



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 144

**A SUCESSÃO JURÁSSICA-EOCRETÁcea DA BACIA DO
PARNAÍBA, NE DO BRASIL: PALEOAMBIENTE,
DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO COM OS EVENTOS
MAGMÁTICOS DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)**

Tese apresentada por:

**CLEBER EDUARDO NERI RABELO
Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)**

**BELÉM
2019**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

R114s Rabelo, Cleber Eduardo Neri
A sucessão Jurássica-Eocretácea da bacia do Paráiba, NE do
Brasil : paleoambiente, diagênese e correlação com os eventos
magmáticos do Atlântico Central (CAMP) / Cleber Eduardo Neri
Rabelo. — 2019.
xx, 124 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Pará, Belém, 2019.

1. Rochas sedimentares . 2. Geologia estratigráfica -
Jurássico . 3. Geologia estratigráfica - Cretáceo. 4. Bacias
sedimentares. 5. Pangea (Supercontinente) . I. Título.

CDD 552.5



**Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

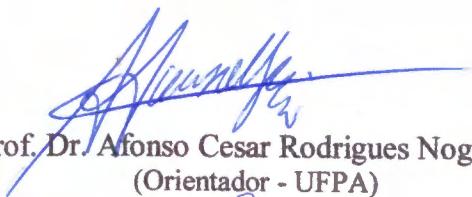
**A SUCESSÃO JURÁSSICA-EOCRETÁCEA DA BACIA DO
PARNAÍBA, NE DO BRASIL: PALEOAMBIENTE,
DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO COM OS EVENTOS
MAGMÁTICOS DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)**

**TESE APRESENTADA POR:
CLEBER EDUARDO NERI RABELO**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

Data de Aprovação: 06 / 09 / 2019

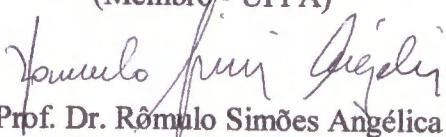
Banca Examinadora:


**Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)**


**Prof.ª Dr.ª Liliane Janikian Paes de Almeida
(Membro - UNIFESP)**


**Prof. Dr. Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann
(Membro - UFPE)**


**Prof. Dr. Werner Truckenbrodt
(Membro - UFPA)**


**Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
(Membro - UFPA)**

*Dedico esse trabalho à minha família:
Cleide Neri Rabelo, minha mãe.
Almir Raimundo Rabelo, meu pai.
Kely Neri Rabelo, minha querida irmã e
Claide M. A. dos Santos e Rayssa E. dos Santos N. Rabelo, minha amada esposa e minha filha*

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter abençoado e dado forças em todos os momentos dessa jornada e por sua presença constante na minha vida.

À minha família que sempre me apoiou, financiando meus estudos e que esteve sempre ao meu lado em todos os momentos. Um agradecimento especial a minha mãe, pois sempre me apoiou e me deu condições de estudar e lutar pelos meus objetivos. Ao meu pai que, com seu trabalho humilde, garantiu com o suor do seu rosto a minha formação acadêmica, e tendo visto todo o seu sacrifício como demonstração de amor. A minha irmã que cuidou da minha saúde e me deu muito amor e carinho para prosseguir na minha jornada. A minha esposa que sempre me apoiou e lutou lado-alado para conseguir os nossos objetivos, e aos momentos que me acalmou dizendo “você vai conseguir”. A minha amada filha razão da minha vida.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES, código de financiamento 001) e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq n° 141968/2016-8) pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao orientador Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, que em mais de dez anos de convivência sempre esteve disposto a ajudar, por seus ensinamentos e amizade, por todos os momentos de descontrações e puxões de orelha. Tenho por ele um grande apreço e gratidão.

Ao Msc. Alexandre Ribeiro pela amizade e por todas as discussões que foram fundamentais para a tese, por sua ajuda no campo e pós-campo.

Ao Dr. Rômulo Simões Angélica um amigo e um exemplo de servidor público, que sempre ajudou e me orientou em vários momentos na minha vida acadêmica.

Ao Professor Dr. Werner Truckenbrodt por seus ensinamentos e sabedoria sendo o principal responsável pelo crescimento do grupo de sedimentologia da UFPA.

Ao Dr. Claudio Nery Lamarão por sempre ajudar quando precisei, principalmente nas análises de MEV.

A Cleida por sua amizade e paciência em toda as fases dessa vida acadêmica, facilitando tudo o que estava nas suas possibilidades e atribuições.

A todos os técnicos da UFPA em especial ao Afonso Quaresma, Everaldo Cunha, Joelma (um amor de pessoa) e ao motorista Nascimento.

Ao Dr. Francisco Romero Abrantes Jr. por sua ajuda em todas as fases dos trabalhos, por sua amizade e por tudo que contribuiu na minha vida.

Ao Dr. Roberto Vizeu Pinheiro por sua amizade, ajuda e todos os momentos de descontração durante esses anos de estudo.

Ao amigo Renan Fernandes por sua companhia e por ter contribuído na fase de revisão e formatação deste trabalho.

Aos técnicos da biblioteca, em especial ao Hélio Braga que ajudou na formação da tese.

Aos amigos e companheiros do GSED em especial ao Dr. Isaac Salem, Dr. Hudson Pereira Santos, Dr. Pedro Augusto, Dr Luiz Saturnino, Msc. Renato Sol e a querida amiga Isabela que contribuiu nas discussões e descrições das lâminas petrográficas.

“É muito melhor lançar-se em busca de conquistas grandiosas, mesmo expondo-se ao fracasso, do que alinhar-se com os pobres de espírito, que nem gozam muito nem sofrem muito, porque vivem numa penumbra cinzenta, onde não conhecem nem vitória, nem derrota.” (Theodore Roosevelt)

RESUMO

A história da transição do Jurássico ao Eocretáceo (~200 a 100 Ma) nas bacias do Norte do Brasil foi marcada por mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas expressivas relacionadas à fragmentação do Supercontinente Pangéia. Este evento foi concomitante com a abertura do Oceano Atlântico Central (ca. 190 Ma) e instalação de extensas províncias ígneas (LIPs) como a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Esses eventos precederam a ruptura do West Gondwana e, no Brasil, estão registrados principalmente nas bacias intracratônicas do Solimões, Amazonas e Parnaíba. Os eventos extrusivos relacionados a CAMP ocorrem apenas na Bacia do Parnaíba e são registrados em basaltos da Formação do Mosquito de idade jurássica inferior ($199,7 \pm 2,45$ Ma). Estas rochas ocorrem intercaladas com arenitos e pelitos (depósitos *intertrap*) e são recobertas discordantemente pelas formações Corda e Pastos Bons do Cretáceo inferior. As análises de fácies e petrográficas realizadas em afloramentos e testemunhos de sondagem da sucessão Jurássica-Cretácea, exposta nas regiões centro-oeste e sudeste da Bacia do Parnaíba revelaram trinta e quatro fácies sedimentares agrupadas em 8 associações de fácies representativas de sistemas desérticos úmidos implantados sobre uma planície vulcânica basáltica (formações Mosquito e Corda) e de sistemas lacustres (depósitos *intertrap* e Formação Pastos Bons). Os arenitos *intertrap* são interpretados com depósitos fluvio-eólicos, são intensamente silicificados, com grãos arredondados a subangulosos de granulometria fina a grossa, além de grânulos e seixos de rocha vulcânica, quartzo e, subordinadamente, feldspato. Os canais fluviais com dunas subaquosas e lençóis arenosos foram incisos no substrato basáltico e enxurradas favoreceram a infiltração mecânica de argilas no sedimento e formando cutículas sobre os grãos. Lateralmente ao sistema fluvial coexistiam dunas eólicas indicadas pelo registro de arenitos finos a médios, com grãos arredondados e foscos, exibindo estratificações cruzadas de baixo ângulo e tabular de pequeno porte. As áreas topograficamente mais rebaixadas favoreceram a formação de depósitos interdunares e de lagos rasos registrados por ritmito arenito-lamito silicificado com acamamento ondulado e estruturas de adesão. O fluxo de calor e a atividade hidrotérmica relacionados a colocação dos derrames basálticos aceleraram a devitrificação dos clastos vulcânicos, liberando sílica e culminando na precipitação eodiagenética de calcedônia e, subordinadamente, megaquartzo, zeólita poiilotópica e óxidos de Fe e Ti, reduzindo a porosidade e a permeabilidade dificultando os processos da diagênese de soterramento pós-jurássicos. No intervalo entre o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, a diminuição das isotermas e da carga crustal induzida pelo peso dos corpos de basalto propiciou a implantação do sistema desértico húmido Corda. Este sistema desértico é composto por depósitos de campo de dunas, canais fluviais efêmeros e perenes com migração preferencial para o sudeste. Os depósitos de

campo de dunas consistem em arenitos finos a médios com grãos arredondados e foscos, exibindo estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequena a média escala, além de estratificação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante subcrítica. Os depósitos de interdunas úmidas são constituídos por arenitos finos a médios formando ciclos centimétricos com topes marcados por paleossolos indicados por horizontes mosqueados ricos em óxido-hidróxido de ferro, bioturbações, laminação ondulada, estruturas de adesão e gretas de dissecação. O sistema fluvial Corda provavelmente alimentou o lago Pastos Bons implantado no depocentro da bacia durante o Cretáceo Inferior. Estes depósitos fluviais são constituídos predominantemente por conglomerados com grânulos e seixos angulosos de basalto, arenitos finos a grossos com estratificações cruzadas acanaladas e sigmoidais, laminação cruzada e acamamento maciço, e subordinadamente argilitos. Depósitos de lençol de areia são compostos de arenitos finos a grossos, com laminação plano-paralela, estratificação cruzada de baixo ângulo, laminação cruzada cavalgante subcrítica, estruturas de adesão, *gutter casts* e estruturas de sobrecarga. O cimento de zeólita poiquilotópica é representado pela laumontita e estilbita-Ca, ocorrendo principalmente nos depósitos de dunas. Esta cimentação foi produzida pela interação da percolação de fluído no substrato vulcânico intemperizado. A reativação desse sistema diagenético foi desencadeada pelo magmatismo cretáceo pós-CAMP (Formação Sardinha) que influenciou e acelerou as reações químicas em um sistema diagenético hidrológico aberto com pH alcalino, baixa PCO₂, depleção de K⁺ e alta razão Si/Al. A fase eodiagenética do arenito Corda, em baixas temperaturas foi marcada pela precipitação de franjas de calcita, estilbita-Ca e compactação mecânica. Com o aumento da temperatura ocorreu a precipitação da laumontita. Em oposição a fase de laumontita foi precipitada em temperaturas mais elevadas. Esta pesquisa permitiu ampliar o conhecimento principalmente sobre: 1) os processos e produtos relacionados à interação entre a sedimentação continental e a erupção fissural do basalto ligada ao último evento magmático da CAMP; 2) os mecanismos de cimentação precoce anômala que dificultou a diagênese tardia desses depósitos; e 3) o papel do aquecimento pós-CAMP na reativação desse sistema diagenético do Cretáceo. Este novo entendimento é uma assinatura no reconhecimento dos depósitos Jurássico-Cretáceos da Bacia do Parnaíba, que pode ser usado para a correlação com outras bacias do Gondwana Oeste.

Palavras-chave: Sistema desértico úmido. Depósitos *intertrap*. Jurássico-Eocretáceo. Bacia do Parnaíba. Pangéia Ocidental. Diagênese.

ABSTRACT

The evolution of the Jurassic-Cretaceous transition (~200 to 100 Ma) in the northern Brazilian basins was marked by expressive paleoenvironmental, paleoclimatic and paleogeographic changes related to the Pangea's breakup. This event was concomitant with the opening of the Central Atlantic Ocean (ca. 190 Ma) and the installation of large igneous provinces (LIPs) such as the Magmatic Province of the Central Atlantic or CAMP. These events preceded the breakdown of the West Gondwana and, in Brazil, are recorded mainly in the basins of Solimões, Amazonas, and Parnaíba. Extrusion of CAMP basalts occurred only in the Parnaíba Basin related to the Lower Jurassic Mosquito Formation ($199, 7 \pm 2.45$ Ma) generally interbedded with sandstone and mudstone (*intertrap* deposits), unconformably overlain by the Lower Cretaceous Corda and Pastos Bons formations. Facies and petrographic analysis based on outcrops and drill cores of this succession in the central-west and southeast portions of the Parnaíba Basin revealed thirty-four sedimentary facies grouped in 8 facies associations representing wet desert systems implanted on a basaltic substrate (Mosquito and Corda formations) and of lacustrine systems (Mosquito *intertrap* deposits and Pastos Bons Formation). The *intertrap* sandstone is interpreted as fluvial-eolian deposits composed of intensely silicified fine- to coarse-grained sandstone with rounded to subangular grains, granules and pebbles predominantly of volcanic, quartz, and subordinate feldspars. The fluvial channels with subaqueous dunes and sand sheets were incised on the basaltic substrate and flash flood propitiated the mechanical infiltration of clays on the sediments forming coatings over grains. Eolian dunes were adjacent to the fluvial system recorded by fine- to medium-grained sandstone with rounded and frosted grains and exhibiting small- to medium-scale low-angle and tabular cross-stratification. Interdune and pond/shallow lake deposits developed in topographic shoals consist of silicified sandstone-mudstone rhythmite with wavy bedding and fine-grained sandstone with adhesion structures. The heat-flow and hydrothermal activity of basalt eruption increasing the devitrification of volcanic clasts releasing silica and propitiating massive eodiagenetic precipitation of chalcedony, megaquartz, poikilotopic zeolite and Fe-Ti oxides reducing the porosity and the permeability precluding the post-Jurassic burial diagenesis. During the Late Jurassic to Early Cretaceous, the decreasing of isotherms and crustal loading induced by the weight of basalt bodies propitiated the implantation of the Corda wet desert system. The desert system consisted of dune field and ephemeral and perennial fluvial channels with preferential migration to the southeast. Dune field deposits consist of fine- to medium-grained sandstone with rounded and frosted grains with small- to medium-scale tabular and tangential cross-stratifications, even parallel stratification and

subcritically climbing ripple-cross lamination. Wet interdune deposits consist in fine- to medium-grained sandstone forming centimetric-scale cycles with tops interpreted as paleosoils indicated by mottled horizons rich in iron oxide-hydroxide, bioturbations, wavy lamination, adhesion structures, and dissecation cracks. The Corda fluvial system probably fed the Pastos Bons lake implanted on the basin depocenter during Early Cretaceous. These fluvial deposits consist predominantly of conglomerates with angular granules and pebbles of basalt, fine- to coarse-grained sandstones with trough and sigmoidal cross-beddings, cross lamination, massive bedding, and subordinate mudstone. Sand sheet deposits are composed of fine- to coarse-grained sandstone with even parallel lamination, low angle cross-bedding, subcritically climbing ripple-cross lamination, adhesion ripples, gutter casts, and load cast structures. The poikilotopic zeolite is represented by laumontite and Ca-stilbite occurring mainly in the dune field deposits. This cementation was produced by the interaction of the fluid that percolated the weathered volcanic substrate. The reactivation of this diagenetic system was triggered by the Cretaceous magmatism (The Post-CAMP Sardinha Formation). This regional heating influenced and accelerating the chemical reactions in an open hydrological diagenetic system with alkaline pH, low-PCO₂, K⁺ depletion, and high Si/Al relation. The eodiagenetic phase of the Corda sandstone was marked by the precipitation of calcite fringes, Ca-stilbite, and mechanical compaction. In contrast, the laumontite was precipitated in high temperatures. This research allowed us to expand our knowledge mainly about: 1) the processes and products linked to the interaction between continental sedimentation and the last magmatic event of the CAMP; 2) the early cementation mechanisms that hindered the burial diagenesis effects on these deposits; and 3) the role of post-CAMP heating in the reactivation of the Cretaceous diagenetic system. This new understanding represents a signature on recognition of the Jurassic-Cretaceous deposits of the Parnaíba Basin, which can be used in the correlation with other basins of the West Gondwana.

Keywords: Wet Desertic System. Intertrap deposits. Jurassic-Cretaceous. Parnaíba Basin. Western Pangea. Diagenesis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1- Distribuição da CAMP no Oeste do Gondwana e sua relação com as bacias sedimentares da Amazônia. A) A CAMP foi instalada sobre a paleossutura relacionada à orogênese Aleghaniana-Herciniana no hemisfério norte e afetou o Cráton Amazônico (Modificado de McHone 2000 and Daly *et al.*, 2018). B) Bacia do Parnaíba e seus principais depósitos sedimentares (Modificado de Milani & Zalán, 1999)..... 4

Figura 2- Geologia e estratigrafia da Bacia do Parnaíba. A) Principais feições estruturais herdadas do embasamento da Bacia do Parnaíba, consideradas como controladoras dos principais eixos deposicionais durante a evolução tectono-sedimentar da bacia. B) Subbacias da Província do Parnaíba. C) Seção geológica da Bacia do Parnaíba (localização na figura 2B) com destaque para feições do tipo grábens formadas no embasamento. Notar que a disposição e espessuras das sequências sedimentares são controladas pela estruturação do embasamento. D) Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com destaque para as sequências do Permiano e Mesozoico..... 12

Figura 3- Localização da área de estudo situado na porção central da Bacia do Parnaíba, com parte dos estados do Tocantins, Maranhão e Piauí. Os pontos 1-4 representam localização de testemunhos de sondagem, os demais pontos são afloramentos..... 13

CAPÍTULO 3

Figure 1 - The CAMP occurrences on the Western Gondwana and basalt units are indicated in the stratigraphic chart of Amazon basins..... 20

Figure 2 - Stratigraphic chart and simplified map with the occurrences of CAMP basalts and adjacent stratigraphic units highlighting the studied area in the Parnaíba Basin in Northern Brazil..... 21

| | |
|---|----|
| Figure 3 - General aspects of the Jurassic succession of the Parnaiba Basin. with the unconformity between the Triassic eolian sandstone and Jurassic basalt of the Mosquito Formation, with spheroidal exfoliation in weathered basalts, amygdales filled by calcite and poikilotopic zeolite cement marking the top of the lava flow..... | 26 |
| Figure 4 - Stratigraphic sections of the Jurassic succession of the Western Parnaiba Basin with location of the sections with a drill core log and the other outcrop sections..... | 28 |
| Figure 5 - General aspects of the intertrap sandstone of the Upper Mosquito Formation representative with sandstone filling shallow channel geometry sandwiched between basalt and detail of the low angle stratification and beds with normal grading composed basically by chert and volcanic clast..... | 27 |
| Figure 6 - Faciological aspects of the intertrap deposits of the Upper Mosquito Formation..... | 29 |
| Figure 7 - Textural and compositional aspects of intertrap sandstone with sandstone composed by quartz, feldspar, abundant mica (muscovite) and volcanic lithoclast exhibiting subophitic texture..... | 33 |
| Figure 8 - Textural and compositional aspects of the intertrap clastic dike with well-sorted and rounded fine-grains of quartz and feldspar of the sandstone-filling dike, monocrystalline quartz with embayed feature and muddy coatings cemented by chalcedony and poikilotopic zeolite..... | 34 |
| Figure 9 - Textural aspects of volcanic clasts with volcanic clast recrystallized by microquartz similar to a chert grain, spherulitic chalcedony, showing radial and cross patterns and enother features..... | 36 |
| Figure10 - Diagenetic mineral sequences of intertrap sandstone of the upper Mosquito Formation, Jurassic of the Parnaiba basin..... | 37 |
| Figure11 - Injection and brittle features in the intertrap sandstone showing hydraulic fracture cutting devitrified volcanic clast (spherules and fibers of silica indicated by arrows), filled by an iron-rich clay matrix with quartz grains..... | 41 |

| | |
|---|----|
| Figure 12 - Textural and compositional aspects of intertrap sandstone with devitrified volcanic clasts showing quartz spherules with coatings and cemented by chalcedony and megaquartz..... | 45 |
| Figure 13 - Poikilotopic zeolite cement and mineral authigenesis of the intertrap sandstone. Volcanic clasts (glass aspect) cemented by chalcedony and fibrous hematite (brown-reddish color)..... | 47 |
| Figure14 - Evolution of intertrap deposits of the Parnaíba Basin..... | 51 |
| CAPÍTULO 4 | |
| Figura 1 - Mapa de localização e geológico simplificado da área de estudo situado na Bacia do Parnaíba..... | 60 |
| Figura 2 - Proposta de coluna estratigráfica da sucessão eocretácea e distribuição dos perfis estratigráficos estudados na porção central da Bacia do Parnaíba..... | 61 |
| Figura 3 - Perfis litoestratigráfico dos depósitos eocretáceos na região de Montes Altos com depósitos sedimentares de campo de dunas..... | 62 |
| Figura 4 - Perfis litoestratigráficos na região entre os municípios de Grajaú e Fortaleza dos Nogueiras no Maranhão..... | 63 |
| Figura 5 - Perfis litoestratigráficos dos depósitos eocretáceos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba com depósitos compostos principalmente por fácies fluviais e lacustres..... | 64 |
| Figura 6 - Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da Formação Corda..... | 69 |
| Figura 7 - Difratograma do depósito de dunas eólicas com a assembleia mineralógica predominante..... | 70 |
| Figura 8 - Aspectos gerais da associação de fácies 1, em afloramento localizado na Serra Negra-MA com predomínio de paraconglomerado polimítico com clastos angulosos e centimétricos de sílex..... | 71 |
| Figura 9 - Aspectos gerais da associação de fácies de lençol de areia na porção central e sudeste da Bacia do Parnaíba..... | 75 |

| | |
|---|----|
| Figura 10 - Aspectos gerais do grupo associação de fácies de campo de dunas..... | 77 |
| Figura 11 - Aspectos gerais da AF4 com extensão vertical e lateral da fácie Pl e ritmitos com camadas finas e tabulares de arenito e pelito, pseudonódulos isolados e estrutura ball and pillow pelito..... | 81 |
| Figura 12 - Síntese das interpretações paleoambientais das formações Corda e Pastos Bons, na porção central da Bacia do Parnaíba, com depósitos de dunas predominando na porção NW e depósitos lacustres na porção SE..... | 85 |

CAPÍTULO 5

| | |
|--|----|
| Figure 1 - Sketch of northern South America showing the stratigraphic setting of the Parnaíba Basin and its main depositional sequences..... | 89 |
| Figure 2 - Core photographs displaying the unconformity between volcanic rocks and the aeolian succession, Jurassic-Cretaceous..... | 92 |
| Figure 3 - Outcrops of the wet desertic systems and features of the volcanic substrate with meter-scale cross bedded sandstone of the dune field facies association, rough texture of the sandstones cemented by zeolite and zeolite-filled amygdales in basalt..... | 93 |
| Figure 4 - Stratigraphic columns of the aeolian deposits and their relationship with adjacent units in the western part of the Parnaíba Basin..... | 94 |
| Figure 5 - Diagram of the Folk (1974) showing the detrital composition of 18 representative aeolian sandstone samples..... | 95 |
| Figure 6 - General aspects of zeolite cement in aeolianite with aeolianite hand- sample, with matte and rounded grains in a cemented-supported framework, sublitarenite displaying whitish cement with frequent prismatic laumontite crystals, grains floating in fiber-radial stilbite cement and single poikilotopic laumontite crystal replacing framework grains..... | 96 |
| Figure 7 - Textural, mineralogical and main diagenetic features of sandstone from the Parnaíba Basin..... | 97 |
| Figure 8 - Petrographic aspects and cathodoluminescence of aeolian sandstone with zeolite and calcite cement..... | 98 |
| Figure 9 - Thin-section photomicrographs and SEM images of the zeolite cements in the aeolianite..... | 99 |

| | |
|--|-----|
| Figure 10 - Diagenetic sequence of Early Cretaceous aeolianites from the Parnaiba Basin..... | 99 |
| Figure 11 - Schematic cross-sections showing relation of zeolite-bearing sandstone in the central Parnaiba Basin and volcanic substrate..... | 100 |
| Figure 12 - Jurassic-Cretaceous geological evolution for the West Gondwana and its relationship with zeolite-cemented sandstone..... | 101 |
| Figure 13 - Large igneous provinces in West Gondwana and occurrence of zeolites in sedimentary rocks..... | 103 |

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 3**

| | |
|--|----|
| Table 1- Facies, sedimentary processes, paleoenvironmental interpretation and architectural elements from the Jurassic intertrap deposits on the Parnaíba Basin..... | 27 |
|--|----|

CAPÍTULO 4

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Associação de fácies da Formação Corda..... | 65 |
| Tabela 2 - Fácies e associação de fácies da Formação Pastos Bons..... | 67 |

CAPÍTULO 5

| | |
|---|-----|
| Table 1 - Statistical summary of the petrographic parameters of the Corda sandstone.. | 91 |
| Table 2 - Large igneous provinces and the association with zeolite-bearing sedimentary rocks..... | 103 |

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| DEDICATÓRIA..... | iv |
| AGRADECIMENTO..... | v |
| RESUMO..... | viii |
| ABSTRACT..... | x |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES..... | xii |
| LISTA DE TABELAS..... | xvii |
| CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO..... | 1 |
| 1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 5 |
| 1.2.1 Evolução Tectônica | 6 |
| 1.2.2 Registro sedimentar..... | 7 |
| 1.2.2.1 Sequência siluriana..... | 7 |
| 1.2.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera..... | 8 |
| 1.2.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica..... | 8 |
| 1.2.2.4 Sequência jurássica..... | 8 |
| 1.2.2.5 Sequência cretácea | 9 |
| 1.2.3 Magmatismo na Bacia do Parnaíba..... | 9 |
| 1.3 OBJETIVOS..... | 14 |
| CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS..... | 15 |
| 2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA..... | 15 |
| 2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA..... | 15 |
| 2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X..... | 15 |
| 2.4 CATODOLUMINESCÊNCIA..... | 15 |
| 2.5 MICROSCOPIA ELETRONICA DE VARREDURA..... | 16 |
| CAPÍTULO 3 EVOLUTION OF THE JURASSIC INTERTRAP DEPOSITS IN THE PARNAIBA BASIN, NORTHERN BRAZIL: THE LAST SEDIMENT- LAVA INTERACTION LINKED TO THE CAMP IN THE WESTERN GONDWANA..... | 17 |
| 3.1 INTRODUCTION..... | 19 |
| 3.2 GEOLOGIC SETTING..... | 21 |
| 3.3 METHODS..... | 23 |
| 3.4 THE INTERTRAP DEPOSITS..... | 24 |

| | |
|---|----|
| 3.4.1 General aspects..... | 24 |
| 3.4.2 Types of intertrap deposits and facies associations..... | 25 |
| 3.4.2.1 Ephemeral braided river deposits (FA1)..... | 28 |
| 3.4.2.2 Pond/shallow lake deposits (FA2)..... | 30 |
| 3.4.2.3 Sand-filled fissures and clastic dikes..... | 31 |
| 3.4.3 Petrography and diagenesis..... | 32 |
| 3.4.3.1 Detrital composition, texture and sandstone classification..... | 32 |
| 3.4.3.2 Diagenetic Evolution..... | 37 |
| 3.4.3.3 Clay mineral infiltration..... | 37 |
| 3.4.3.4 Compaction and thermally-induced clastic injection..... | 38 |
| 3.4.3.5 Devitrification process..... | 40 |
| 3.4.3.6 Early quartz cementation..... | 43 |
| 3.4.3.7 Zeolite cementation and calcite authigenesis..... | 46 |
| 3.4.3.8 Iron oxide..... | 48 |
| 3.5 CAMP-RELATED SEDIMENT-LAVA INTERACTION IN THE WESTERN GONDWANA..... | 48 |
| 3.6 CONCLUSIONS..... | 53 |
| CAPÍTULO 4 FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA SEQUÊNCIAS EOCRETÁCEA DA BACIA DO PARNAIBA, NORDESTE DO BRASIL..... | 55 |
| 4.1 INTRODUÇÃO..... | 56 |
| 4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 56 |
| 4.2.1 Bacia do Parnaíba..... | 56 |
| 4.2.2 Análise crítica das propostas estratigráficas..... | 57 |
| 4.3 MÉTODOS..... | 58 |
| 4.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES..... | 58 |
| 4.4.1 Aspectos gerais..... | 58 |
| 4.4.2 Aspectos petrográficos e mineralógicos..... | 68 |
| 4.4.3 Associação de fácies fluvial de alta energia (AF1)..... | 70 |
| 4.4.4 Associação de fluvial de energia moderada (AF2) | 73 |
| 4.4.5 Associação de fácies de lençol de areia (AF3)..... | 73 |
| 4.4.6 Associação de fácies de campo de dunas (AF4) | 76 |
| 4.4.7 Associação de fácies lacustre central (AF5) | 79 |
| 4.4.8 Associação de fácies turbiditos distais (AF6) | 81 |

| | |
|---|------------|
| 4.5 DISCUSSÃO SOBRE O PALEOAMBIENTE | 84 |
| 4.5.1 Modelo deposicional..... | 84 |
| 4.6 DISCUSSÃO..... | 84 |
| 4.7 CONCLUSÕES..... | 85 |
| CAPÍTULO 5 GENESIS OF POIKILOTOPIC IN AEOLIANITES: NA EXAMPLE FROM THE PANAÍBA BASIN, NE BRAZIL..... | 87 |
| CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 106 |
| REFERÊNCIAS | 108 |

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O período de transição do Triássico ao Jurássico-Eocretáceo (~248 a 100 Ma) representa um dos intervalos sedimentares mais intrigantes na história evolutiva das bacias sedimentares do Norte do Brasil. Este período foi marcado pela fragmentação do supercontinente Pangeia e abertura do Oceano Atlântico Norte, Equatorial e Sul, registrados principalmente na porção ocidental deste supercontinente, envolvendo intenso vulcanismo que ocorreu antes, durante ou após o rifteamento do Oceano Atlântico (Teisserene & Villmin 1989, Condie 2004, Cunha *et al.* 2007, Kearey *et al.* 2009, Vaz *et al.* 2007). Enquanto a zona de fragmentação dos Pangea na África ocidental, leste da América do Norte e Europa foi coincidente com a direção da paleosutura relacionada à orogênese Aleghaniana-Herciniana do Paleozóico Superior (Manspeizer 1988, Piqué & Laville 1996, Withjack *et al.* 1998), na América do Sul, a propagação deste *rifte* atingiu o Cráton Amazônico e as bacias sedimentares adjacentes tais como as bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Parecis (Baski & Arckhibald 1997, Hames *et al.* 2000, Klöcking *et al.* 2018, Marzoli *et al.* 1999, 2004, Oliveira *et al.* 2018). Enquanto a história de abertura do Oceano Atlântico que inclui a separação do Gondwana, formação do atual *rift* intercontinental oceânico e da Cadeia Mesoatlântica tem sido bem documentada (Milani & Zalán 1998, Zalán 1991), os eventos pré-ruptura ainda são pouco registrados. O intenso vulcanismo pré-ruptura e sua interação com a sedimentação continental desenvolvida no Oeste do Gondwana é a chave para desvendar a história inicial de separação do Pangeia.

