

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO GEOLOGIA SEDIMENTAR E AMBIENTAL

CLEIDE REGINA MOURA DA SILVA

SEDIMENTAÇÃO FOSFÁTICA DA BACIA PARAÍBA:
CARACTERIZAÇÃO DE FÁCIES, PETROGRAFIA, MINERALOGIA,
GEOQUÍMICA E AMBIENTE DEPOSICIONAL

RECIFE

2014

CLEIDE REGINA MOURA DA SILVA

**SEDIMENTAÇÃO FOSFÁTICA DA BACIA PARAÍBA:
CARACTERIZAÇÃO DE FÁCIES, PETROGRAFIA, MINERALOGIA,
GEOQUÍMICA E AMBIENTE DEPOSICIONAL**

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário de Lima Filho, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de doutor em Geociências, área de concentração de Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE

2014

Catálogo na fonte
Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

S586s Silva, Cleide Regina Moura da.
Sedimentação fosfática da Bacia Paraíba: caracterização de Fácies, petrografia, mineralogia, geoquímica e ambiente deposicional / Cleide Regina Moura da Silva. – Recife: O Autor, 2014.
181f., il., figs., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mário de Lima Filho.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2014.
Inclui Referências e Anexos.

1. Geociências. 2. Bacia Paraíba. 3. Formação Itamaracá. 4. Rochas Fosfáticas. 5. Fosforitos. I. Lima Filho, Mário (Orientador) II. Título.

**SEDIMENTAÇÃO FOSFÁTICA DA BACIA PARAÍBA:
CARACTERIZAÇÃO DE FÁCIES, PETROGRAFIA, MINERALOGIA,
GEOQUÍMICA E AMBIENTE DEPOSICIONAL**

CLEIDE MOURA REGINA

APROVADA

Mário Ferreira de Lima Filho

28 de Julho de 2014

Lucia Maria Mafra Valeça

28 de Julho de 2014

José Atônio Babosa

28 de Julho de 2014

Narendra Kuar Srivastava

28 de Julho de 2014

Vior Paulo Pereira

28 de Julho de 2014

Julia! Este sonho é também por você filha!

Pelo tempo longe,

pelo amor que recebi,

pelo sorriso e até pelas lágrimas.

Te amo!

AGRADECIMENTOS

Durante os anos de pesquisa, em todas as etapas de desenvolvimento e finalização desta tese, muitas pessoas e instituições apoiaram e contribuíram com os resultados que serão aqui apresentados. Gostaria de agradecer em especial a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pela liberação para participação do programa de doutorado, por todo apoio financeiro e logístico na pesquisa. Agradeço a Máisa Abram e a Adeilson Wanderley, o apoio, incentivo e a oportunidade de trabalhar no Projeto Fosfato Brasil (CPRM), sem ele não haveria tese. A toda equipe do Projeto Fosfato Brasil pelas discussões e troca de idéias, em especial ao amigo Roberto Gusmão, Cláudio Porto, Ioná Bahiense, Eduardo Grissolia, Ricardo Wosniak e Genival Araújo. Ao programa de Pós-graduação da UFPE, a Igor sempre tão disposto a ajudar, ao coordenador Prof. Gorki Mariano, muito obrigada, por todo apoio e incentivo. Ao meu orientador Prof. Mario de Lima Filho pelo apoio e discussões. Ao LAGESE (Laboratório de Geologia Sedimentar), pelo apoio logístico. Ao Prof. Dr. Edval Santos (LDN-DES-UFPE) e Prof. Aduino Souza pela importante ajuda na aquisição dos dados no MEV-WDS. Algumas pessoas queridíssimas, importantíssimas, minha família, que participaram de todas as formas desse trabalho, não sei como agradecer, mas para começar: muito obrigada! (ordem alfabética): Ana Claudia Accioly, Alan Wanderley, Alexandre Dantas, Bruno Ludovico, Debora Ferrer, Cristiane Ribeiro, Geysson Lages, Katiane Salviano, Ludmila Bernardo, Maria Emilia, Melissa Franzen, Patricia Inácia, Roberta Brasilino, Silvana Barros, Silvana Carvalho, Sonia Agostinho e Wladimir Medeiros. E a minha família, minha mãe e minha tia (Vera) obrigada pelo apoio sempre. E Julia, minha filha, minha vida, isso aqui é pra você, perdoe a ausência, o mau humor, e muito obrigada pela força, carinho e incentivo (“mãe vai trabalhar”) você é meu grande estímulo.

RESUMO

A sedimentação fosfática na Bacia Paraíba é caracterizada por fácies de fosforitos com teores acima de 18% de P_2O_5 e fácies de rochas fosfáticas com teores entre 4% e 17% P_2O_5 . Os fosforitos são caracterizados por fácies primária e fácies granular produto de retrabalhamento. As rochas fosfáticas são divididas em dois grupos: rochas fosfáticas de ambiente siliciclástico e de ambiente carbonático. Os fosforitos e as rochas fosfáticas siliciclásticas (4-17% P_2O_5) ocorrem associados e são descritos no topo da Formação Itamaracá. As fácies com rochas fosfáticas de ambiente carbonático têm teores de até 8% de P_2O_5 e são individualizados em arenitos calcíferos da Formação Itamaracá, e calcarenitos da Formação Gramame, cujos elementos fosfáticos ocorrem sob a forma de grãos aloquímicos. Os fosforitos primários são caracterizados por ortoquímicos e pelas laminações plano-paralelas e os fosforitos granulares são predominantemente formados por componentes aloquímicos com pouca matriz. O principal mineral é o carbonato-fluorapatita (francolita), mas também ocorre uma grande quantidade e variedade de minerais secundários de fosfato de alumínio, responsáveis pelos altos teores de Al_2O_3 . Nas rochas fosfáticas siliciclástica e nos fosforitos destacam-se alguns elevados teores dos elementos traços U e Y que apresentam boa correlação com os ETR pesados. Nas análises de DRX foi identificada a presença de xenotima e de um fosfato de Y e ETR. A sedimentação fosfática ocorreu em um ambiente marinho raso, durante o Maastrichtiano, em uma rampa externa sob forte influxo de sedimentos siliciclásticos. Esse aporte terrígeno fez com que os fosforitos e as rochas fosfáticas siliciclásticas fossem depositados apenas em algumas áreas mais restritas e proximais em relação à borda da bacia. A sedimentação fosfática caracteriza na Bacia Paraíba uma superfície de inundação máxima que limita um trato de sistema transgressivo com um trato de sistema de mar alto.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia Paraíba. Formação Itamaracá. Rochas fosfáticas. Fosforitos.

ABSTRACT

The phosphatic sedimentation in Paraíba Basin is characterized by phosphorites with more than 18% of P_2O_5 in whole rock, and others facies represented by phosphatic rocks containing 4% to 17% of P_2O_5 . The phosphorites can be described by two main types of facies. The first one is a primary type and the other is a product of reworked grain. The phosphatic rocks are interpreted as a clast result or derived from carbonatic influence. The phosphorite and phosphatic rocks (4-17% P_2O_5) occur in association and both are litoestratigraphically at the top level of the Itamaracá Formation. The phosphatic rocks of carbonatic source, with levels up to 8% P_2O_5 , can be separated in two lithofacies: calciferous sandstone (Formação Itamaracá) and grainstones (Formação Gramame), in which phosphatic elements are allochems. The primary phosphorites are identified by orthochems and by their lamination. Reworked grain phosphorites are composed by allochems and few orthochem matrix. The main mineral is carbonate-fluorapatite and there is also a great variety of secondary minerals of aluminum phosphate. These minerals are proved by high contents of Al_2O_3 in whole rock, identified in a lot of samples. Xenotime and a Y-REE enriched phosphate mineral are identified in XRD analysis. The trace elements U e Y presents a good correlation with heavy REE in the phosphatic siliciclastic rocks and phosphorites. The phosphatic sedimentation is interpreted to have been occurred in marine ramp setting, during the Maastrichtian stage, under stronger influx of clastic sedimentation. This clastic input is responsible by the restrict deposition of the phosphorites and by the source of the phosphatic siliciclastic rocks. These rocks are situated in the proximal areas of the boundary of the Paraíba Basin. The phosphatic sedimentation in the Paraíba Basin represents a surface that limits transgressive system tract (TST) of from a highstand system tract (HST).

KEY WORDS: Paraíba Basin. Itamaracá Formation. Phosphatic rocks. Phosphorites.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da Bacia da Paraíba com as sub-bacias e suas principais vias de acesso (adaptado de Mabesoone & Alheiros, 1993). 21
- Figura 2. A) Localização dos poços estratigráficos estudados do Projeto Fosfato na Faixa Costeira de Fonseca Neto (1979). B) Localização dos pontos dos poços do Projeto Miriri (CPRM, 1982). 23
- Figura 3. A) Mapa de localização dos principais afloramentos estudados na Bacia Paraíba. B) Mapa de localização com os pontos secundários durante o mapeamento geológico. 24
- Figura 4. Ciclo de P préantropogênico em ambiente marinho (adaptado de Benitez-Nelson, 2000). 27
- Figura 5. Distribuição dos principais depósitos de fosfato do mundo (Zapata & Roy, 2004). 33
- Figura 6. Estratigrafia da Bacia Paraíba (adaptado de Barbosa, 2004). 41
- Figura 7. Primeiros mapeamentos geológicos da Bacia Paraíba, entre as cidades de Recife-PE e João Pessoa-PB (adaptado de Beurlen (1967a)). 44
- Figura 8. As relações estratigráficas comparando os principais trabalhos realizados na Bacia Paraíba (adaptado de: Kegel (1955), Kegel (1957), Beurlen (1967a) Tinoco (1971), Barbosa *et al* (2004) e Sousa & Lima Filho (2005)). 47
- Figura 9. A) Fácies Afm/Cca, em Olinda-PE, no aflor. CM-22. B) Estratificações cruzadas acanaladas da fácies Cca. C) Figura esquemática da figura A. D) Detalhe da fácies Cca. 49
- Figura 10. A) Visão geral da fácies Afm, no afloramento CM-13, na Ilha de Itamaracá com a fácies Afm da Formação Beberibe. B) Granulação variando nos níveis conglomeráticos. C) Conglomerado formado por cascalhos e seixos. 50
- Figura 11. A) Afloramento CM-17, grãos de quartzo de tamanhos variáveis em uma matriz argilosa. B) Figura 11A a NX. C) Afloramento CM-22, predomínio de quartzo bem selecionados. D) figura 12C a NX. NX-Nícois cruzados. 51
- Figura 12. Afloramento CM-17. A) Arenito friável maciço (Afm) intercalado com a fácies argilito silticos (Args). B) Argilito siltico em detalhe (Args). 52
- Figura 13. A) Afloramento no Bairro de Apipucos Recife-PE, caracterizado por camadas de conglomerado clastos suportados com acamadamento (Fácies Ccs). B) detalhe da fácies Cms onde é possível observar acamadamento mais expressivo. C) seção composta da relação entre às fácies Ccs e Cms. D) detalhe da fácies Ccs, com clastos de quartzo de até 10cm imbricado. 53
- Figura 14. A) Seção estratigráfica do poço F-204 de Kegel (1955), onde se observa as intercalações dos sedimentos de origem continental da Formação Beberibe se 55

intercalando com os sedimentos de origem marinha da Formação Itamaracá. B) Descrição de amostra de calha, intercalação de sedimentos continentais com sedimento marinho (Kegel, 1955).

Figura 15. A) Mapa geológico da Bacia Paraíba com localização da Sub-bacia Olinda. B) Mapa geológico da Sub-bacia Olinda com destaque para, ocorrências da Formação Beberibe em verde escuro. 56

Figura 16. A) Afloramento CM-57, Olinda-PE, com Intercalação das fácies Acp e Afw. B) Seção composta com Intercalação das fácies Acp e Afw. C) Fácies Alwf com destaque para a laminação *flaser*. D) Detalhe da fácies com a presença de pequena lente arenosa. E) Detalhe da fácies Alwf com estrutura tipo *wavy*. F) Fácies Acp com detalhe da textura do arenito que varia de médio a grosso. 59

Figura 17. A) Intercalação das fácies Am, Sm, Aca. B) fácies Sm em contato com a fácies Aea, com destaque para as estratificações cruzadas acanaladas. C) Fácies Am em contato discordante com a fácies Sm. D) Fácies Aca com estratificações cruzadas acanaladas com *drapes* de lama. 61

Figura 18. A) Fácies Sm em contato discordante com arenito maciço no topo. B) Fácies Sm apresentando-se bastante fraturada. 61

Figura 19. A) Associação de fácies Am, Afw e Sll. B) detalhe das fácies e suas estruturas, onde se observa a fácies Am com porções argilosas verticais. C) Detalhe da fácies Afw com deformação das lâminas. Afloramento CM-03. 62

Figura 20. A) fácies Am apresentando grandes falhas. B) Relação da fácies Am com as fácies Afw e Sll. C) Esquema das formas e estruturas da camada. D) Detalhe da fácies Am em contato discordante com a fácies Sll. E) Falhas normais e “paleosolo”. 63

Figura 21. A) Aspectos texturais da fácies Am no afloramento CM-03, com destaque para os grãos de Fdp=feldspatos, qz=quartzo. N//. B) Em NX observam-se detalhes da matriz que apresenta bastante filossilicatos. 63

Figura 22. A) Fácies a Sm e nos afloramentos CM-57 e CM-03, matriz argilosa com grãos bem selecionados. B) pouca maturidade mineralógica, com uma grande quantidade de micas e alteração de minerais ricos em Fe. 64

Figura 23. Testemunhos de fácies de arenitos calcíferos. A) Arenito calcífero de médio a grosso descrito no furo 1AH-14-PB, na região de Alhandra-PB. B) Exemplares fósseis de gastrópodes coletados em fácies de arenito calcífero no furo 1AH-01-PB na região de Alhandra-PB. C) Arenito conglomerático calcífero bastante compacto, na região de Mamanguape-PB. 66

Figura 25. Perfis de poços estratigráficos nas sub-bacias Alhandra e Miriri que apresentam a fácies Ac de forma bastante expressiva em transição gradual com a Formação Gramame. 67

Figura 25. Petrografia da fácies Ac no poço 1AH-14-PB. A) Nicós cruzados, apresentando matriz calcítica micrítica com minerais qz=quartzo, Fl=fragmento 69

lítico. B) Calcita espática cimentando a rocha e matriz. C) Icnofóssil=I preenchido por Qz e C=calcita. D) Nicós cruzados I. E) Foraminíferos bentônico biseriado. F) Ostracodes.

Figura 26. A) Aspecto geral da rocha contendo uma grande quantidade de peloídes=P com matriz carbonática e cimento=C. B) Siliciclasticos representados principalmente quartzo-Qz e fragmentos Liticos=Fl. C) Foraminíferos=F, quartzo e feldspatos=Fds. D) Destaque para foraminífero e cimento espático preenchendo poro. 70

Figura 27. Fotomicrografias em luz natural. A) fragmento de concha preenchido por carbonato. B) concha preenchida por calcita espática. C e D) Esqueleto de alga do grupo corallina. 71

Figura 28. A) Aspecto geral da rocha com granulação variada. B) Feldspatos fraturados angulosos a subangulosos e quartzo em contato flutuante em matriz/cimento carbonático. C e D) Relação matriz/cimento carbonático preenchendo os poros. 72

Figura 29. A) Aspecto textural de amostra da fácies Ac com destaque para grãos de quartzo e matriz carbonática. B) Grãos formados por quartzo e feldspatos emersos em matriz carbonática. 72

Figura 30. A) Mapa geológico da Bacia Paraíba. B) Destaque da Formação Itamaracá na Sub-bacia Olinda. C) Destaque da Formação Itamaracá na Sub-bacia Alhandra. 74

Figura 31. A) Afloramento CM-41 com intercalação de calcários compactos (Cc) e calcários margosos (Cm). B) Seção no afloramento CM-41. C) Afloramento CM-43 com fácies de Cc e Cm na Mina Garapu, Alhandra-PB. D) Seção no afloramento CM-43. E) Afloramento CM-46 apresentando uma intercalação de fácies Cm e M. F) Seção do CM-46. G) Em CM-71 com intercalação das fácies M/Cm H) A seção afloramento CM-71. 75

Figura 32. A) Mapa geológico regional da Bacia Paraíba com destaque para Sub-bacia Olinda e Sub-bacia Alhandra. B) Sub-bacia Olinda com destaque para a Formação Gramame e os principais afloramentos descritos. C) Sub-bacia Olinda com destaque para a Formação Gramame e os principais afloramentos descritos. 76

Figura 33. A) Afloramento CM-36, na cidade de João Pessoa-PB, onde ocorre intercalação das fácies C e Cm. B) Seção composta do afloramento CM-41 com as fácies C e Cm. C) Fácies Cm com aproximadamente 5m. D) Detalhe da fácies C em afloramento. 77

Figura 34. A) *Mudstone* com raros bioclastos e esferolitos. B) Carapaça de Ostracode em *Mudstone*. C) Foraminíferos e colofana em *wackestone*. D) Foraminífero bentônico e em destaque nos retângulos amarelos calcitas com crescimento sintaxiais. E) *Mudstones* com intraclastos. 78

Figura 35. A) Fotomicrografia de amostra do afloramento CM-36 da fácies Cm com uma grande quantidade de aloquímicos com destaque para esferolitos amalgamados. B) Esferolitos amalgamados com franja isópaca. C) Mineral fosfático (marrom) e 79

oóide com dolomita no centro. D) Foraminífero bentônico. E) Fragmentos de algas e foraminíferos. F) Foraminíferos Bentônicos.

Figura 36. A) Detalhe da fácies M creme amarelada no afloramento CM-41. B) Afloramento CM-45 com Fácies M bastante bioturbada. C) Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da fácies M em lâmina, apresentando raros bioclastos e raros esferolitos em. D) detalhe de foraminífero bentônico. 80

Figura 37. A) afloramento CM-02 do Grupo Barreiras, com ravinas na base onde afloram a fácies Cc da Formação Gramame, na cidade de Abreu e Lima-PE. B) detalhe da fácies Cc onde é possível observar um acamamento sub-horizontal. 81

Figura 38. A) Fotomicrografia apresentando apenas cristais de dolomitas. B) Aspecto neomorfizado de dolomitos. C) Aspecto geral da fácies no afloramento CM-02, composta predominantemente por dolomita. D) Detalhe da fácies com a presença de raro bioclasto. Todas as fotomicrografia feitas em nicois paralelos. 82

Figura 39. A) Litofácies fosforito maciço (Fm) (poço AM-05-PB). B) Litofácies fosforito laminado (Fl) (1IG-01-PE). 84

Figura 40. A) Amostra da Litofácies Fl no poço 1AL-27-PB. B) Amostra de mão da Fácies Fl no poço 1AL-26-PB. 85

Figura 41. A) Litofácies Fm (poço 1IG-02-PE) com fragmentos de ossos e conchas. B) Litofácies Fm com porções mais argilosas e aloquímicos concentrados (Aflor. 55). 85

Figura 42. A) Testemunho do poço 1AL-30-PB em Alhandra-PB com a fácies Argm. B) Detalhe da fácies Argm apresentando níveis de argila esbranquiçada. 86

Figura 43. A) Amostra do afloramento CM-32 com a fácies Ap. B) Amostra do afloramento CM-150 da fácies de arenito fosfático. 86

Figura 44. A) Arenito calcífero (Ac) com uma grande quantidade de moldes de fósseis (poço 1CA-01-PB em Caaporã-PB). B) Molde de gastrópode (poços AGM21 em Alhandra-PB). C) Moldes de macrofósseis (poço 1CA-01-PB). D) Detalhe da Fácies (poço AGM21) com destaque para intraclastos de carbonato. E) Molde de gastrópode e intraclastos de gipsita (poço AGM 21). 87

Figura 45. A) Calcarenito fosfático do poço 1IG-03-PE, Igarassu-PE. B) Calcarenito fosfático do poço 1PL-01-PE, Paulista-PE. 88

Figura 46. A) Mapa geológico da Sub-bacia Olinda com localização dos principais poços estratigráficos. B) Detalhe dos poços na parte norte da Bacia. C) Detalhe dos poços estratigráficos na parte sul da bacia, formando dois perfis direção E-O. 89

Figura 47. Poços da parte sul da Sub-bacia Olinda. Com os perfis esquemáticos e redescrições de seções dos poços 1PL-03-PE, 1PL-02-PE, 1PL-01-PE e IG-01-PE, IG-02-PE e IG-03-PE. 90

Figura 48. A) Perfil do poço 1PL-02-PE. B) No topo, depósitos aluvionares com 91

arenito conglomerático, seguido pela Formação Gramame com as fácies de margas e calcários, e pela Formação Itamaracá com as fácies fosfáticas Argm e F. C) Associação de fácies Fm/Fl/Am. D) Detalhe de Argm. E) Detalhe da fácies Fl com níveis de Fm. F) Seção do poço 1PL-03-PE. G) Formação Itamaracá com as fácies Fl e Am.

Figura 49. A) Seção do poço 1IG-01-PE com a associação de fácies fosfáticas. B) Associação de fácies com as litofácies Fl e Fm e Argm. C) Detalhe da litofácies com fosforito laminado. D) Perfil do poço 1IG-02-PE com fácies fosfáticas. E) Testemunho do poço 1IG-02-PE com os calcários margosos e as fácies Fl/Fm. F) Detalhe de Litofácies Fm com fragmentos de ossos e porções argilosas. G) Detalhe de fragmento de osso. 1IG-03-PE com a transição gradual da fácies Ac para a fácies Ca. 92

Figura 50. A) Perfil do poço 1PL-01-PE. B) Calcarenito (Ca) fosfático com poucos terrígeno. C) Arenito calcífero grosso com nódulos de argila. D) Fácies Am arenito maciço friável não calcífero. E) Perfil do poço 1IG-03-PE com associação de fácies Ac e Ca. F) Testemunho do 93

Figura 51. Mapa geológico da parte norte da Sub-bacia Olinda, próximo a Caaporã-PE com a localização dos poços estratigráficos estudados. 94

Figura 52. Correlação estratigráfica dos poços estudados na área que apresentam fácies 95

Figura 53. A) Perfil do poço 3GO-01-PE com a fácies Ap. B) detalhe da litofácies Ap com aspecto textural. C) Detalhe da litofácies Ap com laminações plano-paralelas. 96

Figura 54. Mapa de localização dos poços estratigráficos com dos projetos Miriri (1982) e Faixa Costeira PE/PB (1979), CPRM (1982) e Fonseca Neto (1979). 97

Figura 55. A) Perfil do poço AL-72-PB. B) Transição das fácies Argm e Fl. C) Fosforito laminado. D) Seção do poço AL-27-PB. E) Fácies Argm com intraclastos de calcários. F) Seção AL-26-PB. G) Fácies Fl. 98

Figura 56. A) afloramento com fácies siliciclástica associada à fácies fosfáticas. B) detalhe do afloramento que se encontra bastante alterado com fácies Fl na base e Am no topo. C) esquema de afloramentos da figura B, diferenciado as litofácies e as estruturas presentes no afloramento. 99

Figura 57. Localização dos afloramentos e dos furos de trados descritos na Bacia Paraíba. 100

Figura 58. A) Canal no afloramento CM-32 com a coleta das amostras no Município de Alhandra-PB. B) Detalhe do canal com local da fácies F. C) Fácies F com muita matéria orgânica. D) Detalhe de acumulação de matéria orgânica. E) Fácies de Argilito cinza claro com oxidação. F) Argilito marrom compacto (Argm). G) Fácies F e em detalhe amostra coletada. H) Detalhe de amostra de fosforito. 101

Figura 59. A) Detalhe do canal com a presença da fácies Am, ocorrendo bastante alterada. B) Arenito friável Am menos alterado. C) Detalhe do aspecto textural. D) 102

Detalhe da fácies Am com estruturas de bioturbação. E) Vista em corte das bioturbações.

Figura 60. A) Canais 1 e 2 apresentando duas camadas de fosforitos laminados. No canal 3 observa-se apenas uma camada de fosforito com respectivas seções. B) Canal 4 apresentando uma única camada de fosforito associado à fácies Argm. 103

Figura 61. A) Seção do afloramento CM-150, com intercalação das fácies Am, Argm, An e Fl. B) O afloramento CM-150 com o cintilometro medindo 1200cps. C) Detalhe das fácies Argm e An. D) Detalhe da fácies Fl. 104

Figura 62. A) Afloramento CM-92. B) Detalhe do solo no CM-92 com fragmentos de fosforito alterado com detalhe para mineral de coloração escura. C) Ponto CM-93 e em D) cintilometro registrando solo anômalo com fragmentos de fosforito. E) Ponto CM-90 com detalhe para solo com uma grande quantidade de blocos de fosforito. 105

Figura 63. A) Arenito fosfático com matriz argilosa e com muitos componentes siliciclásticos. B) Amostra de microconglomerado intraformacional, classificado como fosforito retrabalhado. 106

Figura 64. Amostra CM-92, sedimento com textura *boxwork* com intraclasto de argila amarelada. B) textura sem os intraclastos de argila. 106

Figura 65. A) Seção do furo de trado CM-90 com a litofácies Argm. B) Seção do trado CM-91 com a fácies Argm. C) Seção do trado CM-92 com litofácies Argm e Argmi. D) Amostra da fácies Argm. E) Amostra da fácies Argmi. F) Detalhe do sedimento da fácies Argm. 107

Figura 66. Esquema de classificação de rochas fosfáticas ou fosforitos baseado no modelo de Folk (1968) descrito por Riggs (1979). 110

Figura 67. Diagrama de classificação de Riggs (1979), com a plotagem de 42 amostras onde a metade é classificadas como fosforitos primários e as outras 21 como sedimentos granulares compostos por aloquímicos. 114

Figura 68. A e B) Fotomicrografias da amostra FEM762 onde foi possível identificar a predominância de componentes ortoquímicos e, quantidade muito pequena de aloquímicos. C e D) Fotomicrografias da amostra FEM713, onde predominam os elementos ortoquímicos com raros aloquímicos (fosbioclastos). E e F) Fotomicrografias da amostra FEM732, com destaque para fábrica ortoquímica com a presença de terrígenos (quartzo). 115

Figura 69. A) Amostra de mão de fosforito da litofácies Fl (amostra FEN-713). B) Aspecto geral da rocha em seção delgada, composto predominantemente por ortoquímicos e grãos de fosbioclastos e fosoóides, luz natural (LN). C) presença de siliciclastos e oóides, LN. D) detalhe da fácies com destaque para o foraminífero LN. LN=Luz Natural 116

Figura 70. Exemplos de microfácies das rochas granulares das amostras FEN-117, FFH-577, FEQ-044, FEN-714, CM-32, FEN-705. A) Fosfato-*wackstone* com glauconita. B) Fosfato-*wackstone* com quartzo. C) Fosfato-*packstone* com peloídes. 117

D) Fosfato-*packstone* com peloídes e intraclastos. E) Fosfato-*grainstone* com intraclastos. F) Fosfato-*grainstone* com peloides.

Figura 71. A) Fosintraclastos contendo oóide e foraminífero. B) Fosintraclastos contendo componentes aloquímicos. C) Fospeloídes subarredondados. D) Fospeloídes arredondados. 118

Figura 72. Amostra do afloramento CM-32. A) Fosintraclastos da microfácies em uma visão geral. B) Mesma cena da figura A em NC onde os minerais fosfáticos estão extintos e se destacam raros siliciclásticos. C) Ampliação de variados fosintraclastos com variadas texturas. A forma mais triangular com bordas arredondadas contendo fossoídes e fragmentos de conchas e formas arredondadas lisas. D) Destaque para fosintraclasto contendo fossoídes. E) Foslitoclasto. F) Variadas formas de fosintraclastos retangulares, bastonados e arredondados; alguns contendo fosbioclastos. 119

Figura 73. A) Fragmento de alga, amostra CM-32. B) Fragmento de osso, CM-55. C) Fragmento de osso de peixe (provável opérculo), FEN-704. D) Fosoóide, FEN-761. F) Parte de carapaça de foraminífero bentônico e carapaça de ostracodes, FEQ-044. F) Foraminífero bentônico, FEQ-044. 120

Figura 74. Fotomicrografias em MEV. A) Foraminífero com preenchimento e substituição de fosfatos com textura diferentes, amostra CM-32. B) Ostracodes com preenchimento fosfático, amostra FEN-106. C e D) Calciesfera com preenchimento misto de calcita e argilominerais, amostras FEN-118 e FEN-100. E) Fospeloíde composto por fosfato, amostra FEN-118. D) Franja isópaca em fospeloíde, amostra FEN-118. 121

Figura 75. Fotomicrografias em MEV. A) Intraclasto fosfático fragmentado contendo foraminíferos, amostra FEN-118. B) Fosintraclastos formado por ortoquímicos, amostra CM-32. C) Fosintraclastos composto por foraminíferos, amostra FEN-106. D) Fosintraclastos com clasto anguloso, amostra FEN-106. 122

Figura 76. Fotomicrografias em MEV da amostra FEN-118. A) Evidência da atividade microbiana em fragmento de osso. B) Escavações em forma de túneis em osso. D) Fragmento de osso com intensa “escavação”. C) parte da matriz isolada pelas “escavações”. 123

Figura 77. Fotomicrografias de bioerosões vistas em lâmina petrográfica. A) Em *pellets* e intraclastos (setas amarelas). B) Bioerosões em fragmentos de ossos. 123

Figura 78. Fotomicrografia em lâminas petrográfica. A) Glauconita entre grãos fosfáticos, amostra FEN-719. B) Glauconita com forma euedral, amostra FEN-718. C) Grãos de quartzo sub-angulosos (Qz) a sub-arredondados, grãos de apatita (Ap) em matriz argilosa. D) Grãos de quartzo (Qz) em matriz contendo sericita (NC). 124

Figura 79. Amostra afloramento CM-32 com destaque para o cimento primário circundando os grãos. B) Cimento secundário fibroradial preenchendo fratura entre partículas. 125

- Figura 80. A) Fábrica dolomítica com aloquímicos fosfático com coloração marrom, amostra no poço 1MA-01-PB. B) Aloquímicos que em nicóis cruzados aparecem em extinção. C) Oóides e fragmentos de conchas fosfatizadas, com mais de uma fase de precipitação. D) Calcarenito com nódulos de argila, poço 1PL-01-PE. D) E) Ostracodes substituído po fosfato. F) Foraminífero substituído por fosfático. 126
- Figura 81. A) Fotomicrografia com aspecto geral da fácies Ac. B) Detalhe de intraclastos de fosforito. C) Foraminíferos fosfatizados. D) Fragmento de concha fosfatizado. 127
- Figura 82. A) Argilito marrom contendo grãos de quartzo e fosintraclasto e fosoóide, amostra FEQ-57. B) Argilito com grãos de quartzo, amostra FEQ-57. C) Bioclasto, fragmento de osso, em argilito marrom fosfático, amostra FEQ-57. D) Argilito com raros grãos de quartzo matriz ferruginosa, amostra FEQ-58. 128
- Figura 83. A) Arenito fosfático contendo grãos de quartzo fospelóides e foslitoclastos. B) Nicóis cruzados destacando os grãos de quartzo. C) Feldspatos e matriz argilosa. D) Nicóis cruzados destacando matriz argilosa. Amostra do afloramento CM-32. 129
- Figura 84. A) Foslitoclastos e quartzo, em NP. B) Foslitoclastos e quartzos, em NC. C) Fotomicrografia destacando uma mistura de foslitoclastos, em NP. D) Destaque para grãos de quartzo e foslitoclastos em NC. 130
- Figura 85. A) Fosforito aluminosos com textura “*bok work*” com preenchimento das cavidades por argilominerais. B) Amostra de mão com textura *box work*. C) Fotomicrografia com destaque para textura *box work*. D) Fotomicrografia C em NC, com extinção dos nódulos preenchendo as cavidades. E) Mineral fosfático fibroradial aluminoso, NP. F) Mineral de fosfato de alumínio, em NC. G) Detalhe de mineral fibroradial, NP. H) Detalhe de mineral fibroradial, em NC. NC=nicóis cruzados. NP=nicóis paralelos. 131
- Figura 86. A) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-32. B) Fotomicrografia da amostra CM-32 N//. C) Difratoograma da amostra CM-32. D) Amostra de mão CM-32B. E) Fotomicrografia da amostra CM-32 N//. F) Difratoograma da maostra CM-32C. G) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-55. H) Fotomicrografia da amostra CM-55 N//. I) Difratoograma da maostra CM-55. 136
- Figura 87. A) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-92. B) Fotomicrografia da amostra CM-92B N//. C) Difratoograma da amostra CM-92B. D) Amostra de mão do afloramento CM-93. E) Fotomicrografia da amostra CM-93 N//. F) Difratoograma da maostra CM-93. 137
- Figura 88. Análise por WDS dos fosforitos não alterados na amostra FEN-706 com química da. A) Matriz. B) Intraclasto. 139
- Figura 89. Análise por WDS dos fosforitos não alterados na amostra FEN-706 com química. A) Foraminifero. B) Ostracode. C) Fragmento de osso com bioersão. 140
- Figura 90. Fotomicrografia dos aloquímicos fosfáticos ao MEV-WDS. A) 141

Fosintraclasto com foraminífero. B) Ostracode. C) Calciesfera. D) Osso com atividade microbiana.

Figura 91. A) Aspecto geral da rocha com destaque para os nódulos em cores mais claras análise em microscópio óptico em LN. B) Mineral fibro-radial, em microscópio óptico em NC. C) Aspecto geral da rocha ao MEV, com destaque para mineral fibro-radial. D) Detalhe de mineral, ao MEV. E) Detalhe das formas de agulhas, ao MEV. F) Aumento da imagem de cristal em forma de “agulha”, ao MEV. 142

Figura 92. Espectro de cristal bombardeado em WDS. A) nos nódulos argilos. B) nos minerais com formas de agulhas. C) Na matriz. 143

Figura 93. Variação de F em relação a: A) P_2O_5 . B) F/P_2O_5 . Em análise de rocha total. 145

Figura 94. Histogramas com população de amostras de fosforitos e rochas fosfáticas em: A) razão CaO/P_2O_5 . B) F/P_2O_5 . C) CO_2 . 146

Figura 95. Variação de P_2O_5 em relação a: A) CaO . B) CaO/P_2O_5 em análise de rocha total. 147

Figura 96. Variação de em Al_2O_3 , em análise de rocha total em relação a: A) P_2O_5 . B) CaO/P_2O_5 . 148

Figura 97. Variação de Al_2O_3 em relação à perda ao fogo em análise de rocha total. 148

Figura 98. Variação de P_2O_5 em relação a: A) SiO_2 . B) Fe_2O_3 . Em análise de rocha total. 148

Figura 99. Análise química em rocha total. A) Variação de U em relação CaO/P_2O_5 . B) Variação de Y em relação à CaO/P_2O_5 . 150

Figura 100. Relação de ETR com CaO e a razão de CaO/P_2O_5 em fosforitos e rochas fosfáticas. 151

Figura 101. Análise de rocha total. A) CaO em relação a ETRL. B) CaO/P_2O_5 em relação a ETRL. C) CaO em relação a ETRP. D) CaO/P_2O_5 em relação a ETRP. 152

Figura 102. Gráfico com a correlação das análises de rocha total. A) ETRP em relação a Y. B) ETRL em relação ao Y. 152

Figura 103. Subdivisões de uma rampa carbonática. MSL-nível médio do mar. PC-Picnoclina (Wright, 1986 e Burchette *et al* 1990). 154

Figura 104. Perfil N-S na Bacia Paraíba com modo de ocorrência do fosforito e rochas fosfáticas ao longo da bacia 156

Figura 105. Perfil N-S na Bacia Paraíba com modo de ocorrência das rochas fosfáticas carbonáticas das formações Itamaracá e Gramame ao longo da bacia. 156

Figura 106. Perfil perpendicular à linha de costa destacando a descontinuidade das 158

fácies de fosforito.

Figura 107. Ambiente deposicional de margem continental para fosforitos, adaptado de Pufahl (2010). 159

Figura 108. Ambiente deposicional dos fosforitos em rampa da bacia Paraíba (Adaptado de Barbosa, 2004 e Pufhal, 2010). 160

SUMÁRIO

CAPITULO I

INTRODUÇÃO	018
1.1. Objetivos e justificativas	020
1.2. Localização da área de estudo	021
1.3. Materiais e métodos	22
1.4. Sedimentação fosfática	25
1.4.1. Ciclo do Fósforo	26
1.4.2. Processos de sedimentação fosfática	29
1.4.3. Depósitos de Fosfato sedimentar no Cretáceo Superior	31

CAPITULO II

REVISÃO DA GEOLOGIA DA BACIA PARAÍBA	39
2.1. Contexto tectônico-estratigráfico	40
2.2. Histórico de pesquisa das unidades Cretáceas	43

CAPITULO III

CARACTERIZAÇÃO DE FÁCIES DO CRETÁCEO SUPERIOR E AMBIENTE DEPOSICIONAL	45
3.1. Caracterização de fácies da Formação Beberibe	45
3.2. Caracterização de fácies da Formação Itamaracá	57
3.2.1. Fácies siliciclásticas	57
3.2.2. Fácies mistas e bioelementares	64
3.3. Caracterização de fácies da Formação Gramame	75

CAPITULO IV

CARACTERIZAÇÃO DAS FÁCIES FOSFÁTICAS EM AFLORAMENTOS E POÇOS ESTRATIGRÁFICOS	83
4.1. Caracterização dos fosforitos e rochas fosfáticas	83
4.1.1. Fosforito (F)	84

4.1.2. Rochas fosfáticas Siliciclásticas	85
4.1.3. Rochas fosfáticas carbonáticas	87
4.2. Associação de fácies fosfáticas em testemunhos de poços estratigráficos	88
4.3. Associação de fácies fosfáticas em afloramentos	99
CAPITULO V	
DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DOS FOSFORITOS E ROCHAS FOSFÁTICAS	108
5.1. Descrição e classificação petrográfica de rochas fosfáticas e Fosforitos	108
5.2. Descrição e classificação dos fosforitos da Bacia Paraíba	113
5.3. Descrição e classificação das rochas fosfáticas da Bacia Paraíba	125
CAPITULO VI	
MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DOS FOSFORITOS	132
6.1. Análise por difratometria de raio-X (DRX)	133
6.2. Análise de fosforito por MEV/WDS	139
CAPITULO VII	
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS FOSFORITOS E ROCHAS FOSFÁTICAS	144
7.1. Geoquímica dos elementos maiores	144
7.2. Geoquímica dos elementos traço	149
7.3. Geoquímica dos elementos terras raras	150
CAPITULO VIII	
AMBIENTE DEPOSICIONAL DOS SEDIMENTOS FOSFÁTICOS DA BACIA PARAÍBA	153
CAPITULO IX	
CONSIDERAÇÕES FINAIS	161
REFERÊNCIAS	165
ANEXOS	173

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

A Bacia Paraíba apresenta uma das mais expressivas mineralizações de fosfato em bacias sedimentares no Brasil. Estes sedimentos foram noticiados pela primeira vez por Duarte, em 1949, no Município de Olinda-PE, e teve momentos importantes com extração, beneficiamento e comercialização de minério. Desde o descobrimento desta reserva, foram obtidos uma grande quantidade de dados publicados em teses e dissertações, que contribuem significativamente para esta tese. Entretanto, todos os trabalhos são restritos as áreas de Olinda-PE e Paulista-PE e, em geral, têm enfoque mais econômico. Alguns trabalhos de empresas de pesquisa, como os projetos da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) Fosfato na Faixa Costeira Pernambuco-Paraíba (Fonseca Neto 1979) e o Projeto Miriri (CPRM, 1982), apresentaram dados de ocorrências em toda bacia, com a descrição de mais de 150 poços estratigráficos. Nestes trabalhos constam os dados de geoquímica, petrografia, difratometria de raios-X e micropaleontologia. A partir desta base de dados, foi feito um estudo detalhado das mineralizações, em função dos novos conceitos e técnicas, a fim de descrever litofácies, mineralogia e geoquímica para uma melhor compreensão da origem do minério e dos processos de sedimentação.

O fosfato é a forma mais abundante de fósforo no ambiente e está disponível para assimilação imediata pelos vegetais, por isso eles têm sido principalmente usados como fertilizantes no setor agrícola. Além disso, os fosfatos e outros compostos de fósforo são amplamente utilizados para fabricação de detergentes e aditivos alimentares, entre outros usos. A maior parte da produção mundial (95%) de rochas ricas em fosfato é consumida na produção de adubos. A recuperação econômica de fosfatos está limitada a sua concentração no mineral de fosfato nas rochas. Valores muito altos (>7%) são suficientes para serem usados como foram extraídos, no entanto, os minérios de baixo teor, devem ser concentrados para sua utilização econômica, o que é realizado por processos físicos. Mais de 40 países beneficiam rochas fosfáticas e o consumo anual de rocha fosfática se aproximou de 150 milhões de toneladas. Os principais países, produtores aqui organizados em ordem decrescente de suas capacidades de produção, são: Estados Unidos da América, Marrocos, China, Rússia, Tunísia, Jordânia, Brasil, Israel, Síria, África do Sul, Egito, Austrália, Senegal, Índia, Togo, e Canadá. Os Estados Unidos são o maior produtor e consumidor mundial e é líder na produção de fertilizantes e nas exportações. As maiores reservas de fosfato em rochas

do mundo são encontrados em depósitos sedimentares de origem marinha de idades do Cretáceo Superior e Eoceno (Aydin *et al.*, 2009).

Desde os anos 1990 o Brasil tem crescimento expressivo no comércio internacional do agronegócio. No início de 2010 a cada quatro produtos em circulação no mercado internacional, um era brasileiro. Projeções apontam que até 2020 a produção do País vai representar um terço da comercialização mundial. O agronegócio é um dos mais fortes segmentos da economia, pois representa um terço da riqueza do país, 42% da receita de exportações e é responsável por 17,7 milhões de trabalhadores no campo. Por outro lado, a maioria dos solos brasileiros é pobre nos macronutrientes P, K e N, e a produção de fertilizantes não acompanhou o grande desenvolvimento da agropecuária. Por isso, o País se tornou o segundo maior importador dos fosfatados do mundo (Loureiro *et al.*, (2008). O Brasil produz aproximadamente 4% de fósforo e consome 8% do total mundial. Em 2009 foram gastos cerca de US\$ 84 milhões na sua importação (Ministério da Minas e Energia, 2009).

Em termos mundiais, a rocha fosfática é a única fonte de fósforo viável, estando contida nos depósitos de origens sedimentares (em torno de 85% da oferta mundial), ígneas (próximo de 15%) e biogénicas (DNPM, 2009). No Brasil este quadro se inverte em relação aos depósitos ígneos e sedimentares, cerca de 80% das jazidas fosfáticas são de origem ígnea, com a presença acentuada de rochas carbonatíticas com baixo teor de fosfato, enquanto que em termos mundiais esse percentual está em torno de 17%.

O município de Olinda-PE, no período 1957-67, obteve uma das maiores expressões no cenário mineral do País, produzindo e beneficiando mais de 4 milhões de toneladas de minério (Duarte & Krauss, 1978). Porém, a área foi intensamente urbanizada e quando empresas em parceria com o Governo do Estado tentaram retomar as atividades de mineração na parcela das reservas ainda não atingidas pela expansão urbana, esbarrou em fortes restrições de órgãos ambientalistas e de reforma agrária. Observa-se que um projeto que previa uma produção anual de 64.000 t de P_2O_5 , além de enfrentar dificuldades de financiamento, não foi executado. Na década de 1980 foram retomadas as pesquisas em outras áreas conhecidas como as regiões de Goiana-PE e de Alhandra-PB no Projeto Miriri (CPRM, 1982), onde foi calculada uma reserva total: 28.314.170t com 11,8% de P_2O_5 .

1.2. Objetivos e justificativas

A sedimentação fosfática na Bacia Paraíba ainda é um tema com muitas questões a serem esclarecidas, tais como: não há uma caracterização das fácies para reconhecimento em campo, a mineralogia foi pouco estudada, o processo de sedimentação e modelo de gênese utilizado é bastante generalizado com dados exíguos. Assim, com este trabalho se propõe gerar dados sob a ótica de novos conceitos e técnicas, que vão contribuir para a comparação destes depósitos com outros de fosfato do mundo, além de ajudar na elaboração de modelos para a exploração e prospecção deste bem mineral em outras bacias brasileiras.

Em geral, tem havido uma diminuição contínua da qualidade de rocha fosfática no mundo, pois as reservas de alta qualidade estão sendo exauridas. O minério com alto teor de P_2O_5 tem baixo teor de impurezas, alto rendimento por tonelada de material com eficiência de reação, menos problemas de beneficiamento e menor desperdício. Uma avaliação da indústria sugere que o teor de fosfato de minério pré-beneficiado está diminuindo cerca de 1% por década. Destaca-se que o fosfato representa um recurso não renovável.

O principal objetivo com este trabalho é apresentar um estudo detalhado da sedimentação fosfática na Bacia Paraíba, com a individualização das fácies de alto teor e com detalhamento das litofácies, da mineralogia e da geoquímica. Isso contribuirá para o entendimento sobre a gênese da mineralização. Além do mapeamento geológico, foram realizados estudos por geofísica, com o uso da radiometria e gamaespectrometria, e análises geoquímicas de rocha total.

Como objetivos específicos são importantes:

- Revisão bibliográfica sobre os maiores depósitos de fosfato sedimentares no mundo.
- Reconhecimento regional da Bacia Paraíba: com revisão bibliográfica e dados de campo.
- Mapeamento geológico do Cretáceo Superior da Bacia Paraíba.
- Revisão dos perfis de poços e descrições dos testemunhos dos projetos Miriri (CPRM 1982) e Fosfato na Faixa Sedimentar PE/PB (Fonseca Neto, 1979).
- Individualização e descrição de fácies das formações Itamaracá e Gramame com anomalias de fosfato em afloramentos e poços estratigráficos.
- Descrição petrográfica, classificação dos elementos fosfáticos e da rocha.

- Análise geoquímica das rochas fosfáticas e fosforitos.
- Construção de modelo geológico para origem da sedimentação fosfática.

1.3. Localização e vias de acesso da área de estudo

A Bacia da Paraíba está localizada no nordeste do Brasil, e ocupa uma área de 5.300km² em sua porção emersa, abrangendo parte dos estados de Pernambuco e da Paraíba, entre as cidades de Recife e Mamanguape (figura 1). Do ponto de vista geológico, localiza-se entre a zona de cisalhamento de Pernambuco e a falha de Mamanguape (Barbosa, 2004). Esta bacia é bastante conhecida pelo conteúdo fossilífero de algumas de suas unidades, pelo registro da passagem Cretáceo/Paleógeno e por ter uma importante mineralização de fosfato.

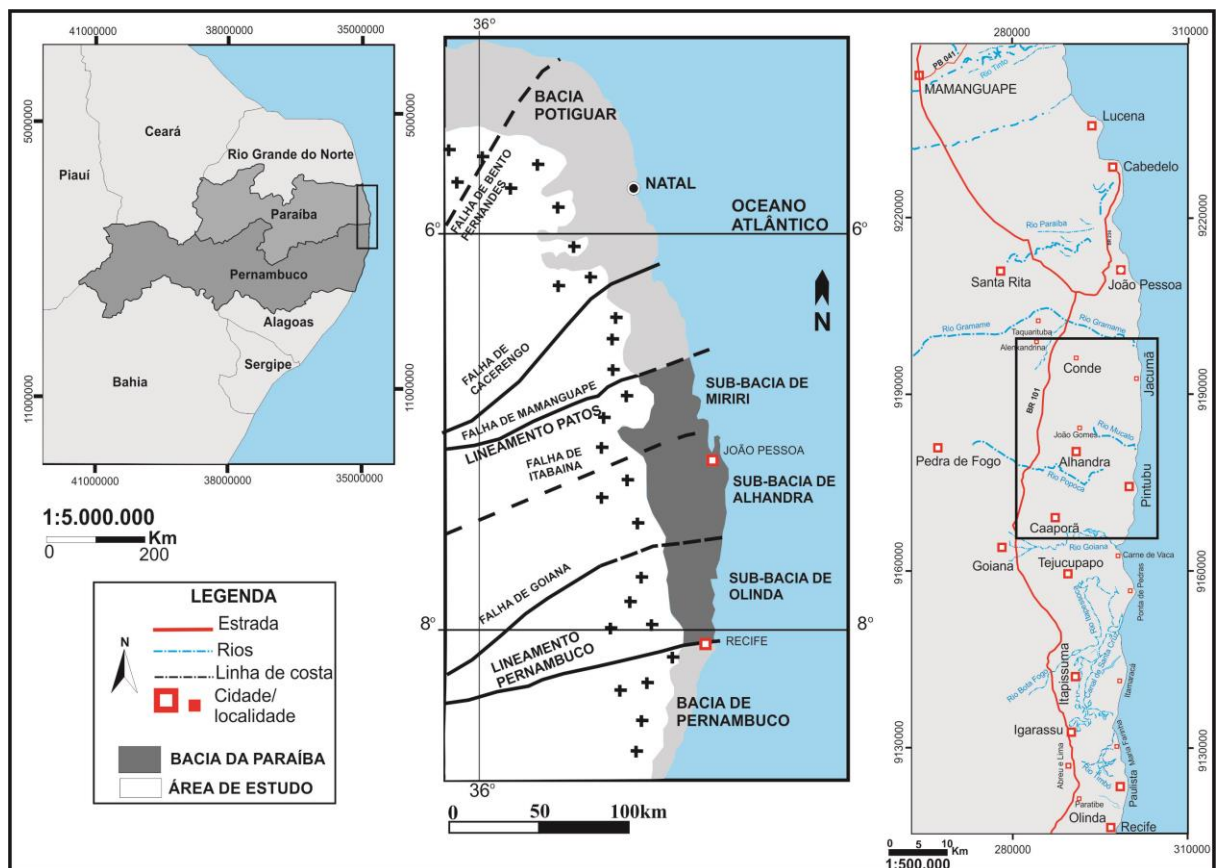


Figura 1. Localização da Bacia da Paraíba com as sub-bacias e suas principais vias de acesso (adaptado de Mabesoone & Alheiros, 1993).

As anomalias de fosfato mais expressivas aflorantes estão entre as cidades de João Pessoa-PB e o município de Tejucupapo-PE, abrangendo os municípios de Caaporã, Alhandra, Pedra de Fogo na Paraíba e Goiana-PE. O acesso é feito através da BR 101 e estradas asfaltadas e não asfaltadas com tráfego permanente. As outras áreas estudadas estão

no Município de Itapissuma-PE, tendo como principal via de acesso a BR101 Norte e no Município de Paulista-PE, através da BR101N e PE-15.

1.3. Materiais e métodos

Esta pesquisa foi dividida em duas etapas: 1) trabalho de cunho regional, feito a partir do reconhecimento geológico da Bacia Paraíba, com mapeamento das unidades do Cretáceo Superior relacionados à sedimentação fosfática. 2) trabalho detalhado das áreas selecionadas com anomalias geofísicas e geoquímicas, com a finalidade de descrever as características faciológicas, mineralógicas e químicas, assim como as biofácies e, com base nos resultados obtidos, foi proposto um modelo de gênese desta sedimentação.

No levantamento regional foi feito o reconhecimento e a descrição das unidades Cenozóicas de forma generalizada em escala 1:500.000, e um mapeamento mais detalhado em escala 1:100.000 das unidades do Cretáceo Superior, que têm relação com a sedimentação fosfática das formações Itamaracá e Gramame.

A execução do trabalho se deu seguindo as seguintes etapas:

- Levantamento bibliográfico dos dados geológicos e geofísicos disponíveis em várias escalas de informações, principalmente nos grandes projetos da CPRM e DNPM, leituras de teses e dissertações e às bases planimétricas das folhas Itamaracá (SB25YCVI), João Pessoa (SB25YCIII), Cabedelo (SB25YAVI), Sapé (SB25YCII) e Guarabira (SB25AV).
- Elaboração de mapa base, com interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite, com mapas compilados da bibliografia e dados aerogeofísicos.
- Releitura de 150 perfis de poços ao longo de toda bacia (figura 2).
- Registro de 152 pontos de afloramentos para o mapeamento regional sem descrição detalhada e 262 pontos de afloramentos com descrições faciológicas e com coleta de amostras (figura 3).
- Interpretações de dados aerogeofísicos e aquisição de dados em campo.

Os estudos geofísicos auxiliaram na identificação e interpretação das grandes estruturas tectônicas da bacia com os dados de aeromagnetometria. As imagens da aerogamaespectrometria auxiliaram na identificação das anomalias de urânio, que estão associados às anomalias de fosfato. Além foram checados 100 pontos em campo com teores de U acima de 3ppm, com o uso de gamaespectômetro e cintilômetro afim de detectar as

anomalias radiométrica (Oliveira, 2012).

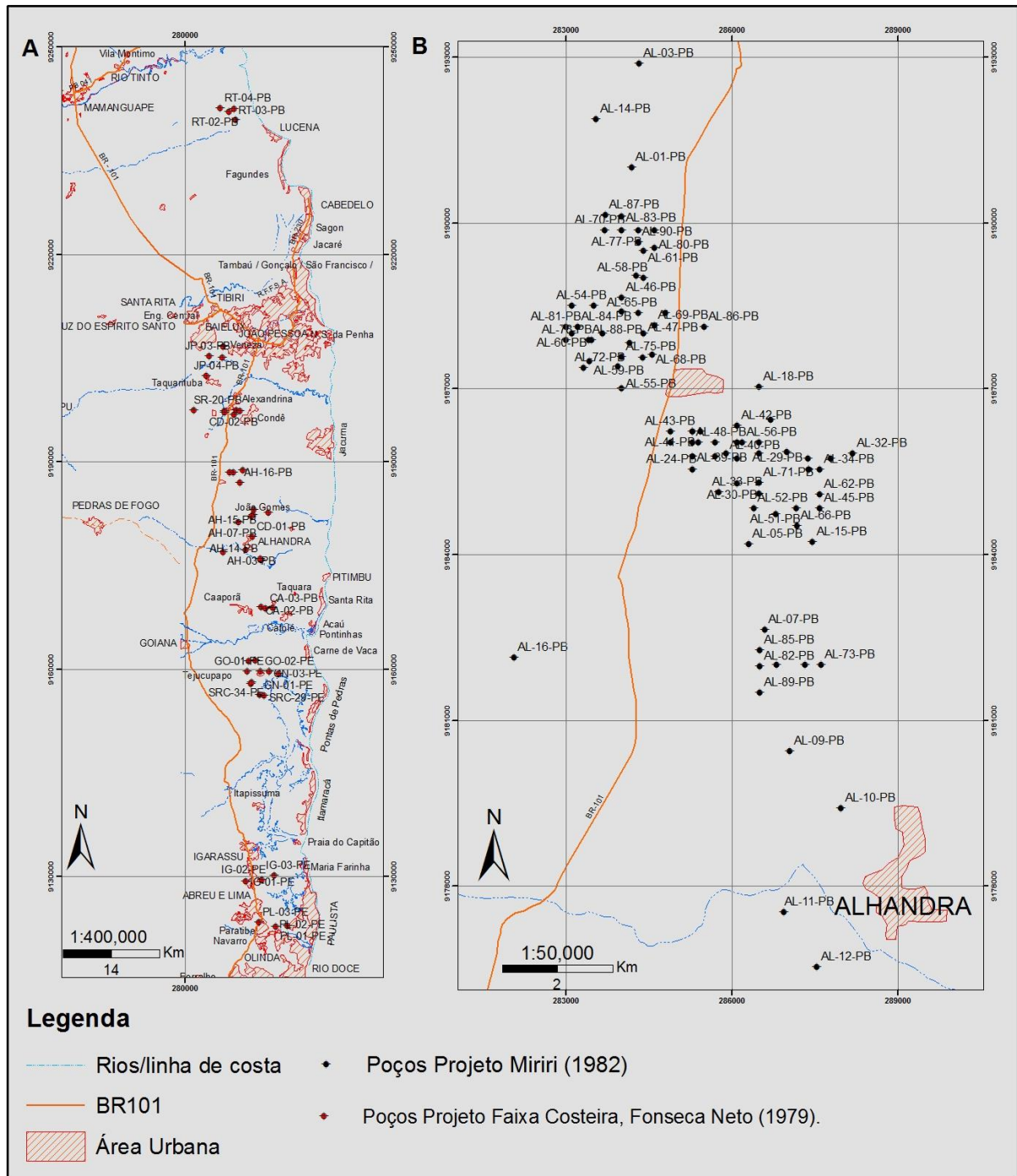


Figura 2. A) Localização dos poços estratigráficos estudados do Projeto Fosfato na Faixa Costeira de Fonseca Neto (1979). B) Localização dos pontos dos poços do Projeto Miriri (CPRM, 1982).

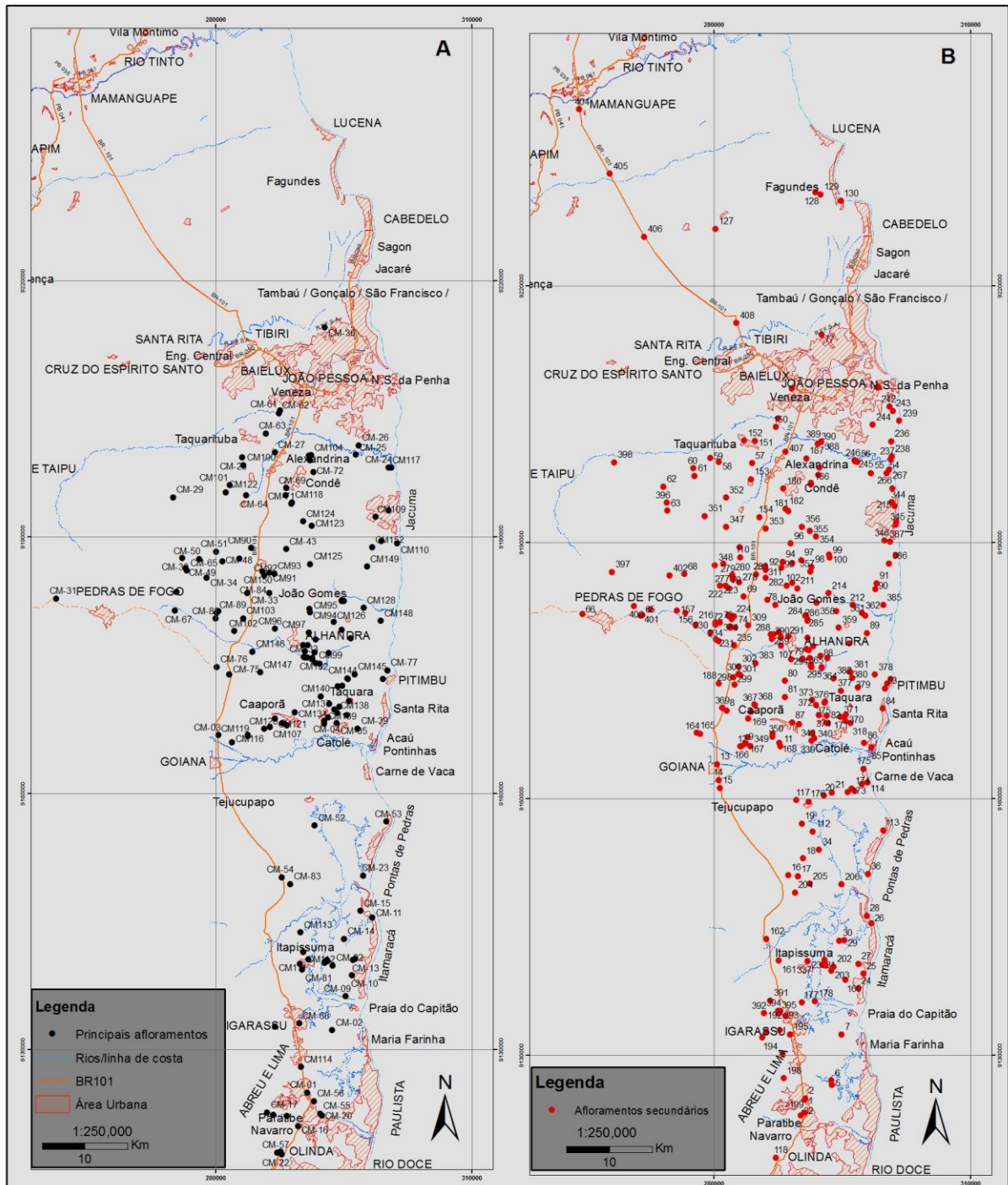


Figura 3. A) Mapa de localização dos principais afloramentos estudados na Bacia Paraíba. B) Mapa de localização com os pontos secundários durante o mapeamento geológico.

A partir do reconhecimento regional foram separadas as áreas para detalhamento. Estas áreas foram escolhidas principalmente pela quantidade de dados bibliográficos existentes. Nessas áreas foram levantadas todas as informações de superfície e de sub-superfície com:

- Levantamento de seções estratigráficas de todas as unidades com coleta sistemática de amostra para análises laboratoriais.
- Descrição de 57 poços estratigráficos dos projetos Faixa Costeira (Fonseca Neto, 1979) e Miriri (CPRM, 1982) com amostragens para análises laboratoriais.
- Amostragens de rochas em afloramentos para análises químicas e petrográfica, com auxílio de equipamentos como trado motor, e canais para coleta de amostra menos intemperizadas. As amostras para análises geoquímicas foram, sempre que possível acompanhadas das análises petrográficas.
- Confecção de 160 seções delgadas para a caracterização litológica, textural e mineralógica, seis amostras de fosforitos para análise por difratometria de raios X (DRX) e seis amostras de fosforitos para análise por MEV-WDS (Microscópio eletrônico de varredura com *Wavelength Dispersive Spectroscopy*). As análises no MEV-WDS foram realizadas no Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) Coordenação do Prof. Edval Santos da Universidade Federal de Pernambuco. As análises por DRX foram realizadas no Departamento de Química Fundamental da UFPE. Foi usada a espectroscopia de reflectância para caracterização da assinatura espectral das amostras de fosforitos. Os espectros obtidos a partir dessas medições foram classificados de acordo com seu conteúdo. A classificação mineral com os dados em análise por DRX envolve, uma análise estatística semiautomática para a separação das amostras em *clusters* para uma melhor caracterização e um tratamento convencional para a interpretação das fases minerais, usando a bibliografia disponível.
- Análises geoquímicas de rocha total de 150 amostras, cuja metodologia foi desenvolvida através no Projeto Fosfato Brasil (Porto 2010) foi realizada na SGS-GEOSOL pelo método *Inductively Coupled Plasma-mass spectrometry* (ICP-MS).

1.4. Sedimentação Fosfática

O fósforo foi descoberto em 1669 pela alquimista alemã Hennig Brand, que observou que um sólido branco não só brilhava no escuro, mas também espontaneamente era inflamável no ar. Por isso, fósforo significa literalmente "portador de luz" e a palavra é derivada das palavras gregas "Phos" que significa luz e "Phorus" portador. A importância do fósforo como um nutriente só foi descoberta em meados de 1800 e, na atualidade, a busca por fosforitos foi intensificada significativamente (Benitez-Nelson, 2000). O fósforo é um

elemento crítico na biosfera, limitando a produtividade biológica e, portanto, modulando o ciclo global do carbono e do clima (Compton, 2000). Sua única ocorrência estável é sob a forma de íon fosfato $(\text{PO}_4)^{3-}$, sendo o único entre outros elementos menores que sempre forma mineral. Quando cristaliza a apatita tem fórmula $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \text{X}$, onde X representa F, Cl e OH (Goldschmidt, 1958)). Só existe um mineral de fósforo encontrado em seu estado natural formando a shreibersite $(\text{Fe, Ni, Co})_3\text{P}$ identificado apenas em meteoritos e é instável nas condições terrestres (Bariand *et al*, 1978). O fosfato é comumente encontrado em rochas magmáticas, biogênicas (os guanos) e de origem sedimentar. Além das formas minerais em rochas, há formas químicas orgânicas, tais como fosfolípidos, ácidos nucleicos, proteínas, polissacáridos, cofatores de nucléotídeos e como fosfonatos. Observa-se que é o décimo primeiro elemento mais abundante na crosta da Terra, com aproximadamente 0,12%, no entanto, quase todo o fósforo da Terra é encontrado sob a forma de minerais, principalmente apatita (hidróxido, cloro e flúor), vivianita e wavellita (Aydin *et al*, 2009).

A sedimentação fosfática é um tema bastante complexo, envolve a dinâmica do fósforo na água associada a processos físicos e geoquímicos e às atividades biológicas. Esta sedimentação ocorre predominantemente em ambientes marinhos, em condições geológicas específicas, sendo que os depósitos lacustres são raros e só foram reconhecidos quatro casos em lagos salinos em Mountain Green River Formations no Wyoming, USA (Love, 1964).

1.4.1. Ciclo do Fósforo

O ciclo do fósforo global é descrito em alguns trabalhos com uma perspectiva geológica, tendo como foco o balanço do P no sistema fluvial, na atmosfera e nos depósitos sedimentares de ambientes marinhos.

Alguns trabalhos dividem este tema em dois períodos: pré-humano e o pós-humano. O impacto humano sobre o ciclo de P global tem sido substancial nos últimos 150 anos e vai continuar a influenciar o ciclo natural no globo para o futuro. Por isso, só é possível analisar o balanço de massa "pré-antropogênica" de forma generalizada. Vários aspectos das fontes pré-antropogênicas e deposição de P são relativamente bem entendidas, como a fonte inicial que se dá através do intemperismo químico no desenvolvimento de solo em que P é liberado principalmente a partir da apatita e se faz solúvel e biodisponível. Contrastando com esse processo de intemperismo químico, o intemperismo físico e a erosão de material dos continentes resultam normalmente em P indisponíveis para a biota, pois não há participação destes elementos nos solos de solo. A eventual erosão de solo e rocha e seu transporte por rios

oferece P para os oceanos em duas principais formas: em partículas e dissolvido. A maior parte do P contido na carga de rios ocorrem em minerais e nunca participa do ciclo ativo biogênico do fósforo, e assim se mantém devido as taxas de dissolução e do pH extremamente baixo participando dessa forma do processo de sedimentação. Alguns dos P particulados são adsorvidos à superfície do solo e incorporados à matéria orgânica. Este P provavelmente interage com o ciclo de P biótico em terra, e o seu processo, de ser transferido para o oceano é pouco compreendido (Filippelli, 2002). No trabalho de Benitez-Nelson (2000) sobre a biogeoquímica do fósforo em ambiente marinho, é descrito o ciclo de P em rios atuais e são estimados alguns aspectos para o período pré-antropogênico. Neste trabalho foi observado que a maior parte do P proveniente de sistemas fluviais está na fase partícula, que são logo é incorporado pela sedimentação. Além disso, o P que resta no ambiente marinho derivado de rios está dissolvido. A atmosfera também contribui e, dentre os principais fluxos, se destaca a fonte eólica, porém a solubilidade depende da fonte. O fósforo pode ser reativo ou não reativo e a uma profundidade de até 150m está biodisponível, abaixo desta profundidade será ora depositado ora reintegrado a zona fótica através de correntes de ressurgências (*Upwelling*) (figura 4).

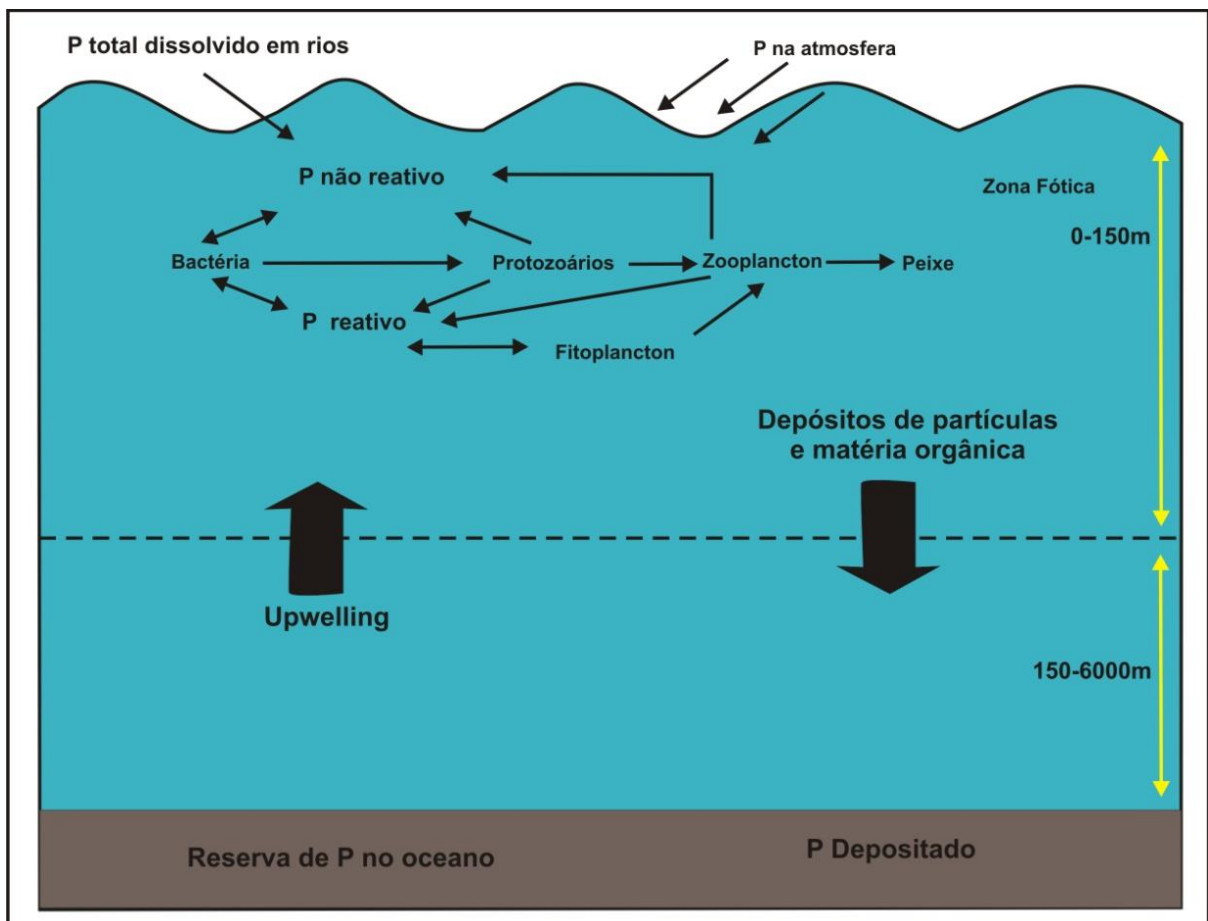


Figura 4. Ciclo de P préantropogênico em ambiente marinho (adaptado de Benitez-Nelson, 2000).

Segundo Bentor (1980), o fósforo pode entrar no mar através dos rios, da atmosfera, por atividades hidrotermais marinhas, que o depositam em menores quantidades, e por compostos orgânicos. A matéria orgânica é a mais importante e é responsável por mais de 40% da produção de fosfato nestes ambientes. Parte deste fósforo disponível no oceano é retida com a precipitação de carbonatos, e ainda são disponibilizados para atmosfera. Mesmo em pequenas quantidades todas estas fontes de fósforo devem ser consideradas em função do tempo geológico. O mesmo ainda coloca que o teor de fósforo no mar varia sazonalmente com a profundidade e a temperatura da água, além de processos biológicos. Próximo à superfície, este fósforo pode ser esgotado por absorção biológica, porém, na zona de regeneração da matéria orgânica, entre 200-400m estes valores podem chegar entre 50-100 ppb (Bentor, 1980). Além disso, é interessante colocar um fato observado por Atkins (1925) *in* Goldschmidt (1958), onde o fitoplâncton e outros organismos vivos utilizam fósforo das águas superficiais tropicais em estações de maior luminosidade, conseqüentemente, o teor de fósforo atinge um máximo no início da primavera e praticamente não há fósforo no Outono.

Fang *et al* (2007) observaram que em sistemas marinhos atuais, numa amostragem de sedimentos realizada em sistema plataformal, da região Leste da China que em cotas batimétricas (menores que 100m), ocorrem, fluxos e acumulações de P no mar. Estes autores também verificam que há uma predominância de P inorgânico com cerca de 70% de P detrital, 15% de P orgânico e as outras espécies estão associados a minerais de ferro, P dissolvidos e presentes nos minerais hidroxiapatita (biogênica), esmecita e calcita.

No trabalho de Santos *et al.* (2010) foram analisadas amostras de sedimentos de região do maior estuário do mundo formado pelo Rio Amazonas. Observa-se que os processos químicos que ocorrem em estuários alteram a disponibilidade biológica e o fluxo e absorção de fósforo para a área costeira e oceânica. Estes dados possibilitaram verificar que a distribuição do fósforo orgânico, inorgânico e total na camada sedimentar superficial apresentam as maiores concentrações próximas da costa.

Os rios representam as principais fontes de fósforo para os oceanos. Eles fornecem anualmente cerca de 1,5 milhões de toneladas de fósforo dissolvido e mais de 20 milhões de toneladas de fósforo em suspensão. Até 80 % do fósforo suspenso e incorporados no material litogênico precipita dentro de margens continentais. O fósforo dissolvido na água do mar participa dos processos bioquímicos devido à sua assimilação pelo fitoplâncton que consome

anualmente 1,5-2,5 Gt de fósforo. O fósforo dissolvido também é incorporado aos restos orgânicos e precipitados a partir de água do mar por mecanismos biogênicos (Baturin, 2003).

1.4.2. Processos de sedimentação fosfática

Os trabalhos sobre os processos de sedimentação fosfática foram considerados durante muito tempo controversos. No trabalho de Tooms *et al.* (1969), as principais ideias discutidas eram que esta sedimentação poderia ocorrer através de precipitação inorgânica, o que entrava em conflito com a fosfatização de sedimentos existentes e com a concentração de fosfato através de atividade orgânica. Na ideia da precipitação inorgânica, a ascendência de águas ricas em fosfato nas regiões de ressurgência implicaria uma diminuição da pressão parcial de CO₂ e em um aumento de pH resultando, conseqüentemente, em supersaturação e precipitação de fluorapatita e carbonatoapatita. Um forte indício desta ideia é que a maioria dos fosforitos são compostos predominantemente por estruturas de concreções, sugerindo uma precipitação direta de apatita. O conceito de fosfatização dos sedimentos é observado no registro geológico em fosfatização de calcários de fundos oceânicos, através de pseudomorfismo em material esquelético carbonático, por apatita. Na concentração de fosfato através de atividade orgânica pode ser verificada por várias evidências, pois o fósforo tem um papel fundamental para vida e os organismos se concentram em águas ricas nesse elemento. A morte e afundamento desses organismos têm uma importante função de transportar o fosfato para ser depositado em fundos oceânicos.

Segundo Glenn & Garrison (2003), o fosfato pode estar presente em sedimentos como bioclastos primários, tais como dentes de peixe e escamas e ossos de vertebrados, mas a maioria ocorre como precipitados autigênicos, grãos, formas peloídes, micronódulos e também pode ocorrer como lâminas incrustantes em fundos oceânicos. As acumulações de fosfato são favorecidas pelas taxas de sedimentação lenta. Os *Hardgrounds* podem ser compostos por fosforitos laminados, enquanto que os outros grãos peloides com alto teor de fosfato estão concentrados em camadas retrabalhadas por correntes do fundo do mar.

As concentrações de fosforitos modernos ocorrem em margens continentais onde existem regiões com ressurgência de águas ricas em nutrientes, como ao longo da costa oeste da América do Sul e na costa ocidental da África, aonde águas da Antártida chegam à superfície. Estas correntes frias e ricas em nutrientes em contato com águas mais quentes promovem *blooms* de plâncton, que estão na parte inferior da cadeia alimentar. Este modelo não explica a grande quantidade de fosforitos antigos, sendo possível que estas concentrações

fossem maiores no tempo onde o nível do mar estava alto e a taxa de sedimentos era reduzida (Nichols, 2009).

Segundo (Bentor 1980), quando o termo “correntes de ressurgências” foi introduzido na pesquisa de fosfato, houve uma grande resistência, pois teria que se abandonar a ideia dominante do mecanismo inorgânico (fosfatização de calcários). Hoje se sabe que a taxa de difusão de CO₂ por queda de pressão é muito menor que a velocidade das correntes de ressurgência, e que a supersaturação de fosfato ocorre próxima à zona fótica, onde o fósforo é rapidamente reciclado por organismos. Pietrafesa (1990) afirma que o fosfato ou o fósforo inorgânico dissolvido geralmente tem valores muito baixos na superfície e aumentam com a profundidade. Smith (1968) define correntes de ressurgência como um movimento ascendente de curta duração e extensão, pela qual as águas das camadas mais profundas são trazidas para camadas mais superficiais. Bentor (1980) destaca a importância das correntes de ressurgência para fosfogênese, e coloca dois pontos importantes: 1) que o fenômeno da ressurgência não fornece águas ricas em fosfato; seu efeito é neutralizar o esgotamento de fósforo na superfície da água, causado pela atividade orgânica e fornecer mais fosfato (entre outros nutrientes) embora de forma diluída. 2) correntes de ressurgência não movimentam águas muito profundas. Fora à Costa da Namíbia, essa profundidade hoje é de cerca de 200m, em zonas de regeneração de matéria orgânica, logo abaixo a zona fótica mais rica em fósforo que águas mais profundas. Este autor destaca uma sequência de eventos importantes para a compreensão da fosfogênese: correntes de ressurgências, alta produtividade orgânica e sedimentos ricos em matéria orgânica, enriquecimento de P em águas interticiais por regeneração. Segundo Pufahl (2010), áreas onde a origem dos fosforitos não está associada às correntes de ressurgências a concentração dos fosforitos é regulada por reações Fe-redox.

