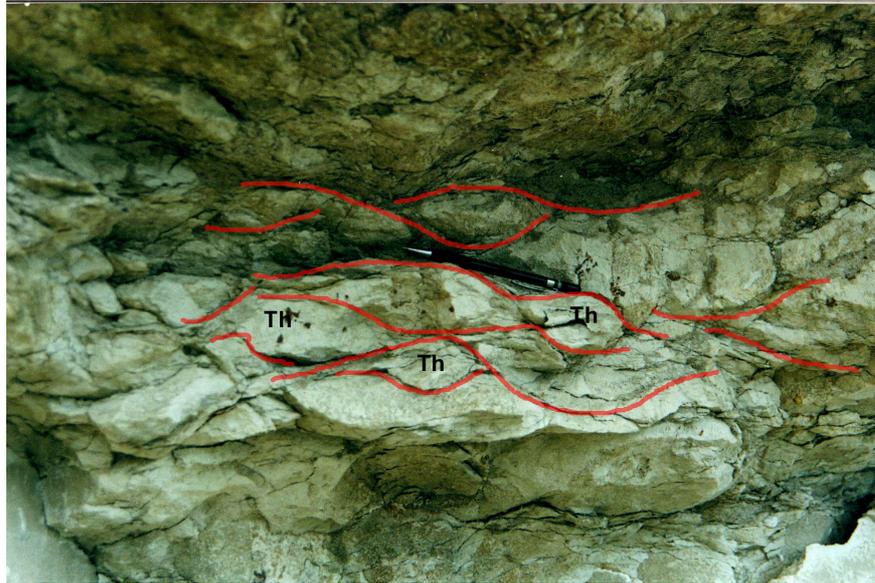


Foto VI.16 - Transição K-T na Mina Poty. A bancada saliente é a base da camada conglomerática que marca o limite das duas unidades. Nota-se, no topo da Formação Gramame em contato com a camada K-T, um calcário (*wackestones*) com estruturas onduladas devido à ação de tempestades, onde estão preservados grandes tubos *Thalassinoides* horizontais. Não há galerias verticais nem *Ophiomorpha*..

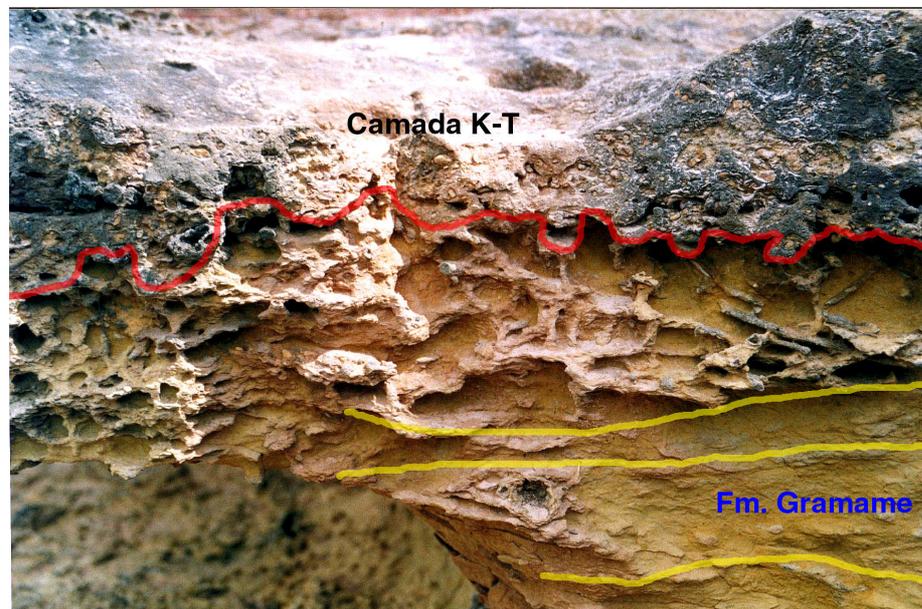


Foto VI.17 - Limite K-T na Ponta do Funil. Notar a camada com contato erosivo e base conglomerática que marca a transição. Abaixo da camada conglomerática ocorre calcarenito com estruturas muito mais evidentes de retrabalhamento por ondas de bom tempo e por tempestades. Ocorrem várias galerias de *Ophiomorpha* verticais, subverticais e horizontais. Aqui não há mais *Thalassinoides*, os tubos estão preenchidos por material carbonático detrítico grosso. Vários tubos estão interrompidos por planos de erosão (linhas amarelas).

As Fotos VI.16 e VI.17 mostram a variação do substrato e das características icnológicas das duas seções nos depósitos da Formação Gramame nas proximidades da brecha carbonática que marca a transição K-T. O que é mostrado nas Fotos VI.16 e VI.17 evidencia algumas questões: a ocorrência de diferentes condições de deposição no mesmo tempo em diferentes pontos da bacia; ao que parece, as características icnológicas encontradas no topo da Formação Gramame na Ponta do Funil mostram a transição da icnofácies *Cruziana* para a icnofácies *Skolithos*, mesmo antes do evento de transição K-T, ou que os efeitos da regressão já eram fortes durante o Maastrichtiano Superior, neste local.

As Fotos VI.18, VI.19 e VI.20 mostram alguns detalhes a respeito das características sedimentológicas e icnológicas da transição K-T na ponta do Funil.

De acordo com os dados expostos, sedimentológicos e icnológicos, formulou-se um modelo de domínio deposicional das duas unidades a partir do modelo de rampas carbonáticas de Burchete & Wright (1992). De acordo com esse modelo entende-se que a deposição da Formação Gramame, de forma geral, se deu em área de plataforma localizada abaixo do nível de base de ondas de bom tempo e acima do nível de base da ação de tempestades. Além disso, os critérios icnológicos apontam a ocorrência da icnofácies *Cruziana* nesses depósitos. A icnofácies *Cruziana* também ocorre abaixo do nível de base de ondas de bom tempo e acima do nível da ação de tempestades (Walker, 1984). Embora, como demonstrado na Ponta do Funil, existe ao menos um exemplo onde os últimos estratos dessa unidade foram depositados sob o domínio da icnofácies *Skolithos*, isto ocorrendo devido a efeitos regressivos já fortemente atuantes em algumas regiões da bacia, ou a paleogeografia da bacia nesta época.

Já a Formação Maria Farinha, devido à natureza regressiva que dominou sua deposição, e à ocorrência reduzida de seus depósitos, possui características mais complexas, e distintas, em pelo menos duas etapas de deposição. Alguns depósitos mostram características da icnofácies *Cruziana*, assim como a Formação Gramame. Já a Formação Maria Farinha Superior, cujos depósitos estão associados ao domínio de mar raso que se estabeleceu a partir da regressão, apontam para transições entre a icnofácies *Cruziana* e *Skolithos*, podendo ainda evoluir para a icnofácies *Trypanites* ou *Entobia*. Este último fato depende de mais estudos para ser melhor compreendido. Assim os depósitos da Formação Maria Farinha Superior parecem ter sido depositados, em sua maioria, entre o nível de base de ondas de bom tempo e a região de litoral *shoreface* ou *nearshore*, sob a influência de recifes e lagunas costeiras (Beurlen, 1967a; 1967b; Almeida, 2000).

O modelo apresentado generaliza essa transição de ambientes que dominaram as duas unidades. Ele foi elaborado a partir do modelo de rampa carbonática de Burchete e Wright

Capítulo VI – Sistemas deposicionais e paleobatimetria das unidades Gramame e Maria Farinha

(1992) e leva em conta os domínios das icnofácies (Walker, 1984; Fernandes *et al.*, 2002; Buatois *et al.*, 2002) (ver Fig. VI.2).

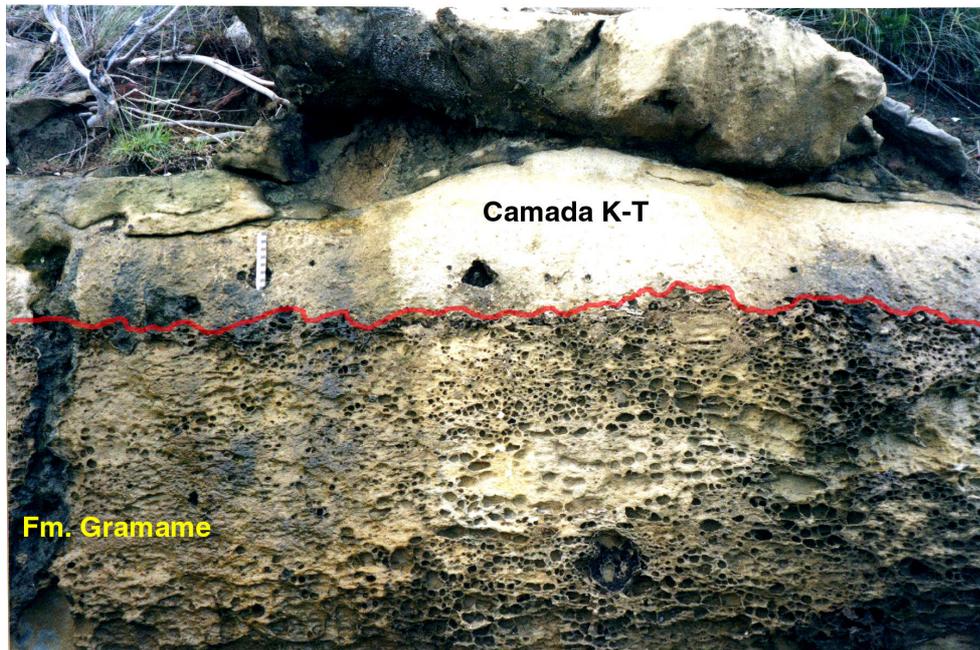


Foto VI.18 - Transição K-T na Ponta do Funil. Notar a intensa trama de *Ophiomorpha* preservada no topo da Formação Gramame antes da camada conglomerática que está na base da Formação Gramame. A camada com aproximadamente 50cm pode ter sido depositada em minutos ou horas. Há uma completa interrupção da bioturbação com a deposição da camada que marca a transição entre as unidades Gramame e Maria Farinha.

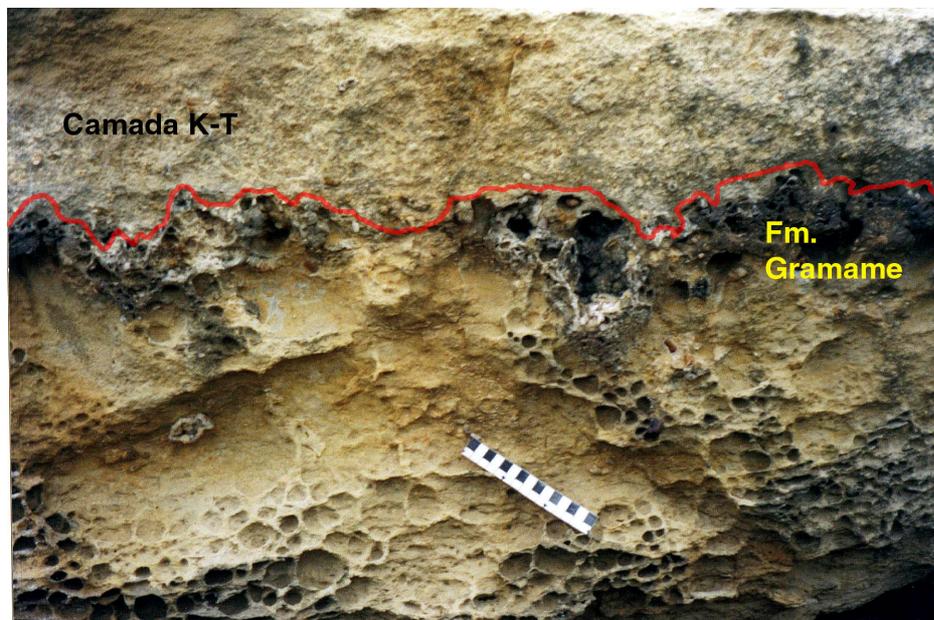


Foto VI.19 - Detalhe do contato erosivo da brecha carbonática que separa as duas unidades. Notar a interrupção das galerias que estão em contato com a base da brecha e o preenchimento dessas galerias com material detrítico da camada.



Foto VI.20 - Notar os planos de erosão das galerias com preservação de alguns trechos, abaixo da camada K-T, vários níveis erodidos estão preenchidos por material carbonático grosso que inclui bioclastos; esses níveis representam eventos anteriores de erosão e deposição por ondas e por tempestades.

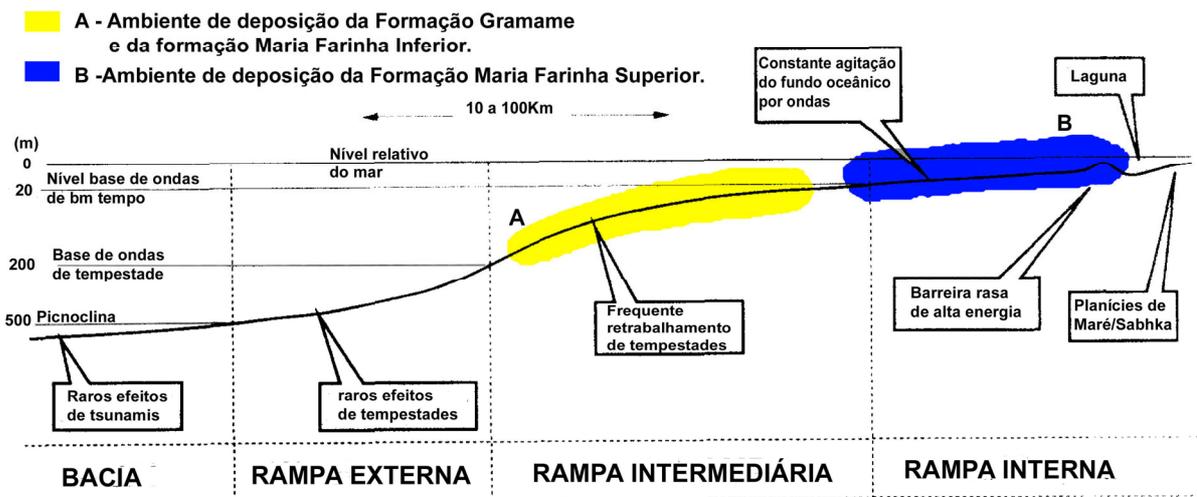


Fig. VI.2 - Modelo que sugere os ambientes deposicionais das unidades Gramame e Maria Farinha na Bacia Paraíba. O modelo reúne os dados sedimentológicos e a interpretação das icnofácies investigadas. Modelo de rampa carbonática Burchete & Wright (1992).

O modelo elaborado possui uma compreensão da paleoecologia dos ambientes das duas unidades, bastante aproximada do resultado apresentado por Fauth & Koutsoukos (2002). Estes autores realizaram estudo da paleoecologia das mesmas unidades a partir das associações de ostracodes marinhos contidas em cada uma delas.

Os valores absolutos de batimetria, incluídos no modelo, estão baseados no conhecimento a respeito das profundidades de atuação de ondas de bom tempo e de ondas de tempestade (Sellwood, 1986). Porém, estes são apenas inferidos de uma forma geral.

Devido à variação de ambientes que ocorria ao longo de toda a extensão da bacia, decorrente do comportamento estrutural das sub-bacias, este modelo apenas generaliza as condições em cada etapa do domínio marinho. Tais condições sugerem um modelo o qual mostra uma unidade, talvez até em parte regressiva, depositada sob o domínio de mar alto (Formação Gramame) e uma unidade cujos depósitos refletem mudanças rápidas e complexas devido ao fato de ter sido a sua deposição se dado durante a fase mais intensa do evento regressivo (Formação Maria Farinha).

A regressão agiu de forma diferenciada na bacia, ora preservando e depositando estratos e ora removendo ou impedindo a deposição.

A variação lateral dos depósitos ficou bem caracterizada pelas diferenças da porção superior da Formação Gramame na Ponta do Funil e na Mina Poty, mostrando dois exemplos distintos: um local (Mina Poty) onde as condições de paleobatimetria eram mais profundas (icnofácies *Cruziana*), permitindo a continuidade de deposição da Formação Maria Farinha (também com a icnofácies *Cruzaiana*), após o final do Cretáceo, sem substanciais modificações nas condições de deposição, com preservação dos estratos paleocênicos; outro local (Ponta do Funil) registrando uma área proximal onde os efeitos da regressão foram sentidos antes mesmo do final do Cretáceo, modificando as condições do ambiente para uma situação de plataforma muito rasa a sublitoral. Neste caso o topo da Formação Gramame e a Formação Maria Farinha, neste local, apresentam a icnofácies *Skolithos*.

A região da Ponta do Funil possivelmente sofreu posterior erosão devido à exposição da plataforma Gramame; fato este que pode ser evidenciado pela pouca representatividade dos depósitos da Formação Maria Farinha nestes afloramentos.

CAPÍTULO VII

EVENTOS BIOLÓGICOS NA ESTRATIGRAFIA DA SEÇÃO MARINHA DA BACIA PARAÍBA

VII.1 A MACROFAUNA DAS UNIDADES ESTUDADAS

A seção carbonática da Bacia Paraíba inclui parte da Formação Itamaracá (topo) que é transicional-marinha (arenitos calcíferos, folhelhos e margas), a Formação Gramame (calcários, margas e calcários margosos) e a Formação Maria Farinha (calcários, margas e calcários dolomíticos). A variação da assembléia fóssil preservada nestas unidades reflete as mudanças ambientais e pode fornecer informações sobre os eventos biológicos ocorridos no decorrer da evolução da bacia no período envolvido.

A Bacia Paraíba guarda um registro razoavelmente contínuo da Passagem K-T, que foi um momento de crise para a biota mundial (Alvarez, 1986; Ward, 1994; Keller, 2001). Devido a esse fato, observou-se de que forma a fauna respondeu a esse evento nos depósitos da transição entre o Maastrichtiano e o Daniano, que correspondem, respectivamente, às formações Gramame e Maria Farinha da Bacia Paraíba. Também foi considerado que grande parte dos animais marinhos, principalmente moluscos, foram descritos a partir de depósitos que fazem parte da fase de transgressão da bacia e que se encontram associados a sedimentos transicionais do topo da Formação Itamaracá, em contato com a base da Formação Gramame. Esta transgressão, como discutido antes, possivelmente é de idade Coniaciano?-Campaniano.

O objetivo dessa parte da investigação visou a identificação de algum padrão de variação da fauna de organismos marinhos, que possa, posteriormente, ser comparado e correlacionado com depósitos marinhos de mesma idade em outras bacias do mundo, principalmente bacias relacionadas à evolução do Atlântico.

Para entender a variação da fauna ao longo de parte da Formação Itamaracá, da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha foi montado um banco de dados, com todos os animais descritos na bacia; este levantamento incluiu todos os grupos de macrofósseis preservados nessas unidades. Embora várias descrições precisem de revisões, foram coletados os dados originais da maioria dos autores responsáveis pelas descrições, ou de autores que reuniram grande parte dos dados em publicações especiais de catalogação (Maury, 1930; Capítulo VII – Eventos biológicos na estratigrafia da seção marinha da Bacia Paraíba

Cyreno, 1971; Muniz, 1993; Santos *et al.*, 1994; De Simone e Mezzalira, 1994; Silva, 1993; Almeida, 2000). As espécies descritas foram organizadas em tabelas conforme suas classes levando-se em conta os autores que as descreveram, ou que as reuniram em trabalhos de coletâneas, e as idades por esses autores inferidas para cada ocorrência.

Para as espécies descritas na Formação Gramame ver as tabelas VII.1a – VII.1d. Cada cor nas colunas mais à direita representa um autor, conforme explicado. Várias descrições constam de mais de um autor, pois um descreveu e outro incluiu em coletânea, ou em um trabalho um dos autores descreveu novas espécies e revisou, ou comentou, espécies já descritas anteriormente., ou ainda, os fósseis constam de mais de uma coletânea simultaneamente.

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
		De Simone & Mezalira, 1994	Santos <i>et al.</i> , 1994	Muniz, 1993
ANTHOZOA	<i>Caryophyllidae</i> sp.	MAASTRICH	MAASTRICH	
POLIQUETA	<i>Hamulus cf. H. onyx</i> Morton, 1834	MAASTRICH	MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Anchura roxoi</i> Oliveira, 1951		MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Ficus</i> sp.		MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Campanile brasiliense</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela antigona</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela antigona itamaracensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela arethusa</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela brunnhilda</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Pseudomalaxis? pauciornata</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela totiunsanctorum</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela nordestensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Turritela</i> sp.			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Cerithium paraibense</i> Muniz, 1994			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Cerithiella (Cerithiella) pernambucensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Calyptraea paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Pterodonta? gramamensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Calyptrophorus itamaracensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Strombus? latiaperturalis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Pugnellus(Pugnellus) assisi</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Paleopsephaea itamaracensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Bellifusus parvus</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>WoodSELLA? brasiliensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Pseudoliva bellecompta</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Pyropsis axiomata</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Fusinus delicatus</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Volutomorpha</i> sp.			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Mataxa paucilirata</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Cancelaria? paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Trachytriton pernambucense</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Xenophora vasconcellosi</i> Oliveira, 1957	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Cypraea azevedoi</i> Oliveira, 1957	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Cypraea Parahybensis</i> Mauryi, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Euspira Parahybensis</i> Mauryi, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Tylostoma materinum</i> white, 1887	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
GASTROPODA	<i>Voluoderma (Voluoderma) brasiliensis</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Otostoma paraibense</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Keilostoma magna</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Mezalia priscilae</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
GASTROPODA	<i>Mezalia grapuensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH

Tabela VII.1a - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba (Maury, 1930; Muniz, 1993).

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
		De Simone & Mezalira, 1994	Santosef al, 1994	Muniz, 1993
BIVALVIA	<i>Pseudolimea</i> sp.			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Lucina</i> sp.		MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Protocardia (Phachycardium)</i> sp.		MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Cucullaea erda</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Cucullaea freia</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Cucullaea isolda</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Lopatinia (Pseudocucullaea) stantoni</i> (Maury, 1930)	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Trigonarca jessupae</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Trigonarca freia</i> (Maury)			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Trigonarca isolda</i> (Maury)			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Litophaga (Litophaga) paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Atrina reginamaris</i> (Maury)			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Inoceramus (Cataceramus) balticus</i> Bohm, 1907			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Neithea (Neithea) latericostata</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Camptonectes (Camptonectes) moderatus</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Acesta paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Pycnodonte (phygraea) vesicularis</i> (Lamarck)			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Exogyra (Exogyra) gramamensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Fimbria beurleni</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Coelopsis (Coelopsis) brasiliensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Crassatella paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Brasiliocardium riogramamensis</i> Maury, 1930			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Granocardium (Criocardium) paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Leptosolenparaibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Linearia (Liothyris) brasiliensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Mesocallista (Mesocallista) mauryae</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Cyprimeria paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Legumen brasiliense</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Sinonia paraibensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Ostrea</i> sp.			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Gastrochaena (Gastrochaena)</i> sp.			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Liophistha (Liophistha) riogramaensis</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Inoceramus dominguesi</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Pinna reginamaris</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Plicatula parahybensis</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Pecten Gramamensis</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Venericardia linoi</i> Oliveira, 1957	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Venericardia marisaustralis</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Cardium riogramamense</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Veniella brasiliensis</i> (Maury, 1930)	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
BIVALVIA	<i>Legumen cf. ellipticum</i> Conrad, 1858	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Corbula lyra</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	
BIVALVIA	<i>Pholadomya parahybensis</i> Maury, 1930	SANT-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH

Tabela VII.1b - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba, incluindo alguns achados na fácies fosfática de transição – Formação Itamaracá (Maury, 1930; Muniz, 1993).