A primeira quebra do Pangeia é relacionada a abertura do Oceano Atlântico Central (ca. 190 Ma) que foi concomitante a instalação de extensas províncias ígneas (Large Igneous Province-LIPs) como a Província Magmática do Atlântico Central ou CAMP (Central Atlantic Magmatic Province; conforme Marzoli *et al.* 1999). O CAMP compreende vários pulsos de atividade vulcânica ocorridos em torno de 200 e 202 Ma na forma de diques, soleiras e fluxo de lavas ou sequências piroclásticas que se infiltraram em depósitos sedimentares, estendendo-se por cerca de 11 milhões de km² com volume total estimado de magma de 3 milhões de km³ (Marzoli *et al.* 2018) (Figura1A e B). O evento CAMP abrange bacias de *riftes* da América do Norte Oriental e Marrocos, onde está bem exposto e tem sido intensamente estudado (Bensalah *et al.* 2011, Hames *et al.* 2000, Jourdan *et al.* 2009, Knight *et al.* 2004, Korte *et al.* 2019, Marzoli *et al.* 2014, Marzoli *et al.* 2018, McHone, 2005, McHone & Puffer 2003, Schaller *et al.* 2012, Verati *et al.* 2007). Remanescentes do CAMP são encontrados em quatro continentes (leste da

América do Norte, África Ocidental, Europa e algumas regiões da América do Sul) e consistem principalmente de basaltos toleíticos continentais colocados como fluxos subaéreos e corpos intrusivos. O registro da CAMP nas bacias da Amazônia Legal é representado (Figura 1C): pelo Magmatismo Penatecau do Jurássico Inferior, das bacias do Solimões e Amazonas (190 ± 20 Ma); pela Formação Mosquito do Jurássico Inferior ($199,7 \pm 2,45$ Ma) na Bacia do Parnaíba; e pelas formações Anarí e Tapirapuã do Jurássico Inferior ($197-200 \pm 6$ Ma) na Bacia dos Parecis. Os basaltos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, não fazem parte da CAMP, sendo relacionados à fase tardia do Oeste Gondwana e abertura do Atlântico Sul, por volta de 134 Ma (Melfi *et al.* 1988, Rocha-Campos *et al.* 1998, Renne *et al.*, 1992, Vaz *et al.* 2007, Merle *et al.* 2011, Abrantes Jr 2016, Svensen *et al.*, 2018).

O intumescimento crustal causado pela colocação de corpos subvulcânicos ligados a CAMP nas bacias da Amazônia Ocidental causou o soerguimento e o desenvolvimento de discordâncias regionais (Figura. 1). Por outro lado, na Amazônia Oriental, particularmente na porção Oeste da Bacia do Parnaíba, a CAMP foi registrada por erupções vulcânicas da Formação Mosquito de caráter fissural intercaladas com depósitos siliciclásticos continentais ou sedimentos intertrap (Northfleet & Melo 1967, Rezende 2002, Beutel *et al.* 2005; Vaz *et al.* 2007; Ballén *et al.* 2013) (Figura 1). O evento sedimentar pós-CAMP é representado pela instalação de um sistema eólico-fluvial e lacustre de clima úmido registrado nas formações Corda e Pastos Bons do Eo-Cretáceo (Rabelo & Nogueira 2015, Rabelo *et al.* 2019; Cardoso *et al.* 2019). Esta tese apresenta um estudo integrado de análise de fácies, estratigrafia, petrografia e geoquímica para avaliar os eventos sedimentares e diagenéticos dos depósitos intertraps da porção superior da Formação Mosquito e da sucessão Corda-Pastos Bons da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil. As formações Mosquito e Corda foram estudadas na porção centro-oeste da Bacia, enquanto a Formação Pastos Bons está exposta principalmente na porção Leste. O Capítulo 1 apresenta uma breve contextualização geológica da área, a localização dos afloramentos e testemunhos de sondagem estudados, a relevância da pesquisa e os objetivos. No capítulo 2 são apresentados os métodos e materiais utilizados. Os resultados e as interpretações desta pesquisa estão organizados na forma de três artigos, submetidos a periódicos nacionais e internacionais, que correspondem aos capítulos 3, 4 e 5. O capítulo 3 apresenta os resultados de análises de fácies e petrografia dos arenitos que ocorrem intercalados (*intertraps*) aos derrames da Formação Mosquito com a finalidade de investigar o paleoambiente e diagênese da última interação sedimento-lava relacionada a CAMP. O capítulo 4 faz uma abordagem integrada de análise de fácies e estratigráfica dos depósitos pós-CAMP

do cretáceo superior da porção central e sudeste da Bacia do Parnaíba. O capítulo 5 analisa influência das rochas básicas da CAMP na formação do cimento zeolítico encontrado nos depósitos da Formação Corda. Finalmente, o capítulo 6 apresenta uma síntese das principais conclusões alcançadas na pesquisa.

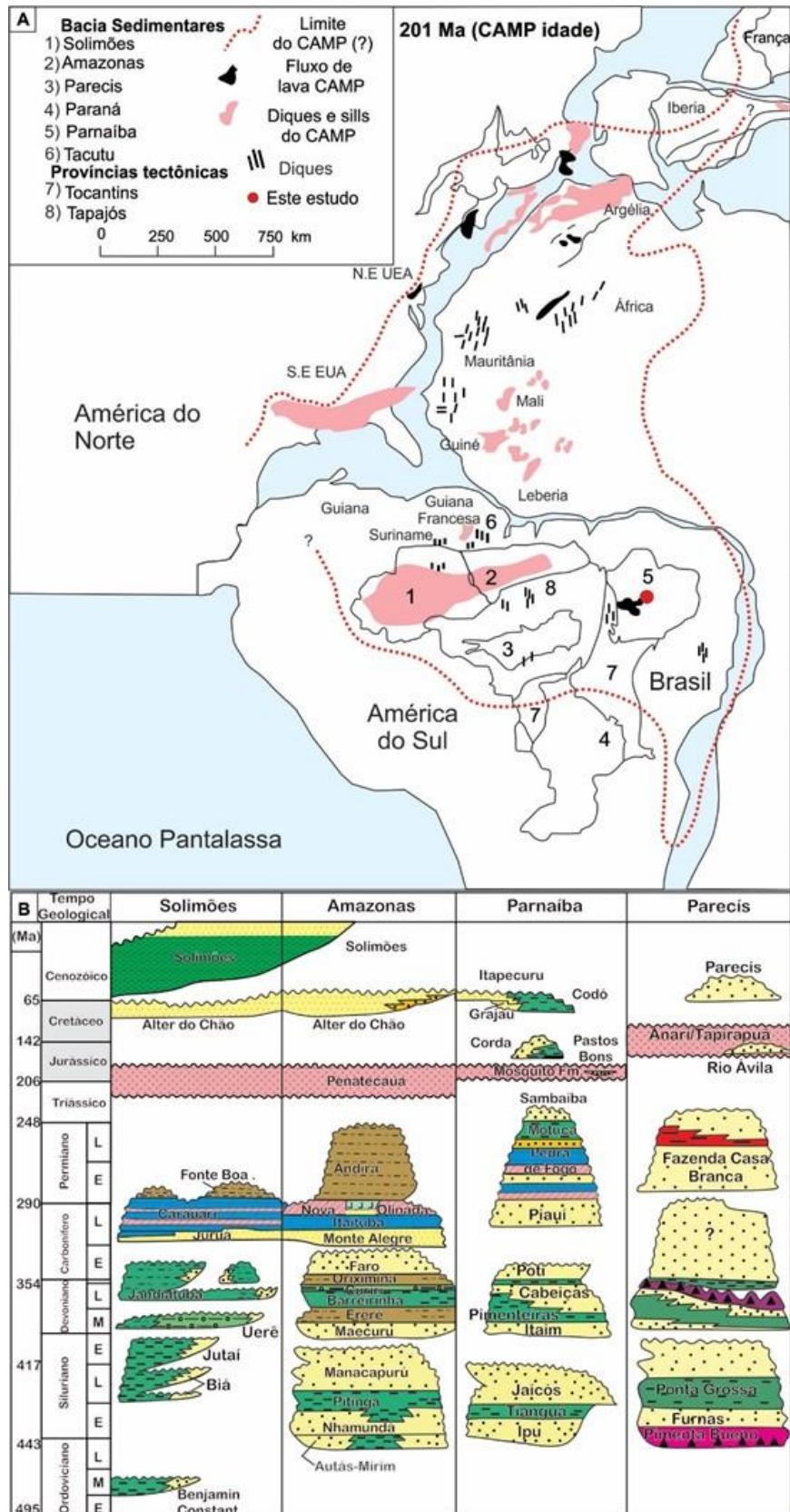


Figura 1- Distribuição da CAMP no Oeste do Gondwana e sua relação com as bacias sedimentares da Amazônia. A) A CAMP foi instalada sobre a paleossutura relacionada à orogênese Aleghaniana-Herciniana no hemisfério norte e afetou o Cráton Amazônico (Modificado de McHone 2000 and Daly *et al.* 2018). B) Bacia do Parnaíba e seus principais depósitos sedimentares (Modificado de Milani & Zalán, 1999).

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A transição jurássica-eocretácea (~200 a 100 Ma) representa um dos intervalos menos documentados na história evolutiva das bacias do Norte do Brasil. Este período foi marcado por mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas expressivas concomitantes com a fragmentação do supercontinente Pangeia, registrados principalmente na porção ocidental deste supercontinente relacionados as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba no Brasil e aquelas da África ocidental equatorial (Cunha *et al.* 2007, Vaz *et al.* 2007, Teisserene & Villmin, 1989). Estes eventos estão registrados na porção central da Bacia do Parnaíba, em rochas básicas da Formação Mosquito e em depósitos siliciclásticos das formações Corda e Pastos Bons (Juro-Cretáceo).

A Bacia Intracratônica do Parnaíba, antes denominada Bacia do Maranhão, situa - se no norte da Plataforma Sul-Americana e nordeste ocidental do território brasileiro (Almeida *et al.* 2000). Ocupa uma área de cerca de 600 000 Km², abrangendo partes dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Figura 2A). Sua gênese está relacionada à progressiva subsidência termomecânica ocorrida no continente em decorrência ao resfriamento crustal no final do Ciclo-Brasiliano (Caputo & Lima, 1984). A bacia é limitada ao norte pelo Arco Ferrer; a oeste pelo lineamento Tocantins-Araguaia; e a noroeste pelo Arco Tocantins (Barbosa *et al.* 1973). Almeida *et al.* (1977) denominaram de Província Parnaíba o contexto que abrangia as rochas do embasamento pré-cambriano e a Bacia sedimentar do Parnaíba. A proposta de Góes (1995) redefiniu a área sedimentar da Bacia do Parnaíba, denominando-a de Província Sedimentar do Meio Norte e desmembrada-a em quatro bacias: a Bacia do Parnaíba; a Anfíclise das Alpercatas; a Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão Mestre (Figura 2B).

As principais feições estruturais herdadas do embasamento são o lineamento Picos-Santa Inês, Marajó e Transbrasiliano. Essas feições tiveram papel fundamental na evolução tectono-sedimentar da bacia, pois foram responsáveis por controlar as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (Arce *et al.* 2006, Vaz *et al.* 2007). A subsidência inicial do embasamento da Bacia do Parnaíba é atribuída a pulsos termais do Ciclo Brasiliano que possibilitaram a formação de grábens, ou riftes precursores, distribuídos pela bacia, com eixos orientados de nordeste a norte-sul, inicialmente preenchidos por sedimentos imaturos. Com a evolução termo-mecânica da área, a Bacia do Parnaíba então se formou no Siluriano, pelo progresso afundamento das faixas tectonicamente instáveis (Cunha 1986).

1.2.1 Evolução Tectônica

Os eventos geológicos que precederam a formação da Bacia do Parnaíba ocorreram no estágio de transição da evolução da plataforma Sul Americana, após a Orogenia Brasiliana e antes da instalação de grandes bacias tipo sag, tal como as bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná (Almeida *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2018). Vários mecanismos de formação foram propostos para a Bacia do Parnaíba: (1) subsidência dirigida termicamente, baseada em uma série de inconformidades sísmicas identificadas no registro sedimentar da bacia, combinada com a falta de evidências de estrutura de rifte (Castro *et al.* 2014, Daly *et al.* 2014; Mckenzie & Tribaldos 2018); (2) subsidência termomecânica, que se baseia na inferência de estruturas tipo gráben no embasamento da bacia interpretadas por anomalias residuais gravitacionais, magnéticas e pseudo-gravitacionais (Brito Neves *et al.* 1984, Cordani *et al.* 1984, Castro *et al.* 2014); (3) subsidência flexural impulsionada pela carga de corpos intrusivos de alta densidade na crosta inferior, postulada a partir de modelagem de anomalias gravitacionais (Tozer *et al.*, 2017).

O arcabouço da bacia está associado à trama tectonoestrutural herdada do Pré-Cambriano com estruturas grabenformes que atuaram na compartimentação da bacia durante o Paleozoico e apresentam trends NE-SW (Lineamento Transbrasiliano) e NW-SE (Lineamento Picos-Santa Inês) (Cunha 1986). Também foram detectados rifts com trend N-S (Lineamento Tocantins-Araguaia). Estes trends fazem parte da estrutura precursora, sendo responsável pelo controle do depocentro inicial da bacia (Oliveira & Mohriak, 2003, Santos & Carvalho 2004; Caputo *et al.*, 2005). Esses rifts precursores estariam correlacionados aos outros grábens, como o Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema (Vaz *et al.* 2007).

Com a subsidência da bacia no Siluriano a sedimentação foi concentrada principalmente no Lineamento Transbrasiliano (Grupo Serra Grande), não sendo claro se houve uma conexão entre as bacias do Parnaíba e Amazonas durante esse período (Bigarella 1973, Cunha 1986; Caputo & Lima 1984). Após eventos de soerguimento uma nova fase de subsidência e sedimentação concentrou-se em um eixo deposicional E-W (Devoniano), não coincidente, portanto, com o lineamento estrutural que controlou a deposição do Grupo Serra Grande (Cunha 1986).

Durante o Carbonífero iniciou-se um ciclo de amalgamação cratônica que deu origem ao Supercontinente Pangeia, relacionado à Orogenia Eohercianiana que resultou no arqueamento do Alto do Rio Parnaíba, e deslocando o depocentro da bacia para noroeste (Castelo Branco & Coimbra 1984). O soerguimento do Arco Tocantins durante o Permiano

encerrou a conexão entre as bacias do Parnaíba e do Amazonas (Santos & Carvalho 2004). No Mesozoico, a fragmentação do Supercontinente Pangeia alterou o arcabouço tectônico da bacia, mudando a direção do eixo deposicional da Bacia (Aguiar 1969; Rezende & Pamplona 1970; Góes 1995). Sobre essa nova compartimentação estrutural, depositaram-se, do Jurássico ao Cretáceo, as formações Corda, Pastos Bons, Codó, Grajaú e Itapecuru. A fragmentação do Supercontinente Pangeia, não apenas alterou o arcabouço tectônico da bacia, como também foi responsável pela primeira manifestação magmática, no Jurássico, gerando rochas de vulcanismo fissural, hoje representada pela Formação Mosquito, concentrada na porção centro-oeste da bacia (Lima & Leite 1978). No Cretáceo, com a separação de Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, houve a segunda manifestação magmática, representada pela Formação Sardinha, porém, esta manifestação magmática não alterou o arcabouço tectônico da bacia como ocorreu com o evento magmático mais antigo (Lima & Leite 1978) (Figura 2A, B e C).

1.2.2 Registro sedimentar

A redefinição mais recente feita Vaz *et al.* (2007), compilada em grande parte de Góes & Feijó (1994), considera o preenchimento sedimentar da Bacia do Parnaíba em cinco supersequências sedimentares delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia (Figura 2C, D). As características sedimentares são dadas por camadas de pouca espessura em relação a sua grande extensão de área, sugerindo baixa subsidência térmica flexural durante a evolução no Paleozoico (Abelha *et al.* 2018).

1.2.2.1 Sequência siluriana

Esta sequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, representando a parte mais inferior da Bacia do Parnaíba, corresponde ao Grupo Serra Grande (Formação Ipú, Tianguá e Jaicós). A Formação Ipú foi depositada sobre o embasamento da bacia em um ambiente deposicional de glacial proximal a fluvio-deltaico-glacial (Caputo & Lima 1984; Metelo, 1999). A Formação Tianguá consiste em folhelhos cinza-escuro e arenito fino a médio intercalado com siltito, depositado num ambiente de plataforma rasa (Rodrigues, 1969; Vaz *et al.* 2007). A Formação Jaicós é formada por arenitos médio a grosso e eventuais pelitos depositados em sistema fluvial entrelaçado, representado o intervalo regressivo da sequência (Plummer *et al.* 1948, Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007)

1.2.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera

Esta sequência é representada pelo Grupo Canindé subdividido nas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longa e Poti. A Formação Itaim é composta por arenito finos a médios intercalados com folhelhos bioturbado, depositados em ambiente deltaico a plataforma influenciado por marés e ondas (Kegel 1953, Góes & Feijó 1994, Caputo 1984).

A Formação Pimenteiras é constituída predominantemente por folhelho bioturbado e rico em matéria orgânica, intercalado com arenito fino, depositado em ambiente plataforma raso, dominado por andas de tempestade. Apresenta estratos com granodecrescência ascendente cíclica, interpretada como a mais importante incursão marinha (Small 1914, Della Fávera 1990, Vaz *et al.* 2007). A Formação Cabeças consiste em arenitos médios a grossos com intercalação de siltito e folhelhos depositados em ambiente de plataforma sob ação de correntes de maré e tempestade, no entanto fácies fluvio-deltaica e diamictitos também ocorrem (Della Fávera 1990, Góes & Feijó 1994, Caputo *et al.* 2008).

A Formação Longa abrange folhelho negro, siltito e arenito fino depositados em ambiente plataforma dominado por onda de tempestade. A Formação Potí é formada por arenito fino a médio com lâminas de siltito e folhelho, além de eventuais níveis de carvão depositados em ambiente deltaico a planície de maré, sob influência de tempestade (Small 1914, Melo & Laboziak 2003, Lima & Leite 1978, Góes & Feijó 1994).

1.2.2.3. Sequência neocarbonífera-eotriássica

Esta sequência é constituída por rochas do Grupo Balsas composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, caracterizada por ambientes de mares abertos e clima temperado até contextos restritos, rasos de clima quente e árido, ligadas a significativas mudanças tectônicas. O Grupo Balsas compõe um complexo clástico-evaporítico aflorando principalmente nas regiões centro-sul e partes das regiões oeste e leste-nordeste da Bacia (Góes *et al.* 1990; Vaz *et al.* 2007).

1.2.2.4 Sequência jurássica

A sequência jurássica consiste em unicamente pela Formação Pastos Bons depositada em grábens ligados a tectônica de abertura do Atlântico Equatorial. É composta por arenito fino, siltito, folhelhos e subordinada contribuição de calcário, depositado em ambiente fluvio lacustre em condições semi-áridas a áridas (Góes & Feijó 1994; Cardoso *et al.* 2017, 2018, 2019).

1.2.2.5 Sequência cretácea

Sequência cretácea foi depositada como reflexo da Orogenia Sul Atlantiana, que possibilitou a criação de novos depocentros a norte e nordeste da bacia. Esta sequência é representada pelas formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru depositadas em ambientes de deserto úmido, marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Ocorrem parcialmente interdigitada e sobrepostas as sequências neocarbonífera e jurássica, além das rochas vulcânicas das formações Mosquito e Sardinha (Almeida & Hasuy 1984, Góes *et al.* 1990, Baksi & Archibald 1997, Zalán 2004, Vaz *et al.* 2007, Merle *et al.* 2011, Rabelo & Noqueira 2015, Ballen 2013, De Miranda *et al.* 2018).

1.2.3 Magmatismo na Bacia do Parnaíba

O intervalo mesozoico na Bacia do Parnaíba foi caracterizado por expressivos eventos magmáticos que resultaram na colocação de derrames, diques e soleiras de basalto toleítico (Bellieni *et al.* 1990, Ernesto 2003). Na Bacia do Parnaíba são reconhecidas até três fases de atividade magmática. A primeira precede a formação da bacia e ocorreu durante o Cambro-Ordoviciano (Oliveira & Mohriak 2003; Daly *et al.* 2018; Heilbron *et al.* 2018;). As demais fases ocorrem durante o Mezosoico e são representadas pelas formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo).

A Formação Mosquito é composta por derrames e soleiras que predominam na porção centro-oeste da bacia, sendo estas rochas relacionadas à *Província Magmática do Atlântico Central* (CAMP). A Formação Mosquito possui, na base e no topo, intercalações de arenito que são conhecidos como “arenito *intertrap*” (Moore 1960, Aguiar 1969, Bellieni *et al.*, 1990; Baksi & Archibald 1997, Ernesto 2003, Vaz *et al.* 2007).

Na porção leste da Bacia do Parnaíba predominam diques e soleiras de cor preta a roxa da Formação Sardinha que têm sua origem associada à formação das bacias equatoriais brasileiras (Aguiar 1969, Heilbron *et al.* 2018).

Dados recentes obtido por datações U-Pb, Ar-Ar e K-Ar tem confirmado idades distintas para as formações Mosquito ($203\text{ Ma} \pm 2$) e Sardinha (124 Ma) indicando dois eventos magmáticos principais: o primeiro com um intervalo de 215 a 150 Ma e média de 178 Ma (Eojurássico); o segundo variando de 149,5 a 87 Ma e média de 124 Ma (Eocretáceo) (Cordani *et al.* 1970, Mizusaki *et al.* 2002, Vaz *et al.* 2007, Rodrigues 2014, Oliveira *et al.* 2018).

Segundo Merle *et al.* (2011) utilizando método de datação Ar-Ar, indicou idades três assinaturas compositionais para as rochas básicas da Bacia do Parnaíba: com baixo TiO₂, Alto TiO₂ e Alto TiO₂ evoluído. As idades atribuídas às rochas básicas da Formação Mosquito indicam que elas são correlacionadas com as rochas básicas da Formação Penatecaua (210-200 Ma) registradas nas bacias do Solimões e Amazonas e com idades próximas a atividade da CAMP a qual foi resultado da fragmentação do Supercontinente Pangeia com posterior abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.* 1999; Milani & Thomaz Filho, 2000, Merle *et al.* 2011). Já a idade atribuída às rochas básicas da Formação Sardinha é correlacionada com as rochas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (magmatismo Paraná-Etendeka de 133-123 Ma), com gênese relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul devido ao rifteamento de Gondwana (Bellieni *et al.* 1990, Milani & Thomaz Filho 2000, Merle *et al.* 2011).

A Província Magmática do Atlântico Central apresenta geometria alongada N-S, com eixo maior de 7500 km, cobrindo uma área de, pelo menos, 106 km² abrangendo a América do Sul, América do Norte, África Ocidental e Europa, tornando-a uma das principais províncias ígneas (LIP-*Large Igneous Province*) do mundo (McHone 2000, Marzoli *et al.* 2018, Klöcking *et al.* 2018). LIPs consistem em volumosos pulsos de magmáticos de composição tipicamente básica-ultrabásica cobrindo áreas maiores que 1,0 x 105 km². As grandes províncias ígneas são formadas em um tempo relativamente curto (<50 Ma) e são caracterizadas por pulsos magmáticos de curta duração (menor que 1 Ma até 10 Ma) (Coffin & Eldholm, 1994, Sheth, 2007, Bryan & Ernst 2008).

A CAMP foi um evento magmático com duração de 10 Ma (200-190 Ma), com sua origem ainda debatida por muitos autores, com dois principais mecanismos discutidos e aceitos até o momento incluem: (1) impacto da cabeça de pluma sob a litosfera continental (McHone 2000, De Min *et al.* 2003) ou (2) concentração de calor sob a litosfera continental espessa e/ou convecção resultante das diferenças de diversos domínios litosféricos (Anderson 1994, McHone 2000).

A Formação Mosquito consiste em rochas basálticas com 175 metros de espessura, cobrindo uma área de 40.000 km² nas partes central-oeste da Bacia do Parnaíba (Klöcking *et al.* 2018). Petrograficamente é caracterizada como rochas com textura levemente porfirítica (5-10% de fenocristais e microfenocristais), predominantemente amigdaloidais/vesiculares e menos frequentemente maciças; a assembleia mineralógica é constituída por dois piroxênios (augita e pigeonita), plagioclásio, óxidos de Fe-Ti (magnetita com exsolução de ilmenita) e vidro vulcânico. Ocasionalmente minérias de calcita e zeólita ocorrem preenchendo amígdalas.

Apatita, pirita, calcopirita ocorrem como fases menores e, raros Álcali-feldspatos caracterizam estágio tardio de cristalização (Bellieni *et al.* 1990, Oliveira *et al.* 2018).