Alguns autores, como Follini (1996), chamam a atenção porque para a correlação de alguns depósitos de fosfato no mundo, como é o caso dos sedimentos fosfáticos do Cretáceo Superior e do Eoceno, que ocorrem em geral intercalados com evaporitos e *cherts*. Segundo este pesquisador, não há dúvida que esses fosfatos resultaram da ressurgência oceânica de correntes de Tétis nas plataformas continentais ao longo da margem sul. Outra característica responsável pela acumulação de fosfatos pode estar relacionada a um clima quente e úmido. Tem sido argumentado que essa condição climática aumentou a taxa de intemperismo continental no Cretáceo e Eoceno elevando a quantidade de fosfato transportado para o mar pelos rios.

Segundo Pufahl (2010), sedimentos fosfáticos juntamente com a formação ferrífera e *cherts* fazem parte do grupo de sedimentos bioelementares, por serem compostos por nutrientes essenciais à vida (Fe, P e Si). O fósforo é componente de muitos sistemas esqueléticos, para a construção do bloco do DNA, essencial para a transferência de energia celular e limitando a produtividade biológica ao longo do tempo geológico. O desenvolvimento dos modelos de fácies destes sedimentos bioelementares depende da biologia primária com a acumulação controlada pela biosfera, composição química da água do mar e as características físicas dos processos sedimentares. A dinâmica dos processos autigênicos, biológicos, geoquímicos e hidrodinâmicos atuam de forma integrada, no mesmo cenário, possibilitam formar fosforitos primários e retrabalhados. Os fosforitos primários são sedimentos finos (silte, argila) laminados, com micronódulos ou peloides *in situ* ricos em matéria orgânica. Os fosforitos retrabalhados são depósitos granulares formados a partir do retrabalhamento dos fosforitos primários.

1.4.3. Depósitos de fosfato sedimentar no Cretáceo Superior

Durante muito tempo a pesquisa de fosfato não recebeu muita atenção devido à sua pequena escala de produção, embora esta exploração tenha começado por volta de 1847 *in* Suffolk (Inglaterra). Em 1874, a *Challenge Expedition*, expedição oceanográfica inglesa que fez pesquisa entre 1872 e 1876, dragou nódulos de fosforito nos Bancos de Agulhas, Sul da África (Murray & Renard, 1891, *in* Bentor, 1980). Cem anos depois começaram a serem descobertas, em várias partes do mundo, ocorrências similares em fundos oceânicos e em linhas de costa, no Norte da Espanha, Marrocos, nas costas do Atlântico, Suldeste da África, *Chatahm Rise* na Nova Zelândia, Blake Plateau, Califórnia Borderland, Baja Califórnia e em vários outros locais. Para a maioria, estes depósitos eram considerados como recentes devido à sua posição no fundo oceânico, mas alguns trabalhos mostraram posteriormente que tem idade do pré-Pleistoceno (Bentor, 1980).

Os depósitos de origem sedimentar fonecem 80-90% da produção mundial de P, sendo que os maiores depósitos estão localizados no Marrocos e em outros países da África, Estados Unidos da América, Oriente Médio e China (Zapata & Roy, 2004). Esses depósitos são identificados em rochas com as idades desde o Proterozóico até o Recente. As rochas do Proterozóico e Cambriano foram somente descobertas no início dos anos 60 em diversas jazidas distribuídas pelos cinco continentes (Boujo *et al*, 1994). No Brasil podemos citar exemplos de depósitos conhecidos e estudados nas bacias neoproterozóicas do Bambuí

(MG/GO/TO), Corumbá (MS), Araras (MT), Grupo Estância, Rio Pardo (BA), Itaiacoca (SP) e Itataia (CE), (Abram *et al.* 2010). No Paleozóico tem-se a Formação Pimenteirias da Bacia do Parnaíba (PI), e no Cretáceo a Formação Itamaracá, Bacia Paraíba e Formação Jandaíra, Bacia Potiguar (Abram e Porto, 2010).

Os depósitos fosfáticos de origem magmáticas associados à nefelinas sienitos e carbonatitos, forneceram cerca de 10-20% da produção mundial nos últimos dez anos e são principalmente explorados na Península de Kola, Federação Russa, Canadá, África do Sul, Brasil, Finlândia e Zimbábwe, mas também ocorrem em Uganda, Malawi, Sri Lanka e em vários outros locais. Esses depósitos geralmente contêm variedades de fluorapatita, que são relativamente não reativos, e são os menos adequados para aplicação direta, isto é sem tratamento químico (Zapata & Roy (2004), Fiveg (1937); Cook, (1976)). No Brasil têm-se, por exemplo os depósitos relacionados aos carbonatitos dos complexos de Araxá e Tapira em Minas Gerais, Catalão I e II em Ovidor (GO) e Jacupiranga em Cajati (SP) (Abram e Porto, 2010).

Os depósitos derivados de guano foram por muito tempo foram explorados nas ilhas costeiras do Peru, uma das principais reservas do mundo nesta categoria, que posteriormente passou a ser buscado em outras regiões dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico. No Brasil esses depósitos ocorrem desde Santa Catarina até o Maranhão, mas são controversos do ponto de vista de qualidade e tamanho das reservas (Silva Ponte *et al.*, 2007). A figura 5 ilustra os principais depósitos de fosfato no mundo.

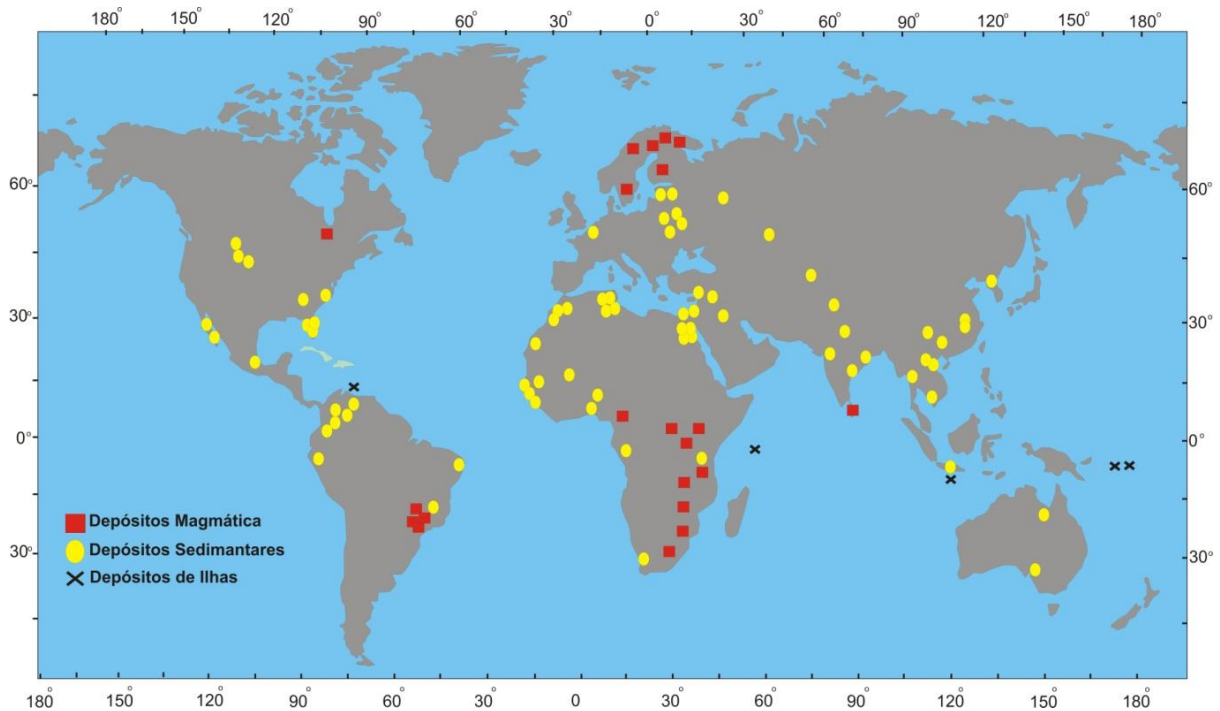


Figura 5. Distribuição dos principais depósitos de fosfato do mundo (Zapata & Roy, 2004).

No Mesozoico de todo mundo há registros de depósitos fosfáticos sedimentogênicos, na América do Norte destacam-se os folhelhos negros Triássicos do Alasca que possuem até 35% de P_2O_5 . No Jurássico da British Columbia, no Canadá, são descritos depósitos com cerca de 20% de P_2O_5 . No México foram identificados teores entre 15 e 17% de P_2O_5 . Na América do Sul, na Província de Mendonza, na Argentina, ocorrem depósitos formados por lentes e concreções com até 29% de P_2O_5 , datados do Triássico ao Cretáceo Superior. No Peru ocorrem folhelhos negros e carbonatos com espessas camadas, com até 17m de espessura, com teores em torno de 11% de P_2O_5 , constituindo os maiores depósitos da América do Sul, com cerca de 1.453 milhões de toneladas. No Campaniano-Santoniano da Colômbia ocorre a segunda maior reserva com cerca de 700 milhões de toneladas de minérios, com teor de até 21% de P_2O_5 . A Venezuela e o Brasil têm reservas com valores semelhantes, com cerca de 200 milhões de toneladas, e com cerca de 20% de teor de P_2O_5 , sendo ambos do Cretáceo Superior. No Equador foram descritas camadas de até 1,5m, que apresentam teores em torno de 25% de P_2O_5 . Na África destacam-se o Marrocos, com os maiores depósitos do mundo, a Tunísia e o Egito. Secundariamente, com reservas semelhantes a do Brasil, destaca-se Tanzânia, Zâmbia e Zimbábue. No Oriente Médio são descritos grandes depósitos do Cretáceo Superior em Israel, Jordânia, Arábia Saudita e Síria. Na Europa ocorrem pequenas reservas da ordem de no máximo 300 milhões de toneladas e que possuem teores de até 15% de P_2O_5 , como na Bélgica, Grécia e Turquia (Northolt *et al*, 1990).

Em algumas bacias sedimentares com registros Tetianos, há importantes acumulações de sedimentos fosfáticos do Cretáceo Superior ao Eoceno. O regime de alta produtividade orgânica que conduziu à formação dessas rochas ocorreu devido a uma extensa ressurgência que prevaleceu ao longo da margem sudeste do mar do Tétis durante o Cretáceo Superior e produziu uma elevada acumulação de matéria orgânica sobre a maior parte da área. Esse dado despertou interesse para um entendimento da fosfogênese neste tempo e suas correlações com os modelos de ambientes geológicos. Para uma melhor compreensão será descrito a seguir uma síntese de alguns dos importantes fosforitos do Cretáceo Superior, com ênfase para fosfogênese Tetiana.

No trabalho de Pufahl *et al.* (2003) é descrita a *Phosphogenic Sul Tethyan Province* (STPP), que abrange depósitos da Colômbia, Venezuela, Norte e Noroeste da África e Oriente Médio. Estes depósitos foram acumulados em plataformas dominadas por carbonatos ao longo da margem Sul do mar de Tétis. Essas sucessões fosfatadas estão associadas aos carbonatos biogênicos e *cherts*, que constituem a maior acumulação de fosforitos sedimentares, representando 66% da base mundial de reservas de fosfato, e é responsável por aproximadamente 30% da produção de minério de fosfato (Grimm, 1997; Jasinski, 2000).

A análise da evolução da fosfogênese Tetiana durante o Cretáceo/Eoceno é importante para tentar explicar as flutuações de fosfogênese através do tempo e a sua influência nas mudanças de circulação oceânica e no intemperismo continental (Soudry *et al.*, 2006).

Os depósitos fosfáticos do Marrocos são conhecidos desde 1908, embora seu potencial econômico só tenha sido mais bem definido em 1917. Os maiores depósitos estão localizados em Oued Zem e El Borouj a sudeste de Casablanca. A idade desses depósitos corresponde do Maastrichtiano, ao Eoceno médio, e consistem em alternância de camadas de fosforitos, calcários fosfáticos e *cherts*, juntamente com argilitos e margas, que foram depositados em ambiente marinho raso a lagunar na plataforma continental. Neste depósito os teores de P_2O_5 podem passar de 35%, porém nos depósitos do Maastrichtiano os valores apresentam comumente entre 25-28%. (*Office Cherifien des Phosphates*, 1989).

No trabalho de Gill & Shiloni (1995) são descritos os fosforitos na Bacia Arad, que é um dos vários depósitos do cenoniano encontrados em muitas bacias sinclinais no sul de Israel. Esses autores descrevem os depósitos fosfáticos de Israel e os individualizam como parte de um cinturão regionalmente maior, com fácies similares, que englobam os estratos do Cenoniano ao Eoceno, depositados no mar de Tétis ao longo da borda norte da plataforma Africano-Arábica. Esse cinturão é por vezes referido como o "*Mediterranean (Tethyan)*

Phosphogenic Province”, que se estende do norte da África (Marrocos, Argélia, Tunísia, Egito) para o Oriente Médio (Arábia Saudita, Sinai, Israel, Jordânia, Síria e Iraque) e para o sudeste da Turquia. A mineralização de fosfato apresenta espessura entre 20 a 30m na Formação *Mishash*, que pertence ao Campaniano. A secção de minério retrabalhado faz parte do Membro Phosphate (PM), que está recoberto por margas do Maastrichtiano, da Formação Ghareb, e arenitos e conglomerados, da Formação Hazeva (Mioceno) e por aluviões recentes. Os fosforitos são intercalados por camadas de calcário e marga fosfáticas, calcários concrecionários, rochas fosfáticas de mais baixo teor, *chert* e porcelanito. Nestas rochas o mineral de fósforo é a francolita (carbonato fluorapatita). Os fosforitos de mais alto teor contêm 50 a 90% de francolita e acima de 20% de P_2O_5 . Soudry *et al* (2002a) destacaram que os fosforitos Negev, inseridos na parte superior da Formação *Mishash* (Membro Fosfato), são caracterizados por um sistema marinho raso com Idade Campaniano-Maastrichtiano. Essa unidade apresenta uma associação de rochas de origem orgânica, incluindo *cherts* e carbonatos micríticos, que estão associadas com os fosforitos.

No Egito os depósitos de fosforitos mais importantes fazem parte da Formação Duwi (Campaniano-Maastrichtiano?) e representam o início de uma transgressão marinha. Esta unidade é subdividida em quatro membros com base na sua litologia. As fácies fosfáticas ocorrem no membro inferior como arenitos grossos fosfatados na região de Abu-Tartur e no membro superior com arenitos fosfáticos na região do vale do Nilo, e também como arenito e calcarenito fosfatados, ricos em fragmentos de conchas de ostreídeos na região do Mar Vermelho. Uma característica comum a estes depósitos é a grande bioturbação sendo a maioria das camadas maciças. A Formação Duwi recobre sedimentos de ambiente fluvial do Campaniano Médio, Formação Qusseir, e é recoberta por folhelhos e margas de ambiente marinho mais profundo do Maastrichtiano médio Formação Dakhla. Nesta formação os fosforitos ocorrem com espessura variável, com alguns milímetros até dezenas de centímetros, sendo que os mais espessos são formados pela fusão de finos leitos individuais. As rochas de mais alto teor ocorrem no membro inferior, chegando até 12m de espessura (Baioumy *et al* 2007).

Os fosforitos também são comuns na Jordânia. Neste país, os maiores depósitos econômicos estão presentes em 3 regiões: Irbid Ruseifa no norte, perto de Al-Hasa no centro e no sul de Eshidiya. As reservas do depósito de Eshidiya têm teores de minérios superiores a um trilhão de toneladas. Esses depósitos foram formados no Cretáceo-Eoceno na fosfogênese

Tetiana (Abed e Abdalla (1998)), estendendo-se de leste-oeste da província do Oriente Médio à África do Norte e América Latina (Glenn *et al*, 1999.; Sheldon, 1987).

Na região do Equador, na Bacia do Oriente, ocorre a Formação Napo com depósitos de fosfáticos de interesse econômico. Esta unidade é datada do Albiano Superior ao Campaniano inferior, (em torno de 105-83Ma) e tem uma espessura variando de 200m até mais de 700m. A parte basal é formada por uma sucessão de arenitos glauconíticos, intercalados com folhelhos, carbonatos e cherts (Albiano Superior-Cenomaniano). A parte mediana da unidade (Turoniano Médio-? Coniaciano Inferior) é dominada por calcários e folhelhos com bioclastos e com arenitos subordinados. A parte superior apresenta os fosforitos depositados em duas ordens de ciclos transgressivos / regressivos do Basal para o Médio Napo. O ciclo transgressivo consiste em calcários marinhos bioclásticos e folhelhos e, lateralmente, arenitos que se estendem até os limites orientais da área durante a transgressão máxima. O pacote regressivo consiste de arenito fluvial, com clásticos deltaicos, e é delimitado por sequências erosionais regionais. As camadas de fosfato ocorrem no topo da sequência transgressiva e são texturalmente grossas a finas, têm coloração cinza, marrom escuro e parapeloidal. Associados aos fosforitos ocorrem fácies com nódulos de carbonatos e com fragmentos de conchas e fácies com laminações plano-paralelas e estão intercalados com folhelhos negros e calcários (Brookfield *et al* 2009).

No Brasil são conhecidas duas acumulações de sedimentos fosfáticos que fazem parte do contexto da fosfogênese tetiana: na Bacia Potiguar e na Bacia Paraíba, NE do Brasil. Os depósitos da Bacia Potiguar, descritos por Matsuda (1988), fazem parte da Formação Jandaíra datada do Campaniano-Maastrichtiano. Através de perfis de poços e com a leitura contínua das anomalias gama, U, Th, K, foi possível observar que havia um marco radioativo relacionado aos sedimentos fosfáticos. A Formação Jandaíra é caracterizada por litotipos que variam de *mudstones* a *grainstones*, que são constituídos por foraminíferos, calcisferulídeos e algas verdes. Matsuda (1988) estudou amostras de calhas a dessas rochas fosfáticas e fosforitos com aloquímicos, e classificou como *wackstones* a *grainstones*. As espécies minerais fosfáticos identificados nestas rochas foram fluorapatita, carbonato-fluorapatita, carbonato-apatita e hidroxapatita. Nas análises geoquímicas foi possível identificar que os teores de fosfato variam de 1 a 9%, em amostra de calha, e foi identificado um enriquecimento dos elementos U, F, S, Cu, Mo, Ni, Pb, Se, V, Y, Yb, Zn, em elementos terras raras.

Na Bacia Paraíba o fosfato foi noticiado primeiramente por Duarte em 1949, no Município de Olinda, estado de Pernambuco (Duarte & Krauss, 1978). A partir daí foram feitos estudos mais detalhados, que inicialmente, posicionaram estes depósitos como parte basal da Formação Gramame. Kegel (1954), num trabalho sobre microfósseis, destaca a quantidade de coprólitos existentes neste fosfato e compara com várias ocorrências mundiais enfatizando a sua importância destes na origem do mesmo. Segundo Kegel (1955), a zona fosfática raramente ultrapassa a 4 metros, podendo medir decímetros, onde o teor de P_2O_5 varia muito, chegando até 30%, nos mais enriquecidos. Do ponto de vista textural, o sedimento, apresentam uma coloração creme a cinza, sendo ora mais granuloso e menos consolidado, ora mais sólido. A zona fosfática possui minerais detríticos como, quartzo, feldspatos e argilominerais e em parte por produtos resultantes da precipitação química, além de restos fósseis. O fosfato pode ocorrer sob a forma de pequenos nódulos, preencher bioclastos ou constituir coprólito. Em análises ao microscópio verifica-se que o fosfato ocorre de forma fibrosa. Nestas rochas os restos fósseis muitas vezes estão quebrados ou retrabalhados. Mabesoone (1967) afirma que o fosfato faz parte de um sistema litorâneo, deformado durante uma transgressão, ocorrendo interdigitado com os arenitos da Formação Beberibe. Tinoco (1971) coloca que deveria existir a presença abundante de algas, com capacidade de assimilar o fósforo da água do mar e impedir o crescimento completo dos organismos bentônicos. Menor *et al* (1977) afirmaram que a zona fosfática em Pernambuco e na Paraíba é mais ou menos contínua, com espessura variando em no máximo 4m, com espessura média de 1,2m e com teores de P_2O_5 variáveis; apresentando valores máximos entre 20% e 30%. Os dados faciológicos descritos provem principalmente do fosforito na Sub-bacia Olinda, já estudados anteriormente por Kegel (1955) e Menor *et al* (1977). Estes autores afirmam tratar-se de sedimentos fosfáticos areno-argiloso, por vezes pouco carbonáticos, de cor creme, friáveis, que gradam lateralmente para um calcário arenoso fosfático creme litificado. Esta sedimentação é caracterizada por uma fase detrítica e uma fase química. Em relação à mineralogia, da fase fosfática do minério, foi visto que é constituído por fluorapatita pouco carbonática, aparecendo ainda a crandalita, fosfato-alumino-cálcico. No trabalho de Neto (1979), foram estudados 50 testemunhos de poços estratigráficos em toda Bacia Paraíba, com amostragem para análises geoquímicas, sedimentológicas, petrográficas, mineralógicas e bioestratigráficas. Estes dados comprovam a existência de uma associação de fácies fosfáticas ao longo de toda bacia que tem espessura variável entre 1 a 5m.

Em 1980 começou a ser desenvolvido o Projeto Miriri CPRM (1982) em áreas requeridas pela CPRM na região de Alhandra, PB a Goiana, PE. Neste projeto foram descritas duas zonas mineralizadas mais enriquecidas em minérios denominadas pelos autores de zona de fosfato original e zona retrabalhada. A zona fosfática original, segundo o projeto ocorreria na base da Formação Gramame, tem espessura de até 9,5m de sedimentos fosfáticos argilo-arenosos, com intercalações estéreis, que gradam lateralmente para calcários fosfáticos. A zona fosfática retrabalhada ocorreria na base da Formação Barreiras, e é resultante do retrabalhamento da zona fosfática original, sendo caracterizada por um sedimento detrítico com cimento argiloso fosfático. Os autores descrevem, ainda, que na zona fosfática original há uma predominância dos carbonatos e material fosfático, seguidos de sedimentos terrígenos, constituídos por quartzo, feldspato, fragmentos de rochas e argilas (ilita e caulinita); subordinadamente ocorre o componente ortoquímico formado por material ferruginoso, que forma o cimento da rocha. Os constituintes fosfáticos são formados fósseis, oóides, *pellets*, intraclastos, tendo como principal constituinte mineral a apatita. A zona fosfática retrabalhada possui fósseis (raros) e minerais como fluorapatita e crandallita. Souza & Lima Filho (2005) consideram que o horizonte fosfático da Bacia Paraíba marca uma superfície de inundação máxima. Souza (2006) classifica o fosfato dos poços estratigráficos em rico ou pobre, em função dos teores de P_2O_5

CAPITULO II

REVISÃO DA GEOLOGIA DA BACIA PARAÍBA

Neste capítulo será apresentada uma síntese da geologia da Bacia Paraíba com ênfase nas formações Itamaracá e Gramame por apresentarem fácies com anomalias fosfáticas. A revisão bibliográfica dos principais trabalhos, com as discussões e as observações de campo sobre as unidades, trarão uma de melhor compreensão do contexto geológico regional e o ambiente de sedimentação onde essas fácies foram originadas.

Os primeiros trabalhos sobre a geologia da Bacia Paraíba foram os de Willianson (1868) e Hartt (1870) que estudaram a faixa costeira entre os estados de Pernambuco e da Paraíba. Os primeiros dados paleontológicos foram produzidos por Rathbun (1875), White (1887), Arnold (1902), Derby (1907) e Branner (1902 e 1904) *apud* Mabesoone (1991). Maury (1930) fez descrição de fósseis cretáceos já conhecidos e uma nova fauna paleocênica da Formação Maria Farinha. Morais (1928) fez um dos primeiros mapeamentos geológicos na costa de Pernambuco, na qual dividia a faixa costeira em setores a norte e a sul do Recife, já enfatizando as diferenças entre as unidades estratigráficas das atuais bacias Pernambuco e Paraíba e, ainda, inferiu idades e novas localidades fossilíferas. A bacia foi posteriormente estudada por Oliveira & Leonardos (1940), e pelo Conselho Nacional de Petróleo no trabalho de Kreidler & Andery (1950), com um mapeamento geológico mais detalhado para a época.

A então Escola de Geologia do Recife, fundada em 1957, facilitou a realização de estudos mais detalhados, com relatórios de graduação, assim como pesquisas específicas que muito contribuíram para o conhecimento dessa bacia, nestes estudos destacam-se os trabalhos de Beurlen relativos a paleontologia e estratigrafia, entre os anos de 1958 a 1984 de Muniz (1963 a 1993) de Tinoco (1955 a 1985) com estudos de microfósseis, principalmente os foraminíferos e de Mabesoone (1964 a 1993) com dados sobre a sedimentologia e estratigrafia, os do trabalhos de Rand (1967 a 1986) (*apud* Mabesoone (1991)). Ainda são destacados os trabalhos como os de Campanha (1975), Feitosa e Feitosa (1986), Ashraf (1988), Asmus (1978), Mabesoone & Alheiros (1988; 1993), Lima Filho & Souza (2001), Lima Filho (1998) e Barbosa (2004) com revisões estratigráficas da bacia.

2.1. Contexto tectônico-estratigráfico

A Bacia da Paraíba tem sua origem relacionada à ruptura e deriva das placas africana e sul-americana e o surgimento do oceano Atlântico, sendo esta bacia a última ligação entre a África e América do Sul durante o Neocretáceo. A estruturação desta bacia ocorreu através de um estiramento crustal, um afinamento litosférico, onde houve uma lenta e continuada subsidência, que gerou uma “*relay ramp*”, cuja cunha sedimentar evoluiu para uma homoclinal estruturada de tal forma que possibilitou a formação de blocos desnivelados com preenchimento diferenciado, que veio a formar as atuais sub-bacias (Rand, 1967; Mabesoone & Alheiros, 1988, Lima Filho, 1998). Essa rampa de blocos falhados tem gradiente muito suave com seguimentos de direção E-W, perpendiculares à linha de costa, sem falhamentos de borda e com inúmeras falhas de direção NE que modelam os blocos altos e blocos baixos (Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993).

A Bacia Paraíba foi dividida em três sub-bacias, Olinda, Alhandra e Miriri (Mabesoone & Alheiros (1988), Barbosa (2004)). A Sub-bacia Olinda está localizada entre o Lineamento de Pernambuco e a Falha de Goiana, sendo composta pelas formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. A Sub-bacia Alhandra é limitada pela Falha de Goiana e pela Falha de Itabaiana, sendo preenchida por todas as unidades descritas anteriormente assim como a Sub-bacia de Miriri que está localizada entre as falhas de Itabaiana e Mamanguape, estando ausente apenas a Formação Maria Farinha (Mabesoone & Alheiros (1988)).

Durante muito tempo essa bacia foi descrita juntamente com a Bacia de Pernambuco como uma única unidade estrutural, embora sua estratigrafia fosse diferente. Entretanto, Lima Filho (1998) e Lima Filho *et al.* (1998) demonstraram que são bacias independentes, com arcabouço estrutural e estratigrafia própria. A Bacia da Paraíba era denominada Bacia Pernambuco-Paraíba, e a atual Bacia de Pernambuco considerada como sub-bacia (Sub-bacia Cabo), limitada desde o Alto de Maragogi com a Bacia de Alagoas até o Alto de Touros com a Bacia Potiguar (Mabesoone, 1994).

Lima Filho *et al* (2005) afirmam que do final do Turoniano ao Santoniano ocorreu uma subsidência ao norte da Zona Cisalhamento de Pernambuco, e isto ocorreu devido, a uma flexão da plataforma entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Touros. Esse evento foi provocado por um movimento distensional entre as placas sul-americana e africana. Na Bacia Paraíba as depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos foram preenchidas por clastos da Formação Beberibe (Sub-bacias de Olinda, Alhandra e Miriri). Durante o

Campaniano a transgressão se instala em todas as sub-bacias da Bacia da Paraíba (Formação Itamaracá), devido a uma rápida subsidência da rampa. Durante o Maastrichtiano, ocorre uma calma tectônica, e são depositados os sedimentos da plataforma carbonática Gramame.

A faixa costeira da Bacia Paraíba tem uma estratigrafia relativamente simples, com três unidades do Cretáceo Superior, as formações Beberibe, Itamaracá e Gramame, e as unidades Cenozóica, Formação Maria Farinha e, posteriormente, as Coberturas Cenozóicas (Grupo Barreiras e os depósitos Pós-Barreiras) (figura 6).

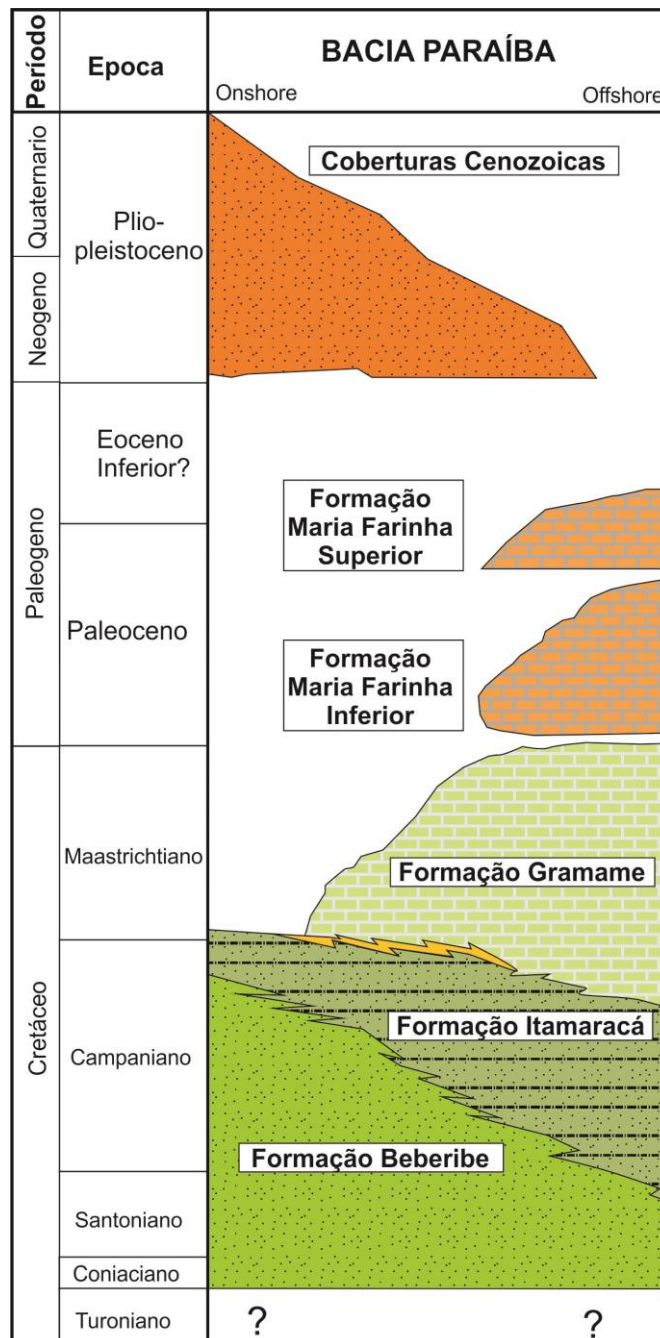


Figura 6. Estratigrafia da Bacia Paraíba (adaptado de Barbosa, 2004).

O preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba na faixa costeira teve início possivelmente no Santoniano com a Formação Beberibe (Beurlen 1967a), que foi definida inicialmente por Kegel (1957) como um novo Membro marinho fossilífero da Formação Itamaracá. Souza (2006) caracteriza a Formação Beberibe como constituída por arenitos grossos, associados a depósitos finos de siltitos e argilitos de planície de inundação e níveis basais conglomeráticos de canais, originados através de um sistema de leques aluviais, com canais fluviais entrelaçados, de idade Coniaciano-Santoniano-Campaniano?. Mabesoone (1972) e Mabesoone & Alheiros (1988), descrevem o caráter sedimentológico da Formação Beberibe, e colocam que a mesma tem aproximadamente 300m de espessura de sedimentos interpretados como depósitos fluviais e lagunares.

A Formação Itamaracá foi definida por Kegel (1955) que reconheceu duas fácies: arenitos grossos calcíferos com teor de carbonato aumentando até um autêntico calcário de fácies marinha e camadas de arenitos friáveis por vezes conglomeráticos, de fácies continentais que se intercalam, interpretadas como transgressões. Atualmente é definida como depósitos de arenitos finos a conglomeráticos, localmente calcíferos, litorâneos a marinho raso, num trato de sistema transgressivo, contendo uma camada fosfática representando uma superfície de inundação máxima, com idade Campaniano-Maastrichtiano (Lima Filho & Souza (2001), Souza (2006), Moura (2007).

A Formação Gramame foi definida por Oliveira (1940), e seria composta por calcários argilosos, que continham na base uma camada de arenitos calcíferos com fosfato. Esta formação também foi descrita por Beurlen (1963) como constituídas por camadas de calcários margosos e de margas intercaladas e lâminas de argila, caracterizada por uma ciclicidade. Mabesoone (1967) afirma ser um calcário margoso homogêneo, de coloração cinza, com níveis de argila intercalados. Segundo (Muniz, 1993; Santos *et al.*, 1994), esta unidade tem idade Maastrichtiana, registrando uma seqüência marinha agradacional, um trato de sistema de mar alto (Souza & Lima Filho, 2001), que continua até que mudanças tectônicas ocasionaram a regressão marinha, representada pela Formação Maria Farinha. Lima & Koutsoukos (2002) afirmam que durante o Maastrichtiano a área era caracterizada por um clima árido e com baixo influxo terrígeno de sedimentos. Essas condições favoreceram o desenvolvimento de um sistema de rampas carbonáticas em ambiente nerítico a batial, sendo depositadas alternâncias de *mudstones/wackestones* a *mudstones/weckestones*, em um trato de sistema de segunda ordem, transgressivo a mar alto característico de margem passiva. Através da quimioestratigrafia foi possível observar enriquecimento de P_2O_5 em vários níveis.

A Formação Maria Farinha é definida como um registro de regressão marinha, composta por calcários mais puros, com lentes de argila e bancos de calcários retrabalhados, e não apresenta periodicidade (Beurlen, 1963). Mabessone (1967) também enfatiza o seu caráter regressivo. Essa unidade, considerada de idade paleocênica (Tinoco, 1971; Muniz, 1993), apresenta calcários detríticos, médios a finos, com intercalações de argilas carbonáticas e fauna fóssil de recifes (Beurlen, 1967a). Esta formação juntamente com a Formação Gramame é bem conhecida pelo importante registro da passagem Cretáceo-Paleógeno, marcada por uma crise ambiental e por uma anomalia de irídio e que afetou toda biota (Mabessone & Alheiros (1988); Albertão *et al*, (1993); Souza & Lima Filho (2005); Barbosa, (2004)).

2.2. Histórico de pesquisa das unidades Cretáceas

Durante os anos de 1950 e 1955 foram executados trabalhos sistemáticos na bacia, devido à descoberta das ocorrências do fosfato em Olinda-PE. Kegel (1955) descreveu e denominou primeiramente a Formação Itamaracá como sendo constituída por camadas de arenitosossilíferos na base da Formação Gramame, encontradas na parte sul da Ilha de Itamaracá, identificados ainda na região de Alhandra e no rio Gramame (Fazenda Congo). Ainda nesse trabalho, o autor coloca que nos testemunhos de sondagens essa unidade chega a medir até 200m de espessura e a descreve como sendo um arenito creme acinzentado, médio a grosso, calcífero, muito duro, com estratificações indistintas e muitos moldes de moluscos marinhos. O teor de calcário aumenta até um autêntico calcário, como o da Fazenda do Congo. Kegel (1955) descreve ainda outra fácies caracterizada por arenito cinza friável, por vezes conglomerático, com seixos de até 1cm, contendo restos de plantas carbonizadas. Posteriormente no trabalho de Kegel (1957), é descrito um novo Membro fossilífero da Formação Itamaracá, no vale do rio Beberibe, a oeste do Recife, caracterizado por uma intercalação de arenito cinzento (mais ou menos friável, pouco calcífero, argiloso com menos feldspatos, com granulação de fina a média com níveis conglomeráticos, contendo em várias camadas fósseis marinhos destes fósseis se destacam *Gyrodes*, *Turritella*, *Pirifusus*, *Ficus* e fragmentos de amonites, entre eles *Prionotropis*, que foram datados de forma provisória como Turoniano ou Cenomaniano Inferior.

Beurlen (1967a), após fazer um extenso mapeamento por toda costa entre as cidades de Recife, PE e João Pessoa, PB (figura 6), concluem que os arenitos fluviais que Kegel (1954) descreveu como Formação Itamaracá, são bem mais espessos e extensos do que

anteriormente se pensava. Neste trabalho, Beurlen, descreve a existência de arenitos, em geral sem fósseis, com granulação variável e com cimento argiloso ou ferruginoso, geralmente friável, com espessura atingindo mais de 300m. Beurlen (1967a) afirma ainda que esta fácies é tipicamente fluvial e se intercala com fácies estuarinas e raras lagunares. Neste trabalho Beurlen reconhece esta fácies, desde Abreu e Lima-PE até o vale do Rio Gramame, na Paraíba, e relaciona essas às feições geomorfológicas (chapadas) observadas ao longo e a W da BR101. Devido às observações de campo e suas comparações com as fácies descritas por Kegel (1955 e 1957), o autor reorganiza as fácies da parte mais superior da Formação Itamaracá, que seria um calcarenito, mais as camadas fosfáticas encontradas na Ilha de Itamaracá, como pertencentes à Formação Gramame, eliminando assim o termo Formação Itamaracá (figura 7), e formalizando o termo Formação Beberibe para todas as fácies de arenitos fluviais, estuarinos e lagunares.

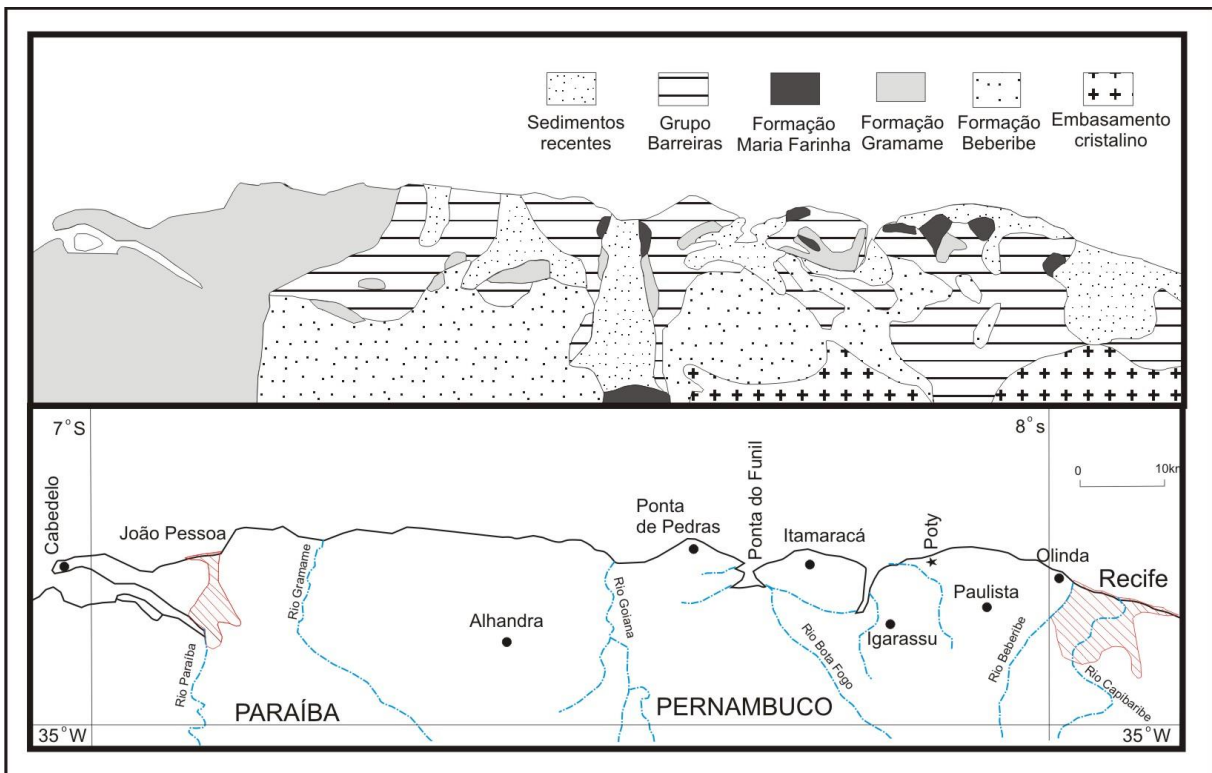


Figura 7. Primeiros mapeamentos geológicos da Bacia Paraíba, entre as cidades de Recife-PE e João Pessoa-PB (adaptado de Beurlen (1967a)).

Beurlen (1967b), discutindo especificamente a paleontologia da Bacia Paraíba, afirma de que naquilo que o Kegel (1957) chamava de Membro Beberibe e datava como sendo Turoniano, foram encontrados exemplares fósseis que datam até o Campaniano. Posteriormente, diversos autores adotaram as ideias de Beurlen (1967), como Mabesoone (1967) eliminando o termo Formação Itamaracá considerando apenas a Formação Beberibe

como sendo composta de fácies fluviais e estuarinas e colocando os arenitos calcíferos e os fosfatos na base da Formação Gramame. É importante destacar que Beurlen (1967a) considera a datação feita em depósitos lagunares da Formação Beberibe, que hoje pode ser questionada como pertencente à Formação Itamaracá.

Tinoco (1971) volta a usar os termos Formação Beberibe, Itamaracá e Gramame para o Cretáceo da bacia, sugerindo para Formação Beberibe o que foi proposto por Mabeoone (1967) e Beurlen (1967). Assim, esta formação teria três fácies: fluvial, estuarina e lagunar. A Formação Itamaracá seria formada por 100m de arenitos calcíferos, com cor cinza pardo, quartzosos médios a grossos, sendo pouco friáveis, conforme descrição do poço ITS-1-PE (PETROBRAS) na Ilha de Itamaracá. A Formação Itamaracá (com espessura de 200m) se encontra ora discordante ora interdigitada com os arenitos friáveis, não calcíferos, da Formação Beberibe. Tinoco (1971) descreve a Formação Gramame como sendo composta por uma fácies transgressiva, com arenitos calcíferos e calcarenitos, uma fácies fosfática e uma calcária propriamente dita.

Mabeoone (1972) descreve o caráter sedimentológico das formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. Para este autor, a Formação Beberibe tem aproximadamente 300m de espessura de sedimentos que foram interpretados como depósitos fluviais e lagunares. A Formação Itamaracá representaria a fácies litorânea até marinho raso da Formação Beberibe, e seria composta por arenitos calcíferos, sendo excluído o termo calcarenitos usado algumas vezes por outros autores. Os calcarenitos foram incluídos na Formação Gramame juntamente com os fosfatos e calcários já inclusos.

Amaral *et al.* (1977), com base em trabalhos anteriores, separam a sedimentação da bacia em duas seqüências a basal clástica e a superior carbonática. A camada basal, relacionada às formações Beberibe e Itamaracá, caracterizada por maior influência de ambiente continental, ao sul do Rio Goiana e a norte foi marcada por maior influência marinha. Sendo assim, o continente era mais elevado no setor sul, em relação ao norte, que já estava sofrendo avanços do mar. Os autores afirmam que a transgressão ocorreu antes do Maastrichtiano, possivelmente no Santoniano-Campaniano.

Segundo Mabeoone & Alheiros (1988), a Formação Beberibe representa um sistema flúvio-lagunar e flúvio-deltáico, que se torna plataforma rasa a costeira de idade Campaniana-Santoniana. Estes autores excluem novamente o termo Formação Itamaracá e mantem a mesma litologia discutida anteriormente para as outras formações.

Lima Filho & Souza (2001) retomaram a designação de Formação Itamaracá de Kegel (1954), através de uma análise com base em estratigrafia de sequências, e definem essa formação como sendo um trato de sistema transgressivo (TST), cujo topo é marcado por uma superfície de inundação máxima, que delimita a sequência representada por uma camada de fosfato.

Barbosa (2004) discutiu a evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno, com as formações Gramame e Maria Farinha. Este autor afirma que a instalação da plataforma carbonática ocorreu num evento de trato de sistema de mar alto, com depósitos de calcários e margas da Formação Gramame. No sistema regressivo foram depositados os calcários recifais e calcários dolomíticos da Formação Maria Farinha.

Souza (2006), na sua tese de doutorado sobre a sequência clástica inferior (formações Beberibe e Itamaracá) afirma que estas envolvem dois tratos de sistemas: de mar baixo (Formação Beberibe) e o trato de sistema transgressivo (Formação Itamaracá). Na sequência carbonática tem-se um trato de sistema de mar alto (Formação Gramame) e, por fim, um trato de sistema de mar baixo (Formação Maria Farinha). Os dados isotópicos de oxigênio e carbono marcaram muito bem a superfície de inundação máxima (fácies fosfática), separando a sequência clástica inferior da sequência carbonática e mostraram uma tendência geral de resfriamento do Campaniano para o Maastrichtiano.

Na Sub-bacia Alhandra, Brito Neves *et al*, (2009) colocam a Formação Beberibe como uma unidade mapeável 1:100.000, baseado em dados de Beurlen (1967a) e descreve afloramentos caracterizados por arenitos brancos a muito brancos, médios a grossos, com grãos mal selecionados, e com estratificação plano-paralela, pobremente desenvolvida. Ainda, para Brito Neves *et al*, (2009) a parte basal da unidade seria representada por um conglomerado monomítico a oligomítico (clastos de quartzo, quartzito, gnaisses) de até 15cm, suportados por matriz, arenítica-arcoseana. Podendo esses paraconglomerados se alternarem com bancos de até 0,30m de argilas muito brancas possivelmente caulinita.

Numa comparação das relações estratigráficas da Bacia Paraíba de alguns autores (figura 8), observa-se que há diferenças marcantes ao longo do tempo entre as formações em função das fácies fosfáticas. Com a organização dos dados na estratigrafia de sequência, os fosforitos se destacam como um marco estratigráfico na bacia, a partir do qual se tem uma melhor leitura sobre a evolução tectono-estratigráfica da mesma.

Kegel(1955)				Kegel(1957)				Beurlen (1967a)				Tinoco (1971)				Barbosa <i>et al</i> (2004), Sousa & Lima Filho (2005).			
Unidade	Fácies/ambiente	Esp m	Idade	Unidade	Fácies/ambiente	Esp m	Idade	Unidade	Fácies/ambiente	Esp m	Idade	Unidade	Fácies/ambiente	Esp m	Idade	Unidade	Fácies/ambiente	Esp m	Idade
Formação Gramame	Marinho Calcários Transicional Arenitos calcíferos e calcarenitos. Rochas fosfáticas	20 a 40	Maastrichtiano	Formação Gramame	Marinho Calcários Transicional Arenitos calcíferos e calcarenitos. Rochas fosfáticas	20 a 40	Maastrichtiano	Formação Gramame	Marinho Calcários Transicional Arenitos calcíferos e calcarenitos. Rochas fosfáticas	40	Maastrichtiano	Formação Gramame	Marinho Calcários Transicional Arenitos calcíferos e calcarenitos. Rochas fosfáticas	55	Maastrichtiano	Formação Gramame	TSMA Calcários intercalados com margas e níveis argilosos.	55	Maastrichtiano
Formação Itamaracá	Arenitos cinzentos, calcíferos com moluscos. Marinho	200	Campaniano	Formação Itamaracá	Arenitos cinzentos, calcíferos com moluscos. Marinho	200	Campaniano	Formação Beberibe	Continental Fluvial Arenitos médios a conglomeráticos, fráveis estéreis.	300	Santoaniano-Campaniano	Formação Itamaracá	Transicional Arenitos calcíferos com abundante fauna cretacea. Mesolitoral	100	Santoaniano-Campaniano	Formação Itamaracá	SIM Fosforitos.	100	Campaniano
	Arenitos friáveis, pouco calcífero, argiloso contendo bivalves e gastrópodes. Arenitos conglomeráticos. Transicional				Transicional Estuarina Arenitos esbranquiçados arredondados.				Formação Beberibe				Continental Fluvial				TST Arenitos calcíferos.		
	Arenitos friáveis, com níveis conglomeráticos e fragmentos de plantas carbonizadas. Continental				Arenitos friáveis, com níveis conglomeráticos e fragmentos de plantas carbonizadas. Continental				Transicional Lagunar Arenitos e siltitos, argiloso contendo bivalves e gastrópodes.			Formação Beberibe	Continental Fluvial	200		Formação Beberibe	TSMB Arenitos quartzosos, siltitos e argilitos fossilíferos.	200	Coniaciano-Campaniano

Figura 8. As relações estratigráficas comparando os principais trabalhos realizados na Bacia Paraíba (adaptado de: Kegel (1955), Kegel (1957), Beurlen (1967a) Tinoco (1971), Barbosa *et al* (2004) e Sousa & Lima Filho (2005)).

CAPITULO III

CARACTERIZAÇÃO DE FÁCIES DO CRETÁCEO SUPERIOR E AMBIENTE DEPOSICIONAL

O Cretáceo Superior da Bacia Paraíba, representado pelas formações Beberibe Itamaracá e Gramame, foi mapeado na escala 1:250.000, com algumas áreas na escala 1:50.000 individualizadas a partir desse reconhecimento regional para uma melhor compreensão das relações de fácies. As unidades foram descritas e detalhadas em comparação com suas seções-tipo originais resgatadas da bibliografia. As formações Beberibe, Itamaracá e Gramame foram mapeadas na sub-bacias Olinda. Na Sub-bacia Alhandra foram descritas apenas as formações Itamaracá, Gramame e na Sub-bacia Miriri só foram mapeados as coberturas Cenozoicas. Nos dados de sub-superfície foram descritas as formações Beberibe, Itamaracá e Gramame nas sub-bacias Olinda e Alhandra e as formações Itamaracá e Gramame na Sub-bacia Miriri.

3.1. Caracterização de fácies da Formação Beberibe

A Formação Beberibe foi descrita principalmente na Sub-bacia Olinda através de dados de mapeamento geológico e poços. Essa unidade pode ser caracterizada por duas associações de fácies siliciclástica: A primeira é formada por arenito (**Afm**) médio a grosso, friável, maciço e com níveis conglomeráticos, associado a conglomerado clasto suportado com estratificações cruzadas acanaladas (**Cca**) e argilitos silticos maciços (**Args**). A segunda é formada por conglomerado clasto suportado com seixos imbricados (**Ccs**), intercalada com conglomerado matriz suportado com gradação inversa (**Cms**) (quadro 1).

Quadro 1. Principais fácies sedimentares da Formação Beberibe na Bacia Paraíba.

Unidade		Sigla	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Formação Beberibe	Associação 1	Cca	Conglomerado clasto suportado.	Estratificação cruzada acanalada.	Preenchimentos de pequenos canais.
		Afm	Arenito grosso friável.	Maciços.	Fluxo hiperconcentrados com intensa bioturbação.
		Args	Argilitos silticos.	Maciços.	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados.
	Associação 2	Ccs	Conglomerado clasto suportado.	Maciços e seixo imbricados.	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento).
		Cms	Conglomerado matriz suportado.	Acamadamento horizontal com gradação inversa.	Fluxo de detritos viscoso com baixa coesão interna.

A primeira associação de fácies foi descrita no afloramento CM-22 na BR101N limite entre Recife e Olinda (figura 9) contendo todas as fácies bem preservadas. Esse afloramento pode ser considerado uma seção tipo desta unidade na Sub-bacia Olinda. Na maioria dos afloramentos, essa fácies ocorre bastante alterada, principalmente nos locais próximos às cidades de Paulista-PE (Sítio do Pica-Pau), Itamaracá e Igarassu, apresentando apenas as fácies Afm associada a pequenos níveis conglomeráticos e possivelmente à fácies Cca.

A fácies **conglomerado clasto suportado com estratificação cruzada acanalada (Cca)**, ocorre em camada com de até 50 cm e com algumas formas semelhantes a pequenos canais. Pode ser descrita como um sedimento mal selecionado com granulação variando de grânulos a seixos, representados predominantemente por quartzo com raros fragmentos líticos e feldspatos e é caracterizada pelas estratificações cruzadas acanaladas. A camada é bastante irregular, com feições semelhantes a corte e preenchimento de canal (figura 9). Essa fácies só ocorre em um único afloramento associado às fácies Afm e Args. As camadas com estratificações cruzadas acanaladas caracterizam migração de formas de leito 3D, ou podem representar, segundo Miall (1996), pequenos canais fluviais.

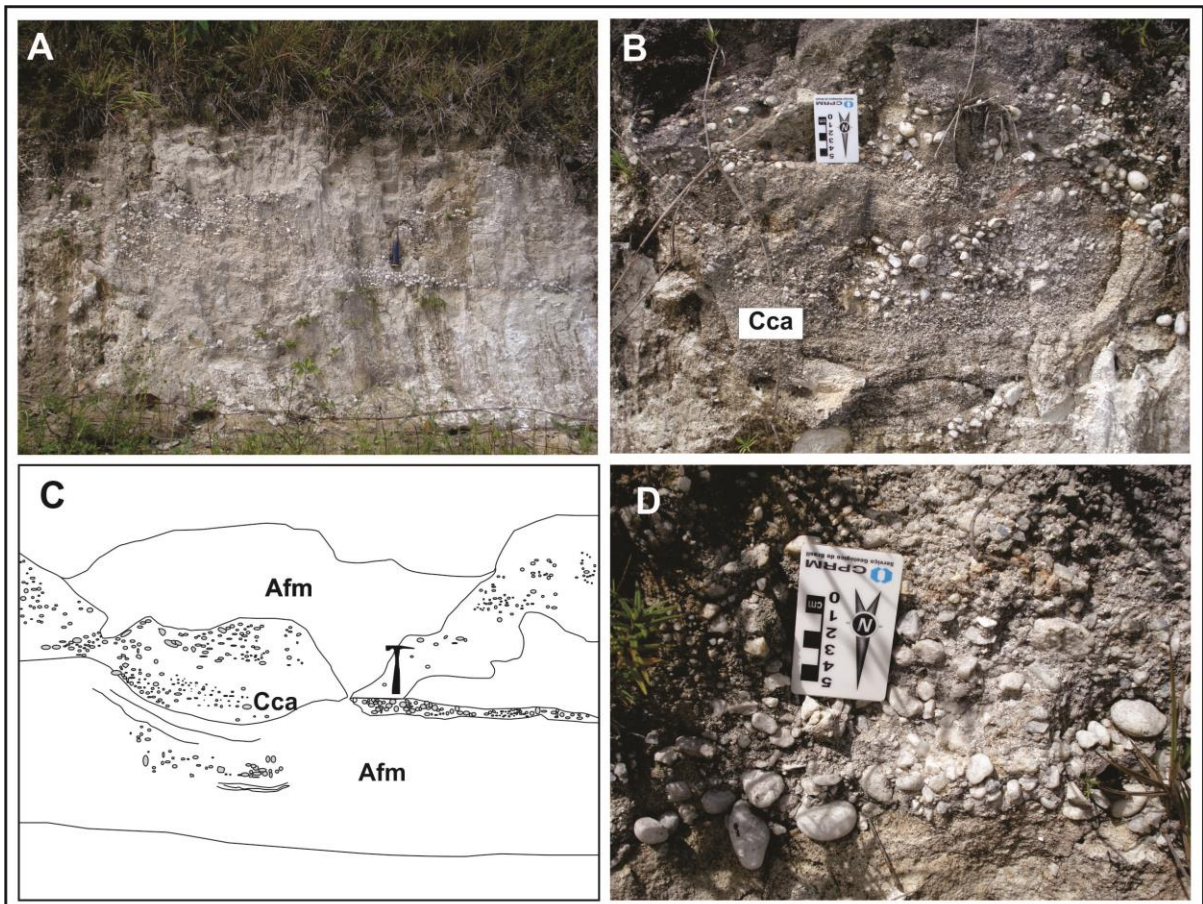


Figura 9. A) Fácies Afm/Cca, em Olinda-PE, no aflor. CM-22. B) Estratificações cruzadas acanaladas da fácies Cca. C) Figura esquemática da figura A. D) Detalhe da fácies Cca.

A fácies de **Arenitos friáveis maciços (Afm)** é representada por arenitos com coloração branca acinzentada, com granulação média a conglomerática, podendo conter níveis com grânulos e seixos, onde predomina areia grossa (figuras 9 e 10). A Afm foi descrita em vários afloramentos de forma isolada, dificultando assim uma interpretação integrada. Em geral a fácies Afm ocorre associada a níveis conglomeráticos ou pavimentos seixosos, e frequentemente descrita em testemunhos de poços estratigráficos ou em amostras de calha. Esta fácies apresenta-se maciça, e a ausência aparente de qualquer forma de estrutura sedimentar pode ser devido ao tipo de fluxo do sistema deposicional. Essa fácies provavelmente foi depositada através de fluxo gravitacional como o fluxo de grãos.

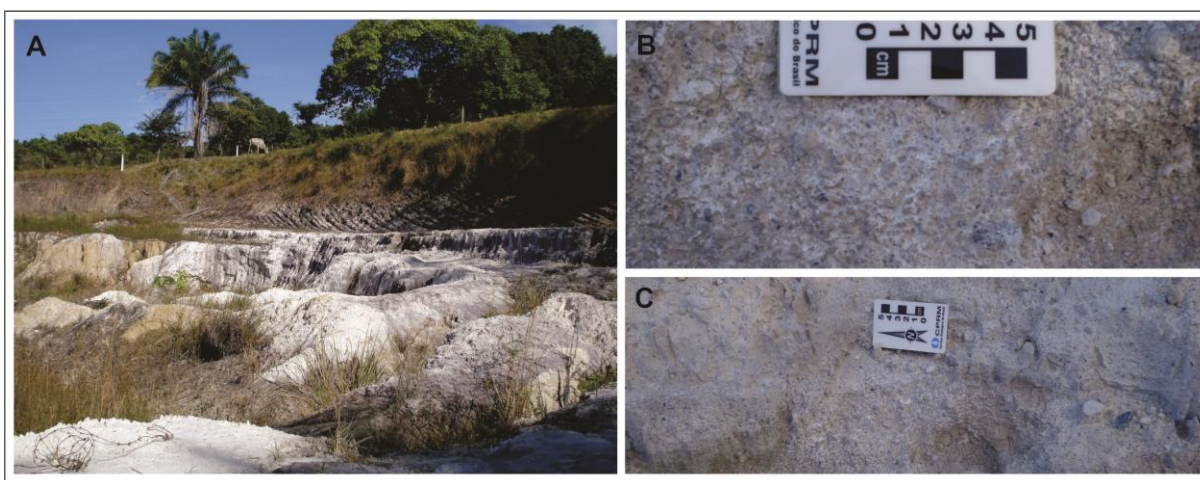


Figura 10. A) Visão geral da fácies Afm, no afloramento CM-13, na Ilha de Itamaracá com a fácies Afm da Formação Beberibe. B) Granulação variando nos níveis conglomeráticos. C) Conglomerado formado por cascalhos e seixos.

As análises petrográfica permitiram verificar que a fácies Afm apresenta características texturais diferentes, e foram classificadas segundo Folk (1968), como quartzarenitos. Nas lâminas petrográficas, observam-se porções com granulação variando de silte a areia grossa, com grãos pobremente selecionados, muito angulosos a sub-arredondadas, e esfericidade baixa, apresentando contatos flutuantes e pontuais e empacotamento frouxo (figura 11). A fácies Afm é constituída predominantemente por quartzo, ocorrendo secundariamente turmalina, epídoto, zircão, titanita, muscovita, óxidos e hidróxidos de ferro, minerais opacos e fragmentos de rocha. A matriz dos quartzarenitos em estudo é formada por argilominerais. Em outras partes desta fácies observa-se uma textura com granulação variando de silte grosso a areia fina, com grãos bem selecionados variando de sub-angular a arredondado, e com esfericidade moderada a alta. Nestas porções da fácies Afm os grãos tem predominantemente o contato reto, porém sendo comuns os côncavo-convexos.

Texturalmente estas porções são consideradas como sendo mais maduras, devido ao tamanho dos grãos e as texturas observadas.

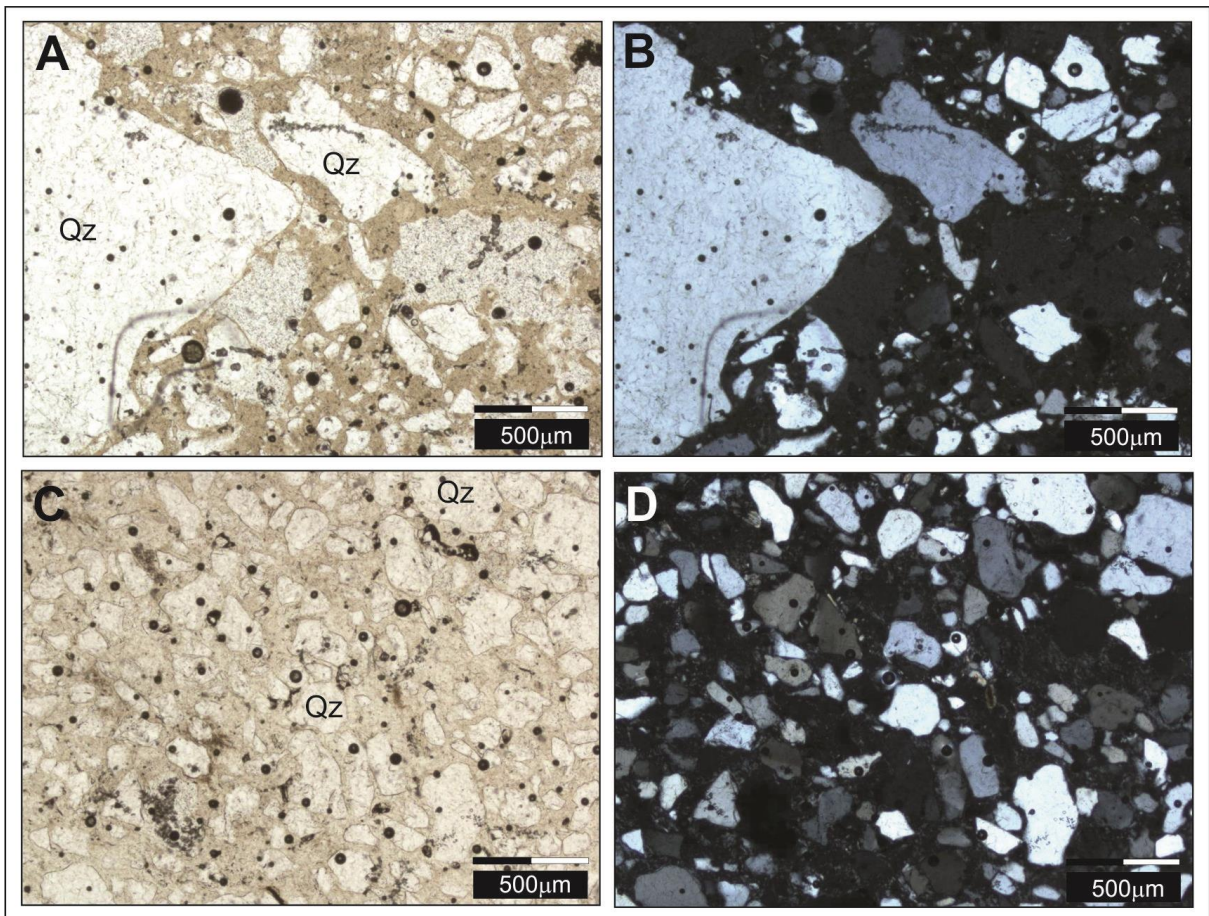


Figura 11. A) Afloramento CM-17, grãos de quartzo de tamanhos variáveis em uma matriz argilosa. B) Figura 11A a NX. C) Afloramento CM-22, predominio de quartzo bem selecionados. D) figura 12C a NX. NX-Nícois cruzados.

A fácies de **argilitos sílticos (Args)** maciços de coloração acinzentada, ocorrem em pequenas camadas com até 30 cm (figura 12). Esta fácies pode ser comparada à Fsm de Miall (1996), que é interpretada como sendo depósitos externos ao canal ou canais abandonados.



Figura 12. Afloramento CM-17. A) Arenito friável maciço (Afm) intercalado com a fácies argilito silticos (Args). B) Argilito siltico em detalhe (Args).

A segunda associação de fácies é formada pelas fácies **Conglomerado matriz suportado (Cms)** e **Conglomerado clasto suportado (Ccs)**. A fácies **Cms** é constituída por sedimentos com granulação variando de grânulos a seixos, com matriz formada por areia grossa friável. Observa-se uma gradação normal por vezes marcante ou incipiente. Esta fácies pode ser interpretada conforme a fácies Gmg de Miall (1996), como gerada por fluxo de detritos viscosos com baixa coesão interna. A fácies **Ccs** é caracterizada por um conglomerado oligomítico, composto predominantemente por quartzos sem estruturas sedimentares (figura 13). A fácies pode ser interpretada como decorrente de um depósito de fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento), conforme a fácies Gcm de Miall (1996). Essa fácies pode ter sido gerada através de fluxo de detrito gravitacional.

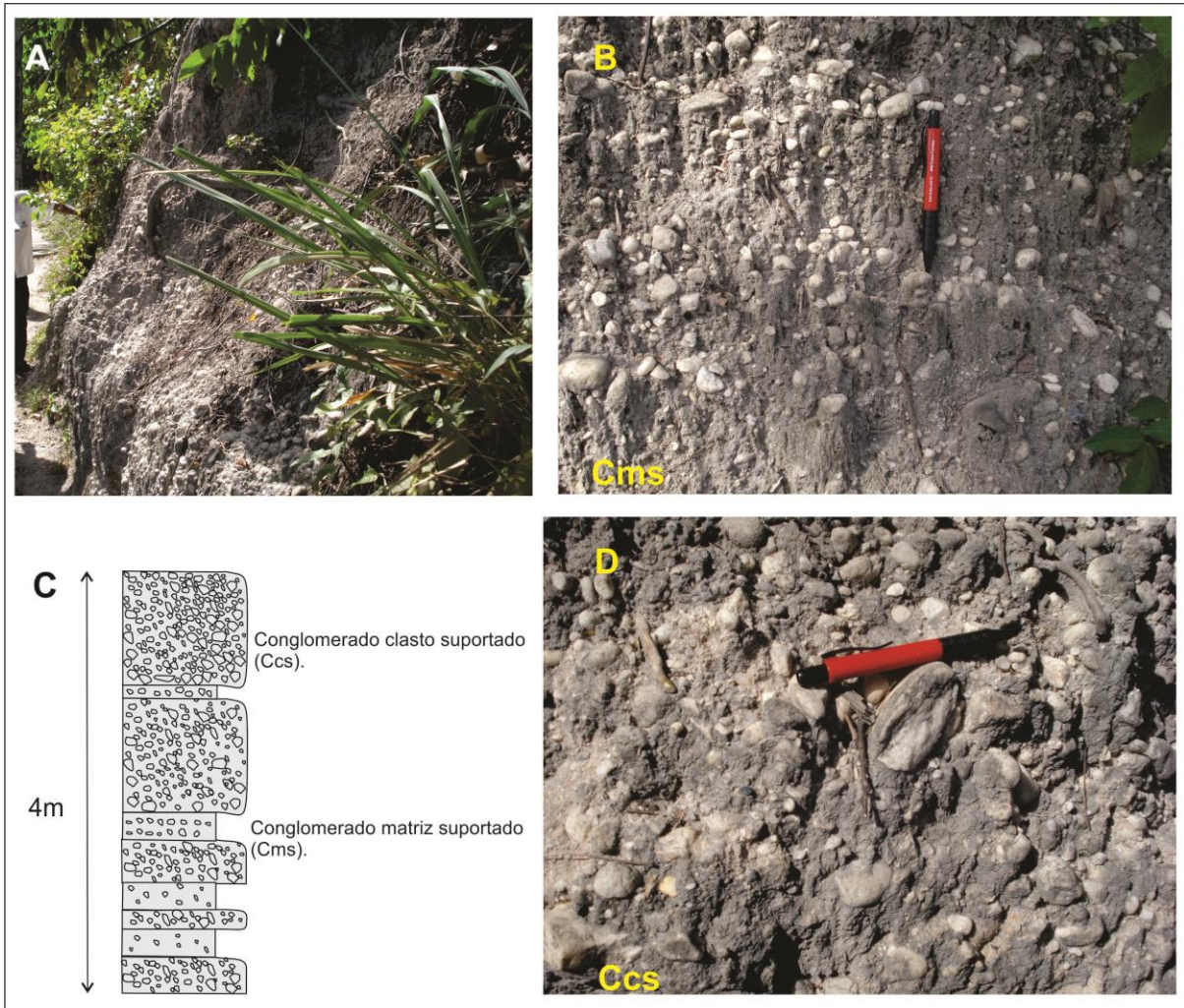


Figura 13. A) Afloramento no Bairro de Apipucos Recife-PE, caracterizado por camadas de conglomerado clastos suportados com acamadamento (Fácies Ccs). B) detalhe da fácies Cms onde é possível observar acamadamento mais expressivo. C) seção composta da relação entre às fácies Ccs e Cms. D) detalhe da fácies Ccs, com clastos de quartzo de até 10cm imbricado.

Em sub-superfície a Formação Beberibe é pouco conhecida, a maior parte dos poços realizados foram com amostra de calha com descrições generalizadas. A maior parte dos trabalhos descreve esta unidade como tendo aproximadamente 300m de espessura, sendo caracterizada por dois ambientes deposicionais, uma de origem continental (Beberibe Inferior) e outra de origem lagunar (Beberibe Superior). Esses trabalhos não levam em consideração o termo já consagrado Formação Itamaracá representada pelas fácies do Beberibe Superior. No Beberibe Inferior é caracterizado por possuir arenitos quartzosos, com granulação variável e com intercalações de siltitos e folhelhos, enquanto o Beberibe Superior é caracterizado por conter arenitos compactos, com cimento calcífero que no contexto deste trabalho considera-se como a Formação Itamaracá em concordância com Batista (1984) e Costa (1998). No furo F-204 do Forno da Cal (Itamaracá-PE) descrito por Kegel (1955) foi observado que até 200m

ocorrem intercalações de arenitos de origem continental com fácies de origem marinha (figura 14A). Os arenitos de origem continental variam de médios a grossos, por vezes conglomeráticos, possuem níveis argilosos e uma fácies de argilito escuro com fragmentos de plantas. No poço 3PA-07-PE executado pela CPRM, foram verificados arenitos quartzosos com pequenas intercalações de matriz argilosa, e que tem granulação média a fina, sendo mal selecionados e com grãos sub-arredondados (figura 14B). Os dados de sub-superfícies dos testemunhos dos poços dos projetos de Fonseca Neto (1979) e do projeto CPRM (1982) apresentam a fácies Afm contendo arenitos grossos a conglomeráticos bastante friáveis e maciços, e uma fácies de arenito maciço, que foi denominado neste trabalho como fácies Am que considerada como parte da Formação Itamaracá.

Kegel (1955) descreve esta unidade como sendo depósitos de sedimentos siliciclásticos caracterizados por arenitos friáveis, médios a grossos, com restos de vegetais carbonizados e níveis conglomeráticos. Beurlen (1967) afirma que são arenitos, em geral sem fósseis, com granulação variável e cimento argiloso ou ferruginoso, com espessura atingindo mais de 300 metros. Souza (2006) descreve como fácies de conglomerados matriz suportada em associação com os típicos arenitos friáveis. Ainda Sousa (2006) descreve como seção tipo um afloramento na localidade de Passarinho, ao norte de Recife, na margem do Rio Beberibe. Este autor afirma que os litotipos mais comuns são arenitos friáveis conglomeráticos. Como já foi discutido no capítulo de revisão da geologia, esse afloramento foi descrito por Kegel (1955) que verificou a presença de fósseis marinhos e o considerou como fazendo parte da Formação Itamaracá. Assim, baseado em informações de poços descritos em diversos trabalhos, e com as observações de afloramentos, a seção tipo da Formação Beberibe pode ser descrita como constituídos por arenitos maciços grossos e friáveis e com camadas conglomeráticas matriz ou clasto suportado associados aos arenitos friáveis.

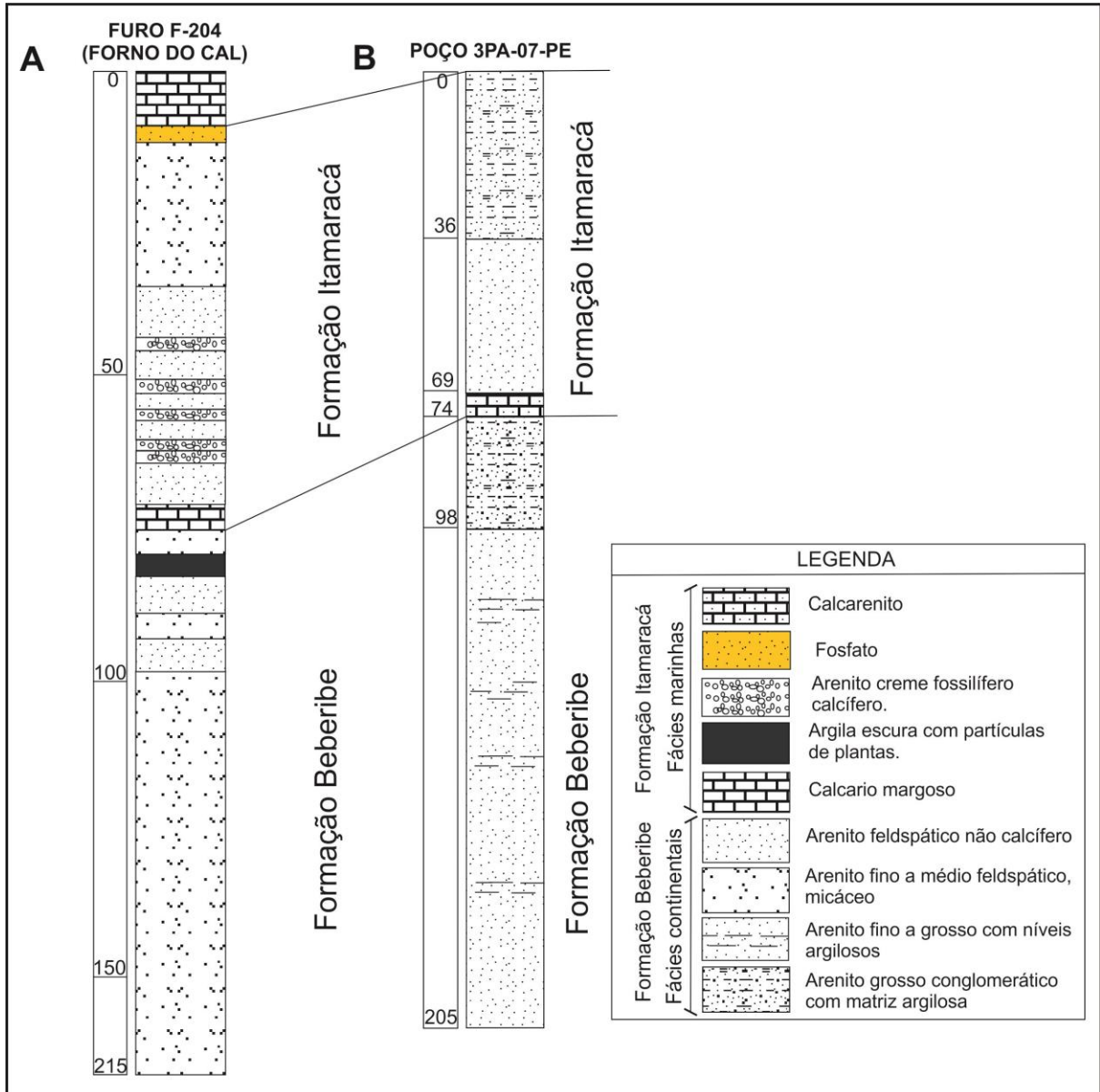


Figura 14. A) Seção estratigráfica do poço F-204 de Kegel (1955), onde se observa as intercalações dos sedimentos de origem continental da Formação Beberibe se intercalando com os sedimentos de origem marinha da Formação Itamaracá. B) Descrição de amostra de calha, intercalação de sedimentos continentais com sedimento marinho (Kegel, 1955).

Na Sub-bacia Olinda (figura 15) a Formação Beberibe ocorre em áreas rebaixadas e cortadas por rios, onde é caracterizada por possuir fácies de sedimentos siliciclásticos que são representados predominantemente pelas fácies Afm e Ccs. Na Sub-bacia Alhandra a Formação Beberibe só foi reconhecida em poços estratigráficos, onde é caracterizada por conter arenitos friáveis. Brito Neves *et al* (2009), baseado em Beurlen (1967), descreve esta unidade como sendo formada por sedimentos siliciclásticos, que formam parte dos tabuleiros costeiros, comprovado posteriormente tratar-se de depósitos Cenozoicos.