É importante destacar que alguns dos seláquios descritos na Formação Gramame carecem de revisão sistemática tendo em vista o aumento do conhecimento a respeito da sistemática aplicada a esse grupo. As primeiras descrições de peixes, principalmente seláquios, foram feitas por Maury (1930) e posteriormente por Rebouças & Silva Santos (1956). Em seguida houve uma outra investigação com novas ocorrências feita por Silva (1993), mas não foram realizadas investigações de revisão sistemática das descrições mais antigas; este fato pode acarretar problemas com relação ao correto posicionamento taxonômico de alguns dos fósseis citados. Silva (1993), em sua Dissertação de Mestrado, descreveu 4 espécies de peixes a partir

de material possivelmente coletado na porção basal da Formação Gramame, inclusive na fácies fosfática de transição; material este que faz parte da coleção Cope do Museu Nacional.

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
		De Simone & Mezalira, 1994	Santos <i>et al.</i> , 1994	Muniz, 1993
CEFALOPODA	<i>Hauericeras</i> sp.	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	MAASTRICH
CEFALOPODA	<i>Axonoceras pingue</i> Stephenson ?			MAASTRICH
CEFALOPODA	<i>Axonoceras</i> cf. <i>A. compressum</i> Stephenson, 1941			MAASTRICH
CEFALOPODA	<i>Gaudriceras brasiliense</i> Muniz, 1993			MAASTRICH
CEFALOPODA	<i>Phylloceras</i> (<i>Hypophylloceras</i>) cf. <i>P. (H) surya</i> (Forbes)			MAASTRICH
CEFALOPODA	<i>Pseudophyllites amphitrites</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pseudophyllites nereideditus</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Baculites kegei</i> Oliveira, 1957	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Glyptoxoceras brasiliense</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Glyptoxoceras parahybense</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Canadoceras andromeda</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Canadoceras riogramamense</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus albuquerquei</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus arionis</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus athena</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus brasiliensis</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus bruneti</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus dossantosi</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus endymion</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus eurydice</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus euzebioi</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus hera</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus gettyi</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus hermes</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus oceanus</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus orpheus</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus perseus</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus poseidon</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus psyche</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus reedsi</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus parahybensis</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus sumneri</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Pachydiscus williamsoni</i> (Maury, 1930)	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Sphenodiscus brasiliensis</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	
CEFALOPODA	<i>Sphenodiscus parahybensis</i> Maury, 1930	CAMP-MAASTRICH	MAASTRICH	

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade
		Santos <i>et al.</i> , 1995
CRUSTACEA	<i>Callianassa beberibae</i> Beurlen, 1962	SANT-CAMP
CRUSTACEA	<i>Callianassa massarandubae</i> Beurlen, 1962	MAASTRICH
CRUSTACEA	<i>Callianassa mottai</i> Beurlen, 1962	MAASTRICH
CRUSTACEA	<i>Ophthalmoplax brasiliana</i> (Maury, 1930)	MAASTRICH
CRUSTACEA	<i>Palaeoxanthopsis cretacea</i> (Rathbun, 1902)	MAASTRICH
ECHINOIDEA	<i>Codiopsis castroi</i> (Maury, 1930)	MAASTRICH
ECHINOIDEA	<i>Coenholactypus subcrassus</i> (Peron & Gauthiers)	MAASTRICH
ECHINOIDEA	<i>Gomphechinus aff. Selim</i> (Peron & Gauthiers)	MAASTRICH
ECHINOIDEA	<i>Hemiaster ? Delawaerensis</i> Clark	MAASTRICH
ECHINOIDEA	<i>Linthia variabilis</i> (Slocum)	MAASTRICH

Tabela VII.1c - Espécies de microfósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). Todas as espécies marcadas em cinza claro foram descritas nas porções basais da Formação Gramame e, principalmente, na região entre Conde e João Pessoa na Paraíba, incluindo alguns achados na fácies fosfática de transição – Formação Itamaracá. (Maury, 1930; Muniz, 1993).

As tabelas VII.2a e VII.2d reúnem as espécies de microfósseis descritas na Formação Maria Farinha e divididas pela classe a que pertencem. Foram incluídos os fósseis descritos

por Almeida (2000). Devido a falta de detalhes sobre a relação estratigráfica desses fósseis, a maioria moluscos, com relação à Formação Maria Farinha típica, estes sofreram uma consideração diferenciada no presente estudo.

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
		Santose <i>et al.</i> , 1994	Cyreno, 1971	Silva, 1993 (?)
PISCES	<i>Enchodus elegans</i> Darteville & Casier, 1949	MAASTRICH		
PISCES	<i>Enchodus lybicus</i> (Quaas, 1902)	MAASTRICH		
PISCES	<i>Enchodus oliveirai</i> Maury, 1930	MAASTRICH		
PISCES	<i>Gyrodus sp.</i>	MAASTRICH		
PISCES	<i>Lamna serrata</i> (Agassiz, 1838)	MAASTRICH		
PISCES	<i>Notidamus microdon</i> Agassiz, 1835	MAASTRICH		
PISCES	<i>Odontaspis tingitana</i> Arambourg, 1952	MAASTRICH		
PISCES	<i>Paleobalistum dossantosi</i> Maury, 1930	MAASTRICH		
PISCES	<i>Paleobalistum dossantosi</i> Maury, 1931	MAASTRICH		
PISCES	<i>Phacodus sp.</i>	MAASTRICH		
PISCES	<i>Rhombodus binkhorsti</i> Dames, 1881	MAASTRICH		
PISCES	<i>Saurocephalus aff. S. lanciformis</i> Harlan, 1824	MAASTRICH		
PISCES	<i>Scapanorhynchus rapax</i> (Agassiz, 1902)	MAASTRICH		
PISCES	<i>Ginglymostoma lehneri</i> Lerich, 1938		MAASTRICH	
PISCES	<i>Squalicorax kaupi</i> (Agassiz, 1843)	MAASTRICH		
PISCES	<i>Squalicorax pristodontus</i> (Agassiz, 1843)	MAASTRICH		
PISCES	<i>Apocopodon sericeus</i> Cope, 1886			MAASTRICH
PISCES	<i>Rhinoptera prisca</i> Woodward, 1907			MAASTRICH
PISCES	<i>Carcharias taurus</i> Ratinesque, 1810			MAASTRICH
PISCES	<i>Cretolamna blauriculata</i> (Arambourg, 1930)			MAASTRICH
REPTILIA	<i>Globidens cf. G. fraasi</i> Dollo, 1913	MAASTRICH		
REPTILIA	<i>Nyctosaurus lamegoi</i> Price, 1953	MAASTRICH		
REPTILIA	<i>Mosasaurus cf. M. anceps</i> (Owen, 1851)	MAASTRICH		
REPTILIA	<i>Mosasaurus cf. M. beaugei</i> Arambourg, 1952	MAASTRICH		
PLANTAE	<i>Palmocarpus luisi</i> Maury, 1930	MAASTRICH		

Tabela VII.1d Espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda).

A reunião das espécies de macrofósseis teve apenas o propósito de observar, de forma geral, a variação dos grupos entre o Maastrichtiano e o Paleoceno, respectivamente nas formações Gramame e Maria Farinha. Foram elaborados gráficos que mostram essa variação em termos quantitativos (abrangência do número de gêneros) e qualitativos (diversidade de espécies por gênero) gerais.

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
			De Simone e Mezzalira, 1994	Almeida, 2000
GASTROPODA	<i>Nerita (Theliostyla) limata</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Nerita (Theliostyla) rinctus</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOC - REC
GASTROPODA	<i>Neritoma (Neridomus) percrassa</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Ostotoma exuberata</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Neritopsis electra</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOC - REC
GASTROPODA	<i>Cerithium branneri</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Cerithium freitasii</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Cerithium hartianum</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Cerithium pedroanum</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Cerithium thetyis</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Cerithium varicis</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Dirocerithium woodringi</i> Cassab, 1978		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Serratocerithium buarquianum</i> , (White, 1887)		PALEOCENO	EOCENO
GASTROPODA	<i>Vicarya (?) daphne</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Vicarya (?) sappho</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Turritela (?) acuticarinata</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Turritela humerosa whitei</i> Maury, 1925		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Turritela soaresana Hartt in</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Turritela sylviana Hartt in</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Mesalia nettoana</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Nerinea sagittaria</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Strombus (?) dallianus</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Calyptrophorus (?) chelonitis</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Rimella (?) delicatula</i> Penna, 1965		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Anchura roxoi</i> Oliveira, 1951		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Calyptraea aperta</i> (Solander, 1766)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Xenophora conchyliophora</i> (Born, 1780)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Archicypraea dalliana</i> (White)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Simnia gilliana</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Tylostoma increbescens</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Polinices (Euspira) sergipensis</i> Maury, 1937		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Epitonium gardneri</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Trophon progne</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Levifusus trabeatus</i> (Conrad, 1865)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Fusinus doris</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Fusinus longiusculus</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Fusinus pernambucensis</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Serrifusus mariae</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Leucozonia ruginosa</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Leucozonia (Mazzalina) acutispira</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Volutispina alticostata</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Volutispina radula</i> (Sowerby in Forbes, 1846)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Volutocorbis limopsis</i> (Conrad, 1860)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Harpa dechordata</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Eocithara (?) togata</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Volutomitra (Conomitra) chrysalis</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Cancellaria igarassuensis</i> Penna, 1965		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Turris harpya</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Architectonica silentia</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Orvillia mutabilis</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Orvillia ruginosa</i> White, 1887		PALEOCENO	
GASTROPODA	<i>Nerita (Nerita) exuberata</i> (White, 1887)			PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Lunatia lunula</i> White, 1887			PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Proadusta dalliana</i> (White, 1887)			EOCENO
GASTROPODA	<i>Hipponix</i> sp.			PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Euspira pagoda</i> Forbes, 1846			PALEOCENO
GASTROPODA	<i>Murex ruginosa</i> (White, 1887)			PALEOCENO

Tabela VII.2a - Espécies de macrofósseis descritas na Formação Maria Farinha de acordo com as suas classes (1ª coluna à esquerda). As 5 espécies de gastropoda encontrados por Almeida (2000) nos calcários recifais da Paraíba (isolados abaixo), também ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior na Sub-bacia Olinda (coincidentes acima).

CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
			De Simone e Mezzalira, 1994	Almeida, 2000
BIVALVIA	<i>Nucula mariae</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Nuculana braziliensis</i> (Rathbun, 1874)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Nuculana Swiffiana</i> (Rathbun, 1874)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Arca orestis</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Idonearca hartii</i> (Rathbun, 1874)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Pteria invalida</i> White, 1887		PALEOCENO	PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Isognomon petaloideus</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Gryphaeostrea trachyoptera</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Lucina (Callucina) tenella</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Venericardia morganiana</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Venericardia wilmotii</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Crassatella dilabida</i> White, 1887		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Granocardium (Criocardium) soaresanum</i> (Rathbun, 1874)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Tellina pernambucensis</i> Rathbun, 1874		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Meekia commemorata</i> White, 1887		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Calista (Macrocallista) megrathiana</i> (Rathbun, 1874)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Corbula (Cariyorbula) arrecta</i> White, 1887		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Caestocorbula (Parmicorbula) chordata</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Cuspidaria scolopaciceps</i> (White, 1887)		PALEOCENO	
BIVALVIA	<i>Barbatia (Acar) sp. A</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Barbatia (Acar) sp. B</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Arca (Arca) sp. A</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Arca (Arca) sp. A</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Atrina sp.</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Litophaga (Litophaga) sp.</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Plicatula (Plicatula) sp.</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Ostrea sp. A</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Ostrea sp. B</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Miltha (Miltha) tabatinguensis</i> (*)			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Chama sp.</i>			PALEOCENO
BIVALVIA	<i>Acanthocardia (Schedocardia) soaresanum</i> (Rathbun, 1875)			PALEOC - EOCENO
SCAPHOPODA	<i>Dentalium mauryae</i> Penna-Neme & Muniz, 1976		PALEOCENO	
CEPHALOPODA NAUTILOIDEA	<i>Hercoglossa lamegoi</i> Oliveira, 1953		PALEOCENO	
CEPHALOPODA NAUTILOIDEA	<i>Cimomia pernambucense</i> (Maury, 1930)		PALEOCENO	
CLASSE	ESPÉCIE	Autor / Idade	Autor / Idade	Autor / Idade
		Fernandes, 1978; 1984	De Simone e Mezzalira, 1994	Almeida, 2000
ANTHOZOA	<i>Pocillopora sp.</i>			EOCENO
ANTHOZOA	<i>Caulastrea sp.</i>			EOCENO
ANTHOZOA	<i>Paracyatus cf. rugosus</i> Vaughan, 1900	?		EOCENO
ANTHOZOA	<i>Stephanocoenia pernambucensis</i> Fernandes, 1978	?		EOCENO
ANTHOZOA	<i>Cariophyllia sp. (?)</i> (Penna, 1965)			
ANTHOZOA	<i>Madracis whitei</i> Fernandes, 1984	?		EOCENO
GYMNOLAEMATA ORDEM CHEILOSTOMATA	<i>Lunulites (Heteractis) barbosae</i> Buge & Muniz, 1974		EOCENO	
RHODOPHYCEAE ORDEM CRYPTONEMALES	<i>Archaeolithothamnium sp.</i>			EOCENO
RHODOPHYCEAE ORDEM CRYPTONEMALES	<i>Mesophyllum sp.</i>			EOCENO
PLANTAE	<i>Npa pernambucensis</i> Dolianiti, 1955			
CRUSTACEA	<i>Callianassa pernambucana</i> (Beurlen, 1962)			
CRUSTACEA	<i>Plagiolophus carinatus</i> (Beurlen, 1962)			

Tabela VII.2b - Espécies de microfósseis descritas na Formação Maria Farinha de acordo com as suas classes (coluna mais à esquerda). Das 12 espécies de bivalvia encontrados por Almeida (2000) nos calcários recifais da Paraíba, apenas 2 ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior na Sub-bacia Olinda.

VII.2 AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DAS VARIAÇÕES DA FAUNA

A figura VII.1 apresenta a variação total entre os grupos de macrofósseis das duas unidades estudadas.

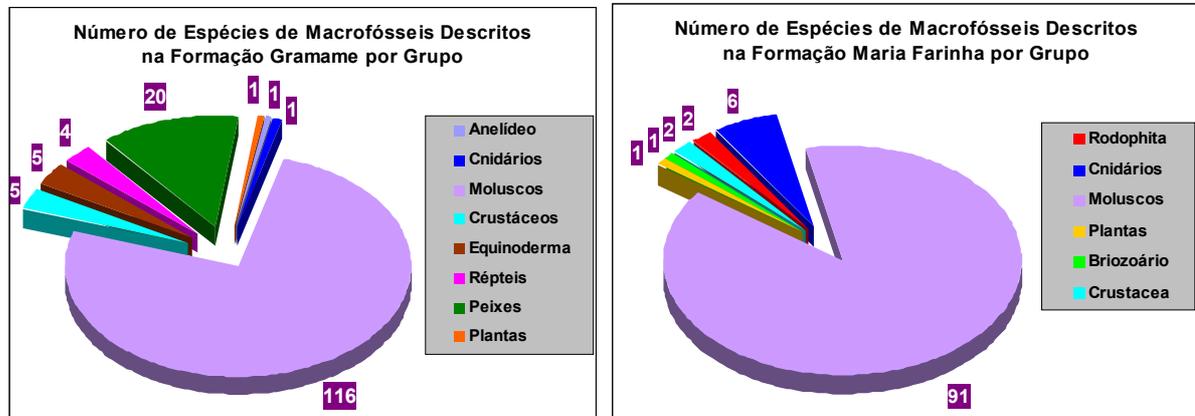


Gráfico. VII.1 a e b. - Resumo quantitativo das espécies de macrofósseis descritas na Formação Gramame e Formação Maria Farinha, por grupo ao qual pertencem (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).

A partir do gráfico VII.1a e b, nota-se uma sensível variação nas faunas do Maastrichtiano e do Paleoceno. A primeira evidência é o completo desaparecimento dos cefalópodes, que são substituídos no Paleoceno por duas espécies de nautilóides (Gráfico VII.2a e b). Também de uma forma geral, há uma redução da biodiversidade, passando de 153 espécies preservadas na Formação Gramame para 103 espécies preservadas na Formação Maria Farinha (redução de aproximadamente 1/3 da diversidade total). Embora, seja preciso considerar que as condições de preservação nas duas unidades possam ter sido diferentes, já que a Formação Maria Farinha foi depositada durante a fase mais intensa do evento regressivo, e a sua representação espacial é muito reduzida em relação à Formação Gramame; estes aspectos podem implicar em situações desfavoráveis ao registro das formas, e não sua ausência pretérita na Formação Maria Farinha.

Contudo, a própria composição faunística geral revela indícios de variações ambientais, pelo menos no que diz respeito à manutenção da produtividade e da sustentabilidade dos grupos. A Formação Gramame mostra, além de animais menores (moluscos, crustáceos, equinodermos), animais de grande porte, incluindo, grandes predadores, como répteis marinhos, peixes ósseos e seláquios. Esses animais maiores, além de habitarem um ambiente de plataforma média à profunda até 100m, dependem da produtividade marinha que possa sustentar a cadeia trófica, na qual eles estão no topo. Já a Formação Maria Farinha, por outro lado, mostra uma comunidade bentônica de águas rasas, com animais de menor porte que

Capítulo VII – Eventos biológicos na estratigrafia da seção marinha da Bacia Paraíba

viveram em uma plataforma rasa a até recifes e zonas costeira, composta em grande parte por moluscos. Além disso, na Formação Maria Farinha aparece maior quantidade de corais. Algumas das espécies encontradas são corais solitários hermatípicos, que têm preferência sensível por ambientes de águas rasas e claras (Fernandes, 1978).

O gráfico VII.2 apresenta a variação total entre o número de espécies de moluscos nas duas unidades. Os moluscos foram escolhidos para se observar essa variação ambiental mais detalhadamente, por vários motivos: são o grupo de microfósseis mais abundante em ambas as formações; demonstram claramente a variação na composição da fauna entre as duas unidades; desenvolvem estreita relação ecológica com o ambiente onde viveram, sendo bastante sensíveis às variações do mesmo; são animais que passam suas vidas praticamente na mesma região onde nascem, assim fornecendo informações ambientais mais precisas.

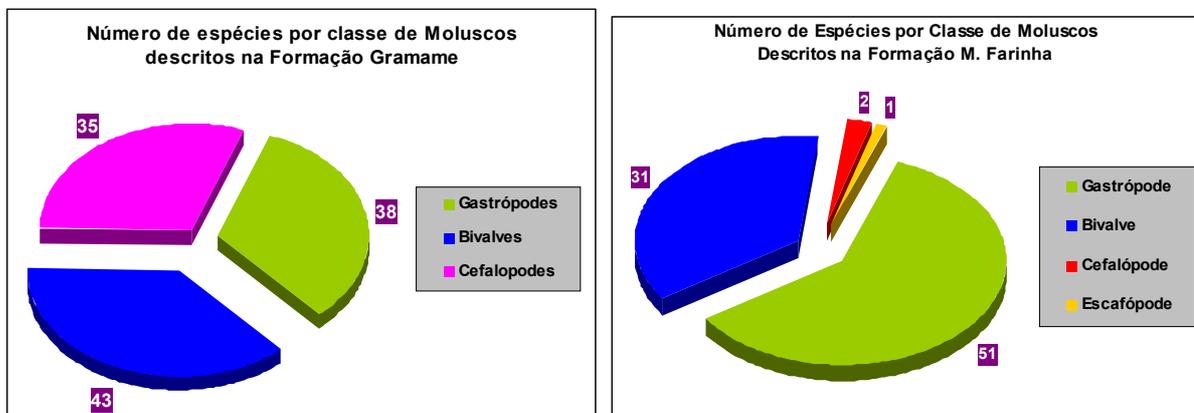


Gráfico. VII.2 a e b - Comparação da quantidade de espécies de moluscos listados em ambas as unidades. Notar que, do Maastrichtiano para o Paleoceno, todas as 35 espécies de cefalópodes desaparecem. E que, no Paleoceno, os gastrópodes se destacam (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c e VII.2a, b).

Na listagem de espécies relativas à Formação Maria Farinha foram incluídos os fósseis descritos por Almeida (2000) na Formação Maria Farinha Superior (ambiente recifal). Embora não seja uma descrição formal, pois constam de sua dissertação de mestrado. Estes fósseis foram incluídos por ser um registro detalhado da fauna que ocorre na Formação Maria Farinha Superior e estes contêm um significado paleoecológico muito importante para a compreensão do desenvolvimento dessa unidade.

Ao se observar a listagem dos bivalvíos e gastrópodes nas Tabelas VII.2a e VII.2b, para os fósseis da Formação Maria Farinha, verificou-se que Almeida (2000) identificou 6 espécies de gastrópodes que parecem ser exclusivos da Formação Maria Farinha Superior (*Nerita* (*Nerita*) *exuberata* (White, 1887), *Lunatia lunula* White, 1887, *Proadusta dalliana* (White, 1887), *Hipponix* sp., *Euspira pagoda* Forbes, 1846, *Murex ruginosa* (White, 1887)) que não

foram encontrados na Formação Maria Farinha inferior, como por exemplo nos afloramentos da Mina Poty, mas foram verificadas 6 espécies que aparentemente ocorrem nas duas fácies inferior e superior da unidade (*Nerita (Theliostyla) rinctus* White, 1887, *Neritopsis electra* White, 1887, *Cerithium Freitasii* White, 1887, *Cerithium harttianum* White, 1887, *Cerithium pedroanum* White, 1887, *Serratocerithium buarquianum*, (White, 1887), *Vicarya (?) daphne* White, 1887). Quanto aos Biválvios, foram encontrados por Almeida (2000), 7 gêneros, que parecem ser exclusivos da Formação Maria Farinha Superior (*Barbatia*, *Atrina*, *Litophafaga*, *Plicatula*, *Miltha*, *Chama*, *Acanthocardia*). Contudo, duas espécies de bivalvíos parecem ser comuns às duas fácies da unidade (*Pteria invalida* White, 1887, *Lucina (Callucina) tenella* Rathbun, 1874).

Essa mudança, ou diferenciação da fauna, aponta para conclusões já discutidas com relação aos ambientes que predominaram na unidade durante sua evolução. Alguns dos bivalvíos descritos por Almeida (2000) são animais adaptados a substratos duros, perfuradores de recifes, corais e *beachrocks*. Os bivalvíos observados na Formação Maria Farinha Inferior, cuja icnofácies seria *Cruziana*, são animais escavadores de substrato macio. Isto evidencia ainda mais a separação entre as características das fácies inferior e superior da Formação Maria Farinha;

O desaparecimento dos cefalópodes até o final do Maastrichtiano é um fato já há muito reconhecido na transição entre o Cretáceo e o Terciário, sendo um dos mais evidentes exemplos de extinção ocorrido nesse intervalo do tempo geológico. Todas as 35 espécies de cefalópodes encontradas na Formação Gramame desaparecem pouco antes da passagem K-T.