A Formação Mosquito é caracterizada quimicamente por basaltos toleíticos de baixo Ti (B-Ti) e alto Ti (A-Ti), sendo os basaltos de B-Ti mais abundantes (Bellieni *et al.* 1990, Fodor *et al.* 1990, Ernesto 2003). Merle *et al.* (2011) subdividiram o grupo de A-Ti em dois subgrupos, sendo (a) A-Ti com aproximadamente 2% de TiO₂ e (b) alto Ti evoluído (AE-Ti) com TiO₂ acima de 3%. Os basaltos de B-Ti são considerados em concentrações menores que 1,3% de TiO₂. A derivação dos basaltos da Formação Mosquito de B-Ti foi caracterizada pela fusão parcial das porções mais férteis do manto litosférico subcontinental metassomatisado durante um processo pretérito de subducção; os toleítos de A-Ti referem-se à fusão parcial da astenosfera com contaminação durante a ascensão pela interação com o manto litosférico subcontinental (MLSC) e, alguns toleítos de AE-Ti, apesar de terem sido originados dessa mesma fonte, mostraram evidências de assimilação por cristalização fracionada (AFC). Estas constatações foram obtidas a partir de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Os) e litogeoquímicos (Merle *et al.* 2011),

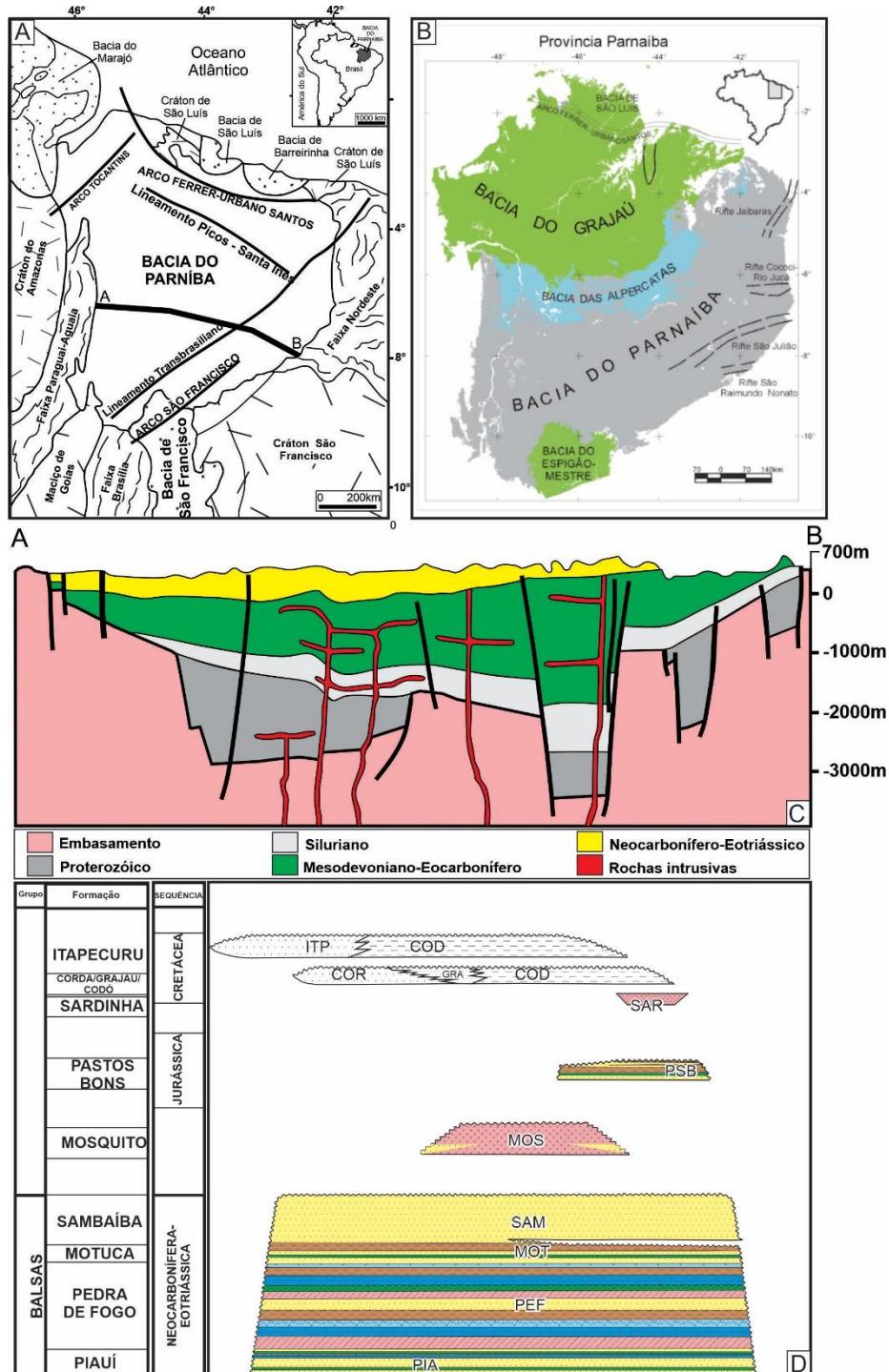


Figura 2. Geologia e estratigrafia da Bacia do Parnaíba. A) Principais feições estruturais herdadas do embasamento da Bacia do Parnaíba, consideradas como controladoras dos principais eixos deposicionais durante a evolução tectono-sedimentar da bacia. B) Subbacias da Província do Parnaíba. C) Seção geológica da Bacia do Parnaíba (localização na figura 2B) com destaque para feições do tipo grábens formadas no embasamento. Notar que a disposição e espessuras das sequências sedimentares são controladas pela estruturação do embasamento. D) Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com destaque para as sequências do Permiano e Mesozóico. Fonte: Modificado de Góes *et al.* 1990; Góes & Feijó 1994, Góes 1995, Pedreira da Silva *et al.* 2003 e Vaz *et al.* 2007

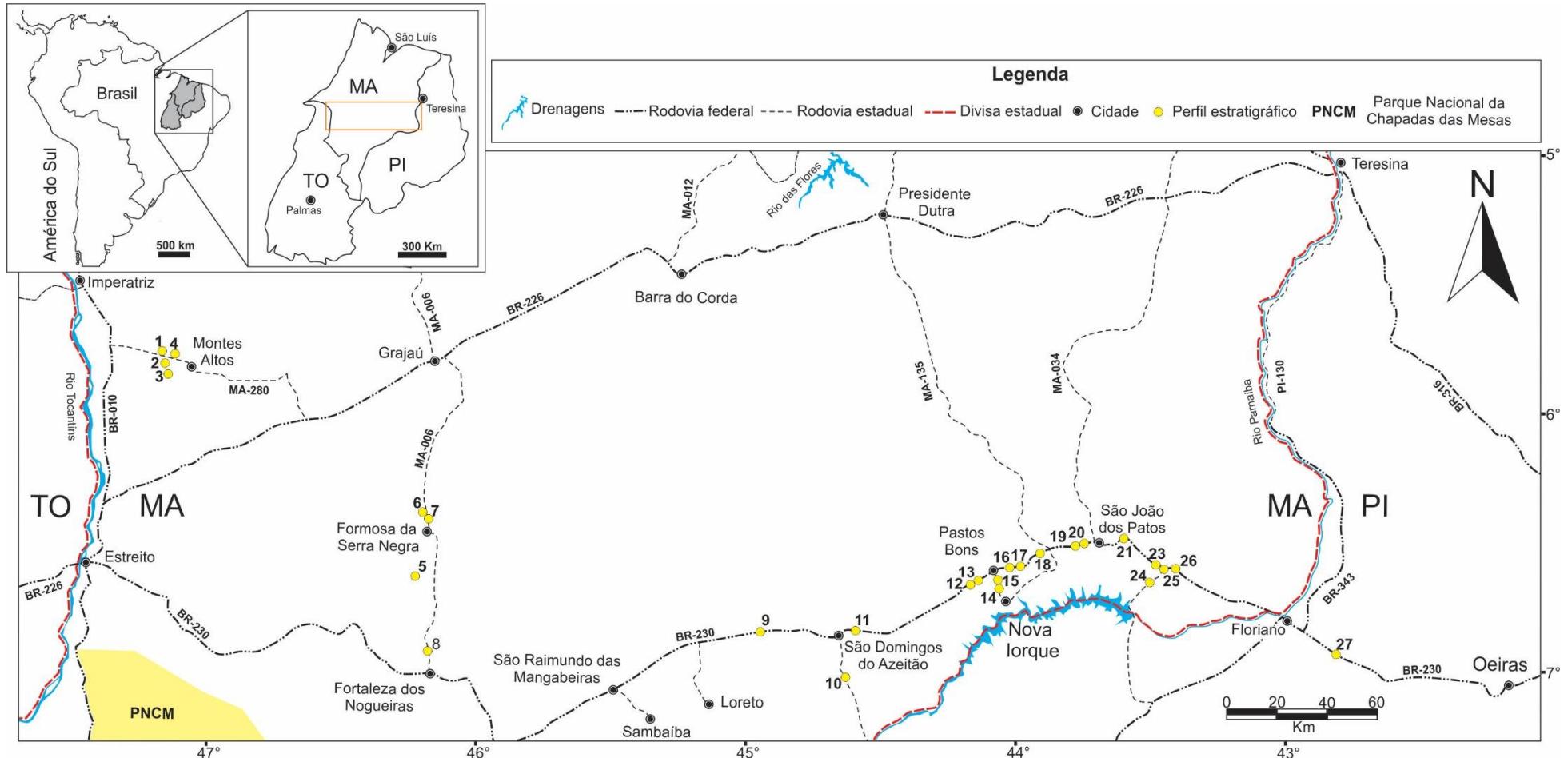


Figura 3. Localização da área de estudo situado na porção central da Bacia do Parnaíba, com parte dos estados do Tocantins, Maranhão e Piauí. Os pontos 1-4 representam localização de testemunhos de sondagem, os demais pontos são afloramentos.

1.3 OBJETIVOS

Os trabalhos foram realizados na porção central da Bacia do Parnaíba (Figura 3) e teve como objetivo principal o estudo dos depósitos de arenitos jurássicos que ocorrem entre os derrames da parte superior das rochas básicas da Formação Mosquito e os depósitos siliciclásticos eocretácea das Formações Corda e Pastos Bons visando contribuir para o entendimento estratigráfico, diagenético e paleoambiental dessas rochas do intervalo Mesozoico até então pouco compreendido. Como objetivo específicos têm-se:

- 1) Caracterizar a relação de contato e posicionamento estratigráfico dos basaltos da Formação Mosquito com as formações Corda, Pastos Bons e as demais sucessões cretáceas (Formações Grajaú, Codó e Itapecuru).
- 2) Reconstituir os sistemas deposicionais presentes nas sucessões siliciclástica dos depósitos eocretáceos e os seus significados paleoambientais, paleoclimáticos e paleogeográficos na evolução mesozoica da bacia.
- 3) Entender a influência do magmatismo CAMP na diagênese dos depósitos juro-cretáceos da Bacia do Parnaíba, tanto nos arenitos intercalados aos basaltos, conhecidos como “arenitos *intertrap*”, como nos depósitos eocretáceos Corda e Pastos Bons.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

As técnicas de modelamento de fácies proposto por Walker & James (1992) incluem *i*) a individualização e descrição das fácies (composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes), *ii*) a compreensão dos processos sedimentares; e *iii*) a associação de fácies, refletindo os diferentes ambientes e sistemas deposicionais representados na forma de blocos diagramas. A descrição de fácies será auxiliada por perfis verticais e seções panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos dos afloramentos seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). As superfícies chaves identificadas serão usadas na correlação das seções e ciclos deposicionais.

2.2 ANÁLISES PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

A partir de amostras de campo e de testemunho de sondagem foi feito a caracterização dos constituintes primários e diagenéticos dos arenitos em seção delgada foram quantificados composicional e texturalmente por meio de contagem de 300 pontos sobre microscópio óptico seguindo os trabalhos de Tucker (1991, 2001). Algumas lâminas foram tingidas com alizarina vermelha-s para descriminação entre calcita e dolomita (Dickson 1966).

2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Esta análise possibilitou a caracterização mineralógica dos arenitos por difração de raios-X (DRX) em rocha total (Método do Pó), além da identificação dos argilominerais do arcabouço das amostras. As amostras foram pulverizadas em graal de ágata até a fração argila, analisadas no difratômetro X'Pert MPD-PRO da PANalytical, equipado com tubo de Cu e monocromador de grafite, ânodo de Co, em um intervalo de 5° a 75° 2θ, pertencente ao Laboratório de Caracterização Mineral da UFPA (LCM-UFPa). A identificação mineralógica foi realizada no software PANalytical X'PERT High Score versão 2006 através da comparação com o banco de dados do Power Diffraction File-International Center for Diffraction Data.

2.4 CATODOLUMINESCÊNCIA

Lâminas polidas de arenitos representativas dos paleoambientes dos depósitos juro-eocretáceos foram escolhidas e analisadas por catodoluminescência (CL) no Laboratório de Catodoluminescência da UFPA. A luminescência de grãos de quartzo tem sido utilizada como

uma importante ferramenta para indicação de proveniência assim também como analisar as várias gerações de cimentação (Augustsson & Bahlburg 2003, Boghs & Krinsley 2006). Os dados foram obtidos pelo equipamento modelo LEICA DM 4500 P LED. As imagens de CL foram adquiridas com feixe de correntes de elétrons variando de 200 a 300 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV, enquanto que nas demais amostras o feixe de correntes de elétrons variou de 130 a 170 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV com tempo de exposição variando de 10 a 92s em ambos os casos.

2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Imagens de elétrons secundários foram obtidas do arcabouço dos arenitos *intertrap* de idade jurássica da Formação Mosquito e dos arenitos eólicos eocreatáceos da Formação Corda para melhor caracterização das relações texturais e mineralógica. As amostras foram metalizadas com ouro durante 1,5 min e analisadas no Microscópico Eletrônico de Varredura modelo Zeiss LEO-1430, pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA (LABMEV-UFPA). As condições de análises foram: voltagem de aceleração constante = 10Kv, distância de trabalho = 15 mm, w corrente do feixe de elétrons = 90 μA .

CAPÍTULO 3 EVOLUTION OF THE JURASSIC INTERTRAP DEPOSITS IN THE PARNAIBA BASIN, NORTHERN BRAZIL: THE LAST SEDIMENT-LAVA INTERACTION LINKED TO THE CAMP IN THE WESTERN GONDWANA

Cleber Eduardo Neri Rabelo¹; Afonso Cesar Rodrigues Nogueira¹; Alexandre Ribeiro Cardoso¹; José Bandeira¹

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil (cleber.rabelo.2012@gmail.com).

ABSTRACT

This study reports on lava-sediment interaction developed in dry depositional settings focusing on the Jurassic volcano-sedimentary succession exposed in the Western Parnaiba Basin, northern Brazil. These siliciclastic deposits denominated as “intertrap” record a wet desert system characterized by fluvial-eolian and shallow lake deposits that were engulfed by lavas of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) of approximately 200 Ma. BP. The facies and petrographic study based on a drill core and outcrops allowed to interpret the paleoenvironmental and diagenetic evolution of the intertrap deposits. The intertrap deposits sandwiched by the basalts developed a variety of geometries revealing different scales of dynamic lava-sediment interaction in seven sedimentary facies grouped in two facies associations associations (FA1): 1) ephemeral braided river deposits (FA1), that consist in medium- to coarse-grained pebbly sandstone with poorly sorted with angular to sub-rounded grains (basalt and quartz) and low angle cross-bedding, even-parallel stratification, and trough cross-stratification; and 2) pond/shallow lake deposits (FA2) composed by tabular beds of sandstone/siltstone rhythmite and laminated mudstone. The main architectural elements of intertrap deposits are 1) channel on a volcanic substrate, 2) sand sheet over lava topography, 3) tabular beds with laminated rhythmite and sand-filled fissures and clastic dikes. The intensification of magmatic processes due to the disruption of Pangea propitiated the implantation of expressive volcanic plains and the installation of a wet desert setting during the quiescence intervals between the lava flows episodes. Fluvial channels with subaqueous dunes and sand sheets were incised on the basaltic substrate. The abandoned fluvial plains were affected by a flash flood that propitiated mechanical infiltration of clays forming coatings over grains. The heat-flow and hydrothermal activity of basalt increasing the devitrification of

volcanic clasts releasing silica and propitiating the precipitations of low-temperature authigenic minerals assemblage. The most common pore-filling process was the massive precipitation of chalcedony cement, poikilotopic zeolite, megaquartz, and hematite cementations that obliterated partially the primaries porosity and permeability not trespassed the eodiagenesis. These exceptional conditions of cementation triggered by basalt eruption precluded the modifications of a primary framework by late stages (post-Jurassic) of burial diagenesis. The intertrap sandstone represents the last lava-sediment interaction related to the CAMP recorded in the Western Gondwana. During Late Jurassic to Early Cretaceous, the decreasing of isotherms and crustal loading induced by basalt bodies propitiated the implantation of the Corda desert system on the western portion of Parnaiba Basin causing erosion of basalts and intertrap deposits.

Keywords: CAMP, Parnaiba Basin, Jurassic, Wet desert system, Intertrap sandstone, Early diagenesis.

3.1. INTRODUCTION

The Pangaea's breakup was accompanied by intense volcanism that occurred before, during, or after rifting of the Central Atlantic Ocean since Triassic. This magmatism, namely the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), occurred around 200 and 202 Ma, and represents one of the most significant LIPs (Large Igneous Province) worldwide and can have triggered geological processes that contributed to the end-Triassic mass extinction (Marzoli *et al.*, 1999; Courtillot and Renne 2003; Verati *et al.*, 2007; Nomade *et al.*, 2007; Vérati *et al.*, 2007; Cohen and Coe, 2007; Cirilli *et al.*, 2009; Blackburn *et al.*, 2013; Panfili *et al.*, 2019). Three millions of km³ of magma forming sills, dikes, pyroclastic successions, and surface flows were emplaced along the margins and inland regions of continents covering 11 millions of km² on the, southwestern Europe, NW Africa and NE South America (Hodych and Hayatsu, 1980; Papezik and Hodych, 1980; Deckart *et al.*, 2005; Nomade *et al.*, 2007; Kontak, 2008; Bensalah *et al.*, 2011; Shellnutt *et al.*, 2017; Denyszyn *et al.*, 2018; Svensen et al. 2018). Reconstructions of the Middle-Jurassic continental breakup and seafloor spreading that opened the Central Atlantic-Caribbean were made to North America, East Gondwana (India, Antarctica, Madagascar, and Australia) and West Gondwana (South America and Africa) (Powell *et al.*, 1988, Sahabi *et al.*, 2004, Schettino and Scotese, 2005; Biari *et al.*, 2017). While the Pangaea's breakup zone in western Africa, eastern North America, and Europe was coincident with the paleosuture trend related to the Late-Paleozoic Alleghanian-Hercynian orogenesis (Manspeizer, 1988; Piqué and Laville, 1996; Withjack *et al.*, 1998), in South America the rifting propagation reached the Amazon craton and adjacents sedimentary basins (Baski and Arckhibald, 1997; Marzoli *et al.*, 1999, 2004; Hames *et al.*, 2000, Oliveira *et al.*, 2018; Klöcking *et al.*, 2018). Large tholeiitic basalts units considered as record of CAMP on the Brazilian Amazonia and adjacente basins are represented by (Melfi *et al.*, 1988; Rocha-Campos *et al.*, 1998, Renne *et al.*, 1992; Góes and Feijó, 1994; Montes-Lauaret *et al.*, 1994; Barros *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007; Merle *et al.*, 2011; Abrantes Junior *et al.*, 2016, 2019) (Fig. 1): the Penatecaua Magmatism (190 ± 20 Ma) in the Solimões and Amazonas basins; the Anarí and Tapirapuã formations ($197-200 \pm 6$ Ma) in the Parecis Basin, and the Mosquito Formation (199.7 ± 2.45 Ma) in the Parnaíba Basin (Fig. 1 and 2).

Large crustal bulge with the emplacement of subvolcanic bodies in the basins of Western Amazonia caused the uplift and development of regional unconformities (Fig. 1). In contrast, in the Eastern Amazonia, the widespread lava flows characterize the Jurassic Mosquito Formation, recorded mainly on the Western Parnaiba Basin (Beutel, *et al.*, 2005; Merly *et al.*,

2011; Torsvik and Cocks, 2013; Ballén *et al.*, 2013) (Fig. 1 and 2). The upper Mosquito Formation that includes basalts interbedded with continental siliciclastic deposits or intertrap sediments (Northfleet and Melo 1967, Rezende 2002) are examined here. Facies and diagenetic analyses of intertrap deposits represent an excellent opportunity to verify how occurred the interaction of lava flow with the depositional processes and which environments were generated on the Parnaíba Basin. The reconstructions of these hybrid paleoenvironments until post-burial history provide a set of crucial information to understand what the last sediment-lava interaction related to the CAMP event (Fig. 2) influenced the early diagenesis of the intertrap sandstone. We were particularly interested in finding the modifications caused by tholeiitic lava extrusion, especially in the obliteration of primary porosity, mineral authigenesis, and thermal overprint.

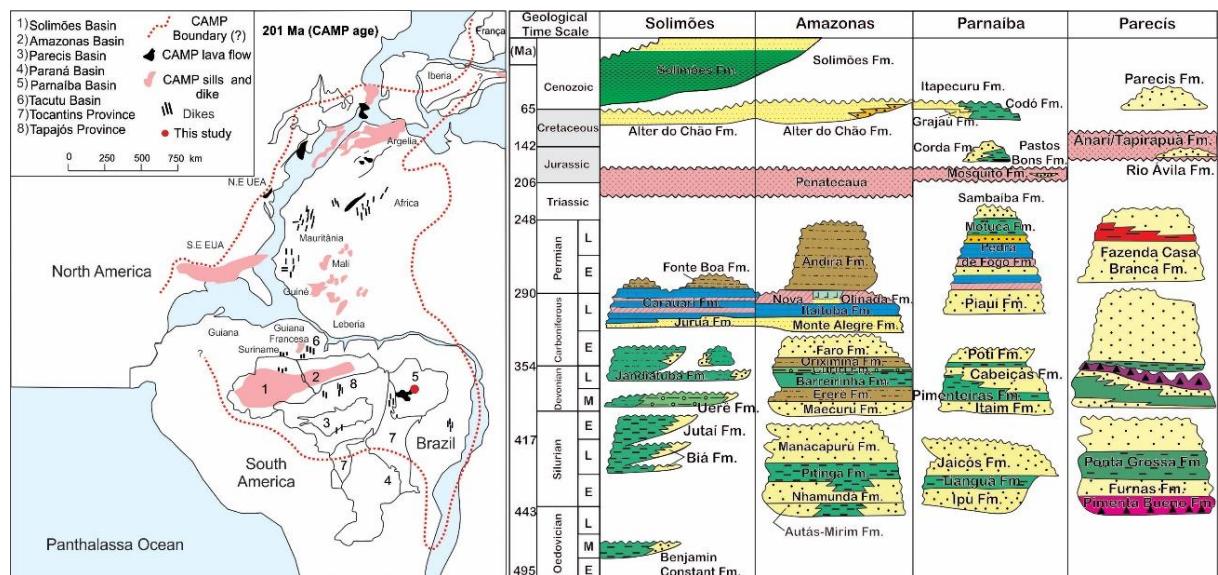


Figure 1. The CAMP occurrences on the Western Gondwana. A) The CAMP was installed on paleosuture trend related to the Late-Paleozoic Alleghanian-Hercynian orogenesis in the northern hemisphere. B) CAMP basalt units are indicated in the stratigraphic chart of Amazon basins (Modified of Milani and Zalán, 1999). The expressive unconformities are documented in the Solimões, Amazonas and Parecis basins where the basalts are subvolcanic.

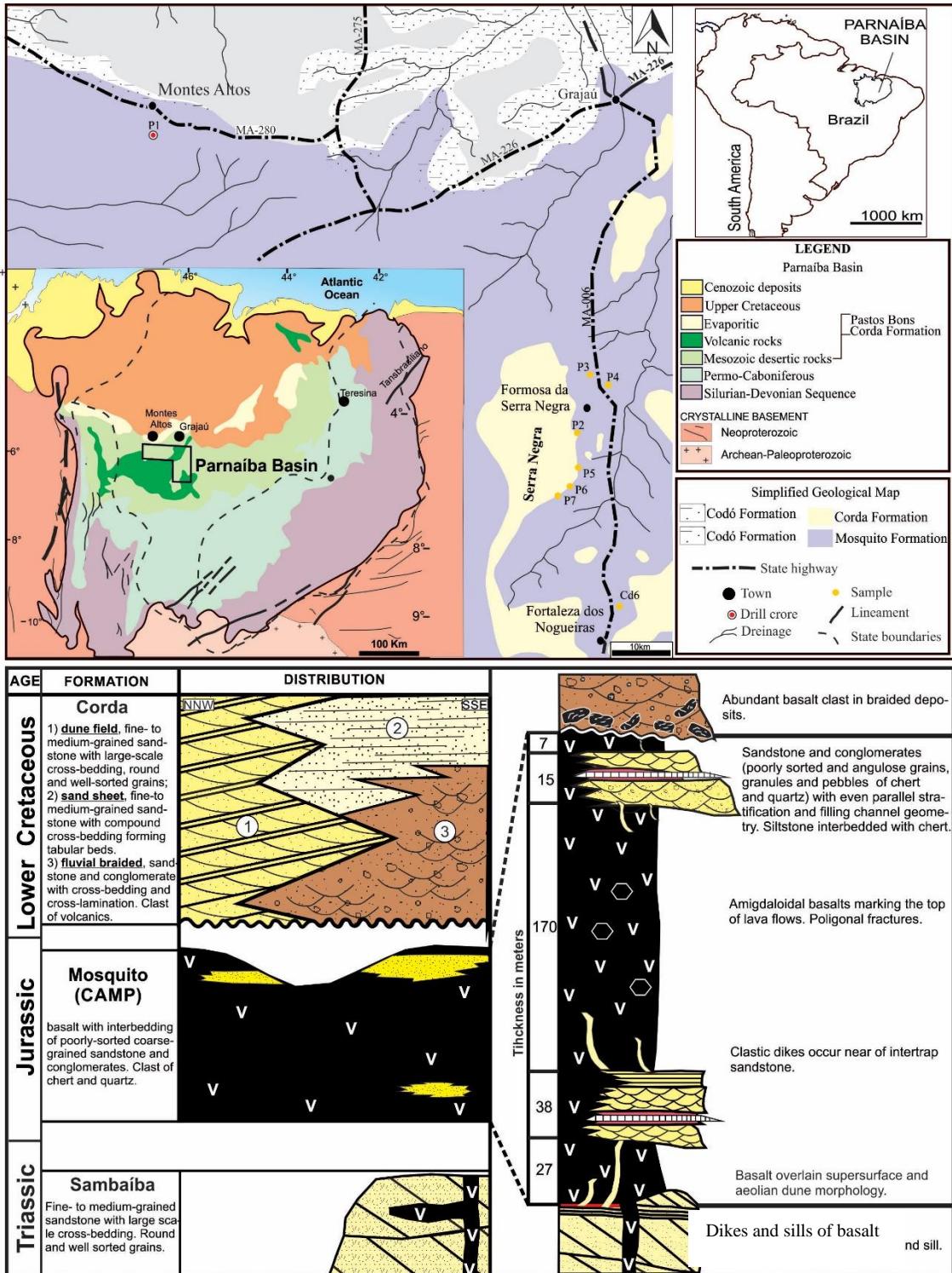


Figure 2. The Parnaíba Basin in Northern Brazil. A) Simplified map with the occurrences of CAMP basalts and adjacent stratigraphic units highlighting the studied area. B) Stratigraphic chart of the studied area and the composite section of Mosquito Formation. Modified of Rabelo and Nogueira (2015), and Ballén et al. (2013).