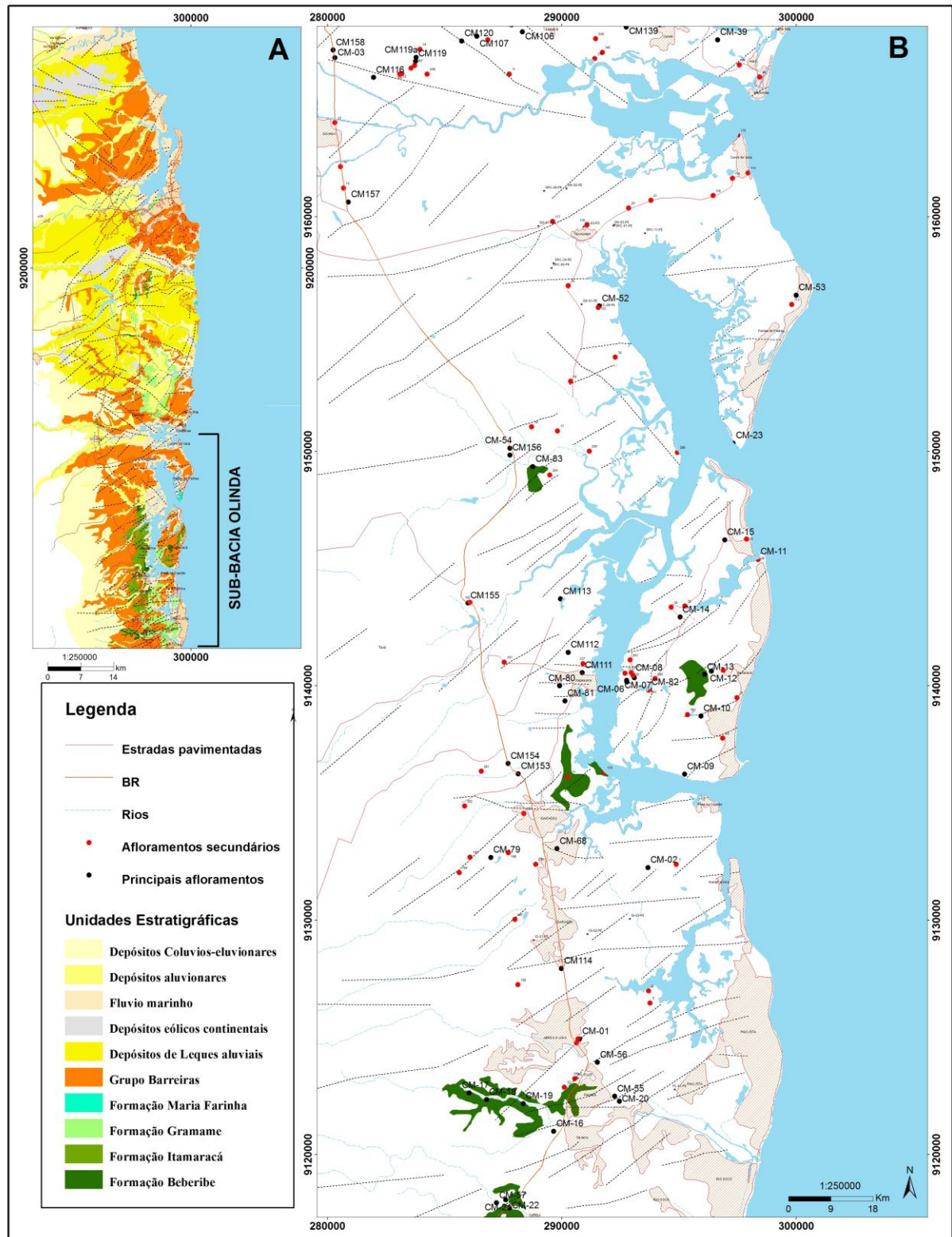


Figura 15. A) Mapa geológico da Bacia Paraíba com localização da Sub-bacia Olinda. B) Mapa geológico da Sub-bacia Olinda com destaque para, ocorrências da Formação Beberibe em verde escuro.

Na Sub-bacia Miriri não foi reconhecida em afloramentos a Formação Beberibe no mapeamento realizado para este trabalho, mas existem trabalhos, como o de Feitosa & Feitosa (1986) que descrevem essa unidade até o limite norte da bacia, na falha de Mamanguape, como sendo formado por sedimentos clásticos continentais, incluindo arenitos friáveis, folhelhos e argilitos, que se interdigitam com a Formação Itamaracá (descrita no trabalho de Feitosa & Feitosa (1986) como Beberibe Superior) e que possui espessura com aproximadamente 100m de espessura.

3.2. Caracterização de fácies da Formação Itamaracá

A Formação Itamaracá apresenta fácies siliciclásticas, mistas (carbonáticas + siliciclásticas) e bioelementares. Ocorre ao longo de toda a bacia em afloramentos e poços estratigráficos. Algumas fácies só foram identificadas em afloramentos na Sub-bacia Olinda, e outras apenas em poços estratigráficos.

3.2.1. Fácies siliciclásticas

Nos sedimentos siliciclásticos foram individualizadas duas associações de fácies que são resumidas a seguir (quadro 2): Associação 1: Intercalação de arenitos com estratificações cruzadas planares tangenciais (Acp) e arenitos finos com laminações *flasers* e *wavy* (Alfw). Associação 2: Arenitos grossos maciço (Am) associados a arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (Aca), siltito com laminação lenticular (SII) e siltitos maciços (Sm).

Quadro 2. Fácies siliciclásticas da Formação Itamaracá. AF= Associação de fácies.

Unidade	AF	Sigla	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Formação Itamaracá	Associação 1	Acp	Arenito médio a grosso com cor amarelada.	Estratificações cruzadas planares tangenciais por vezes incipientes.	Migração de dunas de crista reta subaquosa em regime de fluxo alternado.
		Alfw	Arenito com níveis de lama. E lama com níveis de arenito.	Laminações bifurcado-ondular (<i>flaser</i>) e <i>wavy</i> .	São geradas em alternância de energia com variação do fornecimento de suprimento areia/lama através de ondas.
		SII	Siltito argilosos com coloração cinza.	Laminações lenticulares	
	Associação 2	Sm	Siltito com grânulos de areia com coloração cinza.	Maciço	Depósitos gerados em condições subaquosa de baixa energia.
		Am	Arenito médio a grosso friável, com coloração amarelada.	Maciço ou laminações indistintas.	Fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação.
		Aca	Arenito com estratificações cruzadas acanaladas.	Estratificações cruzadas acanaladas.	Migração de dunas de crista sinuosa subaquosa em regime de fluxo alternado.

A associação Acp e Alfw foi identificada no afloramento CM-57 antes descritos como interdigitação das formações Beberibe e Itamaracá (figura 16).

A fácies de **arenito com estratificações cruzadas planares tangenciais (Acp)** é caracterizada por possuir um arenito friável, médio a grosso, com estratificações cruzadas planares tangenciais, por vezes incipientes, com coloração cinza amarelado a cinza esverdeado, na forma de camadas com até 1m de espessura (figuras 17 D,E e F). Esta fácies pode ser interpretada como resultado da migração de dunas 2D subaquosas. A migração de uma duna subaquática resulta na construção de uma sucessão de camadas inclinadas formadas pela avalanche no declive da duna e esta migração é referida como estratos cruzados. Sob velocidade de fluxos mais baixos as camadas apresentam cristas retas e os contatos basais são angulares podendo ser agudos ou assintóticos (tangenciais) em relação à horizontal (Nichols, 2009).

A fácies **Afw, arenito com laminações *flaser* e *wavy*** tem espessura de até 80 cm, e é caracterizada por um arenito com coloração creme a cinza, fino com níveis de lama. Da base para o topo a proporção lama/areia vai aumentando progressivamente. Na base são observadas ondulações formadas por lama em arenito com formas bifurcadas ondulares. Devido ao aumento no teor de argila se observa que as camadas de areia formam *wavy* (figuras 17A,B e C). Na fácies Afw foram identificados moldes internos de conchas de bivalves. Misturas de areia e lama podem ocorrer em ambientes onde há variações de suprimentos de sedimentos arenosos e lamosos devido à mudança de energia e intensidade de corrente ou de onda. Essas combinações fazem com que as areias sejam transportadas e depositadas em algumas fases e a argila em suspensão em outras. Isso pode levar a alternâncias simples dessas de areia e lama, sendo as ondulações formadas nas areias devido à atividade normal da onda. As camadas *flasers* são caracterizadas por sedimentos finos e isolados entre as laminações cruzadas formadas por areia. A camada *wavy* é composta de ondulações isoladas de lama completamente cercada por areia (Reineck & Singh (1980), Nichols (2009)). Estas estruturas são bastante comuns em ambiente marinho raso dominado por maré, onde há uma alternância de tração e suspensão.

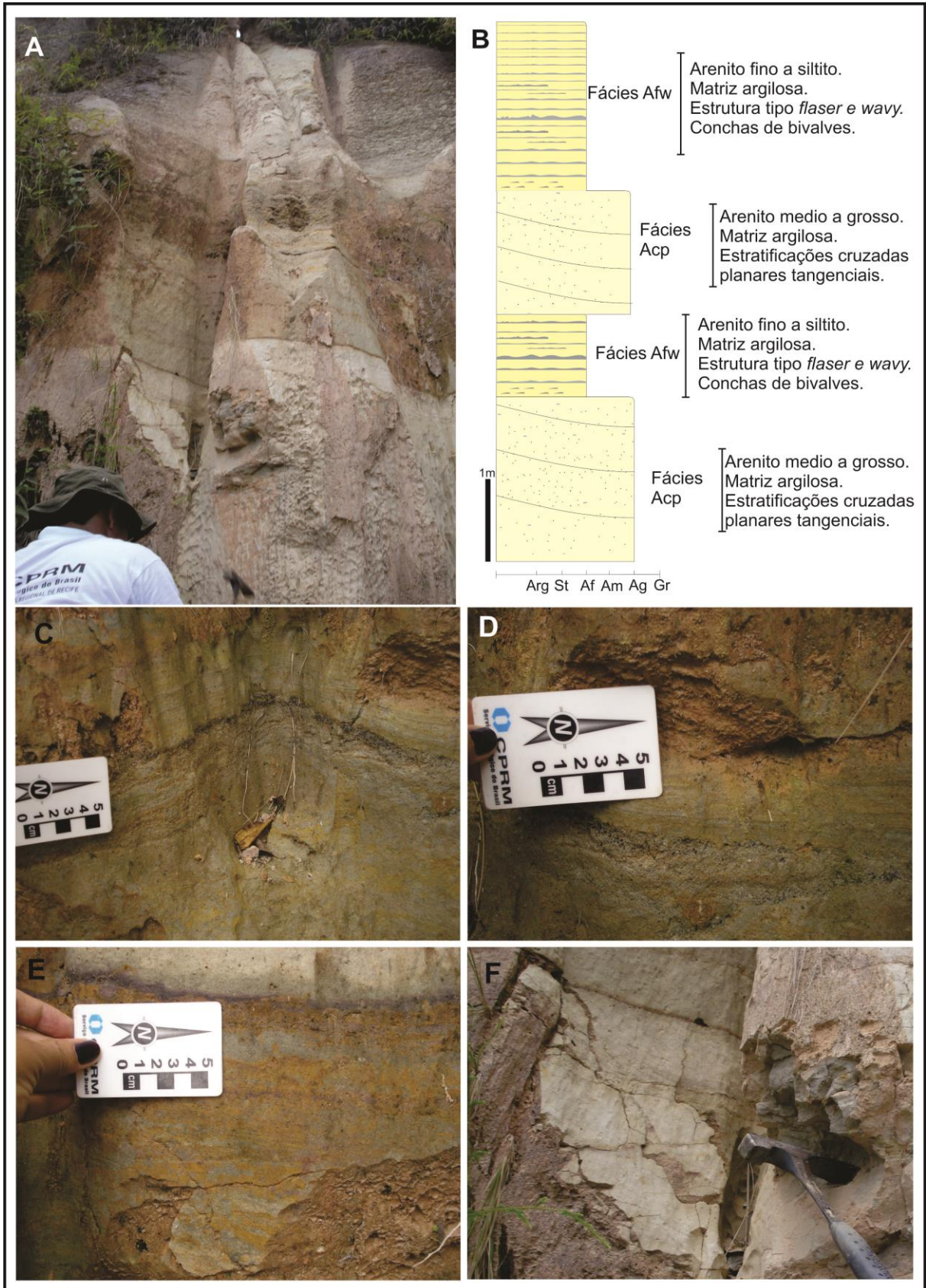


Figura 16. A) Afloramento CM-57, Olinda-PE, com Intercalação das fácies Acp e Afw. B) Seção composta com Intercalação das fácies Acp e Afw. C) Fácies Alwf com destaque para a laminação *flaser*. D) Detalhe da fácies com a presença de pequena lente arenosa. E) Detalhe da fácies Alwf com estrutura tipo *wavy*. F) Fácies Acp com detalhe da textura do arenito que varia de médio a grosso.

No limite da Sub-bacia Olinda com a Sub-bacia Alhandra foram descritas no afloramento CM-03 duas associações de fácies, uma basal e uma superior para a Formação Itamaracá. A associação basal apresenta as fácies Am, Aca e a Sm. A associação superior apresenta fácies semelhantes aquelas do afloramento CM-57 na região de Olinda, que são Am, Afw e Sll.

A fácies Am é formada por arenito médio a grosso, bastante friável, com coloração creme amarelada e maciço. Esta fácies pode ter sido depositada por fluxo gravitacional, fluxo de grãos, ou pode não ter preservado as estruturas por causa da intensidade da bioturbação (figuras 18A e C).

A fácies Aca apresenta uma granulação variando de areia média a grossa, coloração amarela esverdeada com estratificações cruzadas acanaladas marcadas por *drapes* de lama (figura 18 B e D). Esta fácies pode ser interpretada como migração de dunas 3D com cristas sinuosas, na qual os contatos basais são côncavos. Com o aumento da velocidade de fluxo se desenvolvem espaços criados por erosão em pontos dos depósitos da avalanche, fazendo assim avançar a inclinação para esta calha que com pouca deposição faz com que as bases das camadas cruzadas sejam marcadas por uma superfície ondulante de erosão. As cristas de uma duna subaquática formadas nestas condições serão altamente sinuosas (Salley, 2000; Nichols, 2009). Os *drapes* de lama (*mud drapes*) são formados em curtos períodos de tempo quando há mudanças na direção das correntes durante mares enchentes e vazantes. Quando o ambiente está relativamente calmo, parte da carga suspensa pode ser depositada como uma camada fina de lama. Quando a corrente se torna mais forte, a camada de lama não é necessariamente removida porque o sedimento rico em argila é coeso e isso o torna resistente à erosão. Há circunstâncias em que os *drapes* de lama podem se formar em outros regimes de deposição, por exemplo, em rios que possuem apenas o fluxo sazonal, mas são mais comuns em ambientes de maré (Nichols, 2009).

Em alguns locais analisados é possível observar um contato discordante e reto, com características de erosão e crosta ferruginosa, entre a fácies Am e Sm, podendo indicar um período de exposição subaérea (figura 18 C). A fácies Sm sotoposta a fácies Am indica um período de mais baixa energia no sistema (figura 18B).

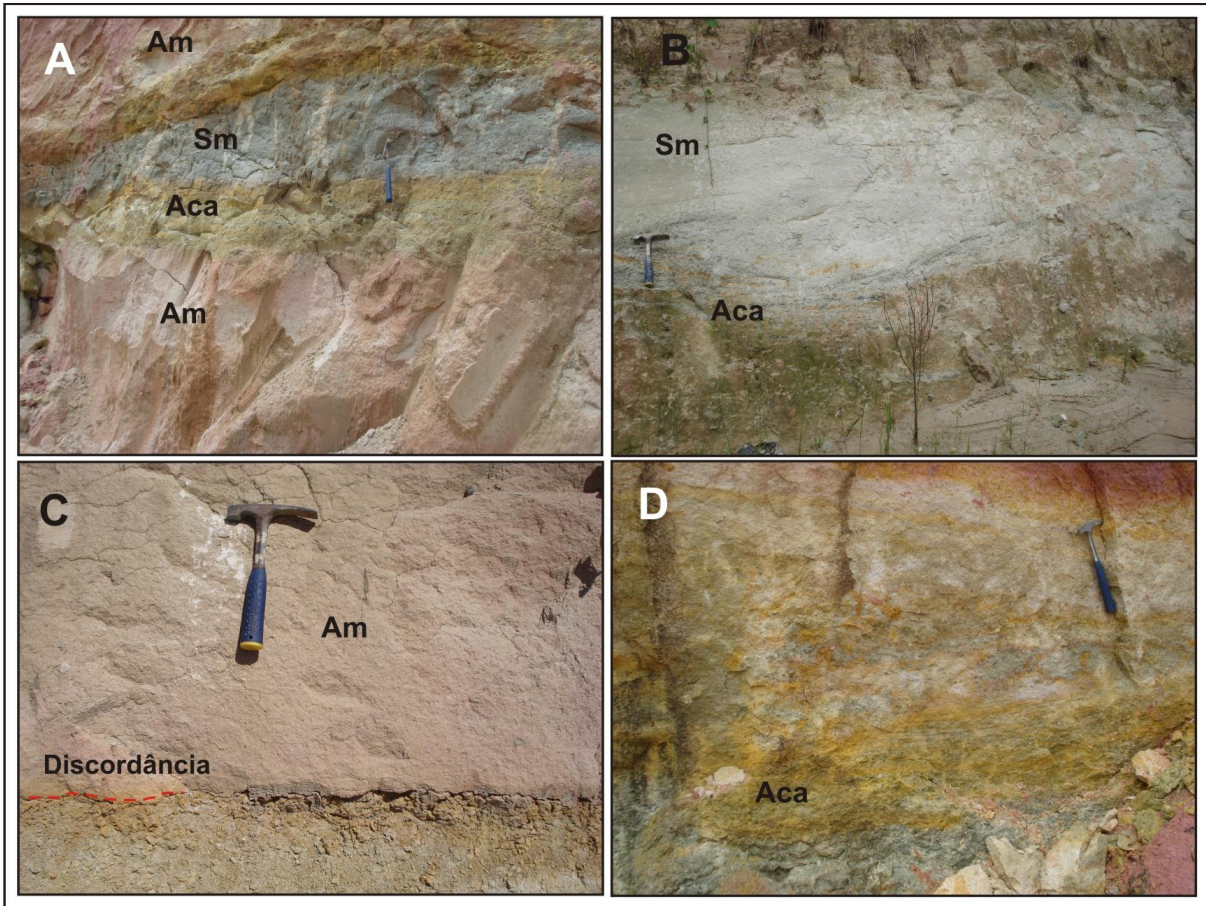


Figura 17. A) intercalação das fácies Am, Sm, Aca. B) fácies Sm em contato com a fácies Aca, com destaque para as estratificações cruzadas acanaladas. C) Fácies Am em contato discordante com a fácies Sm. D) Fácies Aca com estratificações cruzadas acanaladas com *drapes* de lama.

A fácies de siltito, com grãos de areia, maciço (Sm) tem coloração cinza esverdeada podendo ser maciça ou raramente laminada, e com espessura variando até 2m (figura 18). Esta fácies é formada pela deposição do material fino em suspensão em condições subaquosas. Em algumas situações são observados níveis conglomeráticos (figura 18 D).

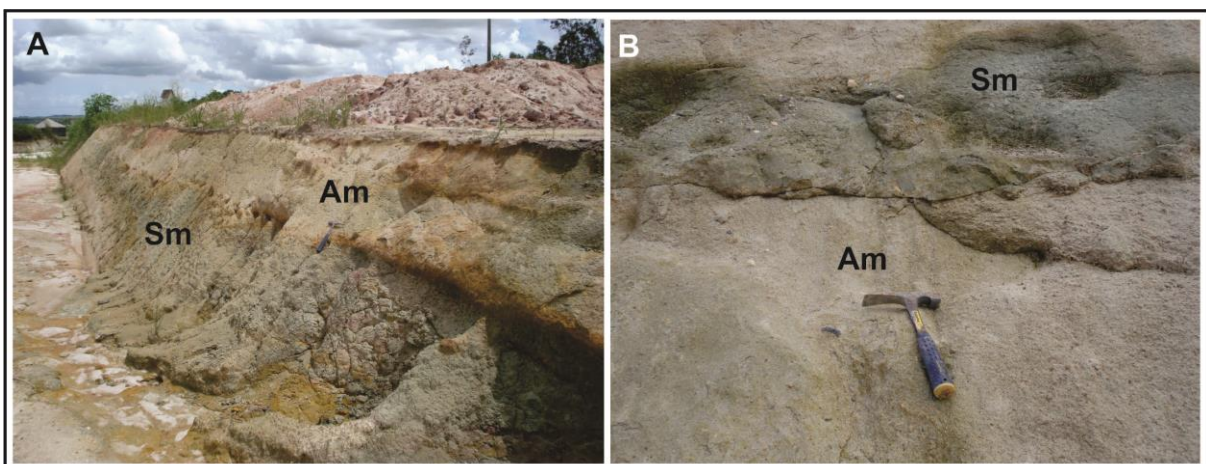


Figura 18. A) Fácies Sm em contato discordante com arenito maciço no topo. B) Fácies Sm apresentando-se bastante fraturada.

Na segunda associação descrita no ponto CM-03 E CM-52 na BR 101N, cidade de Goiana, PE, observa-se intercalações da fácies Am, Afw e Sll. A fácies Afw apresenta laminações *flaser* com formas variadas, podendo ser principalmente simples e bifurcada-ondular e em alguns casos, essas estruturas parecem ter sido deformadas por bioturbação. As camadas *wavy* estão sempre associadas às estruturas do tipo *flaser* sendo suas lâminas mais espessas e formadas por areia imersa em lama (figura 19).

A fácies Sll é composta por siltito argiloso cinza, que ocorre intercalado com arenitos finos com cor creme amarelado com laminações lenticulares (figura 19). Esta fácies pode ser interpretada como relacionada a depósitos originados em ambiente com variação de energia e fluxo oscilatório. A camada lenticular é composta de ondulações isoladas de areia completamente rodeada por lama e o por formas compostas por proporções aproximadamente iguais de areia e lama que são denominados *wavy* (Nichols, 2009; Reineck & Singh, 1980).

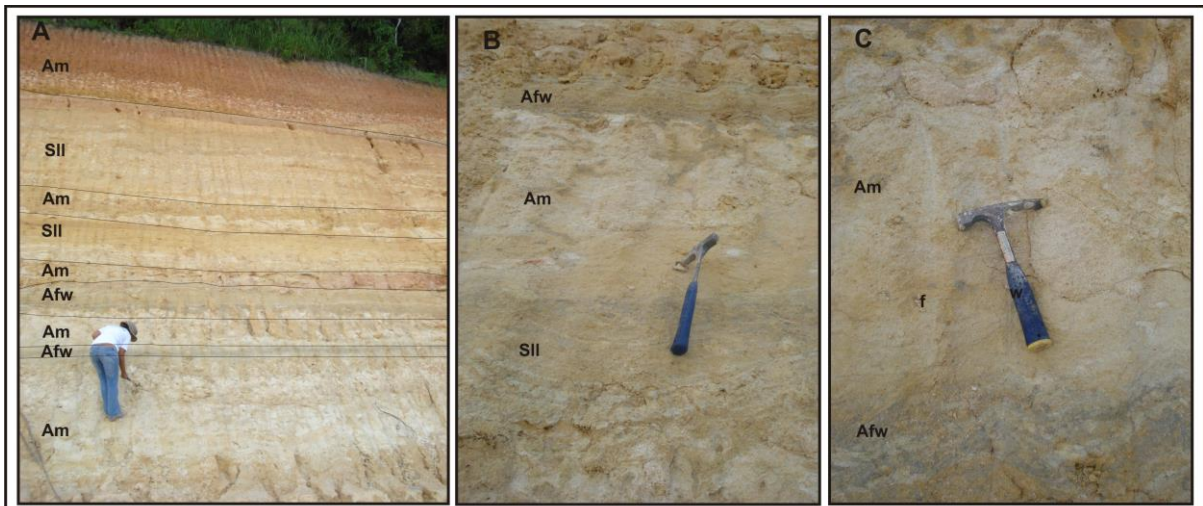


Figura 19. A) associação de fácies Am, Afw e Sll. B) detalhe das fácies e suas estruturas, onde se observa a fácies Am com porções argilosas verticais. C) Detalhe da fácies Afw com deformação das lâminas. Afloramento CM-03.

Foi observado na fácies Am a presença de falhamentos normais e uma alteração, lixiviação, com possíveis marcas de raízes semelhantes as de um paleosolo. Esse “paleosolo” tem um nível basal conglomerático e se apresenta discordante das fácies basais Afw e Sll (figura 20). Em análise petrográfica foi possível verificar que a fácies (Am) apresenta uma granulação variando de silte a areia muito fina, com grãos pobremente selecionados, angulosos a subangulosos, e esfericidade baixa. Nesta fácies só ocorre subordinados contatos pontuais (figura 21). Sua composição mineralógica é constituída predominantemente por grãos de quartzo (95%), mas também ocorrem também feldspatos (plagioclásio), fragmentos de rocha, compostos predominantemente por quartzos e subordinadamente feldspatos e micas,

minerais opacos (5%), zircão, óxidos de ferro e *chert*. A matriz representa cerca de 80% composta por argila.

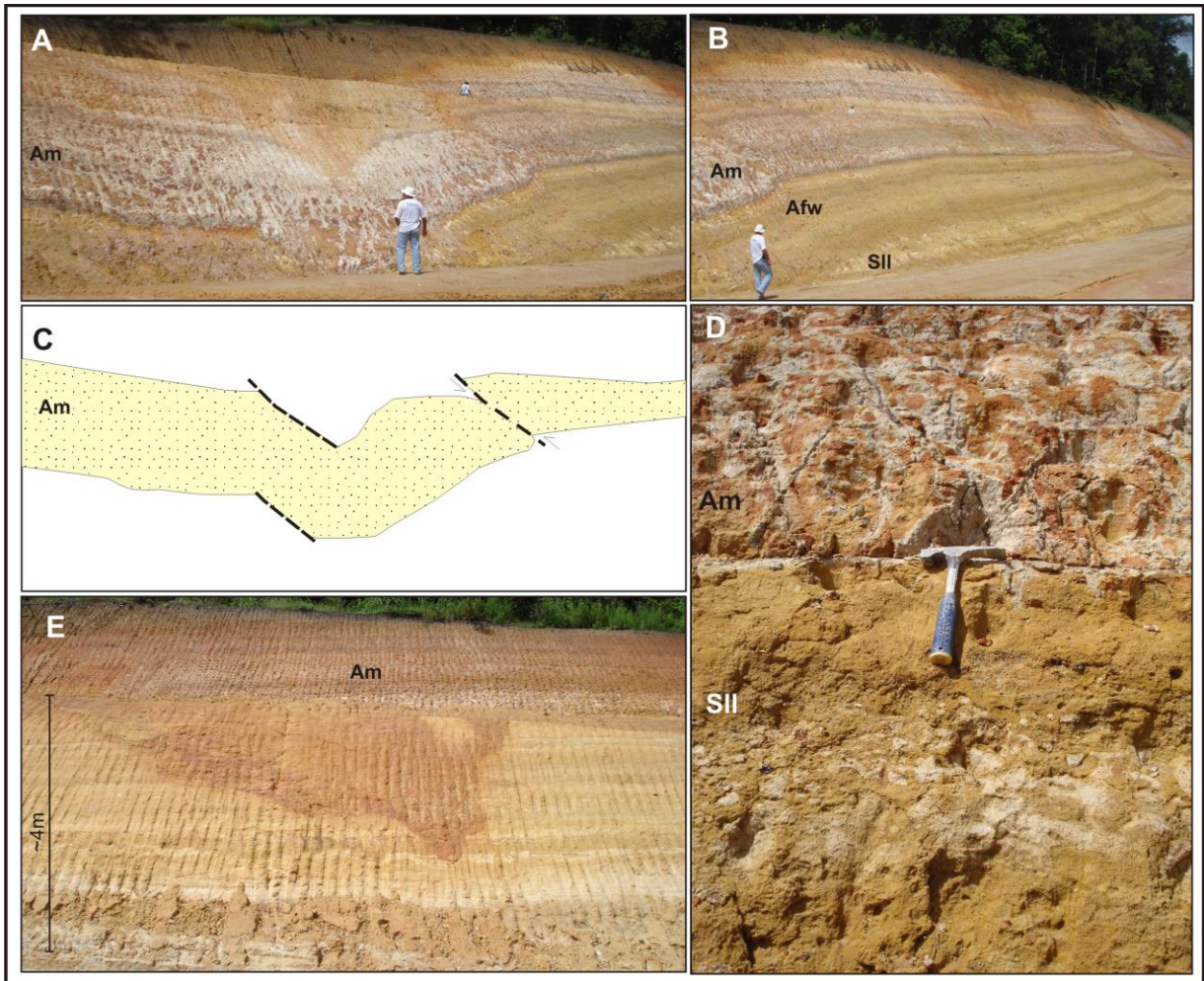


Figura 20. A) fácies Am apresentando grandes falhas. B) Relação da fácies Am com as fácies Afw e SII. C) Esquema das formas e estruturas da camada. D) Detalhe da fácies Am em contato discordante com a fácies SII. E) Falhas normais e “paleosolo”.

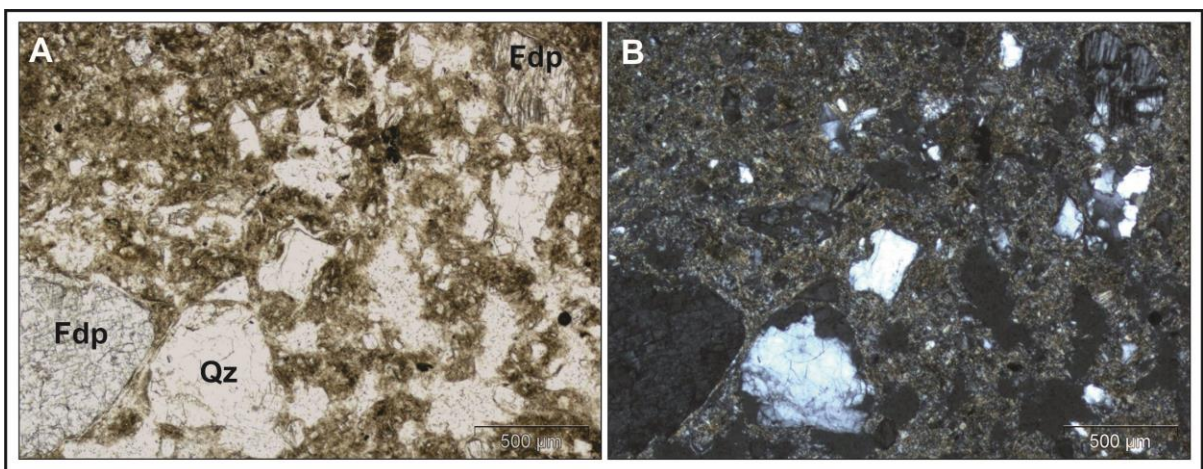


Figura 21. A) Aspectos texturais da fácies Am, com destaque para os grãos de Fdp=feldspatos, qz=quartzo. NP. B) Em NX observam-se detalhes da matriz que apresenta bastante filossilicatos.

Em sub-superfície na Formação Itamaracá foi descrita principalmente a fácies Am, e sempre ocorre na base das fácies formadas por sedimentos fosfáticos e carbonáticos que serão abordados mais a frente. As associações de fácies siliciclásticas podem ser interpretadas como parte de um ambiente marinho raso em depósitos do tipo planície de maré, pois apresentam estruturas diagnósticas desse sistema como estratificações cruzadas acanaladas com *drapes* de lama e arenitos com laminações *flaser* e *wave*.

Em análise petrográfica a fácies Sm, possui granulometria variando de silte grosso a areia fina, com grãos pobremente a muito mal selecionados, arredondamento variável, de muito angular a subangular, e esfericidade baixa. O contato flutuante é aquele que ocorre com maior frequência, sendo comum o pontual e raro o contato reto ou longo, o que confere à rocha um empacotamento frouxo, sendo imatura. A composição mineralógica é constituída predominantemente por grãos de quartzo (96%) e em menor proporção, ocorrem grãos de feldspato, turmalina, zircão, óxidos de ferro, minerais opacos, muscovita, clorita, biotita e fragmentos de rocha (commumente prefazem 4%). A matriz contém argilas. Nesta amostra a matriz predomina proporcionalmente aos clastos (figura 22).

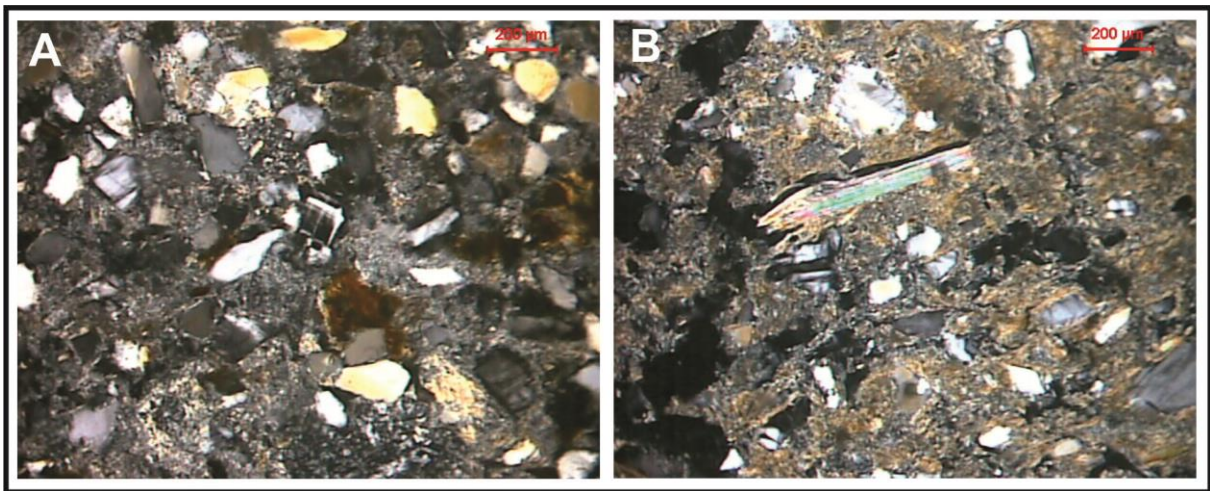


Figura 22. A) Fácies a Sm e nos afloramentos CM-57 e CM-03, matriz argilosa com grãos bem selecionados. B) pouca maturidade mineralógica, com uma grande quantidade de micas e alteração de minerais ricos em Fe.

3.2.2. Fácies mistas e bioelementares:

Esse grupo de fácies representa o início de um contexto de ambiente deposicional onde predomina sedimentação química e biológica na bacia com influencia de sedimentos silicicásticos. As fácies mistas são caracterizadas por possuírem arenitos calcíferos (Ac) que são rochas siliciclásticas que contém componentes carbonáticos como alguns aloquímicos e cimento em menor prorção em relação aos siliciclásticos. As fácies bioelementares são caracterizadas por sedimentos compostos por minerais com elementos essenciais a vida como

fósforo (P), Silício (Si) e Ferro (Fe) (Pufahl, 2010). Na bacia estes sedimentos bioelementares são representados por fosforitos.

As fácies de arenitos calcíferos (Ac), que foram descritas como uma das principais fácies da Formação Itamaracá, não foram identificadas em afloramento, mas apenas em testemunhos de furos de sondagem nas sub-bacias Olinda e Alhandra. Essas fácies foram descritas por Kegel (1954) como sendo constituídas por arenito calcífero contendo abundante fauna cretácea (Cenoniano Superior) em Itamaracá-PE. Tinoco (1971) descreve no poço IST-1-PE (PETROBRAS) a existência de arenitos calcíferos, com 100m de espessura de cor pardo a cinza, quartzoso, com granulação média a grossa pouco friável. Souza (2006) descreve essa fácies no poço IG-03-PE como calcissiliciclástica e contendo uma grande quantidade de quartzo e cimento de calcita espática. Esse autor destaca a ocorrência de um único afloramento desta facies na Sub-bacia Olinda.

No trabalho de Moura (2007) foram descritas análises micropaleontológicas dos arenitos calcíferos no poço IIG-03-PE esta formada por uma associação de três fácies: A1, A2 e A3. A fácies A1 é a mais inferior e corresponde a um arenito grosso a conglomerático, com coloração creme amarelada, rico em quartzo, feldspatos e fragmentos líticos mal selecionados, e com uma espessura de aproximadamente 2m. Esta fácies apresenta pouco material aloquímico (cerca de 5%), sendo constituída basicamente por *pellets* e raros foraminíferos. A fácies A1 é gradualmente substituída pela fácies A2, que é caracterizada na parte basal como sendo um arenito médio a grosso, com coloração cinza claro, rico em quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, com cerca de 10% aloquímicos e que contém carapaça de foraminíferos e pellets. A fácies A3 é constituída por um arenito fino, com coloração cinza escuro, rico em quartzo e que apresenta poucos feldspatos e fragmentos líticos. Esta fácies contém cerca de 15% de aloquímicos, principalmente *pellets* e bioclotos (foraminíferos, gastrópodes e dentes de peixes). As fácies A1, A2 e A3 apresentam uma matriz predominantemente dolomítica. Observa-se que na fácies A3 ocorre uma variação em direção ao topo do testemunho, caracterizada pela diminuição a quantidade de material terrígeno e aumento da quantidade de carbonatos e de material aloquímico. O material terrígeno, antes abundante, fica bastante reduzido. Não foram identificados ostracodes nas fácies de arenitos calcíferos, provavelmente devido à alta energia do ambiente.

Na descrição de alguns outros testemunhos de projetos anteriores foi observada uma frequência desta fácies de arenitos calcíferos (Ac) em contato com a Formação Gramame. Este contato ocorre através de uma gradual mudança, marcada pelo aumento do teor de carbonato e diminui o teor de siliciclásticos, sendo que em alguns casos essas fácies apresenta

valores de fosfato de até 5%. A fácies Ac de modo geral tem granulação variando de areia fina a grânulos, tem coloração creme acinzentado, bastante litificados, sem estruturas sedimentares e com moldes e fragmentos de conchas (figura 23).

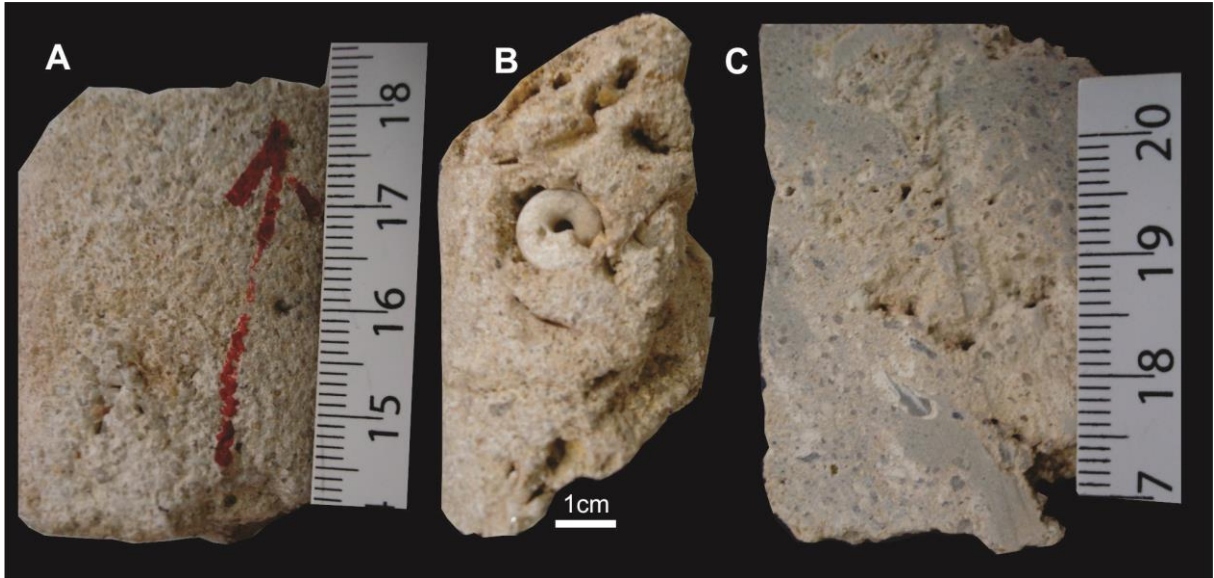


Figura 23. Testemunhos de fácies de arenitos calcíferos. A) Arenito calcífero de médio a grosso descrito no furo 1AH-14-PB, na região de Alhandra-PB. B) Exemplos fósseis de gastrópodes coletados em fácies de arenito calcífero no furo 1AH-01-PB na região de Alhandra-PB. C) Arenito conglomerático calcífero bastante compacto, na região de Mamanguape-PB.

Na Sub-bacia Alhandra e Sub-bacia Miriri em afloramentos e poços estratigráficos na transição da Formação Itamaracá e Formação Gramame sempre ocorre a fácies Ac que gradam para as fácies com calcarenitos.

No trabalho de Beurlen (1967b) foi descrito um arenito calcífero com teores de até 50% de carbonato, muito fóssilífero (*lumachela*), com uma associação típica de moluscos marinhos. Este arenito ocorre no Vale do Rio Goiana, na região de Alhandra e no Vale do Rio Gramame onde torna-se um calcário detrítico com componentes arenosos. Nesses calcários detríticos foi descrito a existência de *Cucullaea*, *Pseudocucullaea*, *Veniella*, *Turritella*, *Pugnellus*, *Tibia* e *Volutomorpha* indicando ser característico de ambientes litorâneos de águas muito rasas e muito movimentadas. Nas descrições dos poços estratigráficos estudados por Fonseca Neto (1979) é possível verificar uma descrição de uma microfácies caracterizada por mais de 60% de foraminíferos bentônicos, mas espécies não foram identificadas (figura 24).

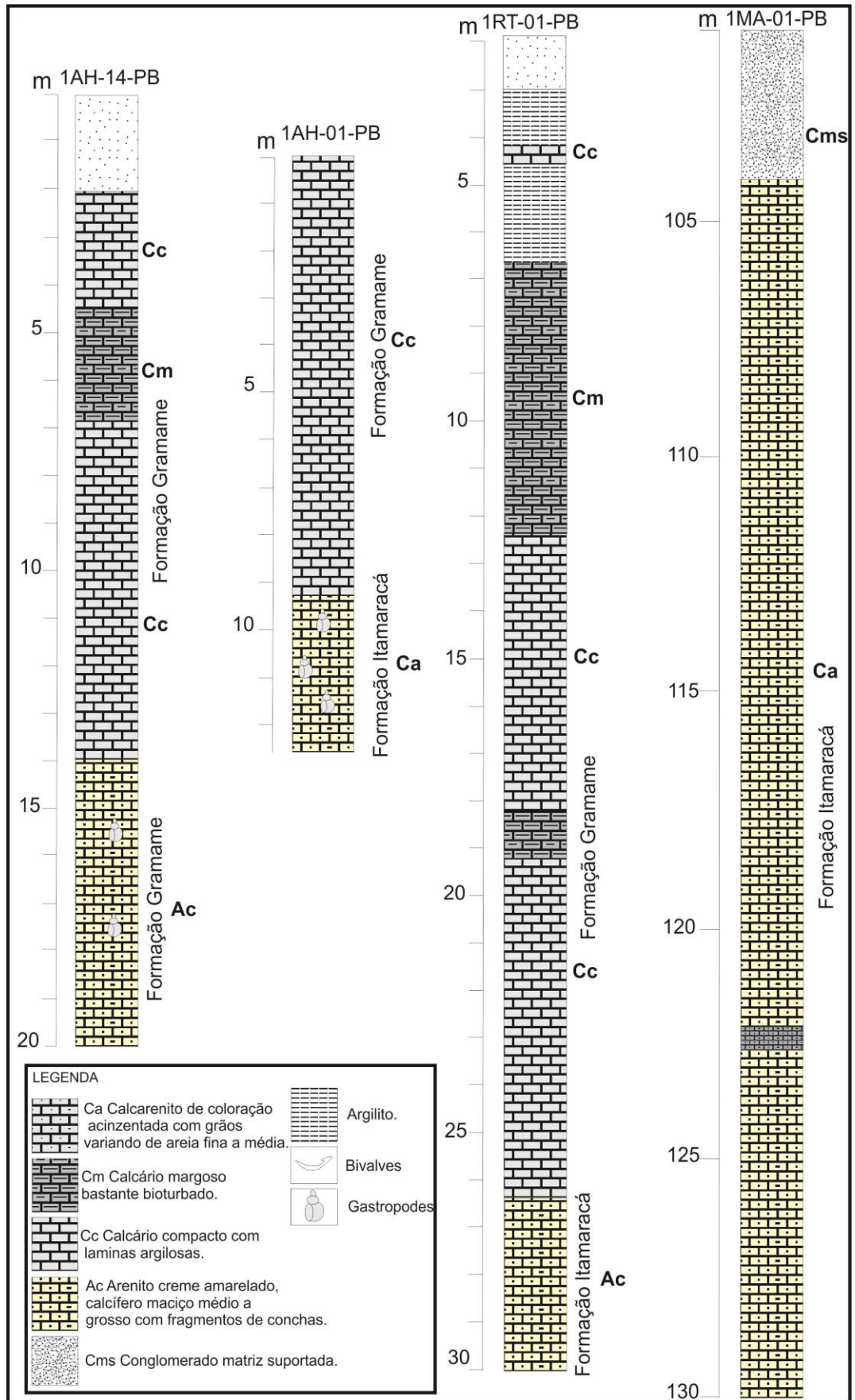


Figura 24. Perfis de poços estratigráficos nas sub-bacias Olinda e Miriri que apresentam a fácies Ac de forma bastante expressiva em transição gradual com a Formação Gramame.

Na descrição petrográfica de amostras do testemunho do poço 1AH014-PB foi observada uma grande quantidade de grãos siliciclásticos sendo constituídos predominantemente por quartzo (40%), feldspatos (10%) e fragmentos líticos (7%) e de grãos aloquímicos (40%) representados principalmente por peloídes, oóides, ostracodes e foraminíferos. Os grãos siliciclásticos apresentam-se arredondados a angulosos, por vezes fraturados onde em geral, não há contato entre os grãos. Além disso, os grãos têm tamanhos variados, podendo ser classificado como mal selecionado (figura 25A). Os peloídes/oóides são predominantes entre os aloquímicos, podendo ser preenchidos por material fosfático e apresentam a coloração marrom escura (figura 25B). Os ostracodes e foraminíferos ocorrem parcialmente preenchidos, conservando ainda parte da carapaça carbonática, sendo bem visíveis nos ostracodes. A matriz é formada basicamente por calcita micrítica (figura 25G). A calcita também ocorrer como cimento preenchendo a cavidades entre a matriz e os grãos, e formam uma textura em mosaico poligonais. Também foram observadas estruturas com formato cônico preenchido por quartzo e cimento, sendo possivelmente, um icnofóssil (figura 25C, D e H).

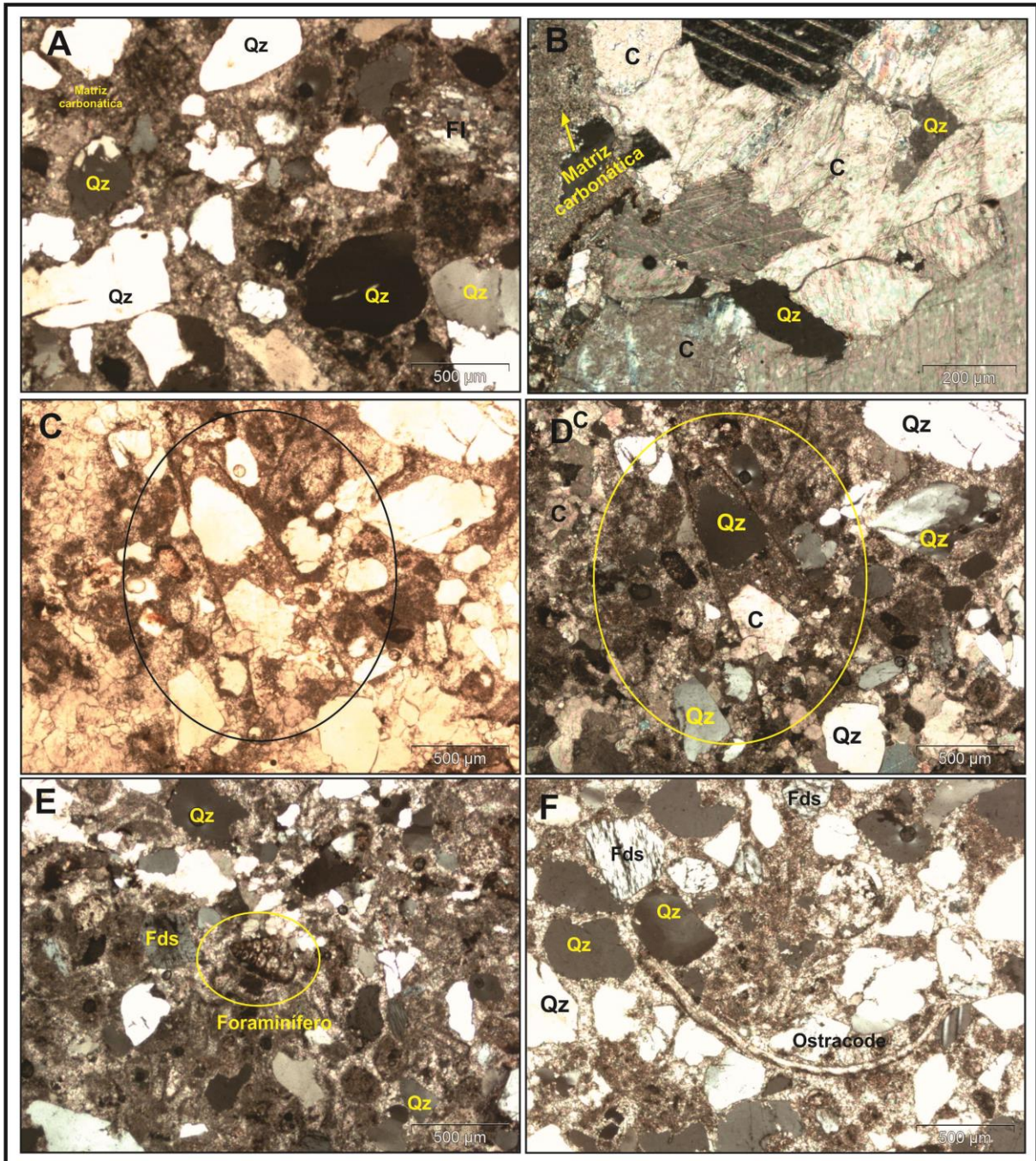


Figura 25. Petrografia da fácies Ac no poço 1AH-14-PB. A) Nicós cruzados, apresentando matriz calcítica micrítica com minerais qz=quartzo, Fl=fragmento lítico. B) Calcita espática cimentando a rocha e matriz. C) Icnofóssil=I preenchido por Qz e C=calcita. D) Nicós cruzados I. E) Foraminíferos bentônicos biseriado. F) Ostracodes.

No poço 1RT-01-PB foi descrita a fácies Ac com variações significativas, principalmente em relação a quantidade de siliciclastos pois ocorre em menor proporção em relação à fácies anteriormente descritas (figura 26A e B). Na fácies Ac ocorre uma grande quantidade de aloquímicos, predominantemente peloídes e oóides, bem como de bioclastos representados por foraminíferos, ostracodes e fragmentos de conchas maiores e algas (figura 26C e D). Também foram identificadas algas vermelhas com esqueleto calcário e classificadas como sendo do grupo da corallina. Nesta fácies há pouca matriz carbonática e bastante cimento em cavidades, formando drusas em mosaico (figura 26D). Algumas microfácies apresentam uma grande quantidade de grãos fosfáticos, que se encontram concentrados em laminações. Estes grãos podem ser classificados como peloídes, oóides e alguns microfósseis (figura 27).

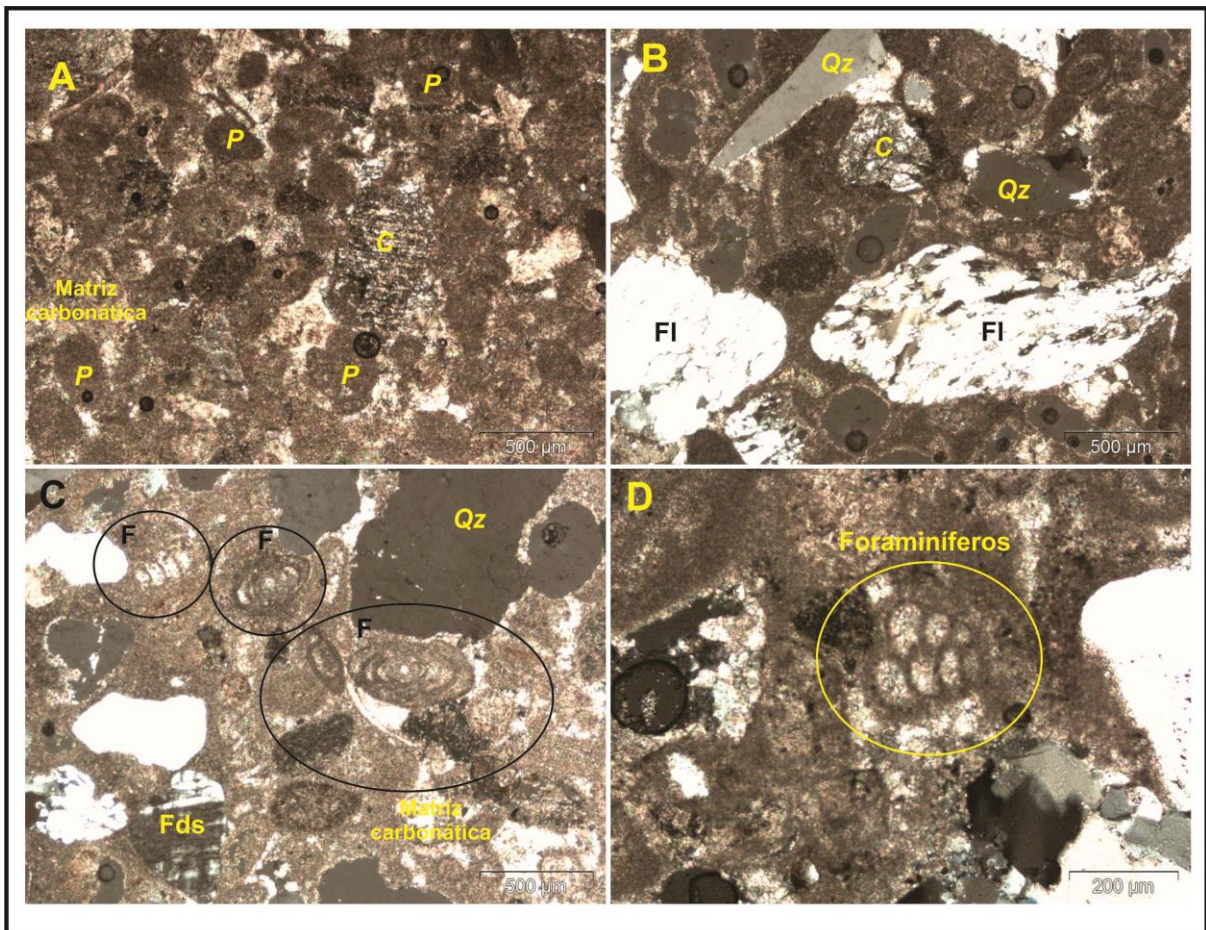


Figura 26. A) aspecto geral da rocha contendo uma grande quantidade de peloídes=P com matriz carbonática e cimento=C. B) Siliciclasticos representados principalmente quartzo-Qz e fragmentos Liticos=Fl. C) Foraminíferos=F, quartzo e feldspatos=Fds. D) Destaque para foraminífero e cimento espático preenchendo poro.

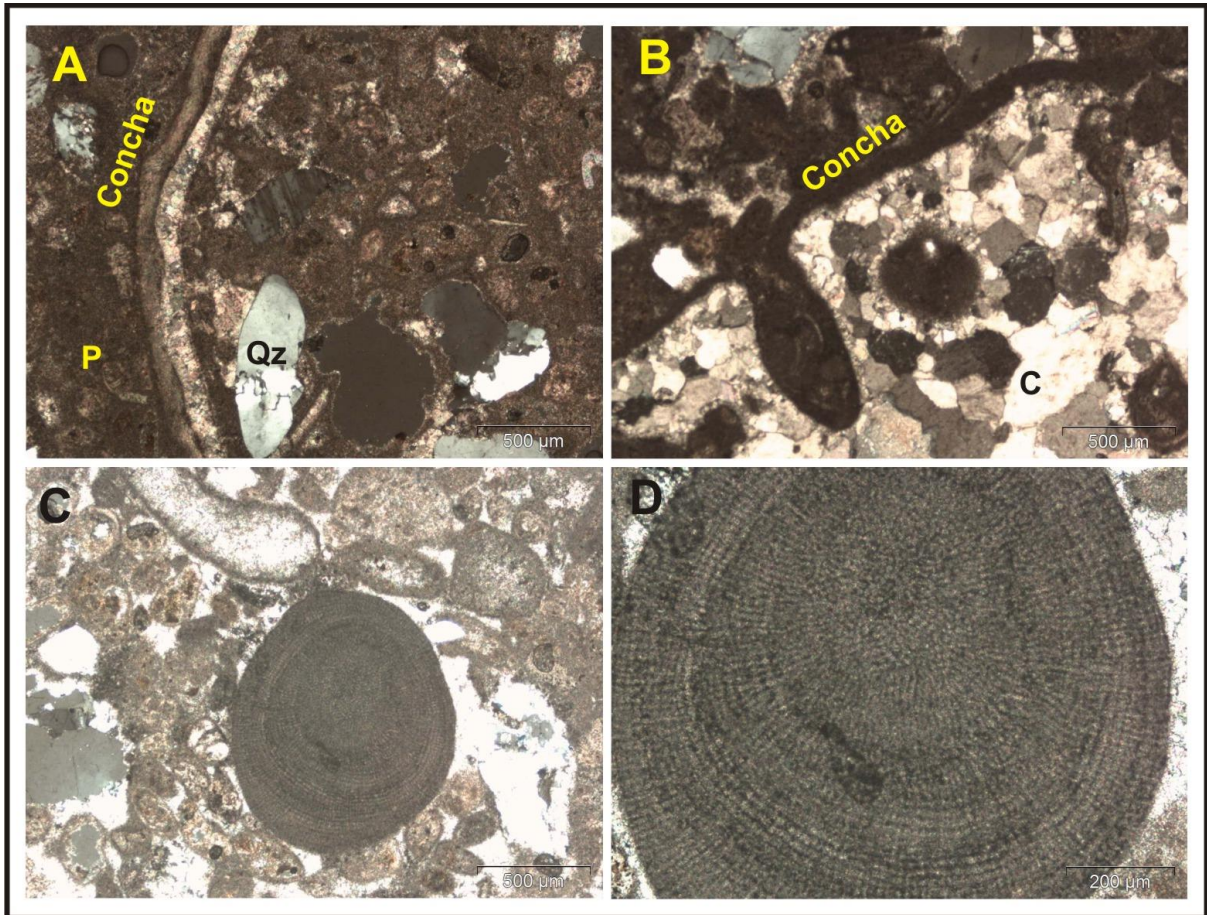


Figura 27. Fotomicrografias em luz natural. A) fragmento de concha preenchido por carbonato. B) concha preenchida por calcita espática. C) Esqueleto de alga do grupo corallina. D) Detalhe de alga do grupo corallina.

No poço 1MA-01-PB a fácies Ac é bastante expressiva, pode ter mais de 20 m de espessura, e é caracterizada por granulometria variando de silte a granulos, com coloração cinza creme, a cinza escuro. Neste poço não ocorre a Formação Gramame, apenas sedimentos siliciclásticos de depósitos Cenozoicos interpretados como a Formação Barreiras e Pós-barreiras e arenitos calcíferos da Formação Itamaracá. Nas análises petrográficas foi descrita uma rocha com imaturidade textural em relação à granulação composta por grãos de quartzo e feldspatos variando até quatro milímetros. Nesta fácies há uma predominância de quartzo e feldspatos e contém poucos fragmentos líticos. Os grãos estão em contato flutuantes em matriz carbonática e ocorre ainda pouco cimento preenchendo os poros (figura 28). Sendo possível que a rocha tenha sofrido uma compactação, pois os grãos se apresentam bastante fraturados (figura 28B). Observam-se níveis de arenitos calcíferos com granulação mais fina e uma menor quantidade de siliciclásticos, sendo basicamente quartzo e feldspatos, com a

predominância de cimento carbonático (figura 29). Esses arenitos, possivelmente, foram depositados em ambiente marinho raso na parte interna da plataforma do tipo rampa. .

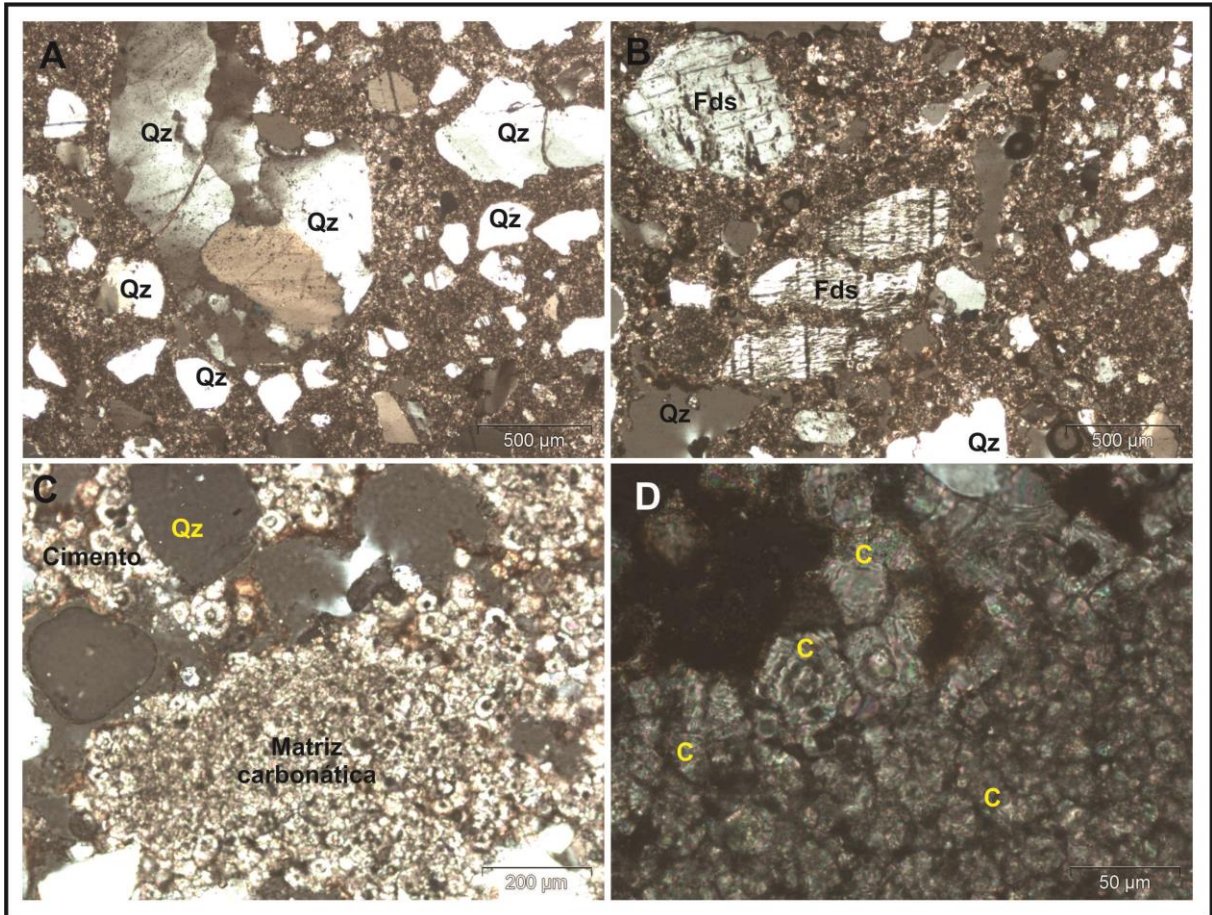


Figura 28. A) Aspecto geral da rocha com granulação variada. B) Feldspatos fraturados angulosos a subangulosos e quartzo em contato flutuante em matriz/cimento carbonático. C e D) Relação matriz/cimento carbonático preenchendo os poros.

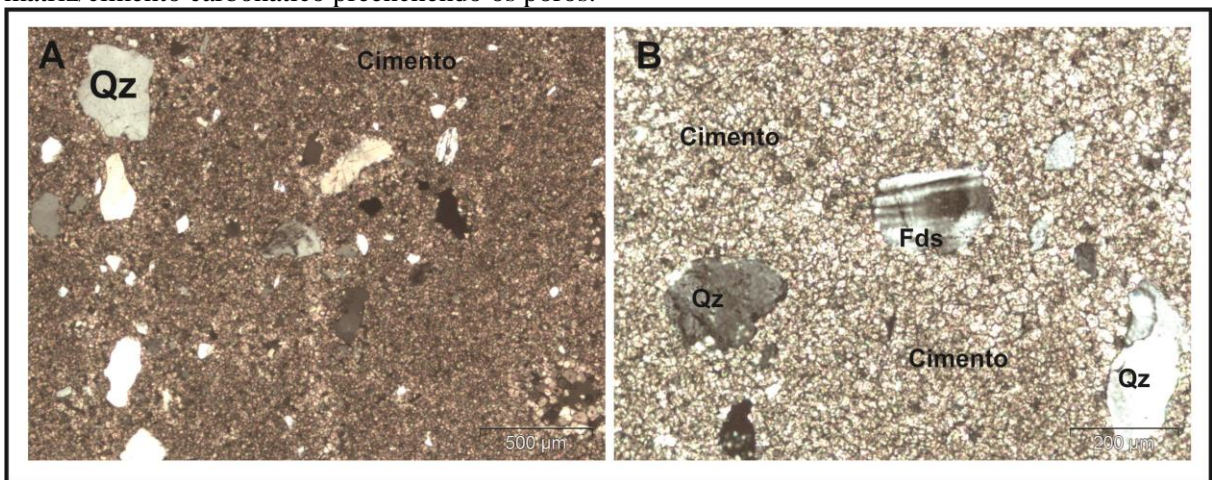


Figura 29. A) Aspecto textural de amostra da fácies Ac com destaque para grãos de quartzo e matriz carbonática. B) Grãos formados por quartzo e feldspatos emersos em matriz carbonática.

A Formação Itamaracá foi mapeada nas sub-bacias Olinda e Alhandra e na Sub-bacia Miriri, através de dados de poços. Esta unidade ainda é pouco conhecida, pois a maioria dos poços com amostra de calha só descrevem os arenitos calcíferos e os arenitos de fluxo gravitacional, e os poços estratigráficos só ultrapassam as mineralizações de fosfato em no máximo 10m, dificultando a compreensão de toda história deposicional da unidade. É uma unidade bastante complexa com ambientes deposicionais com sedimentação siliciclástica, mistos e bioelementares.

Nas sub-bacias Olinda e Alhandra a grande maioria dos afloramentos descritos são formados por fácies siliciclásticas com raros afloramentos com sedimentos bioelementares. Essa associação siliciclástica é principalmente representada em dois afloramentos próximos a Olinda e Goiana-PE CM-57 e CM-03, que são possivelmente as seções-tipo de Kegel (1954). Os sedimentos bioelementares foram descritos em um afloramento na cidade de Paulista-PE e em quatro afloramentos em Alhandra-PB. Estes afloramentos estão localizados em áreas recortadas pelas drenagens e controlados possivelmente por falhamentos normais sugeridos a partir de alinhamentos magnéticos e correlações estratigráficas verificadas em poços e em mapeamento geológico e com auxílio da geomorfologia (Figura 30).

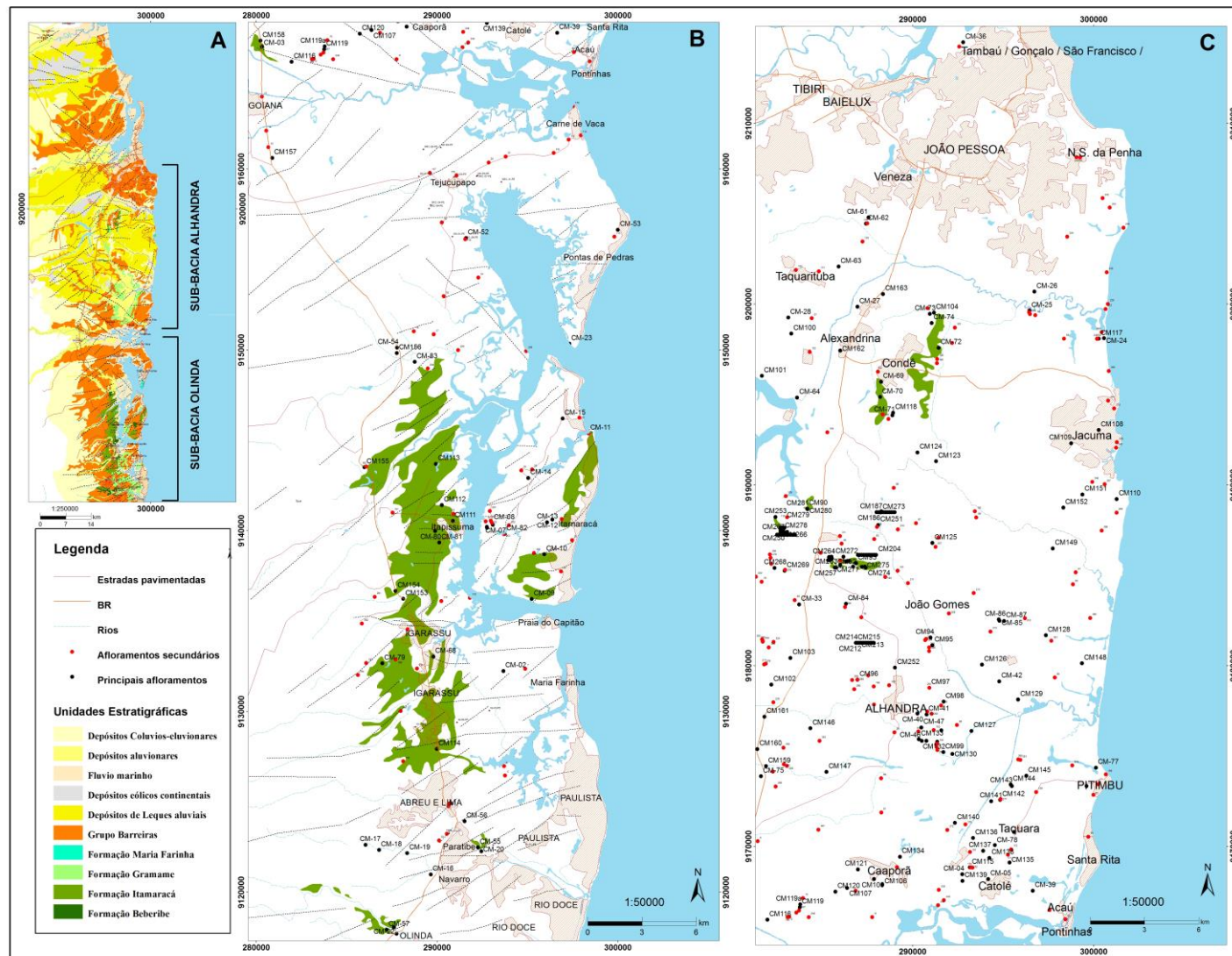


Figura 30. A) Mapa geológico da Bacia Paraíba. B) Destaque da Formação Itamaracá na Sub-bacia Olinda. C) Destaque da Formação Itamaracá na Sub-bacia Alhandra.

3.3. Caracterização de fácies da Formação Gramame

A Formação Gramame foi mapeada nas sub-bacias Olinda e Alhandra e foi descrita apenas em sub-superfície na Sub-bacia Miriri. Foram descritas três fácies carbonáticas: calcário margoso (Cm), margas (M) e Dolomitos (D) (figura 31). Em sub-superfície foi descrita a fácies formada por calcarenitos (Ca) que estão sempre em sucessão com os arenitos calcíferos (Ac) da Formação Itamaracá ao longo de toda a bacia. Nascimento-Silva *et al* (2011) descreve em testemunhos de poços em Itamaracá, PE e Paulista, PE fácies de dolomito, cácaro, calcário margoso, marga e argilito. No trabalho de El Gadi & Brookfield (1999) foram descritos calcarenitos, margas, calcários margosos e calcários puros.

Na Sub-bacia Olinda esta unidade faz contato discordante com a Formação Barreiras, observados em poços estratigráficos e em afloramentos. Nas áreas mais distais em relação à borda da bacia, no litoral, essa unidade faz contatos com a Formação Maria Farinha (K-Pg). Na Sub-bacia Alhandra a Formação Gramame ocorre associada a altos estruturais e ocorre com até 50m no centro da sub-bacia (figura 32).

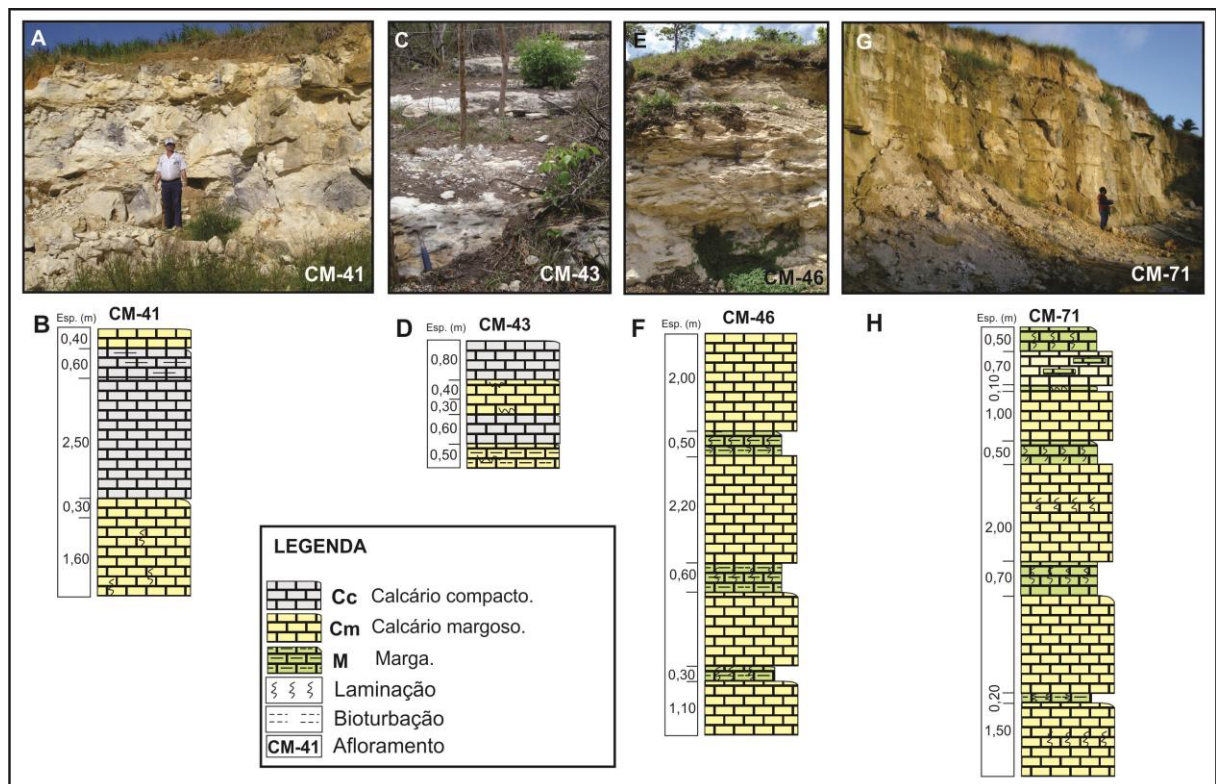


Figura 31. A) Afloramento CM-41 com intercalação de calcários compactos (Cc) e calcários margosos (Cm). B) Seção no afloramento CM-41. C) Afloramento CM-43 com fácies de Cc e Cm na Mina Garapu, Alhandra-PB. D) Seção no afloramento CM-43. E) Afloramento CM-46 apresentando uma intercalação de fácies Cm e M. F) Seção do CM-46. G) Em CM-71 com intercalação das fácies M/Cm H) A seção afloramento CM-71.