Um fato de grande importância, devido a sua interpretação com relação aos efeitos do evento de extinção durante a passagem K-T, diz respeito à variação entre moluscos bivalvíos e gastrópodes antes e depois desta passagem. É um consenso o fato de que o impacto de um asteróide, durante a passagem Cretáceo-Terciário, causou a extinção de muitas formas de vida nessa época, especialmente do plâncton e de invertebrados marinhos (Alvarez *et al.*, 1980; Alvarez *et al.*, 1984a; Alvarez *et al.*, 1984b; Alvarez, 1986, Keller, 2001). Ao estudar os efeitos desse evento sobre a microfauna e a fauna de invertebrados marinhos em seções K-T em várias regiões do mundo Keller (2001) afirmou que, dentre os efeitos do impacto deste bólido, a obstrução da luz solar sobre os continentes e oceanos causou grave perda do plâncton marinho, principalmente nas regiões tropicais.

Esta extinção repentina e abrangente do plâncton registrada na passagem K-T (Keller, 2001) causou a quebra da cadeia alimentar que sustentava a vida marinha. Devido a isto, boa parte dos animais suspensívoros pereceu ou sofreu uma forte redução de sua biodiversidade

(Hansen *et al.*, 1993, Johansen, 1989; Stilwell, 2003). Como consequência dessa redução dos suspensívoros que dependiam do plâncton marinho, houve um domínio e uma forte expansão de invertebrados marinhos detritívoros e carnívoros, principalmente dos gastrópodes. Esse padrão foi reconhecido por alguns autores, em seções K-T de vários lugares no mundo. Embora ainda existam dúvidas com relação ao exato padrão desse fenômeno (Hansen *et al.*, 1993, Johansen, 1989; Stilwell, 2003).

Keller (2001) observou que os efeitos da extinção do plâncton marinho parecem ter sido diferenciados por região, e a observação de um padrão global dos efeitos da colisão do asteróide no final do Cretáceo aponta para uma maior taxa de queda da diversidade em regiões tropicais e intertropicais, enquanto que, nas regiões de altas latitudes os efeitos da extinção parece ter sido menores. Este mesmo padrão diferenciado foi observado por Stilwell (2003), que estudou, em seções K-T de altas latitudes, a variação de invertebrados marinhos durante a passagem K-T, incluindo a Antártida. O autor verificou que, apesar da redução da diversidade após a passagem K-T, os bivalvíos suspensívoros não sofreram uma redução tão grave, como a redução verificada nas seções tropicais. O padrão comumente observado em seções tropicais parece demonstrar a redução dos organismos suspensívoros (bivalvíos e gastrópodes) e a expansão irradiativa dos detritívoros/depositívoros e carnívoros/pastadores, principalmente de gastrópodes (Hansen *et al.*, 1993, Johansen, 1989; Stilwell, 2003).

Com relação à seção K-T que ocorre na Bacia Paraíba em Pernambuco, infelizmente a falta de seções contínuas, impede a investigação mais detalhada da distribuição estratigráfica dos moluscos fósseis ali encerrados. De forma geral, a descrição das formas de moluscos fósseis realizadas no passado (principalmente na Formação Gramame) não levou em consideração a posição estratigráfica cuidadosa dos fósseis e sua distribuição nas unidades. Apenas Muniz (1993) relata que as concentrações fossilíferas ocorrem na base da Formação Gramame, enquanto há uma escassez de fósseis nos estratos superiores dessa unidade. Contudo, ao observar-se os gráficos comparativos da Figura VII.2 a e b, nota-se uma redução no número de espécies de bivalvíos (de 43 para 31) e um aumento do número de espécies de gastrópodes (de 38 para 51), quando se passa da Formação Gramame (Maastrichtiano) para a Formação Maria Farinha (Paleoceno-Eoceno?). Isto sugere a ocorrência do mesmo padrão de sobrevivência e expansão dos detritívoros e carnívoros, principalmente representados por gastrópodes, após a transição K-T. Este padrão é observado nas seções K-T que estavam em regiões tropicais durante o evento.

Comparando a diferença na composição da fauna encontrada nos depósitos da Formação Maria Farinha inferior (Mina Poty), e a fauna dos depósitos estudados por Almeida (2000), vê-se uma diferença na composição faunística das duas fácies (Gráfico VII.3 a e b).

Nos depósitos do Paleoceno na Mina Poty, foi encontrada a maior parte dos animais descritos na Formação Maria Farinha Inferior. Embora vários grupos de moluscos estejam presentes nos estratos do Paleoceno, acima da transição K-T, a diversidade é muito inferior à diversidade encontrada nas camadas basais da Formação Gramame. Por sua vez, a diversidade encontrada nos calcários recifais da Formação Maria Farinha Superior (Almeida 2000) é menor do que a diversidade encontrada nos calcários da fácies Inferior dessa mesma unidade, como está mostrado no Gráfico VII.3a. Contudo, é preciso considerar que mais estudos nos depósitos da Formação Maria Farinha Superior e Inferior são necessários, o que poderia aumentar o reconhecimento da fauna contida nesses calcários; ainda assim, a diferença da fauna não só quantitativamente, mas também com relação às suas características é representativa.

É um fato já reconhecido, que os calcários da porção superior da Formação Gramame são escassos em fósseis; o que muito contrasta com o que ocorre na base dessa unidade, onde foi encontrada a quase totalidade dos macrofósseis nela descritos. Vários autores já observaram essa variação na ocorrência dos fósseis e a escassez dos mesmos na porção superior da unidade (Beurlen 1967a, 1967b; Stinnesbeck, 1989, Muniz, 1993).

Essa escassez, comentada antes, acentua-se no topo da unidade Gramame, de forma que as camadas que precedem o limite K-T, assinalado na Mina Poty e Ponta do Funil, demonstram escassas ocorrências de macrofósseis. Logo acima da camada limite K-T, já aparece uma nova ordem biológica, de acordo com os fósseis ali preservados. Nos primeiros estratos acima do limite, na Mina Poty, é possível verificar já a presença de nautilóides (*Cimomia* e *Hercoglossa*), de vários gêneros de gastrópodes e também de bivalvíos, como mostrado na Figura VII.3a.

Essa recuperação visível da fauna, ao menos em parte, é dominada por gastrópodes como mostrado no Gráfico VII.3a. Os gastrópodes ocorrem em grandes formas, a maioria carnívoros e detritívoros. Este padrão é bem semelhante ao padrão verificado em outras seções K-T e, aparentemente, significa um evento de rápida recuperação das formas detritívoras e carnívoras após o evento de extinção, no início do Paleoceno, que reduziu o plâncton, prejudicando os suspensívoros (Hansen *et al.*, 1993, Johansen, 1989; Stilwell, 2003).

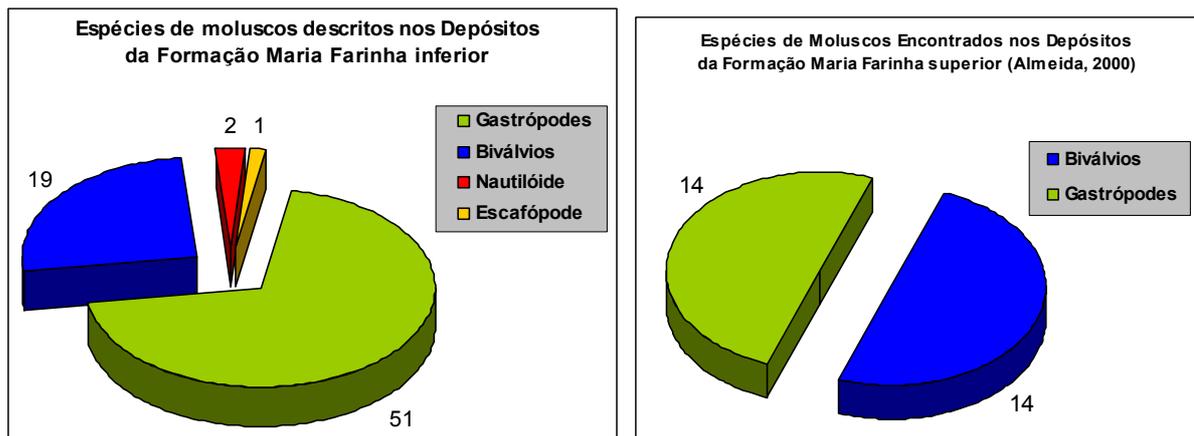


Gráfico VII.3 a e b - Comparação do conteúdo de espécies encontradas na Formação Maria Farinha Inferior e Maria Farinha superior, dividido por classes (dados retirados das tabelas VII.2a, b).

Esta recuperação, na Bacia Paraíba, também coincide com um evento regressivo que começou no Maastrichtiano Superior e se estendeu pelo Paleoceno, durante a deposição da Formação Maria Farinha. A micro e a macrofauna que colonizaram a bacia a partir do final do Campaniano e início do Maastrichtiano (Formação Gramame) possuem afinidades com faunas tetianas e do Atlântico Equatorial (Maury, 1930; Beurlen, 1967a; 1967b; Tinoco, 1971; Muniz, 1993); isto também pode sugerir que a transgressão ocorrida na bacia teve início vindo do norte para o sul.

Durante o Paleoceno, a microfauna guarda estreitas relações com faunas do Caribe e América do Norte (Beurlen, 1967a; 1967b; Tinoco, 1971). A fauna de macrofósseis que é verificada nos depósitos da Formação Maria Farinha inferior, logo após a passagem K-T, também possui influências do Atlântico equatorial, América do Norte, Caribe e África (Muniz, 1993). Dessa forma, parece que tanto a colonização, quanto a reocupação pós-evento de extinção K-T, privilegiaram correntes de expansão que vieram do norte.

A fauna observada nos depósitos da Formação Maria Farinha Superior, estudados por Almeida (2000), já mostra uma modificação importante em sua composição. Há um equilíbrio maior entre gastrópodes e bivalvíos, inclusive com a presença de filtradores de plâncton. Esses depósitos também refletem uma composição diferente devido ao fato de representarem um ambiente diferente, mais raso e de características recifais. É possível que, com mais estudos, fique comprovada a distância em tempo entre esses depósitos e os depósitos do Paleoceno Inferior que ocorrem logo após o limite K-T, configurando-se algum tipo de hiato entre eles.

Devido ao processo regressivo, quando houve exposição e erosão da plataforma Gramame, pode ter ocorrido algum tipo de hiato, durante o Paleoceno Médio ou Superior, entre os depósitos que ocorrem logo após o limite K-T na Mina Poty, e os depósitos de fácies recifal. Estes últimos depósitos, da fácies recifal, podem então ter alcançado o Eoceno (Beurlen, 1967b; Muniz, 1993; Almeida, 2000), a partir de uma estabilização do nível do mar nessa época, após o processo efetivo de regressão.

Quanto a recuperação da fauna após o evento de extinção K-T, alguns pontos ainda são obscuros, devido à ausência de estudos específicos nesse sentido. Das 116 espécies de moluscos descritos na Formação Gramame, a quase totalidade está ausente nas camadas da porção média e superior da unidade. De forma que, ou não foram preservadas nessas camadas ou já não existiam na bacia nesse intervalo de tempo.

A ocupação da fauna marinha na bacia, que coincide com o evento transgressivo, ocorreu provavelmente no final do Campaniano ao início do Maastrichtiano; esses depósitos incluem calcarenitos, calcários, arenitos calcíferos, folhelhos e depósitos de coquinas que perfazem verdadeira mistura de ambientes transicionais-marinhos. Existem fósseis de águas mais profundas como cefalópodes e dentes de grandes seláquios misturados a fósseis de moluscos de águas rasas, de lagoas costeiras e estuários. Esses depósitos incluem também níveis de sedimentação fosfática ricos em *pellets* de moluscos e peixes (Kegel, 1954).

Este horizonte fosfático marca a fase de máxima inundação marinha sobre a bacia. Essa fase foi de alta produtividade marinha, com uma aparente expansão dos organismos. Essa produtividade atraiu inclusive animais de grande porte, como mosassauros e tubarões. Acredita-se que os mosassauros possuíam o hábito de caçar, em águas de plataformas rasas, a busca de peixes e amonóides. A fauna de mosassaurídeos encontrada na porção basal da Formação Gramame guarda grande semelhança com a fauna desses animais encontrada na África (Carvalho & Azevedo, 1998).

Durante o Maastrichtiano Superior, as condições ambientais parecem ter se deteriorado de alguma forma. A diversidade de organismos diminuiu, e aparentemente, a grande soma de animais presentes na base da unidade Gramame desapareceu da bacia. Ao se comparar o número de gêneros presentes em cada unidade nota-se também, o mesmo padrão visto com o número de espécies. A biodiversidade cai da Formação Gramame para a Formação Maria Farinha, e nesta última, predominam os gastrópodes (ver Gráfico VII.4 a, b e c).

O conjunto de dados referente à Formação Maria Farinha pode ser dividido em dois estágios: um contendo apenas os fósseis da fácies, ainda de rampa carbonática (Formação Maria Farinha Inferior); e outro contendo a soma dos fósseis descritos em todos os depósitos

da unidade Maria Farinha, incluindo os da fácies recifal, que pode estar separada por hiato da fácies que ocorre logo após a passagem K-T. Mesmo assim, nota-se, no Gráfico VII.4, que se retirarmos os fósseis encontrados por Almeida (2000) nos depósitos recifais (Gráfico VII.4 c), e ao considerarmos apenas os fósseis descritos nas camadas da fácies Inferior da Formação Maria Farinha, o predomínio dos gastrópodes detritívoros e carnívoros torna-se ainda mais evidente.

Quanto à possível sobrevivência de alguns gêneros através da passagem K-T, a identificação de tal fato também torna-se difícil, devido à ausência de seções expostas que apresentem estratos desde o topo da Formação Itamaracá até após a passagem K-T. Os únicos dois locais onde a transição K-T ocorre exposta apresentam apenas estratos próximos à passagem. Desta forma, torna-se muito difícil construir um quadro de distribuição de espécies ou gêneros que ocorreram ao longo de todo o Maastrichtiano até a passagem, sem serem extintos, ou que ocorreram desde a base da Formação Gramame para dentro do Paleoceno após a transição K-T.

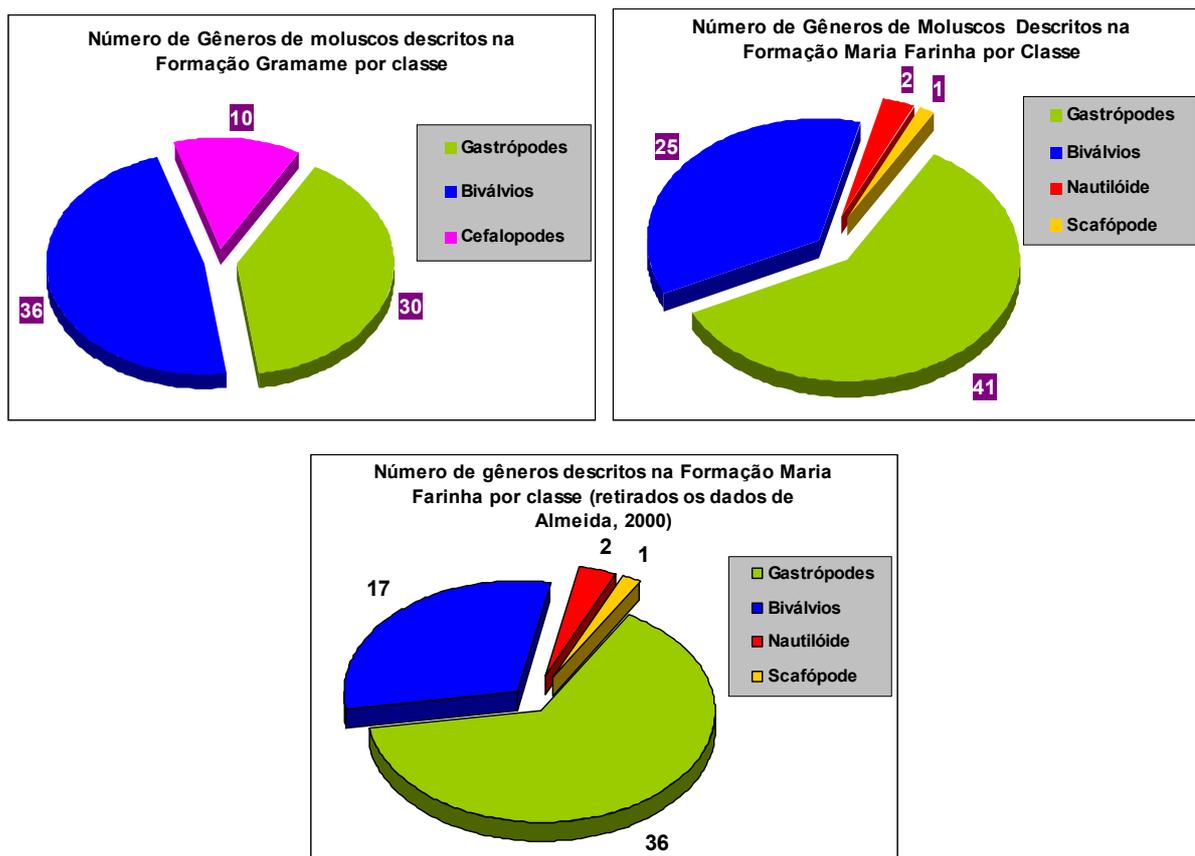


Gráfico VII.4 a, b e c - Comparação do número de gêneros de moluscos por classe, entre as duas unidades. a) Formação Gramame no alto à esquerda; b) Formação Maria Farinha no alto à direita; c) abaixo e ao centro, Formação Maria Farinha sem os dados de Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).

O Gráfico VII.5 mostra a quantidade de gêneros que foram descritos na Formação Gramame e que também foram descritos na Formação Maria Farinha. Apenas uma espécie aparece descrita nas duas unidades (gastrópode – *Anchura roxoi* Oliveira, 1951), porém não é possível saber se ela ocorre de forma contínua desde a base da unidade Gramame, através da passagem K-T, para a unidade Maria Farinha. Os outros gêneros ocorrem como espécies diferentes nas duas unidades. Dos 30 gêneros de gastrópodes que existiam na Formação Gramame, 12 gêneros também foram encontrados em estratos da Formação Maria Farinha, mostrando que aproximadamente 41% dos gêneros de gastrópodes que viviam na bacia antes da passagem K-T também ocorreram posteriormente. O fato curioso é que esses gêneros não aparecem nos depósitos do Maastrichtiano Superior, antes do evento. Aparecem apenas na porção inferior da unidade e nos estratos acima da passagem K-T na Formação Maria Farinha.

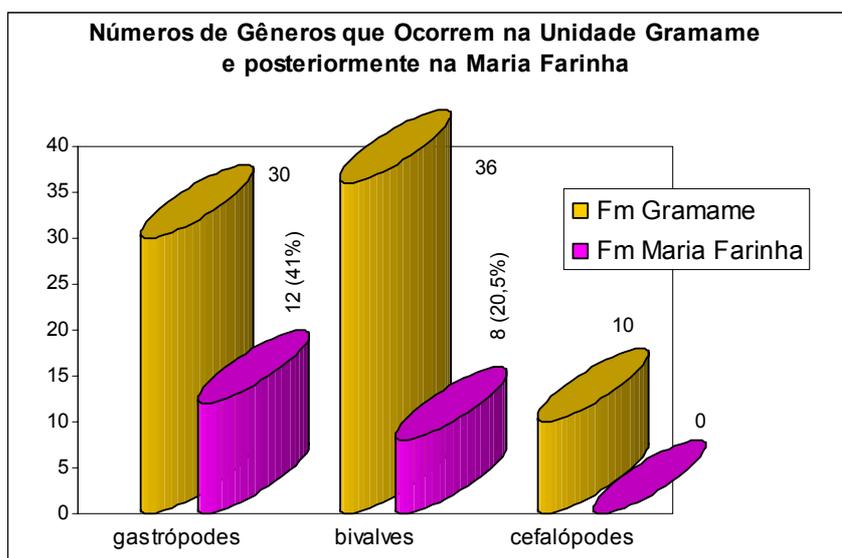


Gráfico VII.5 – Ocorrência dos mesmos gêneros de moluscos, por classe, nas duas unidades. Em laranja o total de gêneros descritos na unidade Gramame; em lilás o número de gêneros que existiu no Gramame e que foi encontrado na Formação Maria Farinha. A maior parcela de gêneros que existiram na unidade Gramame e que também foram encontrados na unidade Maria Farinha, são de gastrópodes (dos 30 gêneros do Gramame, 12 foram encontrados na Formação Maria Farinha) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).

Ao se observar os gêneros que ocorrem nas duas unidades, vê-se alguns detalhes interessantes. Por exemplo, quando comparados os gêneros de gastrópodes que ocorrem em ambas as Formações (Tabela VII.3), nota-se que há um aumento na diversidade de alguns gêneros de detritívoros e pastadores, como o gênero *Cerithium*, e uma redução na diversidade de suspensívoros como no caso do gênero *Turritela*. Aproximadamente 12 gêneros de gastrópodes são comuns a ambas as unidades.

Gastrópodes - Formação Gramame		Gastrópodes - Formação Maria Farinha	
GASTROPODA	<i>Otostoma paraibense</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Otostoma exuberata</i> (White, 1887)
GASTROPODA	<i>Cerithium paraibense</i> Muniz, 1994	GASTROPODA	<i>Cerithium branneri</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella antigona</i> Maury, 1930	GASTROPODA	<i>Cerithium freitasii</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella antigona itamaracensis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Cerithium hartianum</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella arethusa</i> Maury, 1930	GASTROPODA	<i>Cerithium pedroanum</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella brunnhilda</i> Maury, 1930	GASTROPODA	<i>Cerithium thetys</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella totiunsanctorum</i> Maury, 1930	GASTROPODA	<i>Cerithium varicis</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella nordestensis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Turritella (?) acuticarinata</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Turritella sp.</i>	GASTROPODA	<i>Turritella humerosa whitei</i> Maury, 1925
GASTROPODA	<i>Strombus? latiaperturalis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Turritella soaresana Hartt in</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Calyptrophorus itamaracensis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Turritella sylviana Hartt in</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Anchura roxoi</i> Oliveira, 1951	GASTROPODA	<i>Strombus (?) dallianus</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Calyptraea paraibensis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Calyptrophorus (?) chelonitis</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Xenophora vasconcellosi</i> Oliveira, 1957	GASTROPODA	<i>Anchura roxoi</i> Oliveira, 1951
GASTROPODA	<i>Tylostoma materinum</i> white, 1887	GASTROPODA	<i>Calyptraea aperta</i> (Solander, 1766)
GASTROPODA	<i>Fusinus delicatus</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Xenophora conchyliphora</i> (Born, 1780)
GASTROPODA	<i>Cancellaria? paraibensis</i> Muniz, 1993	GASTROPODA	<i>Tylostoma increbescens</i> White, 1887
GASTROPODA	<i>Euspira Parahybensis</i> Mauryi, 1930	GASTROPODA	<i>Fusinus donis</i> (White, 1887)
		GASTROPODA	<i>Fusinus longiusculus</i> (White, 1887)
		GASTROPODA	<i>Fusinus pernambucensis</i> (White, 1887)
		GASTROPODA	<i>Cancellaria igarassuensis</i> Penna, 1965
		GASTROPODA	<i>Euspira pagoda</i> Forbes, 1846

Tabela VII.3 - Espécies de gêneros que ocorrem nos depósitos da Formação Gramame e Formação Maria Farinha. Notar a expansão do gênero *Cerithium* (detritívoros) e a redução de *Turritella* (suspensívoros) no Terciário. Espécie em vermelho, encontrada por Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).