3.2. GEOLOGIC SETTING

The Parnaíba Basin is located in the northern portion of the South American Platform, and may be classified as an intracratonic sag basin extending over an area of more than 600.000

km² and with the sedimentary fill reaching a maximum thickness of 3.500 m composed primarily of Paleozoic sediments and, to a lesser extent, basaltic spills and Mesozoic deposits (Brito Neves *et al.*, 2004, Milani and Tomas Filho 2000, Cordani *et al.*, 2003) (Fig. 1 and 2). The thermal subsidence occurred in an extensive intracratonic area constituted by Archean to Neoproterozoic igneous and metamorphic rocks, limited by structural arches and high-grade mobile belts reworked during the Pan-African-Brazilian tectonics (Cordani *et al.*, 2003; Almeida and Carneiro, 2004). The Paleozoic cratonic phase of the basin was marked by extensive sedimentation in regional transgressive-regressive cycles organized into supersequences. The first supersequence represents the rift phase is composed of thick Cambrian siliciclastic and volcanoclastic rocks. The second supersequence of the Silurian age is characterized by the deposition of thick siliciclastic deposits from continental to shallow marine environments. The third and fourth supersequences, respectively of the Devonian to Lower Carboniferous and Carboniferous-Triassic, are formed by siliciclastic rocks from continental to shallow marine environments. The fifth supersequence of Jurassic age represents deposits of shallow marine environment and the sixth supersequence is presented by siliciclastic and rare carbonate rocks associated with the separation of South America and Africa (Góes and Feijó 1994; Vaz *et al.*, 2007).

Extensional tensions that preceded the opening of the Atlantic Ocean through the reactivation of basement faults favored the intense emplacement of mafic mantle-derived magmatism that cut off the supersequences (Milani and Thomaz Filho 2000; Castelo Branco *et al.*, 2002; Mizusaki *et al.*, 1998). The magmatic units are represented by the Jurassic Mosquito Formation and the Lower Cretaceous Sardinha Formation. The Mosquito Formation dated at 199.7 ± 2.4 Ma using $40^{Ar}/39^{Ar}$ isotopes consists of abundant basaltic lava flows up to 175 m-thick, covering an area of about 40,000 km² in the west and central part of the basin (Fodor *et al.*, 1990; Baksi and Archibald, 1997; De Miranda *et al.*, 2018, Oliveira *et al.* 2018) (Fig 1 and 2). Siliciclastic deposits occur interbedded with basalts in the upper and lower portions of the Mosquito Formation (Northfleet and Melo 1967; Fig. 2). Tholeiitic basalts are interbedded with sandstones and siltstones, sometimes silicified, interpreted as lake deposits, sand sheets, dune fields with wet interdune and ephemeral fluvial channels (Merle *et al.*, 2011, Rabelo and Nogueira, 2015, Ballén *et al.*, 2013, Abrantes Jr and Nogueira, 2013; Rabelo *et al.* 2019; Abrantes Jr *et al.*, 2019). These basalts coincide with the volcanism related to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), associated with the initial break up of Pangea and, afterwards, of the Gondwanaland in the Central Atlantic Ocean (Torsvik and Cocks, 2013;

Heimdal *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2018). These rocks overlie the eolian sandstone of the Triassic Sambaiba Formation and are unconformably overlain by fluvial-eolian deposits of the Lower Cretaceous Corda Formation (Rabelo and Nogueira, 2015) (Fig. 2). The Lower Cretaceous Sardinha Formation is restricted to the eastern part of the basin and dated at 129–124 Ma by $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ isotopes. The post-CAMP Sardinha Formation is subvolcanic or occurs as dikes possibly related to the Paraná-Etendeka LIP of the Lower Cretaceous, which is linked to the opening of the South Atlantic Ocean (Piccirillo *et al.*, 1989, 1990; Oliveira *et al.*, 2018).

3.3 METHODS

Outcrop-based facies analysis consisted of individualization, definition, and description of the lithosome for comprehension of depositional processes and afterward grouped in associations of cogenetic and contemporaneous facies (Walker 1992). A total of 22 representative samples were obtained out of the hand specimens for the petrographical studies. The quantification, description of primary and authigenic mineralogy of the sandstone were based on point counting petrography of 16 thin sections of minimum 300 points under an optical microscope (Galehouse, 1971) and classified according to Folk (1980). The packing index (or Kahn index) was determined by the examination of grain contacts evaluated in several transverse sections (100 points in each thin section). We also calculated the intergranular volume, according to Paxton *et al.* (2002).

The X-ray diffraction followed the whole-rock method and was performed with an X’Pert MPD-PRO PANalytical diffractometer, equipped with Cu anode ($\lambda=1.5406$). Additional images texture and mineralogy of sandstone were obtained with scanning electron microscopy (SEM) were performed in an SEM model LEO-1430. Samples were metalized with gold-palladium and the coating time was one minute. The analytical conditions for the imaging of secondary electrons followed with electron beam current = 90 μA , constant acceleration voltage = 20 kV and work distance = 15 mm. EDS analyses were carried out using the SEM model LEO-1430 coupled to EDS Sirius-Gresham accessory, at the Federal University of Pará.

The X-ray fluorescence (XRF) analysis chemically quantified the elemental concentrations of major elements in whole-rock samples including Si, Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na and K. The X-ray fluorescence (XRF) spectrometer employed a wavelength dispersive (WDS) sequential Axios-Minerals model from PANalytical, with ceramic X-ray tube and rhodium anode of a maximum 2.4 kW power level. The standard results were normalized to 100% due to the quantified data were based on the relative X-Ray intensity emitted by the chemical element in the sample. The intensity values were corrected using a fundamental

parameter equation established in a detection limit of 0.1%. The precise calibration of equipment used 20 standards for compressed powder (Wrox, Panalytical).

3.4 THE INTERTRAP DEPOSITS

3.4.1 General aspects

The understanding of the last CAMP-related sedimentary phases passes through faciological and stratigraphic reading of the Jurassic succession of the Parnaíba Basin, which includes the upper Mosquito Formation, with the best exposures in the western Parnaíba Basin (Fig. 2). The Mosquito Formation unconformably overlies the eolian deposits of the Triassic Sambaíba Formation and is unconformably underlain by the Lower Cretaceous Corda Formation (Fig. 2). This unit consists of dark gray to reddish-brown, intensely altered, basalts with exposures reaching up to 35 m-thick (Fig. 3). These rocks exhibit aphanitic texture and local, usually kaolinized small plagioclase crystal. Amygdaloidal relict texture filled by kaolinite and zeolite usually marks the top of the lava flows, sometimes immediately in contact with the intertrap deposits (Fig. 3). The intertrap deposits are reddish and intensely silicified, do not show any macroscopic evidence for contact metamorphism, consisting mainly of siliciclastic grains, and volcanic lithoclasts forming isolated beds between basalts. Sandstone dikes or sand-filled cracks occur isolated or form complex geometric patterns cutting the basalts, mostly adjacent to the intertrap beds (Fig. 3).

The Corda Formation has been interpreted as fluvial and wet desert deposits installed after the last CAMP event (Rabelo and Nogueira 2015, Rabelo et al. 2019). Fluvial deposits of the Corda Formation consist of very friable, a reddish-purple polymictic conglomerate with angular clasts of basalt, chert, sandstone, mudstone, and carbonate cement (Fig. 4, 5). The eolian deposits consist of friable, yellowish to reddish, fine- to medium-grained sandstones, with medium-scale cross-stratifications, even-parallel stratification, rounded, and well-sorted and bimodal grains. The eolian sandstone sometimes occasionally exhibits medium-scale cross-stratification (Fig. 4, 5). The succession was affected by brittle tectonics, being displaced by normal and transcurrent faults.



Figure 3. General aspects of the Jurassic-Cretaceous succession of the Parnaiba Basin. A) The unconformity between the Triassic eolian sandstone and Jurassic basalt of the Mosquito Formation. B) Spheroidal exfoliation in weathered basalts. C) Amygdales filled by calcite and poikilotopic zeolite cement marking the top of the lava flow. D) The clastic dike in weathered basalt. E) The basal conglomerate of the Lower Cretaceous Corda Formation with abundant imbricated basalt pebbles. F) Medium-scale cross-bedding in eolian sandstone.

3.4.2 Types of intertrap deposits and facies associations

The facies and diagenetic analyses of the intertrap deposits from the upper CAMP succession were performed predominantly on sandstone and subordinate siltstone. The study had as database one drill core carried out in the Montes Altos region and five outcrops located in the Serra Negra region (Fig. 2 and 5). The fluvial-lacustrine and eolian-influenced deposits interlayered with basalts developed a variety of geometries and thicknesses consisting of a

complex facies and stratigraphic framework. The intertrap deposits record different scales of dynamic lava-sediment interaction conferring four distinct architectural elements (Fig. 5): (1) channel on volcanic substrate; (2) sand sheet over lava topography; (3) tabular beds with laminated rhytmite; and (4) sand-filled fissure and clastic dikes. The architectural elements 1, 2 and 3 consist of seven sedimentary facies individualized and grouped in two facies associations of ephemeral braided rivers and ponds or shallow lakes (Fig. 5, Table 1).

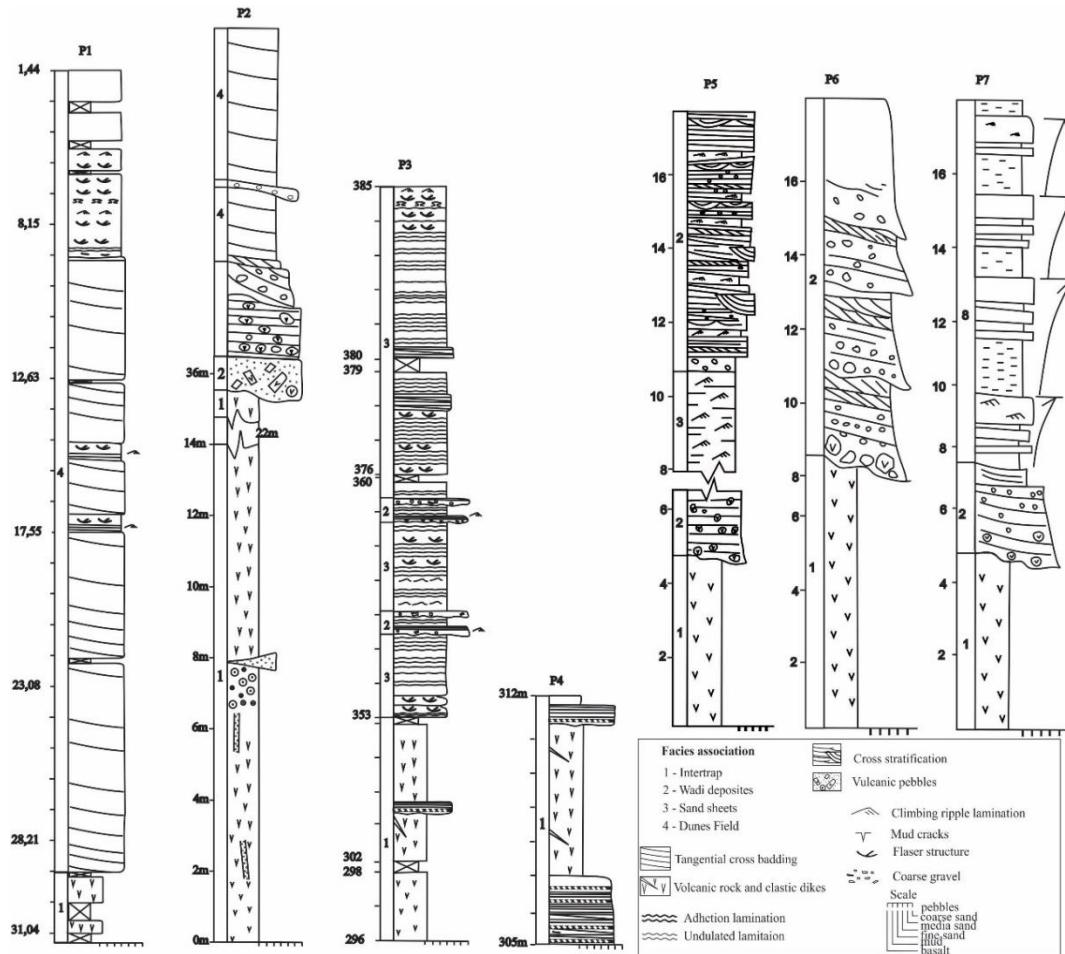
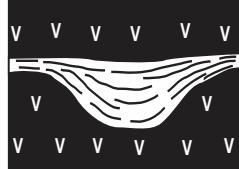
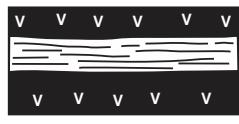
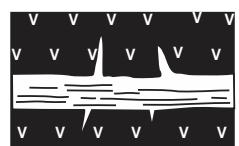


Figure 4. Stratigraphic sections of the Jurassic-Cretaceous succession of the Western Parnaiba Basin. The location of the sections is found in figure 2. The section P1 is a drill core log and the other are from outcrop sections.

Table 1. Facies, sedimentary processes, paleoenvironmental interpretation and architectural elements from the Jurassic intertrap deposits on the Parnaíba Basin.

| Facies | Description | Processes | Facies Associations | Geometry/architectural element |
|---|---|--|--------------------------------|---|
| Pebbly sandstone with low angle cross-bedding (PSI) | Medium- to coarse-grained sandstone, poorly sorted, with imbricated pebbles (chert, basalt, quartz) and silicified levels exhibiting low angle cross-bedding. | Deposition in upper flow regime passing to lower flow regime (bedload sheet). Small-scale bedform migration. | Ephemeral braided rivers (FA1) |  <p>Facies PSI and St</p> <p>2.5m-thick sandstone bodies with lenticular/channel geometry. Sandstone beds with low-angle, even-parallel and trough cross-bedding. Normally graded beds, locally silicified.</p> |
| Sandstone with Even-parallel stratification (Sep) | Fine- to medium-grained sandstone with even-parallel to undulated stratification. Silicified sandstone lenses. Chert clasts. | Deposition in upper flow regime with migration of sheet sandbodies. Early silicification of sand beds. | | <p>Confined stream flow and bedload sheet on a volcanic plain.</p> |
| Sandstone with trough cross-bedding (St) | Medium- to coarse-grained sandstone with medium-scale trough cross-bedding filling channel geometry. Granules and pebbles of chert, quartz and basalt. | Migração de ondações 3D subaquosa em regime de fluxo inferior filling concave depression in basalt substrate. | |  <p>Facies Sep</p> <p>Sandstone bodies with tabular geometry and internally even parallel stratification. Intensely silicified. The geometry indicates unconfined and high energy flows (flash flood) forming sheet sandbodies on a volcanic substrate.</p> |
| Sandstone/silt stone Rhythmite (SSR) | Intercalation of very fine sandstone with laminated siltstone exhibiting moderate silicification. | Alternance of suspension and weak current in low energy environment. | Pond/shallow lakes (FA2). |  <p>Facies SSR and SI</p> <p>Rhythmite tabular beds filling 60 cm-depth of shallow depression extending by dozens of meters on a volcanic plain.</p> |
| Laminated siltstone (SI) | Clayey siltstone with even-parallel lamination | Predominance of suspension in a low energy environment. | | |
| Massive Sandstone | Fine- to medium-grained sandstone filling fractures on basalts. The sandstone-filled dike exhibits incipient flow foliation parallel the dike-wall. | Displacement of friable grains in vertical conduits on basalts induced by the fluidized flow. The fluidization was induced by hydrostatic pressure triggered by the thermal gradient released during the emplacement of the lava flow. Deep cracks filled by sandstone occur mainly on the top of amygdaloidal basalt. | |  <p>Sand-filled fissures and clastic dikes on basalts</p> <p>Sandstone-filled fractures on basalts with centimetric to metric length and centimetric width.</p> |

3.4.2.1 Ephemeral braided river deposits (FA1)

The FA1 is 2.5 m-thick and forms lenticular beds laterally continuous for dozens of meters. The lower contact of this association with the amygdaloidal basalt is erosive, developing an irregular surface and concave-up depressions up to 2 m-depth (Fig. 5). The upper contact of FA1 is conformable and the basalt generally covers the paleotopography of the deposit (Fig. 5). This association is represented by pebbly sandstone with low angle cross-bedding (PSl), even-parallel stratification (Sp) and trough cross-stratification (St). The medium- to coarse-grained sandstone is poorly sorted with angular to sub-rounded grains of basalt and chert (Fig. 5). Fine- to medium-grained rounded quartz grains are abundant in the sandstone framework. Centimetric levels with argillaceous rip-up clast occur sporadically in the sandstone layers. The cross strata are preferentially oriented to SE and exhibit particle size segregation forming normal gradation strata. The cross-stratified sandstone is interbedded with 60 cm to 2m-thick of tabular fine-grained micaceous sandstone beds with even-parallel stratified sandstone, laterally continuous for dozens of meters (Fig. 6).

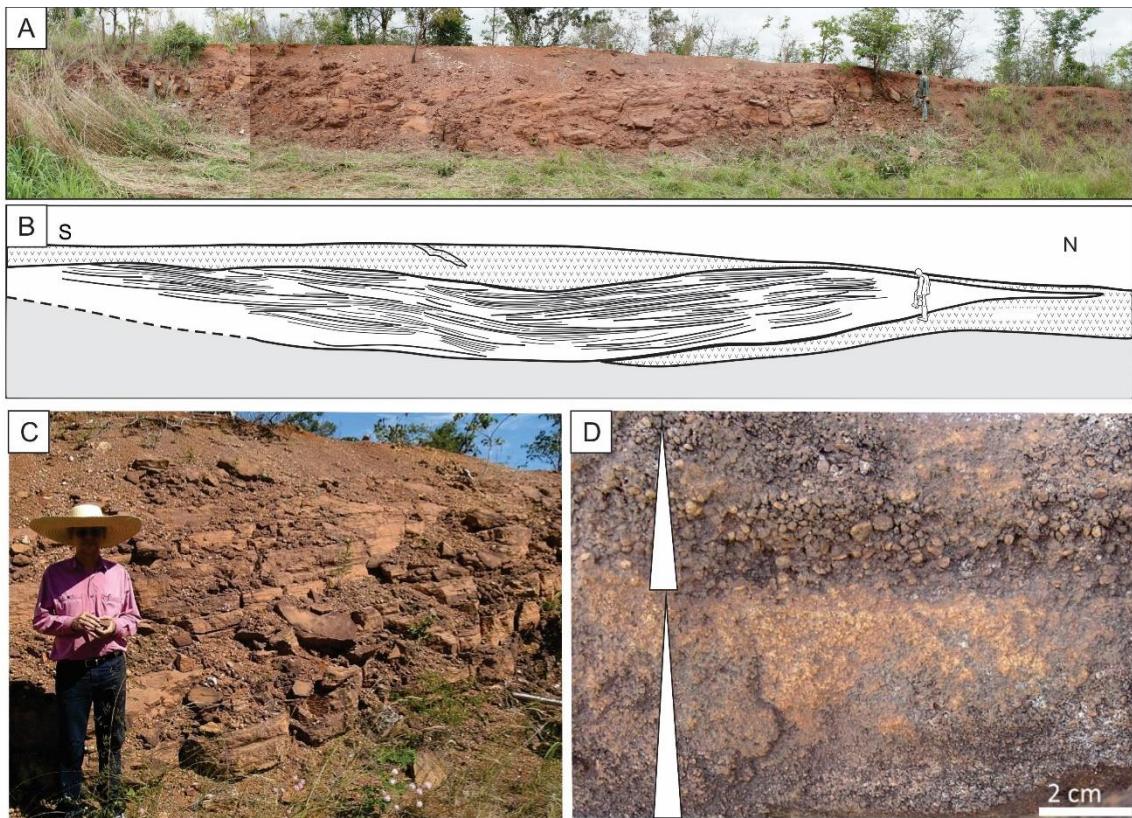


Figure 5. General aspects of the intertrap sandstone of the Upper Mosquito Formation representative of FA1. A) and B) Sandstone filling shallow channel geometry sandwiched between basalt. C) Detail of A (box) showing low angle stratification. D) Beds with normal grading composed basically by chert and volcanic clast.

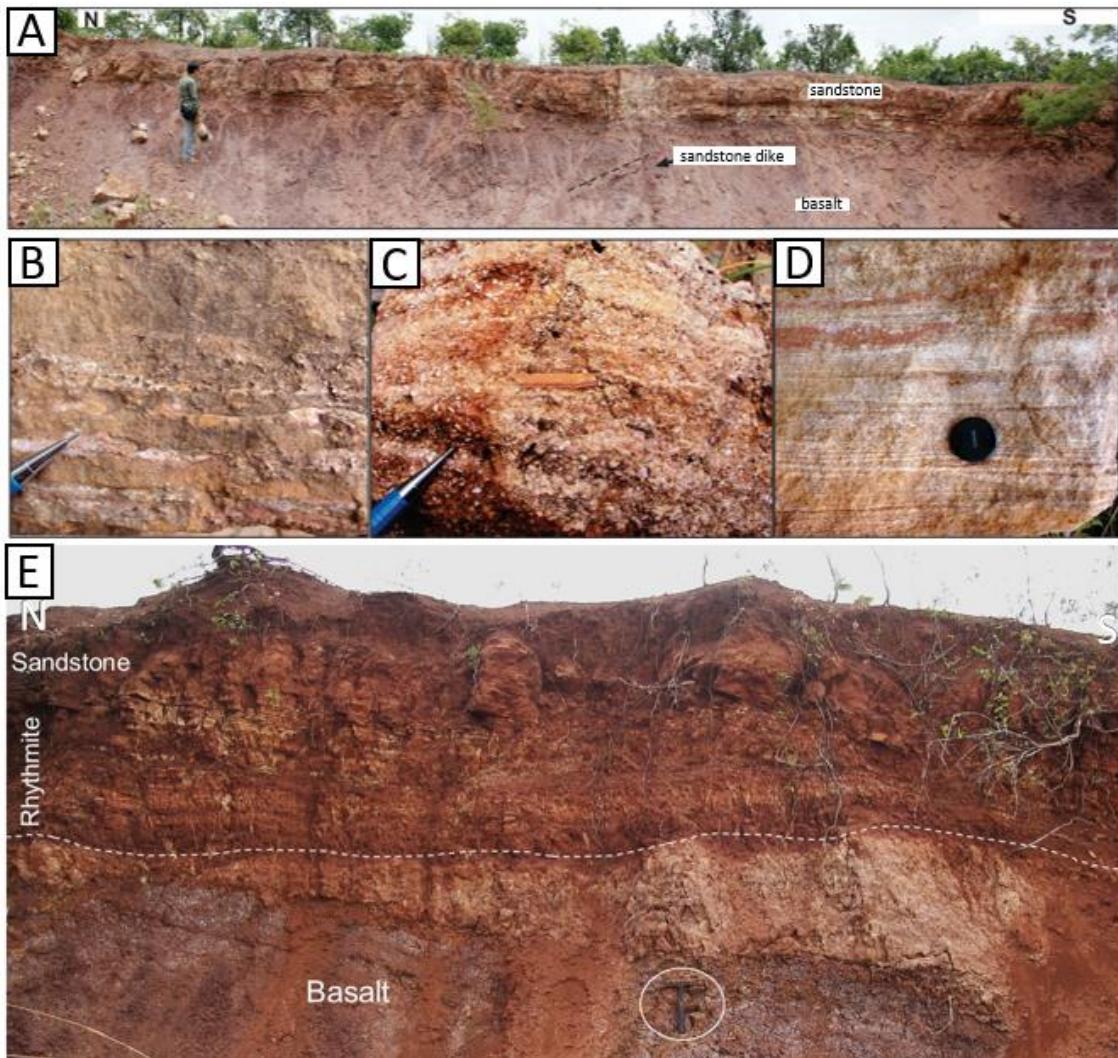


Figure 6. Faciological aspects of the intertrap deposits of the Upper Mosquito Formation representative of FA1 e FA2. A) Intertrap sandstone with tabular geometry. B) slightly undulated silicified sandstone laminae. C) rip-up mudstone clast in conglomerate composed by granules and coarse grains of chert and volcanic cemented by silica and iron oxides. D) Fine-to medium-grained sandstone exhibiting even-parallel lamination with low-angle truncation painting by iron oxides. E) Sandstone/siltstone rhythmites of FA2 overlying weathered basalt and interbedded with sandstone forming a coarsening upward cycle. Scales: pen in B and C= 2 cm; lens cover in D= 7 cm in diameter; hammer in E=30 cm.

Medium- to coarse-grained sandstone with low-angle cross-stratification (PSI facies) and trough cross-stratification (St facies) were deposited, respectively, by the migration of sandwaves and subaqueous dunes under unidirectional lower flow regime (Miall, 1996). Normal gradation in the foresets is related to particle size segregation by parasitic small bedforms on the stoss side of medium-scale bedforms. The intraformational erosion of volcanic substrate is evidenced by the presence of clasts and pebbles of volcanic and chert (devitrified volcanic glass) in the sandstone. Fine- to medium-grained rounded quartz and feldspar grains indicate a contribution of eolian sediments during deposition. The facies Sep was deposited

during the transition from upper to lower flow regime related to unidirectional currents consistent with the migration of sandy sheet bedforms. Massive sandstone was generated by rapid deposition related to hyper-concentrated flows (Miall, 1996; North and Davidson, 2012). However, the intense silicification of massive sandstone allows interpreting a possible obliteration of porosity by quartz cement during diagenesis. Incisive channel surfaces on the volcanic substrate are less frequent while the sheet geometry is predominant.

The erosion of volcanic substrate by fluvial flow is dependent on the substrate hardness (crystalline or weathered volcanic substrate). The rare or absent vegetation and the resistance of the substrate probably hindered the stabilization of the channels' margins favoring the braided pattern (Miall, 1981). In addition, the presence of adjacent eolian environments (cf. Ballén *et al.*, 2013) points to an arid climate during deposition, consistent with the geographic contextualization of the Western Gondwana during the Jurassic (Scotese and Sager, 1988, Scotese and Mckerrow, 1990). The limited thickness of the fluvial deposits in comparison with the lateral extension by dozens of meters suggests a complex network of braided shallow channels involving the migration of different bedforms and bars. The presence of rip-up clast levels indicates sporadic subaerial exposure during the deposition. The fluvial system flowed on an extensive volcanic plain and was probably ephemeral, implanted only during the intervals between the lava flows. The intense silicification of these deposits suggests high-temperature silica-rich hydrothermal fluids percolating the sediments buried by lava flows.

3.4.2.2 Pond/shallow lake deposits (FA2)

This association consists basically of tabular beds of sandstone/siltstone rhythmite and laminated mudstone in lateral contact or overlain by the facies Sep forming meter-scale coarsening upward cycles (Fig. 6). The rhythmite and mudstone reach up to 1m-thick and are laterally continuous for up to 2 m. Fine-grained sandstone with subangular and moderately-sorted grains exhibits subcritically climbing ripple-cross lamination forming beds with up to 10 cm-thick, which are interbedded with rhythmite facies. Medium- to coarse-grained sandstone with massive bedding forming layers with up to 50 cm-thick occurs locally, exhibiting intense silicification. Irregularities on volcanic substrate generated shallow depressions or ponds fed by pluvial activity or stagnant water table. Mudstone interbedded with massive to laminated fine-grained sandstone suggests a variation of suspension and siliciclastic inflow. The entire deposition was predominantly in low energy conditions occasionally interrupted by sands deposited through upper flow regime and filling the depression. The rip-up mud clasts occasionally found in the sandstone indicate frequent subaerial exposure and reworking.

3.4.2.3 Sand-filled fissures and clastic dikes

Sandstone-filled fractures occur mainly on the top of basalt flows while sedimentary dikes cut the massive and amygdaloidal basalt (Fig. 3 and 6). The width of dikes is of few millimeters up to 60 cm and generally, show a vertical to sub-vertical curvilinear array predominantly oriented to NW-SE and E-W (Fig. 3). The dikes occur near intertrap sandstone beds reaching up to 7m-width and are filled by whitish to pinkish, fine- to medium-grained sandstone cemented mainly by silica and, subordinately, by iron oxide and rarely calcite and poikilotopic zeolite (Fig. 3). The dikes are filled by medium- to fine-grained sandstone, generally massive, fractured and intensely silicified. Sub-horizontal centimeter-scale veins filled by kaolinite cut the sandstone and incipient lineations marked by alignment of grains parallel to the dike wall.