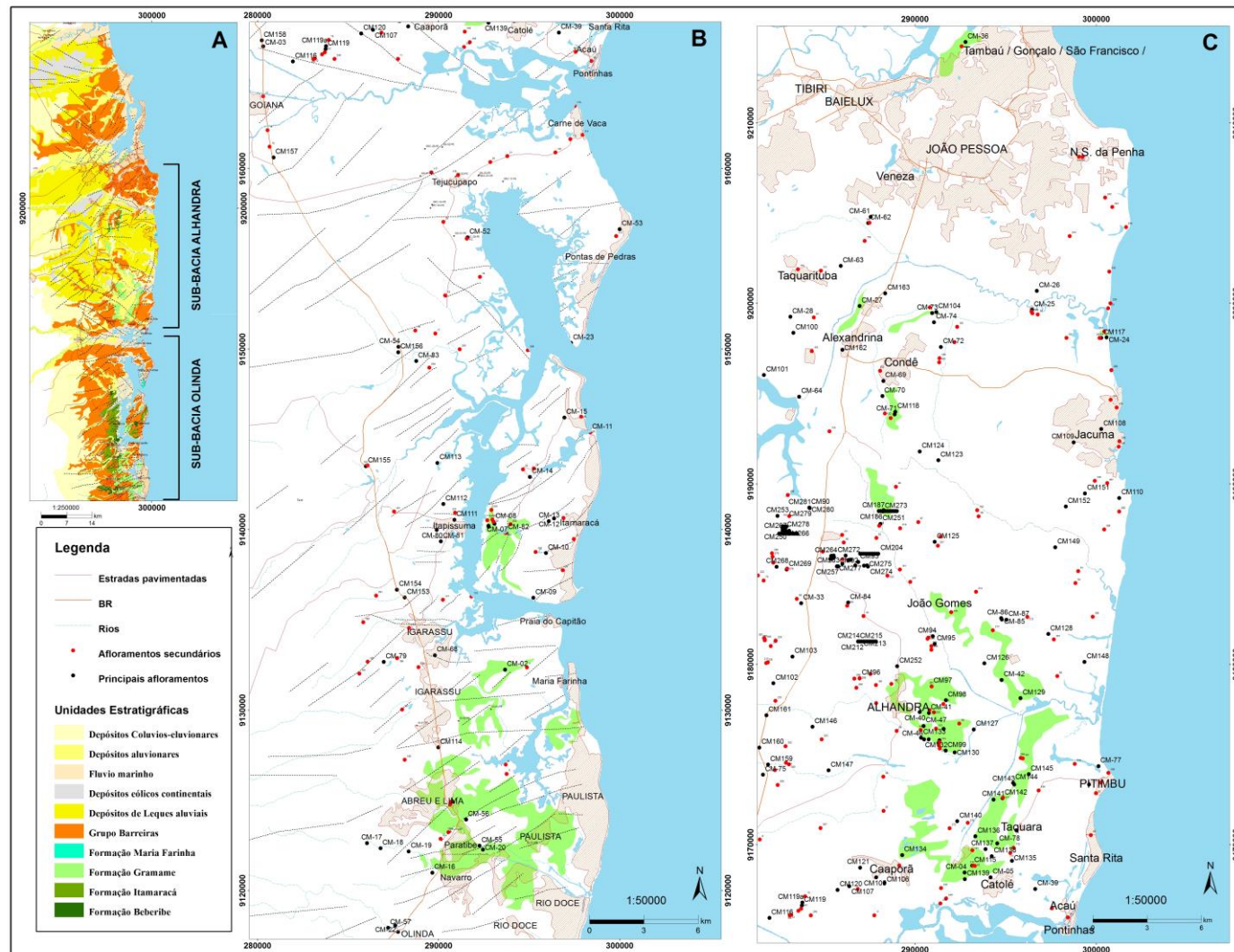


Figura 32. A) Mapa geológico regional da Bacia Paraíba com destaque para Sub-bacia Olinda e Sub-bacia Alhandra. B) Sub-bacia Olinda com destaque para a Formação Gramame e os principais afloramentos descritos. C) Sub-bacia Olinda com destaque para a Formação Gramame e os principais afloramentos descritos.

A fácies de **calcário margoso (Cm)** ou pouco margoso ocorre sempre associada às margas (M) (figura 33A e B). Essa fácies é caracterizada por coloração cinza claro, podendo conter abundante conteúdo fossilífero, maciço e pouco bioturbado com espessuras variáveis de até 5m (figura 33).

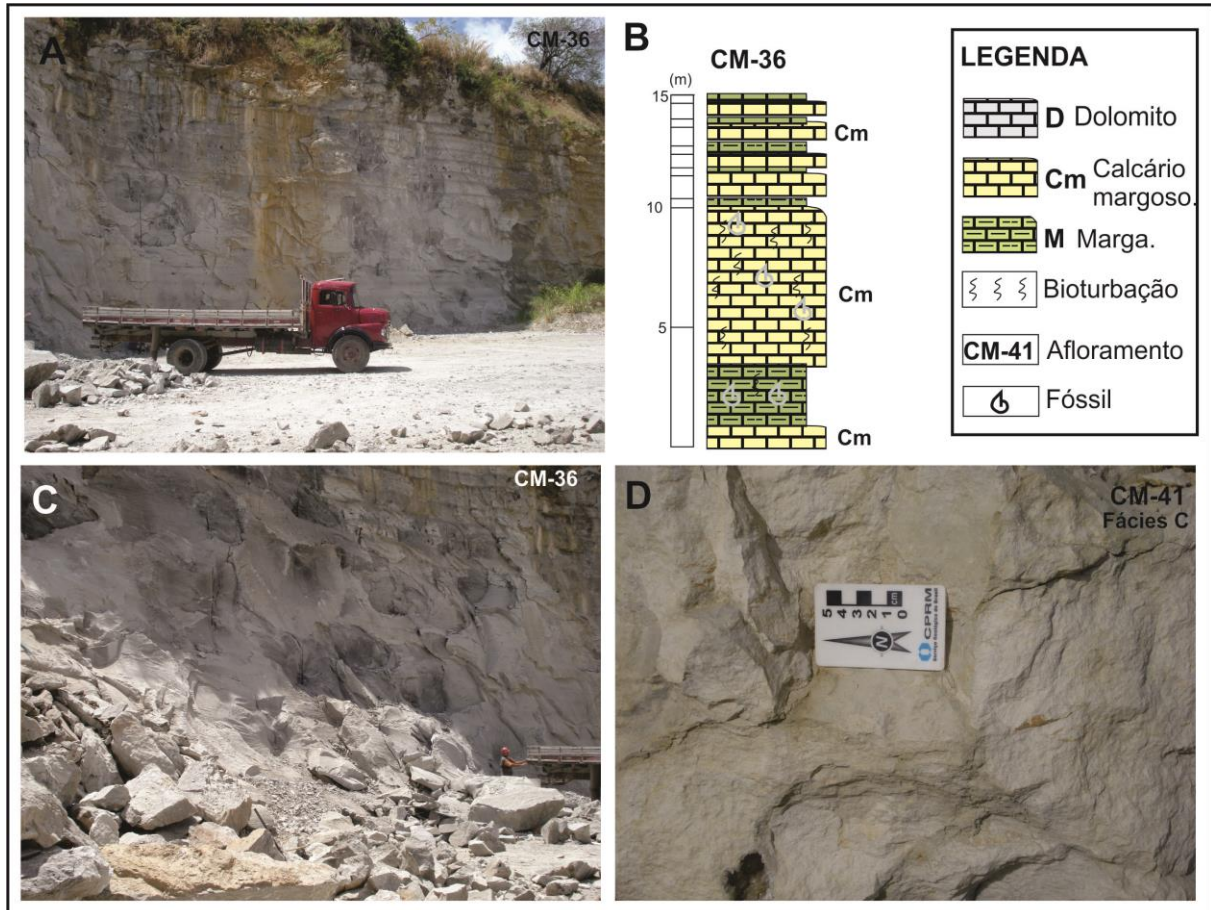


Figura 33. A) Afloramento CM-36, na cidade de João Pessoa-PB, onde ocorre intercalação das fácies C e Cm. B) Seção composta do afloramento CM-41 com as fácies C e Cm. C) Fácies Cm com aproximadamente 5m. D) Detalhe da fácies C em afloramento.

A petrografia desta fácies Cm foi realizada com amostras de variados afloramentos das sub-bacias Olinda e Alhandra. A Fácies C é composta por grãos aloquímicos com percentuais que variam de 5 a 30%, nos diferentes afloramentos que são constituídos principalmente por bioclastos, oóides, esferulitos e raros intraclastos (figura 34 e figura 35). Esferulitos são partículas esféricas ou sub-esféricas de contornos lisos ou lobados, sem núcleo e com estrutura interna variada e tem tamanhos menores que 2 mm (Terra *et al* (2010)). A matriz, em geral, contém mais do que 60%, de calcita/dolomita e argilominerais e, na maioria dos casos, ocorre cimento variando entre franja isópaca e de dolomitas em mosaicos. A franja isópaca ocorre circundando bioclastos, esferulitos, oóides e raros intraclastos (figura 35 DE os pequenos mosaicos de cristais com dolomita ocorrem com crescimento sintaxiais (figura 35D)). As

rochas descritas podem ser classificadas como *mudstones* a *packstones* (Dunham, 1962). Os *wackestones* e *packstones* estão suportados predominantemente por bioclastos (figura 34E e F). Os bioclastos estão representados na maioria por foraminíferos bentônicos com destaque para os *Sinphogenerinoides* sp., ostracodes e fragmentos de algas em menor quantidade (figura 35G e H). Frequentemente observa-se a presença de minerais fosfáticos com coloração marrom, que foram genericamente como colofana (figura 34B e E).

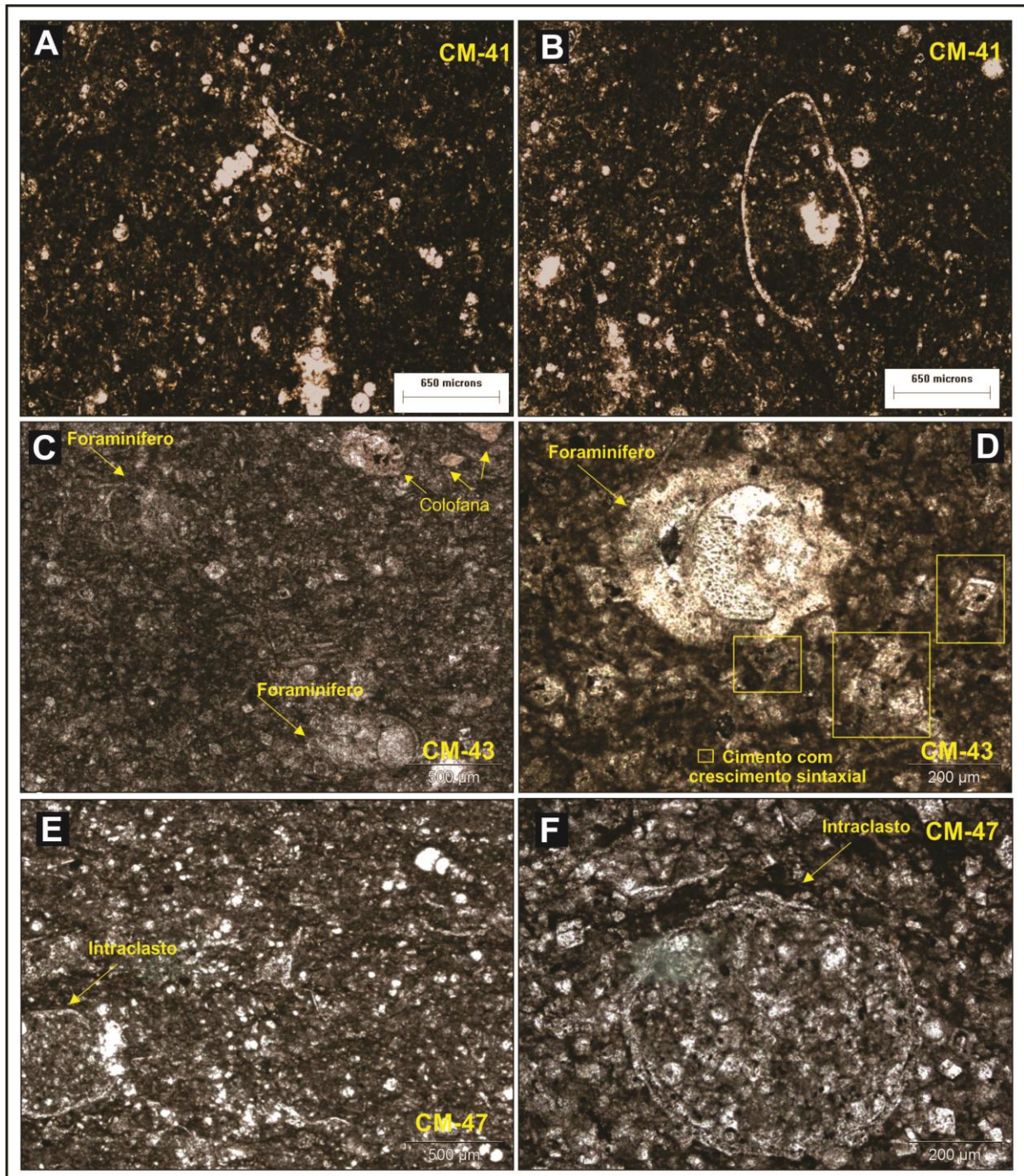


Figura 34. A) *Mudstone* com raros bioclastos e esferolitos. B) Carapaça de Ostracode em *Mudstone*. C) Foraminíferos e colofana em *wackestone*. D) Foraminífero bentônico e em destaque nos retângulos amarelos calcitas com crescimento sintaxiais. E) *Mudstones* com intraclastos.

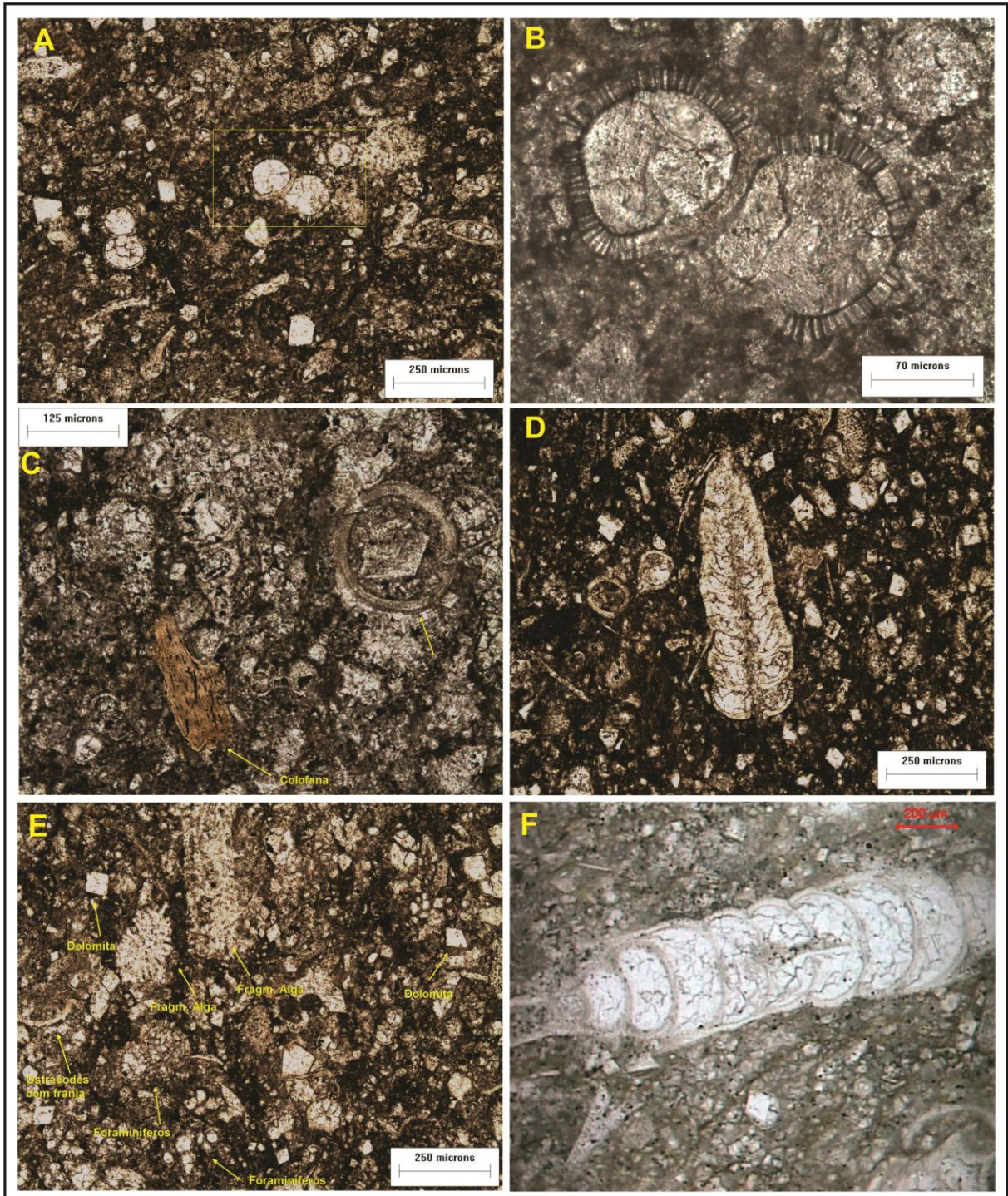


Figura 35. A) Fotomicrografia de amostra do afloramento CM-36 da fácies Cm com uma grande quantidade de aloquímicos com destaque para esferolitos amalgamados. B) Esferolitos amalgamados com franja isópaca. C) Mineral fosfático (marrom) e oóide com dolomita no centro. D) Foraminífero bentônico. E) Fragmentos de algas e foraminíferos. F) Foraminíferos Bentônicos.

As **fácies de margá (M)** têm coloração cinza claro, ou amarelo esbranquiçado quando intemperizado, e está sempre associada aos calcários margosos e aos calcários compactos. Apresenta intensa bioturbação. (figura 36A e B). Na análise petrográfica da fácies M

verificou-se a predominância de matriz (mais de 90%) composta por pouco siliciclásticos e carbonatos, com raros aloquímicos. Os foraminíferos da fácies M foram os únicos bioclastos identificados (figura 36 C e D). Esta rocha pode ser classificada como *mudstone* (Dunham, 1962).

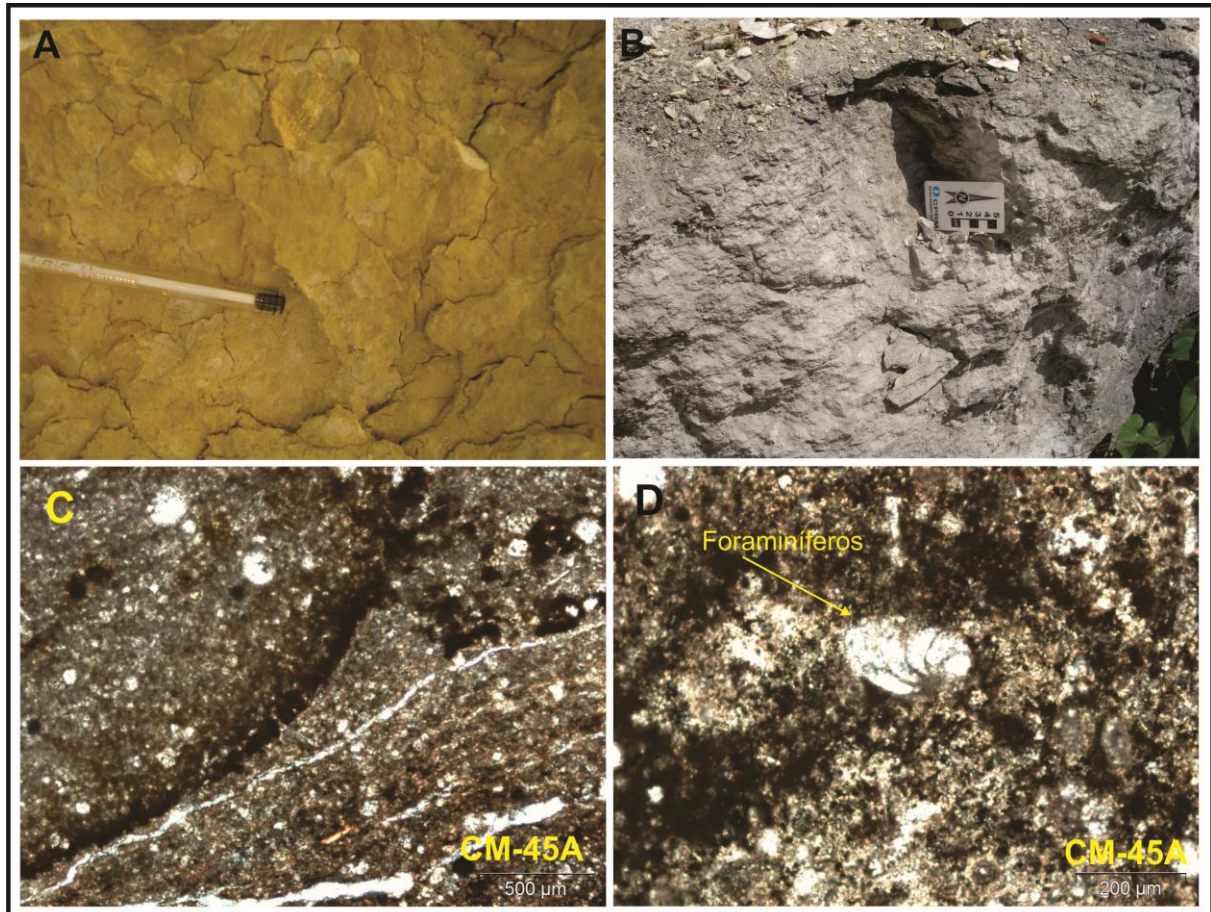


Figura 36. A) Detalhe da fácies M creme amarelada no afloramento CM-41. B) Afloramento CM-45 com Fácies M bastante bioturbada. C) Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da fácies M em lâmina, apresentando raros bioclastos e raros esferolitos em. D) detalhe de foraminífero bentônico.

As **fácies dolomitos (D)** apresenta coloração creme amarelado, ocorrendo com raras bioturbações. Esta fácies foi identificada em vários afloramentos da Sub-bacia Olinda em contato discordante com a Formação Barreiras, que pode ser verificado nos afloramentos exposto em ravinas, ou formando o topo das associações de calcários margosos e margas (figura 37).



Figura 37. A) afloramento CM-02 do Grupo Barreiras, com ravinas na base onde afloram a fácies Cc da Formação Gramame, na cidade de Abreu e Lima-PE. B) detalhe da fácies Cc onde é possível observar um acamamento sub-horizontal.

Em análise petrográfica esta fácies apresenta, em sua grande maioria, dolomita (cerca de 90%) e raros constituintes aloquímicos (figura 38), onde os grãos de dolomita diagenéticas são euédricos à sub-euédricos. Em uma classificação baseada no modelo Sibley & Gregg (1987), esta fácies D pode ter de ser fábrica planar-s e pequenas porções planar-e (figura 38 B). Em algumas amostras é possível observar uma maior quantidade de constituintes aloquímicos, estando a maior parte destes deformados e com crescimento interno de dolomitas. A rocha pode ser classificada como *Mudstone* dolomitizado (Dunham, 1962) ou Dolomicrito (Folk, 1968).

O dolomito é formado por mais de 75% de dolomita. Essas rochas são formadas diageneticamente pelo processo conhecido como dolomitização. Esses minerais substituem calcita ou aragonita podendo até substituir toda a textura primária original. O mecanismo de formação da dolomita é ainda motivo de várias discussões com vários modelos, mas todos os modelos têm em comum que: a rocha original deve ser o calcário e a água que reage com ele deve ser marinho ou água intersticial derivado da água do mar. E deve haver abundante, fornecimento em longo prazo dessas águas para dolomitização em grande escala (Machel (2003); Nichols (2009)).

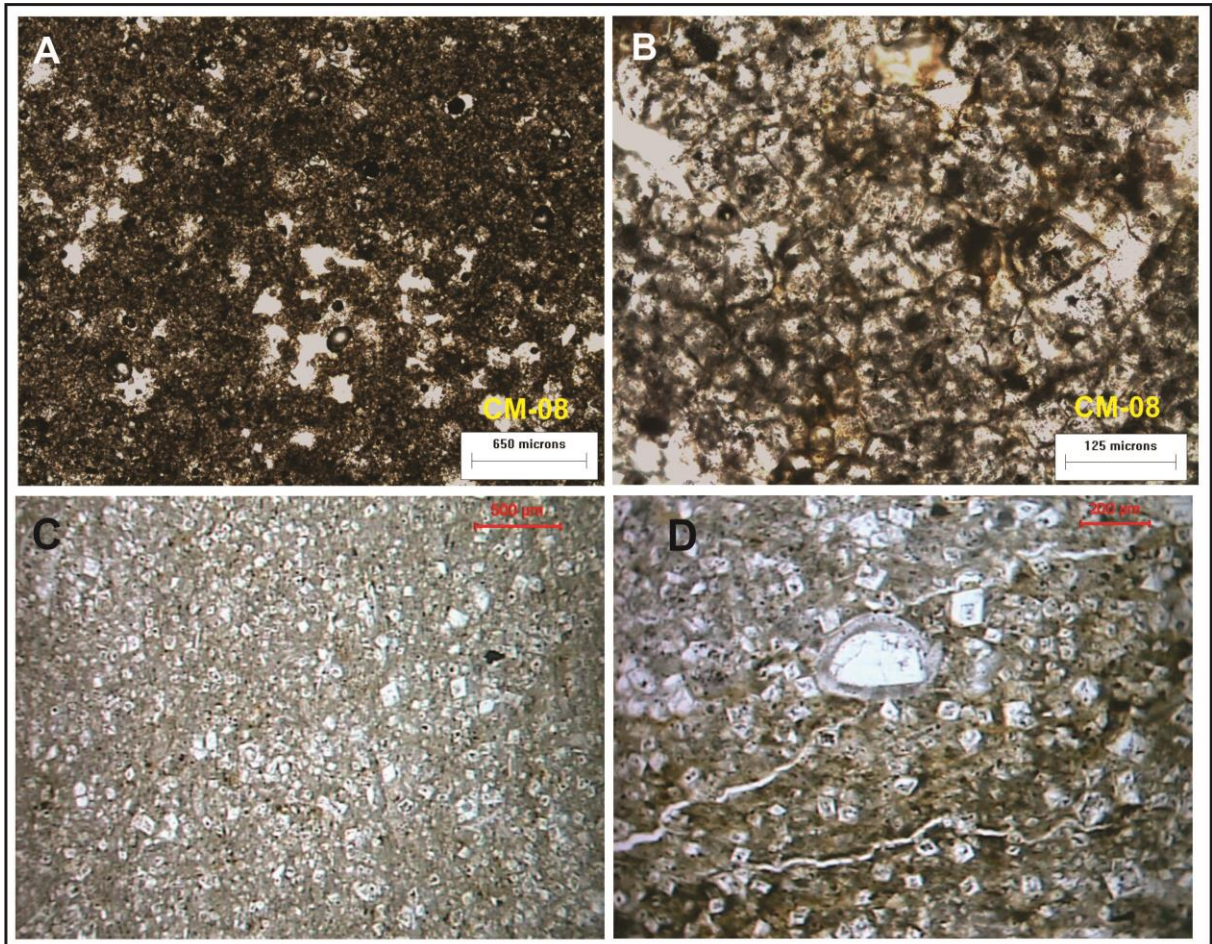


Figura 38. A) Fotomicrografia apresentando apenas cristais de dolomitas. B) Aspecto neomorfizado de dolomitas. C) Aspecto geral da fácies no afloramento CM-02, composta predominantemente por dolomita. D) Detalhe da fácies com a presença de raro bioclasto. Todas as fotomicrografia feitas em nois paralelos.

Com base na textura e aspectos dos afloramentos descritos assim como na constituição mineral e presença de fósseis, pode-se concluir que a Formação Gramame foi depositada em um trato de sistema de mar alto em plataforma do tipo rampa, possivelmente na rampa exterior (Barbosa, 2004). A alternância de fácies indica que esta unidade tem registros de variações cíclicas com aumento e diminuição do nível do mar, onde as fácies margosas fazem parte de um ciclo menor, com nível de mar baixo e com entrada de material siliciclástico.

CAPITULO IV

CARACTERIZAÇÃO DAS FÁCIES FOSFÁTICAS EM AFLORAMENTOS E POÇOS ESTRATIGRÁFICOS

Os fosforitos e as rochas fosfáticas na Bacia Paraíba em geral eram agrupados como um único horizonte fosfático, devido às interpretações feitas a partir dos dados de radiometria em poços estratigráficos nos projetos da CPRM (1982) e de Fonseca Neto (1979). Os dados coletados neste trabalho permitiram a caracterização e classificação de variadas fácies fosfáticas, que foram agrupadas em função da gênese, das características litológicas e dos variados teores de P_2O_5 . A partir destas análises foram individualizadas as fácies com rochas fosfáticas e fosforitos. Rochas com teores acima de 1% de P_2O_5 já podem ser consideradas rochas fosfáticas, porém Na individualização de fácies só foram considerados teores acima de 4% devido a sua relação com a fosfogênese. Nas diferentes análises foi verificado que as rochas fosfáticas apresentam teores de P_2O_5 entre 4% e 10% (mais baixos teores) e de 10 a 17% (mais altos teores). Os fosforitos apresentam teores acima de 18% (Pufahl, 2010). As rochas fosfáticas são caracterizadas pela presença de minerais fosfáticos que podem se apresentar sob a forma de grãos ou matriz. Os fosforitos são sedimentos bioelementares formados em condições próprias de ambiente de sedimentação e produtividade orgânica e é um importante marcador na estratigrafia da bacia (Pufahl, 2010).

4.1. Caracterização dos fosforitos e rochas fosfáticas

Os fosforitos e as rochas fosfáticas foram caracterizados em seis fácies apresentadas no quadro 3 abaixo.

Quadro 3. Principais fácies fosfáticas e suas descrições macroscópicas.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	P_2O_5 %
Fosforitos laminado (Fm)	Fosforito maciço marrom amarelado argiloso, grãos tamanho silte a argila.	18 a 20
Fosforitos laminado (FI)	Fosforito laminado, cor amarela, pouco argiloso, grãos tamanho areia.	20 a 32
Calcarenito(Ca)	Calcarenito cinza, maciço, com grãos tamanho areia e intraclastos de argilito .	2 a 7,4
Arenito calcífero (Ac)	Arenito cinza claro, maciço, grãos tamanho areia grossa com intraclastos de argilito.	1,5 a 4,7
Argilito marrom (Argm)	Argilito marrom maciço. Argc -Argilito cinza maciço. Argi -Argilito marrom com intraclastos.	7 a 10
Arenito pelfosfático (Ap)	Arenito maciço creme amarelado, granulometria areia fina a grossa, com muitos aloquímicos.	10 a 17

Os fosforitos ocorrem em duas fácies fosforito maciço e fosforito laminado e as rochas fosfáticas podendo ser de ambiente siliciclásticos com as fácies Argm e Ap e as rochas fosfáticas de ambiente carbonáticos com as fácies Ac e Ca.

4.1.1. Fosforito (F)

As fácies de fosforitos são caracterizadas por sedimentos de coloração creme amarelada ou amarelo amarronzado, granulação variando de silte a areia muito fina, podendo se apresentar maciço ou com laminações plano-paralelas ou laminações plano-paralelas incipientes. Os fosforitos com laminações plano-paralelas têm sido descritos na literatura como fosforitos *pristines* (fosforitos primários) diferenciados dos fosforitos retrabalhados que ocorrem maciços (*Phosphorite rework*) sin-deposicionais que têm teores mais elevados de P_2O_5 (Pufahl, 2010).

A partir dessas descrições e observações foram individualizadas duas litofácies:

Fosforito laminado (Fl) e fosforito maciço (Fm). Essas litofácies se diferenciam pelas características texturais, pelas estruturas sedimentares além dos componentes fosfáticos (figura 39).

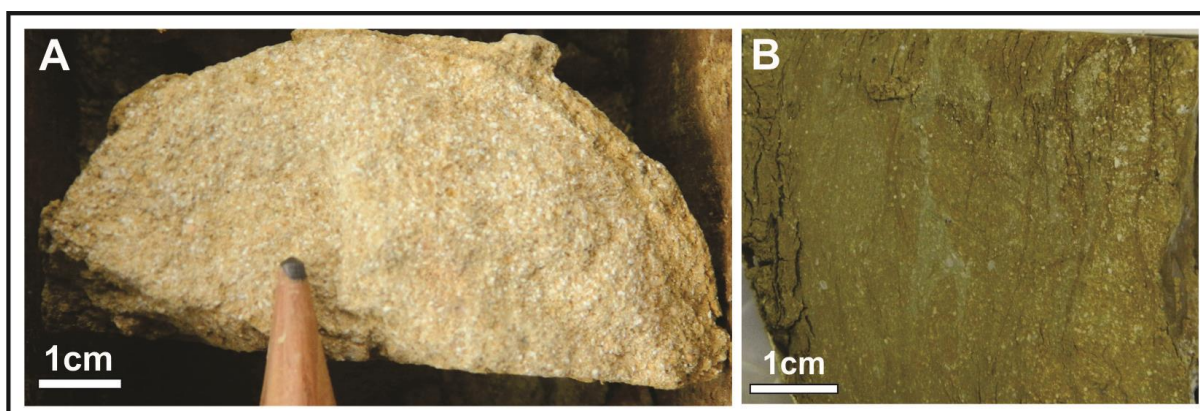


Figura 39. A) Litofácies fosforito maciço (Fm) (poço AM-05-PB). B) Litofácies fosforito laminado (Fl) (1IG-01-PE).

Os fosforitos laminados (Fl) são caracterizados pelas laminações plano-paralelas, e pela grande quantidade de matriz em relação aos grãos. A maior parte dos grãos são fosfáticos, mas pode haver componentes terrígenos e nódulos argilosos. Essa litofácies é observada em testemunhos de poços estratigráficos e afloramentos e pode chegar até 4m de espessura e com teores de até 32% de P_2O_5 (figura 40).

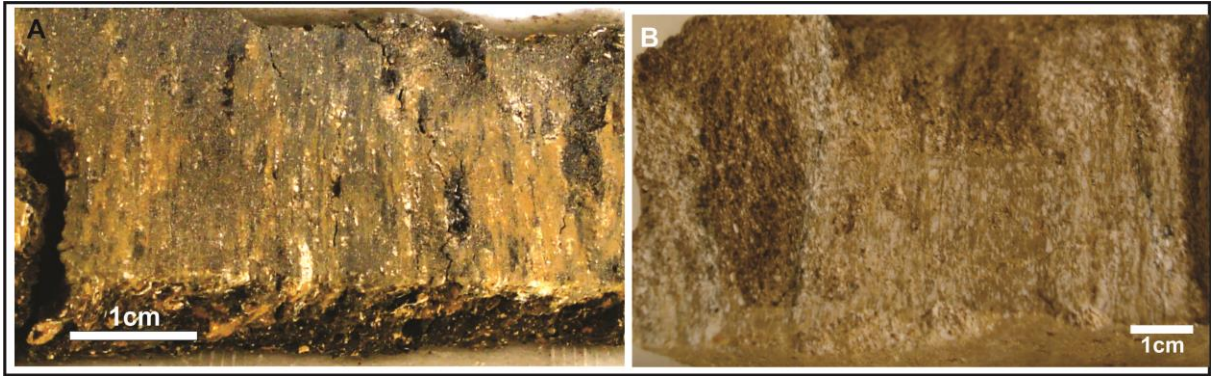


Figura 40. A) Amostra da Litofácies Fl no poço 1AL-27-PB. B) Amostra de mão da Fácies Fl no poço 1AL-26-PB.

Os fosforitos maciços (Fm), com granulação de silte a areia fina, podem conter grãos de componentes terrígenos e nódulos argilosos. Esta litofácies é formada predominantemente por grãos, e os principais componentes fosfáticos identificados foram fragmentos de ossos e conchas de variados tamanhos e outros aloquímicos. Apresenta pouca lama fosfática e outros argilominerais. Pode conter até 20% de P_2O_5 (figura 41).

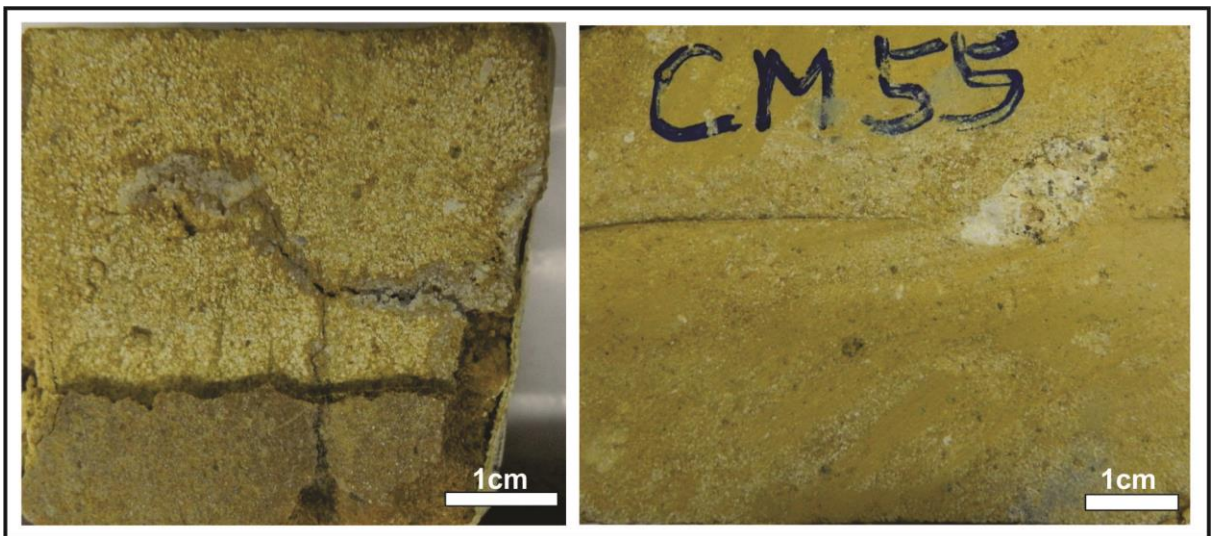


Figura 41. A) Litofácies Fm (poço 1IG-02-PE) com fragmentos de ossos e conchas. B) Litofácies Fm com porções mais argilosas e aloquímicos concentrados (Aflor. 55).

4.1.2. Rochas fosfáticas Siliciclásticas

As rochas fosfáticas siliciclásticas são representadas pelos argilitos e arenitos fosfáticos da Formação Itamaracá. Essas fácies estão sempre associadas às fácies de fosforitos. A fácies formada por argilito (Argm-argilito marrom) tem como característica principal a cor marrom, mas ocorrem algumas variações de cinza ou amarelo. Essa fácies ocorre maciça e é possível observar níveis de arenitos grossos ou intraclastos de rochas fosfáticas ou de calcário dependendo da associação de fácies. Esta fácies é bastante comum na

Sub-bacia Alhandra e pode conter até 13% de P_2O_5 nos locais estudados, principalmente quando associada à fácies de fosforito, e chegar a 8m de espessura (figura 42).



Figura 42. A) testemunho do poço 1AL-30-PB em Alhandra-PB com a fácies Argm. B) Detalhe da fácies Argm apresentando níveis de argila esbranquiçada.

Os arenitos pelfosfáticos podem apresentar componentes fosfáticos em forma de grãos ou como matriz. São descritos como arenitos de coloração amarelo amarronzado, grãos variando de areia fina a grossa, e matriz formada por argila fosfática e não fosfática. Os grãos são predominantemente terrígenos, principalmente quartzo e feldspatos, com alguns aloquímico fosfáticos. Na maior parte das amostras analisadas os grãos aloquímico fosfáticos são predominantemente *pellets*, o que possibilita classificar os arenitos como pelfosfáticos (Ap) (Fonseca Neto 1979). Os teores de P_2O_5 podem chegar a 17% (figura 43).

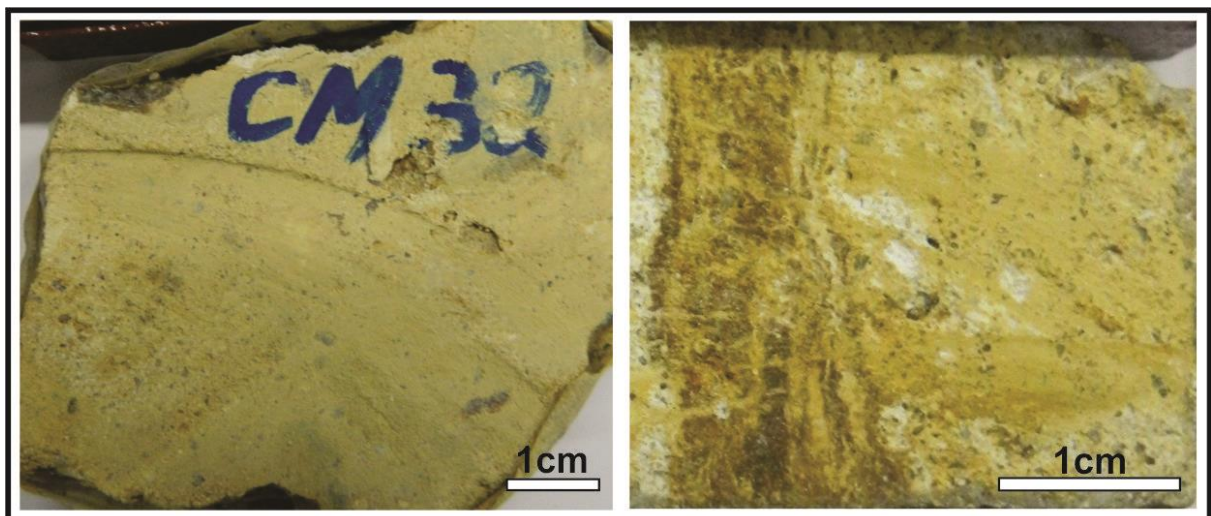


Figura 43. A) Amostra do afloramento CM-32 com a fácies Ap. B) Amostra do afloramento CM-150 da fácies de arenito fosfático.

4.1.3. Rochas fosfáticas carbonáticas

As rochas carbonáticas podem ocorrer com teores consideráveis de P_2O_5 e são constituídas por arenitos calcíferos com teores de até 5% da Formação Itamaracá e calcarenitos (Ca) com teores de até 8% da Formação Gramame e em geral estão associadas.

Os arenitos calcíferos (**Ac**) (Formação Itamaracá) são caracterizados por possuir sedimentos com granulação variando de areia fina a média, bem selecionados, ocorrendo maciças, com coloração creme amarelado (figura 44). Nesta fácies foi observada a presença de alguns macrofósseis como gastrópodes (figura 44B). Os arenitos calcíferos são sedimentos mistos, cujo arcabouço é formado por componentes terrígenos, principalmente quartzo e feldspatos, com uma grande quantidade de minerais autigênicos, como os fosfatos e em alguns casos gipsita em matriz carbonática (figura 44D e E).

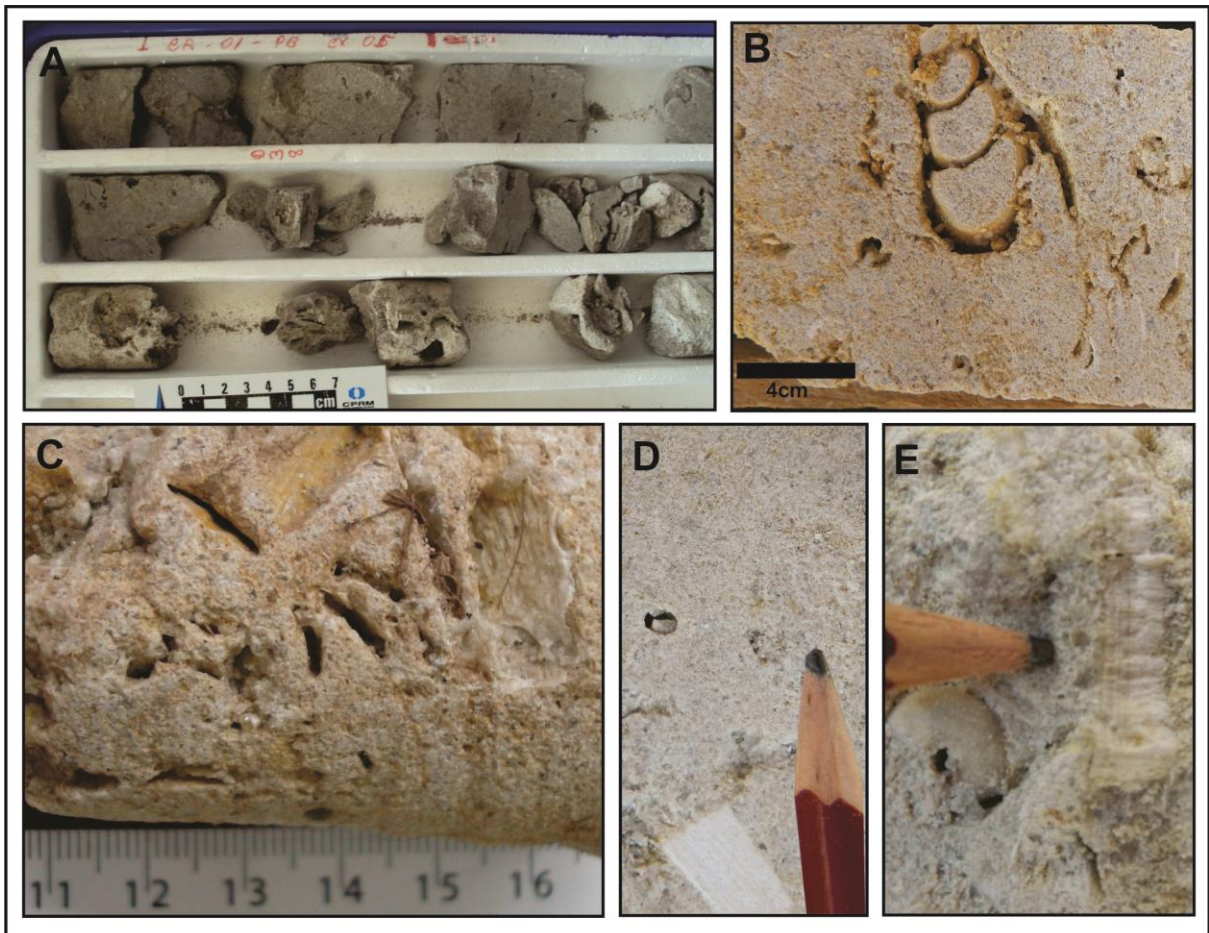


Figura 44. A) Arenito calcífero (Ac) com uma grande quantidade de moldes de fósseis (poço 1CA-01-PB em Caaporã-PB). B) Molde de gastrópode (poços AGM21 em Alhandra-PB). C) Moldes de macrofósseis (poço 1CA-01-PB). D) Detalhe da Fácies (poço AGM21) com destaque para intraclastos de carbonato. E) Molde de gastrópode e intraclastos de gipsita (poço AGM 21).

As fácies formadas por calcarenitos que fazem parte da Formação Gramame são caracterizadas pela predominância de matriz carbonática com aloquímicos fosfáticos, principalmente bioclastos e intraclastos. Os minerais terrígenos ocorrem em menor

quantidade, e são constituídos possivelmente por quartzo. A rocha tem coloração cinza escuro, granulação areia fina a média podendo conter litoclastos de fosfato com mais de 1 cm (Figura 45).

Em alguns poços observa-se fácies de margas ou calcário margosos laminado com teores anômalos de fosfato, mas são situações pontuais sem expressão estratigráfica. E o teor anômalo de fosfato pode ser registro em menores ciclos de aumento do nível do mar com aumento relativo da produtividade orgânica.

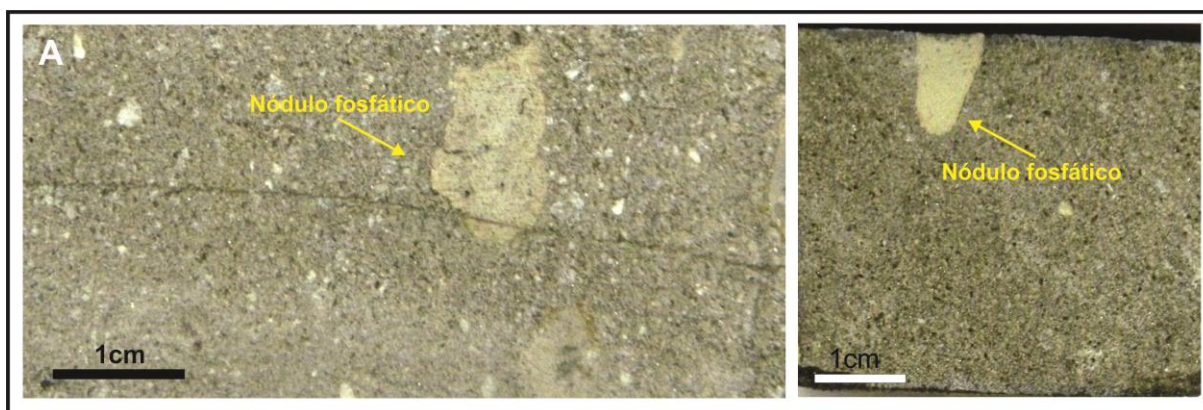


Figura 45. A) Calcarenito fosfático do poço 1IG-03-PE, Igarassu-PE. B) Calcarenito fosfático do poço 1PL-01-PE, Paulista-PE.

4.2. Associação de fácies fosfáticas em testemunhos de poços estratigráficos

Na Bacia Paraíba há dados de mais de 150 poços estratigráficos de projetos de pesquisa de fosfato, uma grande parte dos perfis estudados apresentam rochas fosfáticas e fosforitos que forem identificados com auxílio dos perfis de dados do gamaespectrometro. Nos testemunhos foram individualizados intervalos com anomalias gama para amostragem e detalhamento dessas fácies (poços do Projeto Fosfato Miriri, CPRM, (1982) e Fonseca Neto (1979)).

Na Sub-bacia Olinda foram estudados 16 poços estratigráficos concentrados em duas áreas, na parte sul e na parte norte desta sub-bacia. Na Sub-bacia Alhandra há mais 100 poços estratigráficos, dos quais 19 apresentam fosforitos e 32 apresentam fácies com rochas fosfáticas. Na Sub-bacia Miriri só se tem dados de cinco poços estratigráficos, concentrados principalmente na parte sul da sub-bacia apresentando apenas rochas fosfáticas carbonáticas da Formação Gramame (figura 46). Na parte sul da Sub-bacia Olinda a sedimentação fosfática está restrita a porção mais *onshore* da bacia. Observa-se que os poços 1PL-01-PE e o poço 1IG-03-PE apresentam associação de fácies formada por rochas fosfáticas carbonáticas e mistas e nos poços 1PL-02-PE, 1PL-03-PE, 1IG-01-PE e 1IG-02-PE, em Paulista e Igarassu-PE respectivamente, só ocorrem os fosforitos (figura 47).

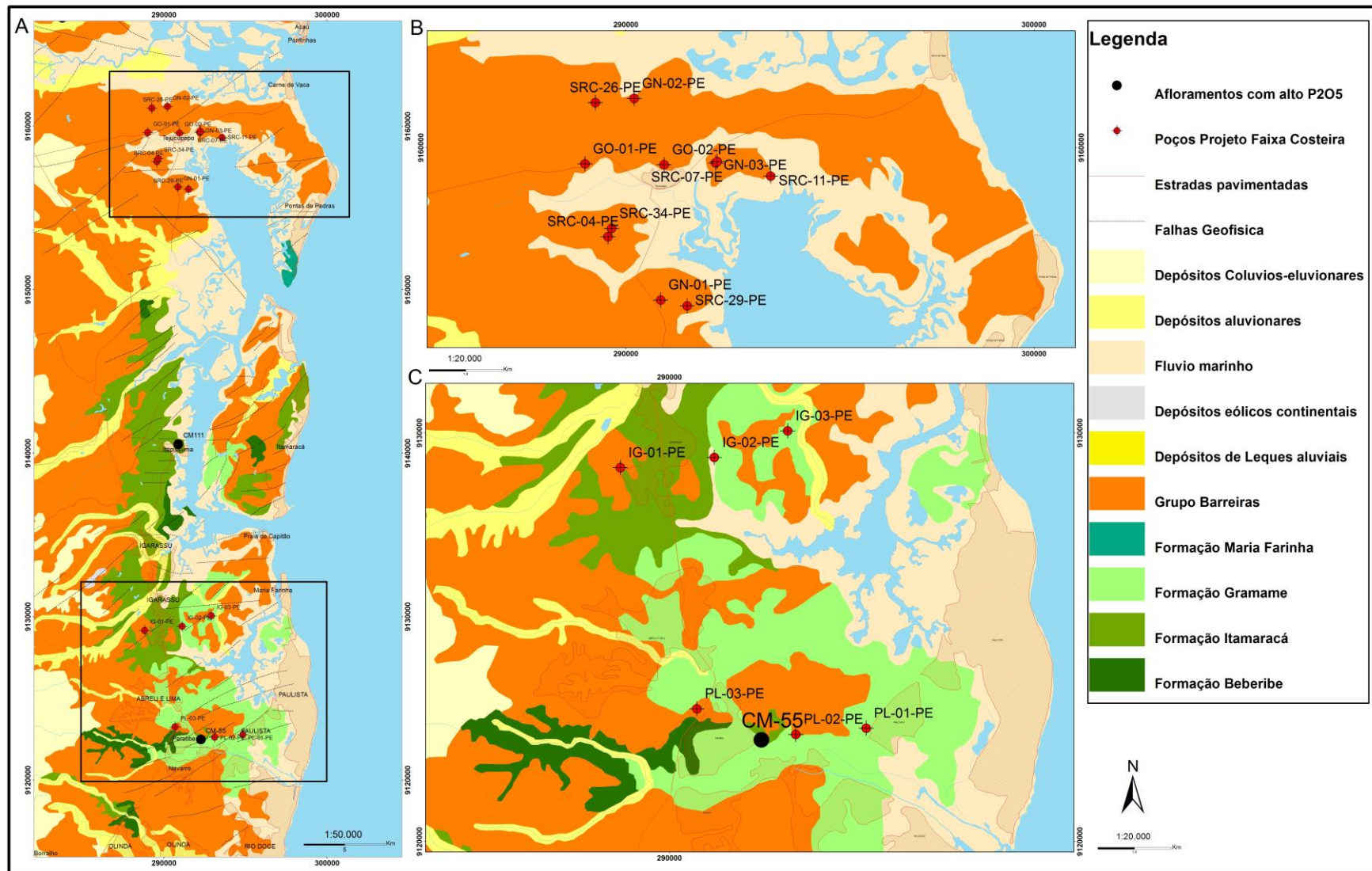


Figura 46. A) Mapa geológico da Sub-bacia Olinda com localização dos principais poços estratigráficos. B) Detalhe dos poços na parte norte da Bacia. C) Detalhe dos poços estratigráficos na parte sul da bacia, formando dois perfis direção E-O.

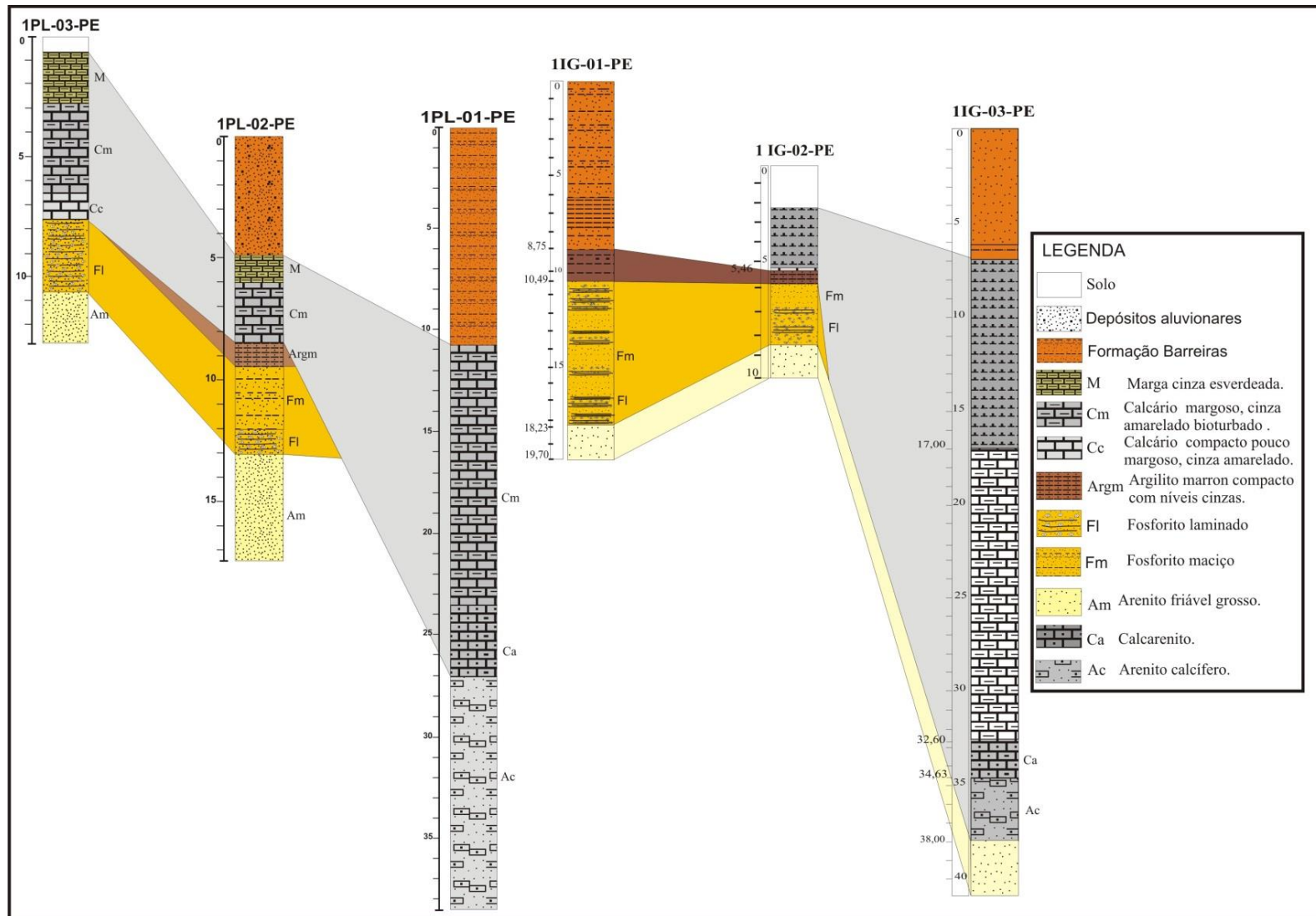


Figura 47. Poços da parte sul da Sub-bacia Olinda. Com os perfis esquemáticos e redescrições de seções dos poços 1PL-03-PE, 1PL-02-PE, 1PL-01-PE e IG-01-PE, IG-02-PE e IG-03-PE.

Os poços 1PL-02-PE, 1PL-03-PE, 1IG-01-PE, 1IG-02-PE apresentam uma associação de fácies fosfáticas correlatas e caracterizadas pelos depósitos de fosforitos. As fácies Fm/Fl ocorrem com espessura variável de 2 a 8m, em contato basal com a fácies Am (arenitos maciços) e no topo, ora com a fácies Argm, ora com as fácies carbonáticas não fosfática da Formação Gramame (figura 48). Nestes poços foram descritos fosforitos laminados (Fl) intercalados com os fosforitos maciços (Fm) e níveis argilosos. As fácies de argilitos marrom (Argm) maciço podem ocorrer com lentes de fosforitos (figura 48E e D).

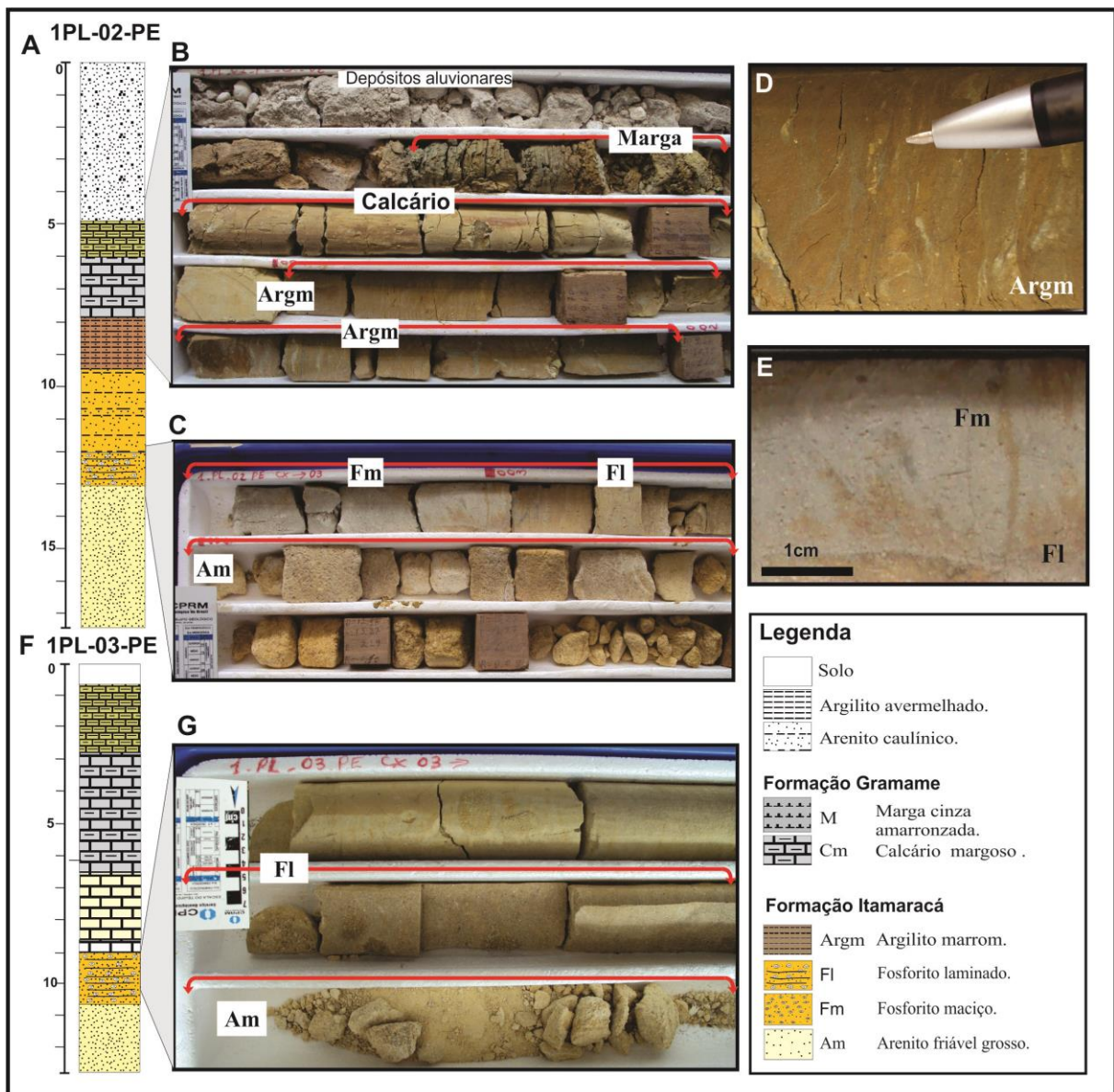


Figura 48. A) Perfil do poço 1PL-02-PE. B) No topo, depósitos aluvionares com arenito conglomerático, seguido pela Formação Gramame com as fácies de margas e calcários, e pela Formação Itamaracá com as fácies fosfáticas Argm e F. C) Associação de fácies Fm/Fl/Am. D) Detalhe de Argm. E) Detalhe da fácies Fl com níveis de Fm. F) Seção do poço 1PL-03-PE. G) Formação Itamaracá com as fácies Fl e Am.

No poço 1IG-01-PE a associação Fl/Fm/Argm não ocorre em contato com a Formação Gramame, e sim com os depósitos Cenozoicos. De acordo com a localização do poço 1IG-01-PE é possível que a Formação Gramame não tenha sido depositada. No poço 1IG-02-PE as fácies Fl/Fm estão em contato com a Formação Gramame (figura 49).

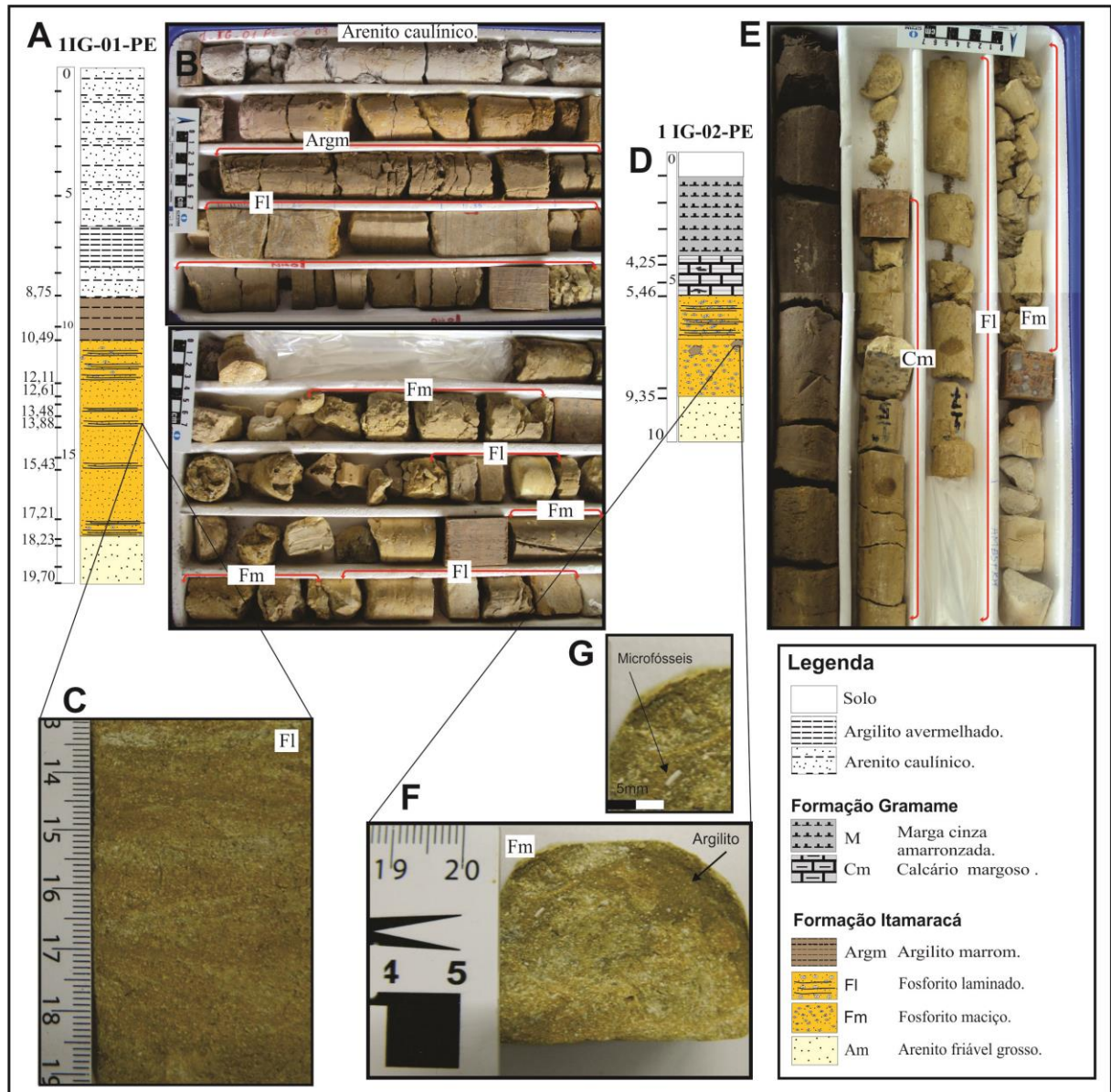


Figura 49. A) Seção do poço 1IG-01-PE com a associação de fácies fosfáticas. B) Associação de fácies com as litofácies Fl e Fm e Argm. C) Detalhe da litofácies com fosforite laminado. D) Perfil do poço 1IG-02-PE com fácies fosfáticas. E) Testemunho do poço 1IG-02-PE com os calcários margosos e as fácies Fl/Fm. F) Detalhe de Litofácies Fm com fragmentos de ossos e porções argilosas. G) Detalhe de fragmento de osso.

Os poços 1PL-01-PE e 1IG-03-PE apresentam uma associação de fácies fosfática carbonáticas caracterizada por arenitos calcíferos (Ac) da Formação Itamaracá e calcarenitos (Ca) da Formação Gramame. Observa-se que a fácies Ac tem uma mudança gradual para a fácies Ca. Na fácies Ac o teor de carbonato vai aumentando e a quantidade de siliciclásticos vai diminuindo até a fácies Ca que é formada por carbonatos com poucos minerais terrígenos (figura 50).

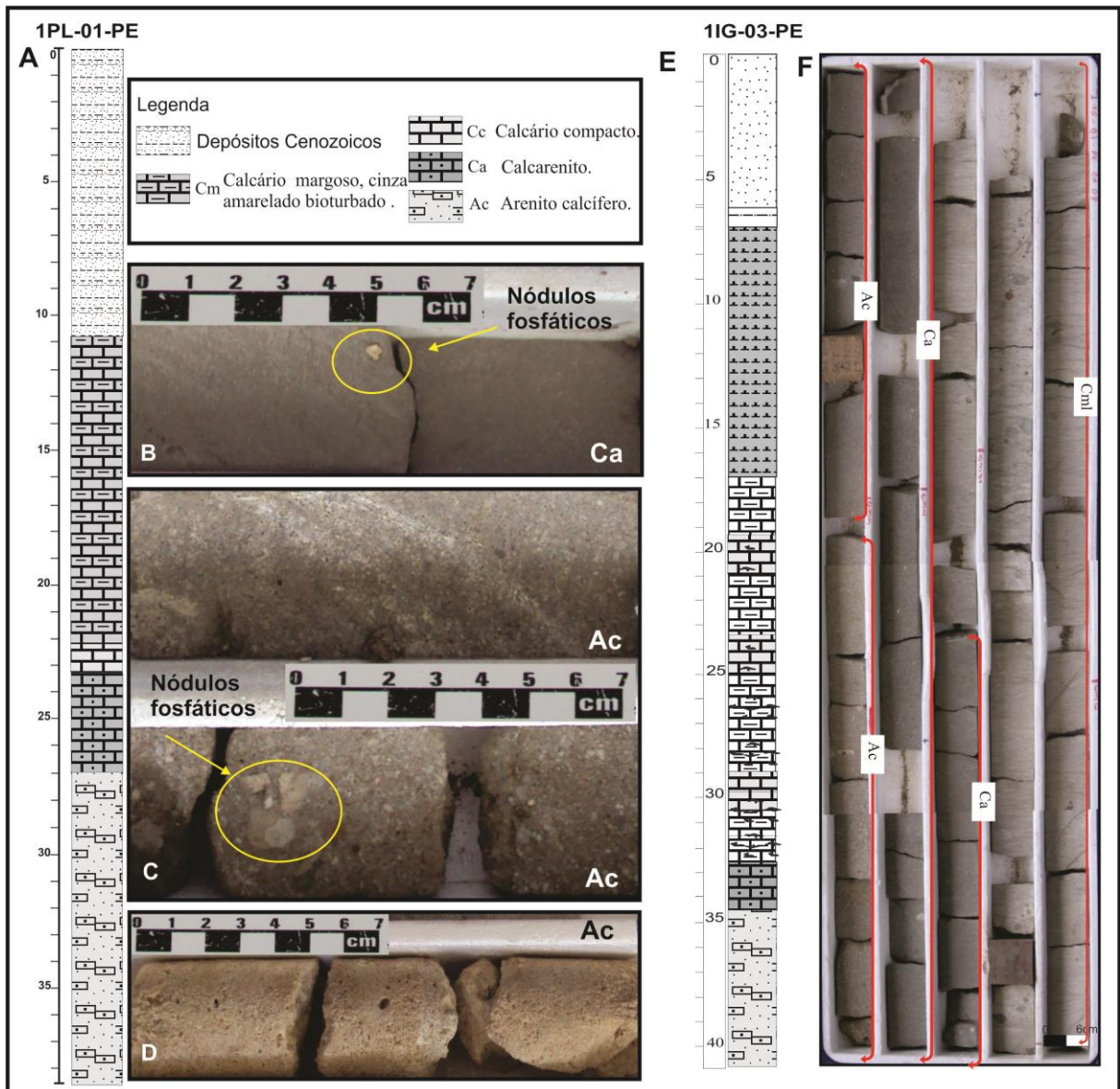


Figura 50. A) Perfil do poço 1PL-01-PE. B) Calcarenito (Ca) fosfático com poucos terrígeno. C) Arenito calcífero grosso com nódulos de argila. D) Fácies Am arenito maciço friável não calcífero. E) Perfil do poço 1IG-03-PE com associação de fácies Ac e Ca. F) Testemunho do 1IG-03-PE com a transição gradual da fácies Ac para a fácies Ca.

Na parte norte da Sub-bacia Olinda foram estudadas ocorrência apenas de rochas fosfáticas nos testemunhos dos poços GO-01-PE, GO-02-PE, GN-01-PE, GN-02-PE, GN-03-PE, SRC-04-PE, SRC-07-PE, SRC-11-PE, SRC-26-PE, SRC-29-PE, SRC-34-PE (figura 51).

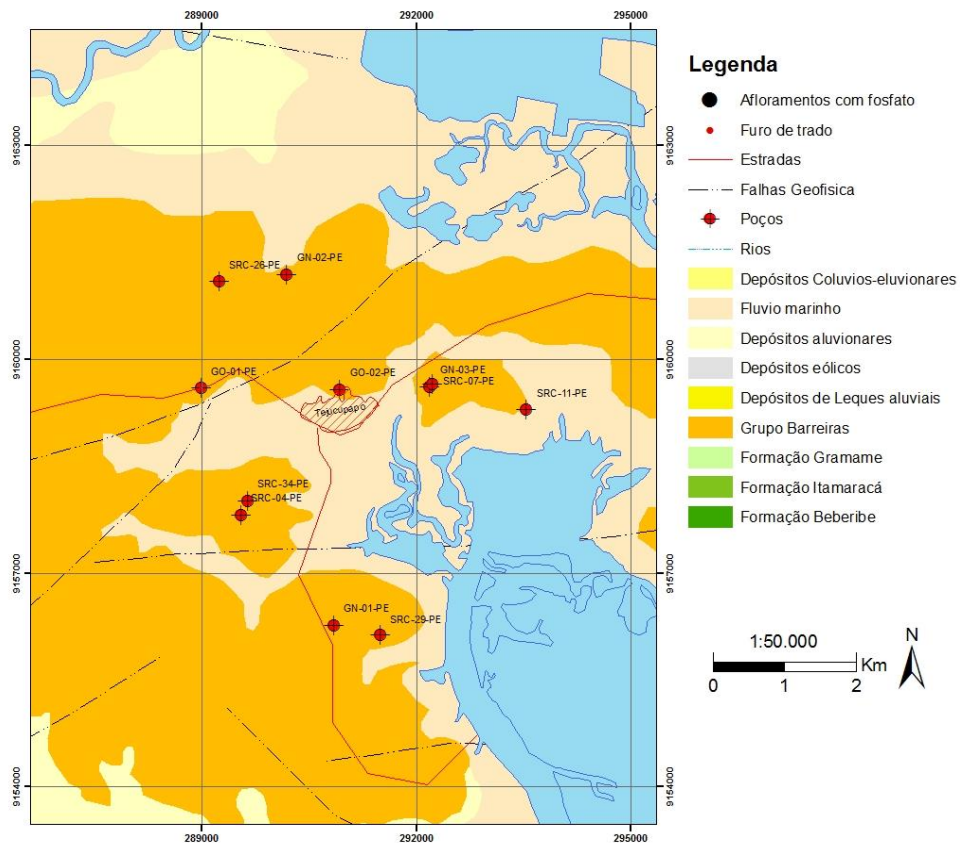


Figura 51. Mapa geológico da parte norte da Sub-bacia Olinda, próximo a Caaporã-PE com a localização dos poços estratigráficos estudados.

As rochas fosfáticas são representadas por arenitos fosfáticos com teores de até 15% de P_2O_5 , onde os valores acima de 10% e no máximo 15% foram classificados como arenitos pelfosfáticos Ap (pela predominância de peloídes, entre os aloquímicos) caracterizado por uma grande quantidade de minerais siliciclásticos (até 65% total, onde 54%, quartzo e 11% feldspatos), apatita (até 29% em forma de aloquímicos), argilominerais (até 22% incluindo argilas fosfáticas), dolomita e calcita ocorrem em pouca quantidade no máximo 11% (Fonseca Neto, 1979). Essa fácies tem aproximadamente 1m de espessura e, em geral, ocorre como base de uma camada pouco espessa das fácies carbonáticas, margas (M) e calcários margosos (Cm). Na base da fácies Ap sempre ocorre a fácies Am, arenito maciço (figura 52).

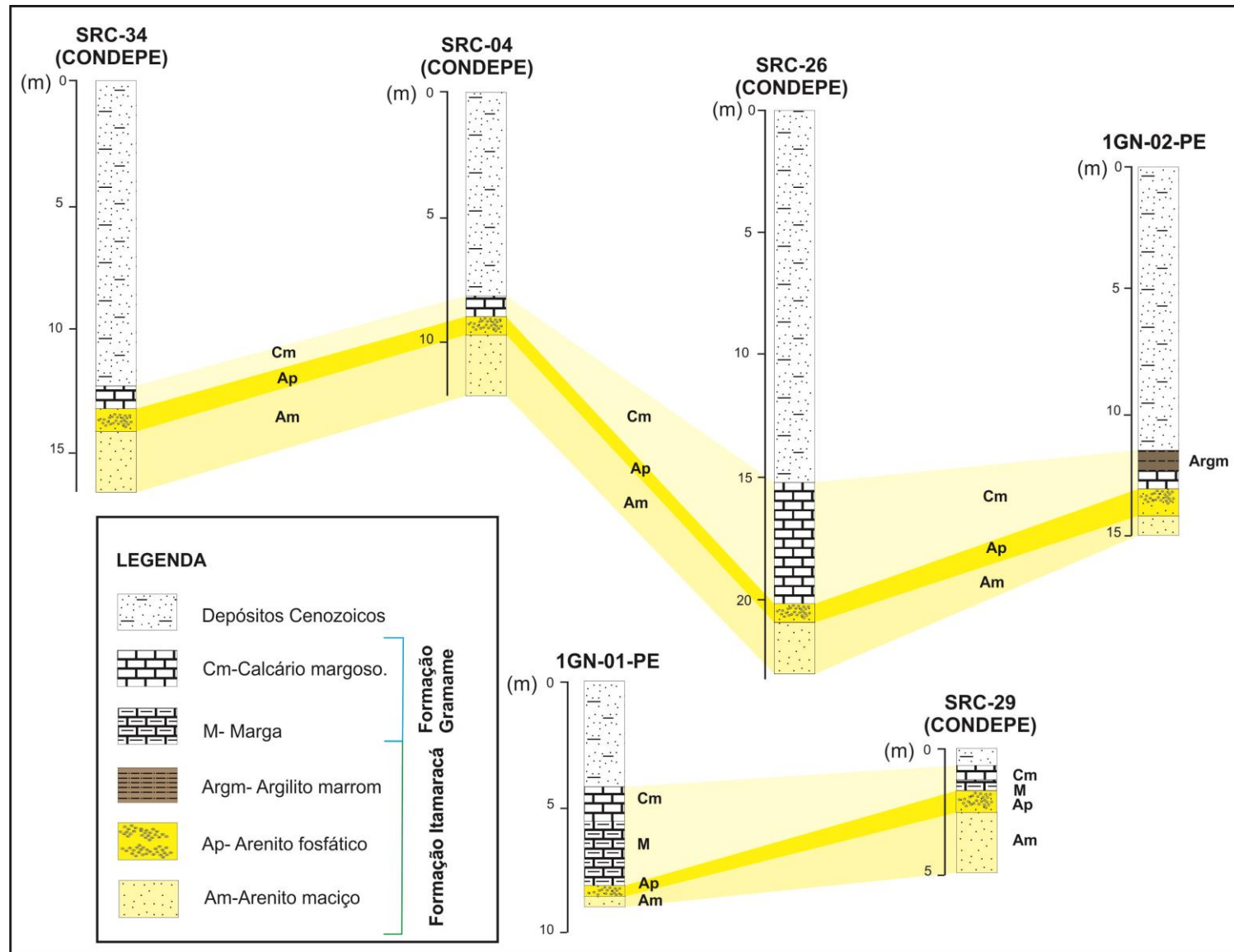


Figura 52. Correlação estratigráfica dos poços estudados na área que apresentam fácies fosfáticas, posicionados pela cota da boca do poço.