O número de gêneros de bivalvíos comuns as duas formações é menor do que o número de gêneros de gastrópodes. Também, a diversidade desses gêneros é reduzida, não havendo irradiação de espécies dos gêneros comuns durante o Terciário, como ocorreu com alguns gêneros de gastrópodes (Tabela VII.4). Aproximadamente 8 gêneros de bivalvíos ocorrem em ambas as unidades.

Bivalves - Formação Gramame		Bivalves - Formação Maria Farinha	
BIVALVIA	<i>Lucina</i> sp.	BIVALVIA	<i>Lucina (Callucina) tenella</i> Rathbun, 1874
BIVALVIA	<i>Venericardia linoi</i> Oliveira, 1957	BIVALVIA	<i>Venericardia morganiana</i> Rathbun, 1874
BIVALVIA	<i>Venericardia marisaustralis</i> Maury, 1930	BIVALVIA	<i>Venericardia wilmotii</i> Rathbun, 1874
BIVALVIA	<i>Granocardium (Criocardium) paraibensis</i> Muniz, 1993	BIVALVIA	<i>Granocardium (Criocardium) soaresanum</i> (Rathbun, 1874)
BIVALVIA	<i>Corbula lyra</i> Maury, 1930	BIVALVIA	<i>Corbula (Cariyorbula) arrecta</i> White, 1887
BIVALVIA	<i>Atrina reginamaris</i> (Maury)	BIVALVIA	<i>Atrina</i> sp.
BIVALVIA	<i>Litophaga (Litophaga) paraibensis</i> Muniz, 1993	BIVALVIA	<i>Litophaga (Litophaga)</i> sp.
BIVALVIA	<i>Plicatula parahybensis</i> Maury, 1930	BIVALVIA	<i>Plicatula (Plicatula)</i> sp.
BIVALVIA	<i>Ostrea</i> sp.	BIVALVIA	<i>Ostrea</i> sp. A
		BIVALVIA	<i>Ostrea</i> sp. B

Tabela VII.4 - Espécies de Gêneros de bivalvíos descritas em ambas as unidades estudadas. Notar que não há um aumento na diversidade desses gêneros no Terciário, apenas *Venericardia* possui dois representantes em cada unidade. Espécies em vermelho, encontradas por Almeida (2000) (dados retirados das tabelas VII.1a, b, c, d e VII.2a, b).

Os dados da Tabela VII.3 mostram que dos 41 gêneros de gastrópodes encontrados na Formação Maria Farinha (incluindo os que foram identificados por Almeida, 2000), apenas 12 ocorriam, pelo menos, desde a base da Formação Gramame. Isto mostra que aproximadamente 29% desses gêneros já ocupavam a bacia durante o Cretáceo Superior e que aproximadamente 70% dos gêneros descritos na Formação Maria Farinha, como um todo, constituem novos gêneros que chegaram até a bacia após a passagem K-T. Com os bivalvíos a situação é um pouco mais drástica, pois dos 36 gêneros que foram descritos na Formação Gramame, apenas 9 foram encontrados e descritos nos depósitos da Formação Maria Farinha

(Tabela VII.4). Isto representa que aproximadamente 25% dos gêneros que ocorreram na base da Formação Gramame reaparecem após o Cretáceo, e que 75% dos gêneros de bivalvíos que são encontrados após o Cretáceo são gêneros que colonizam a bacia após a passagem K-T.

A aceitação destes dados é claro, precisa levar em conta que foram interpretados números absolutos observados a partir do registro, que apontam para cada estimativa. E isto implica sempre em uma interpretação parcial da situação real pretérita. Todavia, o que indica, de forma geral, esta quantificação simples, é uma etapa de aparente reocupação por parte de gêneros que já ocorriam na bacia e uma colonização promovida por novos gêneros que não ocorriam na bacia, estes dois fatos ocorrem após o evento de crise e extinção do final do Cretáceo.

È possível ainda afirmar que existiram dois momentos de colonização biológica da bacia pelos macrofósseis, separados por uma grave crise ecológica no Maastrichtiano Superior. Um primeiro evento se deu com a própria instalação do ambiente marinho na bacia, coincidindo com um aumento importante da produtividade marinha, devido à ocorrência de correntes de ressurgência. Este aumento na produtividade parece ter ocorrido em outras bacias da margem continental brasileira mais ou menos no mesmo período em que se deu a transgressão na Bacia Paraíba, como indicam Souza-Lima & Bengtson (1999), para a Bacia de Sergipe, e Matsuda & Viviers (1989), para a Bacia Potiguar.

Todas estas ocorrências de indícios de aumento da produtividade com modificações das faunas marinhas e acúmulo de horizontes fosfáticos são datadas do Campaniano, que foi interpretada como o primeiro momento de ocupação da fauna marinha, coincidindo com o máximo transgressivo (Lima Filho *et al.*, 1998; Lima Filho & Souza, 2001) que ocorreu na bacia, provavelmente, próximo a esta mesma época.

Um segundo evento de ocupação ocorre após a passagem K-T, que representa o ápice de uma grave crise global que se arrasta por todo o Maastrichtiano Superior (Keller, 2001). Este segundo evento de ocupação sugere um padrão de recuperação pós-extinção, com menor diversidade e adaptação seletiva dos moluscos durante o Daniano Inferior, como sugerido por Hansen *et al.* (1993).

VII.3 O PADRÃO DE VARIAÇÃO DA FAUNA NA PASSAGEM K-T DA BACIA PARAÍBA

Sempre haverá alguma discussão com respeito à velocidade, e a abrangência da extinção ocorrida no final do Cretáceo e também verificada no Maastrichtiano Superior e na passagem

K-T da Bacia Paraíba, a exemplo de toda a discussão a respeito das várias seções K-T espalhadas pelo mundo. O fato é que, levando-se em conta o tempo entre o final do Campaniano e a passagem K-T, temos aproximadamente 7 milhões de anos. Visto que a grande soma das extinções, ao menos no domínio marinho, parece ocorrer no Maastrichtiano Superior (Keller, 2001), esse período ficaria reduzido para cerca de 1,5 a 2 milhões de anos. Nesse período, que corresponderia ao Maastrichtiano Superior, quase a totalidade da fauna registrada na base da Formação Gramame desapareceu, ou tornou-se muito reduzida, pois não aparece nos depósitos. Isto revela um padrão de extinção extremamente rápido, levando-se em conta a variedade de organismos afetados, e pressupõe uma grave crise, atuando na Bacia Paraíba precedendo a passagem K-T em pelo menos, 1 milhão a 500.000 anos a exemplo do que já foi verificado em outras seções K-T no mundo (Keller, 2001).

A causa para a ausência de fósseis nos estratos superiores da unidade Gramame, ainda precisa ser melhor investigada. As características homogêneas do depósito ao longo do período de sua deposição praticamente anulam a possibilidade de falta de condições para a preservação dos organismos. Entretanto, mesmo sendo raros os exemplares de moluscos e outros animais que ocorrem nos estratos do Maastrichtiano Superior, a preservação desses não difere substancialmente do que ocorre na base da unidade Gramame, ou nos estratos danianos da Formação Maria Farinha. Assim, apesar de ser uma hipótese incomum, vale afirmar que houve uma recolonização da bacia por parte dos 12 gêneros que existiram na base da Formação Gramame e que ressurgem após a passagem K-T. A nova colonização incluiu esses 12 gêneros que tinham existido antes na bacia, e uma maior parte de gêneros novos que nunca havia vivido na bacia antes.

Mas qual seria o padrão de desaparecimento, principalmente dos invertebrados marinhos, registrado na Bacia Paraíba antes da passagem K-T? A resposta ainda parece estar longe de ser completamente respondida. Em parte, essa resposta depende da varredura de seções completas que incluíssem a base da unidade Gramame, até após a passagem K-T. Porém, as seções aflorantes disponíveis, apresentam maior exposição de uma ou de outra unidade e mais comumente apenas de trechos das mesmas. Soma-se a esse fato a carência de uma bioestratigrafia de precisão nas várias sub-bacias. E ainda, ocorre a variação lateral dos depósitos, devido ao controle tectônico das sub-bacias e a paleogeografia da plataforma.

Apesar dessas dificuldades, foi realizado um trabalho de varredura nas seções mais importantes da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha em toda a extensão da bacia (ver mapa de localização dos afloramentos e pedreiras Cap.V Fig. V.1). Este levantamento teve como objetivo principal estudar as variações estratigráficas, Capítulo VII – Eventos biológicos na estratigrafia da seção marinha da Bacia Paraíba

paleontológicas e sedimentológicas nos depósitos, e coletar dados paleontológicos que pudessem sugerir novas informações a respeito da variação da fauna em relação ao Maastrichtiano Superior e a passagem K-T. Um detalhamento do que ocorreu na Bacia Paraíba, pode tornar mais fácil a compreensão de sua contribuição para o entendimento do que ocorria no cenário mundial, nessa época específica.

Dos dados mais importantes obtidos, figura uma completa ausência de moluscos em grandes extensões de afloramentos das porções média e superior da Formação Gramame, como nas minas CIPASA, Itapessoca e João-Sara. Em contrapartida, os depósitos da Formação Maria Farinha na Mina Poty apresentam um verdadeiro ressurgimento da fauna nas primeiras camadas após a passagem Cretáceo-Terciário.

Durante o trabalho, tomou-se, como base para a localização estratigráfica dos fósseis encontrados na Formação Gramame nas exposições das minas Poty, CIPASA, CIMEPAR e Itapessoca, a bioestratigrafia dessa unidade realizada por Lima & Koutsoukos (2002). Trabalho este, que foi realizado nos mesmos afloramentos investigados por esta pesquisa.

Dos 76 gêneros e 116 espécies de moluscos descritos na Formação Gramame (conforme as tabelas VII.1a, b, c, d) foram encontrados apenas 7 espécies de 4 gêneros diferentes (2 gastrópodes e 5 amonóides) (ver Figuras VII.1, VII.2 e VII.3). Apenas alguns moldes de uma pequena espécie de bivalvío foram encontrados nas camadas do Maastrichtiano Superior na Mina Itapessoca, porém estes fragmentos não permitem identificação.

O quadro apresentado na Figura VII.2 mostra o posicionamento relativo dos fósseis mostrados na Figura VII.1. O posicionamento dos mesmos com relação à porção média e superior da unidade foi feito a partir da bioestratigrafia realizada por Lima & Koutsoukos (2002). O posicionamento dos fósseis é apenas esquemático, levando-se em conta que as 116 espécies ocorrem na porção inferior da unidade, a partir da bibliografia disponível. No quadro VII.2 as espécies de amonóides coletados mostra a escassez na porção superior da unidade Gramame. O amonóide cuja posição verificada foi a mais próxima do topo da unidade, encontrava-se a 2 metros abaixo da transição K-T, na Mina Poty.

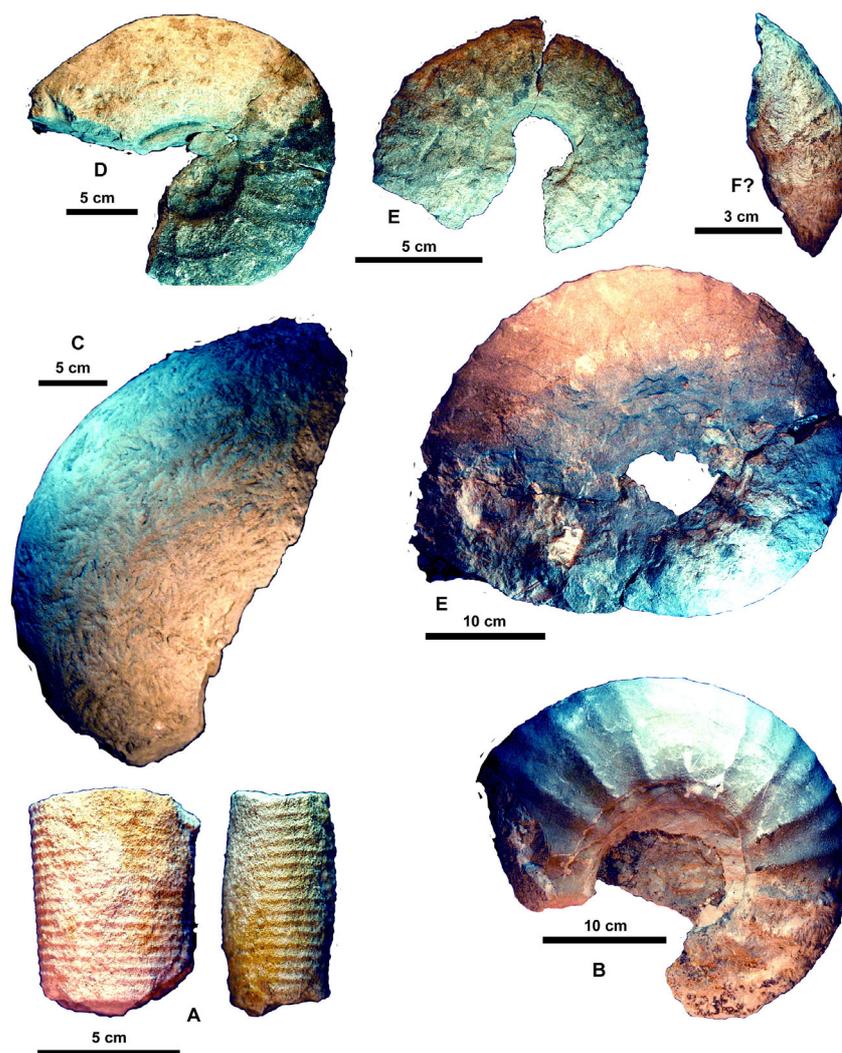


Fig. VII.1 - Espécies de Amonóides encontrados nas exposições do Maastrichtiano Superior das pedreiras que ocorrem ao longo de toda a Bacia Paraíba. As letras indicam cada espécime encontrado, e a correlação dos mesmos é feita no quadro da Figura VII.2.

Apenas os espécimes de moluscos das Figuras VII.1 e VII.3 foram encontrados nos depósitos da Formação Gramame, apesar da extensa varredura feita nos afloramentos em questão. Fósseis de outros grupos, no entanto, parecem ocorrer ao longo de toda a unidade Gramame, ainda que não de forma abundante em todos os afloramentos. Dentre os fósseis encontrados ao longo do Maastrichtiano Superior, que corresponde aos afloramentos visitados, encontram-se com certa frequência dois gêneros de seláquios, *Lamna* e *Odontaspis* (Fig. VII.4). Estes dois gêneros aparentemente constam desde as camadas basais fosfáticas que precedem a base da Formação Gramame (Rebouças & Silva Santos, 1956), e ocorrem através do Maastrichtiano, chegando até o Paleoceno, pois são frequentes nas camadas margosas da Formação Maria Farinha na Mina Poty.

Espécies de grande porte estão presentes nos níveis basais da unidade Gramame (Rebouças & Silva Santos, 1956) mas, apenas dois gêneros, mostrados na Figura VII.3, ocorrem ao longo do Maastrichtiano e passam, aparentemente sem problemas, para o Paleoceno.



Fig. VII.4 - Dentes de seláquios coletados nos afloramentos. Estes aparecem com certa frequência nas seções visitadas. Ocorrem em depósitos do Maastrichtiano e do Paleoceno. a) *Lamna serrata*?, b) *Odontaspis tingitana*.

Ao que parece, estes dois gêneros de seláquios não foram afetados pela crise do Maastrichtiano Superior, nem pela extinção da passagem K-T. Parecem ter sido menos sensíveis às modificações que resultaram na redução da biodiversidade durante o Maastrichtiano Superior.

Um estudo mais aprofundado destes gêneros deve ser feito, incluindo as características paleoecológicas, visto que ambos possuem formas aproximadas que vivem nos mares atuais. Desta forma, talvez, seja possível especular a respeito do fator que permitiu o sucesso desses gêneros quando todos os outros não conseguiram se manter na bacia.

Um outro importante aspecto é a presença sempre constante, nos estratos do Maastrichtiano Superior, de fragmentos de crustáceos decápodes. Excepcionalmente é possível encontrar uma carapaça completamente preservada (Fig. VII.5, VII.6); sendo normalmente comuns fragmentos das pinças e das carapaças. Provavelmente estes crustáceos foram os grandes responsáveis pela produção das galerias (*Thalassinoides*) freqüentemente encontradas nas camadas, tanto do Maastrichtiano, quanto do Paleoceno.

Aparentemente, pelo menos dois gêneros parecem ocorrer no Maastrichtiano e ter passado para o Paleoceno, mas devido a ausência de fósseis completos não é possível precisar se estes restos representam as mesmas espécies ao longo de toda a seção.

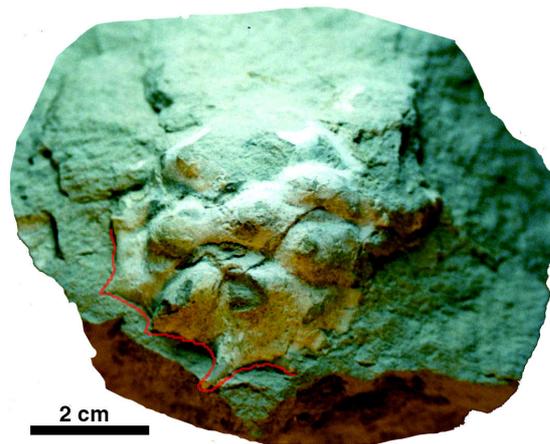


Fig. VII.5 - Bloco de calcário contendo molde de carapaça de decápode coletado na mina CIPASA. Aparentemente seria *Paleoxantopsis cretacea?* (Rathbun).

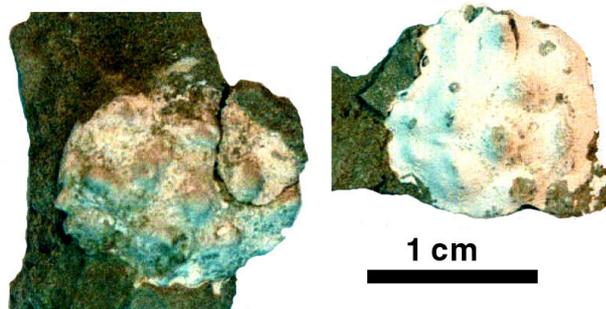


Fig. VII.6 - Carapaças de decápodes encontradas na Formação Maria Farinha, na Mina Poty. Aparentemente, estes espécimes parecem ser jovens exemplares de *Paleoxantopsis?*; o que mostraria a ocorrência do gênero nas duas unidades.

Em praticamente todos os estratos do Maastrichtiano Superior é possível coletar fragmentos de crustáceos decápodes. O gênero *Calianassa* aparentemente ocorre a partir dos estratos basais da Formação Gramame, até o Maastrichtiano Superior e também parece ocorrer nas camadas do Paleoceno da Formação Maria Farinha (Fig. VII.7).

A fragmentação e a desarticulação geralmente são comuns em relação aos restos de crustáceos decápodes que ocorrem tanto na Formação Gramame, quanto na Formação Maria Farinha. Isso indica a ocorrência de eventos de alta energia, que atuaram no transporte, fragmentação e acumulação dos espécimes. Este fato corrobora a ocorrência de eventos de aumento de energia, como tempestades. O acúmulo desses fragmentos é muito comum nas *shell beds* que ocorrem nas duas unidades e, em especial, nos estratos do Paleoceno Inferior na seção da Mina Poty.

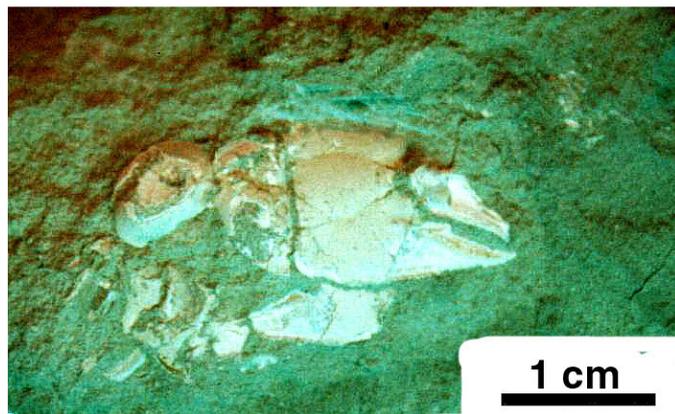


Fig. VII.7 - Quelípode parcialmente intacto, encontrado em estratos da Formação Gramame na Mina CIMEPAR. A fragmentação mostra o aumento episódico da energia no ambiente.

Távora *et al.* (2003) verificaram, a partir do estudo de vários espécimes de decápodes coletados na Formação Maria Farinha, que grande parte dos fósseis apresentam feições de soterramento normal após a morte, e 12% apresentam posição de soterramento de escape. Segundo os autores, aparentemente existe uma seletividade, na morte, apenas de indivíduos adultos. Isto sugere, conforme o estudo, que as condições de energia variavam com períodos de agitação que fragmentavam os restos de indivíduos já mortos e com períodos mais calmos onde os restos eram acumulados e soterrados. O trabalho sugere que o ambiente seria costeiro e sujeito a variações do nível do mar.

Alguns gêneros de braquiúres identificados na unidade Maria Farinha possuem correspondentes que atualmente são habitantes de mangues. Beurlen (1959, 1967a, 1967b) chegou a comparar as características de fauna e sedimentologia da Formação Maria Farinha Inferior, principalmente na Mina Poty, com ambiente assemelhado ao dos atuais mangues e estuários, e que a deposição dessa unidade ao que parece teria se dado na zona litorânea de influência de marés.

Os gêneros identificados na Formação Maria Farinha apresentam semelhança aos que ocorrem na Formação Gramame, indicando assim uma continuidade através do Paleoceno de gêneros cretáceos (Távora *et al.*, 2003). Beurlen (1959; 1962b) citou espécies do gênero *Calianassa* nas unidades Gramame e Maria Farinha.

A ocorrência dos crustáceos decápodes parece não sofrer restrição quanto ao Maastrichtiano Superior, onde há uma escassez de outros fósseis. Esse fato verificado através da presença não só de fragmentos ou de carapaças inteiras, mas também de galerias de *Thalassinoides* escavadas por esses animais em nos estratos do Maastrichtiano e do Paleoceno

Inferior, havendo sua substituição por *Ophiomorpha* apenas nos calcários recifais da Formação Maria Farinha Superior.

É bastante comum a presença de quelípodes isolados ou com partes de tórax. Estes quelípodes assemelham-se ao gênero *Calianassa* (Fig. VII.8, VII.9, VII.10 e VII.11) descrito por Beurlen (1962c).

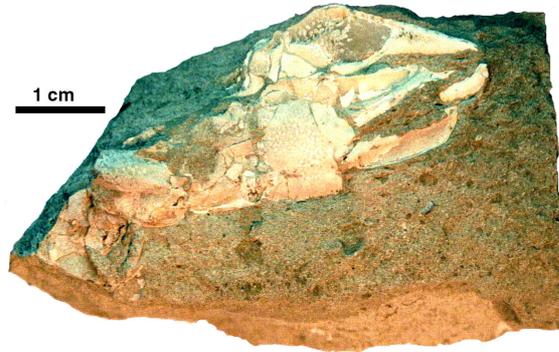


Fig. VII.8 - Quelípode aparentemente do gênero *Calianassa*, contido em fragmento de tubo *Thalassinoide*. Este detalhe preservacional parece unir o registro do hábito com o gerador das escavações, no caso o decápode com sua estrutura de habitação.



Fig. VII.9 - Pequeno fragmento de calcário contendo acúmulo de restos de decápodes coletado em estratos de calcários margosos da Formação Maria Farinha na Mina Poty. Estes acúmulos são frequentes nos níveis de *shell beds* que ali ocorrem.