Sand-filled cracks and fissures on basalts can be originated by 1) simple contractional cooling joints, (2) fissures opened during lava expansion in lava flows or emplacements, and (3) tension fractures related to contemporaneous extensional tectonism. Fissures related to the tectonism will be thicker and possibly will penetrate down to hundreds of meters. In the case of the last Mosquito lava flow, the small fissures can be related mainly to the magma cooling. Another process that originated some cracks or fissures in basalt beds may be the differential movement of consolidated lava on a dynamically compacting, unconsolidated, intertrap substrate (Chan et al., 2007; Johari and Taib, 2007; Hurst *et al.*, 2011; Duarte and Hartmann, 2014). In this context, cooling processes and the magma/sediment interaction was responsible for the formation of sandstone dikes in the volcanic rocks of the Mosquito Formation. These features were previously interpreted as a product of earthquakes (Ballén *et al.*, 2013), nevertheless, we consider the generation of clastic dikes or injectites in basic rocks of the Mosquito Formation as mechanisms involving the overpressure of water caused by emplacement of the basaltic lava flow. The expressive temperature increase at this contact allowed the elevation of the isotherms that influenced the thermal gradient of the water table. This thermal event induced the vertical migration of the interstitial water, loading friable sediments preferentially toward zones of relief fractures, concomitantly with the cooling and fracturing of the volcanic rocks (Kokelaar, 1982). These processes were related to water saturation, decompression, and high-temperature of the percolating water hosted by intertrap sediments, which enhanced fluidization processes.

3.4.3 Petrography and diagenesis

3.4.3.1 Detrital composition, texture and sandstone classification

Thin section analysis revealed that the intertrap sandstones are composed of different varieties of quartz (8.57%), feldspars (0.57%) and predominantly volcanic rock fragments (90.86%) and can be classified as lithic arenites and locally, quartz arenites (mainly in the clastic dikes), according to the classification of Folk (1980) (Fig. 7A and 7B). The XRF analysis of sandstone (whole-rock) provided as major elements SiO₂ (85.5%), Al₂O₃ (7.05%), Fe₂O₃ (2.26%), TiO₂ (0.38%), MnO (0.11%), MgO (0.63%), CaO (<0.1%), Na₂O (<0.1%), K₂O (1.09%) and with PF (2.81%).

The sandstones are composed of fine (0,15 mm) to medium (0,42 mm) grain and dominantly coarse grain (>0,6 mm) and granules (2,88 mm) (Fig. 7A and 7B). The grains are predominantly poorly- to moderately-sorted, subangular to subrounded quartz and volcanic grains with frequent well-preserved feldspar grains and bipiramidal quartz, sometimes organized in normal gradding laminae (Fig. 5, 7C, 7D and 7E). Feldspar grains occurring mainly as tiny tabular plagioclase laths and micaceous grains, mainly muscovite, are abundant (Fig. 7A and 7B). The sandstone is texturally sub-mature owing to the abundance of angular to subrounded grains and the non-uniformity of grain size is observed on the framework mainly when comparing volcanic lithoclasts with the other framework components (Fig. 7). The contacts between the grains are essentially straight, punctual and rare concave-convex boundaries occur mainly with ductile grains that sometimes form pseudomatrix (<1%) deformed between hard grains (Fig. 7 and 8).

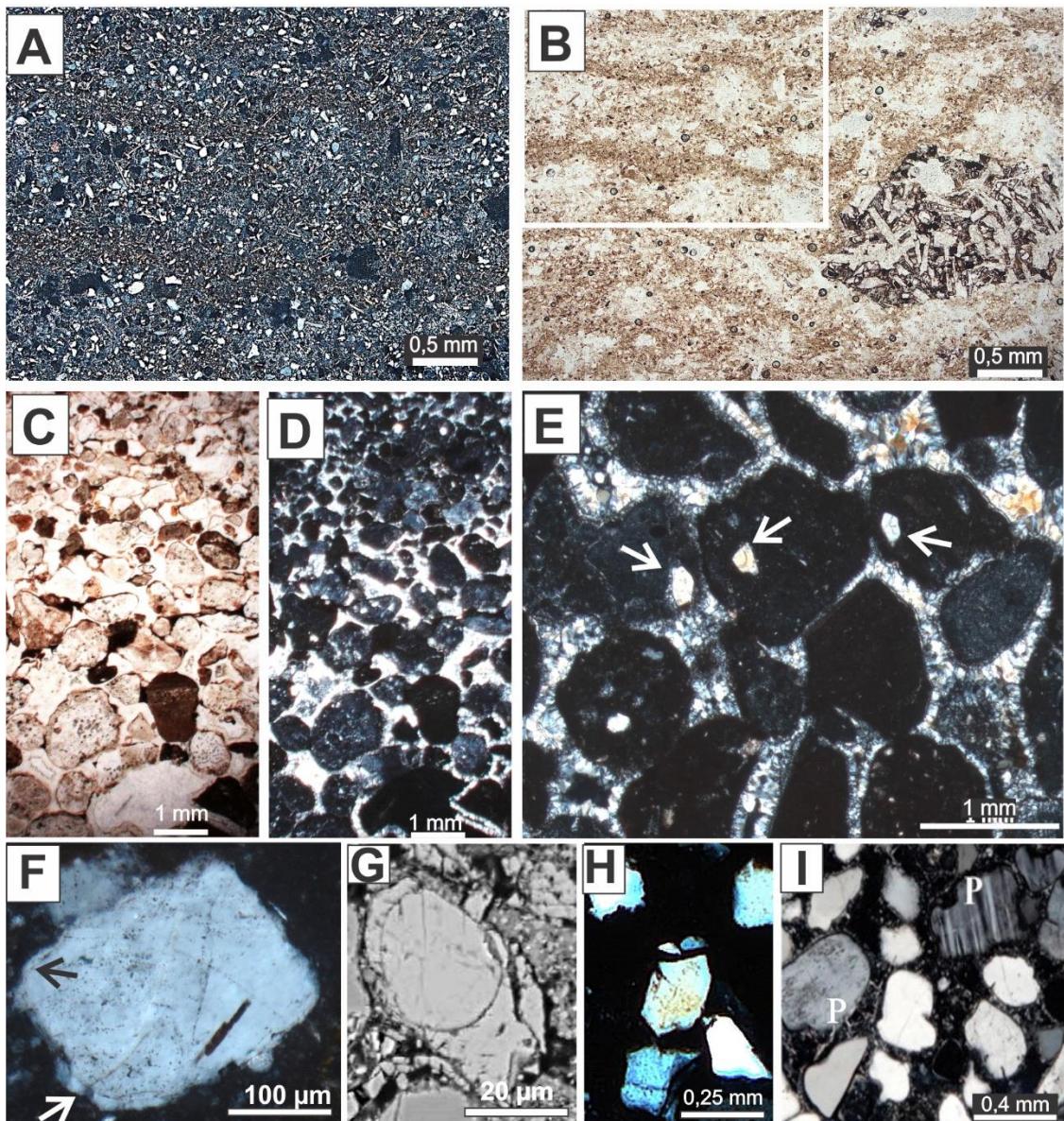


Figure 7. Textural and compositional aspects of intertrap sandstone. A) is detail of B) (square) and shows the fine-grained sandstone composed by quartz, feldspar (tiny laths), abundant mica (muscovite) and volcanic lithoclast exhibiting subophitic texture (laths of plagioclase typically impinge on one another to form sharp angles). C) and D) Volcanic clasts with punctual and straight contacts cemented by chalcedony and exhibiting normal grading in an open framework. E) Detail of volcanic lithoclasts cemented by chalcedony exhibiting dark microlithic matrix partially composed by glass with tiny feldspar laths (white microlites) and rare crystals of bipyramidal quartz (white arrows). F) Subrounded quartz with mica microlite, vacuoles and syntaxial overgrowth (white arrow). G) SEM image of rounded and spheric quartz grain with syntaxial overgrowth and like in G) the syntaxial cement is rounded and separated from the grain by a dusty line (black arrow). H) Monocrystalline volcanic quartz with straight extinction and remnant pyramidal crystal faces in clay ferruginous matrix. I) Rounded plagioclase (P) clasts and monocrystalline quartz with irregularly embayed edges. A, D, E, F, H and I are in cross-polarized light. B and C are in plane-polarized light.

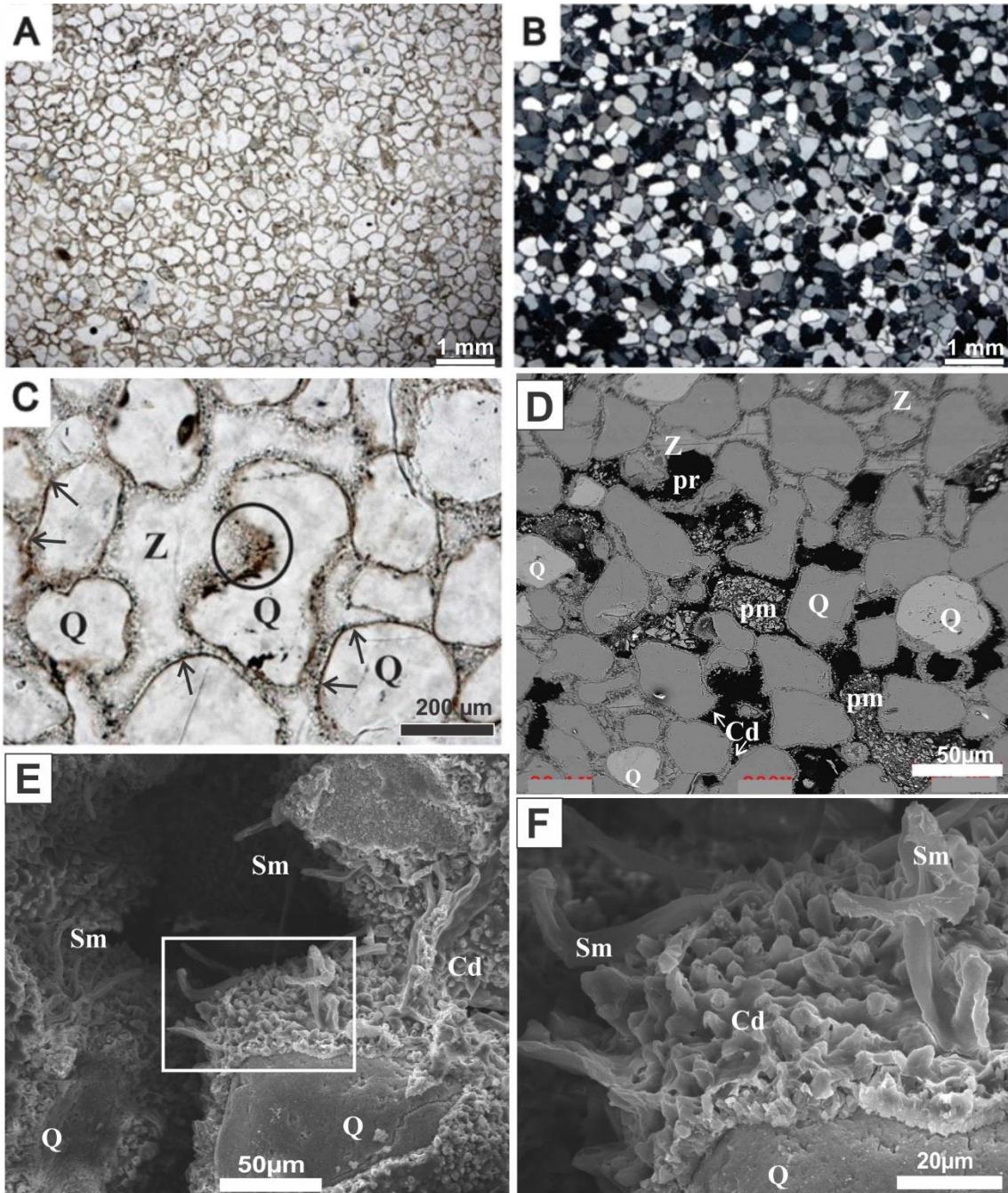


Figure 8. Textural and compositional aspects of the intertrap clastic dike. A) and B) Well-sorted and rounded fine-grains of quartz and feldspar of the sandstone-filling dike. C) Monocrystalline quartz (Q) with embayed feature (black circle) and muddy coatings (black arrows) cemented by chalcedony and poikilotopic zeolite (Z). D) SEM image showing ductile siltstone clast forming a pseudo matrix (pm) filling porosity (pr) and quartz cemented by chalcedony (Cd) and poikilotopic zeolite (Z). E) SEM image showing chalcedony cement under grain covered by smectite coating. F) Detail of E) of smectite. F). A and C are in plane-polarized light and B is in cross-polarized light.

The varieties of feldspar include mainly microcline (0.7%) and plagioclase (2%). The plagioclase locally presents deformed twinning, corroded borders and alteration to kaolinite. Rounded, well-sorted and fine to medium-grained sand grains frequently occur mainly in the clastic dikes (Fig. 8). Monocrystalline quartz with undulose extinction (6.28%) predominates

over those of parallel extinction (2.29%), these are generally clear grains or exhibit inclusions of opaque minerals (Fe–Ti oxides) and vacuoles and frequently show typical geometries such as embayments limits (Fig. 7 and 8). Rock fragments are abundant, generally with coarse-sand and granule sizes, predominating volcanic origin (80.0%), mudstone (3.43%), siltstone (4.57%) and sandstone (2.86%). Rare volcanic fragments show original texture predominating a fine texture of volcanic glass remnant (devitrified clasts) with few (<5 vol %) crystalline quartz and feldspar (Fig. 7). Some fragments show flow lamination parallel to the edges, and the majority are partially recrystallized forming radial chalcedony spherules, sometimes in concentric cracks like a perlitic (?) texture (Fig. 8 and 9). Other constituents with less than 1 % are biotite, muscovite and heavy minerals, represented mainly by subrounded zircon grains.

The porosity is local and represents 5 to 6% average and maximum 8% of the whole-rock volume. The primary pores (5%) exhibit irregular geometry with concave and straight limits (Figure 8). The poorer porosity horizons occur due to the presence of low amounts of matrix contrasting with abundant cement of fibrous or radial chalcedony (23.6%) and, subordinately, poikilotopic zeolite (1%) and hematite (11%) cements composing the framework, which is sustained by cement or grains and cement (Kahn index of 29 to 36) (Fig. 7 and 8). The clay of grain coatings (1.6%) was indentified as smectite and, similarly with the filled-pore clay matrix, is also impregnated by iron oxides (Fig. 7, 8 and 9).

Chalcedony is the most common cement in the intertrap sandstone, occurring as fibrous or radial-shaped crystals, usually less than 6 to 10 microns in diameter, exhibiting an equigranular texture and mostly precipitated on the edge of the grains and pores forming cement-cement contacts, mainly with iron oxide cement (Fig. 7, 8 and 9). Megaquartz occurs in the size range of 30 to 80 microns or larger, forming a mosaic of subeuhedral crystals, usually exhibiting progressive increase in crystal size from the edges to the center of the pores (Fig. 7, 8 and 9). These mosaic filled empty porous and fractures present in the rock fragments (Fig. 7, 8 and 9). Fragments with texture similar to chert is macroscopically observed, however when observed under microscope consist in microcrystalline quartz exhibiting equigranular texture bordered by overlays of chalcedony forming spherulites with crystals of up to 50 microns (Fig. 9).

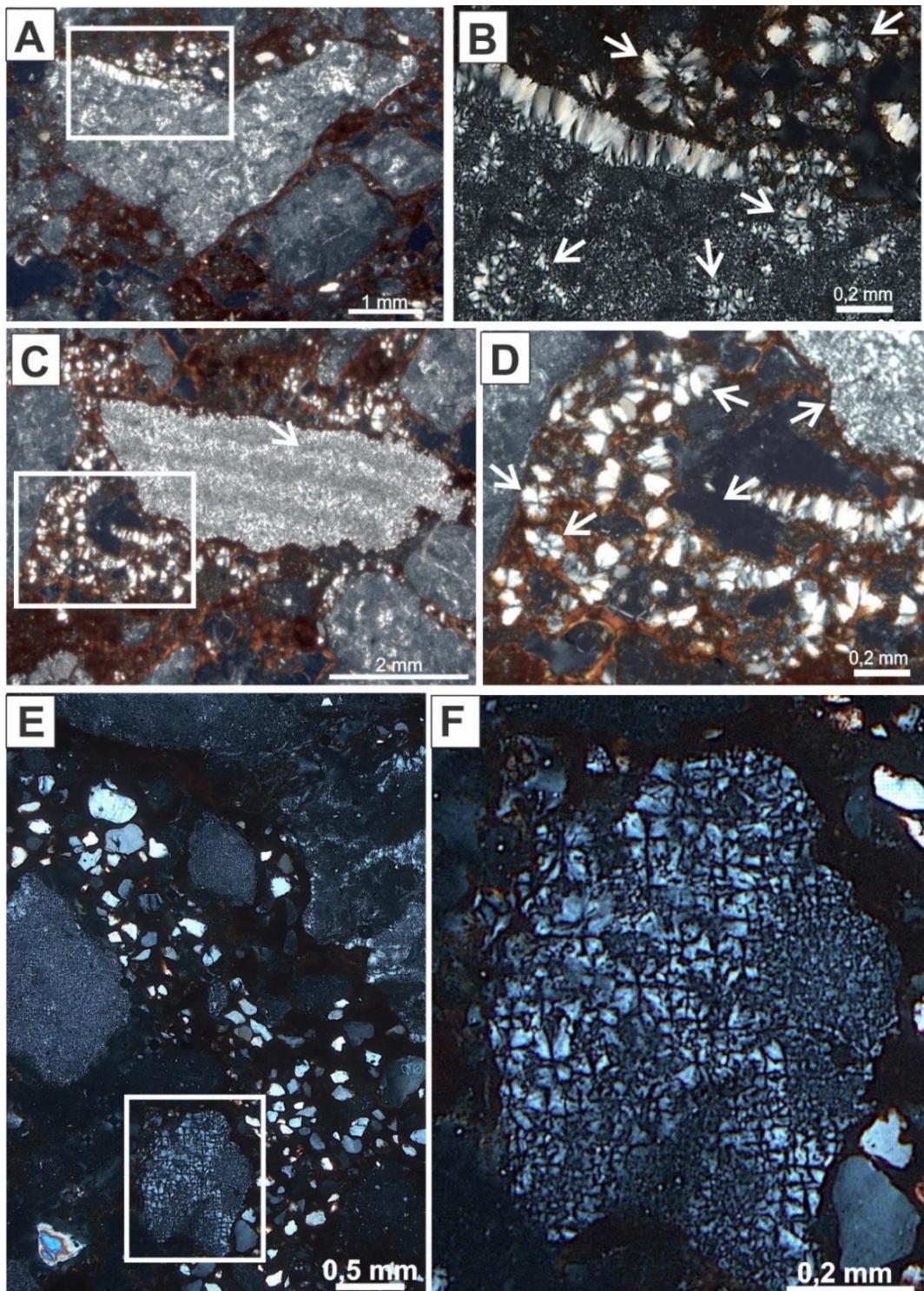


Figure 9. Textural aspects of volcanic clasts. A) Volcanic clast recrystallized by microquartz similar to a chert grain. B) Detail of A with feather-like and spherulitic chalcedony, showing radial and cross patterns. C) Incipient flow features in volcanic clast undisturbed by quartz-spherules. D) Detail of C showing the matrix composed by small spherules of quartz or chalcedony (arrows) cemented by hematite. E) Poorly sorted grains of mainly monocrystalline euhedral and rounded quartz in clay matrix with iron oxide between coarse-grains of recrystallized volcanic clasts. F) Detail of lithoclast (white square in E) exhibiting spherules of silica with typical cross extinction. A-F are in cross-polarized light.

3.4.3.2. Diagenetic Evolution

The diagenesis of intertrap sandstone includes different aspects if compared with a sandstone reservoir characteristics with shallow burial and thermal history largely determined by the basaltic lava emplacement. The sedimentary processes were responsible for the erosion of volcanic substrate and accumulation of sand and gravel with the predominance of volcanic fragments. The eodiagenesis was the most important diagenetic phase in the intertrap sandstone characterized by superficial mechanic infiltration of clays succeeded by the reduction of primary porosity driven by processes related to the basaltic fissure eruption (Fig. 10). This diagenetic phase involved a locally clastic injection, cementation phases of silica and poikilotopic zeolite with reduction of the primary porosity, devitrification of unstable volcanic fragments, authigenesis of aragonite, calcite and Fe-Ti oxide minerals (Fig. 10).

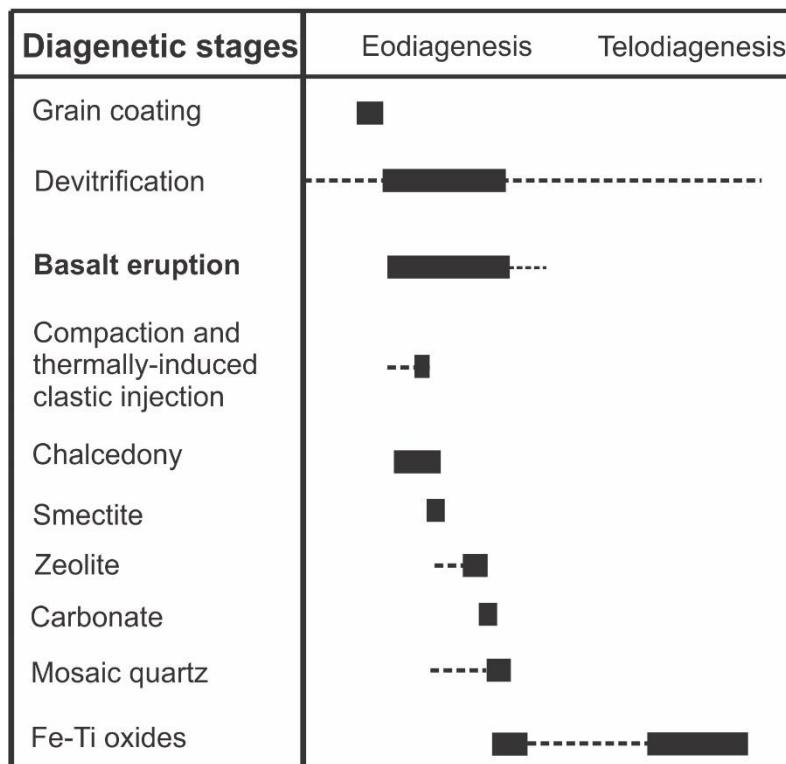


Figure 10. Diagenetic mineral sequences of intertrap sandstone of the upper Mosquito Formation, Jurassic of the Parnaíba Basin.

3.4.3.3. Clay mineral infiltration

Eodiagenetic clay minerals were detected with different morphologies by SEM observations and its composition was confirmed by SEM, XRD and XRF analyses. Smectite is the most common clay mineral in the intertrap sandstone and probably constitutes the majority of coatings at the rock framework (Fig. 8E and 8F). In contrast, kaolinite constitutes a minor

amount of the total clays found as full alteration of feldspar by hydrolysis. Mechanically infiltrated clays constitute grain coatings impregnated mainly by hematite and represent the earliest diagenetic process preceding most other mineral authigenesis (Fig. 8). The accumulation of sands and gravels of intertrap succession was generated by erosion of volcanic substrate and consist mainly of volcanic clasts and eolian quartz related to the adjacent wind reworked deposits. The fluvial dynamics resulted in abandoned areas between active distributaries and the clays were introduced on these exposed sediments by flash floods linked to the increased rainfall and/or related to the sporadic fluvial flooding (FA1). The siliciclastic depositional phases occurred during intervals between the lava flows events. The lowered water table allowed muddy waters of episodic runoff to infiltrate through the coarse alluvium favored by large pore throats. The solution infiltrate through the macrovoids and when these suspensions reached the dry portion of the sediment is suctioned by the microvoids of the surrounding areas and fine clay films were deposited on the grain's walls forming clay coatings (Moraes and De Ros 1990). The main clay concentrations occurred in the upper phreatic zone and near sources of important seepage under arid/semi-arid conditions also confirmed by the presence of smectite (Chamley, 1989). Smectite with some kaolinite are generally associated with soils formed on basalt under a significantly dry climate (Singer, 1980). Complete smectite coatings were accumulated on water-saturated pores under phreatic conditions. The basaltic substrate was an expressive impermeable barrier during periods of intermittent surface runoff allowing the developing of water tables.

The anisopachous coatings with thickness variation along of the grain surface indicate their detrital (non-neoformed) clay-origin. In addition, impurities such as oxides mixed with the clay platelets allow easily the recognizing of the coating geometry covering the grains and confirm its detrital origin. The progressive regeneration of the infiltrated smectites increases gradually the crystal size and concomitantly increase the birefringence of the aggregates, conferring a dense and smooth appearance of the tangential coating (Wilson and Pittman 1977), observed mainly in SEM image (Fig. 8F).

3.4.3.4 Compaction and thermally-induced clastic injection

The intense mechanical and chemical compaction during the progressive burial of sandstone is indicated by the loss of primary porosity from an initial value of about 45% (Atkins and McBride, 1992). However, in the case of intertrap sandstone, the compaction process features indicative of mechanical compaction such as deformed and fractured feldspar and

quartz grains, concave-convex and sutured grain contacts were not observed. Pseudomatrix occurs only as fluidized material or as ductile grains deformed between hard quartz clasts (Fig. 8). Differently, of a tight grain-supported fabric caused by compaction, the sandstone has a preserved open framework with predominant punctual contacts between silica-cemented grains (Fig. 7 and 9). Features observed in the intertrap sandstone, such as injection of sandy clay matrix along of fractures, rotation of fractured grains forming brecciated material and flow foliation in clays preceded the early silica cementation discarding the mesodiagenetic overburden pressure by mechanical compaction (Fig. 11).

The emplacement of large volumes of predominantly mafic intrusions during the development of large igneous provinces (LIPs) (e.g., Jerram and Bryan, 2015), provides many implications for understanding the thermal and burial effects on hosted rocks. The host rocks in the Parnaiba Basin, the intertrap sandstone, were originally non-cemented sediments basically composed of medium- to coarse-grained volcanic clasts and quartz that were strongly influenced by the overloading, heating and overpressure (pressure of interstitial fluid) of the basaltic extrusions that caused welding, pore collapse, and attendant decrease in rock volume. During the emplacement and cooling of Mosquito basalts, fluidization of wet sediment by water vapor occurred by heating, or by pressure relief (decompression) during the opening of fractures or a combination of both. The fluidization caused sediment reconstitution and local transport, such that the continuity of this process resulted in substantial sediment displacement inside and outside of the sedimentary bodies.

Theoretical considerations show that heat-induced fluidization is not likely to occur at depths where pressure is much greater than 312 bars (Kokelaar 1982). Nevertheless, thermally-induced fluidization explains the filling of fractures by viscous fluids of sandy-clayey composition injected during the increase of interstitial water temperature. The fluidization of the sediments and the increase of the hydrostatic pressure by the heating of interstitial waters inside the friable sandy package, provided the hydraulic pumping under relatively high pressure and high temperature, with vertical migration of the fluid to zones of pressure relief, generating clastic dikes or injectites that filled fractures (Fig. 3 and 7). Incipient foliations parallel to the dikes' wall are considered as flow structures formed by shearing during the injection of the fluid also observed in the micrometric scale (Fig. 11). The thickness of the dikes depends mainly on the quantity of sand remobilized from intertrap layers. Thicker intertrap layers provide expressive sand supply for injections.

The interplay between the heating of large volumes of interstitial water concomitantly with the generation of cooling fractures on basalts, which worked as conduits, allowed the

fractures filling by partially unconsolidated sediment. Fluidization is commonly associated with the formation of peperites, a breccia-like rock formed by the mixture of lava with marine sediment or shallow intrusions of magma into wet sediment (e.g. Bates and Jackson, 1987; White *et al.*, 2000). Peperite' like textures are found where hot lava has dynamically interacted with unconsolidated sands (Jerram and Stollhofen, 2002). The recognition of these breccias depends on the observation of upper and basal contacts of igneous bodies, which was not the proposal of this work that concentrates on the petrographic investigations in the internal portions of intertrap sandstone.