A fácies Ap (arenito com >10% de *pellets*) no poço 1GO-01-PE apresenta características texturais semelhantes a litofácies Fl com sedimentos de coloração creme esbranquiçado, granulação silte a areia muito fina, com uma grande quantidade de siliciclásticos e componentes aloquímicos fosfático em menor quantidade. As laminações plano-paralelas são formadas por lâminas de argila ou por acumulação de componentes aloquímicos. Essa fácies ocorre associada aos argilitos da fácies Argm no topo e tem um teor máximo de 11% de P_2O_5 (figura 53).

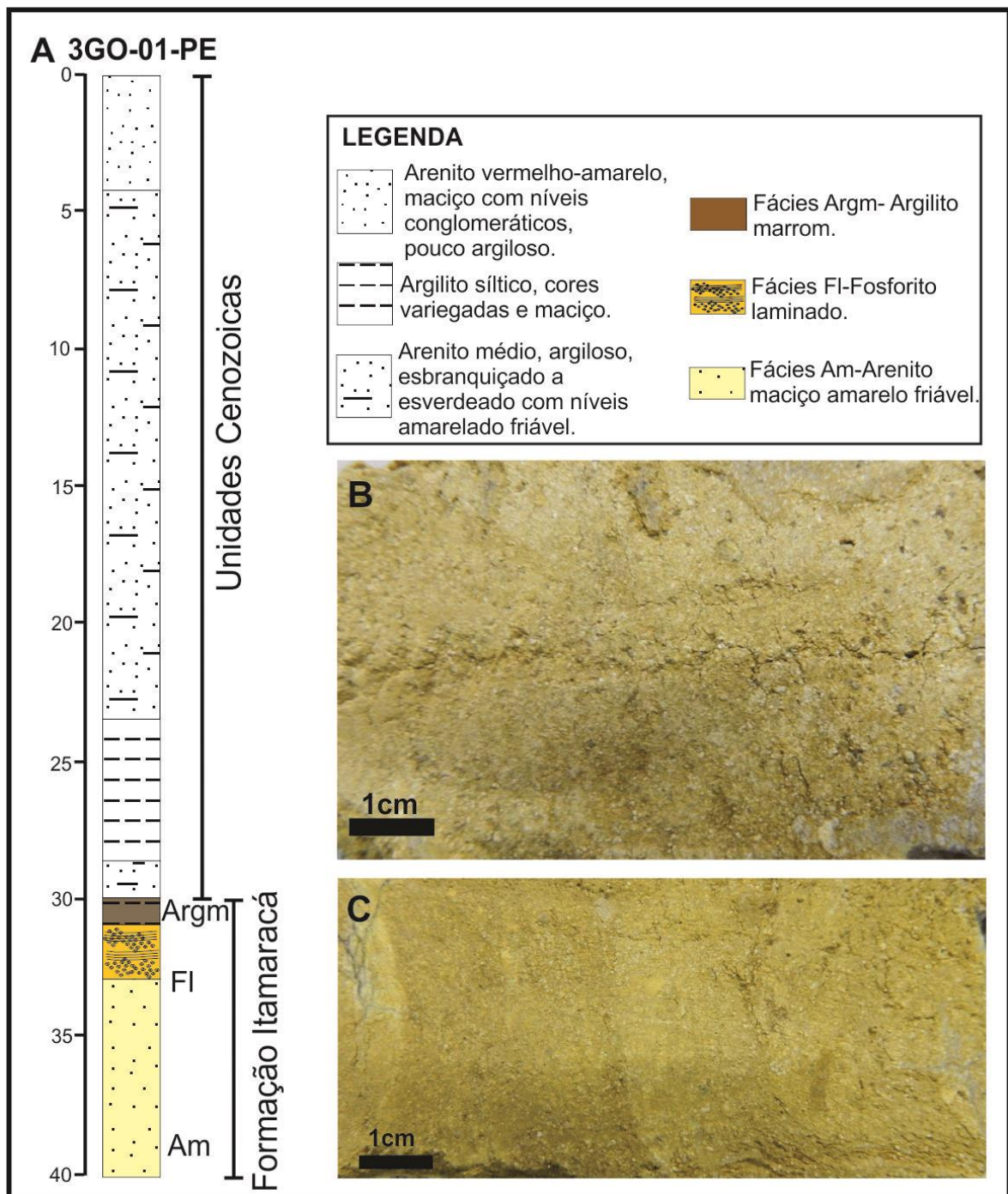


Figura 53. A) Perfil do poço 3GO-01-PE com a fácies Ap. B) detalhe da litofácies Ap com aspecto textural. C) Detalhe da litofácies Ap com laminações plano-paralelas.

Na Sub-bacia Alhandra se concentra a maior parte dos furos de sondagem dos projetos Fosfato na Faixa costeira PE/PB e Projeto Miriri (Fonseca Neto, 1999; CPRM, 1982) dos quais mais de 50% apresentam anomalia de fosfato. Os testemunhos que não apresentam anomalia de fosfato, em geral estão localizados no topo de tabuleiros, onde só houve recuperação da seção cenozoica (figura 54).

As fácies de fosforitos podem ocorrer em contato com a Formação Gramame na parte leste da Sub-bacia Alhandra e em contato com a fácies Argm na parte Oeste onde não ocorre Formação Gramame. A fácies Ap pode ocorrer isolada em alguns testemunhos ou como transição da fácies arenito maciço (Am) para o F. As fácies Argm ocorrem com intraclastos de carbonato ou de argilito e com uma grande quantidade de matéria orgânica (figura 55).

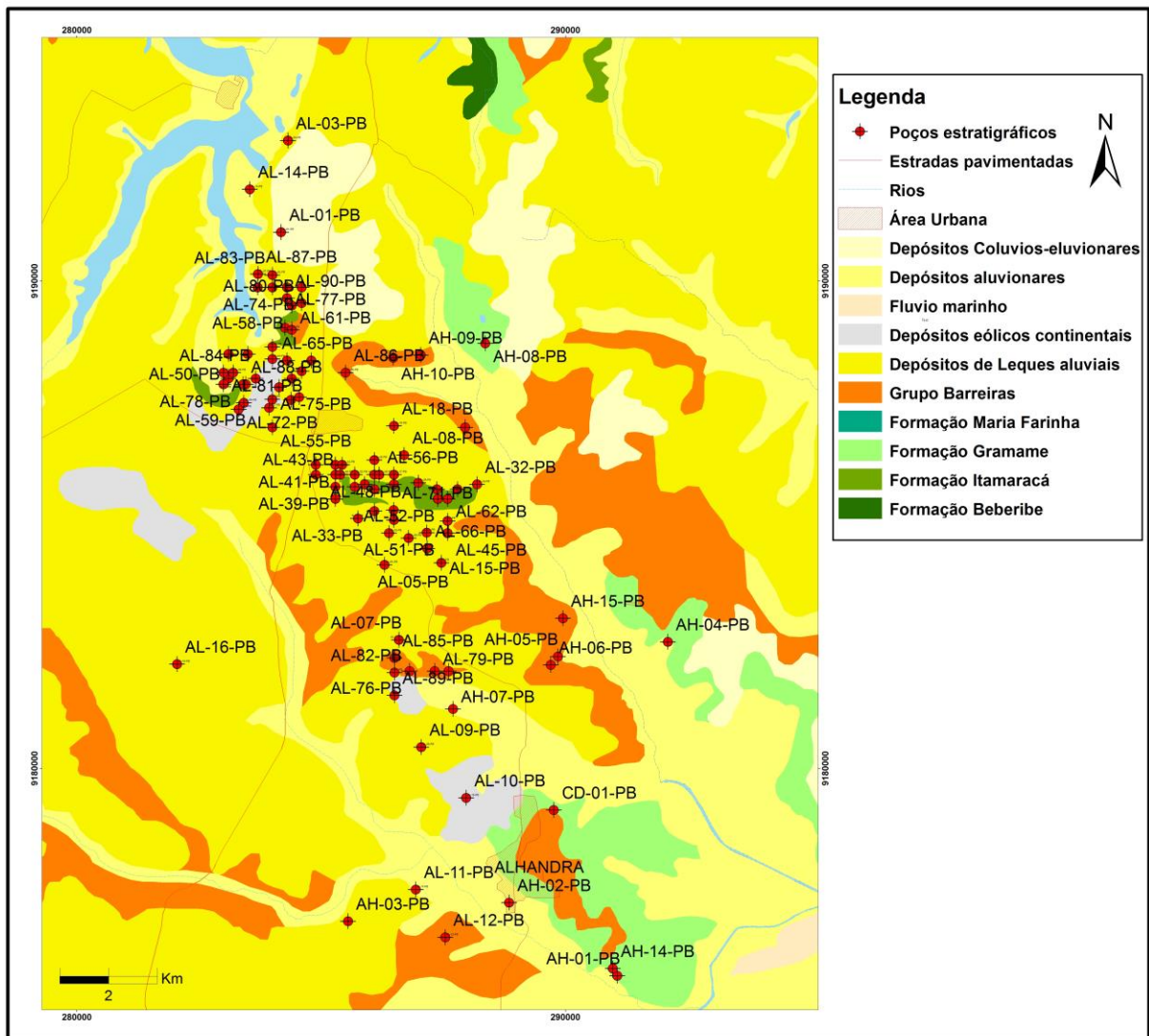


Figura 54. Mapa de localização dos poços estratigráficos com dos projetos Miriri (1982) e Faixa Costeira PE/PB (1979), CPRM (1982) e Fonseca Neto (1979).

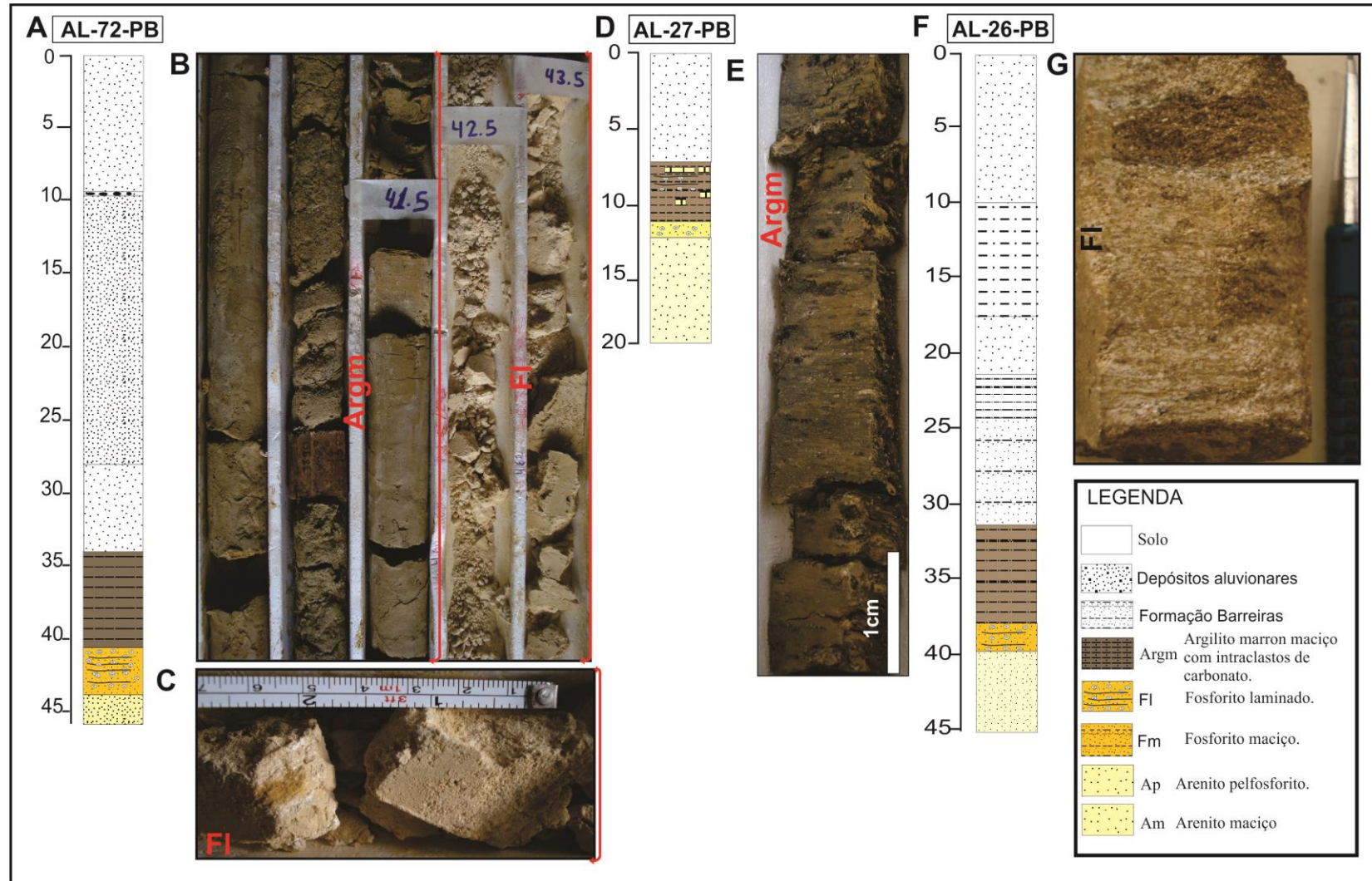


Figura 55. A) Perfil do poço AL-72-PB. B) Transição das fácies Argm e Fl. C) Fosforito laminado. D) Seção do poço AL-27-PB. E) Fácies Argm com intraclastos de calcários. F) Seção AL-26-PB. G) Fácies Fl.

4.3. Associação de fácies fosfáticas em afloramentos

Os fosforitos e as rochas fosfáticas só foram descritos em afloramentos nas sub-bacias Olinda e Alhandra. Em alguns afloramentos foram descritos fosforitos retrabalhados (Fr) bastante alterados em depósitos colúvio-eluvionares no Cenozoico.

Na Sub-bacia Olinda foi identificado um único afloramento (CM-55) com fosforito que está localizado em Paulista-PE. A fácies é representada pelo fosforito laminado na base e fosforito maciço no topo contendo nódulos de argila com teores de até 28% de P_2O_5 . Associada a estas fácies ocorre arenito maciço (Am) (figura 56).

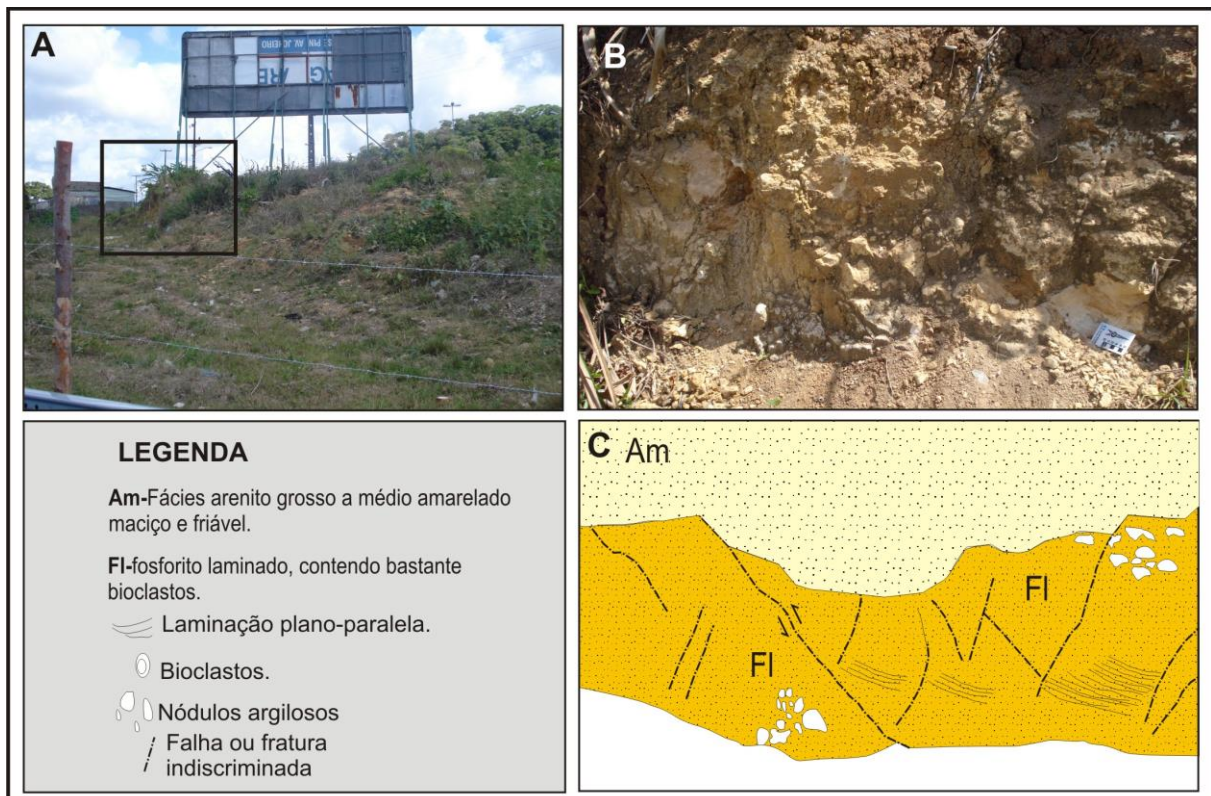


Figura 56. A) afloramento com fácies siliciclástica associada à fácies fosfáticas. B) detalhe do afloramento que se encontra bastante alterado com fácies FI na base e Am no topo. C) esquema de afloramentos da figura B, diferenciado as litofácies e as estruturas presentes no afloramento.

Na Sub-bacia Alhandra foram descritos seis afloramentos com anomalia de fosfato (CM-32, CM-90, CM-91, CM-92, CM-93 e CM-150). Estes afloramentos se encontram em geral bastante alterados dificultando uma descrição detalhada. Por isso foram feitos furos de trado, e canais quando necessário, para uma melhor compreensão da faciologia (figura 57).

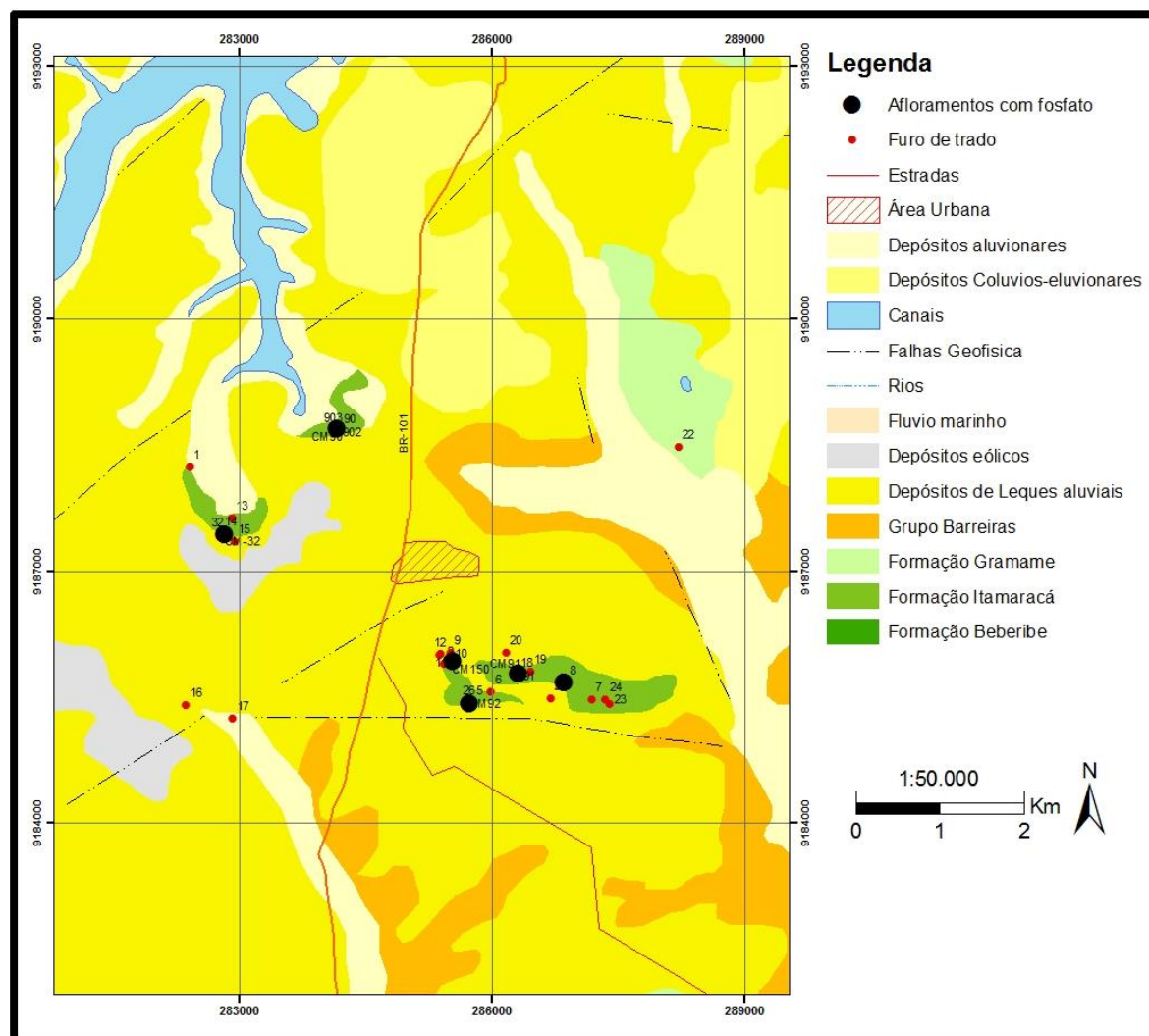


Figura 57. Localização dos afloramentos e dos furos de trados descritos na Bacia Paraíba.

No afloramento CM-32 foi descrito um fosforito intercalado com Argm e Ap (figura 58). Na parte mais superficial observa-se uma crosta endurecida com aspecto de alteração, com textura do tipo *Boxwork*. Nesse afloramento foi possível medir teores de até 27% de P_2O_5 .

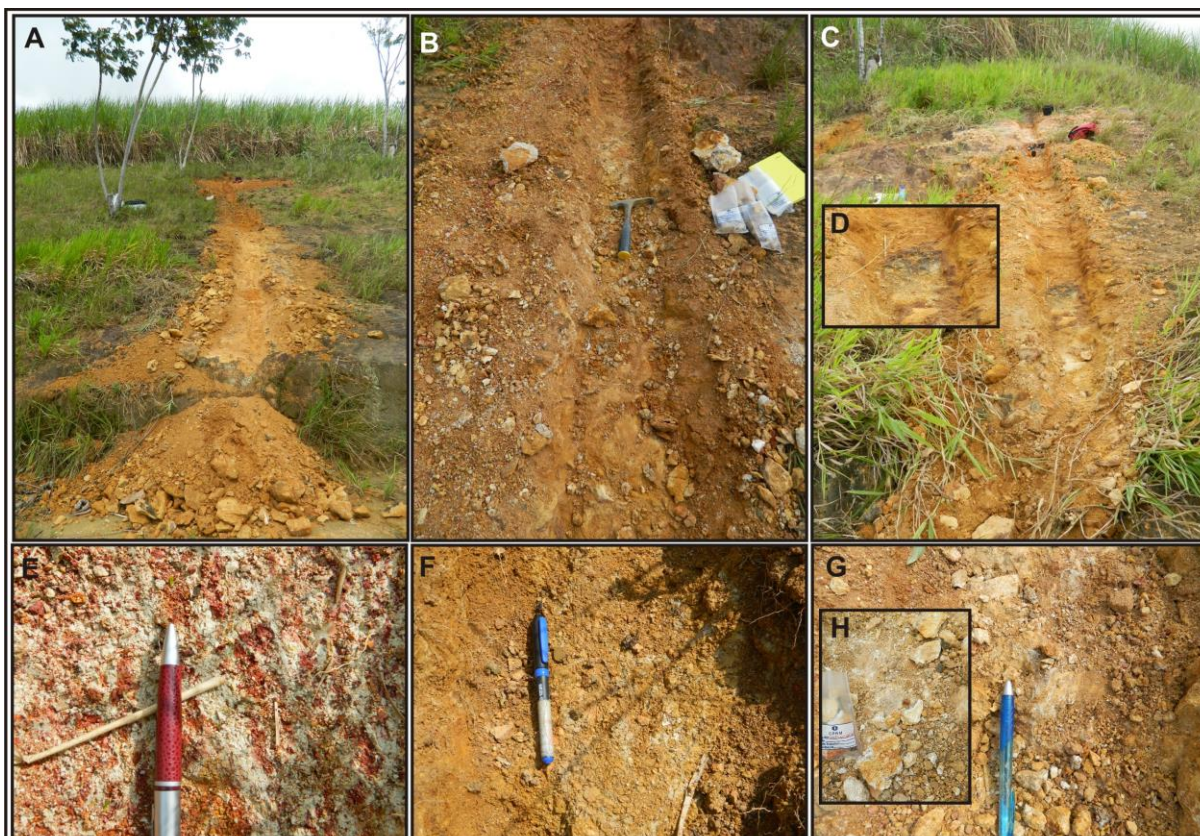


Figura 58. A) Canal no afloramento CM-32 com a coleta das amostras no Município de Alhandra-PB. B) Detalhe do canal com local da fácies F. C) Fácies F com muita matéria orgânica. D) Detalhe de acumulação de matéria orgânica. E) Fácies de Argilito cinza claro com oxidação. F) Argilito marrom compacto (Argm). G) Fácies F e em detalhe amostra coletada. H) Detalhe de amostra de fosforito.

As fácies siliciclásticas, sem anomalia de fosfato, é representada predominantemente pela fácies de arenitos maciços (Am) e caracterizada por uma granulação variando de areia média a grossa de cor amarelo alaranjado e com matriz argilosa, de aspecto maciço. Esta fácies pode ser interpretada como fluxo gravitacional ou uma intensa bioturbação. Essa fácies ocorre no topo do afloramento e intercalado com as fácies fosfáticas (figuras 59 A, B e C). Na base do afloramento ocorre uma fácies formada por arenito com *ripples* incipientes (Ar) caracterizado por granulação de areia fina a média, de coloração creme amarelado e friável (figura 59 D e E). A fácies Am pode ter sofrido um processo de bioturbação. Ainda é possível identificar bioturbação com formas circulares.

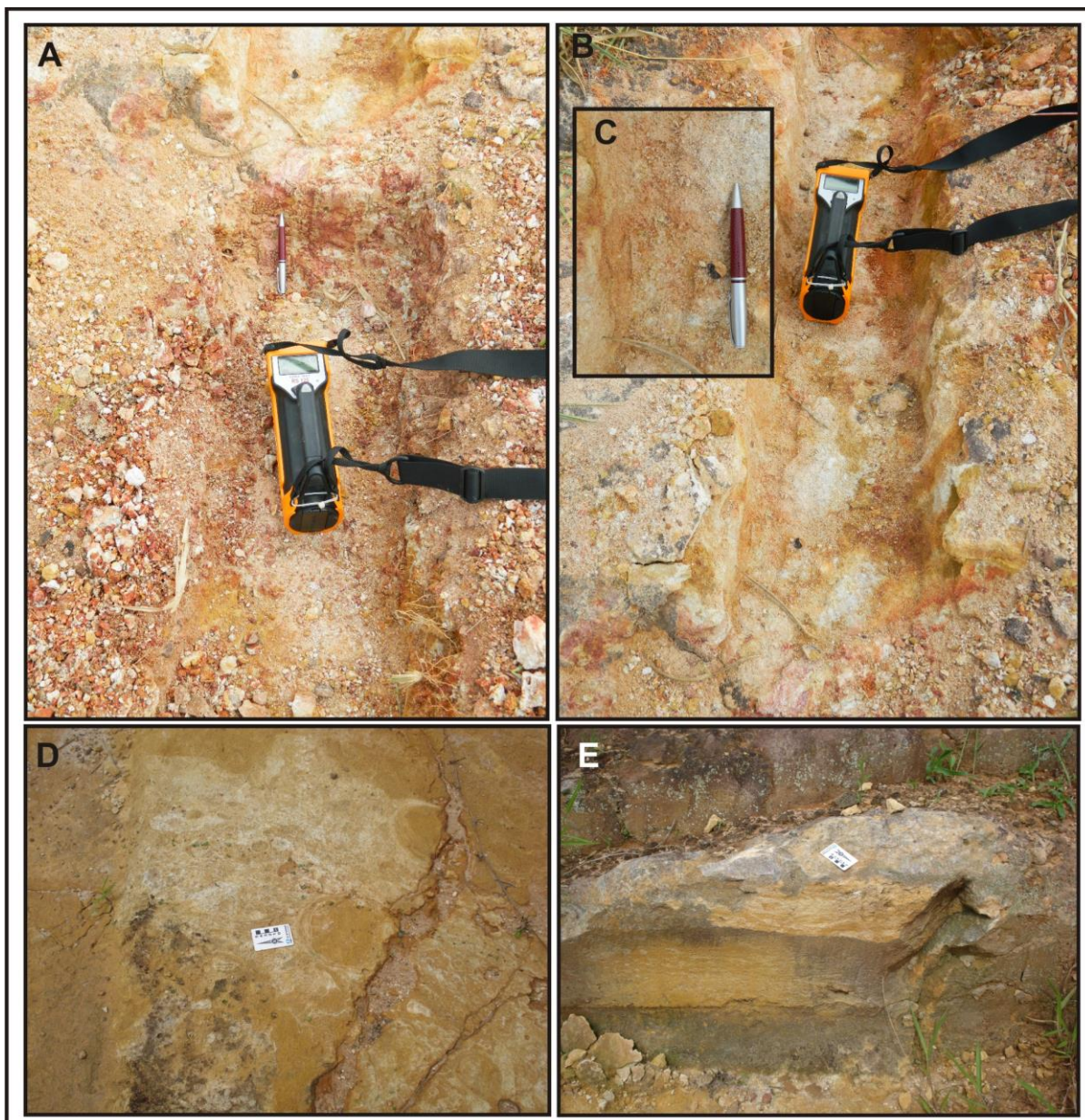


Figura 59. A) Detalhe do canal com a presença da fácies Am, ocorrendo bastante alterada. B) Arenito friável Am menos alterado. C) Detalhe do aspecto textural. D) Detalhe da fácies Am com estruturas de bioturbação. E) Vista em corte das bioturbações.

No afloramento foram feitos nove canais para o reconhecimento detalhado da sucessão de fácies. Esses canais mostram que não há uma continuidade regular das camadas de fosforito e que não é possível individualizar camadas da fácies Ap, mas apenas níveis. Nos dois primeiros canais foram observadas duas camadas da litofácies Fl que são intercaladas com a fácies Argm e com a fácies Am. Esta sucessão ocorre semelhante no canal 08 do corte oposto, que na base ainda apresenta níveis de fosforito intercalados com a fácies Am. Nos canais 3 e 4 ocorre uma única camada de fosforito que é um pouco mais espessa e que possui com a fácies Am na base e Argm no topo (figura 60).

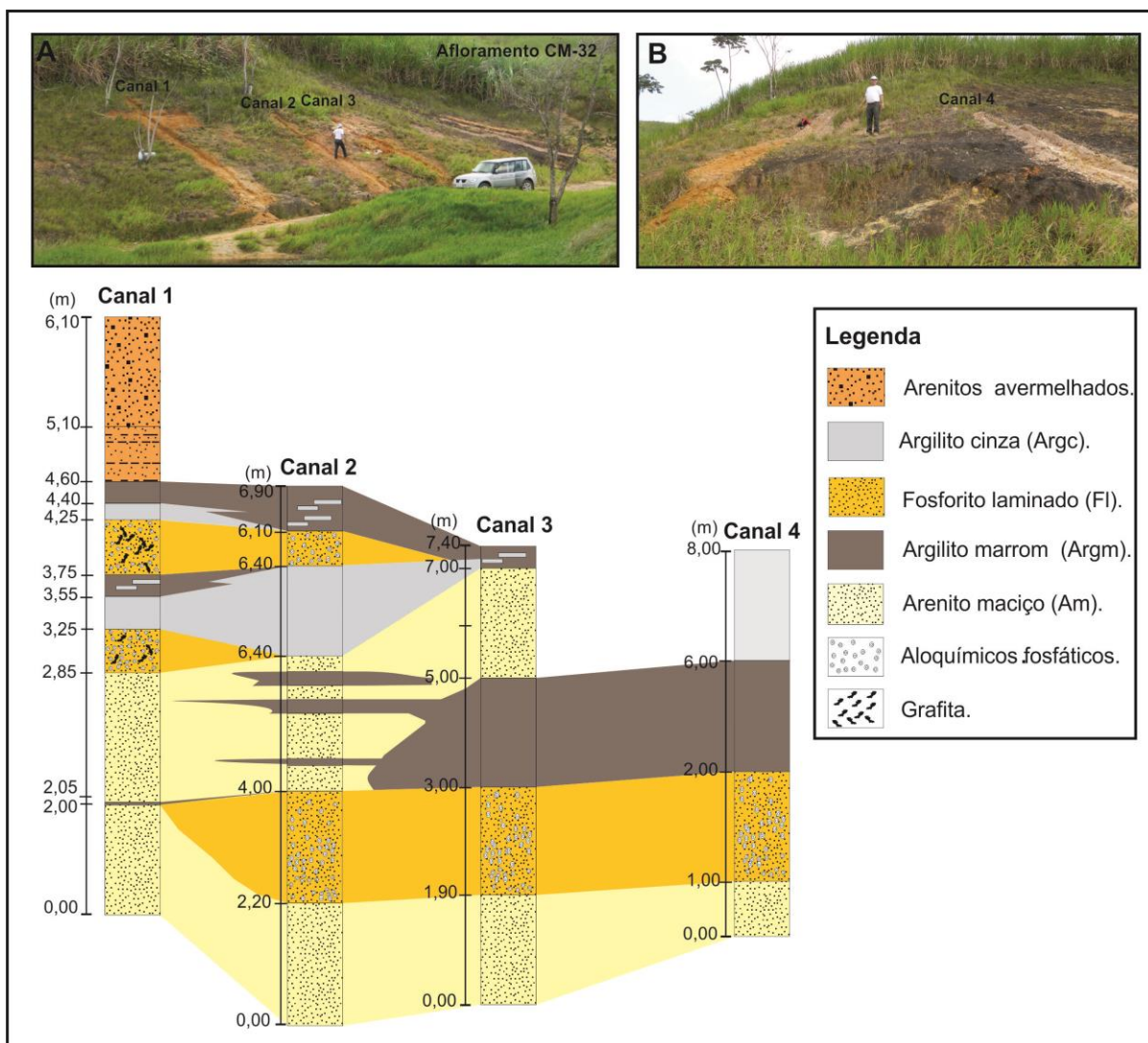


Figura 60. A) Canais 1 e 2 apresentando duas camadas de fosforitos laminados. No canal 3 observa-se apenas uma camada de fosforito com respectivas seções. B) Canal 4 apresentando uma única camada de fosforito associado à fácies Argm.

O afloramento CM-150 tem aproximadamente 1m de altura, com uma associação de fácies siliciclástica com rochas fosfáticas. Quatro fácies distintas foram observadas: A fácies de arenito grosso, maciço friável (Am), com coloração creme esbranquiçada, com granulação variando de média a grossa e podendo conter grânulos, composto predominantemente por quartzo, com pouca matriz argilosa. A fácies de argilito marrom (Argm) maciço que ocorre associada ao fosforito. Arenito com nódulos de argilito marrom (An) que é caracterizado por uma coloração esbranquiçada, granulação variando de areia média a grossa, matriz argilosa, composta por uma grande quantidade de quartzo e alguns nódulos argilosos dispersos. Os nódulos tem coloração marrom e tamanhos variados. O fosforito laminado FI apresenta uma granulação variando de argila a areia fina com laminações incipientes. Nesta fácies não foram observados componentes aloquímicos, mas pode conter até 18% de P_2O_5 (figura 61).

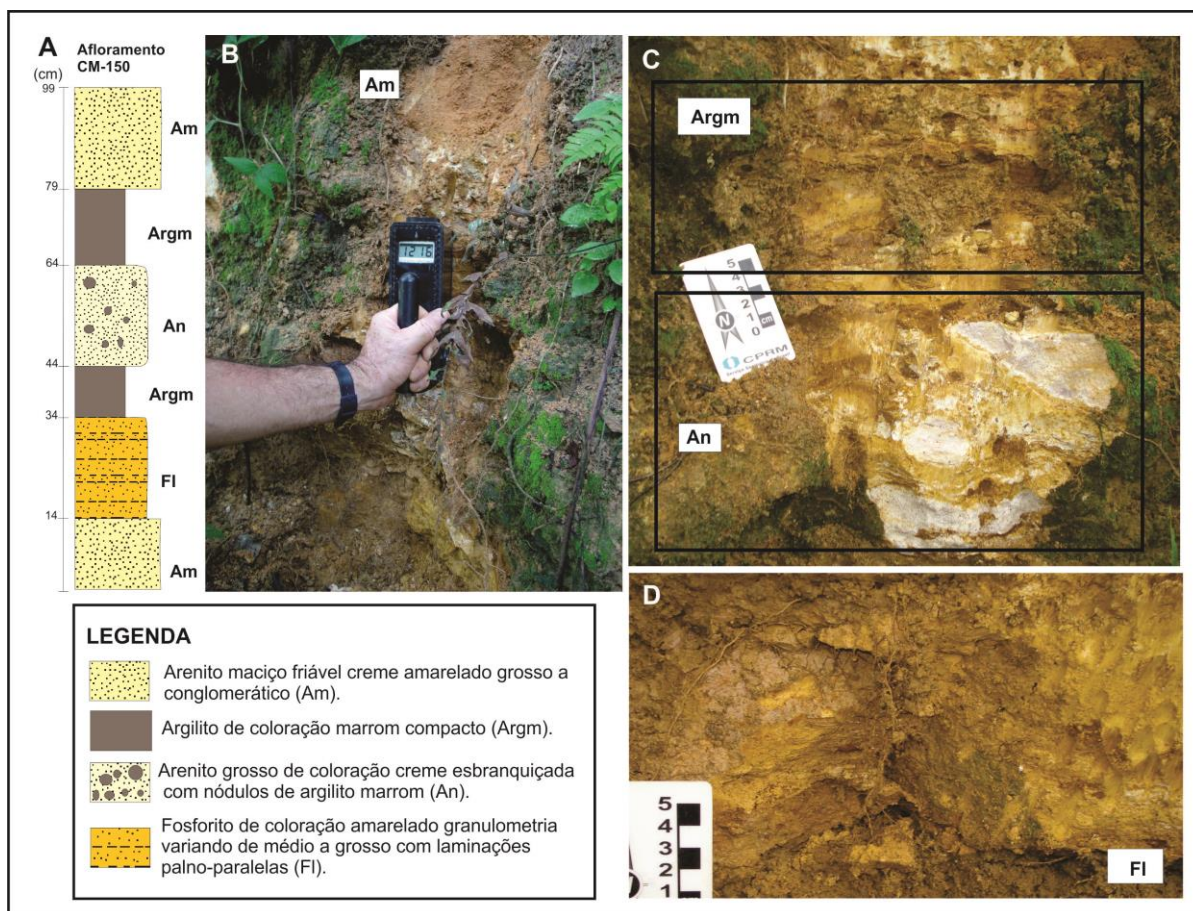


Figura 61. A) Seção do afloramento CM-150, com intercalação das fácies Am, Argm, An e Fl. B) O afloramento CM-150 com o cintilometro medindo 1200cps. C) Detalhe das fácies Argm e An. D) Detalhe da fácies Fl.

Alguns afloramentos com teores de até 25% de P_2O_5 foram encontrados em encostas de morros com auxílio da prospecção geofísica com a gamaespectrometria. Os pontos CM-90, CM-92 e CM-93 apresentam depósitos colúvio-eluvionares recentes com uma grande quantidade de fragmentos de fosforitos retrabalhados e fosforitos alterados. Estes fragmentos apresentam tamanhos variados podendo chegar até blocos de mais de 1m (figura 62).



Figura 62. A) Afloramento CM-92. B) Detalhe do solo no CM-92 com fragmentos de fosforito alterado com detalhe para mineral de coloração escura. C) Ponto CM-93 e em D) cintilometro registrando solo anômalo com fragmentos de fosforito. E) Ponto CM-90 com detalhe para solo com uma grande quantidade de blocos de fosforito.

Os fosforito retrabalhados apresentam coloração amarelo amarronzado são maciços com muitos minerais siliciclásticos, intraclastos de argila e de fosforitos semelhantes texturalmente a fácies F em matriz argilosa (figura 63).

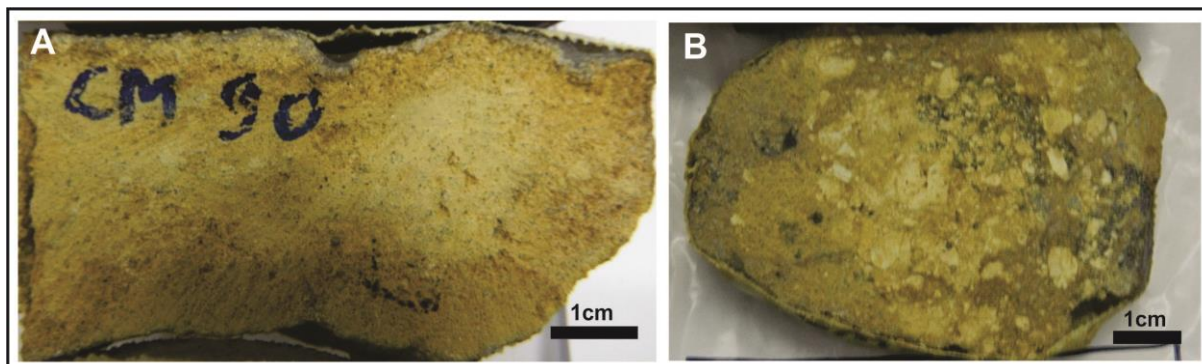


Figura 63. A) Arenito fosfático com matriz argilosa e com muitos componentes siliciclásticos. B) Amostra de microconglomerado intraformacional, classificado como fosforito retrabalhado.

Os fosforitos alterados, denominados de foscrete, apresentam uma textura tipo *boxwork*, também foi observado na parte superficial do afloramento CM-32. Esses foscretes têm uma coloração marrom acinzentada, podendo ocorrer com coloração marrom amarelado e possui nódulos argilosos. Os nódulos argilosos têm formas irregulares, mas em geral são sub-arredondados, têm coloração amarelo esverdeado e variam em até 3 centímetro. Em algumas amostras foi possível identificar em amostra muita matéria orgânica também observada nas fácies F e Argm de outros afloramentos. A textura *boxwork* pode ocorrer muito ou pouco desenvolvida, sendo caracterizada por uma crosta bastante endurecida com cavidades que podem ser ocupadas por nódulos argilosos ou minerais com formas alongadas semelhantes a “agulhas” (figura 64).

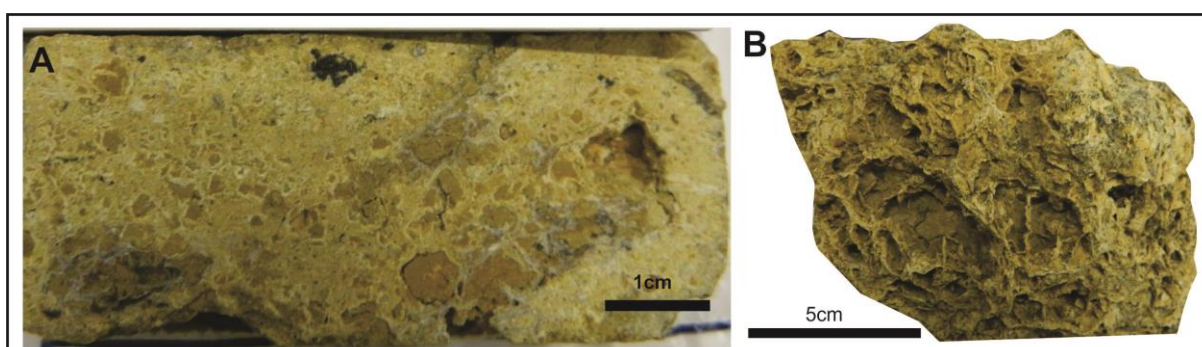


Figura 64. Amostra CM-92, sedimento com textura *boxwork* com intraclasto de argila amarelada. B) textura sem os intraclastos de argila.

Nesses afloramentos foram feitos furos de trado para o estudo da continuidade das camadas. Nestes furos foi verificado que a fácies Argm possui teores de até 8% de P_2O_5 .

Também foram Individualizadas as litofácies Argmi, maciço, com raros grãos de quartzo e com intraclastos de argila. Abaixo dessas fácies só foram verificados arenitos friáveis bastante argilosos com coloração amarelo amarronzado (Figura 65).

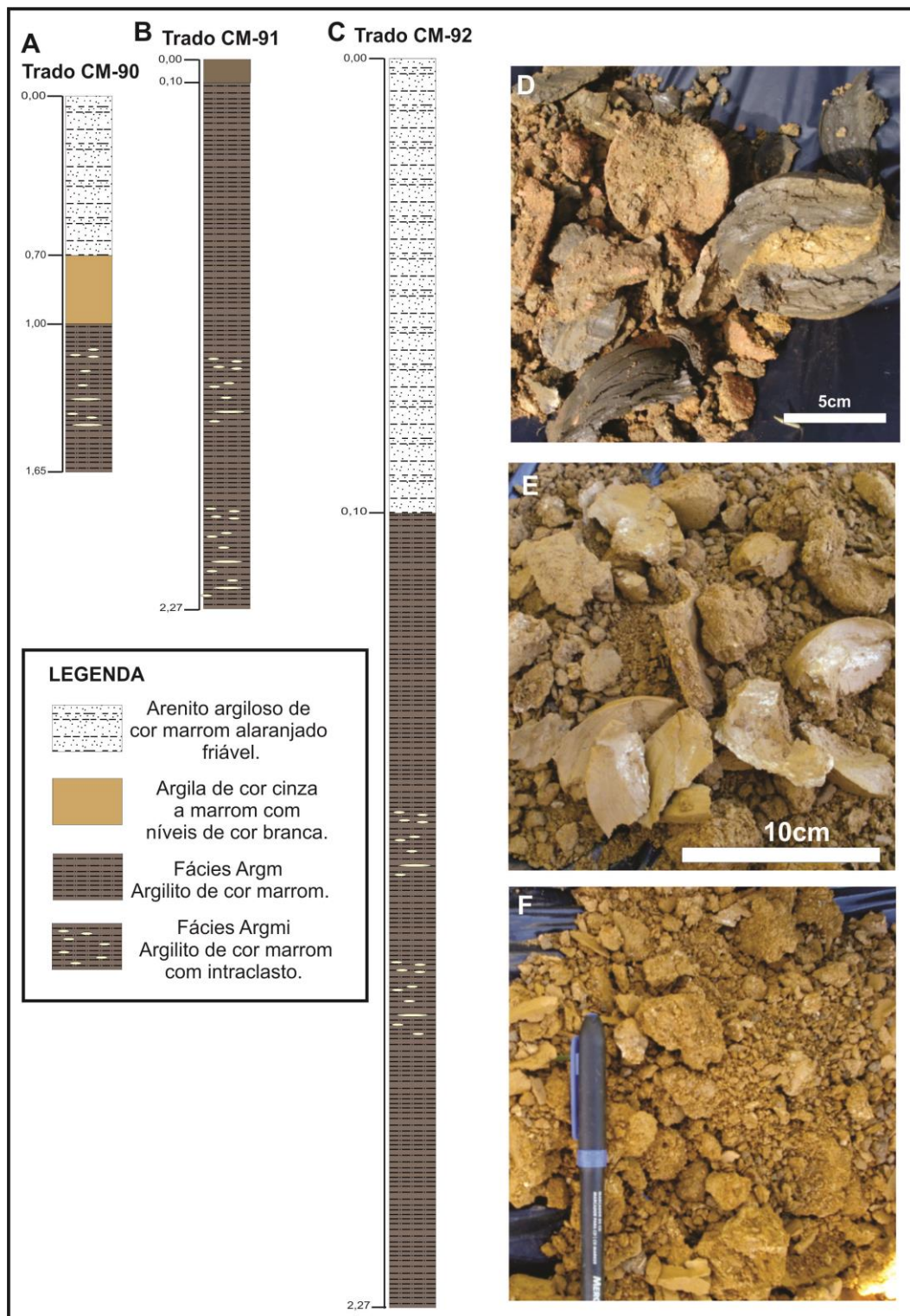


Figura 65. A) Seção do furo de trado CM-90 com a litofácies Argm. B) Seção do trado CM-91 com a fácies Argm. C) Seção do trado CM-92 com litofácies Argm e Argmi. D) Amostra da fácies Argm. E) Amostra da fácies Argmi. F) Detalhe do sedimento da fácies Argm.

CAPITULO V

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DOS FOSFORITOS E ROCHAS FOSFÁTICAS

As análises petrográficas dos fosforitos e rochas fosfáticas de amostras de testemunhos e afloramentos apresentam uma grande variedade de minerais e texturas. Para uma melhor compreensão dessas rochas se fez necessário uma análise ampla da petrografia e uma correlação com materiais de outras bacias. Para esta descrição serão utilizadas a classificação e as denominações dos componentes fosfáticos, de acordo com o trabalho de Cook & Shergold (1986), Riggs (1979) e Trappe (2005). No caso de rochas fosfáticas foi utilizada a classificação de acordo com a classe de rocha associada ao componente fosfato.

5.1. Descrição e classificação petrográfica de rochas fosfáticas e Fosforitos

A classificação de rochas fosfáticas e fosforitos é um tema apresentado em uma grande quantidade de trabalhos, mas nenhuma classificação para estas rochas sedimentares é amplamente usada. Em geral se usa as denominações rochas fosfáticas e fosforitos de forma genérica, com base na mineralogia e no teor de P_2O_5 .

Segundo Pettijohn (1957), fosforitos eram também chamados de forma generalizada de rochas fosfáticas. Esses depósitos sedimentares são formados predominantemente por minerais de fosfato sendo, rigorosamente, definidos e usados para rochas só com minerais com apatita (colofana, fluorapatita, hidroxilapatita, etc.). Fosforitos podem não conter material detrital, ou podem ser compostos por cimento destes minerais, assim como podem ocorrer misturados aos mesmos. Os minerais de fosfato podem ocorrer em calcários e folhelhos de forma subordinada.

Bentor (1980) define os fosforitos como rochas sedimentares de origem marinha, com altos valores de fosfato. Enquanto que uma rocha comum tem 0,x% de P_2O_5 , os fosforitos, *sensu stricto*, podem conter até 37% de P_2O_5 . O limite entre as rochas não-fosforitos e fosforitos é arbitrário, mas pesquisadores têm usado valores entre 15 e 20% para essa definição. Este termo só inclui os depósitos de guano, excluindo depósitos de origem ígnea. Os fosfatos podem ocorrer em rochas sedimentares como matriz e como nódulos, oóides, pelotas e conchas fosfatizada, ossos, dentes e coprólitos. Destaca-se que é comum ocorrer fosfato através da substituição de matriz carbonática pseudomorfose.

Segundo Trappe (1998) o processo de fosfogênese tem uma complexa história deposicional e as alterações sin- e pós deposicionais nos fosforitos dificultam ainda mais suas

classificações. Há variadas definições e termos baseado nas fábricas macroscópicas, petrografia e granulação dos fosforitos. As descrições macroscópicas não tiveram muita importância na definição destes termos, sendo as principais descrições feitas a partir das análises petrográficas.

As classificações baseadas na petrografia foram em geral adaptadas das principais classificações utilizadas para carbonatos, como os de Folk (1968) e de Dunham (1962). Essa adaptação baseada na petrografia de carbonatos é devida às semelhanças nas composições texturais e nos constituintes destes grupos de rocha. Mas, em contraste com as rochas carbonáticas, os fosforitos e as rochas fosfáticas têm uma mineralogia mais variada, onde os fosfatos estão associados aos carbonatos, sedimentos siliciclásticos, minerais de argila e com a matéria orgânica.

No trabalho de Riggs (1979) foi feita uma adaptação à classificação de Folk (1968) utilizando diagrama quaternário, com os componentes aloquímicos (intraclastos, oóides, peloídes, bioclastos), ortoquímicos (matriz), componentes, retrabalhados e redepositados como litoquímicos e, ainda é considerada a alteração química destes componentes onde é introduzido o termo metaquímica (figura 66). Nos casos em que a rocha é classificada como fosforito aloquímico, esse campo é reorganizado em função dos componentes aloquímicos os oóide, *pellets*, intraclastos e fósseis esqueléticos. A origem e significado destes grãos ainda são incertos e pode ser confundido com o termo *pellets* fecal, que implica em origem e grupo definido. Assim, neste trabalho este termo será usado para grão aproximadamente esférico, sem estrutura interna e com origem incerta. Essa classificação torna-se bastante complicada no campo dos fosforitos metaquímicos, pois serão necessárias análises químicas detalhadas para que estes estágios sejam caracterizados e descritos.

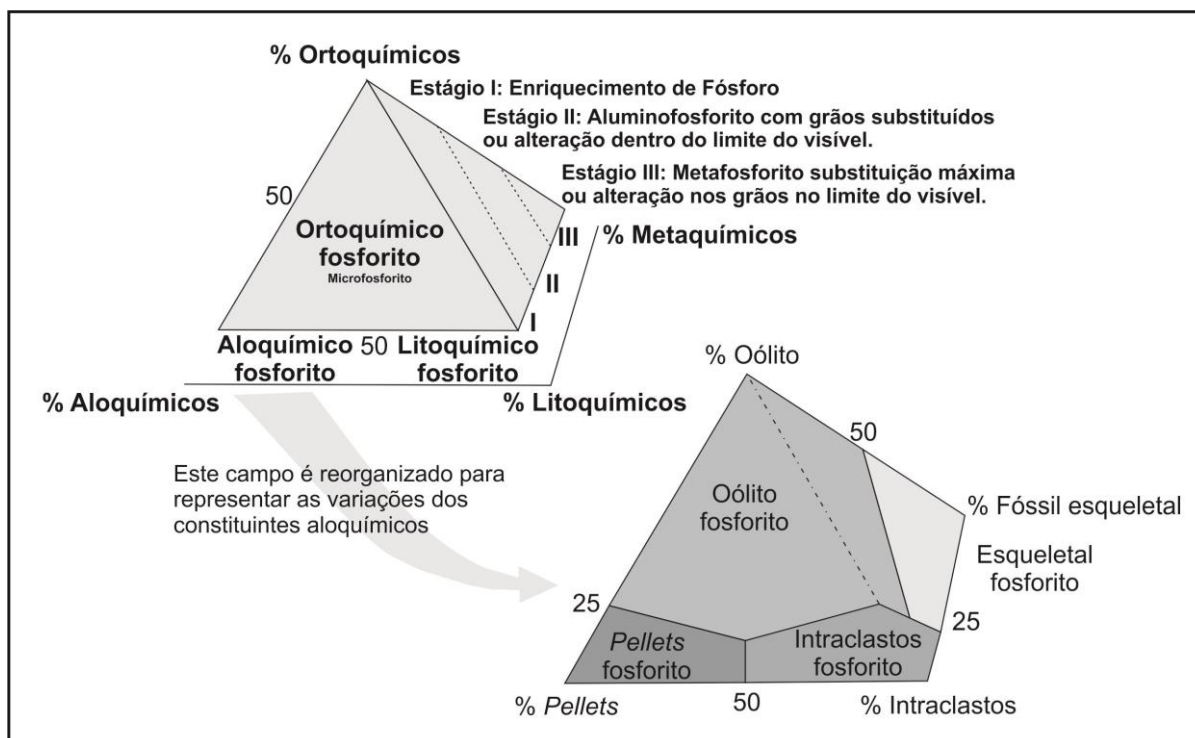


Figura 66. Esquema de classificação de rochas fosfáticas ou fosforitos baseado no modelo de Folk (1968) descrito por Riggs (1979).

Hallsworth & Knox (1999), numa publicação do serviço geológico britânico sobre classificação de rochas sedimentares, utilizaram os termos: sedimentos fosfáticos e fosforitos para os sedimentos e rochas sedimentares que contenham mais de 50% de minerais de fosfato, que contém teores de 18 a 21% de P_2O_5 dependendo dos minerais de fosfato presente. Os sedimentos fosfáticos podem ser classificados de duas formando grãos: de acordo com o tamanho dos grãos, com o termo fosfato (figura 74). Exemplo de uma classificação de areia fosfática (quadro 4).

Quadro 4. Classificação dos sedimentos fosfáticos em relação ao tamanho, Hallsworth & Knox (1999).

Tamanho do grão	Quantidade de grãos	Classificação
Cascalho (>2mm)	Acima de 25% de cascalho	Cascalho fosfático
Areia (32mm-2mm)	Entre 25 a 74% de areia	Areia fosfática
Argila (<32mm)	Mais de 75% de argilito	Argila fosfática

Cook & Shergold (1986) classificam as rochas com altos teores em fosfato usando as relações de tamanho dos grãos acrescentando do termo fosforito. Exemplo: *sand-grade phosphorite*. Em relação à textura estes autores descrevem os fosforitos de maneira similar a dos carbonatos (quadro 5). Se o fosforito for monogranular, ou seja com um tipo de

aloquímico ou formado por um micro-organismo pode ser classificado segundo o quadro 6. Os autores ainda acrescentam que os depósitos sedimentares ricos em fosfato e originados a partir de excremento de pássaros são denominados Guano. As rochas ricas em fosfato secundário, denominadas de foscrete podem ser classificadas de acordo com seus atributos deposicionais mais o produto da alteração que a deixou enriquecida. Exemplo: Calcário fosfato-cimentado.

Quadro 5. Classificação textural de fosforito, conforme Cook & Shergold (1986).

Depositional texture recognisable					Depositional texture not recognisable
Contains matrix (silt and clay <32µm in diameter)		Lacks matrix		Components bound together by action of plants and animals in the position of growth	Phosphorite (use qualifiers to describe crystal size)
Matrix-supported		Grain-supported			
>75% Matrix	<75% Matrix				
Phosphate-mundstone	Phosphate-wackstone	Phosphate-packstone	Phosphate-grainstone	Phosphate-boundstone	

Quadro 6. Classificação segundo o tipo de alóctone, baseado em Cook & Shergold (1986).

Dominante	Nome do componente sedimentar
Oóides	Oóide-Fosforito
Pisóides	Pisóide-Fosforito
Oncoídes	Oncoíde-Fosforito
Microoncoídes	Microoncoídes-Fosforito
Peloídes	Peloídes-Fosforito

No trabalho de Trappe (2005) os sedimentos fosfáticos ou partículas foram divididos em dois grupos fundamentais: ortoquímicos/microbianos e os aloquímicos fosfáticos (com base em Folk (1962) para carbonatos). Os sedimentos ortoquímicos/microbiano são caracterizados por formarem fábricas fosfáticas primárias, sem alteração são denominados de fosfato *pristine*. A diferenciação da atividade microbiana ativa/passiva e a precipitação inorgânica ficam em aberto na maioria dos casos, sem que possam ser individualizadas. Estas rochas apresentam fábricas caracterizadas como *mudstones* ou microsforitos, estromatólitos fosfáticos, crostas microbial ou *hardgrounds* em seções condensadas, foscretes, *pristine* com concreções, lentes e camadas, e precipitação de fosfato em bioclastos. Os aloquímicos são todos os grãos fosfáticos que apresentam caráter clástico, onde a textura original é destruída, retrabalhada e transportada. Esses grãos são originados por meio de diferentes processos: retrabalhamento do sedimento ortoquímico e microbial, que produz grãos fosfáticos sem estrutura, e que são comumente descritos como pelotas, pelóides, ovóides ou grãos ovulares.

A origem destes grãos arredondados é tratada pelo termo comum intraclasto, se retrabalhado de rochas mais antigas, ou litoclasto, se transportado de outros ambientes deposicionais.

Ainda, Trappe (2005) classifica os componentes aloquímicos e os ortoquímicos, os principais aloquímicos fosfáticos são: Foslitoclastos, fosintraclastos, fosclastos, fosoóides, fosoncóides, fosfato revestindo grãos, fosbioclastos e fospeloides.

- Os foslitoclastos não apresentam estruturas, são primariamente esféricos, partículas arredondadas ou granulares, com textura evidenciando material alóctone derivado de outro ambiente deposicional, com retrabalhamento e transporte. Rochas antigas podem ser fosfatizados nas margens e podem ser descritas como litoclastos fosfatizados.

- Os fosintraclastos são grãos não estruturados similar aos foslitoclastos, contudo, em contraste com os foslitoclastos, estes são formados em um ambiente retrabalhados e redepositados no mesmo ambiente. Estes grãos são derivados da retrabalhamento do fosfato ou mais frequentemente resultam da concentração de fosfato em fábricas o que é conhecido como ciclo Baturin (Baturin, 1971b).

- Os fosclastos são grãos sem estruturas, com textura definitivamente clástica, com fonte sedimentar e transporte incerto cujo termo em geral é usado para substituir os foslitoclastos e fosintraclastos.

- Fossooides são grãos com muitos revestimentos uniformes e laminados, são esféricos, mas regulares, são raros, com apatita ou fosfato polimineral. Quando há fosfatização de oóides carbonáticos há uma solução bastante enriquecida em P que ocorre em ambientes com baixas taxas de sedimentação sendo a produção de fosfato microbiano bastante comum.

- Os fosoncoides são multirevestimentos de grãos irregulares e formas não específicas. São em geral maiores que os ooides (acima de 20 mm de diâmetro).

- Os grãos com revestimento de fosfato consistem em núcleos com mineralogia diferente com camadas e estruturas envelopadas com apatita.

- Os fosbioclastos são fosfatos primários formados por fragmentos ou esqueletos completos.

- As estruturas fospeloides são grãos fosfáticos de origem incerta com formas ovóides ou esféricos. Se o grão for de origem fecal pode ser utilizado o termo pelota fecal.

As fábricas ortoquímicas são todas as situações de sedimentação de fosfato *in situ* onde se incluem os termos *pristine* e as seções condensadas. Esses sedimentos podem ser descritos como: microsforitos (fosfato *mudstones*), que são criptocristalinos, estruturas em

camadas ou lentes. As concreções fosfáticas são nódulos estruturados e nucleados, com tamanhos e formas bastante variáveis. Os *bindstones* fosfáticos são camadas ou crostas, que mostram laminações distintas ou se bem preservada fábricas de filamentos de bactérias ou cianobactérias. Este grupo inclui estromatólitos e estruturas biogênicas fosfatizadas. Neste caso, a matriz fosfática é extremamente rara e só ocorre em camadas de microsforito, cuja combinação com partículas é praticamente desconhecida. O cimento fosfático é pouco comum em fábricas de fosforitos, mas são comuns sob a forma de concreções fosfáticas e podem ser identificadas em diferentes gerações semelhantes aos cimentos carbonáticos. A geração de cimentos das fases diagenéticas primárias “cimento tipo A” podem ser diferenciadas das fases secundárias “cimentos tipo B”, que preenchem os poros não preenchidos pelo cimento do tipo A. Em concreções de fosfato dos cimentos tipo A, os cristais crescem rápido no interior de partículas (cristais de apatita) e outras superfícies. O cimento tipo B é formado por precipitação de apatita criptocristalina em poros remanescentes vazios internos de restos fósseis (espaços intrapartículas) que muitas vezes são preenchidos com cimento de apatita clara de coloração branco ou marrom. Outro tipo de cimento é composto por apatita enchendo completamente o espaço em sedimentos siliciclásticos interpartícula.

No trabalho de Aydin *et al* (2009) é utilizado a definição de Sengul *et al* (2006) que estudou os fosfatos da Turquia, para a definição dos minérios de fosfato. Neste caso os fosfatos são divididos em três grupos de acordo com seu teor de P_2O_5 : minérios de baixo grau (12-16% P_2O_5), minérios intermediários (17-25% P_2O_5), e de alto grau (26-35% P_2O_5). Observa-se que rochas que contém cerca de 28-38% P_2O_5 são considerados depósitos de fosfato comercial.

5.2 Descrição e classificação dos fosforitos da Bacia Paraíba

Os fosforitos foram individualizados nas análises petrográficas em duas microfácies: classificados como fosforitos primários e os granulares (retrabalhados) segundo a classificação de Riggs (1979) (figura 67). Os fosforitos primários foram classificados como as fácies de fosforito laminado, enquanto os granulares caracterizados pela textura maciça representam as fácies de fosforito maciço.

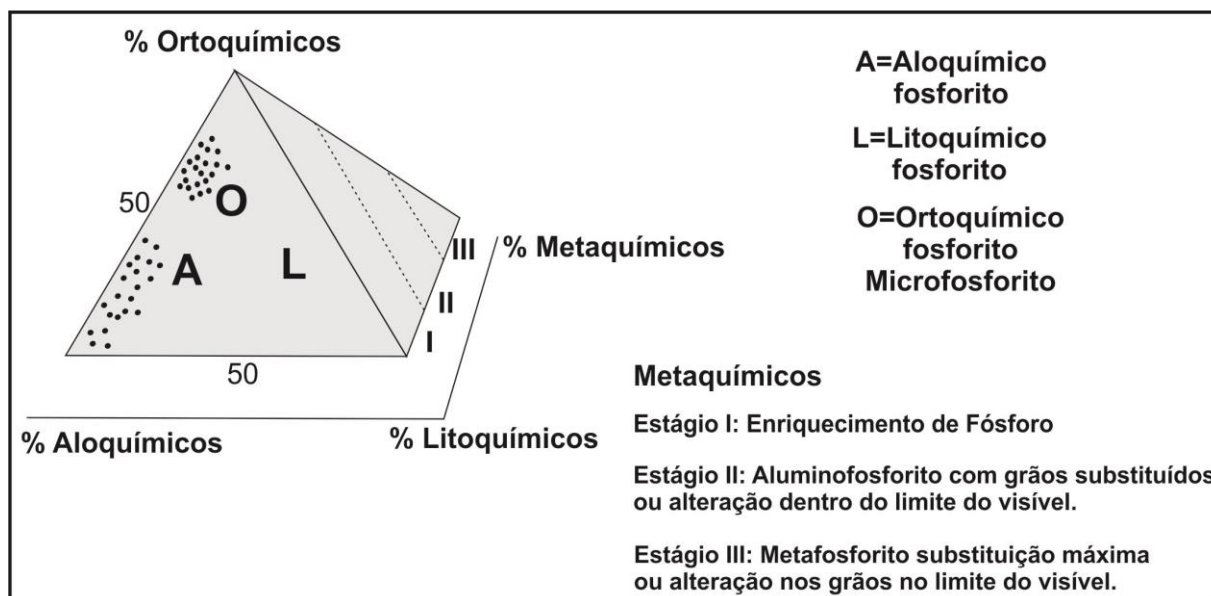


Figura 67. Diagrama de classificação de Riggs (1979), com a plotagem de 42 amostras onde a metade e classificadas como fosforitos primários e as outras 21 como sedimentos granulares compostos por aloquímicos.

Os fosforitos primários, de acordo com a classificação de Riggs (1979), Follmi *et al* (1991), Glenn *et al* (1999) e Trappe (2001) são caracterizados pela predominância de elementos ortoquímicos/microbial fosfáticos. Estes fosforitos em geral ocorrem com uma quantidade relativamente alta de elementos aloquímicos e terrígenos. Os fosforitos primários estudados nesta pesquisa podem ocorrer frequentemente como matriz de microfácies granulares, em níveis associados às mesmas ou em nódulos/concreções em rochas fosfáticas (figura 68).

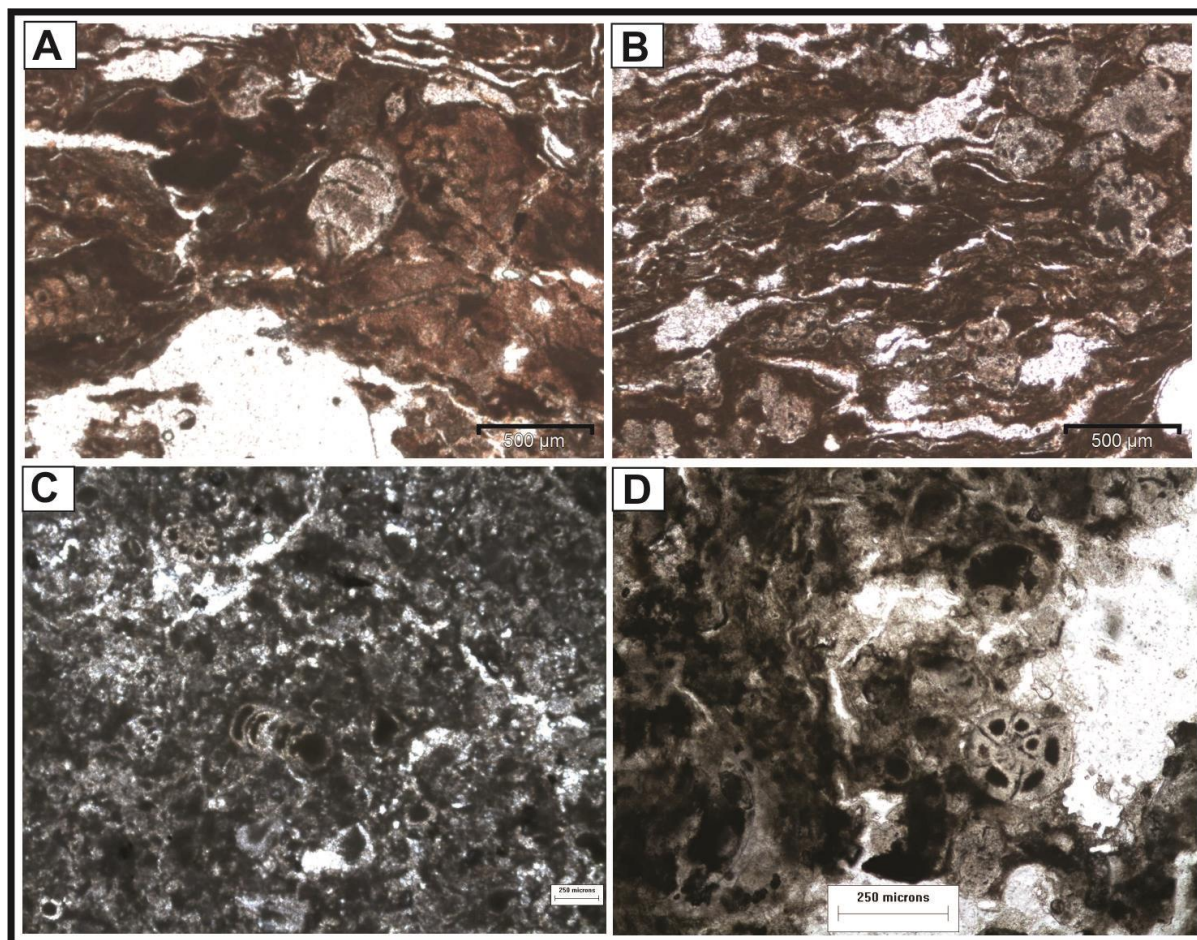


Figura 68. A e B) Fotomicrografias da amostra FEM762 onde foi possível identificar a predominância de componentes ortoquímicos e, quantidade muito pequena de aloquímicos. C e D) Fotomicrografias da amostra FEM713, onde predominam os elementos ortoquímicos com raros aloquímicos (fosbioclastos).

De modo geral, as fácies primárias, classificadas com base na petrografia, são constituídas predominantemente por ortoquímicos, em torno de 70% a 80%, e aloquímicos, em cerca de 25% a 15%, sendo constituído também por cerca de 5% cimento de argilominerais e outros minerais como quartzo e minerais opacos. A fábrica ortoquímica tem coloração marrom avermelhada a marrom acinzentada e forma lâminas com fosfato criptocristalino (colofana) ou micronódulos, que ocorrem em grande quantidade em algumas partes da rocha (figura 69). Os componentes aloquímicos ocorrem com duas granulações diferentes, tamanhos silte ou areia muito fina. Os grãos maiores ocorrem em menor quantidade e os menores estão associados aos micronódulos ortoquímicos. Dentre os aloquímicos predominam os fosintraclastos, fosbioclastos e fospeloídes. Entre os fosbioclastos destacam-se os foraminíferos (figura 69B e D).

Observa-se que a maior parte dos fosbioclastos e fosoóides apresenta um fosfato com textura e coloração marrom escuro tanto na parte mais interna, quanto no centro dos fosooides

diferente da borda, que ocorre com coloração mais clara, talvez representando um processo de fosfatização posterior, por cimentação (figura 69 D). Secundariamente foram identificados grãos de quartzo, que em algumas amostras podem chegar a 15%, e raros grãos de glauconita. Esta rocha pode ser classificada como fosfato-*mudstone*, segundo Cook & Shergold (1986).

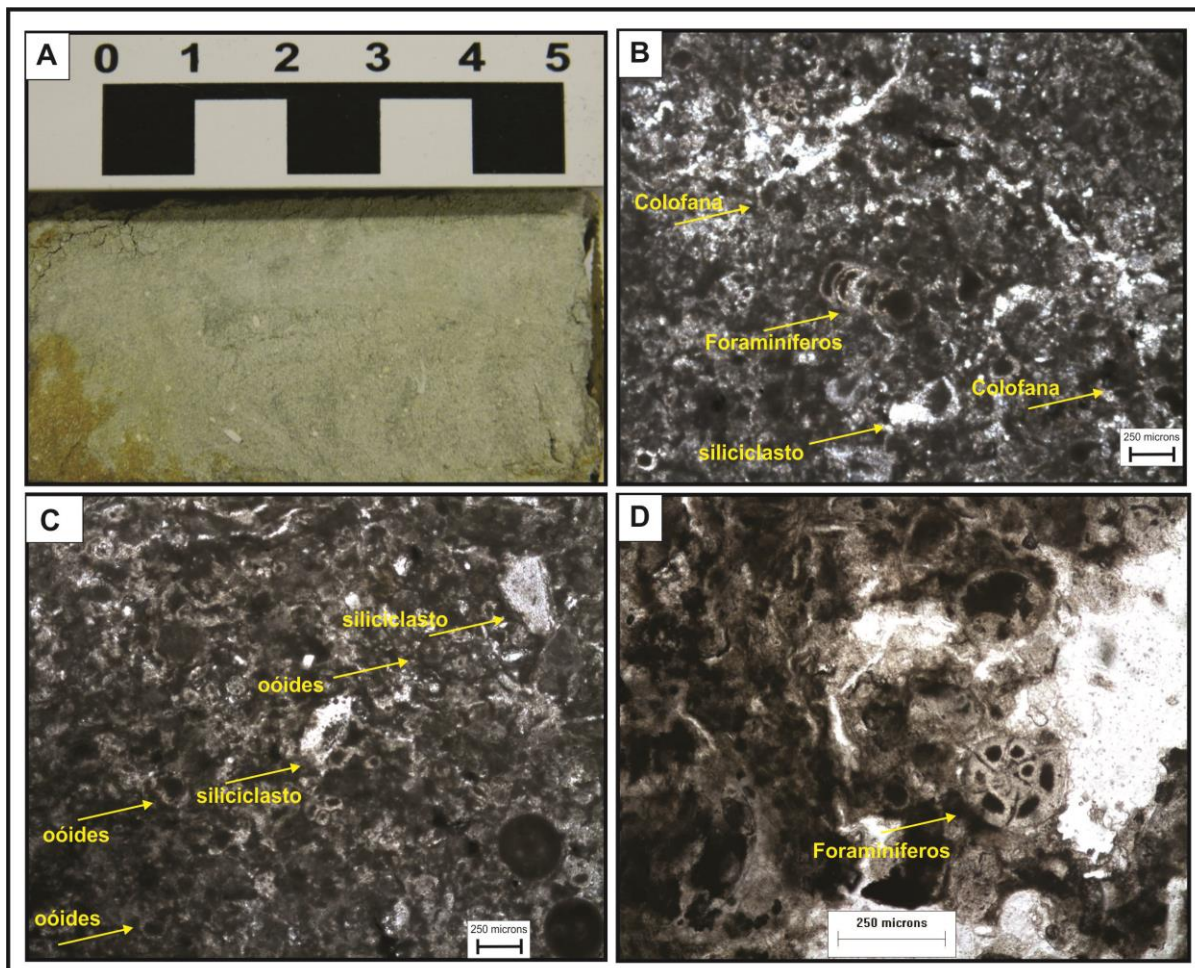


Figura 69. A) Amostra de mão de fosforito da litofácies F1 (amostra FEN-713). B) Aspecto geral da rocha em seção delgada, composto predominantemente por ortoquímicos e grãos de fosbioclastos e fosoóides, luz natural (LN). C) presença de siliciclastos e oóides, LN. D) detalhe da fácies com destaque para o foraminífero LN. LN=Luz Natural

Os fosforitos granulares (retrabalhados) são constituídos predominantemente por aloquímicos, apresentam uma granulação variando de silte a areia fina. Os grãos aloquímicos podem constitui a 80% dos minerais observados em seção delgada. As proporções de ortoquímicos e outros minerais são bastante variáveis. Os siliciclastos são comuns são quartzo, feldspatos e alguns argilominerais como a glauconita. De acordo com a classificação de Ringgs (1979) e Cook & Shergold (1986), as microfácies granulares podem ser classificadas em função da quantidade de seus elementos aloquímicos e ortoquímico. Assim, foi possível descrever três tipos de rochas: fosfato-*wackstone*, fosfato-*packstone* e fosfato-

granstone. Em relação aos aloquímicos, ocorrem principalmente peloides e intraclastos e, secundariamente, ocorrem bioclastos (figura 70).