Beurlen (1962c) afirma que o gênero *Calianassa* ocorreria em sedimentos da Formação Beberibe de idade por ele atribuída ao Santoniano. Porém, hoje sabemos que os depósitos a que o autor se referiu correspondem à Formação Itamaracá, que pode ter uma idade coniaciana?-campaniana. Desta forma, é possível inferir que estes crustáceos sempre estiveram presentes no ambiente transicional-marinho da bacia, persistindo mesmo através da crise do Maastrichtiano Superior.

Távora *et al.* (2003) afirmam que as 3 espécies por eles identificadas na unidade Maria Farinha, que também ocorrem na unidade Gramame, aparentemente guardam semelhança com fósseis da Formação Riachuelo, Albiano da Bacia de Sergipe.

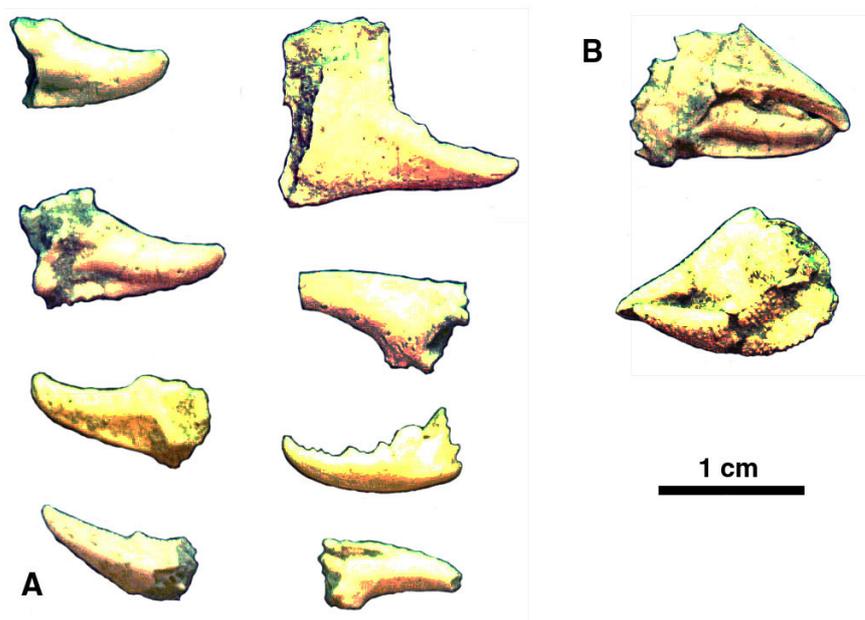


Fig. VII.10 - Fragmentos de decápodes coletados em estratos paleocênicos da Mina Poty. A) datilos isolados e, às vezes fragmentados. B) quelípodes articulados, quase intactos, apresentando às vezes leve deformação por compactação (*Calianassa?*).

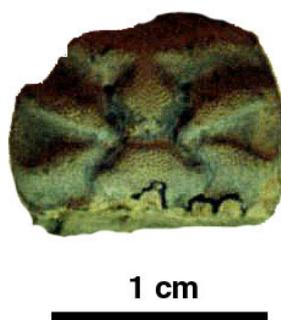


Fig. VII.11 - Tórax de Decápode encontrado com freqüência nos estratos do Paleoceno da Mina Poty (*Calianassa?*). Aparentemente esta espécie torna-se bastante abundante nas camadas de marga da Formação Maria Farinha nessa localidade.

Outro componente fóssil que ocorre ao longo de toda a sequência do Maastrichtiano, e que também ocorre nas camadas do Paleoceno Inferior na Mina Poty, é o equinóide *Hemiaster* descrito por Maury (1930). Espinhos desse equinóide e carapaças, inteiras ou fragmentadas, foram encontradas nas localidades: Itapessoca, CIMEPAR, Poty, Itamaracá, Ponta do Funil. Contudo, nas minas CIPASA e Itapessoca esses equinóides são raros.

De certa forma, parece haver um aumento na abundância destes fósseis nas camadas do topo do Maastrichtiano que precedem a passagem K-T, tanto na Mina Poty, quanto na Ponta

do Funil. Estes equinóides também parecem ocorrer desde os níveis de sedimentos transicionais da Formação Itamaracá, que precedem a base da Formação Gramame até o Paleoceno Inferior da Mina Poty. Embora Maury (1930) tenha descrito outros equinóides na base da Formação Gramame, estes eram equinóides regulares cujos hábitos de vida estavam ligados a substratos duros ou rochosos. Fósseis dos demais equinóides descritos na base da Formação Gramame não ocorrem nos afloramentos visitados, os quais correspondem ao Maastrichtiano Superior (Fig. VII.12, VII.13 e VII.14).

O gênero *Hemiaster* trata-se de equinóide irregular, cujos representantes atuais são conhecidos como "corações do mar"; estes possuindo o hábito de se enterrar em substratos macios onde se alimentam filtrando o sedimento, como detritívoros (Ruppert & Barnes, 1996). O estabelecimento desse pequeno equinóide, que apresenta relativa abundância ao longo do Maastrichtiano demonstra a característica seletiva do ambiente onde vivia, visto que os demais equinóides descritos no Maastrichtiano Inferior (Gramame) não prosperaram.

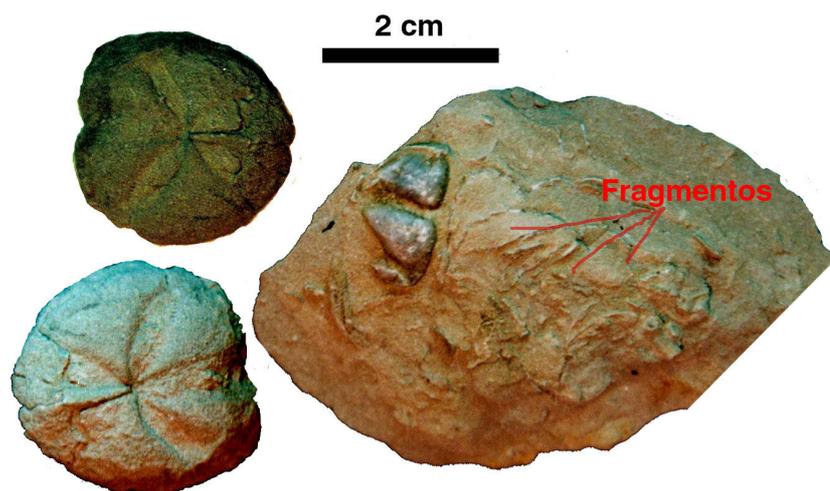


Fig. VII.12 - Moldes e fragmentos de *Hemiaster jacksoni*? encontrados na porção do Maastrichtiano Superior que precede a passagem K-T na Mina Poty e Ponta do Funil. Estes também são encontrados no Paleoceno da Mina Poty.

A adaptação à plataforma predominantemente constituída de areia e lama carbonática com substrato macio parece ter condicionado a sobrevivência desse equinóide, inclusive permitindo-o atravessar o ápice da crise durante a passagem K-T e permanecer no período pós-extinção, correspondente ao Daniano Inferior. É encontrado com freqüência nos extratos paleocênicos da Mina Poty.

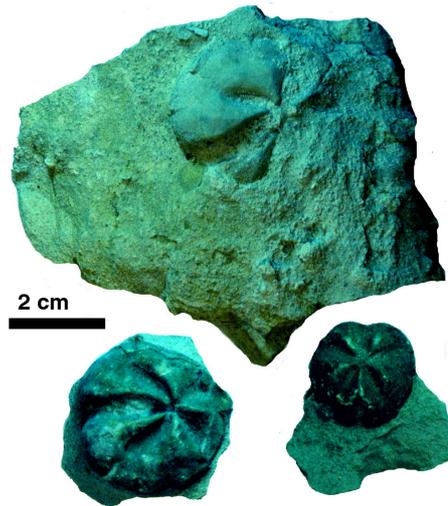


Fig. VII.13 - Moldes e fragmentos de *Hemiaster jacksoni*? encontrados em Alhandra, na Mina João Sara e na Mina Itapessoca, correspondendo ao Maastrichtiano Superior das sub-bacias Olinda e Alhandra.

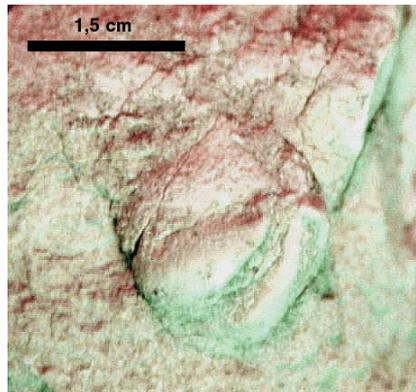


Fig. VII.14 - Molde de *Hemiaster* sp. encontrado em estratos da Mina CIMEPAR em João Pessoa, correspondendo ao Maastrichtiano Inferior na sub-bacia Miriri.

Outro fóssil comum ao topo do Maastrichtiano que também ultrapassa a passagem K-T, existindo no Paleoceno da Mina Poty, é o icnito do verme serpulídeo *Hamulus* (Fig. VII.15), sendo identificado através do tubo calcário que habitava, o qual se preservou nos estratos carbonáticos. Segundo Oliveira (1957), a espécie identificada na Bacia Paraíba guarda certa semelhança com *H. Onix* do Cretáceo Superior da América do Norte. O autor afirma que, este fóssil ocorre nas zonas fosfáticas que precedem a base da Formação Gramame. Sendo assim, ao ser encontrado no Maastrichtiano Inferior e Superior, e também no Paleoceno Inferior, este fóssil, bem como o equinóide *Hemiaster*, os tubarões *Odontaspis* e *Lamna* e os decápodes calianassídeos parecem compor uma fauna que enigmaticamente existiu ao longo de todo o Maastrichtiano, através da passagem K-T, chegando até o Paleoceno Inferior (Fig. VII.16).

Ao que parece, o restante da fauna, composta por grande quantidade de moluscos e alguns vertebrados, não alcançou a mesma distribuição.

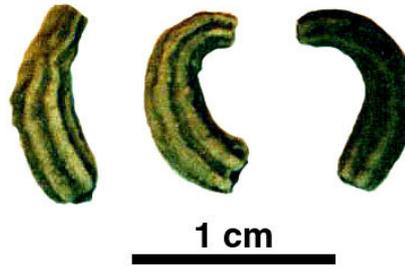


Fig. VII.15 - Tubo calcário de verme serpulídeo encontrado na porção superior da Formação Gramame e também presente nos estratos da Formação Itamaracá que precedem a base da Formação Gramame – *Hamulus* cf. *H. onix*.

		Camp.	Maastrichtiano	Paleoceno
		Itam.	Gramame	M Farinha
ECHINOIDEA	<i>Hemiaster</i> ?		■ ?	
PISCES	<i>Odontaspis</i> ?		■ ?	
	<i>Lamna</i> ?		■ ?	
CRUSTACEA	<i>Callianassa</i> ?		■ ?	
	<i>Palaeoxanthopsis</i> ?		■ ?	

Fig. VII.16 - Quadro que mostra os gêneros de equinóides, peixes e crustáceos encontrados ao longo de toda a seqüência carbonática. Estes são os gêneros que comprovadamente habitaram a bacia de forma contínua durante todo o Maastrichtiano e passaram para o Paleoceno.

Quanto à fauna que recolonizou a Formação Maria Farinha Inferior, logo após a passagem K-T, a melhor expressão desse evento de recuperação está na seção da Mina Poty. É importante lembrar, contudo, que o desaparecimento dos fósseis no Maastrichtiano Superior não parece ter sido um evento induzido artificialmente por questões de hiato deposicional ou preservacional. O evento regressivo teve início apenas após o final do Maastrichtiano, portanto, apenas durante a deposição da Formação Maria Farinha. Mesmo assim, na Formação Maria Farinha, aparecem animais que não existiam na bacia durante o Maastrichtiano e que ficaram preservados nos estratos mesmo estando estes sobre o domínio dos efeitos da regressão.

A fauna que aparece nos estratos acima da camada limite do K-T na Mina Poty fornece a melhor evidência da explosão de recuperação após a crise do Maastrichtiano e o evento de extinção na passagem K-T.

Nestes estratos ocorre um predomínio de gastrópodes, como foi verificado no Paleoceno Inferior em outras seções K-T (Hansen *et al.*, 1993, Johansen, 1989; Stilwell, 2003). Além de alguns gêneros que habitaram a bacia durante a primeira colonização marinha (Campaniano-Maastrichtiano Inferior), Também aparecem novos gêneros, e juntos, recolonizam os ambientes marinhos da bacia pós-evento K-T.

Os gastrópodes são representados por grandes formas como *Natica* e *Serratocerithium* (Fig. VII.17, VII.18) e formas menores como *Turritela* (Fig. VII.19). Também aparecem *Nuculana*, *Venericardia* e *Ostrea* como bivalvíos abundantes (Fig. VII.20, VII.21 e VII.22), principalmente *Venericardia*, que ocorre em profusão nas camadas de acúmulo de moldes de conchas na Mina Poty. Também são comuns moldes dos nautilóides *Cimomia* e *Hercoglossa*. A presença de *Ostrea* é abundante em camadas margosas do Paleoceno Inferior da Mina Poty isso reforça a idéia de que o ambiente marinho passa para condições de ambiente marinho raso com influência de mangues ou estuários (Beurlen 1967a, 1967b).

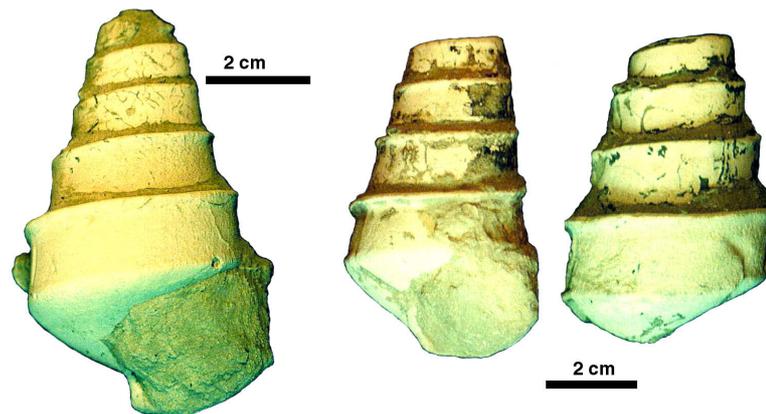


Fig. VII.17 - Espécimes de *serratocerithium buarquianum*, gastrópode que aparece logo após a passagem K-T na seção da Mina Poty. Este gastrópode é muito abundante nos estratos do Paleoceno Inferior.

Outros gastrópodes ocorrem com menor abundância, embora esta situação varie conforme o acompanhamento vertical dos estratos. Devido à acumulação de moldes de conchas em níveis de *shell beds*, às vezes, aparenta-se maior ocorrência em determinado estrato, porém seria apenas uma maior acumulação em certo horizonte devido à ação de eventos de acúmulo e soterramento. Os gastrópodes mostrados na Figura VII.23 e VII.24, também são freqüentes, embora menos abundantes. Eles representam, juntamente com os gêneros mais abundantes, o grupo que domina a fauna que está preservada na seção do Paleoceno Inferior da Mina Poty.

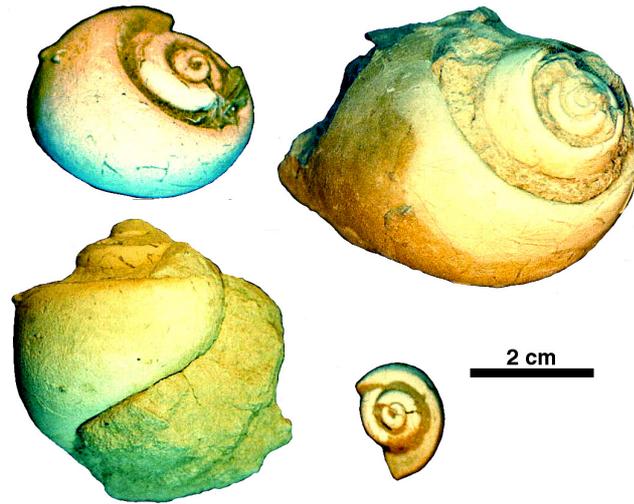


Fig. VII.18 Moldes internos de *Natica* sp., muito comum nos estratos do Paleoceno Inferior da Mina Poty. Estas Formas são muito aproximadas de *Natica parahybensis*, que é mencionada para a Formação Gramame.

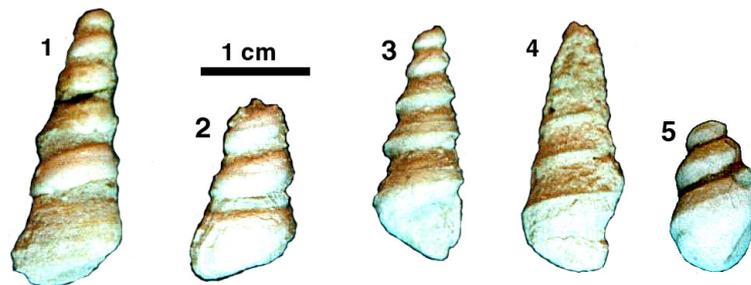


Fig. VII.19 - Moldes de *Turritella*, que também são abundantes nos estratos margosos do Paleoceno Inferior na Mina Poty. 1,2,3 e 4 - *Turritella soaresana*; 5 - *Mesalia* ?

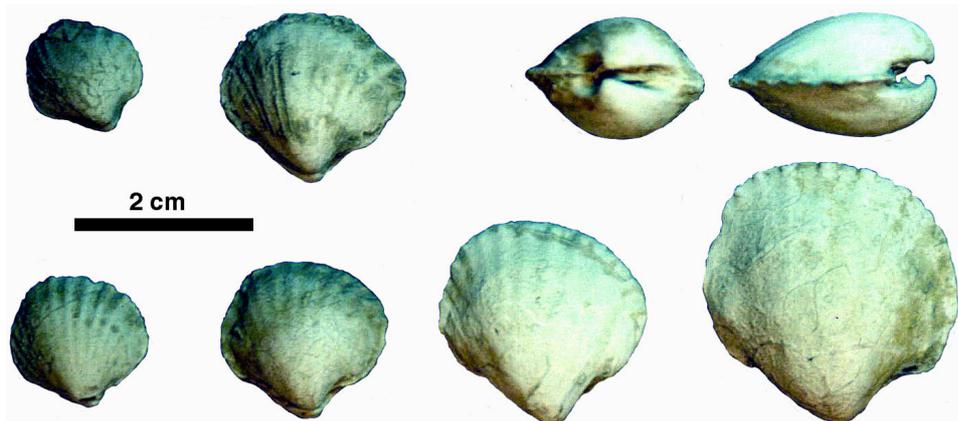


Fig. VII.20 - Moldes internos de *Venericardia morganiana*. Na figura, aparecem diversos estágios de crescimento. Este fóssil é muito abundante em toda a seção do Paleoceno que ocorre na Mina Poty, chegando a se tornar dominante no topo das camadas paleocênicas, onde os indícios da regressão se tornam fortes, e os gastrópodes se tornam menos freqüentes.

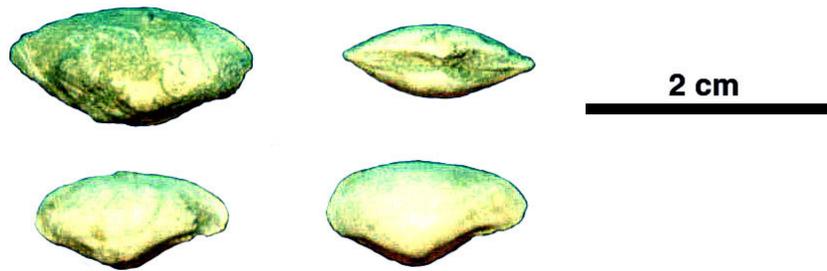


Fig. VII.21 - Moldes de *Nuculana swiftiana*. Este bivalvío ocorre com abundância em estratos da porção média da seção Maria Farinha na Mina Poty. É um fóssil muito comum nas camadas margosas desta seção, desaparecendo nas porções superiores.

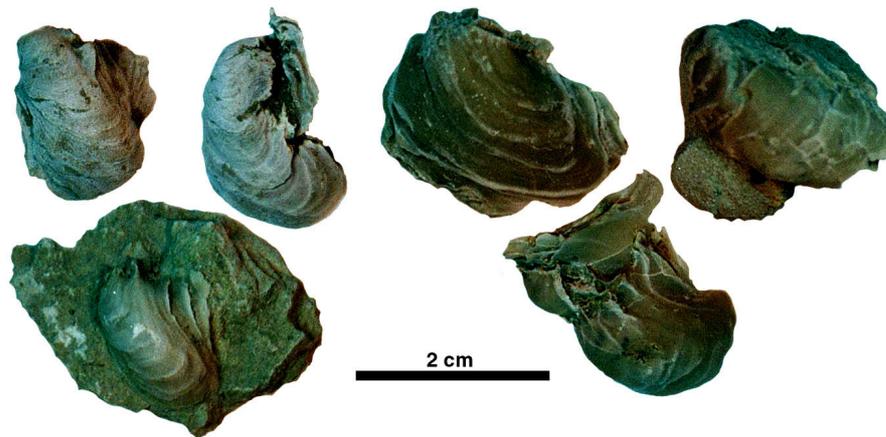


Fig. VII.22 - Conchas de *Ostrea* sp. Este fóssil é muito frequente nas camadas margosas onde ocorre *Nuculana*. Os representantes atuais deste gênero são habitantes de mangues e estuários onde ocorrem fixados a substratos duros.

Os gastrópodes além de ter o maior número de gêneros presentes, também são mais abundantes. Os únicos gêneros de bivalvíos que ocorrem com abundância são *Venericardia*, *Nuculana* e *Ostrea*. A baixa diversidade dos bivalvíos e o predomínio de detritívoros e carnívoros assinala o mesmo padrão pós-evento verificado em seção K-T da América do Norte (Hansen *et al.*, 1993).

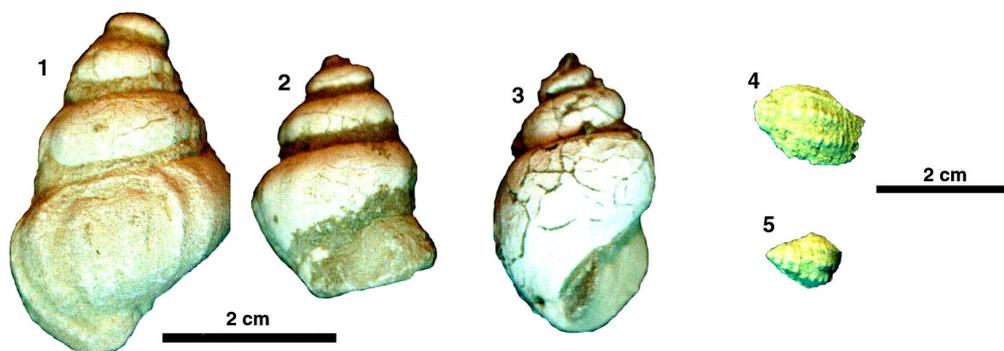


Fig. VII.23 - Gastrópodes da Formação Maria Farinha. 1 e 2 – *Cerithium Tethys?*, 3 – *Cancellaria?* sp.; 4 e 5 – *Volutispina?* sp.