3.4.3.5. Devitrification process

Volcanogenic contributions to intertrap sandstone were significant not only volumetrically but also indicate the uplift and erosion of volcanic substrate. Continental lava flows in the Parnaíba Basin were subject to fracturing when erupted in the subaerial environment and afterward were eroded and reworked by fluvial channels, generating a series of immature, angular grains and intraclasts. The amount of altered volcanic grains is many times underestimated because of the challenges to distinguish the other sedimentary components such as claystone and siltstone. The presence of bipyramidal quartz and microlithic feldspar laths in an aphanitic matrix is strong evidence to characterize the volcanic fragments (Fig. 7E and 7H). Fresh volcanic sediments are particularly unstable and susceptible to diagenetic modifications and the fractures caused the increase of specific surface of these fragments and contributed to its massive alteration and partial dissolution. The physical breakdown of volcanic glass, microlithic matrix, feldspar, and quartz, causing the obliteration of the original euhedral forms. It is very difficult to estimate the time interval between the lava flows directly on the outcrop or in the succession on drill core, but possibly the cooling fractures were optimal conduits for surface acid waters and hydrothermal solutions. The presence of kaolinite suggests a moderate degree of weathering alteration of these volcanic rocks that promoted the release of ions for the precipitation of clay minerals as smectite.

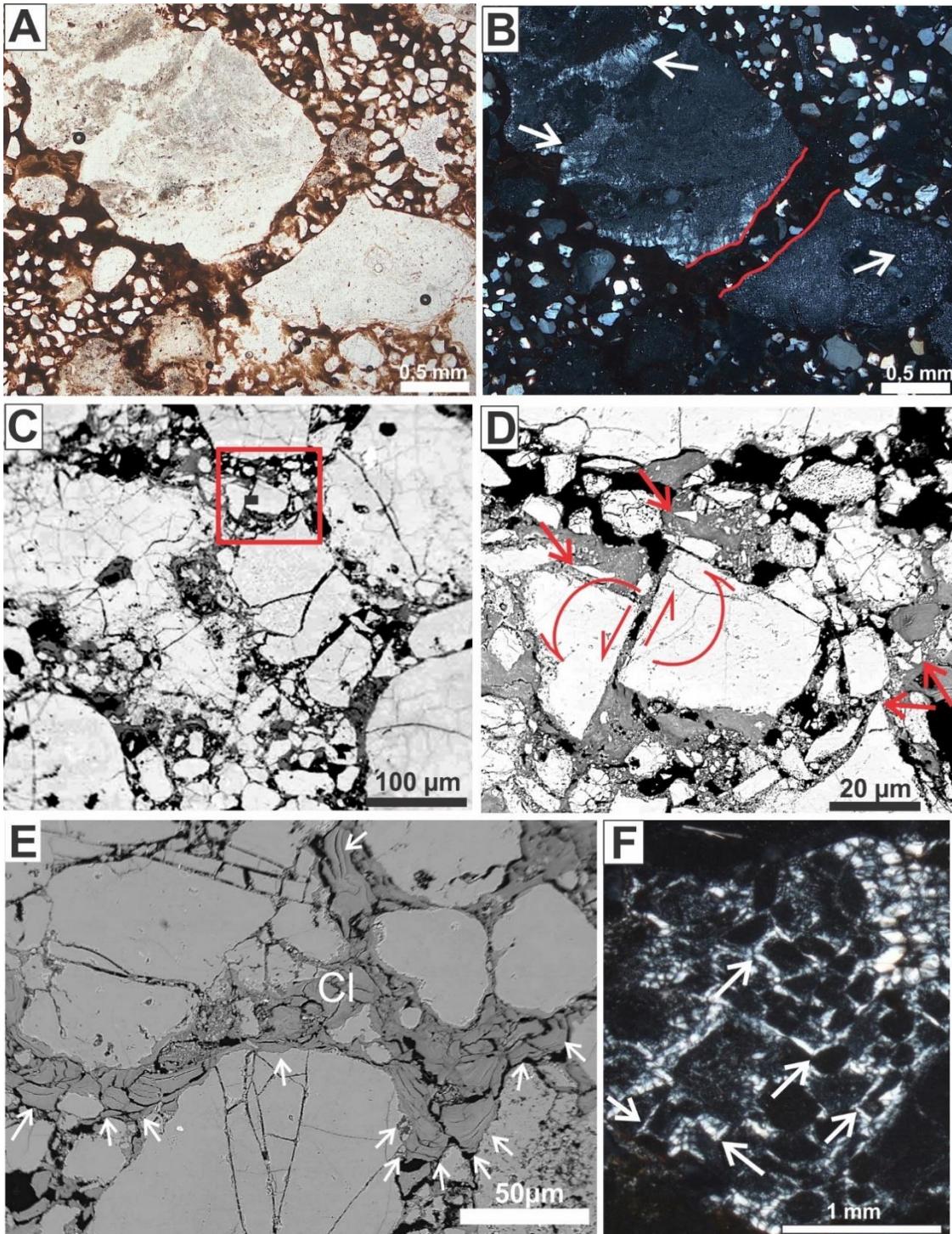


Figure 11. Injection and brittle features in the intertrap sandstone. A) and B) show hydraulic fracture (red lines) cutting devitrified volcanic clast (spherules and fibers of silica indicated by arrows), filled by an iron-rich clay matrix with quartz grains. C) SEM image showing fractured grains in a massive clay matrix. D) detail of C) (box) showing fractured, rotated and very angular (arrows) grains disseminated in an iron-rich clay matrix. E) SEM image of clay (Cl) exhibiting dense and smooth morphology with flow lamination following the pore geometry. F) orthogonal fractures (right angle indicated by arrows) in devitrified volcanic clast cicatrized by chalcedony. A is in plane-polarized light and B to F are in cross-polarized light.

Volcanic glass is unstable and tends to change spontaneously (devitrify) from the glassy to the crystalline state in relatively short periods by geologic standards (Gibson and Towe, 1971; Mattson and Pessagno, 1971, Vallier and Kidd, 1977). The microlithic and glass matrix of volcanic grains are easily affected by diagenetic or hydrothermal processes and takes on a stony chert-like appearance related to the complete replace by crystalline aggregates or spherules of silica (Fig. 9). Quartz-spherules are the main texture of the volcanic clasts, forming radial fans of sweeping extinction in cross-nichols (Fig. 9). The spherules were largely composed of glass and display devitrification ("de-glassing" processes) textures similar to found in rhyolitic glasses (Lofgren 1971; Vallier and Kidd, 1977; Streickesen 2018b). In many fragments, flow line pass undisturbed through spherulites, indicating that the spherulites grew after the development of the inherited flow structures, probably in solid glass (Fig. 9C). Glass alteration, metasomatism, and cementation all must have occurred at low temperatures at or near the sediment-water interface and it is possible to suppose that some fragments were altered also by the hydrothermal pumping during lava flow extrusion. The most common alteration feature (hydrothermal or weathering) in any natural glass is late-stage devitrification, whereby the unstable amorphous state of an acidic glass crystallizes to a microcrystalline uniform aggregate (spherules) of quartz and feldspar (Knauth and Lowe, 2003; Streckeisen 2018a). Devitrification commonly begins in the glass with spherulitic growth along the perlitic cracks or around large crystals and may spread outward until eventually the entire mass has been converted to fine crystals of quartz, tridymite, and alkali feldspar (Lofgren 1971; Streckeisen, 2018b). While the early devitrification state may produce spherulites in the supercooled glass, temperature constraints on seawater indicate devitrification occurring at 55–85° C (Knauth and Lowe, 2003). Although, the seawater cannot be compared with the interstitial saline water present in the intertrap sandstone during the lava flow emplacement is possible to consider similar conditions that stimulate the devitrification of volcanic clast.

The devitrification can have generated the smectite, particularly due to the alteration of magnesium-rich volcanic glass that is sometimes associated with palagonite and abundant silica (Peterson and Griffin, 1964; Gibson and Towe, 1971, Mattson and Pessagno, 1971, Bradshaw 1975). However, palagonite was not observed in the intertrap sandstone indicating the lack or low content of Al and that the spherules were originally composed of glass with higher SiO₂ content. Glasses from the upper Eocene contain spherules that had greater than 65 Wt% SiO₂ show no evidence of palagonitization, but they did hydrate (Glass *et al.*, 1997). During devitrification, the glass slowly crystallizes to minerals like cristobalite and feldspars and can provoke silica release to the intertrap sandstone framework. The occurrence of feldspars

replaced by kaolinite discard the possibility of climatic-induced smectite authigenesis, favoring a devitrification origin.

Natural volcanic glasses derive from silicate melts and may vary in composition over the range of common igneous rocks and its ranges in silica content between 40 to 55 Wt% (Streckeisen, 2018a). Although largely glass is found mainly in rhyolite, interstitial glass is common in basalt flow with tachylitic composition (Streckeisen, 2018a). Geologically ancient glasses are therefore very rare, and most glassy rocks are of Paleogene age or younger (less than 65.5 million years old), i.e., essentially all glass older than Mesozoic has been devitrified (Streckeisen, 2018a). This is a good reason to believe that glassy fragments were abundant in the intertrap sandstone of Upper Mosquito Formation, but nearly all of these have since devitrified.

3.4.3.6 Early quartz cementation

Quartz is a volumetrically significant cement in the intertrap sandstone filling the primary porosity and preserving the initial open framework of the sediment. Silica cement as quartz overgrowths on detrital quartz grains was not observed. Many monocrystalline quartz grains have rounded overgrowths indicating that these are reworked and recycled components. The quartz overgrowth is a good indication of diagenesis, but their absence in the intertrap sandstone is strongly related to the continuous developing of clay coatings on detrital grains and pores that retard or prevent cementation by quartz preserving the primary porosity in deeply buried sandstone (Ajdukiewicz and Larese, 2012). This process allowed keeping the open framework and high permeability of the sediment that served as the main fluid conduits tending to host the greatest amounts of quartz cement. However, clay coats may retard quartz nucleation only at moderate temperatures, but at high temperatures, many coats permit quartz nucleation to preserve porosity by limiting cement growth (Ajdukiewicz and Larese, 2012). This interpretation indicates that the intertrap sandstone has never been deeply buried if compared with the amounts of reported porosity in many of the shallow-buried sandstones in other geological settings (e.g. Salem *et al.*, 1998, 2000). As the silica cementation was precipitated during the eodiagenesis, the deep burial mesodiagenetic sources can be discarded such as dissolution of feldspar (Hawkins, 1978), pressure solution (Houseknecht, 1988; Dutton and Diggs, 1990; Bjørlykke and Egeberg, 1993; Dutton, 1993; Walderhaug, 1994), replacement of quartz and feldspar by calcite (Burley and Kantorowicz, 1986) and transformation of clay

(Hower *et al.*, 1976). Eodiagenetic cementation is also indicated by open framework sandstone and predominantly floating grains and, subordinately, straight and punctual contacts.

Chalcedony forms from watery silica gels at relatively low temperatures and its massive precipitation began in near-surface vadose and phreatic zones. In the intertrap sandstone fibrous quartz (chalcedony) started to precipitate in open pores occurred immediately after and, sometimes, during the clay infiltration process causing expressive reduction of porosity and permeability (Fig. 12). The remnant porosity after chalcedony cement was partially or completely obliterated by megaquartz crystals or, afterward by Fe oxide cement (Fig. 12). Larger chalcedony crystals that display a prominent radial crystal habit indicative of crystallization and subsequent growth suggest dominantly hydrothermal conditions. We suggest that the silica was imported from progressive input of hydrothermal fluids provided by heat from the adjacent basalt extrusions similar to the other examples worldwide (Herbert and Young, 1956, Matyskiela, 1997).

Hydrothermal precipitation of silica and other minerals in the Barberton Greenstone Belt, Africa, occurred primarily through low temperature interaction of sediments and volcanic rocks with seawater at temperatures below 60 °C (e.g. Ronde *et al.*, 1997; Hofmann, 2005; Hofmann *et al.*, 2006; Knauth and Lowe, 1978, Lowe and Byerly, 1986a). As cited previously, devitrification of volcanic glass fragments was an important source of silica slowly crystallizing low-temperature quartz on the intertrap sandstone framework. When the temperatures in quartz systems exceed 300°C, changes in quartz rheology arising from water become chemically, rather than mechanically, driven (Dove and Rimstidt 1994, O’Kane 2005). The heating produced by lava flow and crystallization of basalt increased the temperature and pressure over the pre-deposited intertrap sands accelerating the reaction kinetics and increasing solubilities of quartz and amorphous silica, providing a greater amount of soluble silica available for quartz cementation (Dove and Rimstidt 1994). Therefore, the basalts were the source of siliceous solutions and concomitantly trapped them in the intertrap sandstone.

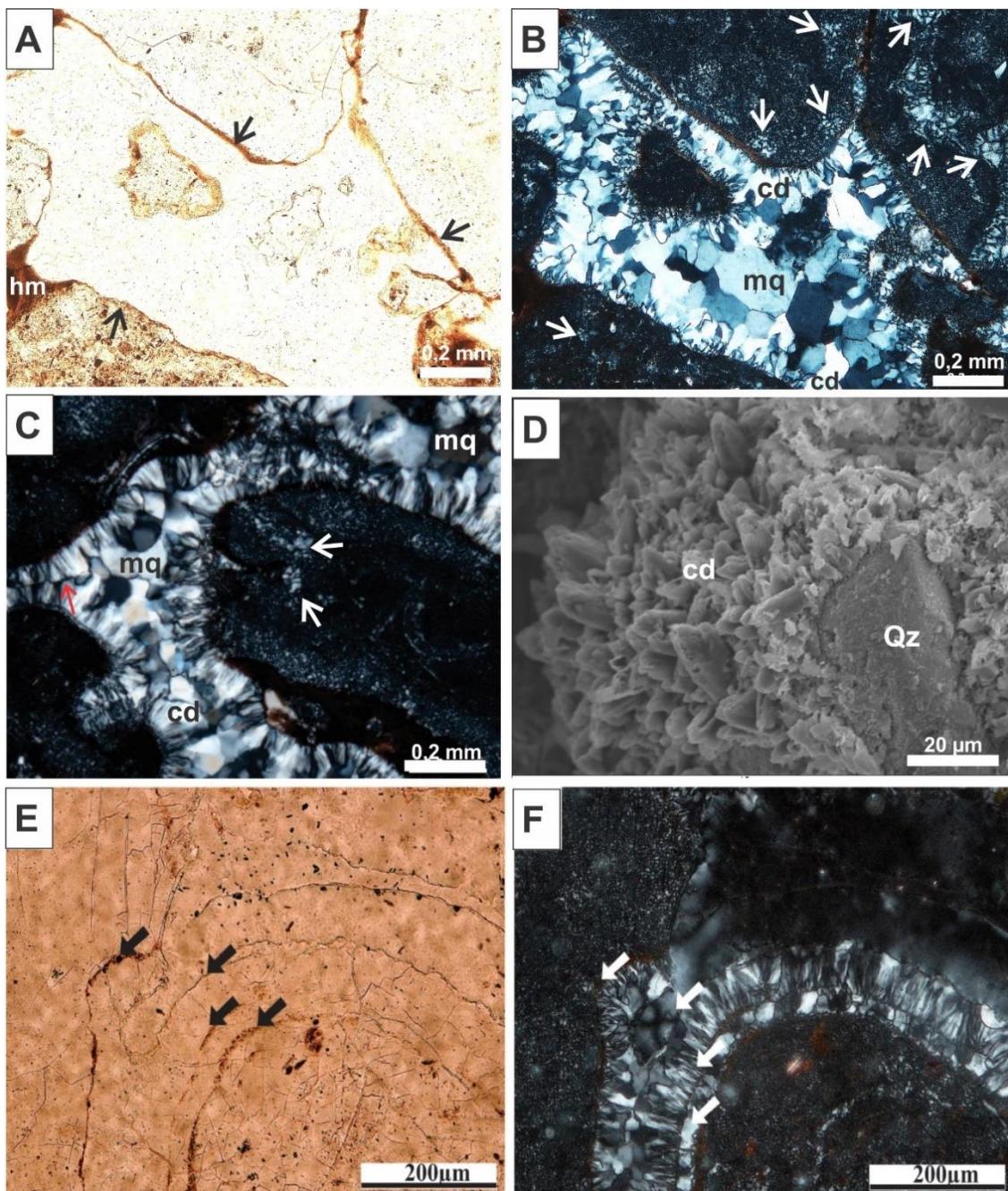


Figure 1. Textural and compositional aspects of intertrap sandstone. A), B) and C) Devitrified volcanic clasts showing quartz spherules (arrows) with coatings and cemented by chalcedony (cd) and megaquartz (mq). D) SEM image of chalcedony in quartz grain. E) and F) Iron-impregnated clay coatings (arrows) separating different fibers concentric belts of chalcedony over devitrified volcanic clast. A and E are in plane-polarized light and B, C and F are in cross-polarized light.

The frequent dissolution and devitrification of volcanic lithic fragments can also have contributed to the release of silica, generating supersaturated interstitial solutions and consequently low mobility, which promoted immediate precipitation of chalcedony and, afterward, the megaquartz. The cementation of megaquartz is related to the decrease of silica saturation and the maximum temperature of fluid reaching $\geq 87^{\circ}\text{C}$ (cf. King and Goldstein, 2016). Subeuhedral to anhedral morphology of the megaquartz indicates transition between

slow to fast crystallization in the remnant porosity. Similar precipitation conditions were found in the Carboniferous rocks of the northwestern Parnaiba Basin, where the presence of opals overlapping chalcedony crystals indicated a low crystallization temperature and aqueous setting related to hot springs linked to the basalt emplacement. (Gomes and Costa 1994; Gomes and Costa 2007; Marques et al. 2012, 2015).

The authigenic silica cement reduced the porosity and permeability in the intertrap sandstone triggered by hydrothermal conditions induced by lava flow. This early massive silica cementation practically ceased further compaction sealing the primary rock framework and increasing the preservation potential of these rocks precluding the modifications of a primary framework by late stages (post-Jurassic) of burial diagenesis.

3.4.3.7 Zeolite cementation and calcite authigenesis

Precipitation of poikilotopic zeolite cement can cause extensive cementation and has been reported to occur in volcaniclastic sandstone by alteration of volcanic rock fragments, including volcanic glass and plagioclase (Boles and Coombs 1975, 1977; Remy 1994). The poikilotopic zeolite were probably formed as a consequence of late-stage hydrothermal activity, although, locally, contact metamorphism (hornfels) may control the process of formation (Kroiting 1978; Brauckmann and Fiichtbauer 1983; Triana et al. 2012) and is not common as detrital particles in sandstone occurring also as authigenic minerals (e.g., Hay 1966; Hay and Sheppard 2001). The formation of poikilotopic zeolite is determined partly by temperature conditions and its precipitation depends on the nature of reactive precursor material such as volcanic glass, volcanic clasts or plagioclase and mainly of the chemical composition of pore fluids. (Hay 1966; Surdam and Boles 1979; Ghent 1979, Hay and Sheppard 2001). The increase of silica in pore fluids favors heulandite over laumontite formation, and low silica content favors laumontite (Murata and Whitely, 1973). Laumontite can form in volcaniclastic sandstones and lithic arenites over a temperature range of 50-100°C at the lower limit, and up to 300°C at the upper limit (Surdam and Boles, 1979; Rabelo et al. 2019). In the intertrap sandstone, abundant poikilotopic zeolite might have formed in situ and/or from hydrothermal fluid associated with the basalts extrusions concomitantly with the alteration of plagioclase, volcanic clasts and glass. Deep burial zeolite cementation is discarded because all cement assemblage (chalcedony, megaquartz, iron oxide) in the intertrap sandstone is very close to the shallow burial environment. The high SiO₂ content associated with relatively high temperature, devitrification processes, and low CO₂ activity enhanced zeolite authigenesis, instead of carbonates and/or phyllosilicates.

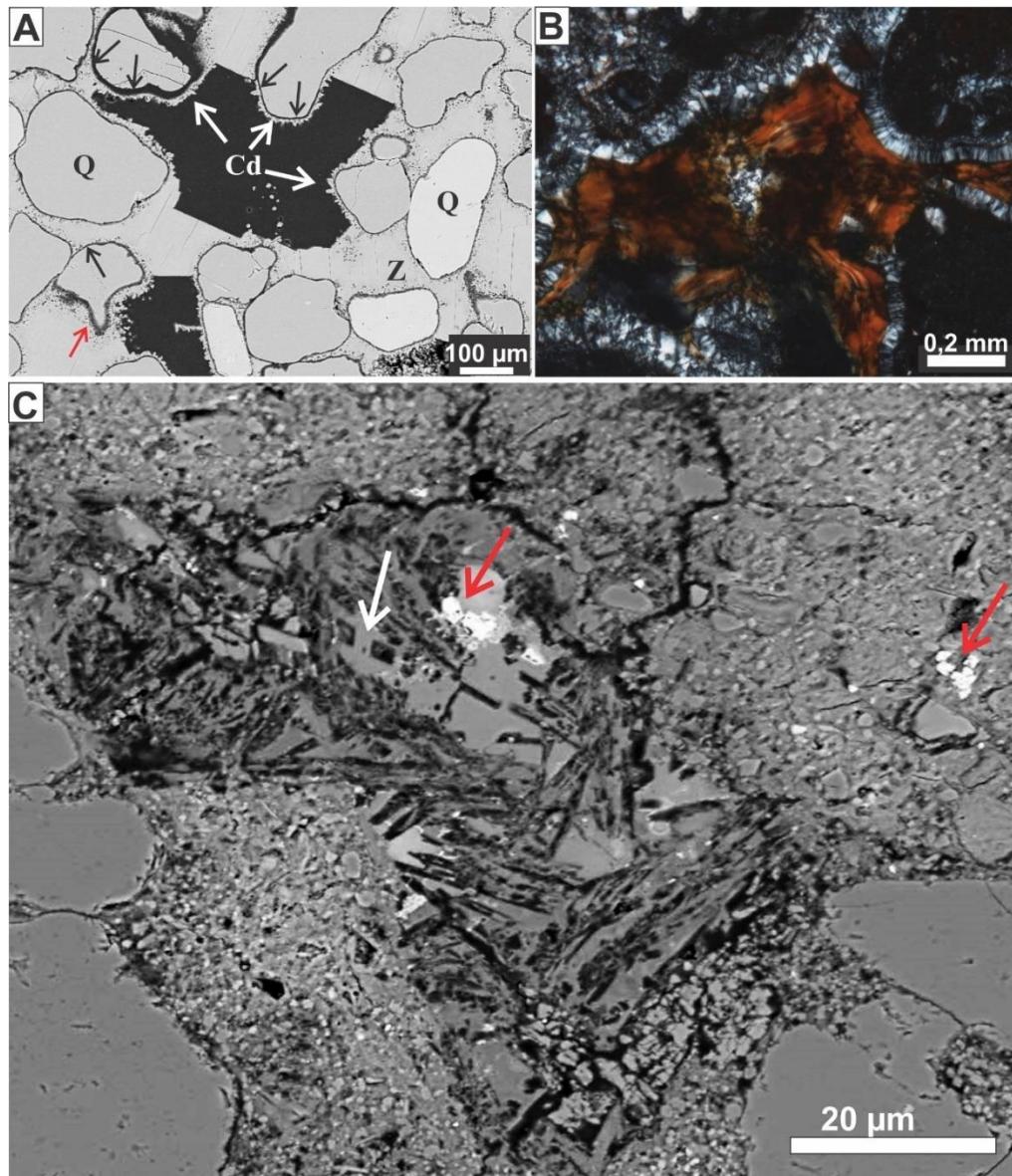
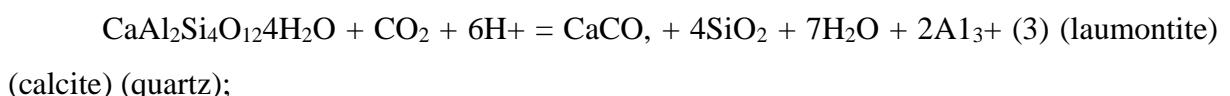


Figure 13. Poikilotopic zeolite cement and mineral authigenesis of the intertrap sandstone. A) Zeolite cement filling open framework of intertrap sandstone; note the punctual contact between grains presenting clay coating (black arrow) on grain edges, sometimes, dissolved (red arrow) and chalcedony cement (Cd). B) Volcanic clasts (glass aspect) cemented by chalcedony and fibrous hematite (brown-reddish color). C) SEM image showing rhombohedral and acicular black calcite (white arrow) filling porosity and ilmenite (white spot indicated by red arrows). Acicular crystals are interpreted as calcite pseudomorph after aragonite. B is in cross-polarized light.

The rare black calcite and aragonite is a new mineral phase precipitated when pore fluid conditions change allowing the partial zeolite cementation. For example, Helmold and van de Kamp (1984) demonstrated that Ca-zeolite (heulandite or laumontite) can be altered with CO₂ generating secondary calcite, following this reaction:



SEM imaging showed that calcite cement occurs in the form of small ($>20 \mu\text{m}$), scattered rhombohedral and acicular sparitic crystals as intergranular pore-filling cement slightly later after quartz cementation (Fig. 13). Acicular calcite was interpreted as a possible aragonite pseudomorph.

3.4.3.8 Iron oxide.

Iron oxide cements vary from 1% to 11%, with an average of about 5%, although some portions of intertrap sandstone apparently, have great amounts (Fig. 6). It occurs as interstitial pore filling and, in some cases, it completely fills most pores after quartz cement and strongly reduces porosity. Iron oxides also occur as coatings or impregnating clay coatings on detrital quartz and volcanic grains (Fig. 8). The hematite occurs in small clusters and in the intergranular spaces or mixed with the clay matrix between clastic grains (Fig. 9, 13). Sometimes iron oxides coatings occur separating different phases of chalcedony cementation, suggesting formation in multiple episodes during eodiagenetic history (Fig. 13). Some of the iron oxide cements formed in oxidizing environmental conditions as early diagenetic constituents and many times overlapping the remnant porosity after chalcedony cementation (Fig. 13). The iron oxide can be attributed to intrastratal alteration of iron-bearing detrital silicates after deposition or associated to oxidation of mafic (iron-rich) minerals of basalt into hematite and other iron oxides and hydroxides remobilized to sandstone by the hydrothermal fluids. However, the presence of hematite is also an excellent indicator for an oxidizing environment, and probably gravity-driven oxidizing meteoric water might have provided precipitation of this mineral in telodiagenetic stage (Fig. 10, 13). The ilmenite occurs as tiny scattered crystals and was probably also nucleated due to hydrothermal fluids during basalt emplacement. (Fig. 13).

3.5 CAMP-RELATED SEDIMENT-LAVA INTERACTION IN THE WESTERN GONDWANA

Desertic systems and evaporative basins that characterize the terminal Permian and initial Triassic times were concomitant to the uplift events and massive outpouring of lava flows throughout the Pangea and Gondwana landmasses (Abrantes Jr. *et al.*, 2019). Exclusively continental conditions were kept until the Jurassic and Cretaceous times, when the breakup of the Gondwanaland took place, resulting in the installation of the intercontinental rift associated with the Mesoatlantic Ridge (Zalán, 1991, Zalan *et al.*, 2004). In the West Gondwana, magmatic

events that accompanied the before mentioned continental rupture significantly influenced the sedimentary pathway in intracratonic basins (Svensen *et al.*, 2018; Tribaldos & White, 2018; Köckling *et al.*, 2018). During the Jurassic period, the eastern portion of the Gondwanaland was gradually uplifted due to volumetrically significant magmatic intrusions, recorded in subsurface volcanic rocks related to the Penatecaua magmatism (Amazonas and Solimões basins) and resulting in the development of basin-scale unconformities. Conversely, the western margin of the Gondwana supercontinent, which includes the Parnaíba Basin, was slightly subsiding due to thermally-driven and overburden mechanisms (Köckling *et al.*, 2018). In this context, the fissural-controlled lava flows allowed the emplacement and extrusion of basic material related to the Mosquito magmatism on the western Parnaíba Basin. These magmatic events are linked to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) event that dated at 200 to 202 Ma. Although the regional processes are well-established, the interaction of volcanic and sedimentary processes is poorly-described and understood. Notwithstanding, the intertrap sandstone that occurs within the CAMP-related basalts of the Parnaíba Basin characterize a well-preserved geological window to access the last depositional and diagenetic CAMP-related processes in the West Gondwana.