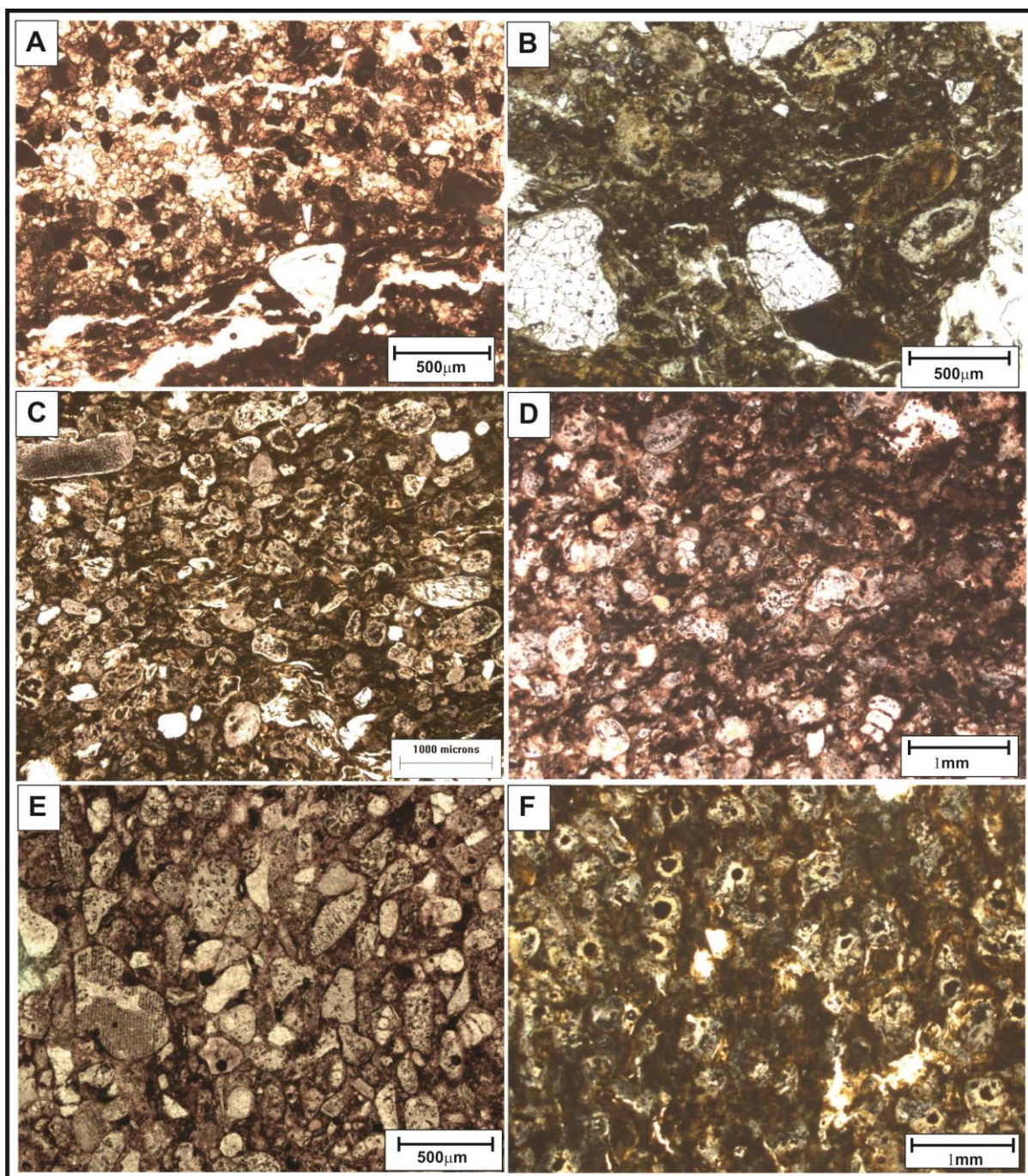


Figura 70. Exemplos de microfácies das rochas granulares das amostras FEN-117, FFH-577, FEQ-044, FEN-714, CM-32, FEN-705. A) Fosfato-wackstone com glauconita. B) Fosfato-wackstone com quartzo. C) Fosfato-packstone com pelóides. D) Fosfato-packstone com pelóides e intraclastos. E) Fosfato-grainstone com intraclastos. F) Fosfato-grainstone com pelóides.

Os componentes aloquímicos são principalmente, fospeloíde, fosintraclastos, fosbioclastos e fosoides. Os fospeloíde são predominantes na rocha, ocorrem arredondados a subarredondados e com variados tamanhos. Os fosintraclastos podem ser formados apenas por

componentes ortoquímicos ou conter componentes aloquímicos, sendo difícil diferenciar, em alguns casos, os fospeloídes dos fosintraclasto devido ao formato e a textura (figura 71).

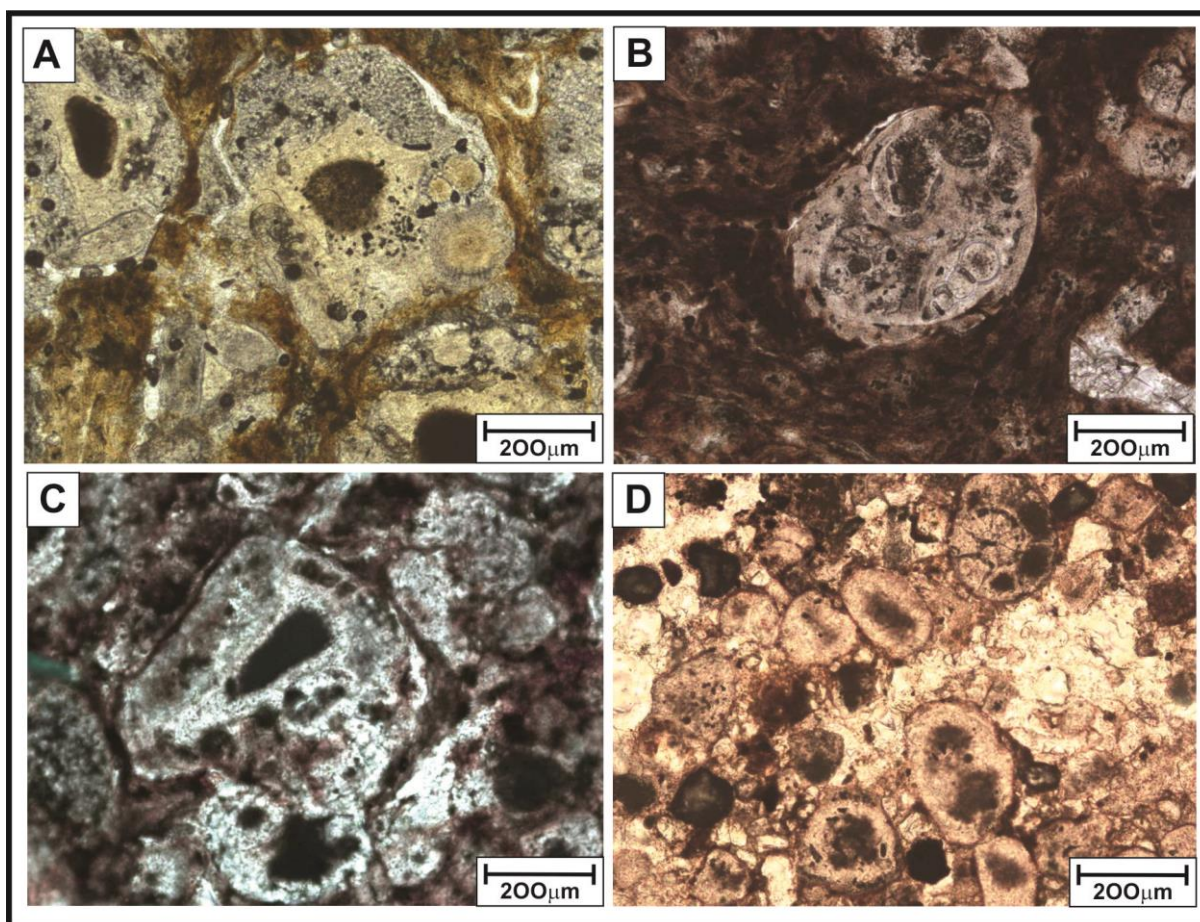


Figura 71. A) Fosintraclastos contendo oóide e foraminífero. B) Fosintraclastos contendo componentes aloquímicos. C) Fospeloídes subarredondados. D) Fospeloídes arredondados.

Os fosintraclastos apresentam as mesmas texturas e contem os mesmos componentes aloquímicos observados na rocha, por isso foram descritos como intraclastos, e foram formados, depositados e retrabalhados e no mesmo ambiente. Observa-se que apenas um grão pôde ser descrito como foslitoclasto, pois apresentou uma textura muito mais fina que a da rocha (figura 72).

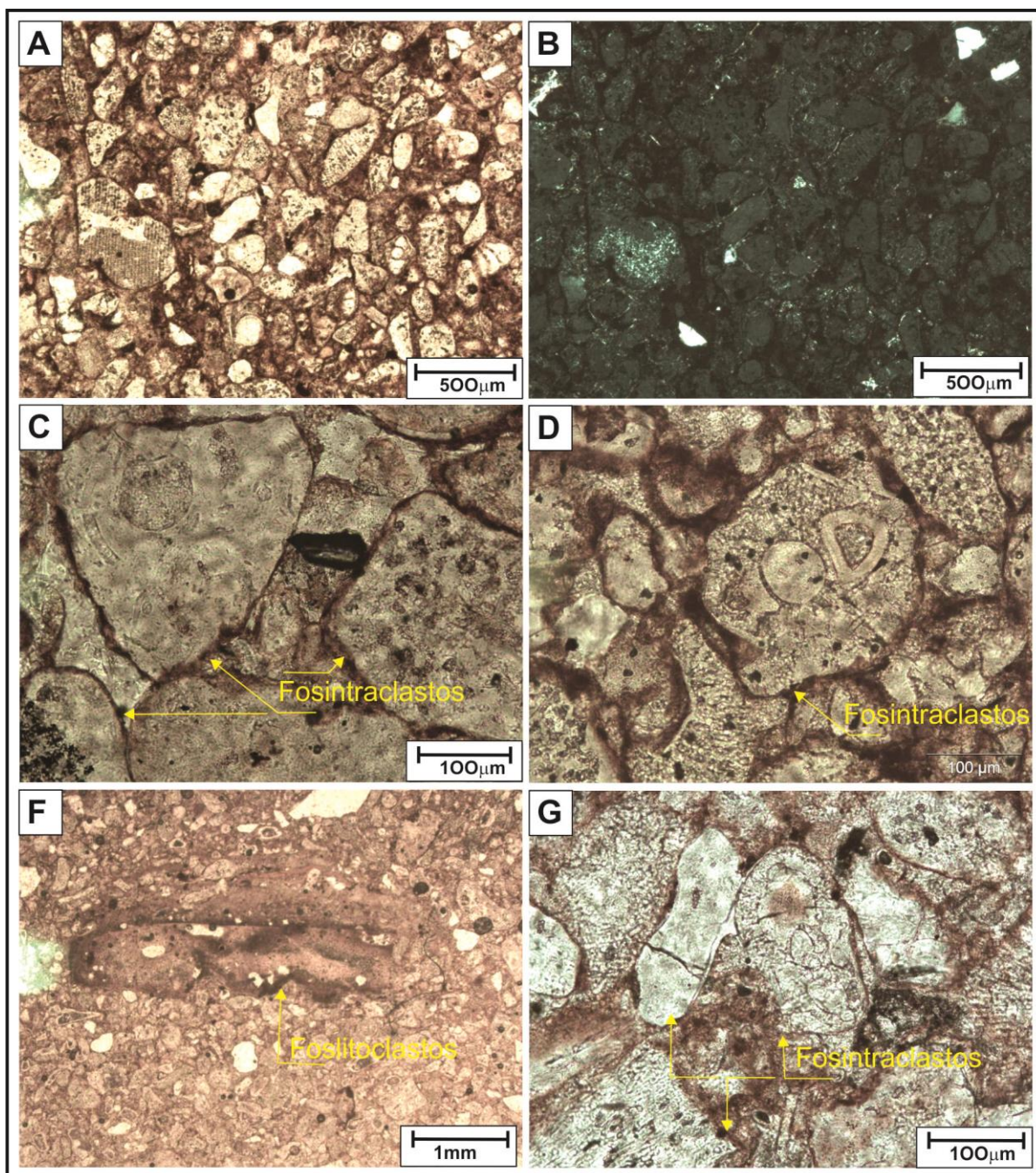


Figura 72. Amostra do afloramento CM-32. A) Fosintraclastos da microfácies em uma visão geral. B) Mesma cena da figura A em NC onde os minerais fosfáticos estão extintos e se se destacam raros siliciclásticos. C) Ampliação de variados fosintraclastos com variadas texturas. A forma mais triangular com bordas arredondadas contendo fossoides e fragmentos de conchas e formas arredondadas lisas. D) Destaque para fosintraclasto contendo fossoides. E) Foslitoclasto. F) Variadas formas de fosintraclastos retangulares, bastonados e arredondados; alguns contendo fosbioclastos.

Nos fosbioclastos foram identificados fragmentos de ossos, conchas, algas, foraminíferos e, mais raramente, ostracodes, que também podem ocorrer dispersos ou concentrados em partes da rocha. Os foraminíferos são os mais abundantes e as principais formas identificadas foram os bentônicos, sendo representados pela *siphogenerinoides* sp.

estudados por Tinoco (1971). Os fosoóides ocorrem em menor quantidade associados aos fosbioclastos. (figura 73).

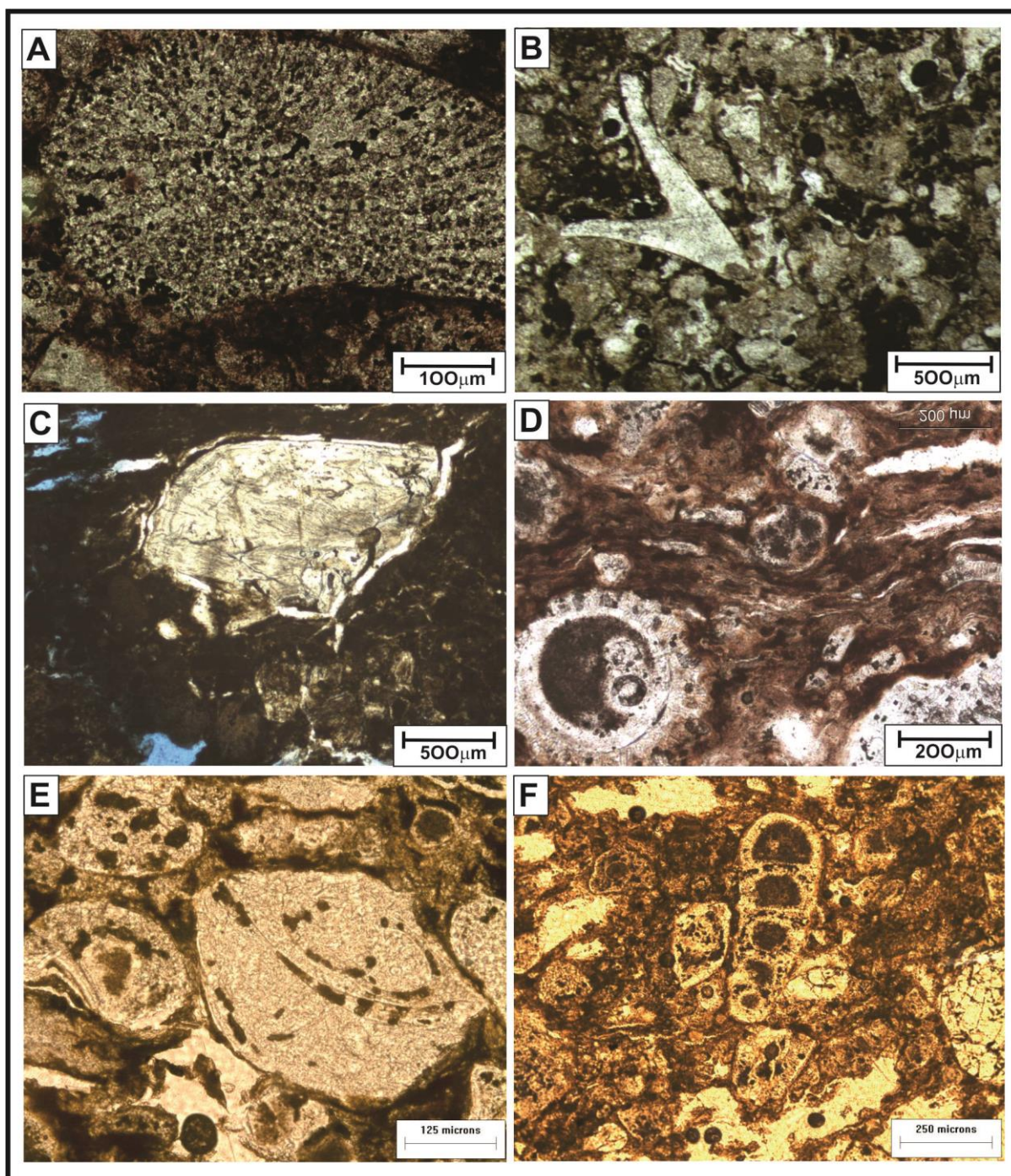


Figura 73. A) Fragmento de alga, amostra CM-32. B) Fragmento de osso, CM-55. C) Fragmento de osso de peixe (provável opérculo), FEN-704. D) Fosoóide, FEN-761. E) Parte de carapaça de foraminífero bentônico e carapaça de ostracodes, FEQ-044. F) Foraminífero bentônico, FEQ-044.

Ao MEV foi observado que alguns componentes aloquímicos foram completamente substituídos por fosfato, como pode ser observado nas figuras 74A e B. O foraminífero está preenchido por duas fases de fosfatização, uma que constitui a carapaça, mais escura, e outra que preencheu as cavidades, que têm mesma composição da matriz. O ostracode foi

identificado a partir de um contramolde fosfático, com a mesma composição da matriz. Nesta amostra foram observados ainda calcisferas, com preenchimento fosfático e vestígios de argilominerais, tanto no interior quanto na superfície (figura 74C e D). Alguns fospeloide apresentam um cimento fosfático em forma de franja isópaca, que são cristais prismáticos perpendiculares à superfície e que, de acordo com Longman (1980), possui feição e característica de precipitação de carbonato de cálcio em zona freática marinha ativa, onde a água salgada percolou pelo sedimento (figura 74E e F).

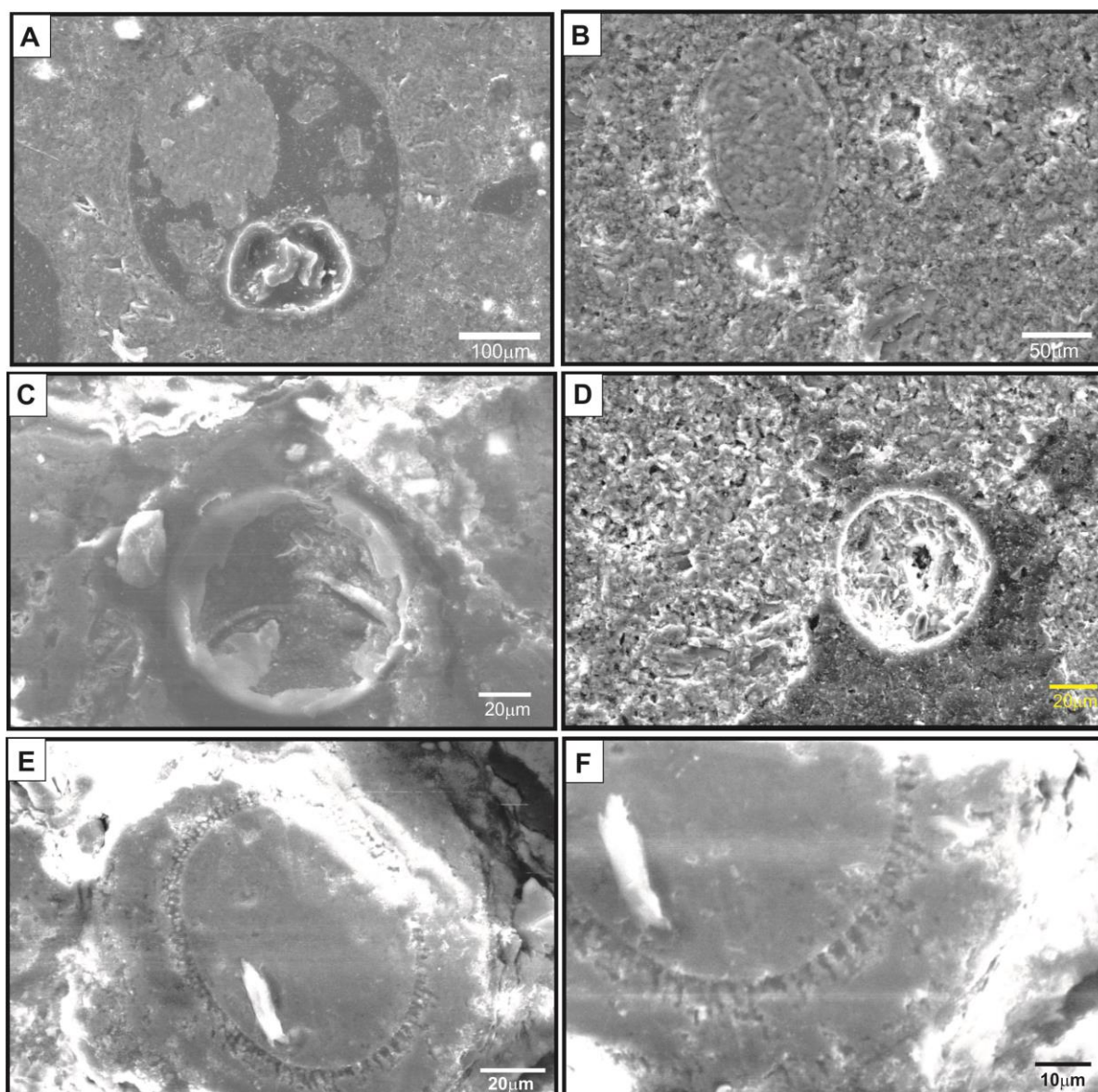


Figura 74. Fotomicrografias em MEV. A) Foraminífero com preenchimento e substituição de fosfatos com textura diferentes, amostra CM-32. B) Ostracodes com preenchimento fosfático, amostra FEN-106. C e D) Calcisfera com preenchimento misto de calcita e argilominerais, amostras FEN-118 e FEN-100. E) Fospelóide composto por fosfato, amostra FEN-118. D) Franja isópaca em fospeloíde, amostra FEN-118.

Alguns fosintraclastos ocorreram fragmentados e com componentes aloquímicos, outros contêm apenas componentes ortoquímicos. Observam-se ainda fácies retas e angulosas em intraclastos com formato pseudo-hexagonal (figura 75).

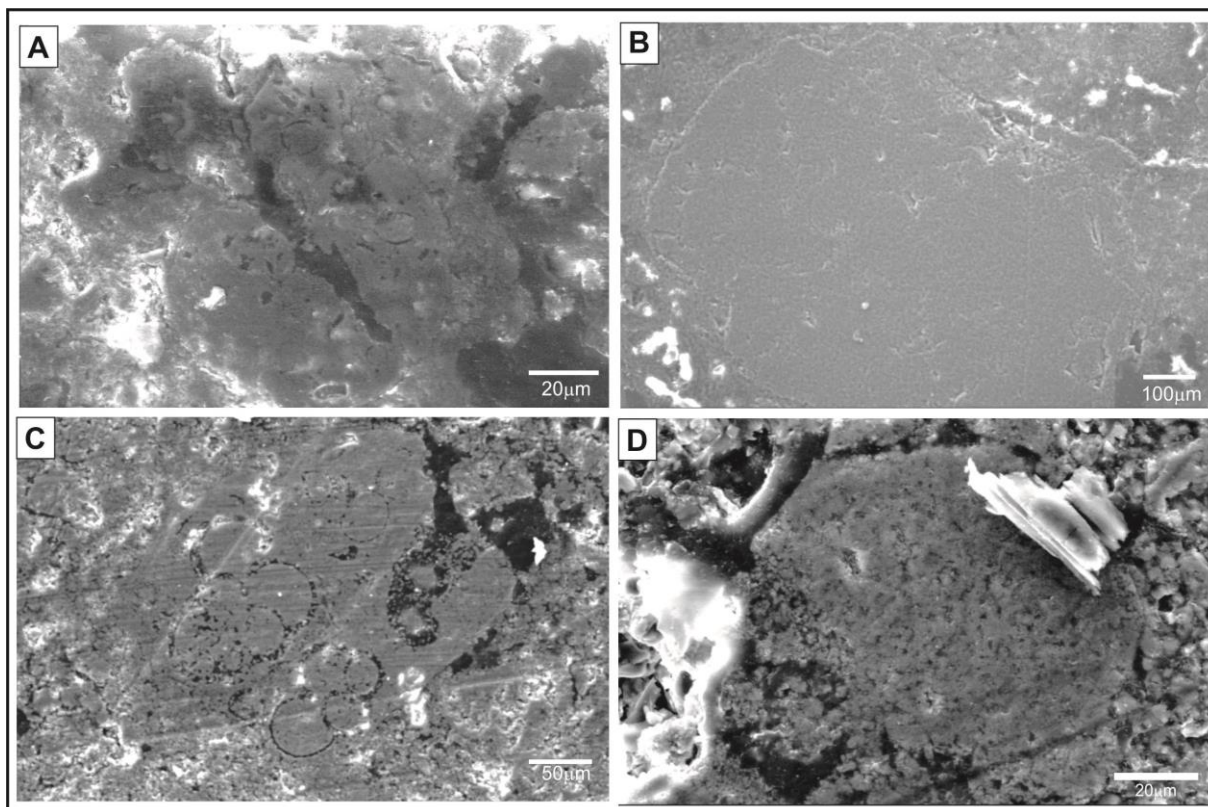


Figura 75. Fotomicrografias em MEV. A) Intraclasto fosfático fragmentado contendo foraminíferos, amostra FEN-118. B) Fosintraclastos formado por ortoquímicos, amostra CM-32. C) Fosintraclastos composto por foraminíferos, amostra FEN-106. D) Fosintraclastos com clasto anguloso, amostra FEN-106.

Em algumas amostras foram identificados grãos com feições que podem representar o registro de atividades microbianas. Essas feições são caracterizadas por túneis que na maioria das vezes se conectam, mas podem aparecer isolados de forma aleatória (figura 76). Em lâminas petrográficas essa textura de bioerosão não fica clara, mas se observa que o grão tem aspecto corroído (figura 77). Essas feições em geral ocorrem em fragmentos de osso, mas observamos formas semelhantes em alguns fosintraclastos e *fospellets*. Para estas feições estaremos usando o termo escavações, embora devam ser corrosões.

A atividade microbiana é um fenômeno comum em ossos fósseis. Uma variedade de microrganismos, incluindo bactérias, cianobactérias, fungos e protozoários têm sido repetidamente observada dentro de túneis microbianos em solos marinhos. Nem todos os microrganismos observados nos túneis são, produziram esse material, e alguns podem estar simplesmente viver em escavações anteriormente de outros. Devido ao seu modo de vida heterotrófico (usando compostos orgânicos como fonte de carbono e energia) os fungos são

geralmente vistos como possíveis responsáveis pelos túneis em tecidos ósseos. Infestações fúngicas ocorrem frequentemente de forma rápida e completa dissolvendo a matriz mineral e orgânica do osso em um tempo relativamente curto (Soudry & Nathan, 2000).

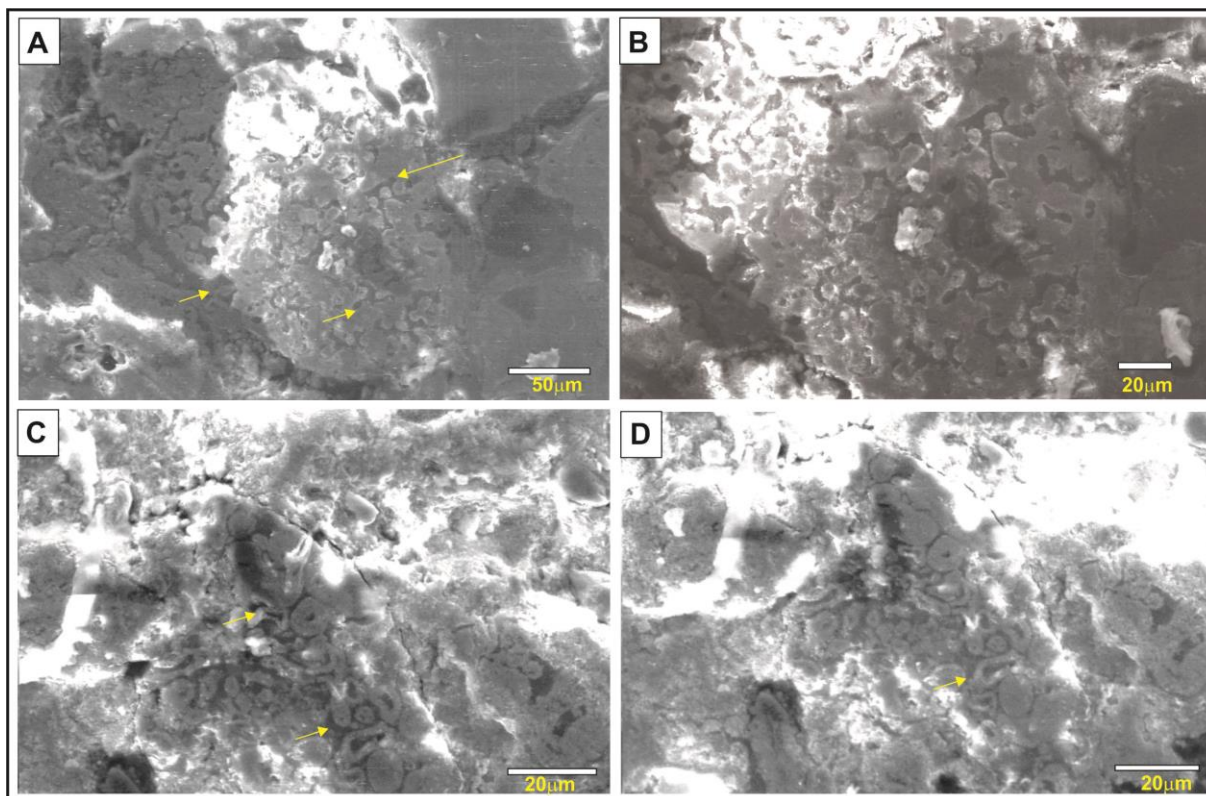


Figura 76. Fotomicrografias em MEV da amostra FEN-118. A) Evidência da atividade microbiana em fragmento de osso. B) Escavações em forma de túneis em osso. D) Fragmento de osso com intensa “escavação”. C) parte da matriz isolada pelas “escavações”.

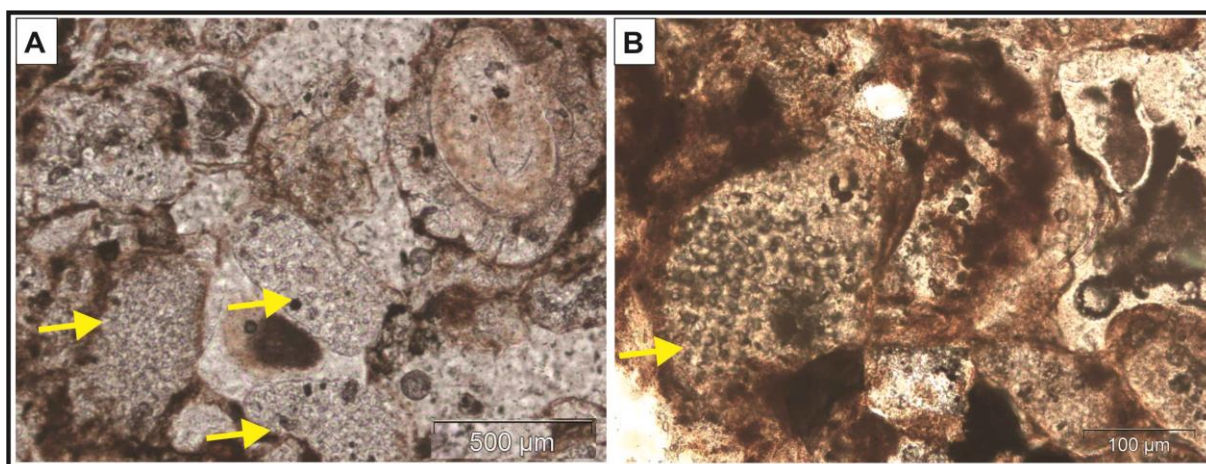


Figura 77. Fotomicrografias de bioerosões vistas em lâmina petrográfica. A) Em *pellets* e intracristais (setas amarelas). B) Bioerosões em fragmentos de ossos.

Os componentes siliciclásticos ocorrem em algumas amostras em quantidade relativamente alta, constituídos por quartzo e raros grãos de feldspatos. Observa-se ainda uma grande quantidade de grãos de glauconita arredondados a sub-eudricos, coloração azulada. O

quartzo e os feldspatos podem ocorrer com as bordas quebradas e corroídas, variando de angulares a sub-arredondadas (figura 78).

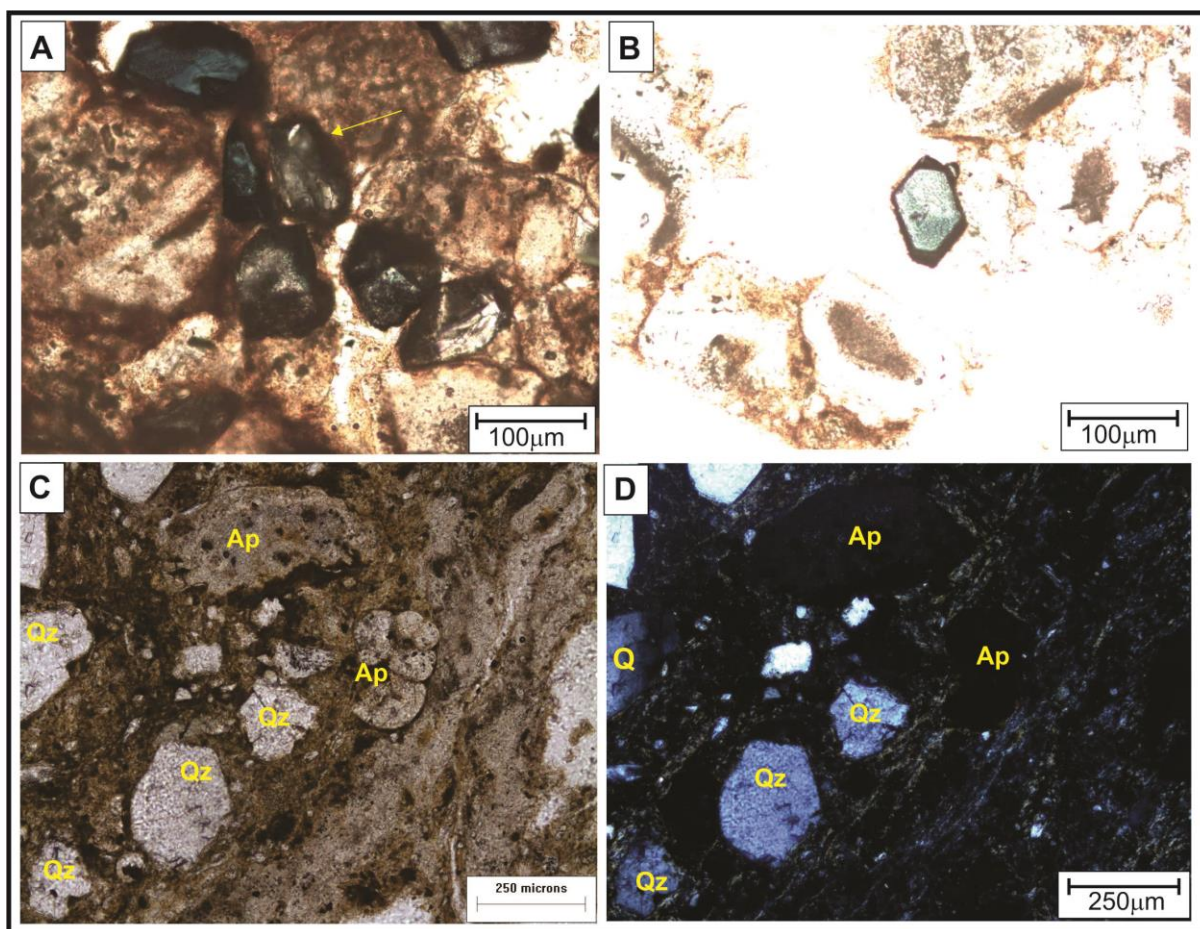


Figura 78. Fotomicrografia em lâminas petrográfica. A) Glauconita entre grãos fosfáticos, amostra FEN-719. B) Glauconita com forma eudral, amostra FEN-718. C) Grãos de quartzo sub-angulosos (Qz) a sub-arredondados, grãos de apatita (Ap) em matriz argilosa. D) Grãos de quartzo (Qz) em matriz contendo sericita (NC).

A partir das análises realizadas foi observado que há uma grande quantidade de argilominerais nos testemunhos, sendo o maior percentual de caulinita e ilita no 1PL-02-PE, em relação à esmectita. O cimento ocorre circundando os grãos e, em alguns casos, intrapartículas, sendo formado predominantemente por componentes ortoquímicos de origem primária e secundária. O cimento fosfático primário ocorre com coloração marrom avermelhado e isotrópico e, em geral, circula os grãos de fosfato e siliciclásticos. O aumento de segunda geração tem forma fibroradial, ocorrendo principalmente entre cavidades de fosbioclastos e contém mais alumínio (figura 79). Ocorre ainda um cimento formado por argilominerais e óxidos de ferro, que ocorre intrapartículas ou e circundando grãos. Observa-se que é bastante comum cimento argiloso, que ocorre nas cavidades dos aloquímicos.

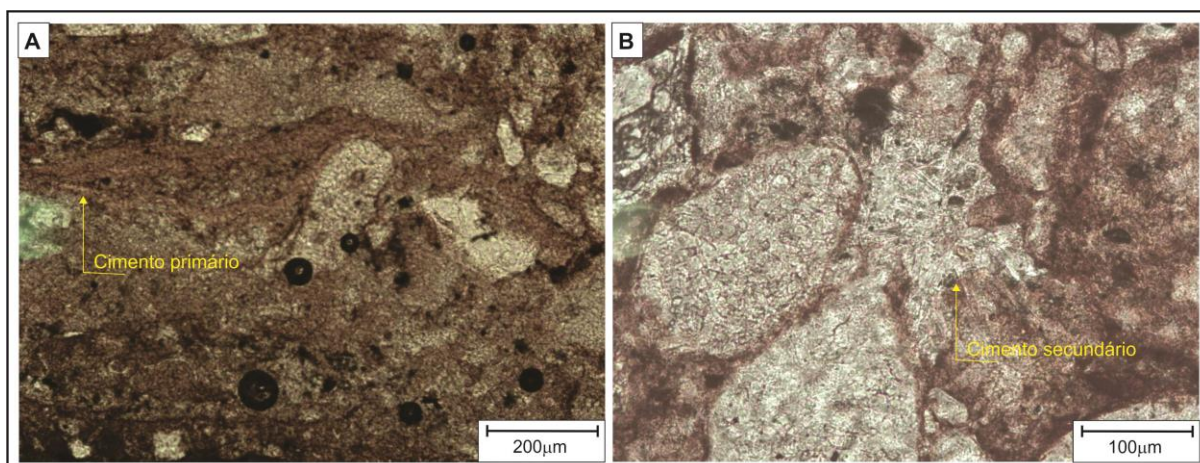


Figura 79. Amostra afloramento CM-32 com destaque para o cimento primário circundando os grãos. B) Cimento secundário fibroradial preenchendo fratura entre partículas.

5.3. Descrição e classificação das rochas fosfáticas da Bacia Paraíba

Nas rochas fosfáticas os componentes mais comuns e facilmente identificáveis são os elementos aloquímicos, pois os ortoquímicos são difíceis de identificar dependendo da matriz na qual se encontra. A fácies formada por calcareito apresenta o maior teor fosfato em até 7% de P_2O_5 . Essa fácies foi descrita em vários poços ao longo da bacia, em seção onde não ocorre fosforito. Os calcarenitos com anomalias de fosfato (Ca) são maciços de coloração cinza escura, com nódulos fosfáticos ortoquímicos acinzentados, e aloquímicos variados e numa contagem modal aproximada, Fonseca Neto (1979) chegou a aproximadamente: 14% de apatita, 10% de calcita, 68% de dolomita e 8% de quartzo. Na análise petrográfica observa-se que a fácies Ca é formada predominantemente por dolomita com a presença de aloquímicos fosfáticos. Esses componentes aloquímicos estão distribuídos de forma abundante e uniforme em toda microfácies, e são representados principalmente por fosintraclastos, fospeloídes e fosbioclastos. Os fosintraclastos variam de tamanho podendo ter até 2cm e possuem formas arredondadas, retangulares ou bastonadas. Os fosintraclasto têm coloração variável de marrom escuro a claro e pode conter grãos de quartzo, dolomita e bioclastos carbonáticos. Os fospeloídes podem ocorrer com formas variáveis e contêm núcleos escuros com mais de uma fase de precipitação de fosfato. Os fosbioclastos são representados principalmente por foraminíferos, ostracodes, fragmentos de conchas, de ossos e algas e estão bem preservados. Alguns fosbioclastos ainda preservam pequenas partes com carbonato primário. Secundariamente, ocorrem grãos de quartzo em matriz/cimento formado predominantemente por dolomita com formas planares-s e raras planares-e. Os bioclastos são representados principalmente por foraminíferos bentônicos e raros ostracodes (figura 80) e podem ser classificados, segundo a adaptação de Cook & Shergold (1986), como *Grainstone*-fosfático.

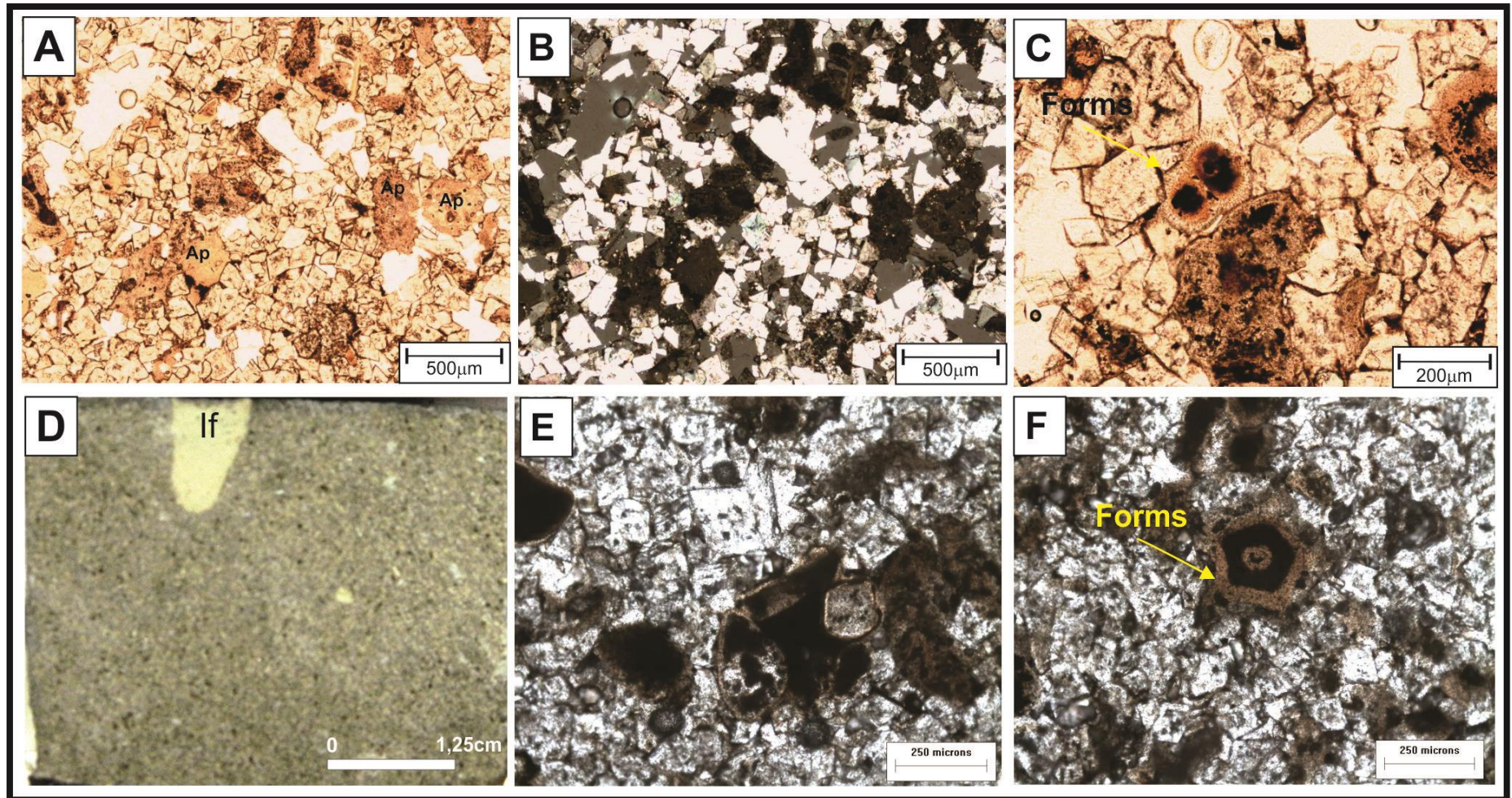


Figura 80. A) Fábrica dolomítica com aloquímicos fosfático com coloração marrom, amostra no poço IMA-01-PB. B) Aloquímicos que em nicóis cruzados aparecem em extinção. C) Oóides e fragmentos de conchas fosfatizadas, com mais de uma fase de precipitação. D) Calcarenito com nódulos de argila, poço IPL-01-PE. E) Ostracodes substituído por fosfato. F) Foraminífero substituído por fosfático.

Associado a fácies Ca observa-se a fácies de arenito calcífero (Ac) que possui granulação areia média a grossa, e maciça, com teores de até 5% de P_2O_5 , com 8% de apatita, 4% de calcita, 51% de dolomita e 36% de quartzo. Da base para o topo esta fácies tem um teor de siliciclastos de até 60%, que são constituídos por quartzo e pequenas quantidades de feldspatos e argilominerais. Segundo Fonseca Neto (1979) à medida que diminui o teor de siliciclásticos aumenta o teor dos minerais carbonáticos até a fácies Ca que ainda apresenta poucos grãos de quartzo.

Os siliciclásticos são predominantemente quartzo, raros feldspatos e raros fragmentos líticos. A matriz é formada principalmente por dolomita. Os componentes aloquímicos podem ser fosfáticos ou carbonáticos e são representados principalmente por bioclastos, fosintraclastos, fospeloídes e raros fosbioclastos. Os bioclastos são principalmente foraminíferos, raros ostracodes e uma grande quantidade de fragmentos de conchas de macrofósseis preenchidas por dolomita/calcita. Os foslitoclastos são, em geral, formados por componentes ortoquímicos. Os fospeloídes ocorrem extremamente abundantes em algumas microfácies, apresentando, em geral, formas elipsoidais (figura 81).

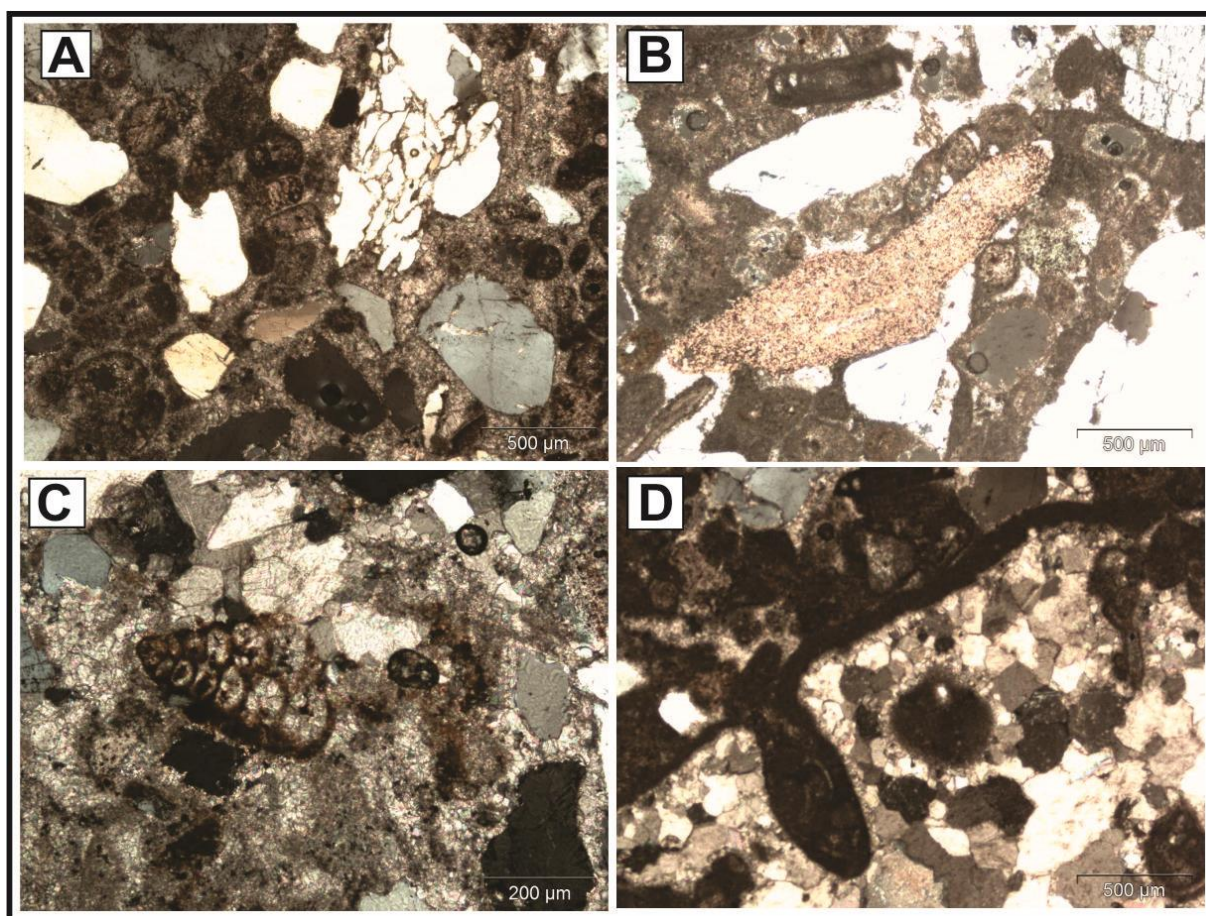


Figura 81. A) Fotomicrografia com aspecto geral da fácies Ac. B) Detalhe de intraclastos de fosforito. C) Foraminíferos fosfatizados. D) Fragmento de concha fosfatizado.

A fácies formada por argilito marrom, Argm, pode conter até 7% de P_2O_5 e é caracterizada predominantemente por matriz argilosa com grãos variados. Observou-se que há microfácies contendo uma grande quantidade de quartzo, tamanho silte a areia média, e fragmentos líticos tamanho areia. Outras microfácies apresentam fosbioclásticos e bioclastos, fosintraclasto e intraclastos, em meio a matriz argilosa ferruginosa e fosfática (figura 82). No trabalho de Fonseca Neto (1979) foi descrito para esta fácies 8% de apatita, até 30% de siliciclásticos e 60% de argilominerais, sendo que ocorre calcita e dolomita em pequena quantidade.

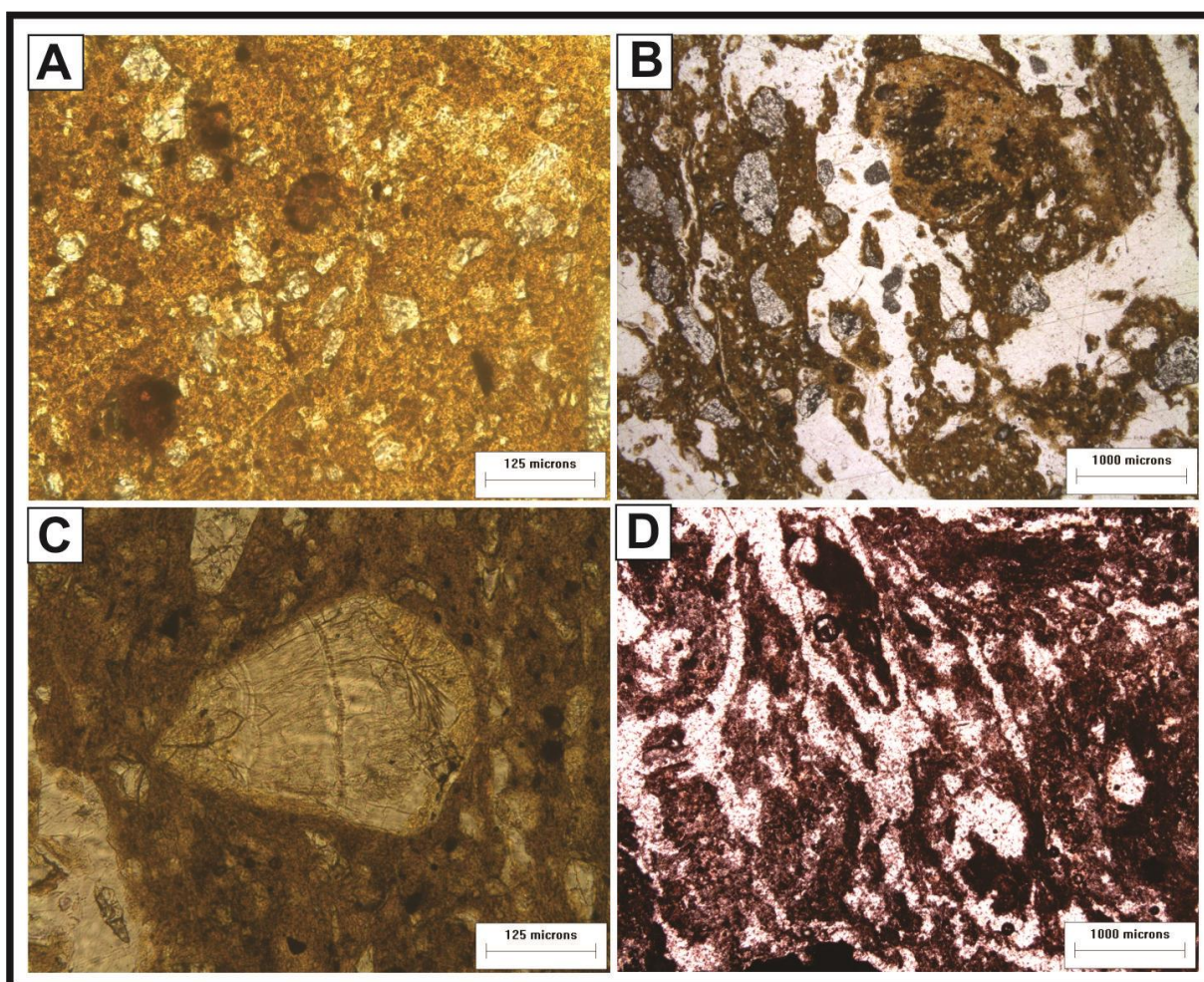


Figura 82. A) Argilito marrom contendo grãos de quartzo e fosintraclasto e fossoíde, amostra FEQ-57. B) Argilito com grãos de quartzo, amostra FEQ-57. C) Bioclasto, fragmento de osso, em argilito marrom fosfático, amostra FEQ-57. D) Argilito com raros grãos de quartzo matriz ferruginosa, amostra FEQ-58.

As fácies com rochas fosfáticas areníticas são caracterizadas como arenitos com matriz fosfática, com teores entre 10% e no máximo 15% de P_2O_5 . Essas rochas apresentam uma grande quantidade de minerais siliciclásticos (até 65%, onde 54% é quartzo e 11% feldspatos), apatita (até 29%) e argilominerais (6%). Foram observados nesta fácies

intraclastos de argila e aloquímicos fosfáticos (cerca de 30%). Os aloquímicos são principalmente representados por fospeloíde, fosintraclasto, foslitoclastos, fosbioclastos e fosoóide, onde alguns feldspatos estão alterados para argilominerais. Nesta amostra foram observados, ainda, muscovita e alguns minerais opacos. Estes grãos são arredondados a sub-angulosos, alguns fraturados e corroídos. Os fosintraclastos e os fospeloídes podem ser facilmente confundidos, estes apresentam coloração marrom claro com tons mais acinzentados e com tamanhos mais regulares. Os foslitoclastos têm coloração marrom mais escura, com tamanhos variados. Nos fosbioclastos foram identificados foraminíferos, ostracodes e fragmentos de macrofósseis. A maior parte dos fosbioclastos se encontram fragmentados e mal preservados. Os componentes aloquímicos estão distribuídos de forma heterogênea ou em concentrações ao longo das amostras. Observa-se, ainda, uma grande quantidade de matriz argilosa com óxido de ferro, que pode ocorrer em partes específicas da rocha. O cimento pode ser fosfático com coloração marrom e isotrópico ou argiloso com bastante óxido de ferro. Os argilominerais identificados foram a caulinita, illita e esmectita, Fonseca Neto (1979) (figura 83).

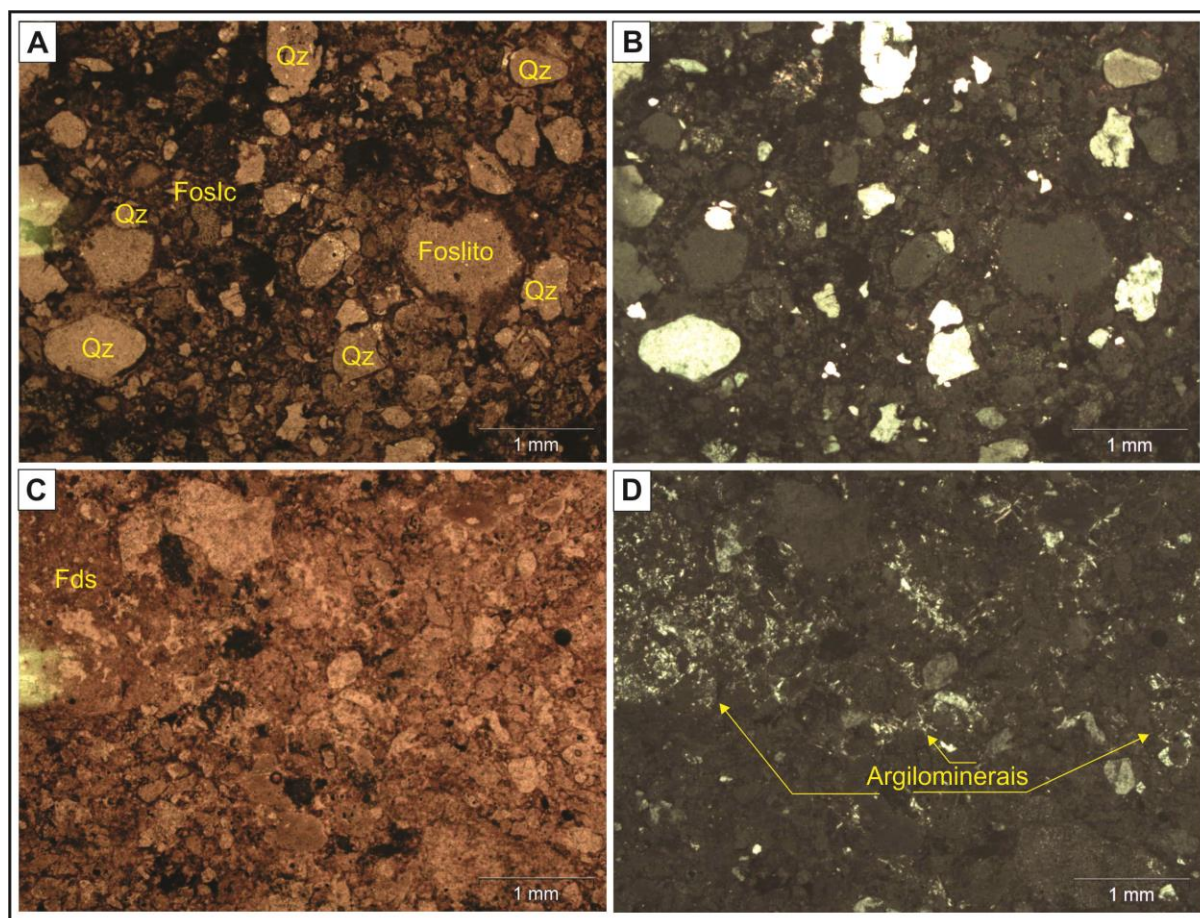


Figura 83. A) Arenito fosfático contendo grãos de quartzo fospelóides e foslitoclastos. B) Nicóis cruzados destacando os grãos de quartzo. C) Feldspatos e matriz argilosa. D) Nicóis cruzados destacando matriz argilosa. Amostra do afloramento CM-32.

Também foram identificadas algumas rochas fosfáticas que apresentam o produto de alteração de fosforito de ambientes primários. Estas rochas são formadas por minerais fosfáticos de alumínio e têm características texturais completamente diferentes daquelas dos fosforitos. Algumas microfácies são produto de retrabalhamento de fosforitos, onde é possível identificar a presença de muitos foslitoclastos em matriz fosfática e argilosa, assim como uma grande quantidade de quartzo (figura 84). Alguns foslitoclastos apresentam preservadas estruturas primárias como laminações plano-paralelas (figura 84C). Outro aspecto importante observada em outras amostras é a textura semelhante a “*box work*” e fibroradial, sendo compostas predominantemente por minerais fosfáticos aluminosos e alguns argilominerais (figura 85).

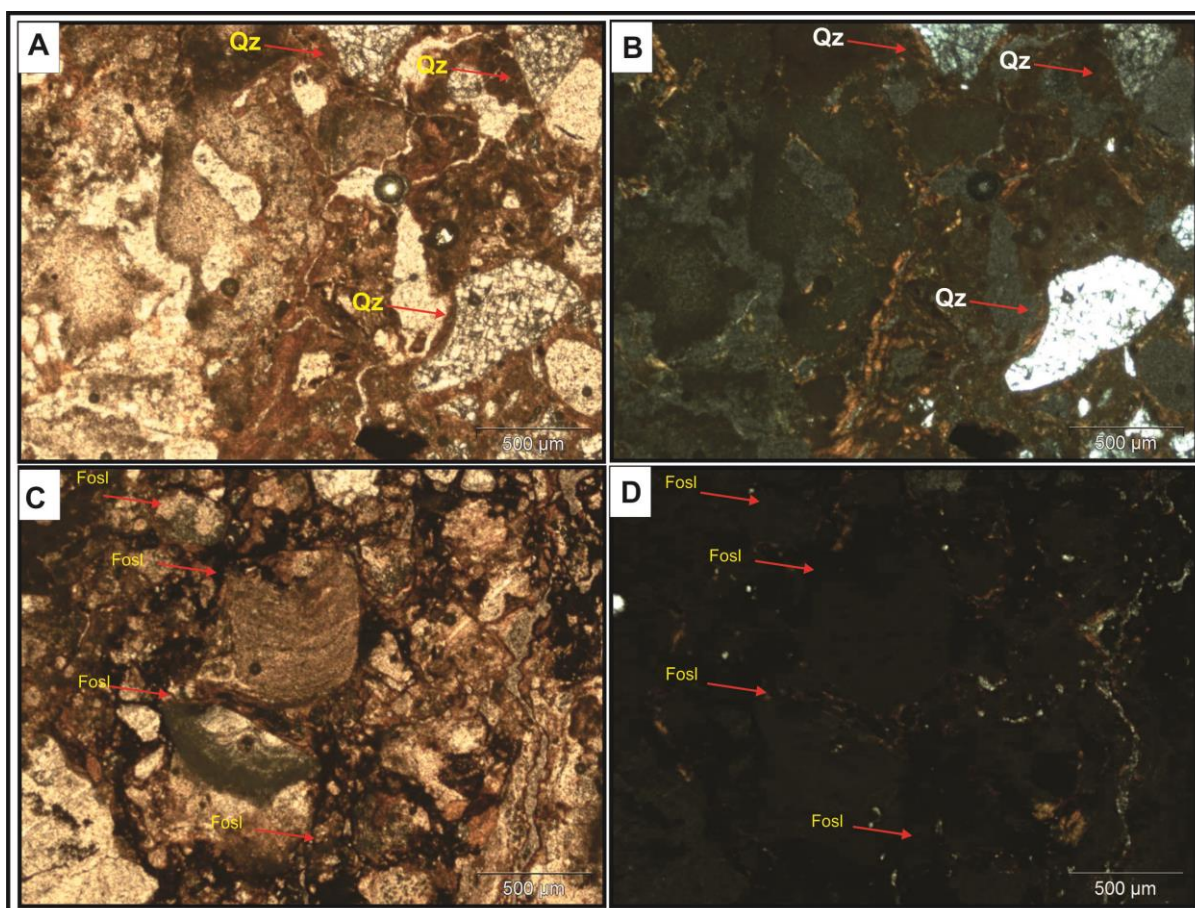


Figura 84. A) Foslitoclastos e quartzo, em NP. B) Foslitoclastos e quartzos, em NC. C) Fotomicrografia destacando uma mistura de foslitoclastos, em NP. D) Destaque para grãos de quartzo e foslitoclastos em NC.

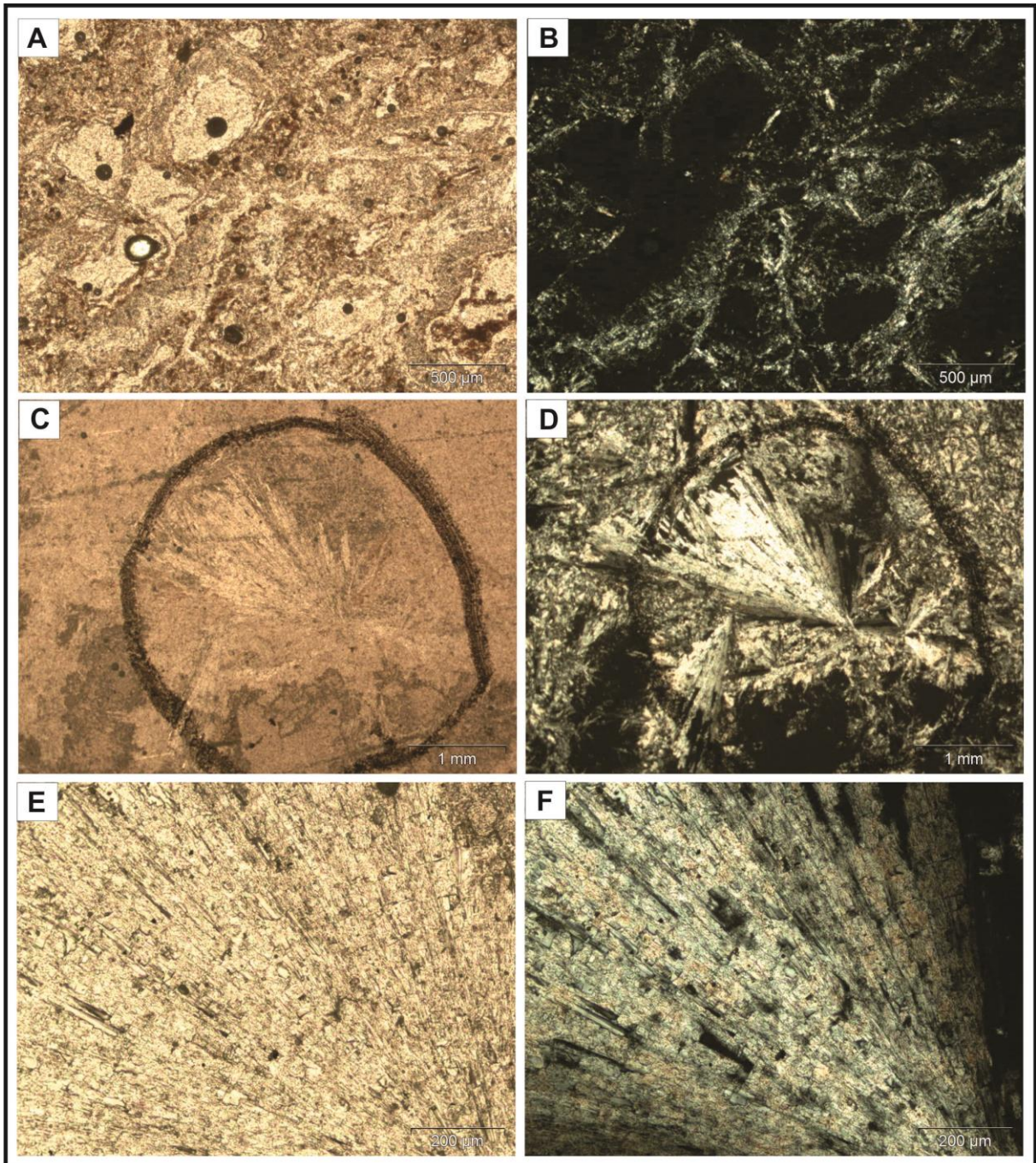


Figura 85. A) Fotomicrografia da textura *box work* NP. B) Fotomicrografia A em NC. E) Mineral fosfático fibroradial aluminoso, NP. F) Mineral de fosfato de alumínio, em NC. G) Detalhe de mineral fibroradial, NP. H) Detalhe de mineral fibroradial, em NC. NC=nicóis cruzados. NP=nicóis paralelos.

CAPITULO VI

MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DOS FOSFORITOS

Neste capítulo serão apresentados dados referentes a análises realizadas por difratometria de raios X (DRX) para a identificação da mineralogia e microscopia eletrônica de varredura com *wavelength dispersive spectroscopy* acoplado (MEV-WDS), através do qual foram realizadas apenas mediadas qualitativas, em amostras das principais fácies de fosforitos primários e fosforitos alterados (foscretes) para auxiliar na interpretação da química mineral, e correlação com os dados de química de rocha total.

Existe uma grande quantidade de minerais de fosfato reconhecidos, sendo a apatita a mais abundante, outros fosfatos menos comuns são: monazita, rabdofânio, autunita, xenotímio e torbernita. Em todas as formas, o fosfato se isola estruturalmente em unidades tetraédricas (PO_4) (Bartels & Gurr, 1994).

A apatita cristaliza no sistema hexagonal, grupo P63/m, sendo a fluorapatita, a variedade mais comum. A apatita é formada por dois planos de simetria paralelos ao (001) e um sítio tetraédrico (PO_4)⁻³, ligado ao Ca em dois sítios estruturais diferentes, formando uma estrutura em colméia. O primeiro sitio denominado de Ca (1), possui coordenação 9 (unido a nove átomos de oxigênio) e o segundo, denominado de Ca (2), possui coordenação sete ligado a seis átomos de oxigênio e um de flúor, cloro ou hidroxila. Cada átomo de oxigênio está ligado a um átomo de fósforo, um átomo de Ca (1) e dois átomos de Ca (2). Resultando numa malha que corresponde a um prisma reto de base losangular, com quatro íons Ca 1, seis íons Ca2, seis íons P, dois íons F (canais) e 24 átomos de oxigênio (Slansky (1980); Toledo & Pereira, (2001)). A substituição iônica na apatita pode ocorrer no sítio (PO_4)⁻³ por CO_3 ²⁻, SiO_4 ⁴⁻, SO_4 ⁴⁻, VO_4 ³⁻, AsO_4 ³⁻, CrO_4 ²⁻ e mais raro Nb, Ge, Se, Zr. No sítio (Ca) o conteúdo catiônico pode conter, substitui o Ca^{2+} por Na^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , U^{4+} , U^{6+} , K^+ , Cd^{2+} , ETR^{2+} , ETR^{3+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} , Be^{2+} , Al^{3+} , Pb^{2+} , Sn^{2+} , Zn^{2+} , Sc^{3+} e Bi^{3+} . O Al^{3+} pode substituir tanto Ca^{2+} como P^{5+} . O ânion monovalente F^- , pode também ser ocupado principalmente por OH^- , Cl^- , CO_3 ²⁻, SO_4 ²⁻, Br^- e I^- Fischer & McConnell (1969) e Toledo & Pereira (2001).

A apatita pode ser formada em variados ambientes geológicos: ígneos, metamórficos, sedimentares e biogênicos. A sua composição vai depender do ambiente e é também influenciada pela necessidade de compensação de cargas quando ocorrem substituições entre íons de carga diferente em relação à apatita ideal. Pode ocorrer uma grande variabilidade de

composições, que resultam também em mudanças das características físicas como diferenças de densidade, índice de refração, birrefringência, susceptibilidade magnética, solubilidade etc. (Toledo & Pereira, 2001).

No trabalho de Aydin *et al* (2009) são descritas as principais espécies minerais de fosfato que ocorrem no ambiente primário, onde incluem:

- Fluorapatita ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$), encontrado principalmente em rochas ígneas e metamórficas, por exemplo, em carbonatitos, piroxenitos e outros;
- Hidroxiapatita ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$), encontra-se principalmente em rochas ígneas e metamórficas, mas também em depósitos biogênicos, por exemplo, em depósitos ósseos;
- Carbonato - hidroxiapatita ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6(\text{OH})_2$), encontra-se principalmente em ilhas e em cavernas, como excrementos pássaros e morcegos, guano;
- Francolita ou carbonato-fluorapatita ($\text{Ca}_{10-x-y}\text{Na}_x\text{Mg}_y(\text{PO}_4)_6-z(\text{CO}_3)_z\text{F}_{0.4z}\text{F}_2$). Esta complexa variedade de apatita é encontrado apenas em ambientes marinhos;
- Collophana $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2n\text{Ca}(\text{CO}_3, \text{F}_2, \text{O}) \cdot x\text{H}_2\text{O}$, este tipo de mineral de fosfato é típico dos sedimentos marinhos (Aydin, 2009).

Pufahl (2010) usa o termo francolita para o carbonato-fluorapatita e destaca que é o mineral primário mais comum em fosforitos dos principais depósitos do mundo. É um mineral autigênico que se deposita em fundos oceânicos relacionados aos processos de fosfogênese.

6.1. Análise por difratometria de raios X (DRX)

Nas análises por DRX foram identificados minerais de ambientes primários e alguns minerais de ambientes secundários originados pela ação do intemperismo. Estes minerais apresentados no quadro 7. Foram analisadas três amostras de fosforitos (CM-32, CM-32C e CM-55) e duas amostras de fosforitos alterados (foscretes, CM-92B e CM-93). Todas as amostras descritas foram coletadas em afloramentos, o que certamente lhes confere este aumento maior no grau de intemperismo.

A análise por DRX das amostras de fosforito CM-32, CM-32C e CM-55, permitiram identificar principalmente carbonato-fluorapatita e minerais de fosfato de alumínio secundários, Wavelita, Svanbergita e Crandalita, além de goethita e xenotima, quartzo e albita (figura 86). Na amostra CM-32 foi observado a possibilidade da ocorrência de fluorita. Nos fosforitos alterados amostras: CM-92B e CM-93 foram identificados principalmente minerais secundários de fosfato de alumínio, já identificado anteriormente nos fosforitos menos

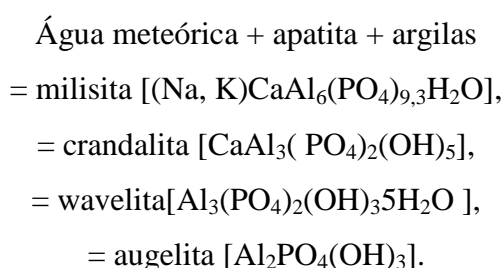
alterados como Wavelita, Svanbergita e Crandalita e ainda a presença de Goyazita. Foram identificados ainda outros minerais como xenotima, albita, grunerita e monazita. Na amostra do afloramento CM-93 ainda observou-se a presença de carbonato-fluorapatita (figura 87).

Quadro 7. Minerais identificados por DRX nas amostras de fosforitos e fosforitos alterados.