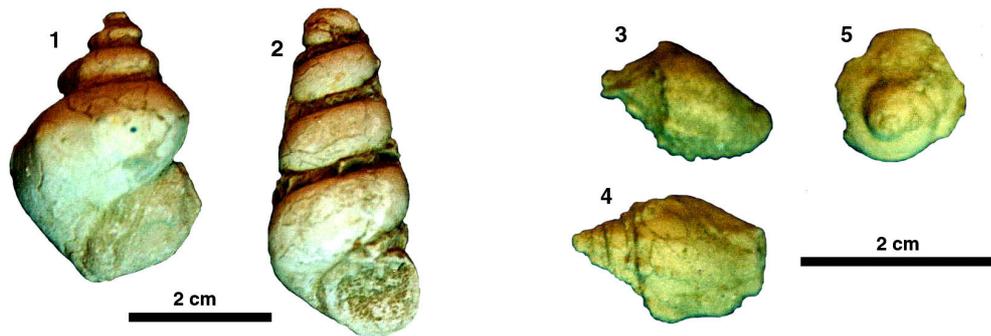


Fig. VII.24 - Gastrópodes da Formação Maria Farinha Inferior encontrados na Mina Poty. 1 - *Cerithium*? 2 - *Anchura*? 3 e 4 - *Volutispina* sp, 5 - *Xenophora* sp.

Também estão presentes nos estratos paleocênicos da Mina Poty, os nautilóides *Cimomia* e *Hercoglossa* (Fig. VII.24), que aparecem na Formação Maria Farinha logo após o evento K-T, tornando-se também freqüentes nas camadas margosas do Paleoceno cerca de 12m acima da passagem K-T, juntamente com *Nuculana* e *Ostrea*.

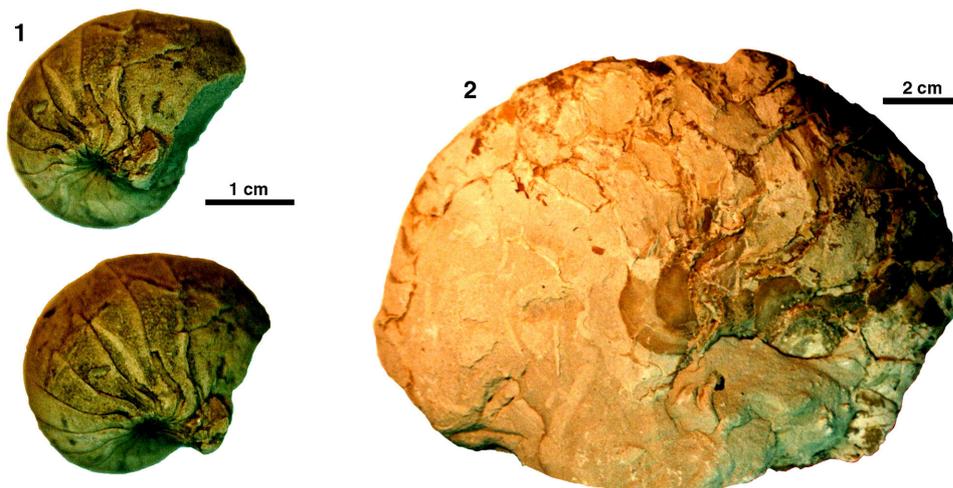


Fig. VII.25 - Moldes de conchas de nautilóides que ocorrem na Formação Maria Farinha Inferior, na seção da Mina Poty. 1 - molde de *Cimomia pernambucensis*, 2 - molde de *Hercoglossa lamegoi*.

Fernandes (1978; 1984) descreveu três espécies de corais hermatípicos na Formação Maria Farinha, enquanto Almeida (2000) encontrou mais dois novos gêneros de corais nos depósitos da Formação Maria Farinha Superior de características recifais. Além das novas ocorrências, esse autor também encontrou as 3 espécies identificadas por Fernandes (1978; 1984) anteriormente (*Paracyatus* cf *rugosus*, *Stephanocoenia pernambucensis*, *Madracis whitei*).

Os moldes de corais encontrados nos estratos paleocênicos da Mina Poty durante os trabalhos de coleta de campo desta pesquisa, correspondem ao pequeno coral *Paracyatus* cf. *rugosus*, descrito por Fernandes (1978). Este mesmo gênero também foi encontrado em estratos do Maastrichtiano Superior (Formação Gramame) nas Minas CIMEPAR e Poty. Fernandes (1978) afirma que *Paracyatus* adapta-se a ambientes marinhos rasos, claros e com constante renovação, porém também possui a capacidade de suportar maiores variações com respeito à profundidade e temperatura.

Embora o registro de *Paracyatus* em estratos do Maastrichtiano Superior sejam raros, como comprovado nas observações de campo, a ocorrência desse coral antes da transição K-T e sua presença também depois da transição significaria um caso de resistência desse grupo às condições adversas que se instalaram na bacia ao final do Maastrichtiano e durante a transição K-T. Contudo, é necessário que maiores investigações sejam realizadas sobre a presença dessa espécie em estratos cretáceos.

A ocorrência de *Paracyatus* cf. *rugosus* (Fig. VII.26) no Paleoceno da Mina Poty é verificada logo acima da camada limite, juntamente com a recuperação dos moluscos. Nos estratos mais superiores da unidade Maria Farinha, nessa localidade, a presença de *Paracyatus* não foi mais registrada, talvez devido a acentuação dos efeitos regressivos evidenciados pela presença de siliciclásticos nos depósitos.

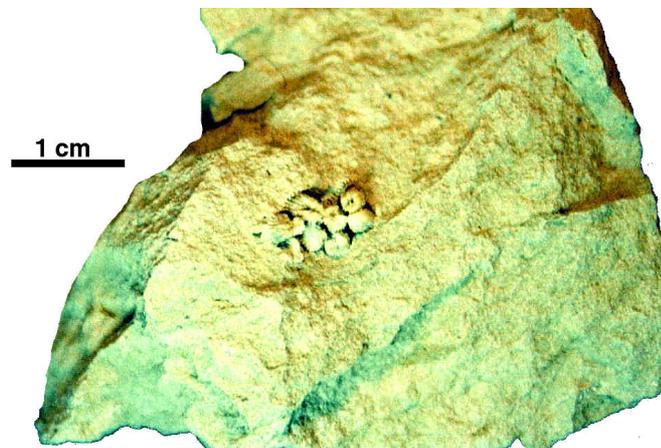


Fig. VII.26 - Bloco de calcário com molde de *Paracyatus* cf. *rugosus*. O aspecto e dimensões observados na figura são comuns para a totalidade dos exemplares encontrados nos carbonatos paleocênicos.

Foram encontrados alguns moldes de moluscos nos afloramentos de Jaguaribe e de Ponta de Pedras, em estratos da Formação Maria Farinha Superior. Contudo, a preservação inviabiliza uma melhor identificação dos espécimes, devido ao fato desses afloramentos estarem sob processo de erosão marinha, que provoca considerável alteração e destruição dos fósseis.

Em geral estão presentes gastrópodes e alguns bivalvíos. Foi possível verificar a ocorrência de um molde de *Euspira?* sp. (Fig. VII.27) que também aparece nos calcários recifais da Formação Maria Farinha na Paraíba, segundo Almeida (2000).

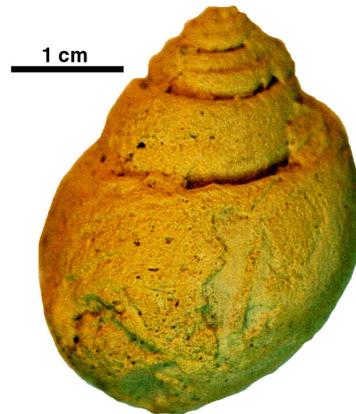


Fig. VII.27 - Molde de gastrópode – *Euspira?* sp. encontrado nos afloramentos da Formação Maria Farinha Superior na Praia de Jaguaribe em Itamaracá, Pernambuco.

Quanto ao posicionamento dos gêneros mais importantes que foram encontrados durante a fase de observação e coleta de fósseis nos vários afloramentos visitados, a Figura VII.28 traz uma correlação entre esses afloramentos e a ocorrência relativa desses fósseis encontrados. Nesta figura, foram correlacionadas seções ao longo de toda a bacia, e nela está indicado o conteúdo microfossilífero verificado em cada seção. A correlação levou em consideração a bioestratigrafia da unidade Gramame realizada por Lima & Koutsoukos (2002). As mesmas seções das pedreiras utilizadas por esses autores foram também investigadas durante esta pesquisa. O posicionamento das seções foi esquematicamente arranjado com base nos dados desse trabalho bioestratigráfico. Segundo os autores, as zonas do topo do Maastrichtiano desaparecem na direção norte da bacia, em direção à Mina CIMEPAR. Desta forma, as seções estão organizadas mostrando essa ausência do topo do Maastrichtiano.

As seções de Coqueirinho, Alhandra e Ponta do Funil não fazem parte do trabalho de Lima & Koutsoukos (2002); estas seções foram incluídas aqui para complementar o quadro de distribuição estratigráfico mostrado, e estão posicionadas apenas levando-se em conta as relações estratigráficas e microfossilíferas nelas observadas, em relação as outras seções .

Na Mina Poty e Ponta do Funil, ocorre o registro da mesma camada que separa as duas unidades e marca a base da Formação Maria Farinha (Albertão, 1993). Essa camada nas duas localidades, distantes aproximadamente 25Km, guarda as mesmas feições sedimentológicas, embora existisse diferença entre os ambientes onde elas foram depositadas. Essa camada

conglomerática assinala uma discordância erosiva regional, marcada por um provável tsunamito, conforme foi proposto por Albertão (1993).

A seção de Coqueirinho está separada por uma outra descontinuidade da porção inferior da Formação Maria Farinha. As características sedimentológicas, paleontológicas e estratigráficas desses calcários mostram que há uma descontinuidade entre os carbonatos do Paleoceno Inferior que ocorrem na Mina Poty e esses calcários recifais.

A seção de Alhandra (Mina João-Sara) está situada apenas esquematicamente, conforme o conteúdo microfossilífero e as características estratigráficas dessa seção em relação as demais investigadas, pois não há nenhum levantamento bioestratigráfico dos calcários dessa localidade disponível.

A interpretação da Figura VII.28, revela vários aspectos interessantes da estratigrafia desses depósitos:

a) Como comprovado por Lima & Koutsoukos (2002), há um desaparecimento das camadas do topo do Maastrichtiano em direção a João Pessoa. Este fato fica evidenciado pela espessura de estratos paleocênicos que ocorrem na Mina Poty. Seguindo para norte, na Ponta do Funil, onde já ocorre uma redução desses estratos paleocênicos e mais para o norte, além do Vale do Rio Goiana, o marco estratigráfico do K-T juntamente com o topo do Maastrichtiano desaparecem;

b) A camada limite K-T (camada conglomerática) ocorre nas seções da Mina Poty e Ponta do Funil (Albertão, 1993). As características dessa camada indicam o registro de um evento de grande magnitude e que, provavelmente, atingiu toda a bacia, resultando na deposição de uma camada sedimentar de aproximadamente 60cm, nas localidades citadas. As características também observadas pela pesquisa, sugerem que essa deposição ocorreu em um curto espaço de tempo e envolveu um alto grau de energia;

c) É possível notar que há uma ausência de macrofósseis no registro do Maastrichtiano Superior. Este fato é alterado após o evento A recuperação da crise do Maastrichtiano e do evento K-T, ocorre com uma recolonização da bacia por novos organismos, e uma expansão dos poucos sobreviventes. Embora a diversidade pós-K-T se mantenha baixa, como mostrado nesse capítulo, há uma abundância de macrofósseis preservados nas camadas e *shell beds* do Paleoceno Inferior. A assembléia do Paleoceno inferior é dominada por gastrópodes, em especial pelos gêneros *Turritela*, *Serratocerithium* e *Natica*. Os bivalvíos são representados principalmente pelos gêneros *Venericardia*, *Nuculana* e *Ostrea*. Embora, *Venericardia* se torne muito abundante no topo da seção. O padrão de sucesso dos gastrópodes detritívoros e carnívoros e de bivalvíos detritívoros, é um padrão semelhante ao que ocorre em seções K-T

Capítulo VII – Eventos biológicos na estratigrafia da seção marinha da Bacia Paraíba

de origem marinha que estavam em regiões tropicais durante o evento K-T (Hansen *et al.*, 1993);

d) Devido ao fator regressivo, os calcários recifais da Formação Maria Farinha Superior podem representar um momento de estabelecimento do nível do mar, após a descida, em um ponto mais baixo em relação à plataforma Gramame, como discutido antes. Este fenômeno explicaria o afastamento desses bancos de calcário mais para o interior da bacia, como franjas descontínuas, estando hoje na atual linha de litoral da bacia;

e) Como mostrado no capítulo VII, o marco estratigráfico que ocorre na Mina Poty e na Ponta do Funil registra o mesmo evento em diferentes regiões da bacia, mostrando que havia diferenças paleogeográficas e paleoambientais. Enquanto os icnofósseis e dados sedimentológicos mostram que na Poty a batimetria era de plataforma média à rasa, na Ponta do Funil os dados sedimentológicos e de icnofósseis mostram quase uma condição de *shoreface* ou *nearshore*, com um ambiente sujeito a maior energia e sob a influência de ondas de plataforma rasa a litoral;

f) A diferença na ciclicidade das camadas que variam bastante de seção para seção (Fig. VII.28) mostra que cada local estaria sujeito a diferentes regimes de batimetria, influxo sedimentar e atuação do nível eustático. Devido ao fato da diferença de batimetria não ser tão grande entre as sub-bacias, provavelmente, o resultado foi um aspecto geral de homogeneidade dos afloramentos, sem grandes diferenças gerais de litologia.

g) Apesar de mostrar condições de ambiente marinho muito raso, a seção da Ponta do Funil não mostra indícios de influxo terrígeno franco. Essas condições de ausência de influxo de terrígenos, com areia e silte, para dentro da bacia prevalece em toda a seção carbonática, nas duas unidades. Mais uma vez, busca-se interpretar as condições paleogeográficas e climáticas como causas para a ausência desses fluxos. A bacia, por se comportar como uma rampa de baixo grau de inclinação, não favorecia o influxo de sedimentos por gravidade; por outro lado, as condições de clima, seco e quente no continente, provavelmente, não favoreciam o desgaste e o fornecimento desse sedimento, bem como tornavam a drenagem, incapaz de levar a carga sedimentar de clásticos bacia a dentro.

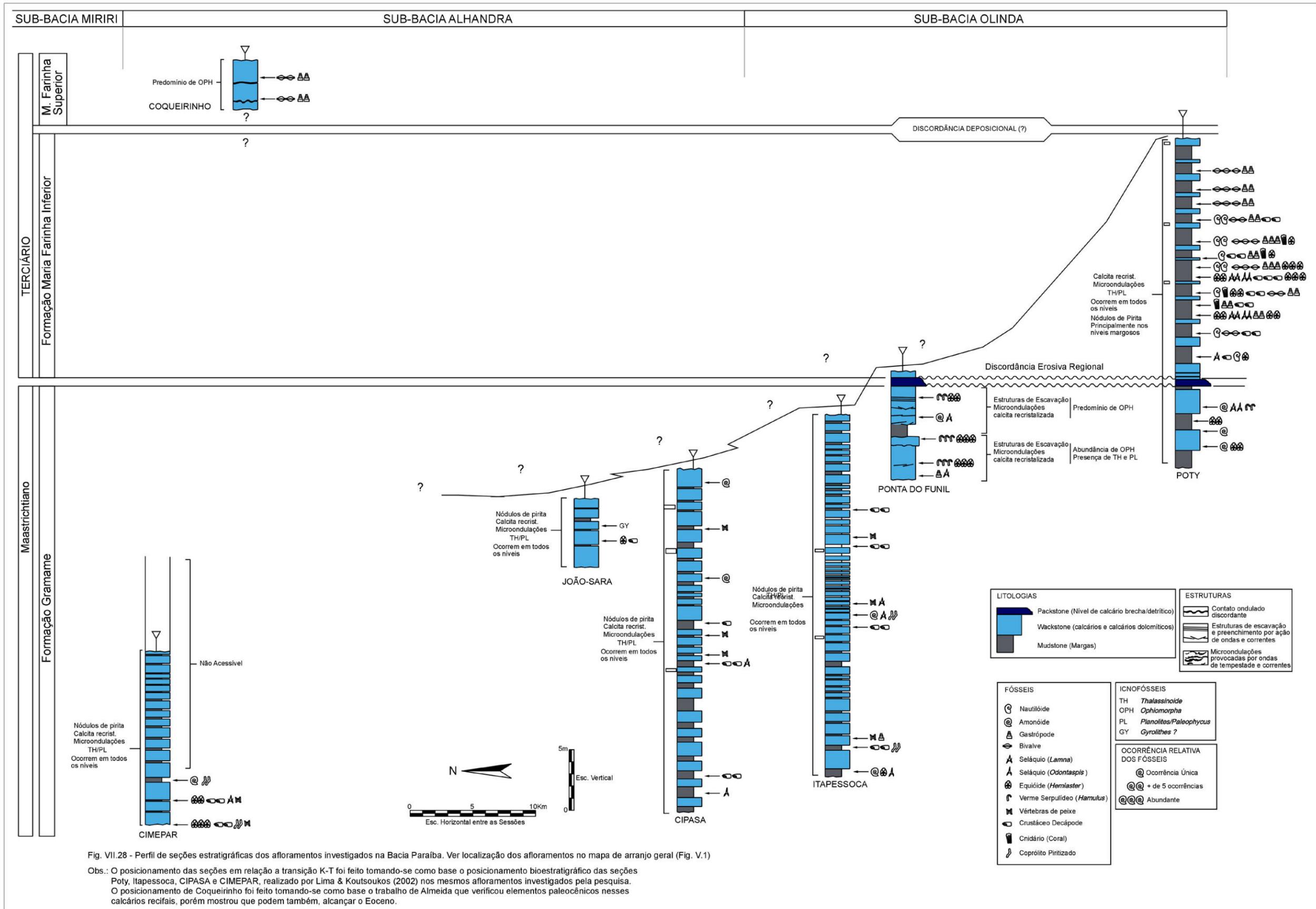


Fig. VII.28 - Perfil de seções estratigráficas dos afloramentos investigados na Bacia Paraíba. Ver localização dos afloramentos no mapa de arranjo geral (Fig. V.1)

Obs.: O posicionamento das seções em relação a transição K-T foi feito tomando-se como base o posicionamento bioestratigráfico das seções Poty, Itapessoca, CIPASA e CIMEPAR, realizado por Lima & Koutsoukos (2002) nos mesmos afloramentos investigados pela pesquisa. O posicionamento de Coqueirinho foi feito tomando-se como base o trabalho de Almeida que verificou elementos paleocênicos nesses calcários recifais, porém mostrou que podem também, alcançar o Eoceno.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Diante das informações reunidas e discutidas nos capítulos anteriores, foi possível formular algumas conclusões a respeito da observação de vários aspectos da estratigrafia e dos paleoambientes das unidades Gramame e Maria Farinha:

- a) A transgressão na bacia ocorreu, mais provavelmente, durante o Campaniano, e teria vindo do norte, através da Bacia Potiguar na direção de Recife, evoluindo de forma desigual e gradativa sobre a bacia Paraíba como. Inicialmente teria Preenchido a porção norte, sub-bacias Miriri e Alhandra e posteriormente preencheu a sub-bacia Olinda. Isto explica o desenvolvimento de grande espessura de sedimentos clásticos na sub-bacia Olinda e de grande espessura de sedimentos transicionais e marinhos na sub-bacia Miriri (ver Fig. V.6, V.7 e V.8).
- b) A correta idade da transgressão ainda carece de datação detalhada visando elucidar as relações desse evento entre as bacias Potiguar e Paraíba, e entre as sub-bacias desta última.
- c) A paleobatimetria de deposição das unidades carbonáticas sugere um ambiente de plataforma média à rasa para a Formação Gramame e de rasa a *shoreface* para a Formação Maria Farinha, devendo ainda ser contemplada a existência de um hiato deposicional entre os calcários e margas do Paleoceno Inferior e os calcários recifais que podem chegar ao Eoceno.
- d) Os dados disponíveis sugerem que, o Oceano Atlântico, provavelmente, iniciou sua incursão sobre a bacia a partir do Santoniano?-Campaniano (TST), atingindo o nível máximo ao final do Campaniano-Neo Maastrichtiano (SIM), com um período de relativa estabilidade durante o Maastrichtiano (TSMA) e regredindo a partir do Maastrichtiano Superior (TSMB).
- e) O momento de ocupação da bacia pela fauna de invertebrados marinhos coincide com uma crise ambiental global, que ocorreu pelo menos 1 milhão a 500.000 anos antes da passagem K-T. Esta crise parece ter afetado a fauna de invertebrados marinhos, de forma global, antes do impacto do asteróide no final do Maastrichtiano. A prova de que este evento de crise também atingiu a biota da Bacia Paraíba, foi evidenciado através da escassez de fósseis nos depósitos do Maastrichtiano Superior

f) Foram propostos dois modelos da evolução das seqüências deposicionais envolvidas: um com um quadro sinóptico da evolução estratigráfica da bacia a partir dos conceitos de estratigrafia de seqüências (Fig. VIII.1) e outro com um quadro estratigráfico comparativo das sub-bacias (Fig.VIII2).

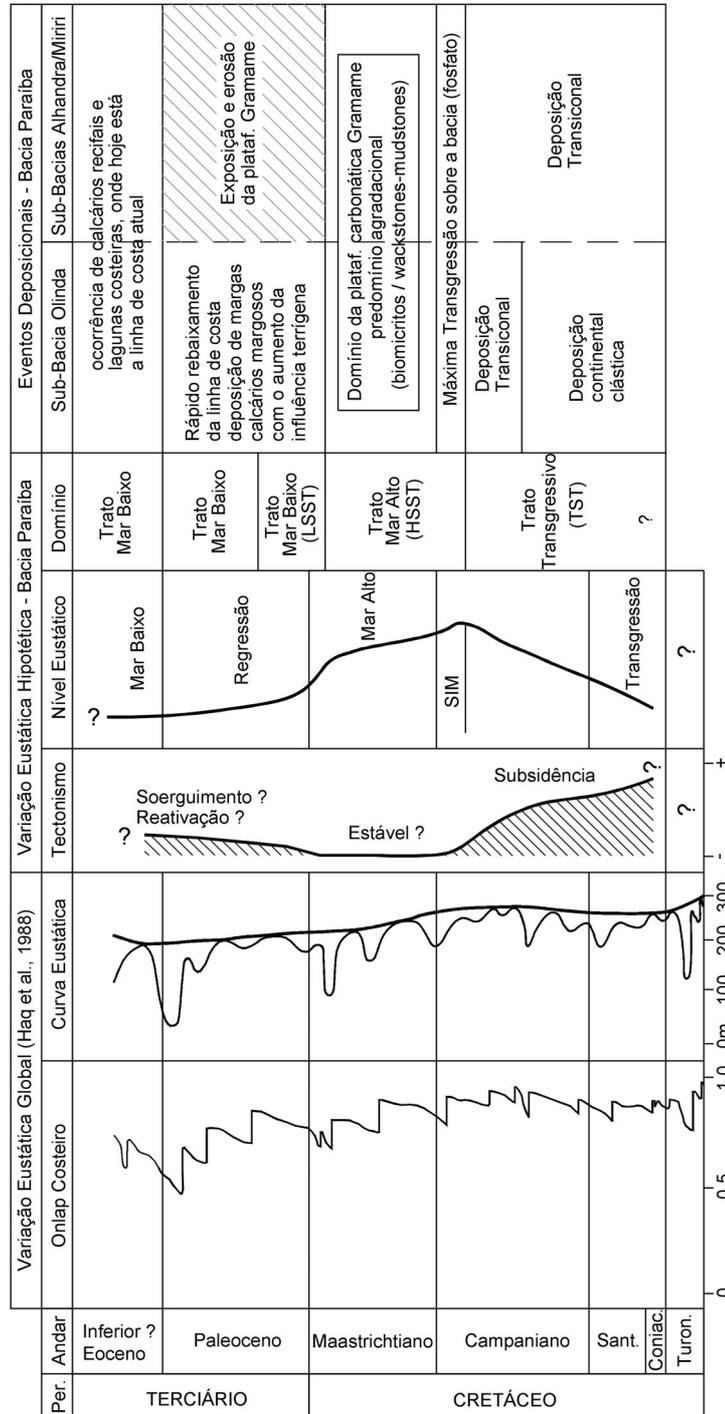


Fig. VIII.1 - Modelo de evolução da estratigrafia da Bacia Paraíba desenvolvido a partir do conhecimento atual da bacia. A distribuição dos eventos foi idealizada a partir dos poucos

trabalhos de bioestratigrafia disponíveis e das relações entre as unidades, observadas em poços e em afloramentos.

g) A variação eustática sobre a bacia, envolvendo o tectonismo e a variação do nível relativo do mar, foi interpretada a partir das informações estratigráficas discutidas anteriormente. Os dados locais foram comparados com a curva eustática de Haq *et al.* (1987; 1988). O modelo indica que a transgressão ocorrida a partir do Campaniano se deu por subsidência da bacia, pois o nível relativo do mar já estava em um máximo nesse período, de forma que a subsidência permitiu o avanço rápido sobre as áreas rebaixadas.

h) A regressão a partir do Maastrichtiano Superior também se deu de forma rápida, o que pode significar um novo evento de reativação e soerguimento tectônico da bacia que acelerou a desocupação marinha. Porém este fato, embora evidenciado em dados de poços, ainda não está suficientemente caracterizado, necessitando de mais investigações.