The influence of large igneous provinces (LIP) in sedimentary systems is largely recorded worldwide. Peaks of atmospheric CO₂, global warming, decreasing carbonate productivity, ocean acidification, negative ¹³C_{org} excursions, as well as the “fossilization” or demise of sand sheets have been linked to LIP pulses (Jerram *et al.*, 2000; Scherer *et al.*, 2000; Self *et al.*, 2015; Ernst and Youbi, 2017). CAMP magmatism probably caused all these environmental modifications, largely influencing sedimentary processes. Consequently, high volatile content in pores of sedimentary rocks and the atmosphere may have allowed water-condensation due to volcanic emplacement and extrusion (e.g. Ernst and Youbi, 2017). This phase probably caused longstanding precipitation of acid rains during the sedimentation of the intertrap sandstone, which is also indicated by the absence of fossil-bearing strata or significant carbonate beds in the Mesozoic deposits of the Parnaíba Basin, even where low siliciclastic input or discrete burial is recognized.

Outcrop-based faciological analyses in the Upper Triassic succession of the Parnaíba Basin indicated deposition of sediments related to a wet desert setting composed by eolian dunes, interdunes, fluvial and shallow lacustrine environments deposited in intervals between massive lava flows (cf. Bálén *et al.*, 2013). The wet desert deposits are considered a signal of climatic attenuation in comparison to the Permian-Triassic strata, defined by expressive ergs

and saline lakes linked to a dry desert (cf. Abrantes *et al.*, 2016). The successive lava floods throughout the western Parnaíba Basin resulted in the implantation of large volcanic plains (Fig. 14). The presence of water in this setting marked by the presence of implantation of ponds or shallow lakes and the accumulation of water on the underground, a specific situation that was fundamental to promote the interaction between volcanic pulses and mainly fluvial-eolian deposition (Fig. 14A). Exposed volcanic plains were frequently reworked by ephemeral fluvial channels, producing several basaltic intraclasts, and concentrated on depressions that were filled by coarse grains, and fine grains transported toward shallow lakes (Fig. 14A). Petrographic analysis of the intertrap sandstone composition highlights their derivation predominantly from volcanic rocks that came from the basalt substrate. Feldspar grains in the rock framework with good preservation in these sandstones imply proximity of source and arid climatic conditions, instead of mineralogic immaturity. The relief fractures on the top of basalts were filled by sediments and flash floods supplied muddy waters that infiltrated in the permeable sands, generating ubiquitous clay coatings over grains of sediment framework (Fig. 14A).

The volcanic fragments in the intertrap sands, composed mainly by glass, were firstly slowly devitrified in the surficial environment and this process was intensified by the eruption of basalt (Fig. 14B). During the first stages of the eruption, the progressive increase of basalt volume sandwiched the intertrap sands generates local compaction and, concomitantly, the heating of the water table caused overpressure inducing fluidization of sands injected in cooling fractures on the basalt (Fig. 14B). The temperature contrast and decompression processes related to fractures opening enhanced the hydraulic injection of sand, allowing the placement of the clastic injectites along relief joints, with incipient preservation of flow foliation in the dike walls (Fig. 14B).

D Deposition of the Corda Formation (Post-CAMP)

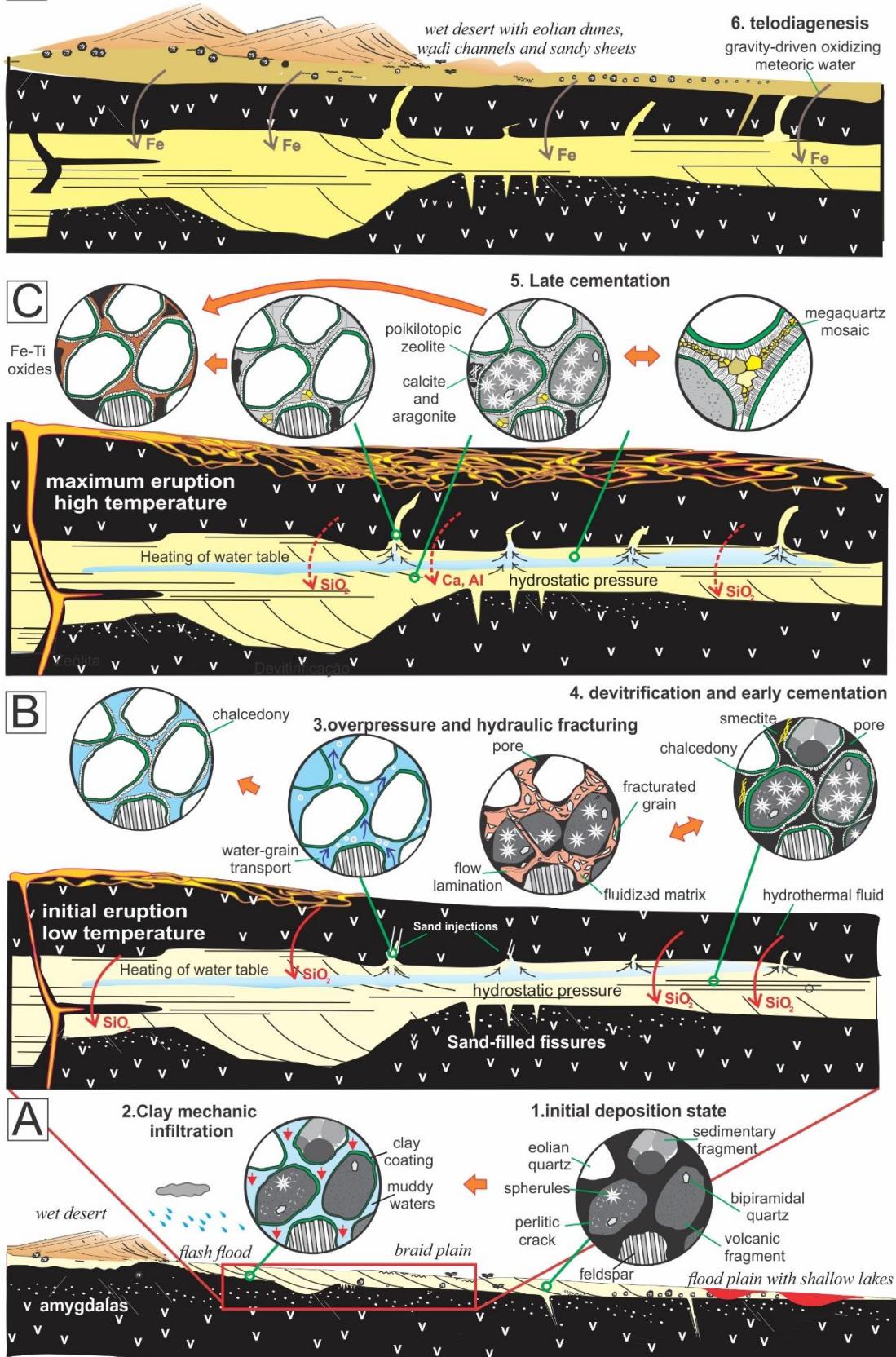


Figure 14. See legend in the next page.

Figure 14. Evolution of intertrap deposits of the Parnaíba Basin. A) The fissural-controlled lava flows on the western Parnaíba Basin related to the Jurassic Mosquito magmatism linked to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) event, developed a volcanic substrate where was implanted a wet desert setting. Ephemeral fluvial channels, producing several basaltic intraclasts were accumulated on depressions and shallow lakes. The relief fractures on the top of basalts were filled by sediments and the muddy waters supplied by flash floods infiltrated on the sands generated clay coatings over grains. B) The devitrification of the volcanic fragments indicated by the recrystallization of spherules of quartz was intensified by the basalt eruption that promoted the releasing of silica. During the first stages of the eruption, the basalt sandwiched the intertrap sands causing local compaction and, the heating of the water table generates overpressure inducing the fluidization of sands hydraulically injected (clastic dikes) in cooling fractures on the basalt with preservation of flow lamination. Low-temperature silica mainly chalcedony precipitated directly over muddy coatings of grains preserving the primary framework of sandstone. C) The higher temperature during eruption climax associated with low-saturated silica fluids caused the precipitation of megaquartz and, secondarily, poikilotopic zeolite, calcite, aragonite, and Fe-Ti oxides filling partially the remnant porosity. D) After the definitive ceasing of the CAMP magmatic pulses, fluvial channels related to the wet desertic system of the Lower Cretaceous Corda Formation reworked both volcanic plains and intertrap deposits, forming an unconformity. The telodiagenetic hematite was inserted on the intertrap sandstone by gravity-driven oxidizing meteoric water. See text for more explanations.

The effects of heat-flow and hydrothermal fluids from volcanic intrusions were crucial to dictate the sequence of mineral precipitation. The initial phase of the eruption was accompanied by continuous temperature increase associated with hydrothermalism produced fluids oversaturated in silica supplied mainly by the devitrification process indicated by recrystallization of spherules of quartz on the volcanic clasts (Fig. 14B). During this stage, low-temperature silica mainly chalcedony precipitate directly over coatings of grains initiating the primary porosity reduction (Fig. 14B). The massive cementation of chalcedony promoted the preservation of the primary framework of sandstone indicated mainly by the punctual contacts between the grains. The eruption climax combined with the maximum temperature increase and low-saturated silica fluids allowed the precipitation of zeolite and megaquartz cement filling partially the remnant porosity (Fig. 14C). Calcite, aragonite and Fe-Ti oxides were probably induced by high temperature, with different fluid compositions, filling locally the porosity. However, the hematite was precipitated also by gravity-driven oxidizing meteoric water during the telodiagenesis (Fig. 14C).

The uncommon composition of the sandstone along with relatively high thermal conditions induced by basalt fissure eruption allowed the development of mineralizing acid solutions and hydrothermal fluids responsible by low-temperature mineral authigenesis that didn't reach 100° C, staying in the eodiagenesis domain. Furthermore, mesodiagenetic features were not observed in the intertrap sandstone. For example, the quartz and feldspar overgrowths a typical mesodiagenetic feature was observed only in rounded grains suggesting the contribution of older recycled sandstone. Finally, the early massive silica cementation sealed the primary rock framework precluding the modifications by the late stages (post-Jurassic) of

burial diagenesis. Additionally, the underlaid Cretaceous few-thick sedimentary units never generate a burial diagenesis over the intertrap deposits.

Subsequently, the definitive ceasing of the CAMP magmatic pulses, fluvial channels related to the wet desertic system of the Lower Cretaceous Corda Formation reworked both volcanic plains and intertrap deposits, forming an unconformity (Fig. 14D). The Corda desert system was characterized by wide sand sheet areas and small-scale eolian dunes (Rabelo, *et al.*, 2019). Moreover, large-scale lacustrine systems have been linked to thermal subsidence post-dating the CAMP event, which was inflected by decreasing isotherms and crustal loading promoted by basalt beds (Cardoso *et al.*, 2019). These systems contrast with locally concentrated water settings during Permian-Triassic and Triassic-Jurassic times, which evidences the progressive climatic attenuation-dry to wet- that affected the Parnaíba Basin throughout the Mesozoic.

3.6 CONCLUSIONS

During the late Jurassic, the intensification of magmatic processes due to the disruption of Pangea propitiated the implantation of expressive volcanic plains developed by successive basalt fissure eruption on the western Parnaíba Basin. The volcanic intrusions related to the CAMP took place simultaneously with the sedimentation of Jurassic wet desert deposits. The volcanic plains were exposed to the reworking of river channels developed on the basaltic depressions that functioned as a type of runoff channels. Possible eolian contributions are related to the presence of small wind dunes laterally to the volcanic plain. Flash flood events propitiated mechanical infiltration of clays forming coatings over grains. The recurrent lava flows sandwiched these volcanic clast-rich siliciclastic deposits and the heat flow and hydrothermal activity triggered by basalt fissure eruption propitiated the precipitation of low-temperature authigenic minerals that demonstrate a diagenetic history that not trespass the eodiagenesis and currently pass by telodiagenesis. The most common pore-filling processes were the massive precipitation of chalcedony, megaquartz and poikilotopic zeolite, as well as, hematite cementation. The definitive stop of the magmatic pulses was succeeded by the opening of Central Atlantic in the northern margin of the Western Gondwana. With the decreasing of the isotherms and crustal loading promoted by basalt beds, a new depositional phase occurred during the Early Cretaceous on the western portion of Parnaíba Basin. Eolian dunes and ephemeral rivers of the Corda desert system cut the succession of basalt and intertrap sandstone. This humid desert system was characterized by large areas of sandy ground and a reduced dune field.

This study confirmed that heat-flow and hydrothermal activity from the basalt fissure eruption modified the textural and mineralogy of the intertrap sandstone on the western Parnaiba Basin considered here as the last lava-sediment interaction related to the CAMP. From this study, it is possible to conclude that intertrap sandstone generally sandwiched by basalt will be considered as an excellent reservoir for hydrocarbons. Although the primary framework is well-preserved, the massive-cementation induced by thermal influence and hydrotermalism of the volcanic eruption caused a significant impact on the porosity and permeability altering dramatically the reservoir characteristics in oil exploration.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the Ph.D. dissertation of the first author with technical support of the PPGG (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica) of the University Federal of Para (UFPA). We are grateful to the CNPq (National Council for Scientific and Technological Development) and the CAPES (Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel; financial code 001) as the funding agency of Brazil to the concession of fellowship research to the first author. We thank the Brazilian Geological Survey (CPRM) which provided well-log data; Gisele Tavares Marques for analysis performed at the Laboratory of Scanning Microscope (UFPA-MEV). Thanks to Francisco Abrantes and Isaac Bezerra for the invaluable help in the field work.

CAPÍTULO 4 FACIES E ESTRATIGRAFIA DA SEQUÊNCIAS EOCRETÁCEA DA BACIA DO PARNAIBA, NORDESTE DO BRASIL

Cleber Eduardo Neri Rabelo¹; Afonso Cesar Rodrigues Nogueira¹; Alexandre Ribeiro Cardoso¹; José Bandeira¹

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil (cleber.rabelo.2012@gmail.com).

RESUMO

O Mesozoico foi marcado por mudanças geológicas significativas decorrentes da Orogenia Gondwanide, que possibilitou a implantação de sistemas desérticos concomitantemente com expressivos eventos magmáticos. No Brasil, o registro desses eventos é observado na porção central da Bacia do Parnaíba, representados pelos depósitos siliciclásticos das formações Corda e Pastos Bons, de idade jurássica-eocretácea, que sobreponem derrames basálticos da Formação Mosquito. O estudo de fácies e estratigráfico de afloramentos e furos de sondagem dessas unidades, realizado na porção central da Bacia do Parnaíba, possibilitou reconstituir o paleoambiente e inferir condições paleoclimáticas para essa região da Bacia Parnaíba durante o Jurássico-Eocretáceo. Foram identificadas 28 fácies sedimentares agrupadas em 6 associações de fácies (AF), representativas de um sistema desértico úmido: Na Formação Corda ocorrem depósitos de canal fluvial entrelaçado de alta e de energia moderada (AF1 e AF2), caracterizados por conglomerados polimíticos, com grânulos e seixos subarredondados a angulosos de basalto, e arenitos finos a grossos com estratificações cruzadas acanalada e sigmoidal, acamamento maciço e pelitos subordinados. A Formação Corda também apresenta depósitos de lençóis arenosos (AF3) e campo de dunas (AF4) compostos por laminação plano-paralela e cruzada cavalgante transladante subcrítica e arenitos com estratificações cruzadas tabular e tangencial de pequeno a médio porte respectivamente. A Formação Pastos Bons inclui associações de lago central (AF5), composta por pelito laminado, ritmito arenito-pelito e arenito com laminação plano paralela, além de fósseis de peixe Lepidotis; e, lago marginal (AF6), que consiste em arenitos com estratificação plano-paralela, laminações cruzadas cavalgante e truncada por ondas, acamamento maciço e estruturas deformacionais. Fluxos fluviais efêmeros (AF1 e AF2), adjacentes ao campo de dunas (AF4), frequentemente retrabalhavam o topo das planícies vulcânicas e,

esporadicamente, invadiam os lençóis arenosos (AF3). Comparado aos *ergs* do Permo-Triássico, o sistema desértico Corda-Pastos Bons foi mais úmido e menos extenso, precedendo os sistemas fluviais e costeiros de clima mais ameno do Cretáceo Superior da Bacia do Parnaíba.

Palavras-chave: Sistema desértico, Jurássico-Eocretáceo; Bacia do Parnaíba;

4.1 INTRODUÇÃO

Os sistemas desérticos e as bacias evaporíticas que caracterizam o final do Permiano e início do Triássico foram concomitantes aos eventos de soerguimento e intenso magmatismo básico ocorridos no supercontinente Gondwana. Essas condições exclusivamente continentais perduraram até o Jurássico e Eocretáceo, período de ruptura e separação do megacontinente Gondwana, que resultou na formação do atual *rift* intercontinental oceânico, a Cadeia Mesoatlântica (Zalán 1991). Registros desses eventos na Bacia do Parnaíba (Almeida *et al.* 1977, Klöcking *et al.* 2018, Oliveira *et al.* 2018), no nordeste do Brasil, são representados por derrames basálticos e depósitos siliciclásticos continentais ainda pouco conhecidos do ponto de vista faciológico (Rabelo *et al.*, 2013, Rabelo 2011, 2013, Romero Bálén 2012, Romero Bálén *et al.* 2013, Oliveira *et al.* 2018). Além disso, as relações estratigráficas da sucessão jurássica na Bacia do Parnaíba ainda não são consensuais, apesar da grande contribuição ao reconhecimento geológico regional realizado principalmente pela Petrobras (Cunha & Carneiro 1972, Góes *et al.* 1990, Góes & Feijó 1994). Este trabalho faz a reconstituição do paleoambiental de alguns dos depósitos juro-cretáceos com base nas análises de fácies e estratigráfica nas central da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil. O estudo estratigráfico forneceu um arcabouço consistente para o entendimento paleoambiental e paleogeográfico dos depósitos da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1, tabelas 1, 2 e 3).

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.2.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba situa-se no norte da Plataforma Sul-Americana e no nordeste ocidental do território brasileiro (Figura 1). Ocupa uma área de cerca de 600.000 km², abrangendo partes dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Sua gênese está relacionada à progressiva subsidência termomecânica ocorrida no continente em decorrência do resfriamento crustal no final do Ciclo Brasiliano (Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007, Torsvik & Cocks 2013, Daly et al 2014, Oliveira *et al.* 2018). O arcabouço dessa região está intimamente associado à trama tectonoestrutural herdada do Pré-Cambriano,

especificamente à estruturação das faixas de dobramentos e dos lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante esse evento. Nessa região foram acumuladas, tanto próximas como afastadas dos crátons, expressivas sucessões de rochas sedimentares e rochas vulcânicas (Santos *et al.* 1984, Mizusaki *et al.* 1998, Milani & Tomas Filho 2000, Merly *et al.* 2011, Klöcking *et al.* 2018). As rochas magmáticas presentes na bacia têm sua origem ligada à ruptura do megacontinente Pangeia, que levou à abertura do Oceano Atlântico. O seu preenchimento sedimentar foi recentemente reinterpretado por Vaz *et al.* (2007), que propuseram a organização das rochas sedimentares em cinco supersequências separadas por discordâncias regionais, sendo estas: sequência siluriana (Grupo Serra Grande), mesodevoniana-eocarbonífera (Grupo Canindé), neocarbonífera-eotriássica (Grupo Balsas), jurássica (Formação Pastos Bons) e cretácea (Formações Codó, Corda e Grajaú).

As rochas da formação Corda e Pastos Bons afloram em uma estreita faixa ao longo da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, alcançando espessura máxima de até 100 m. A Formação Corda é constituída por arenitos avermelhados que ocorrem sobrepostas a rochas básicas da Formação Mosquito (Lisboa 1914, Aguiar 1969, Baski & Arckhibald 1997, Ballén *et al.* 2013). A Formação Corda possui intercalações de folhelhos e ocorrem concordantemente sobre a Formação Pastos Bons (Vaz *et al.* 2007). Litologicamente é constituída por um pacote conglomerático, arenitos bem selecionados e argilitos (Lima & Leite 1978). Dados petrográficos e mineralógicos da Formação Corda foram fornecidos por Rezende (1997, 2002), com ênfase no estudo de zeólitas, que ocorre como cimento nos arenitos. O estudo de fácies e paleoambiental foi previamente realizado por Rabelo (2011, 2013) tanto nos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito como nos arenitos da Formação Corda interpretados como um sistema desértico úmido. Concomitantemente, Romero Ballén (2012, 2013) corroborou essa interpretação para essas unidades, incluindo também a Formação Pastos Bons.

4.2.2 Análise crítica das propostas estratigráficas

A proposta de Vaz *et al.* (2007) é a mais recente na literatura sobre a estratigrafia da Bacia do Parnaíba, porém, quando comparada às demais cartas elaboradas para a bacia, nota-se uma discrepância temporal, principalmente para o intervalo que inclui a unidade deste estudo (Figura 2). A maior discordância da proposta de Vaz *et al.* (2007) é, sem dúvida, o posicionamento das rochas da Formação Corda. Esta, previamente de idade jurássica, foi reposicionada como sendo de idade cretácea. No entanto, os critérios que esses autores utilizaram para efetuar essa mudança não foram discutidos adequadamente.

A dificuldade de se adotar a coluna estratigráfica de Vaz *et al.* (2007) neste trabalho se deve, principalmente, às observações de campo que apontam um posicionamento estratigráfico diferente para a Formação Corda. Em alguns pontos visitados, os arenitos da Formação Grajaú se sobrepõem discordantemente aos depósitos da Formação Corda e aos pelitos da Formação Pastos Bons, em Formosa da Serra Negra-MA e em Floriano-PI respectivamente. Adicionalmente, observou-se que a Formação Codó se sobrepõe à Formação Corda bruscamente. Dessa forma, considerando que a Formação Codó é datada no Cretáceo (Neoaptiano), indicada pela presença do palinomorfo *Sergipea varirerrucata* (Batista 1992), admite-se que a Formação Corda seja mais antiga, provavelmente no limite do Jurássico-eocretáceo, corroborando com os autores do século passado (Aguiar 1971, Cunha & Carneiro 1972, Lima & Leite, 1978, Góes & Feijó, 1994). Embora essa proposta ainda necessite de confirmação por meio de mapeamento mais detalhado, admite-se que a unidade estudada representa uma sucessão jurássica-eocretácea com sítio deposisional principal na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba.

4.3 MÉTODOS

Neste trabalho, foi utilizado o modelamento de fácies proposto por Walker & James (1992). Este modelamento consiste na individualização e descrição das fácies, caracterizando a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes. A associação de fácies cogenéticas e contemporâneas permitiu a interpretação do sistema deposisional e sua visualização tridimensional na forma de blocos diagramas. Análises petrográficas e mineralógicas por difratometria de raios X foram utilizadas para auxiliar nas interpretações paleoambientais das formações estudadas.

4.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

4.4.1 Aspectos gerais

A Formações Corda e Pastos Bons foram as unidades com maior expressão aflorante na porção central da bacia. Em geral, a sucessão eocretácea recobre as unidades paleozoicas formações Longa, Potí, Piauí, Pedra de Fogo e Sambaíba, e as rochas jurássicas Mosquito. São recobertos bruscamente por depósitos finos lacustres da Formação Codó e quartzo-arenitos e conglomerados com seixos de quartzo fluviais da Formação Grajaú (Figura 1, 2, 3, 4 e 5). Além disso, na porção sudeste da bacia, são cortadas por diques básicos da Formação Sardinha. A porção inferior da sucessão estudada corresponde aos basaltos da Formação Mosquito, com espessura aflorante em torno de 35 m, com coloração variando de cinza-escuro a marrom-

avermelhada. O contato superior dessa formação se dá de forma discordante erosiva com os arenitos eólicos da Formação Corda (Figuras 2, 3, 4 e 5; Tabela 1).

A Formação Mosquito corresponde a basaltos amgdaloidais com espessura de até 4m com corpos areníticos intercalados. A Formação Corda é constituída na base por conglomerados polimíticos de coloração vermelho-arroxeadas, com clastos angulosos de basalto pintalgados de caulim, sílex, arenito, argilito e calcita. Na parte superior dessa unidade, encontram-se arenitos friáveis, finos a médios, de coloração vermelho-amarelada, arredondados, bem selecionados e com bimodalidade granulométrica. Nesses arenitos, encontram-se, por vezes, lentes de sílex e material argiloso de coloração esbranquiçada. Apresenta como estruturas predominantes a estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte e a estratificação plano-paralela. Na Formação Corda, foram descritas 20 fácies agrupadas em quatro associações de fácies representativas de um sistema desértico úmido (Figuras 1). A Fomação Pastos Bons corre em corpos tabulares de folhelhos, por vezes com intercalações com corpos tabulares de arenitos finos a médios com até 1,5m de espessura. Nesta formação foram identificadas oito facies sedimentares agrupadas em duas associações de fácies (Tabela 2).

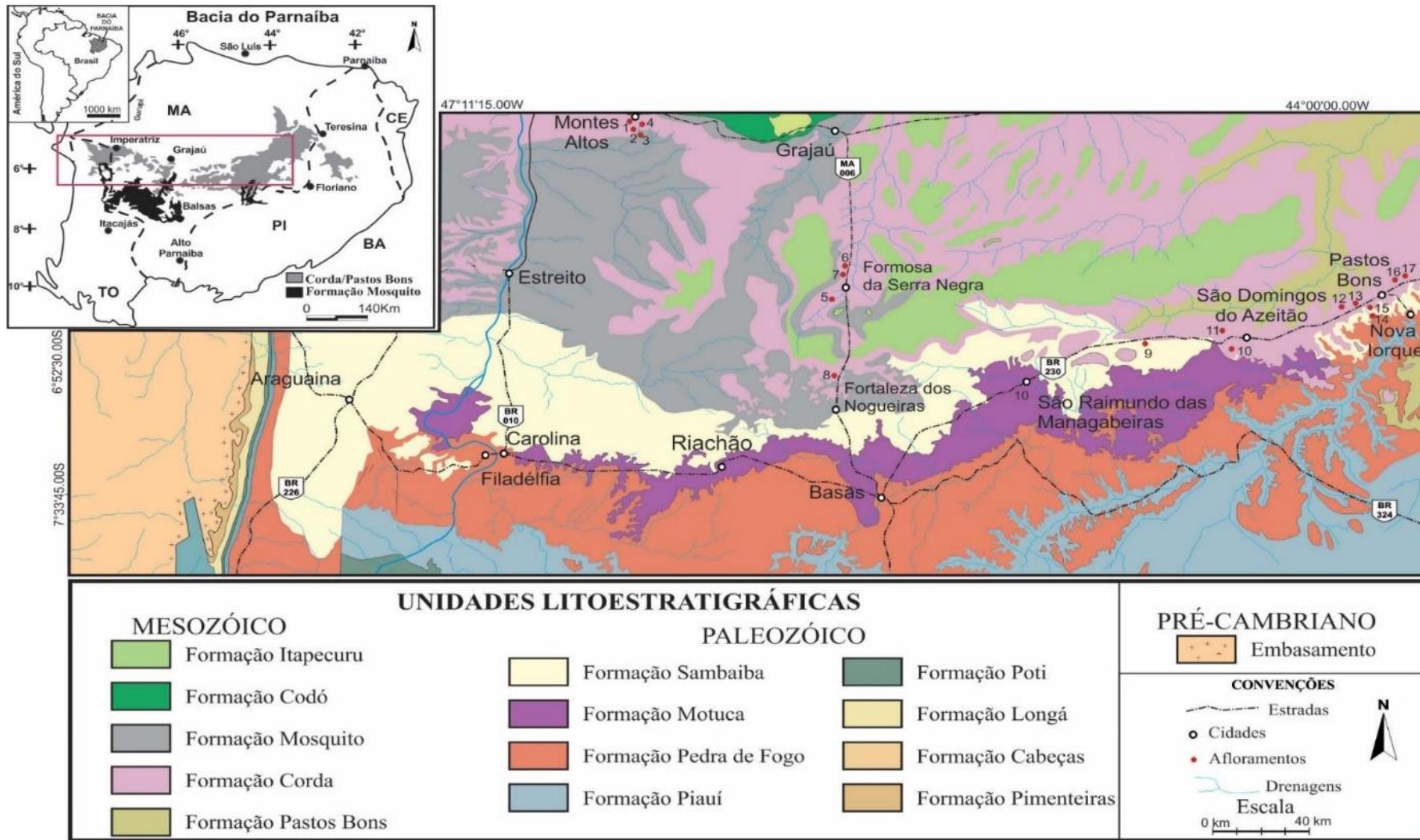


Figura 2. Mapa de localização e geológico simplificado da área de estudo situado na Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de CPRM (1994) e Costa et al. (1994).