Amostra	Mineral	Sigla	Fórmula química
M-32	Carbonato-fluorapatita	Ap	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]_3\text{F}$
	Xenotima	Xtm	YPO_4
	Wavelita	Wvl	$\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Svanbergita	Svb	$\text{SrAl}_3[\text{SO}_4][\text{PO}_4](\text{OH})_6$
	Goethita	Gt	$\text{FeO}(\text{OH})$
	Albita	Ab	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
	Fluorita?	Fl	CaF_2
CM-32C	Carbonato-fluorapatita	Ap	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]_3\text{F}$
	Xenotima	Xtm	YPO_4
	Wavelita	Wvl	$\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Svanbergita	Svb	$\text{SrAl}_3[\text{SO}_4][\text{PO}_4](\text{OH})_6$
	Goethita	Gt	$\text{FeO}(\text{OH})$
	Albita	Ab	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
	Quartzo	Qz	SiO_2
CM-55	Carbonato-fluorapatita	Ap	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]_3\text{F}$
	Crandalita	Cdl	$\text{CaAl}_3(\text{OH})_6[\text{PO}_3\text{O}_{0.5}(\text{OH})_{0.5}]_2$
	Wavelita	Wvl	$\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Svanbergita	Svb	$\text{SrAl}_3[\text{SO}_4][\text{PO}_4](\text{OH})_6$
	Goethita	Gt	$\text{FeO}(\text{OH})$
	Albita	Ab	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
	Quartzo	Qz	SiO_2
CM-92B	Wavelita	Wvl	$\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Goyazita	Goy	$\text{SrAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$
	Crandalita	Cdl	$\text{CaAl}_3(\text{OH})_6[\text{PO}_3\text{O}_{0.5}(\text{OH})_{0.5}]_2$
	Xenotima	Xtm	YPO_4
	Albita	Ab	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
CM-93	Carbonato-fluorapatita	Ap	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]_3\text{F}$
	Wavelita	Wvl	$\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Svanbergita	Svb	$\text{SrAl}_3[\text{SO}_4][\text{PO}_4](\text{OH})_6$
	Goyazita	Goy	$\text{SrAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$
	Grunerita	Grun	$[\text{Fe}_{0.87}\text{Mg}_{0.13}]_7(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Quartzo	Qz	SiO_2
	Albita	Ab	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
	Monazita	Mz	SrSeO_4

Menor (1975) analisou por DRX e petrografia em amostras de fosforitos em Olinda e descreveu a ocorrência calcita e dolomita, quartzo, feldspatos, raros argilominerais, como caulinita e illita e montmorilonita. Em relação aos fosfatos foram identificados dois tipos: um fosfato de cálcio e um fosfato de alumínio-cálcio, que foi identificado como sendo a crandalita, mais comum nas porções mais superficiais. Observe-se que, como acessório importante, foi verificada a presença de goethita.

A carbonato-fluorapatita ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]3\text{F}$), também descrita como francolita, é o principal mineral de fosforitos em rochas sedimentares (Matthews & Nathan, 1977). Nos locais estudados este mineral ocorre em todas as amostras, exceto num fosforito alterado formado por clastos e intraclastos de foscretes (amostra CM-92B). A alteração do carbonato-fluorapatita, através do intemperismo, pode dar origem aos minerais de fosfatos aluminosos. Uma sucessão mineralógica durante a alteração de apatita, na presença de argilas é esquematizado abaixo segundo Altschuler *et al* (1958), Flicoteaux & Lucas (1984) e Simandl *et al* (2012):



Os minerais de fosfato aluminosos são principalmente representados pela wavelita ($\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3,5\text{H}_2\text{O}$), que foi descrita em todas as amostras analisadas de fosforitos e fosforitos alterados, e ocorre comumente sob a forma de agregados de cristais radiais concêntricos.

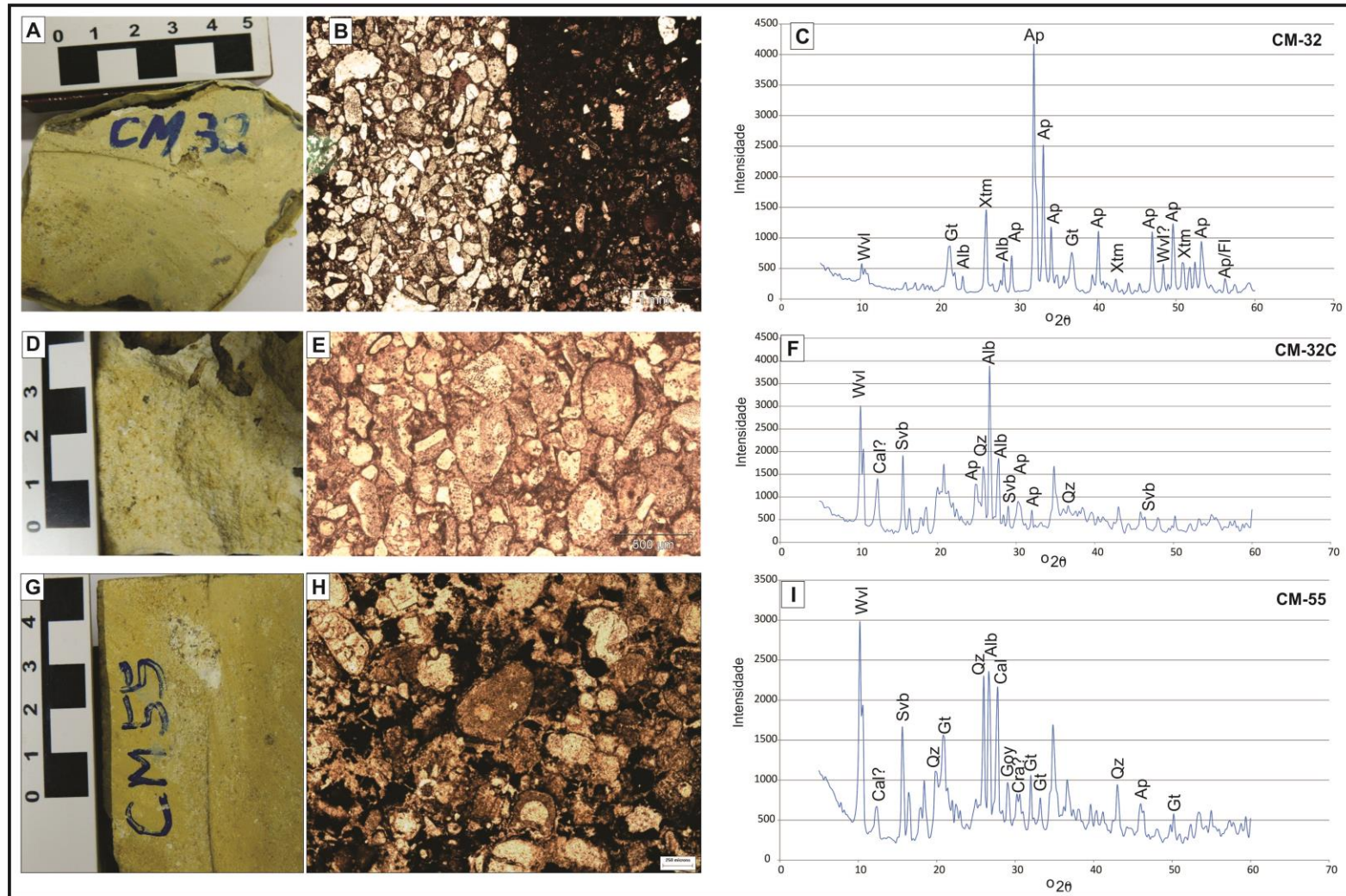


Figura 86. A) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-32. B) Fotomicrografia da amostra CM-32 N//. C) Difratoograma da amostra CM-32. D) Amostra de mão CM-32B. E) Fotomicrografia da amostra CM-32 N//. F) Difratoograma da amostra CM-32C. G) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-55. H) Fotomicrografia da amostra CM-55 N//. I) Difratoograma da amostra CM-55.

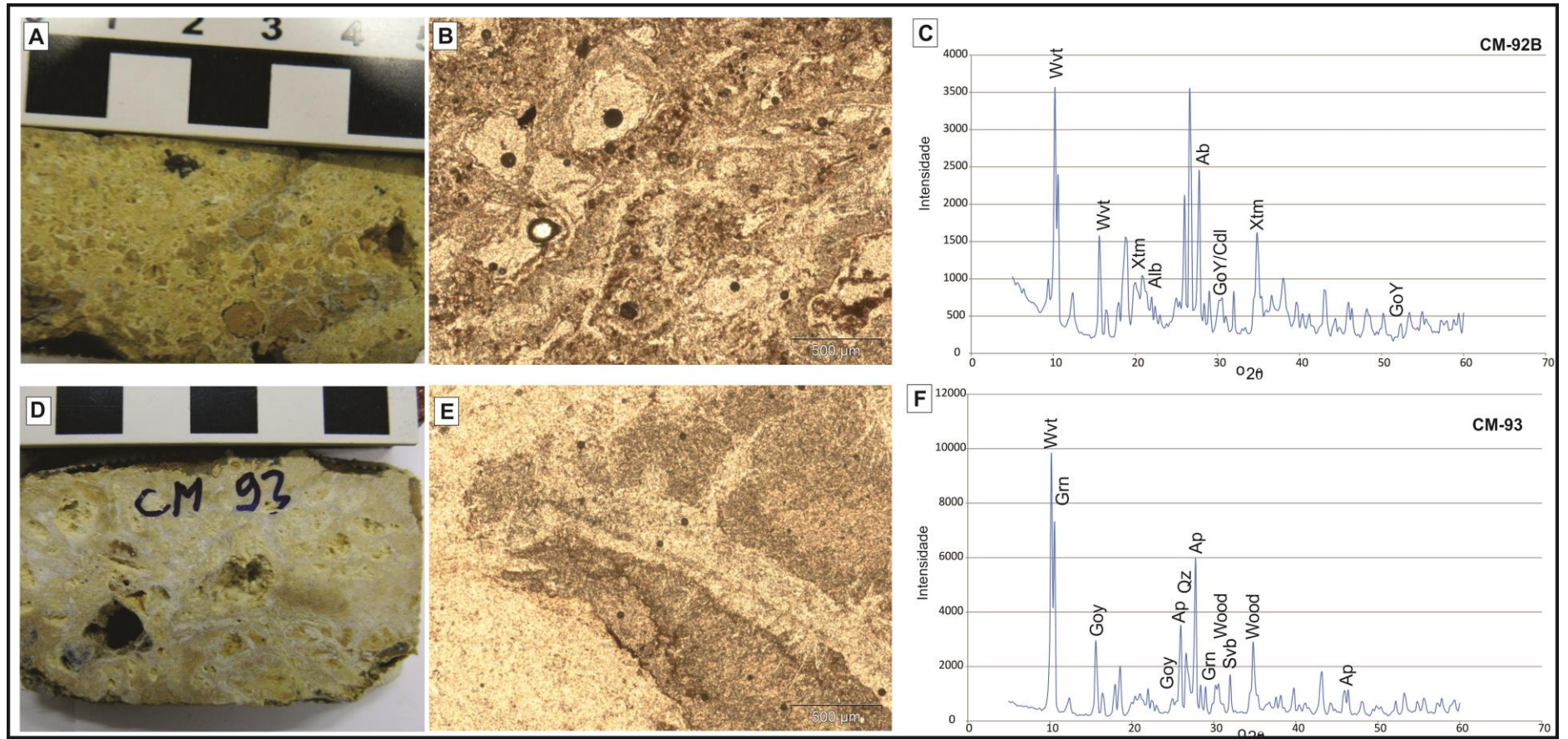


Figura 87. A) Amostra de mão de fosforito do afloramento CM-92. B) Fotomicrografia da amostra CM-92B N//. C) Difratoograma da amostra CM-92B. D) Amostra de mão do afloramento CM-93. E) Fotomicrografia da amostra CM-93 N//. F) Difratoograma da amostra CM-93.

Nas amostras CM-55 e CM-92B foi identificada a presença de crandalita ($\text{CaAl}_3(\text{OH})_6[\text{PO}_3\text{O}0.5(\text{OH})_{0.5}]_2$), este mineral já foi denominado como uma pseudowavelita ou Ca-wevelita que faz parte do grupo da alunita ($\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$) e juntamente com woodhouseita, svanbergita e goyazita formam uma solução sólida. Galán-Abellán (2013) descreve esta solução sólida em rochas sedimentares do Triássico Médio na Espanha como um sulfato de alumínio-fosfato (APS-aluminium-phosphate sulfate) rico em estrôncio (Sr). Nas amostras dos fosforitos foi identificada a presença de svanbergita e nos foscretes foram descritas svanbergita e goyazita. Anomalias de estrôncio foram observadas nas amostras de fosforito CM-32 e CM-32C com até 3%, mas não ocorre com altos valores nos foscretes e na amostra de fosforito CM-55. Os minerais secundários são formados através de intemperismo, em condições específicas, onde a água meteórica causa alterações em minerais primários, com baixo pH e condições oxidantes, e em temperaturas tropicais quentes com exposição subaérea das rochas. Durante o processo de intemperismo pode ocorrer à lixiviação e quebra do carbonato e descarbonização da apatita, levando ao aparecimento e crescimento de fosfatos aluminosos e ferruginosos, devido à disponibilidade desses elementos no ambiente que derivam da dissolução parcial de outros minerais. O mesmo ocorre com os fosfatos aluminosos e de cálcio-alumínio, no Oeste do Senegal, descritos por Lucas *et al.* (1980), que são resultado da transformação de minerais fosfáticos na presença de argilominerais, onde se observa que numa sucessão de camadas fosfáticas ocorre a seguinte sequência da base para o topo: Flúor-carbonato-apatita=milisilita Ca+crandalita Sr+crandalita Ca (wavelita). Gnanndi & Tobschall (2003) observaram nas análises por DRX nos fosforitos do Tongo, que o principal mineral encontrado é a fluorapatita, derivada do intemperismo da francolita mineral primário, e que nas camadas superiores, mais endurecidas, ocorrem minerais como crandalita, goethita e caulinita.

Outro mineral comum na maior parte das amostras é a xenotima, cuja ocorrência nas amostras é coerente com os resultados obtidos em relação ao alto valor de ítrio nas análises químicas, em rocha total, que pode chegar a 2% em algumas amostras. A Xenotima está sendo cada vez mais reconhecido como um constituinte traço em rochas sedimentares siliciclásticas. Ela pode começar a crescer durante eo-diagênese, geralmente se formando sobre grãos de zircão detríticos. Xenotima diagenética ocorre em uma ampla variedade de tipos de rochas, incluindo conglomerado, arenito, siltito, folhelhos, fosforitos e vulcanoclásticas, desde o início Arqueano ao Mesozóico. A formação de xenotima diagenética é principalmente relacionada ao ciclo redox de Fe-oxihidróxidos e a decomposição da matéria orgânica, levando a altas concentrações de fosfato dissolvido e

elementos de terras raras (REE) na água presente nos poros nas rochas sedimentares (Rasmussen, 2005).

6.2. Análise de fosforito por MEV/WDS

Nos fosforitos de ambiente primário foram analisados por MEV-WDS a matriz, e os componentes aloquímicos, como intraclastos e bioclastos. Na matriz foram identificados os seguintes elementos químicos: altos valores de Al e Ca, valores intermediários de Si, P, Mg a traços de K, Cl, U, S, Y, F e elementos terras raras (ETR) como se pode observar na figura 91A. Os componentes aloquímicos são todos formados por minerais com bastante Ca e P e pouco F seguido de U, Y, traços de Cl e ETRs. No intraclastos destaca-se valores mais altos de Si, Al, K, Mg, (figura 88B). Os bioclastos analisados, o foraminífero e o ostracodes têm composição química bastante semelhante e o fragmento de osso apresenta apenas traços de elementos terras raras, urânio e potássio (figuras 89A). No fragmento de osso com bioerosão foi observado à mesma proporção de P e Ca, e os elementos como F, Cl e ETRs ocorrem como traços (figura 89C).

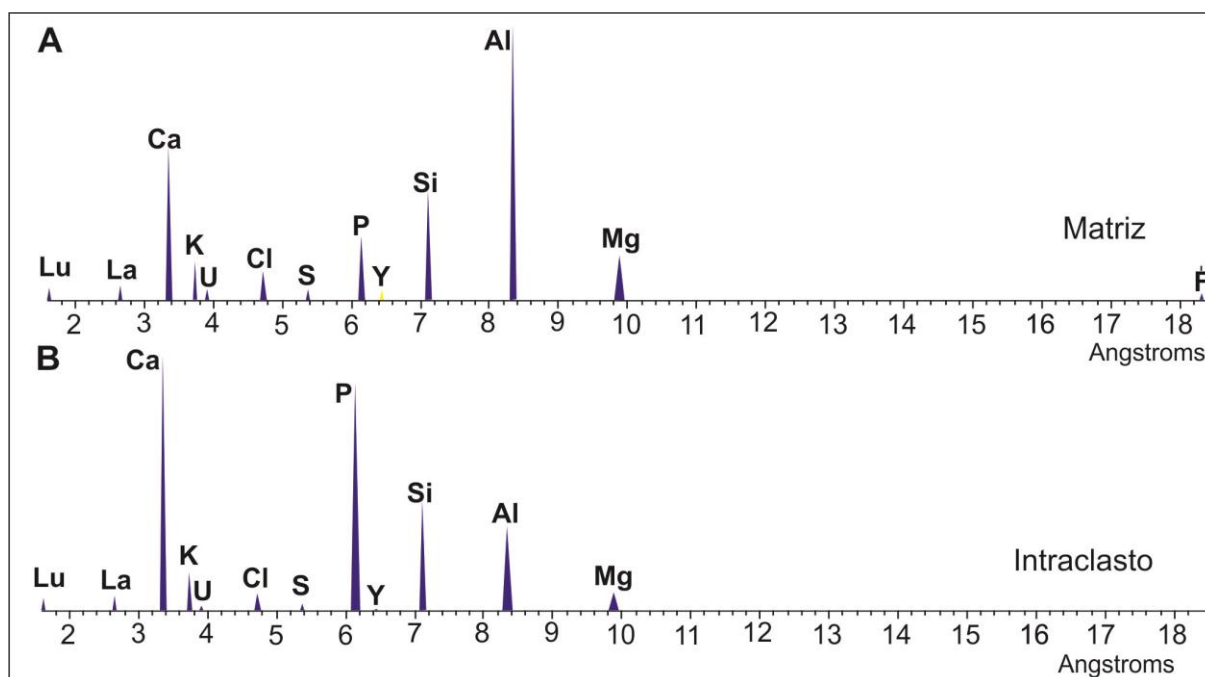


Figura 88. Análise por WDS dos fosforitos não alterados na amostra FEN-706 com química da. A) Matriz. B) Intraclasto.

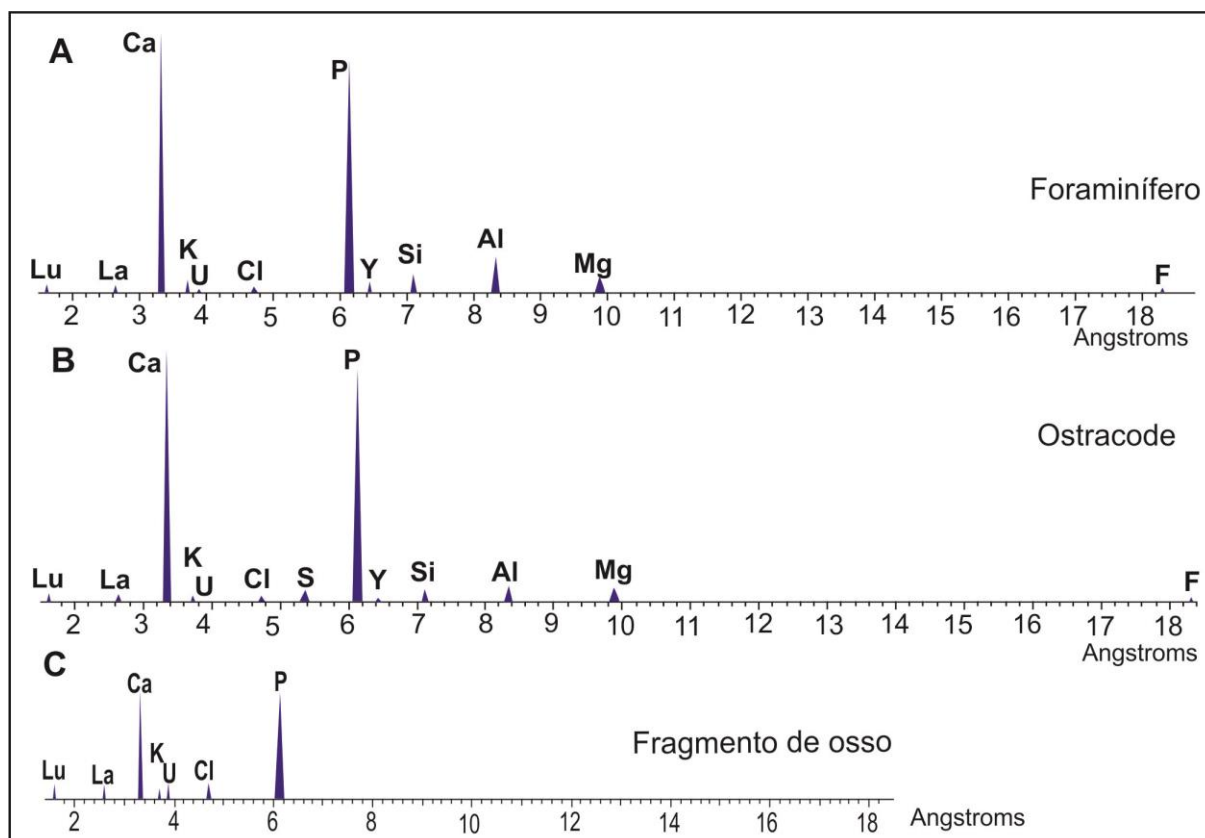


Figura 89. Análise por WDS dos fosforitos não alterados na amostra FEN-706 com química. A) Foraminífero. B) Ostracode. C) Fragmento de osso com bioersão.

Na figura a seguir foram registrados componentes aloquímicos analisados no MEV-WDS, onde observam-se foraminíferos inclusos em intraclasto, embora tenha composição química um pouco diferente (figura 90A). Ostracodes constituído apenas pelo molde interno, com composição semelhante ao foraminífero, embora texturalmente seja bastante semelhante à matriz. Os elementos que compõem a matriz apresenta a predominância do Ca, diferente do ostracode (figura 90B). Foram identificadas calcisferas contendo principalmente Ca e traços de P, Si, Al, K e ETR (figura 90C). O fragmento de osso analisado apresenta feições de possíveis “excavações” de microorganismos, um tipo de bioturbação (figura 90 D).

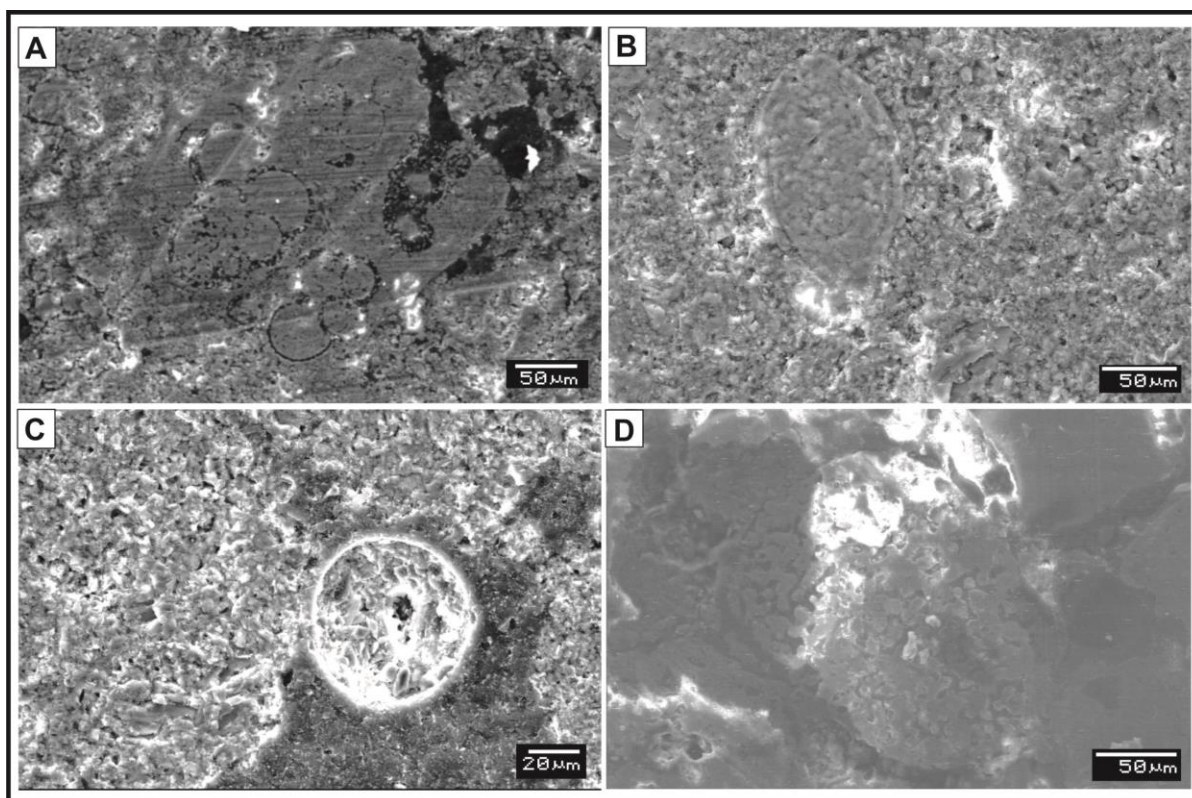


Figura 90. Fotomicrografia dos aloquímicos fosfáticos ao MEV-WDS. A) Fosintraclasto com foraminífero. B) Ostracode. C) Calciesfera. D) Osso com atividade microbiana.

Os fosforitos alterados, como observados nas análises petrográficas, apresentam uma textura “*boxwork*” formada por nódulos e paredes (caracterizada por minerais em forma de agulha) e estão contidos em uma matriz onde se destacam minerais semelhantes a “agulhas” acirculares que ocorrem com forma fibro-radial (figura 91). Em análise ao MEV-WDS desses fosforitos alterados se observa que são formados por argilominerais fosfáticos e outros argilominerais. Numa análise química nos minerais em formas de agulha dispostos de forma fibro-radial, observou-se que há uma grande quantidade de Al, seguido de P, Fe, U, Th e terras raras. Na parte central do nódulo foi medida uma maior quantidade de Si, seguido de Al e Fe e, em menores proporções, Ca, P, K e U e pequenos teores de ETR (figura 92).

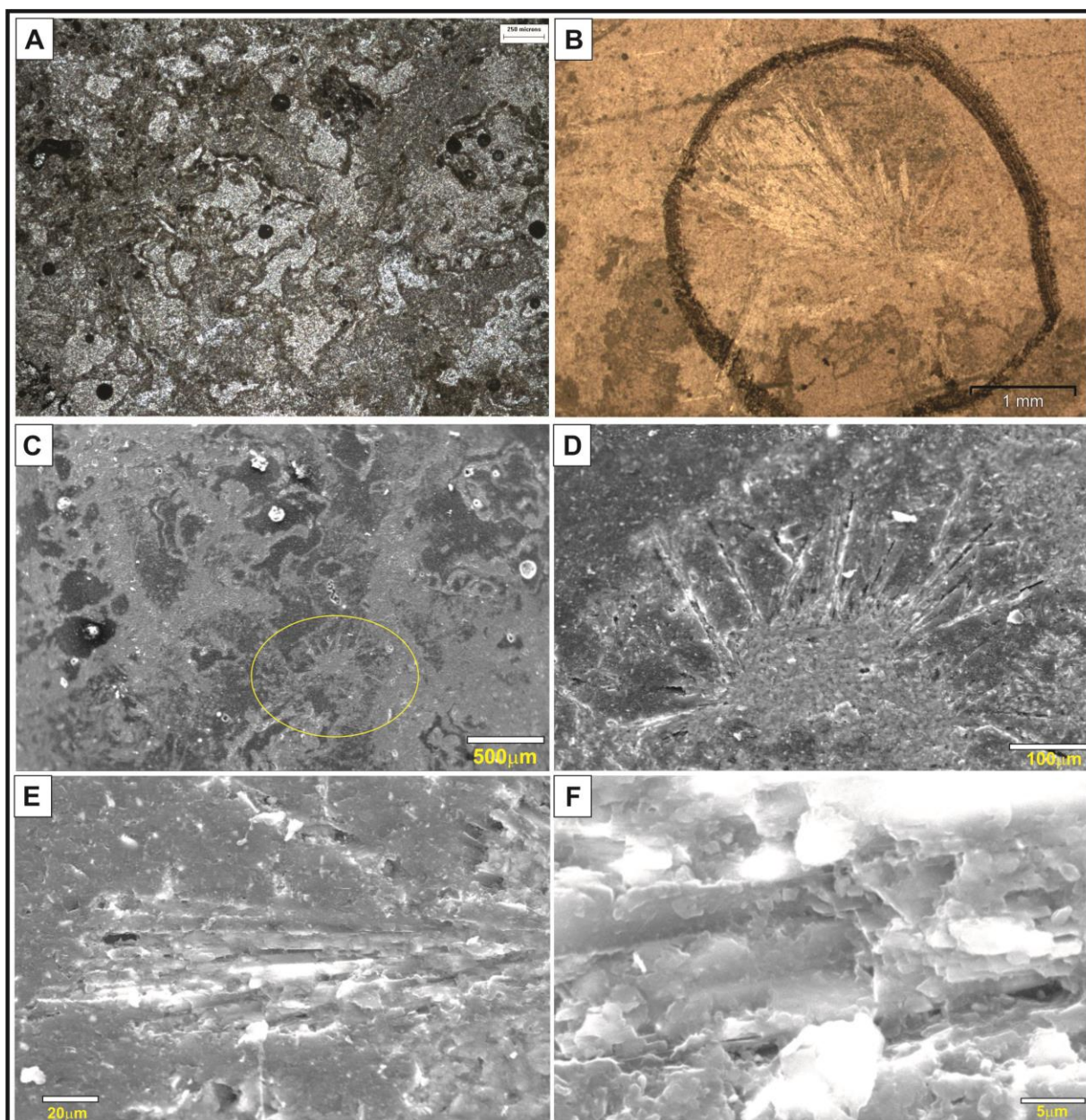


Figura 91. A) Aspecto geral da rocha com destaque para os nódulos em cores mais claras análise em microscópio óptico em LN. B) Mineral fibro-radial, em microscópio ótico em NC. C) Aspecto geral da rocha ao MEV, com destaque para mineral fibro-radial. D) Detalhe de mineral, ao MEV. E) Detalhe das formas de agulhas, ao MEV. F) Aumento da imagem de cristal em forma de “agulha”, ao MEV.

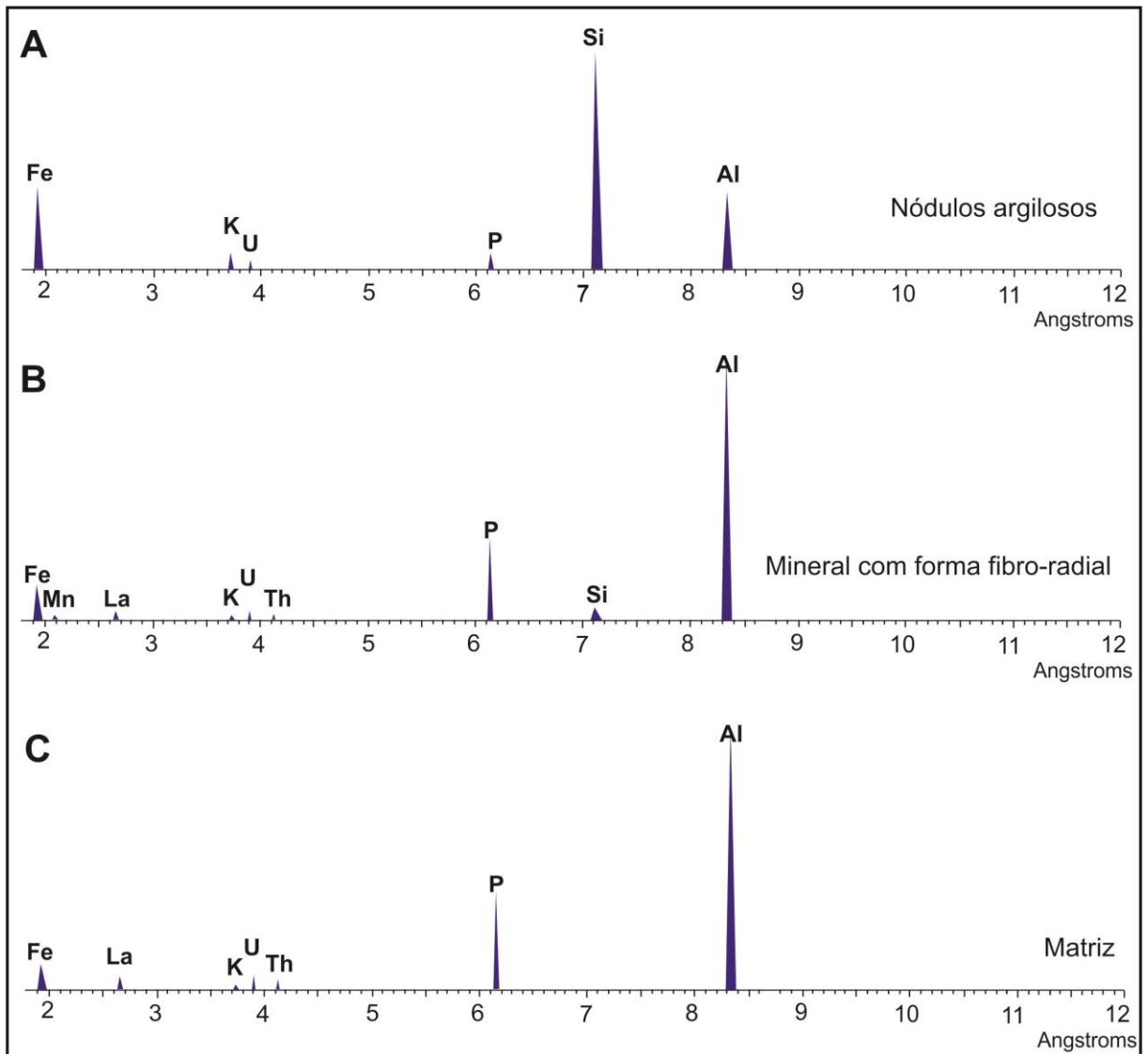


Figura 92. Espectro de cristal bombardeado em WDS. A) nos nódulos argilos. B) nos minerais com formas de agulhas. C) Na matriz.

CAPITULO VII

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS FOSFORITOS E ROCHAS FOSFÁTICAS

Os depósitos fosfáticos da Bacia Paraíba foram individualizados e caracterizados também pela geoquímica, onde se estabeleceram os padrões de comportamento dos elementos químicos presentes nas rochas fosfáticas e nos fosforitos. Como visto na caracterização das fácies os fosforitos apresentam teores de P_2O_5 acima de 18% e as rochas fosfáticas foram consideradas com teores a partir de 1%, embora sejam detalhadas apenas aquelas nas quais ficaram com teores acima de 4%, o que permitiu possível uma correlação com as microfácies. Foram analisadas 238 amostras de rocha total de variadas litologias de poços estratigráficos e de afloramentos. Destas, 116 apresentam anomalias de fosfato com valores acima de 1%. Observa-se que 41 amostras estão no intervalo entre quatro e 18% de P_2O_5 e 14 têm teores entre 18 e 25% de P_2O_5 . As amostras com anomalias acima de 4% fazem parte de sucessões de fácies fosfáticas associadas aos fosforitos.

7.1. Geoquímica dos elementos maiores

Na análise dos elementos maiores de amostras de fosforitos e rochas fosfáticas destacam-se os altos teores de CaO, Al_2O_3 , SiO_2 e Fe_2O_3 . Os óxidos TiO_2 e K_2O têm, em geral, valores muito baixos, e apresentam algumas anomalias. Os óxidos Cr_2O_3 , MnO e Na_2O apresentam valores muito baixos e constantes nos fosforitos e nas rochas fosfáticas e não foram identificadas anomalias significativas (anexos 1 e 2). Numa correlação desses elementos pode ser destacado que o maior valor de correlação do P_2O_5 é com o CaO (0,5), todos os outros valores são negativos. Também se observa que o Al_2O_3 apresenta uma grande afinidade com a perda ao fogo (LOI) (0,97) (anexo3).

Segundo McClellan, 1980 e Deer *et al* (1992) a composição média da apatita marinha primária é aproximada a igual a da carbonato-fluorapatita ou francolita. O termo francolita é aplicado para designar apatitas com teores significativos de CO_2 com teores acima de 1% de flúor. Segundo Butrenchuk (1996) nos fosforitos a razão ideal de CaO/ P_2O_5 em percentagem de peso da fluorapatita ($Ca_{10}(PO_4)_6F_2$), é 1,31. O flúor pode estar presente em fosforitos em forma de fluorita ou como ânion na apatita. A relação F/ P_2O_5 característica da fluorapatita varia entre 0,08 e 0,12 (Slansky, 1986). Razões que excedem 0,12 sugerem a presença de fluorita (Butrenchuk, 1996). McClellan (1980) e McClellan & Van Kauwenbergh (1991)

apresentam valores para as razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$, para a fluorapatita normativa esses valores correspondente respectivamente a 1,318 e 0,089 e para a francolita normativa essas razões são equivalentes a 1,621 e 0,148. Outros trabalhos, como Nathan *et al* (1979) e Lucas *et al* (1980), afirmam que nos carbonato- fluorapatita (francolita) de fosforitos não intemperizados, os valores de CO_2 variam de 4,5 a 6%. E as razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ são respectivamente de 1,56 e 0,12. Em fosforitos alterados a mineralogia muda e o teor de CO_2 em apatita decresce para 1,5 e 4,5 nas razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ e o mineral fica empobrecido em estrôncio.

Neste trabalho foram analisadas 19 amostras de rochas fosfáticas e fosforitos para flúor e CO_2 e verificou-se que a maior parte (15 amostras) apresenta razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ entre 1,30 a 1,6. Na razão $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ a maioria das amostras encontram-se no intervalo entre 0,08 a 0,16, sendo a maior concentração entre 0,12 a 0,14, mas essas razões variam de 0,02 a 0,18 (figura 93). E para o CO_2 , o maior número de amostras está concentrado no intervalo de 0 a 0,5% poucas amostras com valores entre 1 e 1,5% e 2,5 a 3,0% (figura 94).

Nas amostras analisadas observa-se que os valores de CO_2 são menores que 1% em razões de $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ acima de 0,12 a na maior parte das amostras. Esse baixo conteúdo de CO_2 é ocasionado por um processo de decarbonização sedimentar (baixas temperaturas) através de dissolução e reprecipitação com uma quantidade de energia necessária para retirar o CO_2 da apatita. Esse processo foi sugerido para fosforitos pobres em Al do Sudeste de Israel, o que gerou uma série de neominerais fosfáticos diferentes como a fairfieldita entre outros (Matthews & Nathan, 1977).

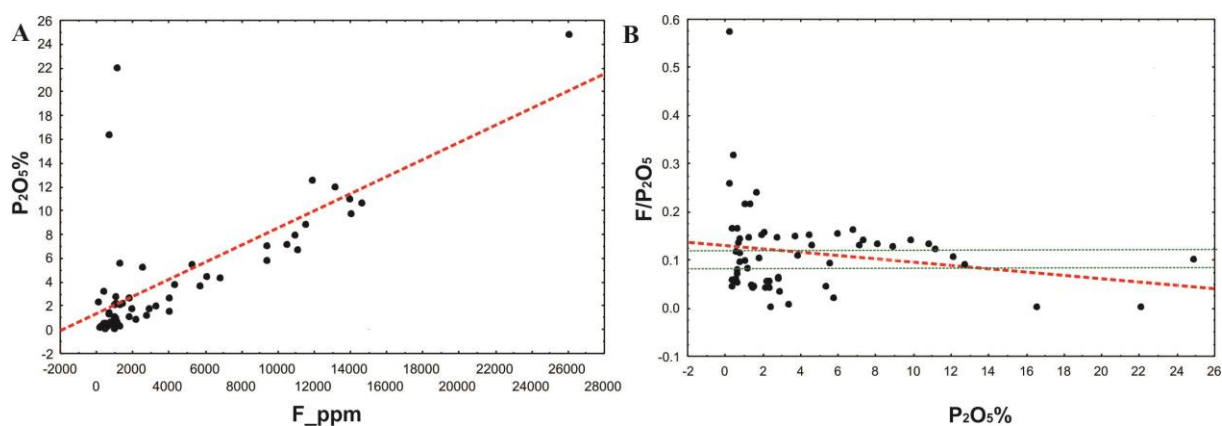


Figura 93. Variação de F em relação a: A) P_2O_5 . B) $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$. Em análise de rocha total.

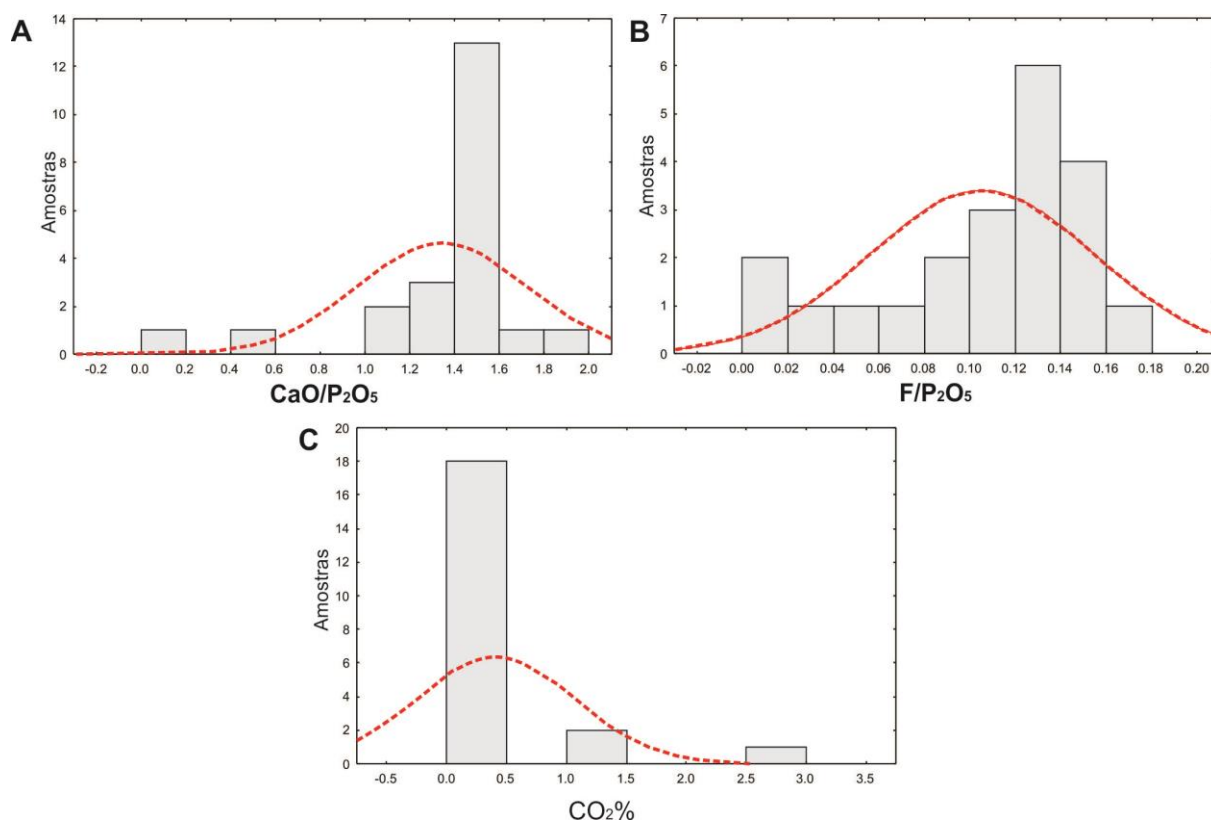


Figura 94. Histogramas com população de amostras de fosforitos e rochas fosfáticas em: A) razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$. B) $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$. C) CO_2 .

No conjunto contendo todas as amostras estudadas de rochas fosfáticas e fosforitos (tabela anexo1) foi observado que as razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ variam de 0,008 a 1,73. Trabalhos como os de Kegel (1955), Guimarães (1965) e Menor (1975) trazem algumas informações sobre os minerais identificados e composição química de rocha total de amostras do depósito de Olinda-PE, estes dados contribuem para uma análise mineral de rocha total e para comparar com os dados obtidos neste trabalho. No trabalho de Kegel (1955), foi apresentada uma razão de 1,44 de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ e 0,105 para $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ com CO_2 de 1,38. Guimarães (1965) chegou aos seguintes resultados: $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ em 1,06; $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ com 0,0607 e CO_2 de 2,8; já Menor (1975) analisou apenas $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ com valor 1,59.

Numa análise do comportamento do CaO com o P_2O_5 nas rochas fosfáticas e fosforitos observa-se que ocorrem duas tendências: uma com amostras com altos valores de CaO , que é proporcional aos valores de P_2O_5 , grupo I, e outra com baixos valores de CaO , grupo II (figura 95A). O grupo I é representado por amostras de fosforitos e rochas fosfáticas menos alteradas, onde ocorre uma maior quantidade de carbonato-fluorapatita. O grupo II apresenta amostras de fosforitos e rochas fosfáticas alteradas com uma grande quantidade de minerais de fosfato de alumínio, de acordo com as análises por DRX.

Nas razões de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ são destacados dois grupos de amostras com baixas razões e as altas cujos valores são proporcionais altos teores de P_2O_5 (figura 95B). As baixas razões de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ são representado por amostras de fosforitos e rochas fosfáticas com minerais de fosfato de alumínio. As razões de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ com altos valores representam a presença significativa de apatita sedimentar. É interessante destacar que algumas amostras com razões muito altas de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$, o que deve significar cálcio livre sob a forma de outros minerais como calcita e dolomita.

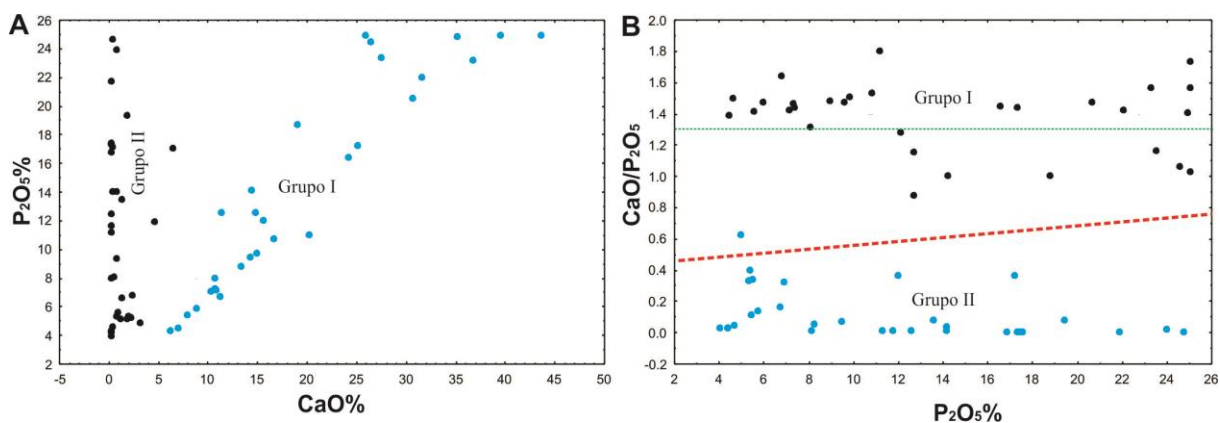


Figura 95. Variação de P_2O_5 em relação a: A) CaO . B) $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ em análise de rocha total.

O Al_2O_3 tem grande importância no contexto geoquímico das amostras, pois ocorrem com altos valores em algumas amostras com altos teores de P_2O_5 . Esses altos teores de Al_2O_3 ocorre principalmente em litotipos de fosfato secundário, embora haja anomalias em amostras primárias (figura 96A). Num gráfico de variação de P_2O_5 em relação a Al_2O_3 as amostras estão completamente dispersas, mas na razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ em relação a Al_2O_3 se destaca que onde ocorrem os valores altos de Al_2O_3 a razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ apresenta valores muito baixos (figura 96B). Esse dado permite identificar dois tipos geoquímicos de fosforitos os com alto CaO , onde predominam minerais de apatita e os aluminosos com minerais de fosfato aluminoso provenientes da alteração do carbonato-fluorapatita. A relação da perda ao fogo e os Al_2O_3 são destacados nessas amostras, tanto nos fosforito quanto nas rochas fosfáticas e sua correlação estatísticas tem valor de 0,91 (figura 97 e anexo 3). Esse dado só enfatizar a presença de uma grande quantidade de minerais de fosfato aluminosos hidratados.

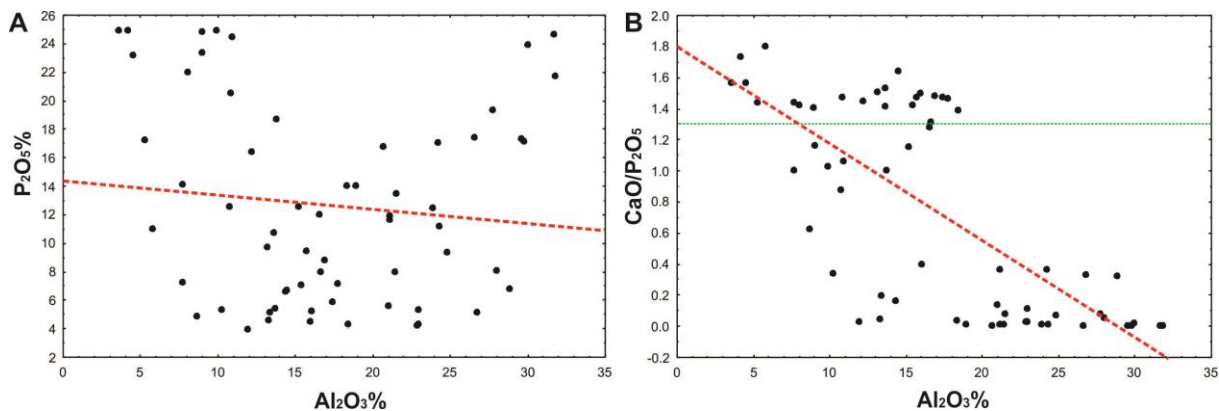


Figura 96. Variação de em Al_2O_3 , em análise de rocha total em relação a: A) P_2O_5 . B) $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$.

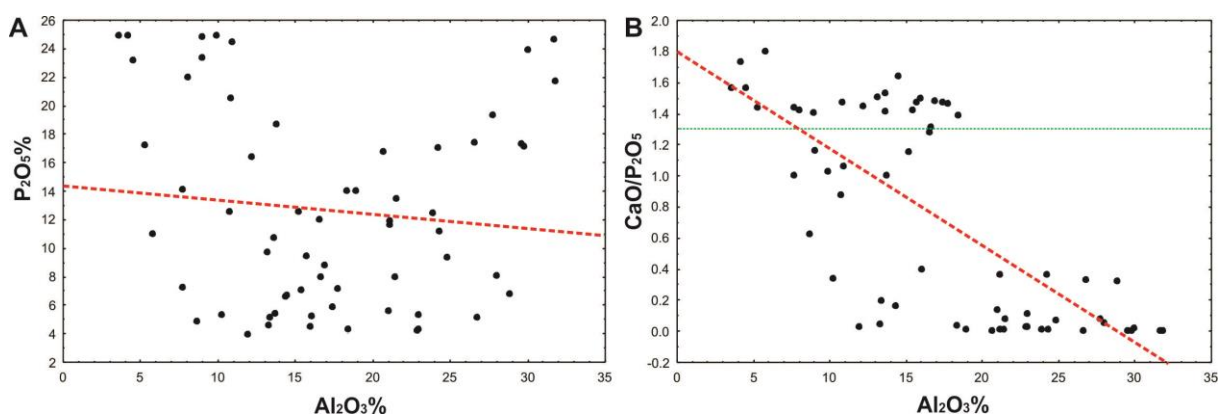


Figura 97. Variação de Al_2O_3 em relação à perda ao fogo em análise de rocha total.

O SiO_2 tem correlação negativa com P_2O_5 . Os valores de SiO_2 são baixos em fosforitos e altos em rochas fosfáticas como observado na figura abaixo (figura 99A). As rochas fosfáticas são mais impuras em relação aos minerais terrígenos como quartzo e feldspatos e os fosforitos apresentam maior grandeza. Os dados de Fe_2O_3 mostram que ocorrem valores semelhantes tanto em rochas fosfáticas quanto nos fosforitos (figura 98B).

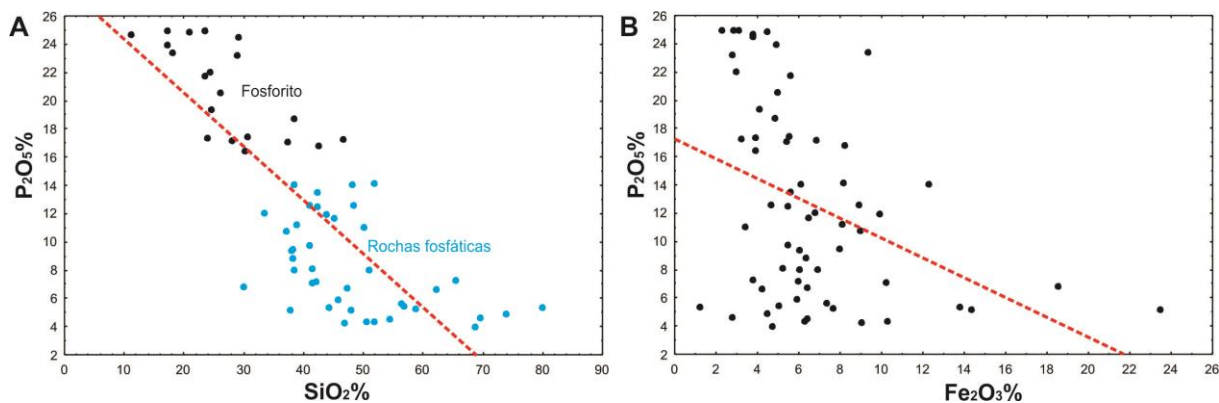


Figura 98. Variação de P_2O_5 em relação a: A) SiO_2 . B) Fe_2O_3 . Em análise de rocha total.

7.2. Geoquímica de elementos traço

As amostras analisadas apresentam importantes anomalias de alguns elementos traços. Para uma melhor correlação desses elementos com o P_2O_5 foram separadas as análises químicas de fosforitos e rochas fosfáticas. Na correlação desses elementos em fosforitos os maiores valores de correlação são U (0,34) e secundariamente W (0,25) e todos os outros elementos apresentam correlação muito negativa (anexo 5). Nas rochas fosfáticas observa-se que a maior afinidade ocorre com o U (0,59) e o Y (0,20) os outros elementos se apresentam com valores muito baixos ou negativos.

Tanto em rochas fosfáticas quanto nos fosforitos o urânio é o elemento que apresenta uma maior afinidade com o fosfato. Este elemento ocorre em depósitos fosfáticos sedimentares de ambientes marinhos em todo mundo. Slansky (1986) afirma que fosfatos sedimentares marinhos apresentam teores entre 50 a 300ppm, sendo normalmente menor que 100ppm. O urânio pode substituir em parte o cálcio na estrutura da apatita (Altschuler *et al* 1958). Além disso, o retrabalhamento do sedimento vai aumentar o teor de urânio, enquanto que o avanço do intemperismo diminui a concentração (Butrenchuk, 1996). Isso ocorre porque o urânio oxidado (U^{+6}) é muito móvel em condições intempéricas e só irá precipitar quando encontrar uma barreira geoquímica que possibilite sua redução para U^{+4} . Alguns depósitos podem apresentar valores mais baixos de U e ainda uma grande afinidade com P_2O_5 , como os depósitos de *Abu Tartur no Western Desert*, Egito, que apresentam valores de 15 a 34ppm (Awadalla, 2010). Na água do mar o U está presente como U^{+6} , que é estável e muito solúvel ou formando complexos com carbonatos uraníferos, (Langmuir, 1978). Três grandes mecanismos são geralmente responsáveis para a transferência do U da água do mar para os sedimentos (Soudry *et al*, 2002a): 1) A bioacumulação de U pelo fitoplâncton (Degens *et al*, 1977) ou soterramento de macrófitos. 2) Difusão de U^{+6} dissolvido a partir de água do mar em sedimentos de fundo seguido pela sua redução para U^{+4} insolúvel na zona anóxica da camada de sedimentos (Anderson, 1987; Kolodny & Luz, 1992). 3) Adsorção ou complexação orgânica de U^{+6} dissolvido pela sedimentação de matéria orgânica particulada ou U^{+6} adsorção em Fe - oxihidróxidos (Hsi e Langmuir, 1985). Nas amostras de fosforitos e rochas fosfáticas da Bacia Paraíba o urânio ocorre com teores variados de 40 a 600ppm aproximadamente. Os valores mais anômalos são verificados em amostras de fosforitos variando de 300 até 600 ppm (FIGURA 99A).

7.3. Geoquímica de elementos terras raras

A existência de anomalias de elementos terras raras em fosforitos e rochas fosfáticas são bastante conhecidas. Estas rochas são bastante enriquecidas nestes elementos em

comparação com outras rochas sedimentares. Segundo a literatura a maior parte dos ETR, U e Y aparentemente estão incluídos na estrutura da francolita ($(Ca_{10-a}Na_aMg_b(PO_4)_{6-x}(CO_3)_{x-y-z}(CO_3AEF)y(SO_4)_zF_2)$), principal mineral em fosforitos sedimentares (Altschuler,1980). Segundo Nathan (1984), o enriquecimento desses elementos na francolita ocorre em troca com Ca^{2+} por substituição diadoquica na rede deste mineral. Além desses elementos este mineral também poderá ser enriquecido em Cd , Cu , Ni , Cr , V , Zn , Pb , Ag , Mo ,Se, Ba e Sr (Guldbrandsen , 1969; Tooms *et al*, 1969; Altschuler , 1980).

O ítrio apresenta as anomalias mais significativas nas rochas fosfáticas, observado na correlação desse elemento com P_2O_5 . No gráfico (figura 99B) é possível visualizar que algumas amostras ocorrem com até 3.000ppm de Y. Observa-se no gráfico da razão CaO/P_2O_5 X U que os fosforitos contém a maior parte das amostras estão concentradas no intervalo de 0 a 500ppm.

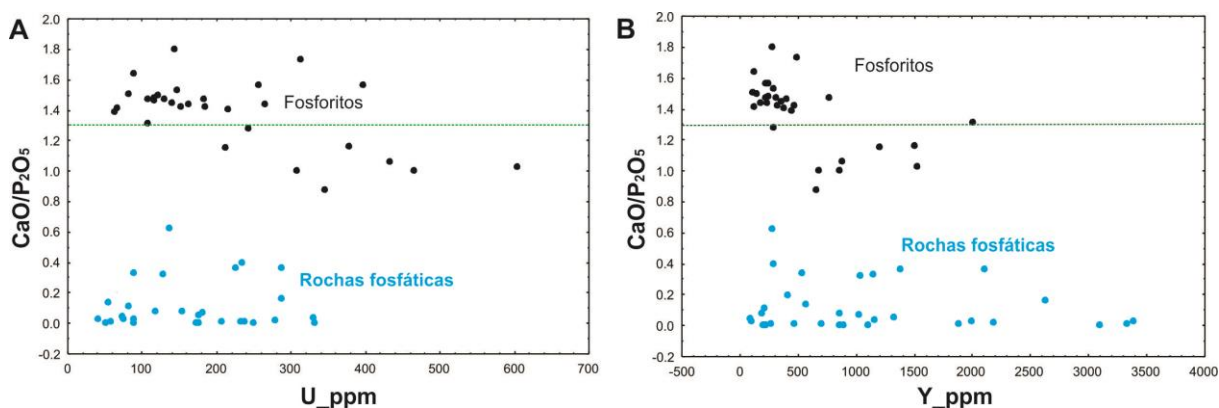


Figura 99. Análise química em rocha total. A) Variação de U em relação CaO/P_2O_5 . B) Variação de Y em relação à CaO/P_2O_5 .

Os ETRs são um grupo geoquimicamente coerente de elementos em que os raios iônicos diminuem a partir dos elementos mais leves La para os mais pesados Lu. Este fenômeno é chamado "contração dos lantanídeos". Butrenchuk (1998) destaca que os elementos terras raras em fosforitos apresentam teores variando de 0,01 a 0,15% e os fosforitos marinhos tendem a ser enriquecidos em lantanídeos mais pesados.

As amostras dos fosforitos e rochas fosfáticas analisadas apresentam um teor de ETR que varia de 371 a 3.300ppm. Os ETR leves têm valores de 200ppm a 2.600ppm e os ETRs pesados são os que apresentam menores valores entre 26ppm a 690ppm que é diferente do descrito na literatura, onde predominam os ETRP. Em uma análise dos ETR em relação ao CaO em gráfico observa-se que os valores aparecem bastante dispersos, mas as amostras com baixo CaO ocorrem com valores crescentes de ETR (figura 100A). Na razão CaO/P_2O_5 fica evidente a divisão de amostras em dois grupos, um grupo no intervalo da razão CaO/P_2O_5

entre 1,3 a 1,8 que apresenta uma relação com a carbonato-fluorapatita com valores entre 400 a 1200ppm e o outro grupo formado abaixo da razão 1,3 formado por valores que variam de 500 a 3300ppm (figura 100B).

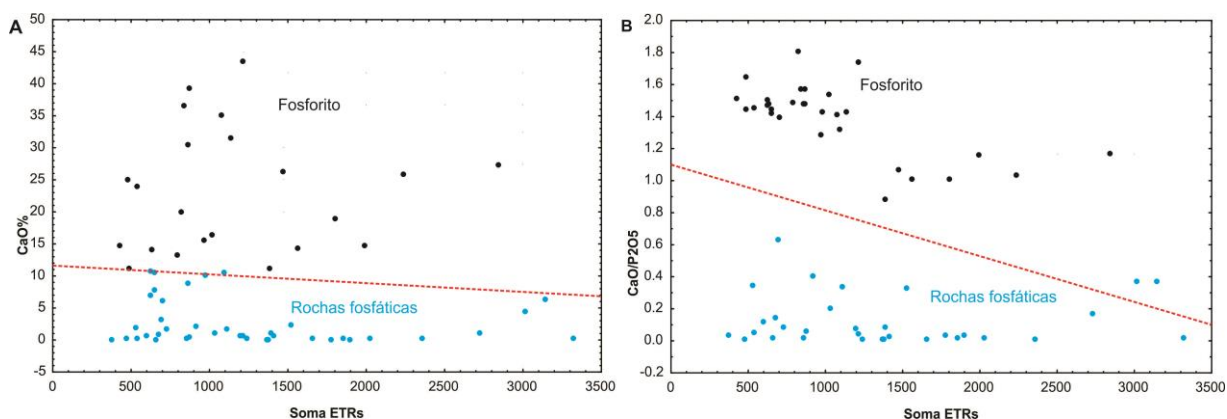


Figura 100. Relação de ETR com CaO e a razão de CaO/P₂O₅ em fosforitos e rochas fosfáticas.

Distinguindo o comportamento dos elementos terras raras leves (ETRL) e dos elementos terras raras pesados (ETRP) em relação ao CaO foi possível observar que os ETRL não segue uma tendência bem definida da mesma forma que como o somatório dos ETR total (figura 101A). Quando se compara com a razão CaO/P₂O₅ é possível visualizar dois grupos de elementos: um relacionado ao carbonato-fluorapatita e outro com baixo CaO. No comportamento geoquímico dos ETRP em relação ao CaO nota-se que poucas amostras tem relação com o CaO (figura 101B). Pois foram estabelecidos dois grupos principais: um com amostras com variação de teor de CaO com ETRP constante e o outro CaO constante e baixo com progressão dos valores de ETRP (figura 101C). Para a razão CaO/P₂O₅ observa-se o mesmo padrão do ETRL, dois grupos: um relacionados a carbonato-fluorapatita e o outro com baixo CaO (figura 101D).

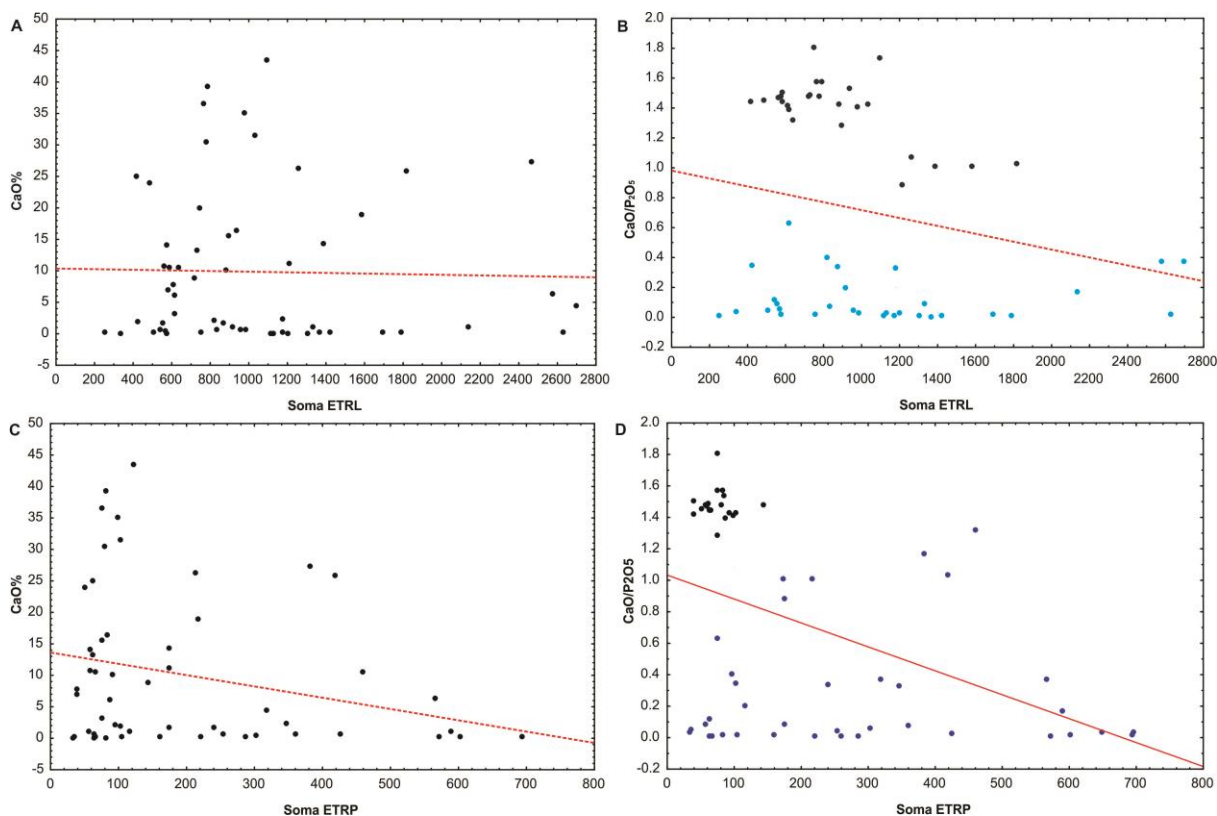


Figura 101. Análise de rocha total. A) CaO em relação a ETRL. B) CaO/P₂O₅ em relação a ETRL. C) CaO em relação a ETRP. D) CaO/P₂O₅ em relação a ETRP.

Na correlação dos ETR com P₂O₅, CaO, Al₂O₃, U, e Y, (anexos 5 e 7) observa-se que os ETRP e alguns ETRL têm uma grande afinidade com Y. Essa afinidade está relacionada à presença de xenotíma que foi identificado nas análises de DRX. O CaO apresenta correlação negativa com os ETR e o P₂O₅ juntamente com o U apresenta uma afinidade relativamente alta apenas com os ETRL. Possivelmente ocorreu substituição de parte do Ca²⁺ por ETRL na estrutura do carbonato-fluorapatita. A afinidade do Y com os ETRP fica bastante evidente quando se observa o gráfico (figura 102), há um aumento progressivo do Y em função dos ETRP.

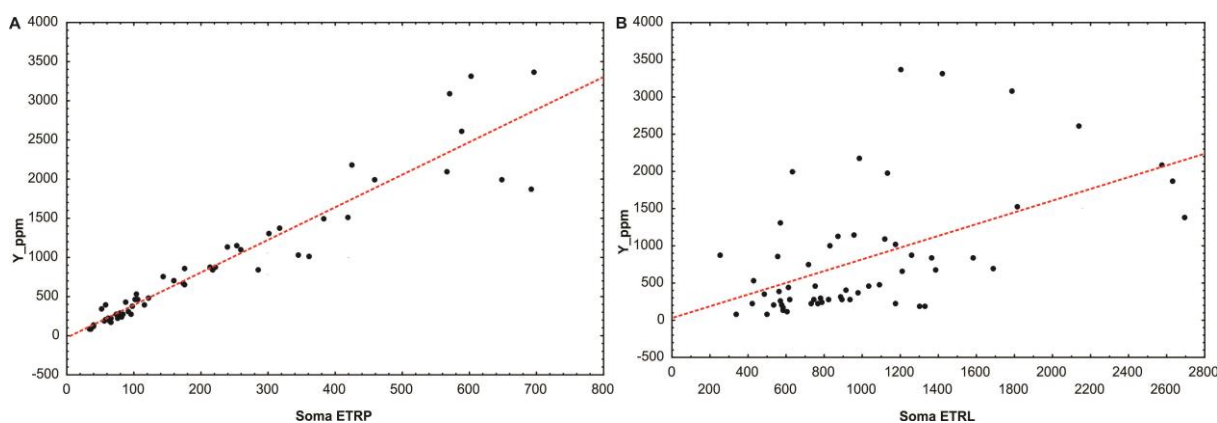


Figura 102. Gráfico com a correlação das análises de rocha total. A) ETRP em relação a Y. B) ETRL em relação ao Y.

CAPITULO VIII

AMBIENTE DEPOSICIONAL DAS ROCHAS FOSFÁTICA E FOSFORITOS DA BACIA PARAÍBA

A sedimentação fosfática da Bacia Paraíba é representada por três grupos de rochas com teores significativos de P_2O_5 , rochas fosfáticas carbonáticas (mais baixos teores >4-8%) e rochas fosfáticas siliciclásticas (8-17%) e os fosforitos com altos teores (>18%). Nesse contexto foram individualizadas diferentes fácies sedimentares algumas relacionadas ao processo de fosfogênese global e outras relacionadas a um enriquecimento em menor escala. Essas fácies foram estudadas com auxílio de dados de superfície e sub-superfície, o que permitiu estabelecer um modelo deposicional e descrever o modo de ocorrências destas ao longo da bacia. Sendo possível diferenciar as áreas onde predominam rochas fosfáticas de ambiente com influências siliciclásticas, carbonáticas e os fosforitos.

As rochas fosfáticas relacionadas a ambiente com influência carbonática provavelmente ocorrem ao longo de toda bacia e estão em áreas mais distais em relação à sua borda. Os fosforitos ocorrem em áreas restritas e proximais em relação à borda da bacia, assim como os sedimentos siliciclásticos com altos teores de fosfato. As espessuras das camadas são bastantes variáveis e nas fácies de rochas fosfáticas siliciclásticas podem ocorrer níveis de fosforitos, o que indica que essas rochas fosfáticas foram originadas no processo de fosfogênese principal. Essas diferenças estão relacionadas à configuração tectônica e do ambiente deposicional da bacia. Lima Filho *et al* (2006) afirma que a Bacia da Paraíba é formada por depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos e que foram preenchidas por sedimentos clásticos e, posteriormente, devido a uma rápida subsidência da rampa, ocorrem uma transgressão marinha, que se instalou em todas as sub-bacias. Essa configuração estrutural descrita como blocos torna-se bastante evidente quando observamos as variações de fácies fosfáticas ao longo da bacia. Segundo Rand (1967) a bacia é formada por uma homoclinal com blocos desnivelados e de acordo com Barbosa (2007) a Bacia Paraíba se comporta como uma rampa distalmente inclinada.

Segundo Bruchette & Wright (1998) e Read (1982A; 1985), as rampas carbonáticas podem ser divididas em dois grupos: homoclinal, ou seja, com o mesmo gradiente de costa para águas mais profundas e, com uma quebra de declive no mar profundo entre a rampa externa e a bacia. A rampa distalmente inclinada tem uma configuração semelhante a muitas plataformas siliciclásticas. Numa configuração de sedimentação em rampa, vários esquemas têm sido oferecidos para a subdivisão de perfis em rampas carbonáticas, usando vários

critérios de profundidade da água. A maioria destas classificações reconhecem duas interfaces críticas: base de ondas de bom tempo e base de ondas de tempestade, já que a profundidade real de água em que estes limites ocorrer nos ambientes marinhos variam em relação a hidrodinâmica/climática dos locais com o tempo. Usando isto como base Wright (1986) e Burchette *et al* (1990), sugeriram quatro subdivisões que devem ser aplicáveis para a maioria das sucessões de rampa (figura 103):

- Rampa interna. Esta é a zona acima da base de onda de bom tempo (FWWB – fair weather wave base) dominado por bancos de areia ou barreiras orgânicas e depósitos de *shoreface* e barreiras de praia.
- Rampa média. Esta é a zona entre a base de onda de bom tempo e a base de onda de tempestade (SWB-Storm wave base) onde os sedimentos são retrabalhados por tempestades.
- Rampa externa. Esta zona estende-se desde a SWB até a profundidade-limite planície da bacia, sedimentos pouco retrabalhados, mas bastante depósitos de tempestade.

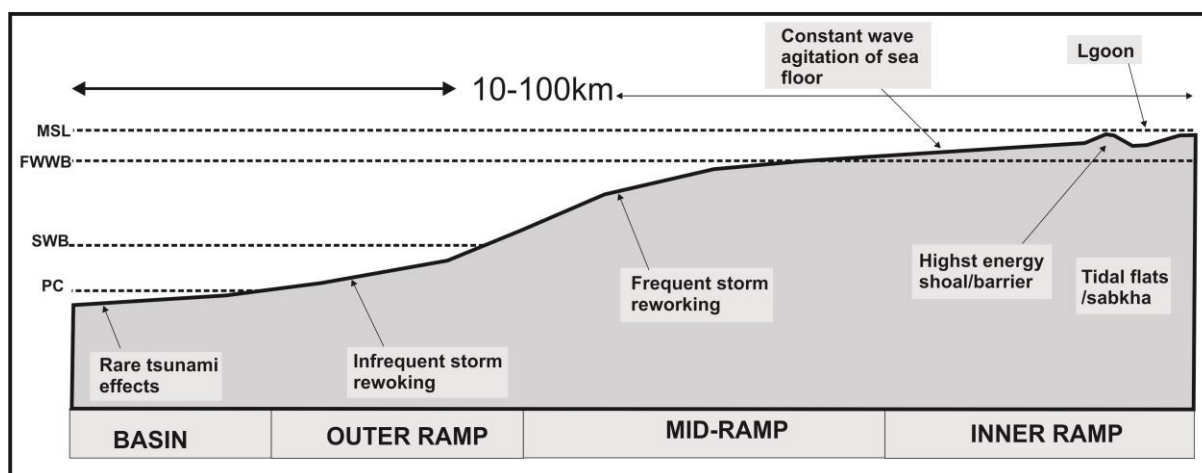


Figura 103. Subdivisões de uma rampa carbonática. MSL-nível médio do mar. PC- Picnoclina (Wright, 1986 e Burchette *et al* 1990).

Segundo Lima filho *et al* (2006), a Bacia Paraíba começou a ser formada no final do Turoniano e durou até ao início do Coniaciano, com a deposição de uma cunha clástica nos vales, que foram abertos pela movimentação distensiva de orientação aproximada NE-SW. Essa cunha clástica é representada pelas fácies da Formação Beberibe, descritas aqui como pertencentes a um ambiente fluvial. Ainda, segundo Lima Filho *et al* (2006), no Santoniano-Campaniano, ocorreu a ingressão marinha franca com a deposição dos sedimentos da Formação Itamaracá. Beurlen (1961 e 1967b) identificou na bacia, em fácies da Formação Itamaracá, uma fauna com essa idade e típica de ambientes transitacionais de sistema lagunar.

Neste contexto foram descritas associação de fácies características de ambiente marinho raso e em alguns afloramentos foram identificadas fácies com estruturas sedimentares, formadas por *drapes* de lama (*tidal bundles*), típicas de um ambiente marinho raso dominado por maré para Formação Itamaracá.

No Maastrichtiano da Bacia Paraíba já havia se estabelecido estruturalmente uma rampa onde havia a deposição sedimentos carbonáticos. Neste contexto foram descritas fácies de fluxos gravitacionais arenitos maciços (Am) e argilitos (Argm) assim como fácies com retrabalhamento das mesmas, em todos os testemunhos das sub-bacias Olinda e Alhandra. Na Su-bacia Miriri não há dado conclusivo. Essas facies estão associadas às fácies de fosforitos e rochas fosfáticas.