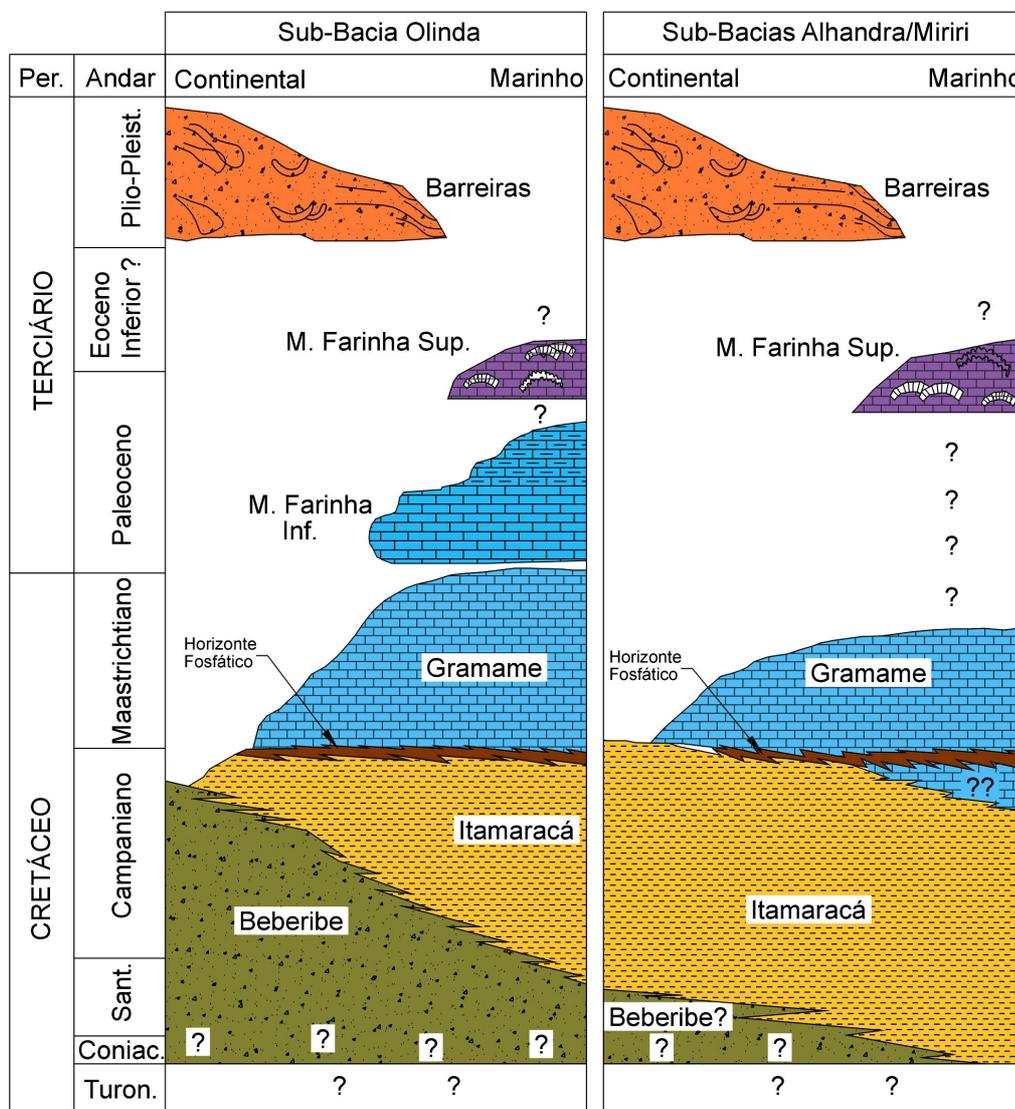


Fig. VIII.2 - Quadro esquemático proposto para a estratigrafia da Bacia Paraíba, comparando as colunas das sub-bacias Olinda e Miriri/Alhandra.

i) A regressão que ocorreu na Bacia Paraíba a partir do final do Cretáceo parece se enquadrar nas características de uma regressão forçada com rebaixamento da linha de costa e a exposição com erosão da plataforma; estes seriam indícios de uma regressão forçada. geralmente este tipo de regressão está associado a eventos de tectonismo que aceleram o rebaixamento da linha de costa, expondo a plataforma. Porém este ainda é um fato a ser detalhadamente estudado na bacia.

j) Tanto a transgressão quanto a regressão parecem ter ocorrido de forma diferenciada e deixado também um registro diferenciado nas três sub-bacias aceitas pela pesquisa como componentes da Bacia Paraíba. A sub-bacia Olinda, ao sul, parece ter respondido de forma diferenciada aos eventos quando comparada com as sub-bacias Alhandra e Miriri, ao norte (Fig. VIII.2). Provavelmente os efeitos diferenciados do tectonismo determinaram a variação verificada, embora, de uma forma geral, a bacia se comporte como uma rampa suave de blocos falhados, formada por longos blocos com rejeitos de poucos metros a dezenas de metros que se inclinaram suavemente em direção Leste, com semelhança ao modelo de tectônica de teclas proposta para a Bacia Potiguar (Fortes, 1986).

A evolução da seqüência sedimentar está mostrada também na Figura VIII.3. onde a evolução da rampa carbonática é mostrada de forma hipotética. A ausência de seções sísmicas na parte emersa da bacia, bem como seções DIP a partir da linha de litoral, dificultam a compreensão do comportamento tectônico da bacia na porção *offshore*. Contudo, o modelo elaborado está baseado nas relações estratigráficas investigadas nos afloramentos que permitem inferir algumas das condições de deposição. A área de avanço, a partir da quebra da plataforma, foi apenas sugerida de acordo com modelos semelhantes aplicados em condições aproximadas de controle tectônico e resposta sedimentológica. O objetivo principal desse modelo é mostrar, ainda que de forma aproximada e ainda em discussão, o comportamento de cada unidade ao longo da evolução da bacia.

Na Fig. VIII.4, é mostrado um quadro com a evolução da bacia e os eventos biológicos associados às modificações ambiental que ocorreram a partir das etapas de instalação dos ambientes transicional e marinho.

As etapas da Figura VIII.4 mostram os três principais eventos biológicos registrados na bacia: um primeiro evento, que foi resultado da transgressão marinha com aumento da produtividade; um segundo evento de redução da fauna durante o Maastrichtiano Superior; e

um terceiro evento de recolonização e recuperação da biota sobrevivente após a passagem Cretáceo-Terciário. Os modelos mostrados nas Figuras VIII.3 e VIII.4 resumem os resultados obtidos e discutidos nos capítulos anteriores.

A unidade Gramame possui boa exposição ao longo de toda a bacia, em afloramentos e minerações, suas características (ciclos de marga-calcário, acamamento planiforme, ausência de fraturamento significativo, ausência de níveis siliciclásticos) fazem com que essa unidade possa ser alvo de estudo de sua arquitetura deposicional, podendo ser utilizada como um análogo de reservatório para formações produtoras com características semelhantes. A existência de afloramentos de grande extensão, principalmente nas pedreiras, e o fácil acesso a esses afloramentos torna viável o um possível estudo.

A pesquisa sugere que sejam realizados estudos bioestratigráficos nas unidades Itamaracá e Beberibe, a fim de melhor caracterizar os eventos desenvolvidos na bacia. As datações tanto da Formação Beberibe quanto da Formação Itamaracá foram baseadas principalmente no estudo de microfósseis, e ainda carecem de estudos bioestratigráficos detalhados em todas as sub-bacias.

É necessária a realização de investigações detalhadas, a partir de sondagens (estudos sedimentológicos, petrográficos e bioestratigráficos), para que se possa definir o caráter dos depósitos da Formação Maria Farinha, podendo essa unidade ser formalmente subdividida em membros, ou fácies diferentes.

Outra necessidade, é o estudo, detalhado, do tectonismo que atuou na bacia durante o Terciário, e que influenciou na fase regressiva e posterior erosão da plataforma exposta. Existem dados, a partir de seções de poços, indicando que movimentos tectônicos terciários afetaram a unidade carbonática cretácea. Porém, devido à ausência de testemunhagem mais detalhada, e de dados de geofísica (sísmica), não foi possível inferir maiores informações sobre estes eventos.

QUADRO ESQUEMÁTICO MOSTRANDO A EVOLUÇÃO DA BACIA PARAÍBA

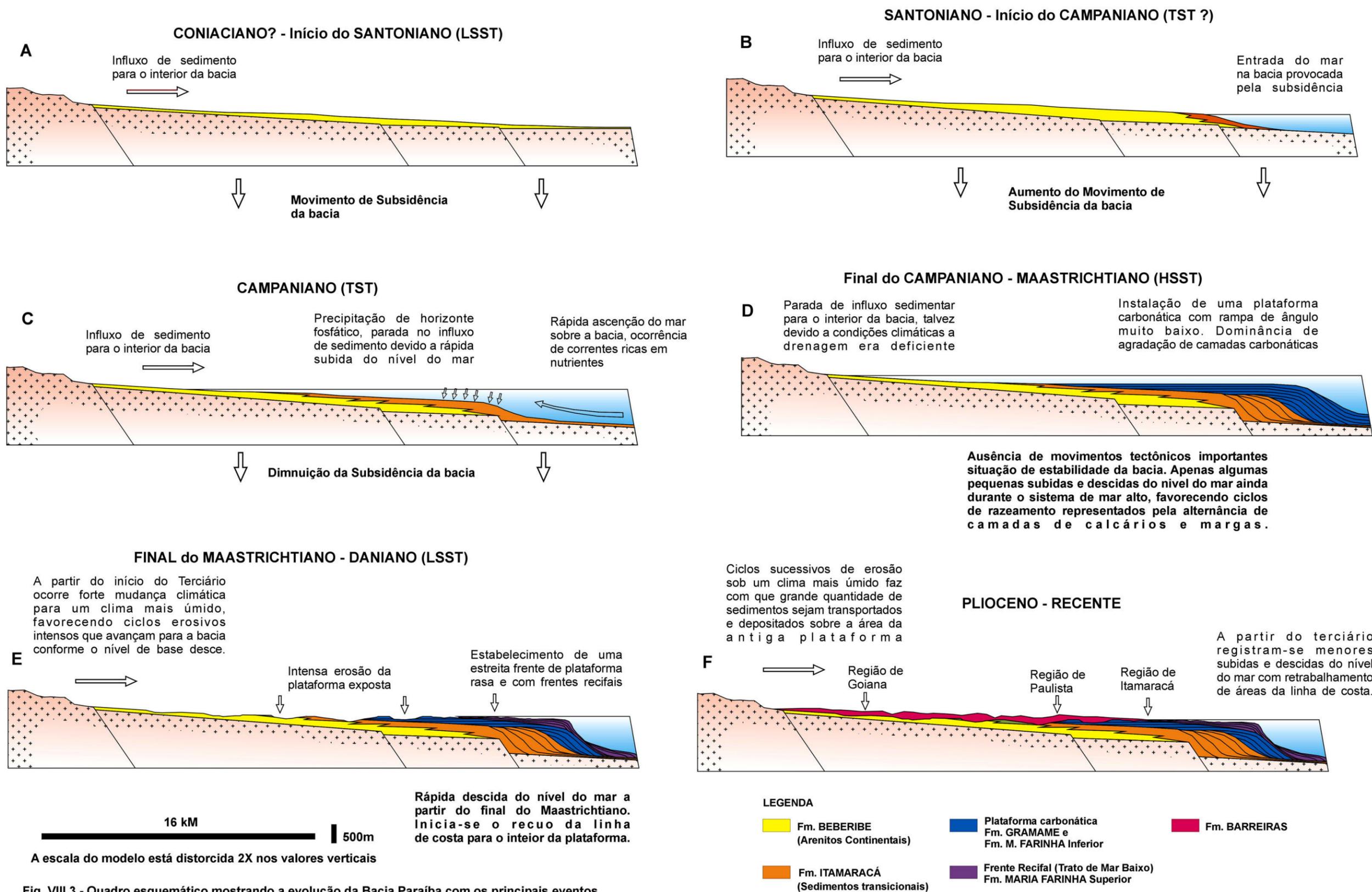
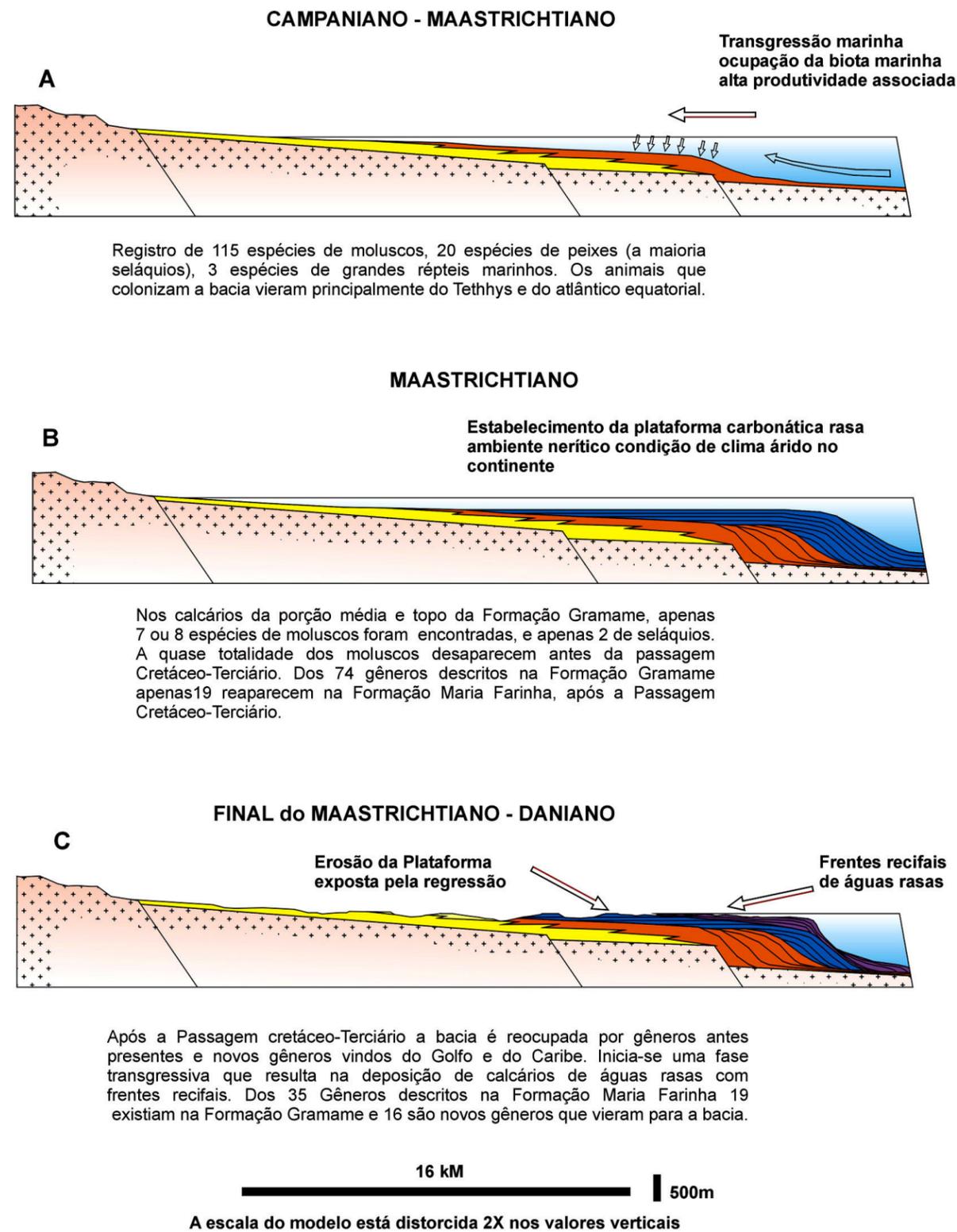


Fig. VIII.3 - Quadro esquemático mostrando a evolução da Bacia Paraíba com os principais eventos que controlaram a deposição das unidades sedimentares

QUADRO ESQUEMÁTICO MOSTRANDO A EVOLUÇÃO DA PALEOECOLOGIA BACIA PARAÍBA



Com o início da transgressão marinha que se deu de forma muito rápida, por causa da subsidência da bacia, surgem grandes áreas de costa e plataforma que são imediatamente colonizadas por organismos marinhos. Provavelmente as mesmas condições de enriquecimento de nutrientes que possibilitou a precipitação dos horizontes de fosfato também foram responsáveis pela intensa produtividade orgânica que atraiu uma grande quantidade de formas de vida para a bacia.

O horizonte fosfático marca a SIM da bacia (Lima Filho & Souza, 2001), e pode ser verificada em perfis de raios gama de poços em toda a bacia. Logo após o horizonte fosfático inicia-se o estabelecimento da deposição carbonática ainda com a influência de sedimentos terrígenos do continente (arenitos calcíferos e folhelhos), é nesse início ou base da Formação Gramame onde foi encontrado o registro de aproximadamente 90% dos fósseis descritos na Formação Gramame.

Durante o Maastrichtiano a bacia torna-se tectonicamente estável sob um sistema de mar alto, no qual a plataforma carbonática evolui. Esse é o período que aparentemente se deu sobre um clima extremamente árido no continente e sobre a bacia, com uma drenagem débil que não permitia a entrada de sedimentação continental bacia a dentro, mesmo esta sendo estreita e permanecer com uma batimetria rasa o suficiente para permitir a ação de ondas de tempestades durante todo o período de deposição carbonática.

Em toda a seção do Maastrichtiano médio e superior, foram encontrados não mais do que 7 ou 8 espécies de moluscos das 115 descritas como pertencentes a Formação Gramame. Ou seja, antes do final do Cretáceo a quase totalidade dos gêneros descritos na base da Formação, aparentemente, não estava mais presente na bacia.

A medida que nos aproximamos do topo da Formação Gramame a presença dos moluscos torna-se cada vez mais rara, apenas raros moldes de amonóides são encontrados.

Após a passagem Cretáceo-Terciário, que está preservada de forma razoavelmente contínua em alguns pontos da bacia, segue-se uma reocupação ou recolonização biológica da bacia, aparentemente as condições reinantes no Cretáceo terminal se modificam, tornando possível a volta de alguns dos gêneros que haviam desaparecido além de novos gêneros que chegam para ocupar os nichos vazios. É importante destacar que nos dois casos de colonização e ocupação do ambiente marinho da bacia, foram feitos por animais que vieram do norte.

No início durante o Campaniano os animais vieram principalmente do atlântico equatorial, e do Tethys e da América do Norte, já no segundo caso os animais vieram principalmente do golfo do México e Caribe, além da América do Norte.

LEGENDA

Fm. BEBERIBE
(Arenitos Continentais)

Fm. ITAMARACÁ
(Sedimentos transicionais)

Plataforma carbonática
Fm. GRAMAME e
Fm. M. FARINHA Inferior

Frente Recifal (Trato de Mar Baixo)
Fm. MARIA FARINHA Superior

Fig.VIII.4 - Quadro esquemático mostrando a evolução paleoecológica da Bacia Paraíba, com três principais eventos biológicos: ocupação da fauna (Campaniano); redução da biota marinha (Maastrichtiano Superior); e recolonização (Paleoceno).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albertão, G. A., 1993. Abordagem Interdisciplinar e Epistemológica sobre as Evidências do Limite Cretáceo-Terciário, com Base em Leituras Efetuadas no Registro Sedimentar das Bacias da Costa Leste Brasileira. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, MG. Tese de Mestrado 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. XIII Cong. Bras. Paleont. São Leopoldo, RS. 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*, v. XVII, **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 insouthern 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., Ferreira, M G. V. X., 1993. Definição da Formação Beberibe na Faixa Recife-João Pessoa. XV Congresso de Geologia do Nordeste – Natal, RN. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Nordeste. Boletim **13**, p. 51.
- Almeida, J. A. C. 2000. Calcários Recifais eocênicos da Formação Maria Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: Aspectos Taxionômicos, Paleoecológicos, Paleoambientais e Estratigráficos. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Recife. Dissertação de Mestrado, 164 pp.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208** (4448): 1095-1108.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel H. V. 1984a. The end of Cretaceous: sharp boundary or gradual transition? *Science*, **223**: 1183-1186.

- Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlik, F., Alvarez L. W., Asaro, F., Michel, H. V. 1984b. 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.
- Amaral, A. J. R., Menor, E. A., Santos, S. A. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. Anais VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977 (6): 37-63.
- Antunes, R. L. 1996. Biozonas de nanofósseis do Cretáceo da margem continental brasileira: problemas e possíveis soluções. Bol. de Geoc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 10 (1-4) 12-49.
- Antunes, R. L. 1998. Nanofósseis calcários e sua bioestratigrafia no Cretáceo da margem continental brasileira: bacias do Ceará e Potiguar. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de doutoramento, 2v.
- Archibald, J. D. 1996. Testing extinction theories at the Cretaceous-Tertiary boundary using the vertebrate fossil record. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), *Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes*. W. W. Norton & Company, New York – London.
- Asmus, H. E. & Carvalho, J. C. 1978. *Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba)*. PROJETO REMAC – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES. 4:1-24.
- Beurlen, K., 1959. Observações sobre a Formação Maria Farinha, Estado de Pernambuco. Escola de Geologia do Recife, *Arq. Geol.* 1: 5-15.
- Beurlen K. 1961a. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol. São Paulo, 16(1): 43-54.
- Beurlen, K. 1961b. Die kreid im Kstenbereich von Sergipe bis Paraíba do Norte (Brasilien) *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 112: 378-384.
- Beurlen, K., 1962a – O desenvolvimento paleogeográfico do Oceano Atlântico Sul, Arquivos de Geologia. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. (2): 21-36.
- Beurlen, K. 1962b. Os crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha. Div. Geol. Min. DNPM.
- Beurlen, K. 1962c. O gênero *Calianassa* nas formações cretáceas de Pernambuco. Escola de Geologia do Recife, *Arq. Geol.* (3): 1-10.
- Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. Bol. Geol. São Paulo. 16(1): 43-53.