Os sedimentos fosfáticos foram identificados em poços estratigráficos e afloramentos nas sub-bacias Olinda e Alhandra, em regiões mais proximais em relação ao embasamento. As fácies caracterizadas por fosforitos e rochas fosfáticas siliciclásticas ocorrem de forma localizada, não há uma continuidade ao longo da bacia. Os fosforitos ocorrem bastante expressivos entre as cidade de Olinda-PE e Igarassu-PE e, posteriormente com menor espessura, na região de Alhandra-PB. As rochas fosfáticas siliciclásticas, na região de Tejucupapo-PE e Alhandra-PB, são espessas e podem conter níveis de fosforitos associados (figura 104). As rochas fosfáticas ocorrem nas fácies de arenitos pelfosfáticos (Ap) e argilitos marrom fosfáticos (Argm). O argilito marrom apresenta um maior teor quando associado aos fosforitos, pois esta fácies é bastante comum totoposto aos fosforios. A fácies Ap tem características texturais semelhantes aos fosforitos, mas apresenta um teor muito maior de SiO_2 e menor teor de P_2O_5 . As fácies Ap e Argm com alto teor de SiO_2 registram que o influxo sedimentar terrígeno era constante e inibiam a deposição de fosfato em algumas áreas da bacia. Na Sub-bacia Olinda as rochas fosfáticas siliciclásticas e os fosforitos estão em contato discordante com a Formação Gramame. E na Sub-bacia Alhandra essas facies podem ocorrer em contato com sedimentos Cenozoicos, ou em contato erosivo com os carbonatos Gramame. Nas áreas distais, em relação ao embasamento, ocorrem predominantemente os sedimentos carbonáticos da Formação Gramame e da Formação Itamaracá. Na Formação Gramame tem-se a ocorrência de uma fácies de calcarenito (Ca) com baixo teor de fosfato. A Formação Itamaracá, neste contexto, apresenta a fácies Am na base e arenito calcífero (Ac) com baixo teor em contato com a Formação Gramame (figura 105).

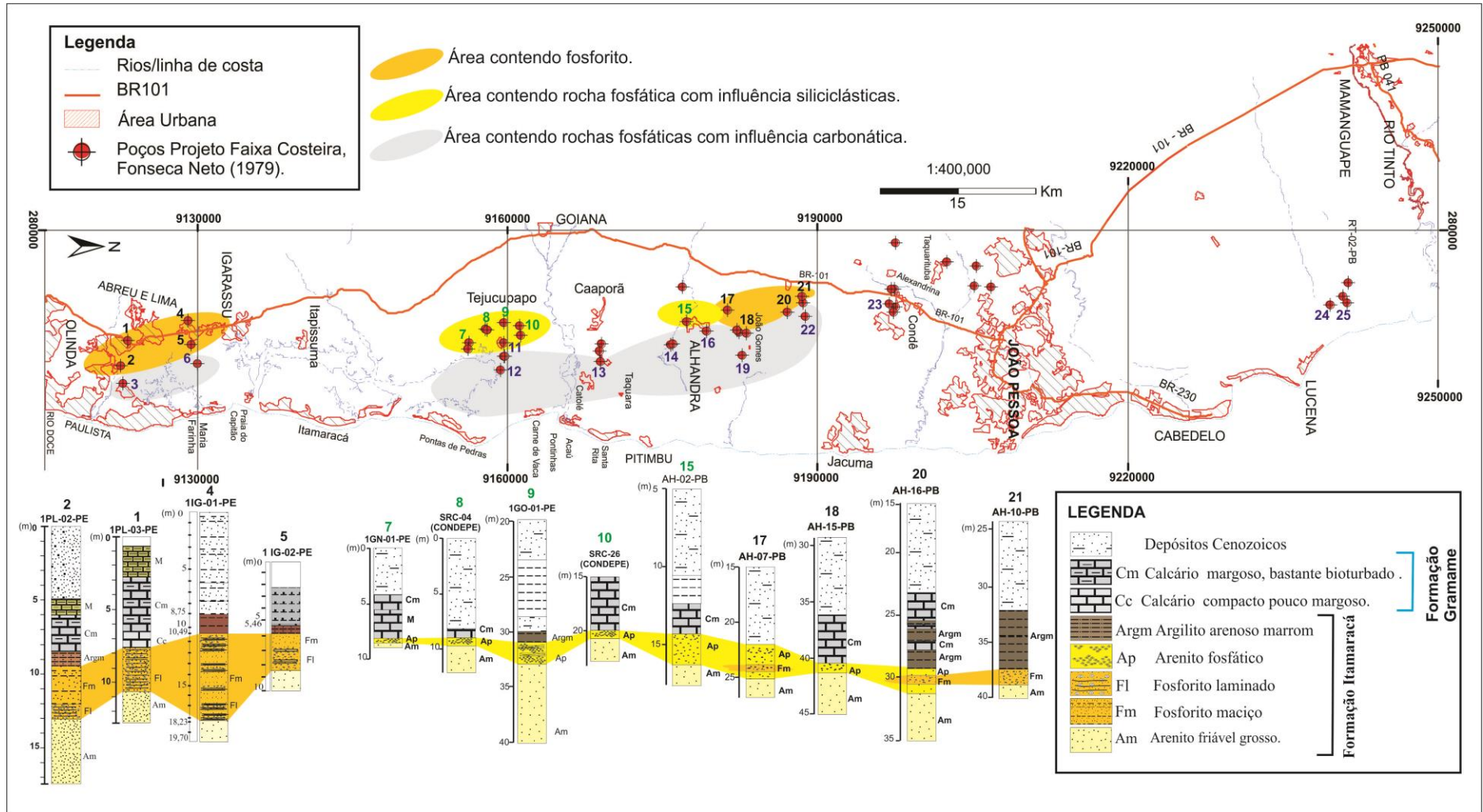


Figura 104. Perfil N-S na Baía Paraíba com modo de ocorrência do fosforito e rochas fosfáticas ao longo da baía.

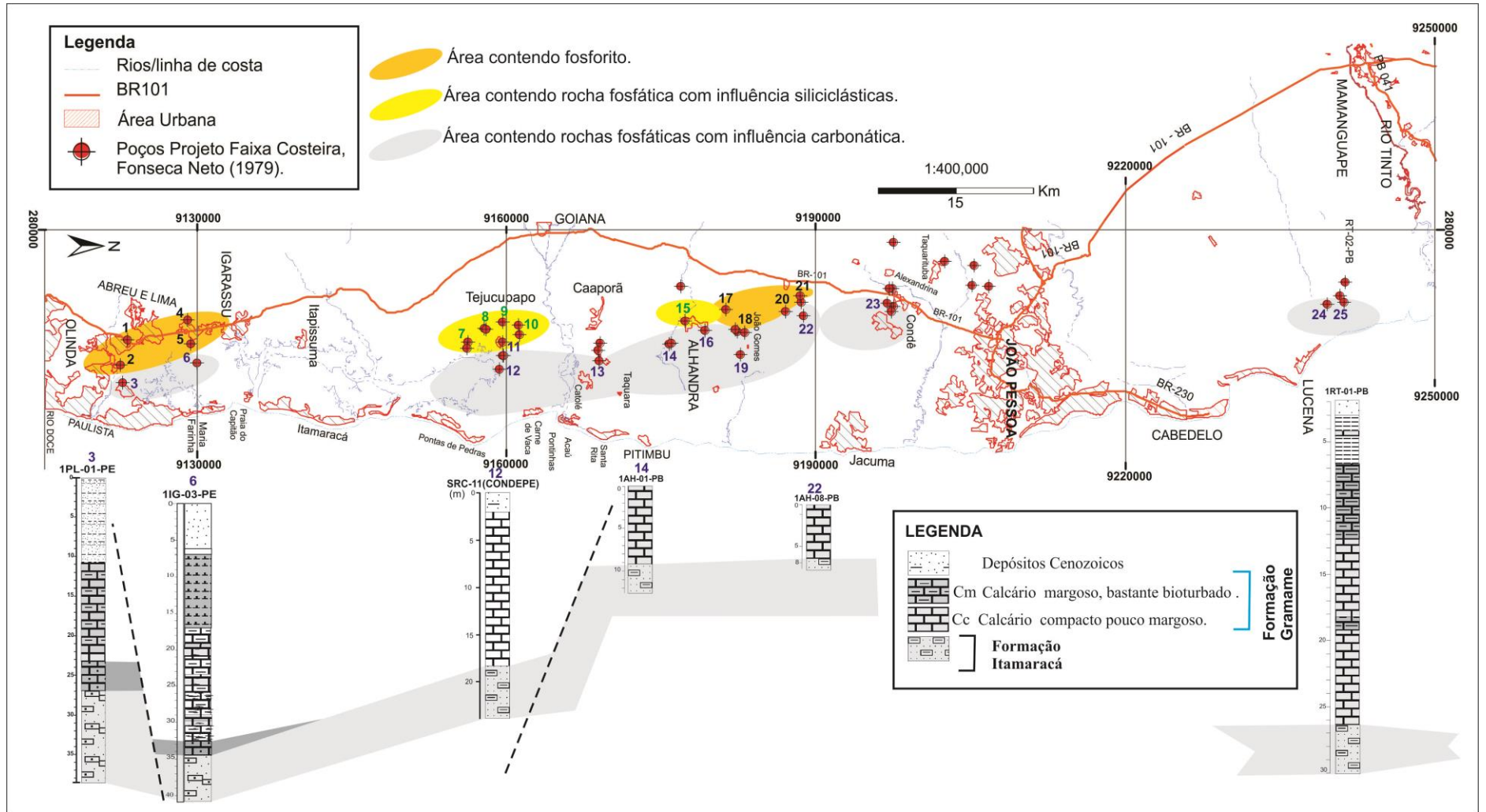


Figura 105. Perfil N-S na Bacia Paraíba com modo de ocorrência das rochas fosfáticas carbonáticas das formações Itamaracá e Gramame ao longo da bacia.

Essa descontinuidade das fácies de fosforito e fosfáticas siliciclásticas no sentido distal em relação à borda da bacia, mostra que esse ambiente de deposição era restrito. E esta deposição ocorria simultaneamente a deposição de sedimentos fosfáticos carbonáticos, com uma significativa contribuição de terrígenos (figura 106).

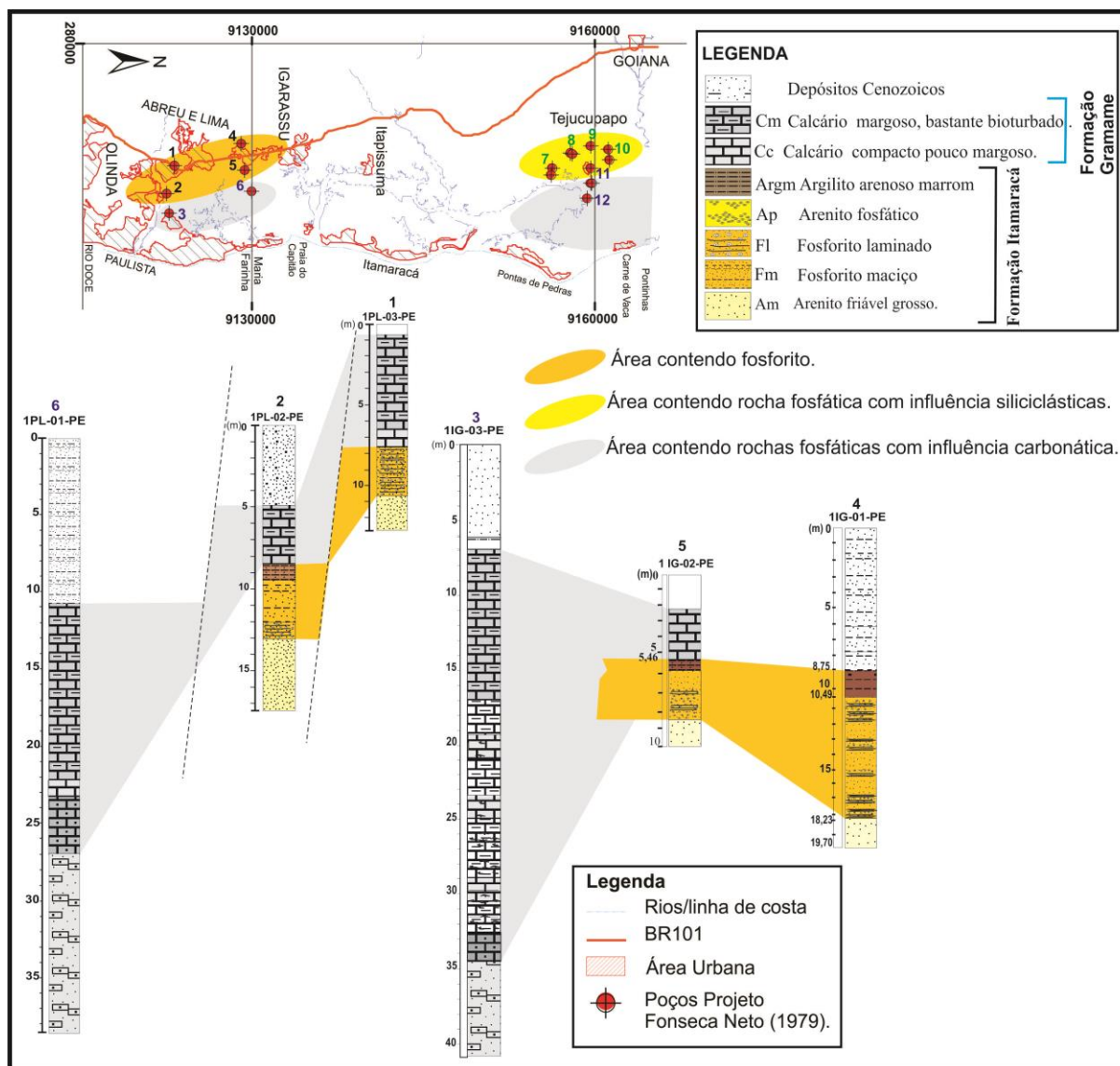


Figura 106. Perfil perpendicular à linha de costa destacando a descontinuidade das fácies de fosforito.

Segundo Pufahl (2010), os fosforitos depositados em margens continentais são formados em áreas da plataforma externa. E a associação litológica pode ser bastante variável, pois os fosforitos podem ser depositados em sistemas carbonáticos ou com clastos terrígenos. Porém, é mais comum em sucessões clásticas, por causa dos períodos eutróficos dos níveis de nutrientes. A deposição e criação de faixas ricas em matéria orgânica hemipelágica, juntamente com uma associação microbiana, faz com que a degradação produza um mínimo de oxigênio, e assim os fosforitos primários começam a serem formados. Essas fácies primárias

ocorrem em uma transgressão marinha, em seção condensada, numa superfície de inundação máxima. As litofácies primárias são denominadas por alguns autores como biomicr tica atribuindo uma associa o direta com a atividade orgânica. Pufahl (2010) destaca que este fator   condicionante para a precipita o de fosforito em um ambiente com correntes de ressurgências. A fosfogênese em ambientes de correntes de ressurgências está ligada as bactérias *Beggiatoa* e *Thiomargarita*. O fosforito *pristine*   produzido em ambiente sem bioturba o por causa da falta de oxigênio, devido a alguns microorganismos que degradam a m teria orgânica que se acumula nos fundos oceânicos. O processo de fosfogênese ocorre quando a água intersticial torna-se supersaturada em fosfato (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}), O_2 , NO_3^- , Mn^{2+} , Fe^{2+} e SO_4^{2-} e a m teria orgânica   degradada através dos microrganismos em rea o redox. Essa fosfogênese pode ser limitada pela quantidade de flúor durante o processo de sedimenta o e pela alcalinidade desenvolvida em algumas profundidades, onde há acumula o e degrada o de m teria orgânica. Os fosforitos granulares podem ser formados durante esse processo de forma o do fosforito primário houver um retrabalhamento sin-deposicional (figura 107).

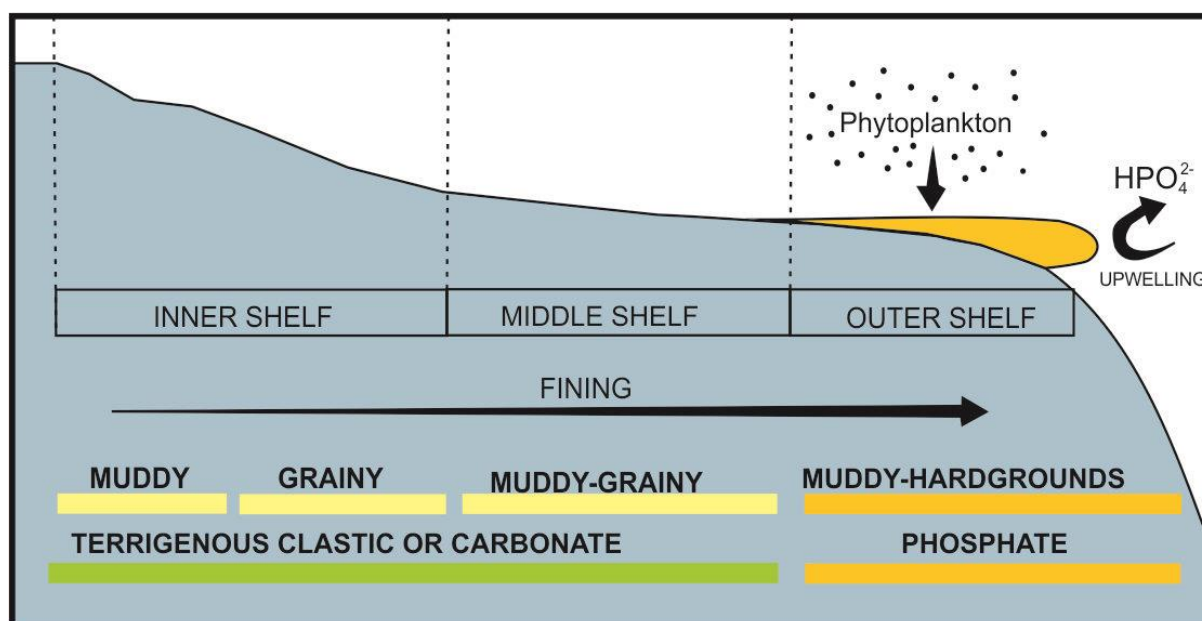


Figura 107. Ambiente deposicional de margem continental para fosforitos, adaptado de Pufahl (2010).

Neste trabalho foram identificadas duas litofácies de fosforitos uma mais argilosa relacionada ao fosforito primário e outra granular relacionada ao fosforito secundário. Na Bacia Paraíba as fácies de fosforito foram depositadas em ambiente marinho raso em rampa interna e parte desses sedimentos foram retrabalhados durante pequenos ciclos regressivos e depositados em rampa média (figura 108).

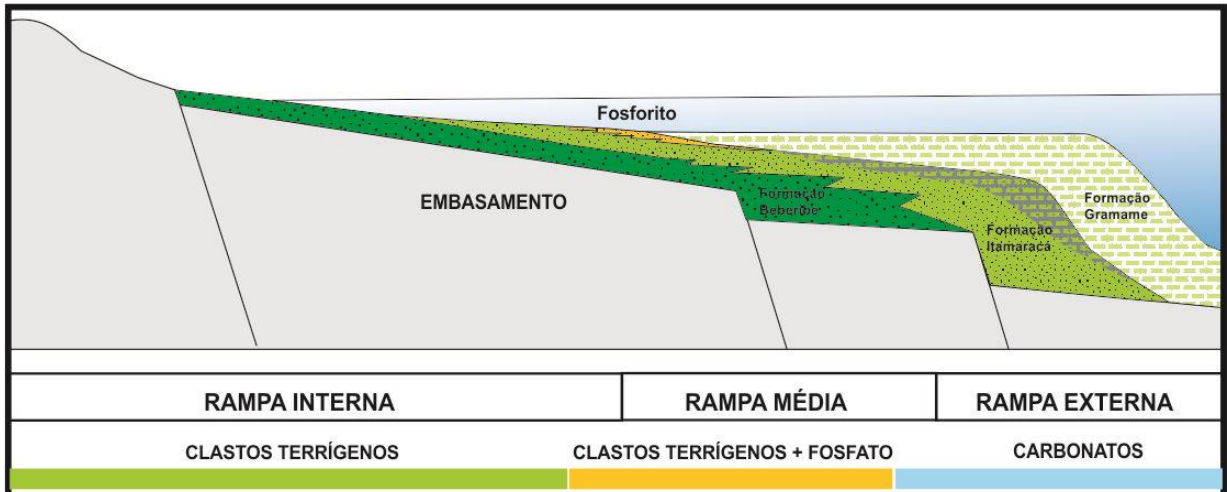


Figura 108. Ambiente deposicional dos fosforitos em rampa da bacia Paraíba (Adaptado de Barbosa, 2004 e Pufhal, 2010).

CAPITULO IX

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A sedimentação fosfática na Bacia Paraíba ocorreu durante a fase final da Formação Itamaracá no Maastrichtiano superior e faz parte de um evento de fosfogênese global. Esse evento é conhecido como a Fosfogênese Tetiana, com depósitos de fosforitos associados à plataformas carbonáticas que ocorrem do Cretáceo Superior ao Eoceno Médio (Pufahl *et al.*, 2003).

A Bacia Paraíba tem os primeiros registros sedimentares datados do Coniaciano-Santoniano representados pelos depósitos clásticos de ambiente continental da Formação Beberibe e os depósitos de ambiente transicional da Formação Itamaracá. A Formação Beberibe ocorre bastante expressiva nas sub-bacias Olinda e Alhandra onde foram descritas fácies de sistema fluvial de alta energia. A Formação Itamaracá representa o trato de sistema transgressivo e foram identificadas fácies, de sistema lagunar e planície de maré, caracterizadas por estruturas sedimentares do tipo *flaser*, *wavy* e *drapes* de lamas e arenitos maciços, originadas através de fluxo gravitacional. E ainda as fácies, de ambiente marinho raso, caracterizadas por rochas fosfáticas siliciclásticas, rochas fosfáticas carbonáticas e fosforitos no topo da Formação Itamaracá, numa superfície de inundação máxima, limite com a Formação Gramame. Durante o Campaniano-Maastrichtiano a Bacia Paraíba desenvolveu um arcabouço estrutural do tipo rampa distalmente inclinada o que condicionou uma deposição em plataforma carbonática mista de fácies marinhas da Formação Itamaracá e Formação Gramame. A Formação Gramame representa um trato de sistema de mar alto caracterizado por depósitos cíclicos de calcários e margas. Essa configuração estrutural também condicionou à sedimentação fosfática que foi depositada em ambiente marinho raso em rampa interna a média com muita influência de sedimentos terrígenos.

A sedimentação fosfática foi individualizada em três grupos de rochas geneticamente relacionados: fosforitos com teores de P_2O_5 maior que 18%, rochas fosfáticas com influência siliciclástica com teores de P_2O_5 entre 8 e 17% e rochas fosfáticas carbonáticas com baixos teores menor que 8% de P_2O_5 . Os fosforitos (F) foram individualizados em duas litofácies: fosforitos laminados (Fl) e fosforitos maciços (Fm). Os fosforitos laminados foram descritos petrograficamente como fosforitos primários (*pristine*) e são caracterizados por laminações plano-paralelas, e constituídos por sedimentos ortoquímicos, com raros componentes aloquímicos (fosoóide e fosbioclastos), e podem ser classificados como fosfato *mudstone*. Os

fosforitos maciços podem ser classificados como fosforitos granulares ou retrabalhados (*reworked*) e possuem microfácies formadas predominantemente por grãos aloquímicos com pouca matriz. Os grãos aloquímicos destacam-se em grande quantidade os fosintraclasto e fospeloíde, e secundariamente, ocorrem fosbioclastos e fosoóide. Entre os fosbioclastos observa-se que há uma grande quantidade de foraminíferos bentônicos, fragmentos de ossos, conchas e ostracodes. As rochas fosfáticas siliciclásticas foram descritas em duas litofácies argilito marrom (Argm) com até 11% de P_2O_5 e arenito pelfosfato (Ap) que pode conter até 17% de P_2O_5 e estão associadas às fácies de fosforitos e apresentam algumas características texturais semelhantes, como a presença de alguns componentes aloquímicos. As rochas fosfáticas carbonáticas possuem poucos elementos fosfáticos, representados principalmente por fosbioclastos e fosoóide e foram descritas na Formação Itamaracá, com a fácies de arenito calcífero e na Formação Gramame com os calcarenitos.

Alguns afloramentos com fácies de fosforito e rochas fosfáticas foram identificados bastante alterados por processos intempéricos. Essas rochas (foscretas) apresentam características texturais e mineralógicas bastante diferentes dos fosforitos e rochas fosfáticas menos alteradas, mas com altos teores P_2O_5 (até 25%).

O principal mineral de fosfato identificado nos fosforitos e rochas fosfáticas é o carbonato-fluorapatita (francolita). Durante o processo de intemperismo esse mineral pode ser modificado quimicamente e da origem a uma série de minerais de fosfato de alumínio. Nas amostras analisadas de fosforitos por DRX foram identificadas a presença da wavelita, svanbergita, crandalita e goyazita da série de fosfato de alumínio, além de goethita, quartzo e albita também frequente em todas as amostras. Outro mineral que se destaca é xenotima, um fosfato de Y, e/ou ETR pesados.

Na análise geoquímica de rocha total nas fácies de fosforitos a razão CaO/P_2O_5 é entre 1,0-1,8, sendo que a maior concentração de amostras possuem valores entre 1,3 e 1,6 que segundo a literatura é a razão ideal para fosforitos compostos por carbonato-fluorapatita. Porém, todas as amostras analisadas têm baixos teores de flúor, e a razão ideal F/P_2O_5 que deveria ser entre 0,8 a 0,12, neste trabalho é de 0,05 a 0,2 muito abaixo do apresentado na literatura. Esses valores podem significar que o fluido é pobre em flúor e que este elemento foi substituído por OH^- já que também é empobrecido em CO_3^{2-} . As amostras com baixo teor de flúor também apresentam uma grande variedade de minerais de alumínio produto de alteração carbonato-fluorapatita. Os baixos valores de flúor também foram observados em análises por WDS, em alguns grãos de fosfato, que, em alguns casos, apresentaram Cl.

As rochas fosfáticas de modo geral tem uma alta razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$, mas com baixo F e CO_2 . Observa-se que quando a rocha tem altos teores de P_2O_5 apresenta baixos teores de SiO_2 . E apresenta uma geoquímica de elementos maiores semelhantes as dos fosforitos.

Nos elementos maiores, observa-se pouca correlação do P_2O_5 com Fe, Mn, Mg e uma maior afinidade com Al_2O_3 . Este óxido ocorre com altos valores em algumas amostras de fosforitos que apresenta um baixo teor de cálcio. Sugerindo uma substituição de grande parte de Ca^{2+} do carbonato-fluorapatita por Al e OH^- e precipitando minerais de fosfato aluminosos como a wavelita, svanbergita, crandalita e goyazita observados por DRX. Por essa mesma razão existe uma boa correlação do Al_2O_3 com a perda ao fogo. Dentre os elementos menores destaca-se a associação do P com U, verificada tanto nos fosforitos quanto nas rochas fosfáticas. A correlação do P com o Y também conhecida na literatura não ocorre nas amostras analisadas. Observa-se relativa afinidade do P_2O_5 com o Y nas rochas fosfáticas, mas ainda é baixa e pode está relacionada à presença do mineral xenotima. O Y e ETR apresentam teores significativos que os torna um potencial interessante associado aos depósitos fosfáticos.

Os processos que envolvem a precipitação e deposição de minerais fosfáticos são bastante complexos e controversos. Embora a maior parte dos trabalhos atribuam a sua principal origem as correntes de ressurgências e a produtividade orgânica. O modo de ocorrência dos fosforitos e dos arenitos pelfosfáticos ao longo da bacia permite interpretar esses depósitos sedimentares como restritos a algumas áreas, e que tanto a sedimentação carbonática quanto siliciclástica, podem inibir a precipitação de fosfato em grande escala. Os arenitos pelfosfático que ocorrem no limite da Sub-bacia Olinda com a Sub-bacia Alhandra, são um exemplo de que o aporte terrígeno fez com que não ocorresse depósito de fosforito e sim de sedimentos com uma grande quantidade de elementos fosfáticos, que foram retrabalhados juntamente com os terrígenos. Nas áreas da bacia consideradas relativamente rasas não houve a deposição de fosforitos apenas de rochas fosfáticas.

Os depósitos de fosfato da Bacia Paraíba já teve expressivo papel na economia do estado de Pernambuco, embora a principal área do depósito, na Sub-bacia Olinda, atualmente, esteja inviabilizada devido à expansão urbana. Com um estudo mais detalhado das fácies fosfáticas, para as áreas adjacentes, como exemplo da região de Goiania-PE onde não ocorrem fosforitos, mas apenas rochas fosfáticas, com teores significativos,, é possível novas fronteiras exploratórias. Na Sub-bacia Alhandra a perspectiva é ainda melhor, já que não há a mesma problemática com a urbanização, e do ponto de vista geológico a sub-bacia é relativamente mais profunda que a Sub-bacia Olinda sugerindo a possibilidade de encontrar maiores

espessuras das rochas mineralizadas. O Brasil apresenta um quadro crítico na produção de fosfato com uma demanda cada vez maior devido ao crescimento dos agronegócios. As principais jazidas de fosfato no país são de origem magmatogênica, quando em todo mundo as maiores reservas ocorrem em depósitos sedimentogênicos. Assim são necessários estudos mais detalhados das bacias sedimentares brasileiras para aumentar o potencial deste importante bem mineral.

REFERÊNCIAS

- Abed, A.M. & Abdalla R. S. 1998. On the state off weathering of the Upper Cretaceous Red Phosphorites Of Eshidiya, Southern Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 27. No. 1, Pp. 39-54, 1998.
- 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. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13, São Leopoldo, Boletim de Resumos, 54.
- Altschuler, Z. S., Clarke, R. S., and Young, E. J. (1958) Geochemistry of uranium in apatita and phosphorite: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 314-D, 45-90.
- Amaral, A. J. R.; Menor, E. A.; Santos, S. Evolução paleogeográfica da sequência clástica basal da Bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. In: VII Simpósio de Geologia do Nordeste, 1977, Campina Grande. Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste. S. Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. V. único. p. 37-63.
- Anderson, R.F., 1987. Redox behaviour of uranium in an anoxic marine basin. *Uranium* 3, 145 – 164.
- Aydin I., Imamoglu S., Aydin F. , Saydut A., Hamamci, C. 2009. *Determination of mineral phosphate species in sedimentary phosphate rock in Mardin, SE Anatolia, Turkey by sequential extraction*. *Microchemical Journal* 91 (2009) 63–69.
- Awadalla G.S. (2010). Geochemistry and microprobe investigations of Abu Tartur REE-bearing phosphorite, Western Desert, Egypt. *J. Afr. Ear. Sci.*, 57: 431–443.
- Arnold, R. 1902. Listo of fossils collected by J.C. Branner at Ponta de Pedras, Pernambuco. *Geoll. Soc. Am. Bull.*, 13:47.
- 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, Rio de Janeiro, 4: 1-24.
- Baioumy, H.M.; Tada, R.; Gharaie M.H.M. 2007. *Geochemistry of Late Cretaceous phosphorites in Egypt: BImplication for their genesis and diagenesis*. *Journal of African Earth Sciences* 49 (2007) 12–28.
- Barbosa, J.A. 2004. Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Recife, 2004. 230 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.
- Barbosa, J. A. 2007. A deposição carbonática na faixa costeira recife-natal, NE do Brasil: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geociências – UFPE, 270p.
- Bariand, P.; Cesbron, J.; Geffroy, J. 1978. Les Mineraux leurs gisements, leurs associations. *Mineraux et fossils 45130 Meung-sur-Loire, France*. 489p.
- Batista, R. P. 1984. Estudo Hidrogeológico da Planície do Recife. Recife, 608 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.
- Baturin, G.N. 1971b. Formation of phosphate sediments and water dynamics. *Oceanology*. 3: 372-376.
- Baturin, G.N. 2003. Phosphorus cycle in the ocean. *Lithology and Mineral Resources*, 38(2), 101-119.
- Benitez-Nelson, C.R.. 2000. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth-Science Reviews* 51 _2000. 109–135.
- Bentor, Y.K. 1980. Phosphorites, the unsolved problems. *Marine Phosphorites Symposium, Special Publication, N. 29. P.3 a 18.*

- Bartels J.J. & Gurr T.M. 1994. Phosphate rock. In: Carr D.D. ed. Industrial minerals and rocks, 6th edition, pp. 751–764. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., Littleton, Colorado.
- Beurlen K. 1961. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 16(1): 43-54.
- Beurlen, K. 1963. O termo Formação na terminologia estratigráfica, ilustrado pelas Formações Maruim e Gramame (Cretáceo do Nordeste do Brasil). An. da Acad. Brasileira de Ciências. V. 35. n. 3. p.334-338
- Beurlen, K. 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. Boletim de Geologia, São Paulo, 16(1): 43-53.
- Beurlen, K. 1967b. Paleontologia da faixa costeira Recife-João Pessoa. Boletim de Geologia, São Paulo, 16(1): 73-79.
- Beurlen, K. 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, Anais, 1: 151-158.
- Boujo, A., Trompette, R., Flicoteaux, R., A. J. Melfi, A.J., Affaton, P. Bloy, A., Monteiro, M. D., Oliveira, J. J., Magat, P. 1994. Fosfatos Sedimentares Marinhos do Proterozóico Médio e Superior e do Cambriano da África e do Brasil: Geologia, Mineralogia, Geoquímica E Importância Econômica. *An. Acad. Bras. Ci.*, 66 (3).
- Branner, J.C. 1902. Geology of the Northeast coast of Brasil. Bull. Geol. Soc. Am. Rochester. Vol.13, pg. 41-98.
- Branner, J.C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. Mus. Compare. Zool. Bull., Harvard College, Cambridge, 41 (geol. Ser. 7):285p.
- Brito Neves, B.B.; Albuquerque, J. P.T.; Coutinho, J. M. V., Bezerra, F.H. R. 2009. Novos Dados Geológicos e Geofísicos para a Caracterização Geométrica e Estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (sudeste da Paraíba). *Geol. USP, Sér. cient.* [online]. 2009, vol.9, n.2, pp. 63-87.
- Brookfield, M.E; Hemmings D.P; Van Straaten P; 2009. *Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphorites of the Napo Formation (Late Cretaceous, Oriente Basin, Ecuador)*. Journal of South American Earth Sciences 28. 180–192
- Bruchette, T.P. & Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1992) 3-57
- Burchette, T.P., Wright, V.P. and Faulkner, T.J., 1990. Oolitic sandbody depositional models and geometries. Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sediment. Geol.*, 68: 87-115.
- Butrenchuk, S. (1996): Phosphate Deposits in British Columbia; British Columbia Ministry of Employment and Investment, British Columbia Geological Survey, Bulletin 98, 126 Pages.
- Butrenchuk, S.B. (1988): Phosphate inventory northeastern British Columbia; in Geological Fieldwork 1987, BC Ministry of Energy and Mines, Paper 198
- Campanha, V.A., 1975. Posição estratigráfica do calcário Miriri, Paraíba. VII Simp. Geol. Nordeste, Fortaleza (CE); Bot. esp., res.: 34-35.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. 1982. *Projeto Miriri: Relatório final de pesquisa - setor Conde-Alhandra. Áreas PB.10/79, PB.11/79, PB.12/79, PB.13/79, PB.14/79, PE.09/79, PB.18/80. DNPM's 840.302/79, 840.303/79, 840.304/79, 840.305/79, 840.306/79, 840.307/79, 840.446/79, e DOU's de 13/02/84, 13/02/84, 20/06/84, 13/02/84, 20/02/84, 19/08/85 (texto, mapas e tabelas)*. Recife: CPRM, 1982. 2v.
- Cook, P. 1976. *Sedimentary phosphate deposits*. In: Wolf, K. Handbook of Strata-Bound and Strataform Ore Deposits. Elsevier Amsterdam, p 505-535.

- Cook P. J. & Shergold J. H. 1986. Phosphate Deposits of the World. Volume 1. Proterozoic and Cambrian Phosphorites. Results of IGCP Project 156. xvii + 386 pp. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney.
- Compton J. Variations In The Global Phosphorus Cycle. Marine Authigenesis: From Global to Microbial, SEPM Special Publication No. 66 Copyright 2000 SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 21-33., J., Mallinson, D., Glenn C. R., Filippelli, G., Föllmi K., Shields, G. Zanin, Y. 2000.
- Costa, W. D. .1998. Estudo Hidrogeológico da Região Metropolitana do Recife. Recife, Projeto HIDROREC – Convênio IDRC (Canadá) e UFPE (Brasil). (Relatório Técnico-científico).
- Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). 2009. Balanço Mineral Brasileiro. https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/mostra_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=5473. Acesso 03/10/2010.
- Derby, O.A., 1907. The sedimentary belt of the coast of Brazil. Journ. Geol., 15:218-237.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (Eds) 1992. Minerais constituintes das rochas – Uma introducao. Lisboa, Fundacao Calouste Gulbenkian, 728p.
- Duarte, E. W. & Krauss, L. A. A. 1978. Projeto de dimensionamento das jazidas de fosfato de Pernambuco, Recife: CONDEPE, 8 p.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In, W.E. Hamm (Ed.), Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.
- Feitosa, E.C. & Feitosa, F.A.C. 1986. Considerações sobre a Bacia Potiguar: bacia costeira Pernambuco-Paraíba. Estudos Geológicos, Recife, 8: 71-78.
- Fischer, D. J. & Mccnell D., 1969. Aluminum-rich apatite. Science, 164. p. 551-553.
- Filippelli. G.M. 2002. The Global Phosphorus Cycle. DOI: 10.2138/rmg. 2002.48.10. Pg. 391-425.
- Fiveg, M. P. 1937. *The apatite deposits of the Khibinian Tundras: U.S.S.R.* Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides Trans., no. 142, p. 8-21.
- Flicoteaux, R. & Lucas, J., 1984. Weathering of phosphate minerals. In Nriagu, J.O. & Moore, P.B. (eds.), Phosphate Minerals. Springer-Verlag, Berlin, pp. 292–317.
- Folk, R. L.. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: Hemphilps. 182p.
- Follini, K.B. (1996). *The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits.* *Earth Sci. Rev.* 40, 55-124.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E., and Grimm, K.A., 1991. Stratification in phosphatic sediments: Illustrations from the Neogene of California, in G. Einsele, W. Ricken , and A. Seilacher (eds.), Cycles and Events in Stratigraphy, Springer-Verlag, Berlin, p. 492-507.
- Fonseca Neto, J. C. 1979. Projeto fosfato na faixa sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba Relatório final: DNPM/CPRM, 6v. i.I.
- Galán-Abellán, A.B., Barrenechea, J.F, Benito, M.I., De la Horra, R., Luque, F.J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., López-Gómez, J., Lago., M., 2013. Palaeoenvironmental implications of aluminium phosphate-sulphate minerals in Early–Middle Triassic continental sediments, SE Iberian Range (Spain). *Sedimentary Geology*, V.289,1 p.169-181.
- Gill, D. & Shiloni, Y. 1995. Abundance and distribution of uranium in Senonian phosphorites, Arad basin, southern Israel. *Journal of African Earth Sciences*, 20(1):17-28.
- Goldschmidt, V.M., 1958. Geochemistry. Oxford, at the Clarendon Press Grimm, K.A., 1997. Phosphorites feed people, Farm *Folk/City Folk's*. Newsletter 13, 4– 5.

- Glenn, C.R. & Garrison, R.E. 2003. Phosphorites. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 519–526.
- Glenn, C.R., Follmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Hallsworth, C R; Knox, R W O'B. 1999. *BGS Rock Classification Scheme. Volume 3. Classification of sediments and sedimentary rocks. Research Report, RR 99–03*
- Gnandi, K., and Tobschall, H.J., 2003, Distribution patterns of rare-earth elements and uranium in Tertiary sedimentary phosphorites of Hahotoe-Kpogame, Togo: Journal of African Earth sciences, v. 37, p. 1–10.
- Guimarães D., 1965. Principios de metalogenese e geologia econômica do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 121, 621P.
- Hallsworth, C.R., and Knox, R.W.O'B., 1999, Classification of sediments and sedimentary rocks: Volume 3 of the BGS rock classification scheme: British Geological Survey Research Report Number RR 99–03, 44 p.
- Hsi, C. D., and D. Langmuir (1985), Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides; application of the surface complexation site-binding model, Geochim. Cosmochim. Acta, 49(9), 1931 – 1941. Jasinski, S.M., 2000. Phosphate Rock. U.S. Geological Survey Mineral Commodity Summaries. U.S. Geological Survey (<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs>).
- Jasinski, S.M., 2000. Phosphate Rock. U.S. Geological Survey Mineral Commodity Summaries. U.S. Geological Survey. (<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs>).
- Jörg Trappe. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. Sedimentary Geology 145. Pgs. 135-150.
- Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 3(1): 73-76.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. *Boletim do DNPM*, Rio de Janeiro, 157: 1-54.
- Kegel, W. 1957. Novo membro fossilífero da Formação Itamaracá (Cretáceo Superior) de Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 29(3): 373-375.
- Kolodny Y. And Luz B.. 1992. Isotope signatures in phosphate deposits: Formation and diagenetic history. In Isotopic Signatures and Sedimentary Records (eds. S. Chaudhuri and N. Clauer), pp. 69–122.
- Kreidler, W. L. & Andery, P.A. 1950. Costa do Nordeste (Geologia). Cons. Nac. Petroleo, relatório. P. 86-90.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. & Prospectors 2008. *Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema*. Relatório Final. Rep. Fed. do Brasil, MME/ Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 401p.
- Langmuir, D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 547–569
- Lima, F.H.O. & Koutsoukos, E.A.M. 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba Basin, NE Brazil. *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 6, Águas de São Pedro, *Boletim*: 279-284.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 180p.
- 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. International Congress of Sedimentology, 15th, Alicante, Abstracts, 504-505.

- Lima Filho, M.F. & Souza, E.M. 2001. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. *Simpósio de Geologia do Nordeste, 19, Anais*: 87-88.
- Lima Filho, M.F.; Barbosa, J.A.; Neumann, V.H.M.L.; Souza, E.M. 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: *Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos*, 5.
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*. 64:461-487.
- Loureiro, F. E. L., Monte, M.B.M., Nascimento, M. 2008. Rochas e Minerais Industriais. Edição Agrominerais – Fosfato, capítulo 7. CETEM, 2ª Edição. <http://www.cetem.gov.br/agrominerais/livros/07-agrominerais-fosfato.pdf>
- Love, J. D., 1964, *Uraniferous phosphatic lake beds of Eocene age in inter-montane basins of Wyoming and Utah: U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 474-E, p. 1-66.
- Lucas, J., Flicoteaux, R., Nathan, Y., Prevot, L., 1980. Different aspects of phosphorite weathering. In: Bentor, Y.K. (Ed.), *Marine Phosphorites*. SEPM Special Publ., pp. 2941–2951.
- Lucas, J., Prevot, L. & Trompette, R. 1980. Petrology, mineralogy and geochemistry of the Late Precambrian phosphate deposits of Upper Volta (W. Africa). *J. geol. Soc. Lond.* 137,787-792.
- Mabesoone, J. M., 1967. Sedimentologia da faixa sedimentar costeira João-Pessoa. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, Vol. 16, N. 1, pp. 57-72.
- Mabesoone, J.M. 1972. Caracterização sedimentológica do Grupo Paraíba (Nordeste do Brasil). *Estudos Sedimentológicos*. Natal, 2 (1/2): 53-63.
- Mabesoone, J.M. 1981. Modelo deposicional dos fosforitos de Pernambuco. *Estudos Geológicos*, Recife, 4: 17-24.
- Mabesoone, J. M., 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. *Estudos Geológicos*, Série B.10:33-43.
- Mabesoone, J. M. 1994. Sedimentary basins of northeast Brazil. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, *Publicação Especial*, 2:1-308.
- Mabesoone, J.M. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 18(4): 476-482.
- Mabesoone, J.M. & Alheiros, M.M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grandedo Norte Basin and the problem of the South Atlantic conection. *Geologie en Mijnbouw*, Amsterdam, 71: 351-362.
- McClellan G.H. 1980. Mineralogy of carbonate fluorapatites. *Journal of the Geological Society*, 137(6): 675-681.
- McClellan G. H. & Van Kauwenbergh S. J. 1991. Mineralogical and chemical variation of francolites with geological time. *Journal of the Geological Society*, 148: 809-812.
- Matsuda, N. S. 1988. Caracterização Petrográfica e Paleoambiental da Anomalia Radioativa Associada A Rochas Carbonáticas do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar -RN - Brasil. Dissertação - Universidade Federal de Ouro Preto. 134p.
- Matthews, A. & Nathan, Y. 1977. The decarbonatization of carbonete-fluorapatite (francolite): *Am. Mim.*, v. 62, p.565-573.
- Maury, C. J. 1930. O Cretáceo da Parahyba do Norte. *Monografi a do Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro*, 8:1-305.
- Menor, E. A., 1975. La sédimentation phosphatée: pétrographie, minéralogie et géochimie des gisements de Taiba (Sénégal) et d'Olinda (Brésil). Université Louis Pasteur (Strasbourg). Thèse, 153p.

- Menor, E.A., Dantas, J.R.A. & Sobrinho, A.C.P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, *Anais*, 6: 1-27.
- Miall, A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer eds. 582 p.
- Ministério das Minas e Energia (MME). 2009. Produto 29 Agrominerais. Relatório Técnico 53 Perfil Fosfato.
http://www.mme.gov.br/sgm/galerias/arquivos/plano_duo_decenal/a_mineracao_basileira/P2_9_RT53_Perfil_do_Fosfato.pdf. Acesso 03/02/2014.
- Mittani, J. C. R., Tatum, S. H. & Brito Neves, B. B., 2011. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 300, pp. 191-204.
- Moraes, L.J. 1928. Estudos Geológicos do estado de Pernambuco. Boletim serviço Geologia e Mineração. Brasil, DNPM. Rio de Janeiro. 32; 69-70.
- Moura C.R. 2007. Ostracodes da transição entre as formações itamaracá e gramame bacia paraíba: taxonomia, implicações paleoecológicas, paleoambientais e bioestratigráficas. Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE. Dissertação de mestrado. 101p.
- Moraes, L.J. 1928. Estudos Geológicos do estado de Pernambuco. Boletim serviço Geologia e Mineração. Brasil, DNPM. Rio de Janeiro. 32; 69-70.
- Muniz, G.C.B. 1993. Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 202p.
- Nathan Y., Shiloni Y., Roded R., Gal, I. & Deutsch Y. (1979) The geochemistry of the northern and central Negev phosphorites (Southern Israel). *GaoL Surv. Israel Bull.* 73, 41 pp.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd. Ed. Wiley-Blackwell London. 551p.
- Northolt, A. J. G., Sheldon, R. P., Davidson, D. F. *Phosphate Deposits of the World*, Vol. 2. *Phosphate Rock Resources*, Cambridge University Press, 1990.
- Grimm, K.A. 1997. Phosphorites feed people. *City Folk's Newsletter* 13, 4-5.
- Office Chérifien des Phosphates, 1989. *The phosphates basins of Morocco*. In: Northolt, A.J.G., Sheldon, R.P. & Davidson, D.F. (eds): *Phosphates deposits of the world*, Vol. 2 – *Phosphate rock resources*. Cambridge University Press (Cambridge): 301-311.
- Oliveira, R. G., Silva, C.R.M., Silveira, D.E., Abram M.B. 2012. Aplicação de Dados Aerogamaespectrométricos na Identificação de Camadas Aflorantes no Depósito de Fosforito da Bacia Paraíba (NE do Brasil). *Simexmim 2012*. Ouro preto-MG.
- Oliveira, P.E. 1940. História da pesquisa do petróleo no Brasil. *Min. Agricultura*, 15, 208p.
- Oliveira, A.I. & Leonardos, O.H. 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola, 813 p.
- Pettijohn, F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. New York, Hafner. 718p.
- Pietrafesa, L. J. 1990. Upwelling processes associated with Western Boundary Currents. In: Burnett, W. C., Riggs, S. R. (eds.) *Phosphate deposits of the world* Cambridge University Press, Cambridge, p. 3-26.
- Porto, C. G. 2010. Geoquímica orientativa Projeto Fosfato Brasil - CPRM. In: 45 CB Geologia, 2010, Belém. *Anais do 45 CBG*.
- Pufahl, P.K. 2010. Bioelemental Sediments, In James, N.P. and Dalrymple, R.W. (eds.), *Facies Models*, 4th Edition, Geological Association of Canada, 477-503.
- Pufahl, P., Grimm, K., Abed, A. M and Sadaqah, R., 2003. *Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: Implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant*. *Journal of Sedimentary Geology*, 161:170-205.

- Rasmussen, B., 2005. Radiometric dating of sedimentary rocks: the application of diagenetic xenotime geochronology. *Earth-Science Reviews* 68 (3–4), 197–243.
- Rand, H.M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 16(1): 87-99.
- Rand, H.M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 16(1): 87-99.
- Rathbun, M. 1875. Preliminary report on the Cretaceous Lamellibranchs collected in the vicinity of Pernambuco, Brazil, on the Morgan Expedition of 1870, Charles Frederic Hartt in charge. *Proc. Boston Soc. Nat. Hist.*, 17:241-256.
- Read, J.F., 1982a. Carbonate platforms of passive (extensional continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 69: 1-21.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.
- Rezende N. G. A. M. 1994. O Fosfato de Olinda e os conflitos de Mineração. Série Recursos Minerais 3. CPRM-Recife. 19p.
- Riggs, S.R. 1979. Petrology of the Tertiary phosphorites system of Florida. *Econom. Geol.* 74, 195-220.
- Rossetti D. F.; Bezerra, F.H.R.; Góes, A.M.; Valeriano, M.M.; Andrades-Filho, C. O.; Mittani, R.C.J.; Tatum, S.H.; Brito-Neves, B.B.; 2011. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300 (2011) 191–204.
- Slansky, M. 1986. *Geology of Sedimentary Phosphates*, Elsevier, 210 pages.
- Santos, M.L.S., Saraiva, A. L. L., Delfino. I.B., Antunes, L.C. Batista, R.M. Alves, I.C.C. 2010. Avaliação das Formas de Fósforo nos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental do Rio Amazonas. *Revista da Gestão Costeira Integrada* 10(4):589-596.
- 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 G. Beurlen, D.A. Campos & M.C. Viviers (eds). *Stratigraphic range of Cretaceous of mega and macrofossils of Brazil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 245-272.
- Selley R. C. 2000. *Applied Sedimentology*. 2 edition. Academic Press, San Diego, CA. 523 p.
- Sheldon, R.P. 1987. Industrial minerals, with emphasis on phosphate rock. In D.J. McLaren & B.J. Skinner, eds. *Resources and world development*, pp. 347-361. New York, USA, John Wiley & Son Limited.
- Sengul, H., Ozer, A.K., Gulaboglu, M.S. 2006. Beneficiation of Mardin-Mazidagi (Turkey) calcareous phosphate rock using dilute acetic acid solutions, *Chem. Eng. J.* 122. Pg. 135–140.
- Simandl, G.J., Prussin, E. A., Brown, N., 2012. Specialty metals in Canada. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey, Open File 2012-7, 48 p.
- Silva Ponte, P. A. S.; Fernandes, L. A.; Teixeira, D. R. M. 2007. O Guano do Andorinão, *Streptoprocne biscutata* (Aves Apodiformes, Apodidae). *Saúde & Ambiente em Revista*, Duque de Caxias, v 2, N 1, p 86-93.
- Sibley, D.F., and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol.*, 57:967-975.
- Smith, R.L. 1968. *Upwelling. Oceanographic Marine Biological Annual Review*, 6 11-46.
- Slansky, M. 1980. Géologie des phosphates sédimentaires. *Mém. BRGM*, nO 114, 92p.
- Slansky, M. (1986): *Geology of Sedimentary Phosphates*, Elsevier, 210 pages.

- Soudry, D. Glenn, C.R. Nathan, Y. Segal, I. Vonder Haar, D. 2006. *Evolution of Tethyan phosphogenesis along the northern edges of the Arabian–African shield during the Cretaceous–Eocene as deduced from temporal variations of Ca and Nd isotopes and rates of P accumulation*. *Earth-Science Reviews*. Vol. 78, Issues 1–2, Pages 27–57.
- Soudry, D. Ehrlich, S. Yoffe, O. Nathan Y. 2002a. Uranium oxidation state and related variations in geochemistry of phosphorites from the Negev (southern Israel). *Chemical Geology* 189 (2002) 213 – 230.
- Soudry, D. & Nathan, Y. Microbial infestation: a pathway of fluorine enrichment in bone apatite fragments (Negev phosphorites, Israel). *Sedimentary Geology*, Elsevier. Volume 132, N.3, pp. 171-176(6)
- Souza, E.M. 1999. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 152p.
- Souza, E. M. & Lima Filho, M. 2005. Marco estratigráfico nos arenitos calcíferos (Formação Itamaracá) do Campaniano da bacia Paraíba à luz da estratigrafia de seqüências. *Revista de Geologia*, Vol. 18, nº 1, 61-68.
- Souza, E.M. 2006. Estratigrafia da seqüência clástica inferior (Andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia Paraíba e suas implicações paleogeográficas. Tese de doutorado, Programa de pós-graduação em Geociências, UFPE. 311p.
- Tinoco, I.M. 1971. Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 147p.
- Tourn S. 2006. Clase 8 – fosfatos, arseniatos y vanadatos. 81p. http://ama.gl.fcen.uba.ar/files/4213/4421/3771/CLASE_8.pdf. Acesso em 13/03/2014.
- Toledo M.C.M., Pereira, V.P. 2001. A variabilidade de composicao da apatita associada a carbonatitos. *Revista do Instituto Geologico, Sao Paulo*, 22(1/2)27-64.
- Tooms, J.S., Summerhayes, C.P., And Cronan, D.S., 1969, *Geochemistry Of Marine Phosphate And Manganese Deposits*. In H. Barnes (Ed) *Oceanogr. Mar. Biol. Rev.* 7, 49-100.
- Trappe J. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary Geology*, v. 145, Issues 1–2, 1 December 2001, p. 135-150.
- Trappe J. 2005. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary Geology* 145. P: 135-150.
- Trappe, J. 1998. Phanerozoic phosphorite depositional systems. *Lect. Notes Earth Sci.* 74. 316p.
- White, C.J. 1887. Contribuição à paleontologia do Brasil. *Arch. Do Museu Nacional, Rio de Janeiro* Vol. VII.
- Wright, V.P., 1986. Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33: 221-241.
- Velde, B. 1977. *Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems*. Elsevier, Amsterdam, 218 pp.
- Zapata, F. & Roy, R. N. eds. 2004: *Use of phosphate rocks for sustainable agriculture, Fertilizer and Plant Nutrition Bull.* 13, FAO, 165p. [www.fao.org], acesso em 22/03/2010.
- http://www.resources.nsw.gov.au/_data/assets/pdf_file/0004/238198/Phosphat.pdf

ANEXOS

Anexo 1. Relação de amostras de fosforitos com os valores dos elementos maiores.

AMOSTRA	CaO/P2O5	Al2O3%	CaO%	Cr2O3%	Fe2O3%	K2O%	MgO%	MnO%	Na2O%	P2O5%	SiO2%	TiO2%	LOI%	Sum%
CANAL 02B	0.008245534	31.74	0.18	0.02	5.54	0.35	0.26	0.04	0.04	21.83	23.27	0.46	19.26	102.98
CANAL 08C	1.072127139	10.85	26.31	0.02	3.75	0.28	0.26	<0.01	0.03	24.54	29.05	0.28	8.28	103.66
TRADO CM 32C	1.032	9.82	25.8	0.01	3.08	0.23	0.18	0.04	<0.01	25	23.27	0.32	7.83	96.24
TRADO CM-32D	1.011739594	13.69	18.96	0.01	4.81	0.3	0.24	0.85	<0.01	18.74	38.2	0.5	8.21	104.48
TRADO 13A	1.575731497	4.45	36.62	<0.01	2.72	0.51	0.26	0.05	0.1	23.24	28.81	0.2	3.38	100.32
TRADO 13B	1.576	3.51	39.4	<0.01	2.27	0.31	0.12	0.16	0.08	25	23.41	0.16	3.39	98.08
CM-55	1.165247019	8.94	27.36	0.04	9.34	0.75	0.54	0.01	0.5	23.48	17.86	0.38	7.26	96.47
CM92A	0.030859049	29.91	0.74	0.04	4.86	0.4	0.27	0.34	<0.01	23.98	17.15	0.49	22.26	100.43
CM92B	0.089829633	27.66	1.74	0.03	4.06	0.45	0.46	0.42	0.02	19.37	24.52	0.44	20.3	99.47
CM93	0.011322281	31.6	0.28	0.02	3.77	0.25	0.18	0.26	<0.01	24.73	10.95	0.38	23.33	95.76
3AL-26-PB A	1.483276781	10.75	30.6	0.03	4.94	1.65	1.09	0.18	0.12	20.63	26.02	0.51	6.8	103.31
3AL-72-PB	1.7392	4.12	43.48	0.01	2.8	0.58	0.23	0.06	0.08	25	17.08	0.18	3.55	103.55
1.IG-01-PEB	1.409730599	8.92	35.06	0.02	4.42	1.58	1.19	0.03	0.13	24.87	20.83	0.44	5.15	102.65
3.AL-50-PBB	1.430776214	7.97	31.52	0.01	2.96	1.2	0.64	0.41	0.19	22.03	24.17	0.33	4.8	96.25

Anexo 2. Relação de amostras de rochas fosfáticas com os valores dos elementos maiores.

AMOSTRA	CaO/P2O5	Al2O3%	CaO%	Cr2O3%	Fe2O3%	K2O%	MgO%	MnO%	Na2O%	P2O5%	SiO2%	TiO2%	LOI%	Sum%
CM-32	0.1724138	14.27	1.15	0.02	4.19	0.61	0.23	0.01	0.22	6.67	62.15	0.39	7.5	97.4
CM-32C	0.0177778	24.27	0.2	0.04	8.04	0.57	0.4	0.08	0.01	11.25	38.75	0.75	15.1	99.46
CM-32D	0.0322581	22.8	0.14	0.04	8.97	1.7	1.58	0.07	0.03	4.34	46.69	0.91	12.47	99.73
CANAL 01B	0.0091429	26.51	0.16	0.02	5.47	0.53	0.39	0.31	0.04	17.5	30.56	0.53	17.77	99.78
CANAL 01C	0.0144844	29.67	0.25	0.03	6.83	0.83	0.82	0.21	0.06	17.26	28	0.65	18.82	103.43
CANAL 01E	0.0178876	21.07	0.21	0.02	6.45	0.31	0.23	0.15	0.04	11.74	45.07	0.63	13.63	99.52
CANAL 02C	0.0481246	18.27	0.68	0.02	6.04	0.22	0.14	0.02	0.02	14.13	48.03	0.43	12.38	100.4
CANAL 03C	0.0113028	20.59	0.19	0.03	8.16	0.3	0.14	0.02	0.02	16.81	42.42	0.61	10.92	100.21
CANAL 04A	0.0321839	22.91	0.14	0.04	10.27	1.34	1.1	0.02	0.05	4.35	51.72	0.93	11.86	104.73
CANAL 04B	0.0169731	18.84	0.24	0.02	12.26	0.28	0.13	0.02	0.02	14.14	38.35	0.5	13.24	98.05
CANAL 08A	0.0175299	23.82	0.22	0.02	5.42	0.73	0.75	0.05	0.03	12.55	42.19	0.58	15.27	101.62
CANAL 08B	0.0091954	29.49	0.16	0.02	3.88	0.24	0.2	0.29	0.02	17.4	23.82	0.44	20.44	96.41
CANAL 09B	0.0884956	21.44	1.2	0.02	5.54	0.17	0.1	0.01	0.03	13.56	42.08	0.41	13.89	98.46
TRADO 15A	1.0098661	7.62	14.33	0.01	8.1	0.13	0.06	0.04	<0.01	14.19	51.61	0.3	5.86	102.26
TRADO 18A	0.0210396	21.33	0.17	0.02	6.85	0.35	0.26	0.12	0.03	8.08	50.91	0.62	12.02	100.76
TRADO 26C	0.0399002	11.85	0.16	0.02	4.68	0.41	0.42	0.07	<0.01	4.01	68.62	0.37	6.39	96.94
TRADO CM-32B	0.0783069	24.77	0.74	0.03	6.03	1.15	1.08	0.02	0.02	9.45	37.84	0.75	14.95	96.83
TRADO CM-32E	0.8864353	10.69	11.24	0.01	4.64	0.24	0.16	1.15	0.03	12.68	48.34	0.38	7.16	96.72
TRADO CM-32F	0.630303	8.62	3.12	0.01	4.42	0.18	0.14	0.47	<0.01	4.95	73.88	0.27	4.55	100.6
TRADO 13C	1.4441417	7.64	10.6	<0.01	3.77	0.27	0.17	0.13	0.03	7.34	65.36	0.29	3.59	99.18
CM-111B	0.3492647	10.15	1.9	0.02	1.21	0.33	0.09	0.03	0.02	5.44	79.83	0.16	5.69	104.86
CM-111D	0.0515021	13.21	0.24	0.03	2.72	0.3	0.27	0.03	<0.01	4.66	69.49	0.39	9.03	100.38
CM-150 B	0.3318777	28.79	2.28	0.07	18.53	0.51	0.14	0.02	0.06	6.87	29.83	1.03	13.89	102.03
CM-150 C	0.3715783	24.12	6.38	0.03	5.37	0.26	0.05	0.01	0.08	17.17	37.12	0.38	11.71	102.71
CM-150 D	0.3409524	26.69	1.79	0.05	14.33	0.59	0.14	0.02	0.05	5.25	37.63	1.26	12.06	99.85
CM-150 E	0.3745819	21.06	4.48	0.04	9.86	0.31	0.06	0.02	0.06	11.96	43.69	0.53	10.26	102.33

3AL-26-PB B	1.447018	5.2	24.99	0.02	3.18	0.82	0.28	0.1	0.1	17.27	46.55	0.18	4.19	102.9
3AL-27-PB	1.4805876	15.64	14.11	0.04	7.92	2.9	1.81	0.77	0.15	9.53	38.01	0.71	10.65	102.24
3AL-30-PB A	0.1208178	22.89	0.65	0.04	13.72	0.97	0.84	0.04	0.05	5.38	44.12	1.18	13.37	103.24
3AL-30-PB B	0.0573871	27.93	0.47	0.04	5.18	1.55	1.6	0.02	0.24	8.19	41.24	1.01	16.32	103.79
3AL-30-PB C	0.2003854	13.3	1.04	0.04	23.43	0.48	0.41	0.06	0.1	5.19	47.88	0.51	9.35	101.79
1.GO.01.PB	1.4261603	15.35	10.14	0.04	10.17	3.55	1.7	0.04	0.15	7.11	41.36	0.73	7.36	97.69
1.IG-01-PEA	1.535316	13.56	16.52	0.02	8.96	3.42	1.28	0.29	0.18	10.76	37.08	0.55	6.43	99.07
1.PL-01-PE	1.8073807	5.75	20.08	0.01	3.35	1.2	1.46	0.02	0.12	11.11	49.91	0.36	7.8	101.19
3.AL.08.PBC	1.2890365	16.47	15.52	0.04	6.73	2.6	1.26	0.6	0.09	12.04	33.39	0.73	7.42	96.89
3.AL.13.PB	1.42	13.6	7.81	0.02	5.01	2.65	1.03	0.1	0.03	5.5	56.73	0.57	5.63	98.67
3.AL-19-PB	1.5087719	15.88	6.88	0.04	6.36	3.68	1.52	0.53	0.16	4.56	54.31	0.72	6.75	101.39
3.AL-24-PBB	1.3233831	16.54	10.64	0.03	6	2.42	1.08	3.43	0.15	8.04	38.37	0.64	8.97	96.3
3.AL-24-PBC	1.3931818	18.35	6.13	0.03	6.27	2.84	1.4	0.34	0.15	4.4	50.39	0.73	8.32	99.35
3.AL-24-PBD	1.4822934	17.36	8.79	0.03	5.88	2.78	1.32	0.6	0.16	5.93	45.59	0.7	8.3	97.43
3.AL-24-PBE	1.4738292	17.71	10.7	0.04	5.94	3.53	1.58	0.41	0.17	7.26	41.89	0.78	8.28	98.3
3.AL-26-PB	1.488189	16.8	13.23	0.04	6.29	2.62	1.68	0.07	0.13	8.89	37.99	0.81	8.23	96.78
3.AL-31-PB	0.406015	15.96	2.16	0.04	7.64	0.45	0.18	0.06	0.08	5.32	58.69	0.76	7.29	98.62
3.AL-45-PBB	1.4569697	12.1	24.04	0.02	3.86	2.84	1.05	0.02	0.15	16.5	30.13	0.53	6.45	97.7
3.AL-51-PBA	1.5142857	13.1	14.84	0.03	5.45	3.19	1.33	0.2	0.23	9.8	40.93	0.61	6.99	96.7
3.AL-51-PBB	1.6478455	14.39	11.09	0.03	6.35	3.53	1.4	0.38	0.19	6.73	47.2	0.64	7.79	99.72
3.AL-56-PB	0.145614	20.91	0.83	0.03	7.32	0.46	0.24	0.03	0.1	5.7	56.2	0.81	7.98	100.61
3.AL-63-PB	1.1608833	15.12	14.72	0.03	8.87	0.98	0.88	0.11	0.07	12.68	40.89	0.64	7.4	102.39

Anexo 3. Correlação dos elementos maiores em fosforitos.

	Al ₂ O ₃ %	CaO%	Cr ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O%	MgO%	MnO%	Na ₂ O%	SiO ₂ %	TiO ₂ %	LOI%	P ₂ O ₅ %
Al₂O₃%	1											
CaO%	-0.95695	1										
Cr₂O₃%	0.478433	-0.50563	1									
Fe₂O₃%	0.358098	-0.4456	0.733298	1								
K₂O%	-0.30918	0.343112	0.04537	-0.03837	1							
MgO%	-0.16744	0.247108	0.18977	0.127941	0.865798	1						
MnO%	0.240581	-0.24297	-0.14415	-0.10791	-0.18136	-0.07421	1					
Na₂O%	-0.42054	0.411119	0.284324	0.416451	0.375598	0.36597	-0.28149	1				
SiO₂%	-0.14767	-0.08695	-0.04344	0.127457	0.017142	-0.13317	0.041473	-0.17188	1			
TiO₂%	0.640202	-0.66487	0.528665	0.647212	0.234501	0.399294	0.249877	-0.12819	0.110224	1		
LOI%	0.970971	-0.91303	0.462717	0.27348	-0.35905	-0.19584	0.284775	-0.41308	-0.28211	0.54178	1	
P₂O₅%	-0.35366	0.509751	-0.24839	-0.3297	-0.19924	-0.0896	-0.19082	0.132299	-0.71091	-0.54726	-0.21641	1

Anexo 4. Correlação dos elementos maiores em rochas fosfáticas.

	Al2O3%	CaO%	Cr2O3%	Fe2O3%	K2O%	MgO%	MnO%	Na2O%	SiO2%	TiO2%	LOI%	P2O5%
Al2O3%	1											
CaO%	-0.57412	1										
Cr2O3%	0.646839	-0.19579	1									
Fe2O3%	0.398507	-0.23313	0.60247	1								
K2O%	-0.10441	0.590111	0.243933	-0.11763	1							
MgO%	0.00198	0.494186	0.264064	-0.11948	0.878248	1						
MnO%	-0.139	0.256883	-0.0378	-0.13216	0.27849	0.195099	1					
Na2O%	-0.07062	0.463445	0.218094	-0.06944	0.726769	0.65514	0.224964	1				
SiO2%	-0.50364	-0.3112	-0.4503	-0.41312	-0.35748	-0.36689	-0.13085	-0.2828	1			
TiO2%	0.761469	-0.18246	0.797003	0.486944	0.272628	0.367022	-0.03321	0.222167	0.54719	1		
LOI%	0.860598	-0.57051	0.388133	0.330391	-0.27765	-0.05915	-0.15808	-0.19617	-0.4841	0.509946	1	
P2O5%	-0.02531	0.323522	-0.32556	-0.11012	-0.15689	-0.18201	-0.03501	-0.1336	0.50604	-0.27931	0.19554	1

Anexo 5. Correlação de elementos traços em fosforitos.

	Ba_ppm	Be_ppm	Cs_ppm	Ga_ppm	Hf_ppm	Nb_ppm	Rb_ppm	Sn_ppm	Sr_ppm	Ta_ppm	Th_ppm	U_ppm	W_ppm	Zr_ppm	Y_ppm	P2O5%
Ba_ppm	1															
Be_ppm	0.693492	1														
Cs_ppm	-0.16771	-0.38159	1													
Ga_ppm	0.453131	-0.22394	0.238086	1												
Hf_ppm	0.22782	-0.05651	-0.13102	0.564672	1											
Nb_ppm	0.335446	0.064458	0.016868	0.418012	0.507631	1										
Rb_ppm	-0.26376	-0.39784	0.957606	0.235301	-0.1284	-0.07302	1									
Sn_ppm	0.020431	-0.08942	0.680333	0.381252	0.035964	0.181076	0.66013	1								
Sr_ppm	0.505857	0.635907	-0.29262	0.027704	0.063839	0.032816	-0.29988	-0.21355	1							
Ta_ppm	0.221087	-0.15612	-0.0087	0.514958	0.49081	0.812984	-0.03797	0.301998	-0.07905	1						
Th_ppm	0.359686	0.134349	-0.16539	0.411673	0.104762	-0.24863	-0.11623	-0.0807	0.521888	-0.16716	1					
U_ppm	-0.04429	-0.06659	-0.51135	-0.12622	-0.21511	-0.38468	-0.46663	-0.4736	0.023845	-0.26434	0.412936	1				
W_ppm	-0.22774	-0.28364	-0.22616	-0.26325	-0.06326	-0.22432	-0.16251	-0.15803	-0.09001	-0.15019	-0.092	0.213888	1			
Zr_ppm	0.443387	-0.0627	0.180574	0.76503	0.278627	0.434553	0.150396	0.370802	0.035426	0.478008	0.062219	-0.34413	-0.43352	1		
Y_ppm	0.477396	0.439068	-0.33659	0.335536	0.123715	0.164041	-0.37721	-0.15982	0.409928	-0.05316	0.448893	0.330643	-0.20154	0.364949	1	
P2O5%	-0.3332	0.054608	-0.14651	-0.51355	-0.27749	-0.50511	-0.18845	-0.18513	-0.27402	-0.50577	-0.1075	0.340062	0.252417	-0.59897	-0.09115	1

Anexo 6. Correlação de elementos traços em rochas fosfáticas.

	Ba_ppm	Be_ppm	Cs_ppm	Ga_ppm	Hf_ppm	Nb_ppm	Rb_ppm	Sn_ppm	Sr_ppm	Ta_ppm	Th_ppm	U_ppm	W_ppm	Zr_ppm	Y_ppm	P2O5%
Ba_ppm	1															
Be_ppm	0.034196	1														
Cs_ppm	-0.45111	-0.06603	1													
Ga_ppm	0.209432	0.065464	0.302347	1												
Hf_ppm	0.266096	0.239421	-0.32534	0.330353	1											
Nb_ppm	0.482378	0.347683	-0.24773	0.579144	0.799438	1										
Rb_ppm	-0.45901	-0.12884	0.971522	0.283926	-0.37908	-0.29795	1									
Sn_ppm	-0.32262	-0.32331	0.30226	0.05039	-0.00718	-0.18805	0.375395	1								
Sr_ppm	0.495873	0.252213	-0.51828	0.134725	0.268057	0.365519	-0.47137	-0.19691	1							
Ta_ppm	0.576713	0.203435	-0.30461	0.516026	0.68243	0.953666	-0.34046	-0.25829	0.418484	1						
Th_ppm	0.184749	0.137857	0.141544	0.565526	0.281729	0.345672	0.147635	0.141463	0.302423	0.337962	1					
U_ppm	0.280844	0.04282	-0.35977	0.01621	-0.13043	-0.03665	-0.33192	-0.21591	0.233272	0.021157	0.18885	1				
W_ppm	-0.13015	0.211964	0.015071	-0.13922	-0.05694	-0.06087	0.033291	0.053123	-0.02164	-0.0703	-0.05478	-0.18707	1			
Zr_ppm	-0.16066	0.116578	-0.15142	0.156675	0.700962	0.354729	-0.19515	0.360335	-0.05441	0.193112	0.183881	-0.3447	-0.0161	1		
Y_ppm	0.658988	-0.06139	-0.15321	0.424998	0.269367	0.478154	-0.18966	-0.17136	0.25833	0.502102	0.237377	0.364335	-0.20777	-0.07388	1	
P2O5%	0.059525	-0.16031	-0.20506	0.013284	-0.17772	-0.06648	-0.18934	-0.11571	-0.04194	-0.01977	0.063156	0.593452	-0.39075	-0.22794	0.204836	1

Anexo 7. Correlação dos ETR com Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, P₂O₅.

	Al2O3%	CaO%	Fe2O3%	P2O5%	U_ppm	Y_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm	Eu_ppm	Gd_ppm	Tb_ppm	Dy_ppm	Ho_ppm	Er_ppm	Tm_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	
Al2O3%	1																				
CaO%	-0.74349	1																			
Fe2O3%	0.296797	-0.34619	1																		
P2O5%	-0.10831	0.581826	-0.38301	1																	
U_ppm	-0.32469	0.438692	-0.11914	0.607946	1																
Y_ppm	0.331291	-0.27706	0.20651	0.076886	0.278453	1															
La_ppm	0.075229	0.056024	0.138393	<u>0.328064</u>	<u>0.554837</u>	0.46041	1														
Ce_ppm	0.161547	-0.05788	0.19657	<u>0.223466</u>	<u>0.486476</u>	0.505509	0.962551	1													
Pr_ppm	0.102406	0.005587	0.15436	<u>0.301015</u>	<u>0.554711</u>	0.517198	0.987829	0.980736	1												
Nd_ppm	0.098507	-0.0033	0.158703	<u>0.308344</u>	<u>0.563368</u>	0.57296	0.969062	0.971721	0.993165	1											
Sm_ppm	0.143085	-0.057	0.186047	<u>0.260846</u>	<u>0.5328</u>	0.676778	0.894472	0.935257	0.940252	0.966098	1										
Eu_ppm	0.144337	-0.06882	0.191891	<u>0.24498</u>	<u>0.53315</u>	0.736145	0.839042	0.88717	0.89289	0.928783	0.99057	1									
Gd_ppm	0.178923	-0.11655	0.215161	<u>0.190843</u>	<u>0.489126</u>	0.817968	0.712561	0.777645	0.780709	0.831442	0.93553	0.971681	1								
Tb_ppm	0.258744	-0.18595	0.222673	<u>0.130646</u>	0.411522	0.847197	0.644049	0.725081	0.715062	0.763121	0.889386	0.936002	0.981406	1							
Dy_ppm	0.333268	-0.25338	0.237605	0.096299	0.342433	0.91643	0.595283	0.671482	0.662882	0.712669	0.840586	0.892292	0.949987	0.983238	1						
Ho_ppm	0.350371	-0.26218	0.223848	0.071505	0.323403	0.934441	0.562067	0.622681	0.621493	0.664876	0.785188	0.838582	0.89973	0.945713	0.981532	1					
Er_ppm	0.37387	-0.29184	0.212685	0.053249	0.267226	0.963523	0.497509	0.562939	0.557649	0.605215	0.728638	0.786338	0.85742	0.912033	0.966934	0.989415	1				
Tm_ppm	0.389672	-0.29455	0.198703	0.039703	0.241526	0.941773	0.454842	0.51829	0.511841	0.555017	0.679778	0.739404	0.81231	0.879479	0.939728	0.980477	0.992607	1			
Yb_ppm	0.390388	-0.30084	0.196555	0.02584	0.199998	0.941666	0.414443	0.485365	0.47384	0.520627	0.649797	0.712281	0.788674	0.859299	0.92608	0.963622	0.98704	0.994645	1		
Lu_ppm	0.367549	-0.28132	0.180343	0.044792	0.22117	0.956549	0.4293	0.491299	0.48561	0.533439	0.649976	0.710002	0.781697	0.845154	0.916485	0.954851	0.982609	0.986671	0.991433	1	

Anexo 8. Comparação das razões $\text{CaO/P}_2\text{O}_5$, $\text{F/P}_2\text{O}_5$ e CO_2 em amostras de fosforitos e rochas fosfáticas.

Amostra	Dado	Local	CaO/P2O5	F/P2O5	CO2%
1.GO.01.PB	Este trabalho	Goiana-PE	1.426160338	0.131575	0.1
1.IG-01-PEA	Este trabalho	Goiana-PE	1.535315985	0.135827	0.2
1.IG-01-PEB	Este trabalho	Goiana-PE	1.409730599	0.104684	0.26
1.PL-01-PE	Este trabalho	Paulista-PE	1.807380738	0.125167	1.3
3.AL.08.PBC	Este trabalho	Alhandra-PB	1.289036545	0.108912	0.25
3.AL.13.PB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.42	0.095455	0.16
3.AL-19-PB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.50877193	0.1325	0.13
3.AL-24-PBB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.323383085	0.135697	0.12
3.AL-24-PBC	Este trabalho	Alhandra-PB	1.393181818	0.153886	0.11
3.AL-24-PBD	Este trabalho	Alhandra-PB	1.482293423	0.157336	0.02
3.AL-24-PBE	Este trabalho	Alhandra-PB	1.473829201	0.143815	0.22
3.AL-26-PB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.488188976	0.129618	0.14
3.AL-31-PB	Este trabalho	Alhandra-PB	0.406015038	0.047406	0.01
3.AL-45-PBB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.456969697	0.004176	0.27
3.AL-50-PBB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.430776214	0.005084	0.23
3.AL-51-PBA	Este trabalho	Alhandra-PB	1.514285714	0.142571	0.35
3.AL-51-PBB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.647845468	0.164651	0.17
3.AL-56-PB	Este trabalho	Alhandra-PB	0.145614035	0.022246	0.01
3.AL-63-PB	Este trabalho	Alhandra-PB	1.160883281	0.093509	0.1
Poço P3	Kegel (1955)	Olinda-PE	1.595310907		
1	Menor (1975)	Olinda-PE	1.44	0.105	1.38
2	Guimarães (1965)	Olinda-PE	1.060728745	0.060729	2.8