- Beurlen, K., 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. Bol. Geol. São Paulo. 16(1): 73-79.
- Beurlen, K., 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Anais XXI Cong. Bras. de Geol. Curitiba. (1): 151-158.
- Beurlen, K. 1971. Bacias sedimentares do bloco brasileiro. Estudos sedimentológicos, Natal, RN. 1 (2): 7-32.
- Beurlen, G., Campo, S. D. A., Viviers, M. C. 1994. *Stratigraphic Range of Cretaceous Mega- and Microfossils of Brazil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ. 407 p.
- Brett, C. F., Baird, G. C., Speyer, S. E. 1997. Fossil Lagerstätten: stratigraphic record of paleontological and taphonomic events. In: Brett, C. F. & Baird, G. C. (eds), *Paleontological events, stratigraphic, ecological and evolutionary implications*. Columbia University Press. NY, 3-40.
- Brito, I. M. 1979. *Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil*. Interciência Ltda, RJ.
- Buatois, L., Mángano, G., Aceñolaza, F. 2002. *Trazas fósiles – señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Edición Especial 2. Museu Egidio Feruglio (MEF). Patagonia, Argentina.
- Buge, E. & Muniz, C. G. B. 1974. Lunulites (Heteractis) barbosae nouvelle espèce de bryozoaire lunulitifforme (Bryozoa, Cheilostomata) du Paléocène du Nord-Est du Brésil. *Annls. Paléont. Paris*, 2: 191-202.
- Burchette, T. P. & Wright, W. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Campanha, V. A., 1974. Posição estratigráfica do Calcário Miriri, Paraíba, Brasil. Dissertação de Mestrado. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 184 p.
- Campanha, V. A. 1979. Contribuição ao estudo do Calcário Oiteiros, RN. *Rev. Bras. Geoc.* 9 (4): 219-231.
- Campanha, V. A., 1999 – O Calcário Miriri (K) no Cenário da Estratigrafia Regional da Bacia Pernambuco-Paraíba. V Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e I Simpósio sobre o Cretáceo da América do Sul. Serra Negra, SP. Boletim de resumos, (1): 143-147.
- Campanha, V. A., Saad, A. R., 1999 – A Arquitetura Depositional Carbonática do Senoniano no Nordeste Brasileiro e o posicionamento dos Calcários Miriri e Oiteiros. V Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e I Simpósio sobre o Cretáceo da América do Sul. Serra Negra, SP. Boletim de resumos, 1: 115-119.

- Carvalho L. B. & Azevedo, S. A. K. 1998. Proposta taxonômica para os répteis marinhos (Lepidosauria, Mosasauridae) do Neo-Cretáceo da Bacia Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. Boletim do Museu Nacional, Série Geologia, **43**, 15p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1999. Mapa geológico da RMR - Região Metropolitana de Recife. Escala 1:50.000.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2001. Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Wanderley, A. A., & Santos, E. J. (orgs). Recife, 101 p. il. 2 mapas Esc. 1:500.000.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2002. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Santos, E. J., Ferreira, C. A., Silva Jr. J. M. (orgs). Recife, 142 p. il. 2 mapas. Es. 1:500.000.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2003. Sistema de Informações Geoambientais da RMR, Região Metropolitana de Recife - SIGA. Pfaltzgraff, P. A. S. (Coord). Recife, 119 p.
- Cordani, U., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B. 1984. Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás, 70 p. (Ciências-Técnica-Petróleo 15).
- Cyreno, D. M. E. 1971. Contribuição ao conhecimento da fauna ictiológica do fosfato de Pernambuco. Dep. Geol. Universidade Federal de Pernambuco. Série Estudos e Pesquisas. v.1 n.4, 9p.
- Dawkins, R. 1989. *O gene egoísta*. 2ª Ed. Lisboa: Gradiva.
- De Duve, C. *Poeira Vita: a vida como Imperativo Cósmico*. Rio de Janeiro: Campus, 1997
- De Simone, L. R. L. & Mezzalira, S. 1994. *Fossil molluscs of Brazil*. Instituto Geológico, São Paulo. 202 p.
- Dias Brito, D. 1985a. *Calcisphaerulidae do Albiano da Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil. Investigações taxonômicas: biocronoestratigráficas e paleoambientais*. In: Brasil, MME, DNPM. *Col Trab. Paleont.* Brasília. Geologia 27, Paleontologia e Estratigrafia **2**: 295-306.
- Dias Brito, D. 1985b. *Calcisphaerulidae e microfósseis associados da Formação Ponta do Mel da Bacia Potiguar, Brasil: considerações paleoecológicas e biocronoestratigráficas*. In: Brasil, MME, DNPM. *Col Trab. Paleont.* Brasília. Geologia 27, Paleontologia e Estratigrafia **2**: 307-314.
- Dias Brito, D. 1987. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2): 162-167.
- Dias Brito, D. 1992. Ocorrência de calcisferas pelágicas em depósitos carbonáticos do Atlântico Sul: impacto na configuração paleoceanográfica do Tétis cretácico. II Simpósio sobre bacias cretácicas brasileiras Rio Claro, SP. Resumos expandidos, 30-34.

- Dias Brito, D. 1994. Comparação dos carbonatos pelágicos do Cretáceo médio da margem Atlântica brasileira com os do golfo do México: novas evidências do tétis Sul-Atlântico. III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. UNESP, SP. 11-18.
- Dias Brito, D. 1995. Calcisferas e microfácies em rochas carbonáticas pelágicas mesocretáceas. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 688 p.
- Dias Brito, D. 2000. Global stratigraphy, paleobiogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, **21**: 315-349.
- Dias Brito, D. 2002. Registros de calpionelidos no Cretáceo do Atlântico Sul: significado paleoceanográfico e implicações. Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e II Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro São Paulo, 311-316.
- El Gadi, M. S. M., 1993 – Estudo das Microfácies da Formação Gramame (Maastrichtiano), Faixa Costeira de Pernambuco-Paraíba. Centro de Tecnologia e Geociências – Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado, 133 p.
- El Gadi, M. S. M. & Brookfield, M. E. 1999. Open carbonate rampfacies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraíba Basin, Brazil. *Journal of South Am. Earth Sciences*. **12**:411-433.
- Fauth, G. & Koutsoukos, E. A. M. 2002. Paleocological inferences from marine ostracode assemblage of the Maastrichtian and Danian in the Pernambuco-Paraíba Basin. Boletim do VI Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e IIº Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro São Paulo, 261-265.
- Feijó, F. P. 1994. Bacia Pernambuco-Paraíba. In: *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, Petrobrás, **8(1)**: 143 – 148.
- Feitosa, E. C. & Feitosa, F. A. C. 1986. Considerações sobre a Bacia Potiguar – Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco *Série Estudos Geológicos*. **8**: 71-78.
- Feitosa E. C., Feitosa, F. A. C., Lira, H M. P. 2002. Relações estratigráficas e estruturais entre a Bacia Potiguar e a Bacia Costeira PE/PB – uma hipótese de trabalho. XII Congresso Brasileiro de águas subterrâneas. Florianópolis, SC. Anais em CD-ROM.
- Fernandes, A. C. S. 1978. Corais hermatípicos da Formação Maria Farinha, Paleoceno do Estado de Pernambuco. XXX Cong. Bras. de Geol. Recife. **2**: 960-964.
- Fernandes, A. C. S. 1984. Nova ocorrência de corais (Anthozoa-Scleractinia) na Formação Maria Farinha, Paleoceno do Estado de Pernambuco. XXXIII Cong. Bras. de Geol. Rio de Janeiro. 312-315.

- Fernandes, A. C. S., Borghi, L., Carvalho, I. S., Abreu, C. J. 2002. *Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil*. Rio de Janeiro: Interciência. 260 p.
- Fortes, F. P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: XXXIV Cong. Bras. Geol. Goiânia. *Anais*, v.3 1145 – 1159.
- Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2): 196-207.
- Gould, S. J. 1999. *Darwin e os grandes enigmas da vida*. 2ª Ed. São Paulo: Martins Fontes.
- Hansen, T. A., Upshaw III, B., Kauffman, E. G., Gose, W. 1993. Patterns of molluscan extinction and recovery across the Cretaceous-Tertiary Boundary in Texas; report on new outcrops. *Cretaceous Research*, 14: 685-706.
- Heinberg, C., 1999. Lower Danian bivalves, Stevns Klint, Denmark: continuity across the K/T boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 87-106.
- Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M. Camargo, A., Jacobsen, S. B., Boynton, W. V. 1991. Chicxulub Crater: a possible Cretaceous-Tertiary boundary impact crater on the Yucatan peninsula, Mexico. *Geology*, 19(9): 867-871.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156–1167.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., C. G> S. T. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C., (eds) *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Plaeont. Miner. Spec. Pub. 42: 71-108.
- Johansen, M. B. 1989. Adaptative radiations, survival and extinction of brachiopods in the northwest European upper Cretaceous-lower Paleocene Chalk. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74:147-204.
- Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. *Bol. soc. Bras. Geol.* v.3, No 1.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. Bol. 157, 54 p.
- Kegel, W. 1957. Novo membro fossilífero da Formação Itamaracá (Cretáceo Superior) de Pernambuco. Rio de Janeiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 29(3): 373-375.
- Keller, G. 1996a. Calcareous nanofossils at the Cretaceous-Tertiary Boundary. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), *Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes*. W. W. Norton & Company, New York – London.

- Keller, G. 1996b. The Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera: biotic constraints for catastrophe theories. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes. W. W. Norton & Company, New York – London.
- Keller, G. 2001. The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and space science*, **49**: 817-830.
- Kidder, D. L., Hussein, R. A. M., Mapes, R. H., Eddy-Dilek, C. A. 1996. Regional variation in maximum-transgression phosphates from mid-continent Pennsylvanian shales. In: Witzke, B. J., Ludvigson, G. A., Day, J. (Eds). *Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North American Carboniferous: Boulder Colorado*. Geol. Soc. Amer. Special Paper **306**, 351-357.
- Lima, F. H. O., & Koutsoukos, E. A. M., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba Basin, NE Brazil. Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2º Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro São Paulo, P. 279-284.
- Lima, M. R. 1985. Primeiros resultados palinológicos de sedimentos da Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba. IX Cong. Bras. Paleont. Anais 1: p.29.
- Lima Filho, M. F. 1996. Correlação da Bacia Cabo com as Bacias do Oeste Africano. Simpósio Aspectos Tectônicos, Depositionais e Evolutivos de Bacias *Rift*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Bahia. Anais **5**: 347-349.
- Lima Filho, M. F. 1998a. Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco. IG-USP. Tese de Doutorado, 180 p.
- Lima Filho, M. F. 1998b. The main tectonic-magmatic events in Pernambuco basin (NE Brazil). In: Mabesoone, J. M. (ed.) *Contribuições Científicas do LAGESE (Laboratório de Geologia Sedimentar Para o Projeto IGCP No. 381 “Correlações Mesozóicas no Atlântico Sul”*. Universidade Federal de Pernambuco. Departamento de Geologia, Publicação Especial **4**, Recife.
- Lima Filho, M. F., Monteiro, A. B., Souza, E. M. 1998. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco Basins, Northeastern Brazil: Implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. Alicante (Espanha), 15th, Intern. Cong. Sediment., *Abstracts*, 504 – 505.
- Lima Filho, M. F., Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 1: tectonic sedimentary evolution. Boletim do V Simpósio do Cretáceo do Brasil. 605-611.
- Lima Filho, M. F. & Souza, E. M., 2001. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. XIX Simp. Geol. Nord. Anais, 87-88.

- Lourenço, S. O. & Marques Jr, A. N., 2002. Produção primária marinha in: Pereira, R. C., & Soares-Gomes, A. (org.), *Biologia Marinha*, Interciência, Rio de Janeiro.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. Sea-level changes an integrated approach. SEPM special publication, **42**: 183-213.
- Mabesoone, J. M. 1981. Modelo deposicional dos fosforitos de Pernambuco. Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia. Série B: Estudos Geológicos. **4**: 17-24.
- Mabesoone, J. M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Publicação Especial 2.
- Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Bol.* (**14**) 1: 254-265
- Mabesoone, J. M. 1996a. Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte.IV Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Águas de São Pedro SP. *Bol.* 81-84.
- Mabesoone, J. M. 1996b. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for Atlantic Cretaceous. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA; Anais, **7**: 389-391.
- Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 3: paleogeography. Boletim do V Simpósio do Cretáceo do Brasil. 621-626.
- Mabesoone, J. M.; Tinoco, I. M.; Coutinho, P. N. 1968. The Mesozoic-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **4**: 161-185.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. **18(4)**:476-482.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1991. *Base Estrutural - Faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte*. In: *Estudos Geológicos*. Recife, UFPE/DGEO, Estudos e Pesquisas, v.10, Série. B, 33 – 43.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw, Kluwer Academic Publishers*. **71**:351-362
- Matsuda, N. S., & Viviers, M. C. 1989. Caracterização do marco radioativo da parte superior da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar. XI Congresso Brasileiro de Paleontologia. Curitiba. Anais, **1**: 1029-1041.
- Margulis, L. 2001. *O planeta simbiótico:uma nova perspectiva da evolução*. Rio de Janeiro, Rocco.

- Maury C. J. 1930. *O Cretáceo da Parahyba do Norte*. Monografia do Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro, **8**:1-305.
- Mendes, J. C. 1962. Problemas Estratigráficos da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco. *Série Paleontologia*, Recife. (1): 5-9.
- Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A. C. P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Anais* (6): 1-27.
- Menor, E. A. & Amaral, A. J. R. 1979. O comportamento mineralógico da sedimentação fosfática na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. IX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, *Boletim* (7): 271-282.
- Miura, K. 1972. *Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte*. Rio de Janeiro: PETROBRAS.DEXPRO.DIVEX. 41p. (Relatório interno).
- Muniz, G. C. B. 1993. *Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Publicação Especial 1, 202 p.
- Muniz, G. C. B. & Ramires, L. V. O. 1977. Observações icnológicas preliminares na Formação Maria Farinha, Paleoceno do Nordeste. VIII Simp. Geol. Nord. Campina Grande. Atas, (6): 111-119.
- Ojeda H. A. O. 1981. Estrutura estratigráfica e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. 11(4): 257-273.
- Oliveira, P. E. 1957. Invertebrados cretácicos do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. *Bol.* 172, 35p.
- Oliveira, M. M. F. 1978. Estudo Faciológico da Formação Maria Farinha. Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Dissertação de Mestrado, 113 p.
- Pemberton, G. S. & MacEachern J. A. 1996. The icnological signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy. In: Brett, C. F. & Baird, G. C. (eds), *Paleontological events, stratigraphic, ecological and evolutionary implications*. Columbia University Press. NY, 73-109.
- Penna, L. 1965. Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil: malacofauna e considerações paleoecológicas. *Dep. Zool. Sec. Agric.* São Paulo, **21**: 259-276.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossil biostratigraphy of the Southern Norwegian and Danish North Sea area. *Abhandlungen der Geologisches Bundesanstalt*, **39**:143-175.

- Petri, S. 1987. Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. **59**:117-168.
- Ponte, F. C. (coord.), Cesero, P. (ed). 1999. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. *Bol Geoc. Petrobrás*, RJ. 11(1/2): 1-18.
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., Tesson, M. 1992. Aspects of sequence stratigraphy: recent and ancient examples of forced regressions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **76**: 1687-1709.
- Premoli Silva, I. & Boersma, A. 1977. *Cretaceous planktonic foraminifers – DSDP Leg 39 (South Atlantic)*. In: Perch-Nielsen, K. & Supko, P., Init. Repts. DSDP, Washington (U.S. Govt. Printing Office), **40**:1025-1061.
- Rand, H. M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. *Soc. Bras. Geol., Bol.*, 16(1): 87 – 99.
- Rand, H. M. 1976. Estudos geofísicos na faixa litorânea ao Sul de Recife. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 112 p.
- Rand, H. M. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura superficial da faixa costeira do Nordeste brasileiro. *Anais XXX Cong. Bras. Geol. Recife, PE.* **5**: 2336-2346.
- Rand, H. M. 1985. *Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões*. In: Fanerozóico Nordestino. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, v.1, p. 44.
- Rand, H. M. & Mabesoone, J. M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **38**: 163-183.
- Rebouças, J. C. & Silva Santos, R. 1956. Fauna Ictiológica do fosfato de Pernambuco. *Div. Geol. Min. DNPM. Bol.* 162, 29p.
- Reyment, R.A. 1969. Ammonite biostratigraphical, continental drift and oscillatory transgressions. *Nature*, London, **224**, 137-140.
- Reyment, R. A., & Tait E. A. 1972. Biostratigraphical dating of the early history of the South Atlantic Ocean. *Philos trans. Royal Soc. London (B)* **264**: 55-95.
- Reyment, R. A. & Dingle, R. V. 1987. Paleogeography of Africa during the Cretaceous period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **59** : 93-116.
- Rodrigues, F. F. 1985. Estudo Faciológico do Calcário Gramame na Ilha de Itamaracá, Pernambuco. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife PE. Dissertação de Mestrado, 90 p.

- Ruppert, E. E. & Barnes, R. D. 1996. Zoologia dos invertebrados. 6ª ed. São Paulo, Roca. 1030 p.
- Sagan, C. 1998. *Bilhões e bilhões: reflexões sobre vida e morte na virada do milênio*. São Paulo: Companhia das Letras.
- Santos, M. E. M., Cassab, R. T., Fernandes, A. C. S., Campos, D. A., Brito, I. M., Carvalho, I. S., Tinoco, I. M., Duarte, L., Carvalho, M. S., Lima M. R. 1994. The Pernambuco Paraíba Basin. In: Beurlen, G., Campos, D. A., & Viviers M. C. (eds). *Stratigraphic range of Cretaceous of mega and macrofossils of Brazil*. Univ. Fed. Rio de Janeiro. Inst. Geoc. 245-272.
- Sarkis, M. F., Arai, M., Koutsoukos E. A. M. 2002. Dinoflagelates of the Cretaceous-Tertiary (K-T) Boundary in the Poty Quarry Pernambuco-Paraíba Basin, Northeast Brazil. Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e II Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro São Paulo, 271-277.
- 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?. V Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e I Simpósio sobre o Cretáceo da América do Sul. Serra Negra, SP. Boletim de resumos, (1): 121-124.
- Scheibnerová, V. 1981. Paleogeographical implication of Cretaceous benthic foraminifers recovered by the DSDP in the western South Atlantic Ocean. *Cretaceous Research.*, 2:1-18.
- Sellwood, B. D. 1986. Shallow marine carbonate environments. In: Reading H. G. (ed) *Sedimentary environments and facies* - 2nd ed. Blackwell Scientific Pub. Oxford, UK. 615p.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Mariano, G., Chaves, N. S., Almeida J. A. C. 1992. Isótopos de carbono e oxigênio em calcários Gramame e Maria Farinha, Pernambuco: uma contribuição ao estudo da transição Cretáceo-Terciário. Boletim do XXXVII Cong. Bras. Geol. São Paulo. 465-467.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Chaves, N. S. 1993. Isótopos estáveis de carbono e a transição Cretáceo-Terciário no Brasil. Anais do XV Simp. Geol. Nord., Natal. 44-45.
- Silva, V. G. 1993. A "coleção Cope" no Museu Nacional/UFRJ: vertebrados fósseis da Bahia, Sergipe e Pernambuco (Brasil), e sua correlação estratigráfica. Inst. Geoc. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Mestrado, 173 p.
- Souza, E. M. 1999. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidades Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado, 152 p.
- Souza-Lima, W., Bengtson, P. 1999. Evidence for cold-water currents and upwelling in the late Campanian of the Sergipe Basin, Brazil. Anais do XVI Cong. Bras. Paleont. Crato. 112-113.

- Stilwell, J. D. 2003. Patterns of biodiversity and faunal rebound following the K-T boundary extinction event in Austral Palaeocene molluscan faunas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **3100**:1-38.
- Stinnesbeck, W. 1989. Fauna y microflora en el limite Cretácico-Terciário en el Estado de Pernambuco, Noreste de Brasil. Simposios sobre el Cretácico del América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario. Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata. Buenos Aires, Argentina.
- Stinnesbeck, W. & Keller, G. 1996. Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. in: *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes*. MacLeod, N. & Keller, G. (eds). W.W. Norton & Company: New York.
- Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* **17**(2): 180-188.
- Távora, V. A., Miranda, M. C C., Miranda, V. F. O. 2003. Sistemática e tafonomia dos crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. XVIII Cong. Bras. Paleont. Brasília, DF. 297-298.
- Tinoco, I. M., 1962 – Contribuição ao conhecimento da microfauna do fosfato de Pernambuco. Parte I. Foraminíferos: O gênero *Fascipira*. Arquivos de Geologia – Escola de Geologia. Recife, **2**:59-73.
- Tinoco, I. M. 1967. Micropaleontologia da Faixa Sedimentar Costeira Recife-João Pessoa. Soc. Bras. Geol., *Bol.* **(16)**: 1 . São Paulo, SP.
- Tinoco, I. M., 1971. Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco.. Instituto de Geociências e Astronomia. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 147 p.
- Tinoco, I. M. & Siqueira, L. P. 1976. Aplicação da micropaleontologia na prospecção de fosfato sedimentar. *An. Acad. Bras. Ciên.* **48**(1) 47-55.
- Tinoco, I. M., 1978. Foraminíferos bentônicos da Formação Gramame (Cretáceo Superior, Maastrichtiano de Pernambuco). 30^o Cong. Bras. Geol. Recife, v.2 p. 1032-1046.
- Tucker, M. E. 1981. Sedimentary phosphate deposits. in. *Sedimentary petrology: an introduction*. Blackwell scientific publication. v.3, cap.7, 190-196.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990 – *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, 482 p.
- Vail, P. R., Hardenbol, J., Tood, R. G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Schlee, J. S. (ed). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, **36**: 129-144.

- Vera, J. A. 1994. *Estratigrafia principios y métodos*. Rueda, Madrid. 800 p.
- Viana, M. S. S. 1998. The Albian Proto-Atlantic way and its influence on the South American-African life. 3th Annual Conference of the SAMC project 381 (IGCP-IUGS), Comodoro Rivadavia. Boletín de la Asociación Paleontológica del Golfo San Jorge, Ed. Esp. 2, 32-34.
- Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F., Mabesoone, J. M. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 2: fossil assemblages and their significance. Boletim do 5º Simpósio do Cretáceo do Brasil. *Anais*, 1: 613-619.
- Walker, R. G. 1984. *Facies model*, Geoscience, Canada. 317 p.
- Ward, P. D. 1994. *O fim da Evolução: extinções em massa e a preservação da biodiversidade*. Campus, Rio de Janeiro.
- Wiedmann, J. & Neugebauer, J. 1978. *Lower Cretaceous ammonites from the South Atlantic Leg 40 (DSDP), their stratigraphical value and sedimentological properties*. In: *Init. Repts. DSDP, suppl.*, Washington, (U.S. Govt. Print Office), 40:709-734.