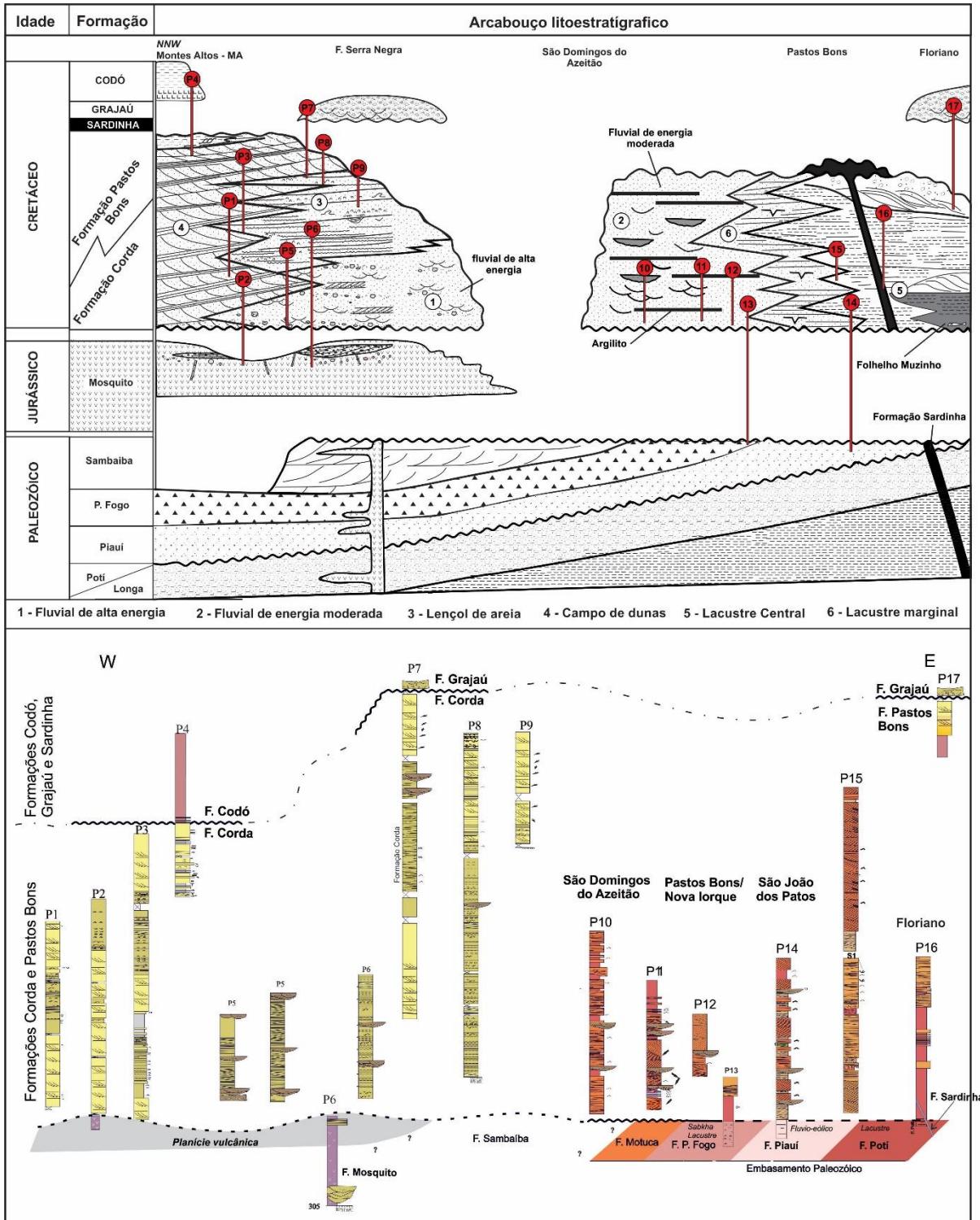


Figura 2. Proposta de coluna estratigráfica da sucessão eocretácea e distribuição de todos os perfis estratigráficos descritos na porção central da Bacia do Parnaíba.

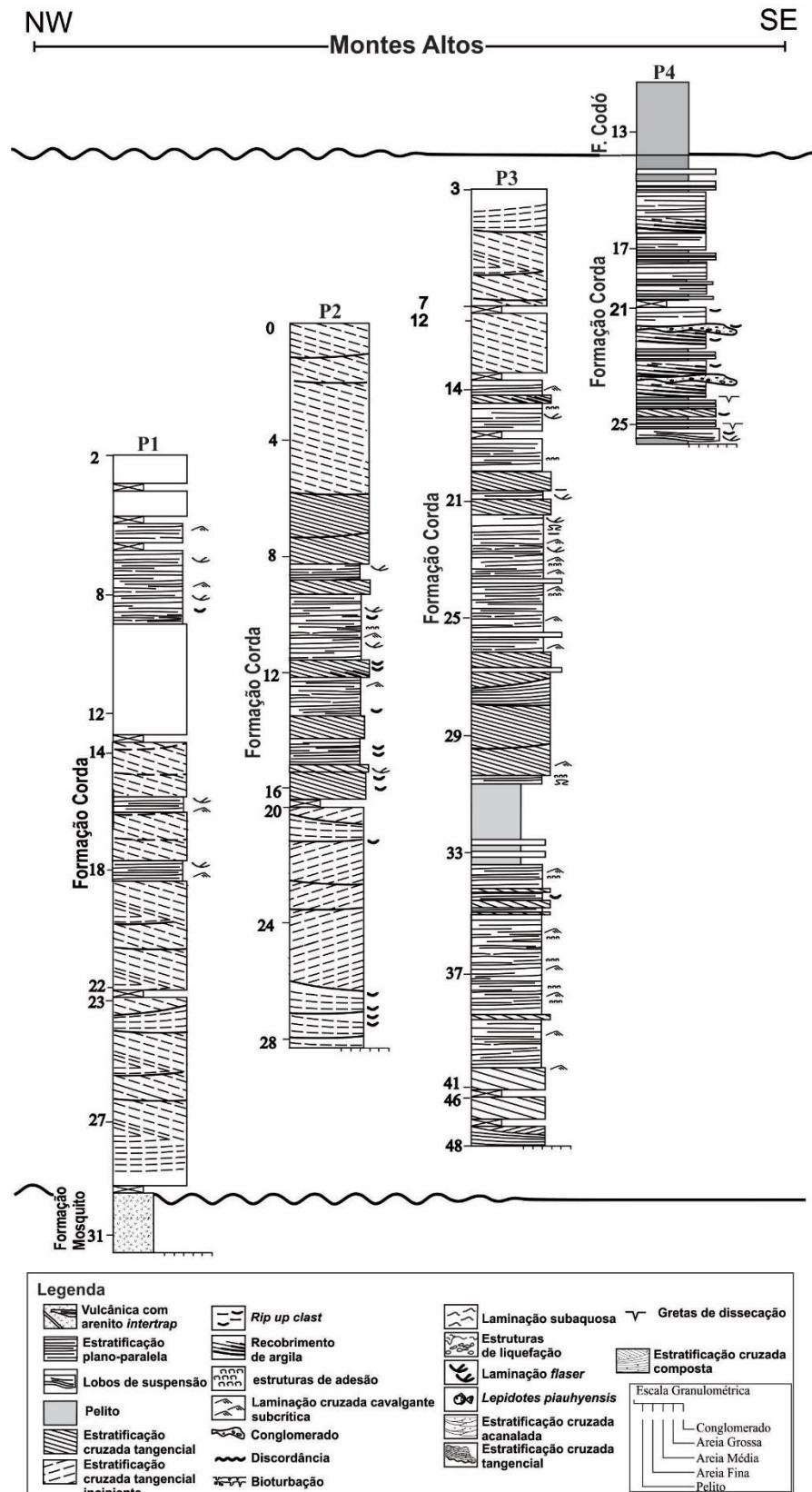


Figura 3 Perfis litoestratigráficos dos depósitos eocretáceos na região de Montes Altos - MA. Perfis referentes relativos a testemunho de sondagem e são

interpretados como depósitos sedimentares de campo de dunas que sobrepoem a planície vulcânica da Formação Mosquito.

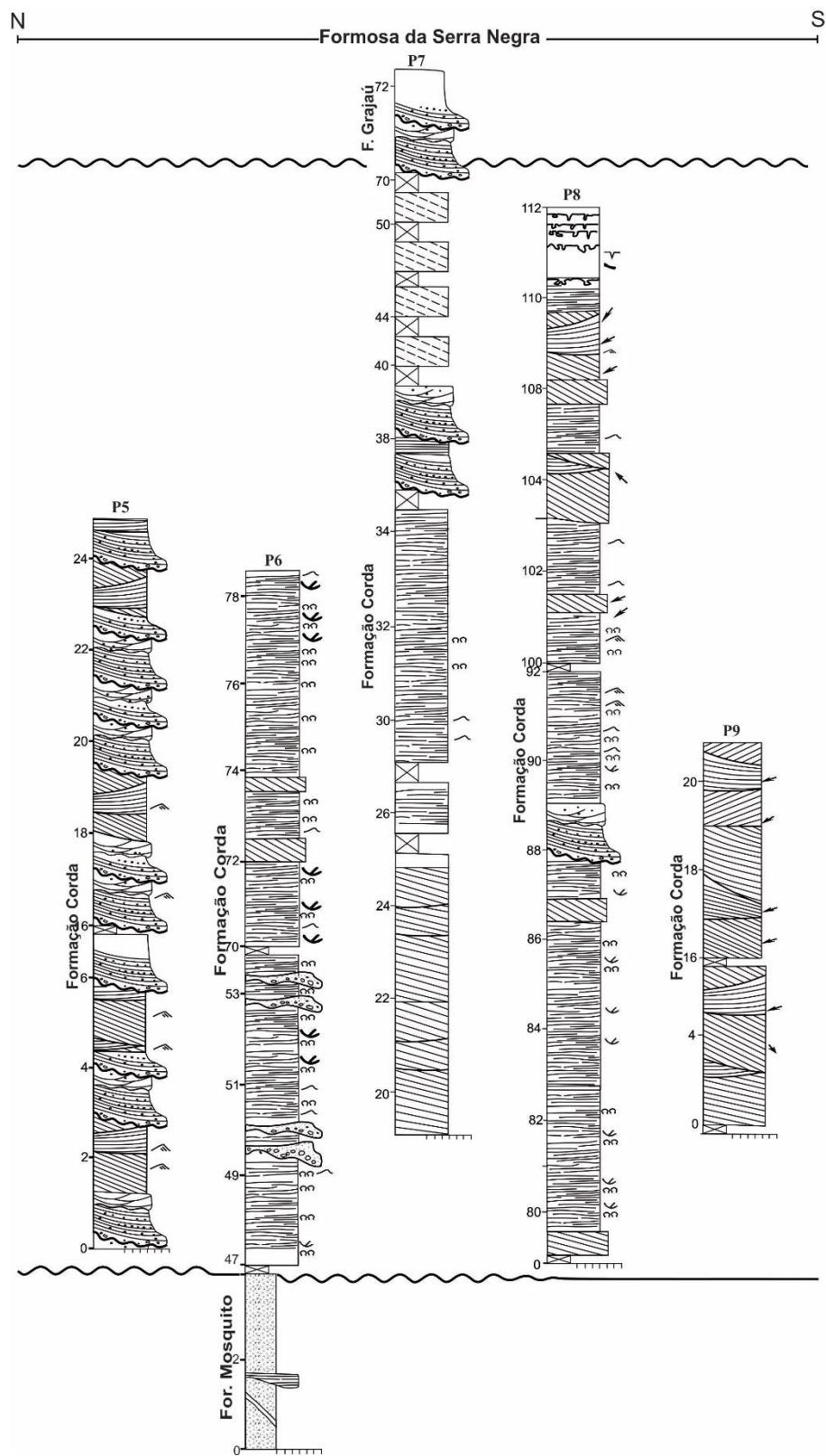


Figura 4. Perfis litoestratigráficos na região entre os municípios de Grajaú e Fortaleza dos Nogueiras no Maranhão. A Formação Corda ocorre sobre basaltos (Formação Mosquito) e sotopostas a depósitos fluviais da Formação Grajaú. Legenda na figura 3.

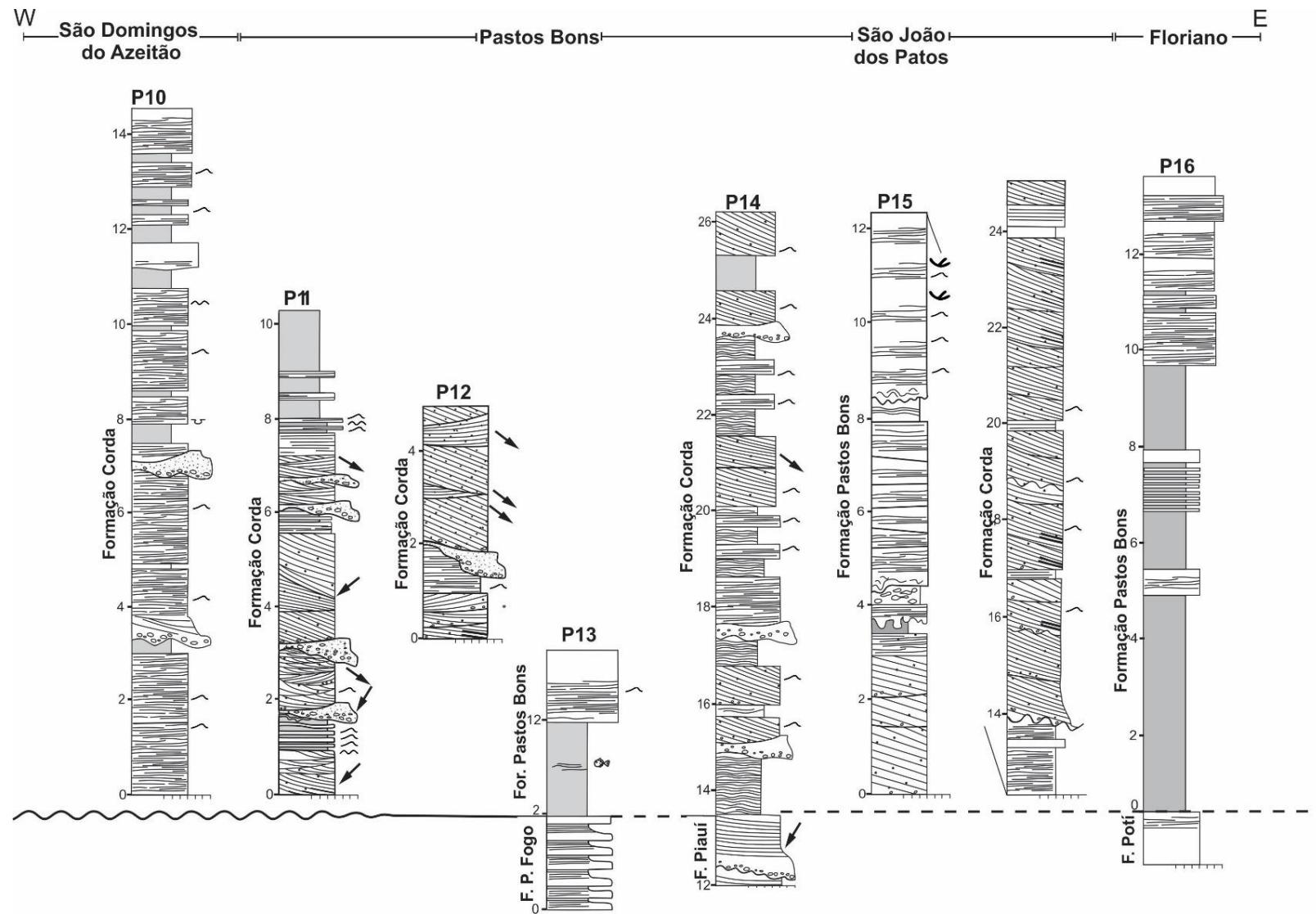


Figura 5. Perfis litoestratigráficos dos depósitos eocretáceos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba. A sequência estudada composta principalmente por depósitos fluviais e lacustres se sobrepõem ao substrato paleozoico da Bacia do Parnaíba. Legenda na figura 3.

Tabela 1. Associação de fácies da Formação Corda (continua).

| Fácies | Descrição | Processo | AF |
|---|--|--|-----------------------------------|
| Paraconglomerado com estratificação cruzada acanalada (Pa) | Paraconglomerado com matriz suportada com estratificação cruzada acanalada, sendo por vezes maciço. Camadas tabulares de 0,5-1,5 m de espessura. Os clastos variam de 0,5-2 cm de diâmetro, compostos por fragmentos de rocha de basaltos, silex e arenito. Os clastos são angulosos a arredondados, pobremente selecionados e raramente imbricados. A matriz é composta de areia fina a muito fina. O limite basal desta fácie é erosivo. | Deposição subaquosa ocorrida no limite do regime de fluxo inferior para o superior. | |
| Conglomerado Maciço (Cm) | Conglomerado maciço com seixos subarredondados de silex e argila, espessura de 5-20 cm, com geometria irregular. | Deposição a partir de fluxo trativo, e, regime de fluxo superior. | |
| Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) | Arenito fino a médio de coloração avermelhada com laminação cruzada cavalgante supercrítica. Espessura 0,5 a 1,5 m, e corpos com geometria tabular. | Sedimentação em regime de fluxo inferior (tração e suspensão). | |
| Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca) | Arenito de granulometria fina a grossa, mal selecionado, com grânulos, seixos de silex, basalto e estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, com espessura de até 50 cm. | Migração de formas de leito 3D subaquosas por tração em regime de fluxo inferior. | Fluvial de alta energia (AF1) |
| Arenito com estratificação cruzada composta (Acc) | Arenito com granulometria fina a média, com predominância de fina, a espessura do pacote varia de 0,5 a 2 m, com estratificação sigmoidal e tangencial, com sets variando de 15 a 50 cm. Localmente com recobrimento de argila nos <i>foreset</i> s. A espessura dos <i>foreset</i> s variam de 1-2 cm. | Migração e reativação de formas de leito de dunas subaquosas 3D. | |
| Arenito com estratificação plano paralela (App) | Arenito fino a médio, com predominância de finos, e espessura do pacote sedimentar de até 15-50 cm, com <i>foreset</i> s de 1-3 cm, com base escavada. Apresenta localmente laminação cruzada cavalgante supercrítica. | Deposição de formas de leito em regime de fluxo inferior. | |
| Siltito maciço (Sm) | Siltito avermelhado maciço com até 1m de espessura. | Depositado, a partir de partículas em um ambiente de baixa energia | |
| Pelito laminado (Pl) | Composto por pelito cinza-claros a esverdeados, que pode variar de arenito muito fino a siltito laminado e folhelho. | Depositado, a partir de partículas em Suspensão. | Fluvial de energia moderada (AF2) |
| Arenito com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (Apb) | Arenito fino a médio, moderadamente selecionado, com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo. Localmente ocorrem marcas onduladas, estruturas de adesão e laminações <i>flaser</i> . | Migração de marcas onduladas em regime de fluxo superior e exposição superficial pelo rebaixamento do lençol freático. | |
| Arenito maciço (Am) | Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado com acamamento maciço. | Sedimentação rápida ou obliteração do acamamento por expulsão de água. | Lencol de areia (AF3) |
| Arenito com estruturas de sobrecarga (As) | Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado com estruturas de sobrecarga e em chama. | Instabilidades gravitacionais e ajustes plásticos por processos de liquefação. | |

Tabela 1. Associação de fácies da Formação Corda (fim)

| Fácies | Descrição | Processo | AF |
|--|--|--|-----------------------|
| Arenito com estratificação plano-paralela (Ap) | Arenito fino a grosso com grânulos e seixos exibindo estratificação plano-paralela. | Deposição em regime de fluxo superior. | |
| Arenito com <i>gutter cast</i> e estratificação cruzada acanalada (Aga) | Arenito fino a grosso, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal (<i>gutter cast</i>) e com estratificação cruzada acanalada. | Migração de forma de leito (3D) por correntes trativas, canalizações rasas cortadas por objetos ou escavadas por correntes trativas e rápida desaceleração da energia. | |
| Arenito com laminação plano-paralela e cruzada cavalgante transladante (Apc) | Arenito fino-médio com laminações plano-paralela e cruzada cavalgantes transladante subcrítica. | Deposição por tração e suspensão subordinada por ação eólica. Migração de formas onduladas produzidas pelo vento (<i>wind ripples</i>). | Lençol de areia (AF3) |
| Pelito maciço com gretas de contração (Pg) | Camadas centimétricas de pelito maciço com gretas de contração | Deposição por suspensão e exposição subaérea | |
| Arenitos com laminação ondulada e estruturas de adesão (Aa) | Arenito fino, moderadamente selecionado com laminação ondulada e estruturas de adesão. Subordinadamente ocorrem <i>rip-up clast</i> e <i>curled mud flakes</i> , e pelito laminado (Fácies Pl). | Interação de areia seca transportada pelo vento com superfície úmida. Alternância de tração e suspensão com exposição subaérea. | |
| Arenito com estruturas poligonais (Aep) | Arenito fino a muito fino com gretas de contração, bioturbação e horizontes mosqueados ricos em óxido/hidróxido de ferro. | Exposição subaérea, poligonização de horizontes parcialmente intemperizados, lixiviação e concentração de óxido/hidróxido de ferro por variação do lençol freático. | |
| Pelito maciço (Pm) | Pelito de coloração cinza escuro. Também está presente na AF1. | Deposição por suspensão. | Campo de dunas (AF4) |
| Arenito com estratificação cruzada tabular (Act) | Arenito fino a médio, grãos bem arredondados e selecionados, com estratificação cruzada tabular de médio a grande porte. | Migração de macroformas onduladas (3D) por correntes eólicas unidireccionais. Fluxo e queda de grãos, na face de sotavento de dunas eólicas | |
| Arenito com estratificação cruzada tangencial (At) | Arenito fino, bem selecionado, com estratificação cruzada tangencial, laminação fluxo e queda de grãos, por vezes apresenta <i>rip-up clast</i> , estruturas de deformação e recobrimento de argila na base dos <i>foreset</i> . | Migração de formas de leito 3D pela ação eólica. Deposição por fluxo de grãos e queda de grãos. | |

Tabela 2. Fácies e associação de fácies da Formação Pastos Bons.

| Fácies | Descrição | Processos | AF |
|---|--|---|-------------------------|
| Pelito laminado (Pl) | Pelito cinza-esverdeado a marrom-avermelhado, com 0,1 – 1,2 m de espessura e laminação plano-paralela, podendo estar maciço ou com estruturas tipo <i>blocky</i> . | Deposição por decantação em ambiente de águas calmas. | |
| Ritmito arenito/pelito (Rap) | Intercalação de camadas de arenito e pelito, com espessuras de 0,2-60cm, geometria tabular. Localmente, ocorrem níveis de carbonato. | Alternância de tração e suspensão em ambiente com lâmina d'água rasa. Carbonato ocorre como produto de diagênese. | Lacustre Central (AF5) |
| Arenito com laminação plano-paralela (Alp) | Arenito de geometria tabular e, branco a amarelado, com 0,1 – 0,15 m de espessura. Apresenta granulometria fina a média, com grãos bem selecionados e subarredondados. Exibe laminação plano-paralela, com contatos gradacionais com as fácies adjacentes. | Transporte por tração, com migração de formas de leito de pequeno porte. | |
| Arenito com estratificação plano-paralela (App) | Arenito tabular, amarelado, com espessura de 0,1 a 2,5 m. Predomina granulometria fina, com grãos bem selecionados e arredondados. Apresenta laminação plano-paralela e, subordinadamente, filmes de argila | Fluxo predominantemente unidirecional, com regime de fluxo superior | |
| Arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc) | Arenito de geometria ondulada e espessura de 0,2 a 1 m, com grãos finos a médios, bem arredondados e moderadamente selecionados. Apresenta laminação cruzada cavalgante supercrítica, por vezes deformadas, com formas de 5 – 8 cm, cristas arredondadas e <i>foreset sigmoidais</i> . Estrutura <i>pinch and swell</i> também ocorre. O contato com a fácie Pl pode apresentar estruturas de sobrecarga. | Migração de formas de leito em regime de fluxo inferior, com alternância de tração e suspensão e ação de ondas. | Lacustre marginal (AF6) |
| Arenito Maciço (Am) | Arenito amarelo-esbranquiçado com 0,2-0,7 cm de espessura, com grãos subarredondados e grau de seleção moderado. Não apresenta estrutura interna. | Descarga fluvial que resultou em deposição rápida e, subordinadamente, liquefação. | |
| Arenito com laminação assimétrica (Ala) | Arenito de geometria irregular, coloração amarelada a marrom-avermelhada e espessuras de 0,2 a 1 m, granulometria fina a média, bem arredondado e moderadamente selecionado. A principal estrutura presente é a laminação cruzada assimétrica, com formas de 5-8 cm, cujas paleocorrentes apontam para NW e SW. Estas laminações apresentam cristas arredondadas e <i>foreset sigmoidais</i> , além de estruturas do tipo <i>pinch and swell</i> e laminação <i>flaser</i> . | Ação de ondas sobre substrato irregular, em fluxo combinado. | |
| Arenito com estruturas deformacionais (Ad) | Arenito de coloração esbranquiçada, geometria irregular e 0,2 a 2 m de espessura. É predominantemente fino, com grãos bem selecionados e subangulosos. Apresentam estruturas <i>ball-and-pillow</i> , <i>load casts</i> , laminação rompida, estruturas de injeção, em prato, em chama e laminações convolutas. | Deformação hidroplástica, com predomínio de liquefação e sobrecarga associadas à rápida deposição de sedimentos. Fluidização. | |

4.4.2 Aspectos petrográficos e mineralógicos

A análise petrográfica foi realizada somente nos arenitos dos depósitos de campo de dunas e lençol de areia, que foram classificados como sublitoarenitos, segundo a classificação de Folk (1968). De forma geral, apresentam granulometria entre areia fina e areia média, com predomínio de areia fina. São bimodais, com grãos arredondados a subarredondados, e possuem alta esfericidade (Figura 6A e 6B). O arcabouço é frouxo a normal, com índice de empacotamento frequentemente inferior a 40%, com reduzida compactação mecânica, a qual é localmente evidenciada por deformação de intraclastos pelíticos e contatos localmente côncavo-convexos, em meio à prevalência de contatos pontuais e retilíneos (Figura 6B). Apresentam como principal componente detritico quartzo, com proporções médias de 76% e, secundariamente, intraclastos (19,31%) e feldspato (4,60%). Micas e minerais pesados ocorrem em proporções inferiores a 1%. A pseudamatriz ocorre como constituinte traço, caracterizada por infiltração mecânica de argila (Figura 6F) ou como clastos dúcteis deformados. O reconhecimento de argila mecanicamente infiltrada é feito pela identificação de cutículas (*coatings*) de argila tangenciais à superfície dos grãos (Figura 6C, D e E), exibindo elevada birrefringência e coloração amarelada. Diferentemente da matriz, o cimento ocorre de forma abundante em todas as lâminas. O cimento de zeólita é mais abundante formando cristais radiais cristais e/ou na forma poiquilotópica (Figuras 6A, B e C). Ocasionalmente, ocorre cimento de calcita porquilotópica principalmente nos arenitos de lençóis de areia e interdunas. A análise por difração de raios X identificou como principais argilominerais esmectita e caulinita. Além disso, determinou a assembleia mineralógica constituída por quartzo, feldspato, hematita e calcita e zeólita (Figura 7). Os minerais de esmectita encontram-se predominantemente nos depósitos de campo de dunas, enquanto a caulinita, somente nos depósitos fluviais. O cimento de zeolítico está presente tanto nos depósitos de campo de dunas como nos lençóis arenosos, estando ausente nos depósitos fluviais.

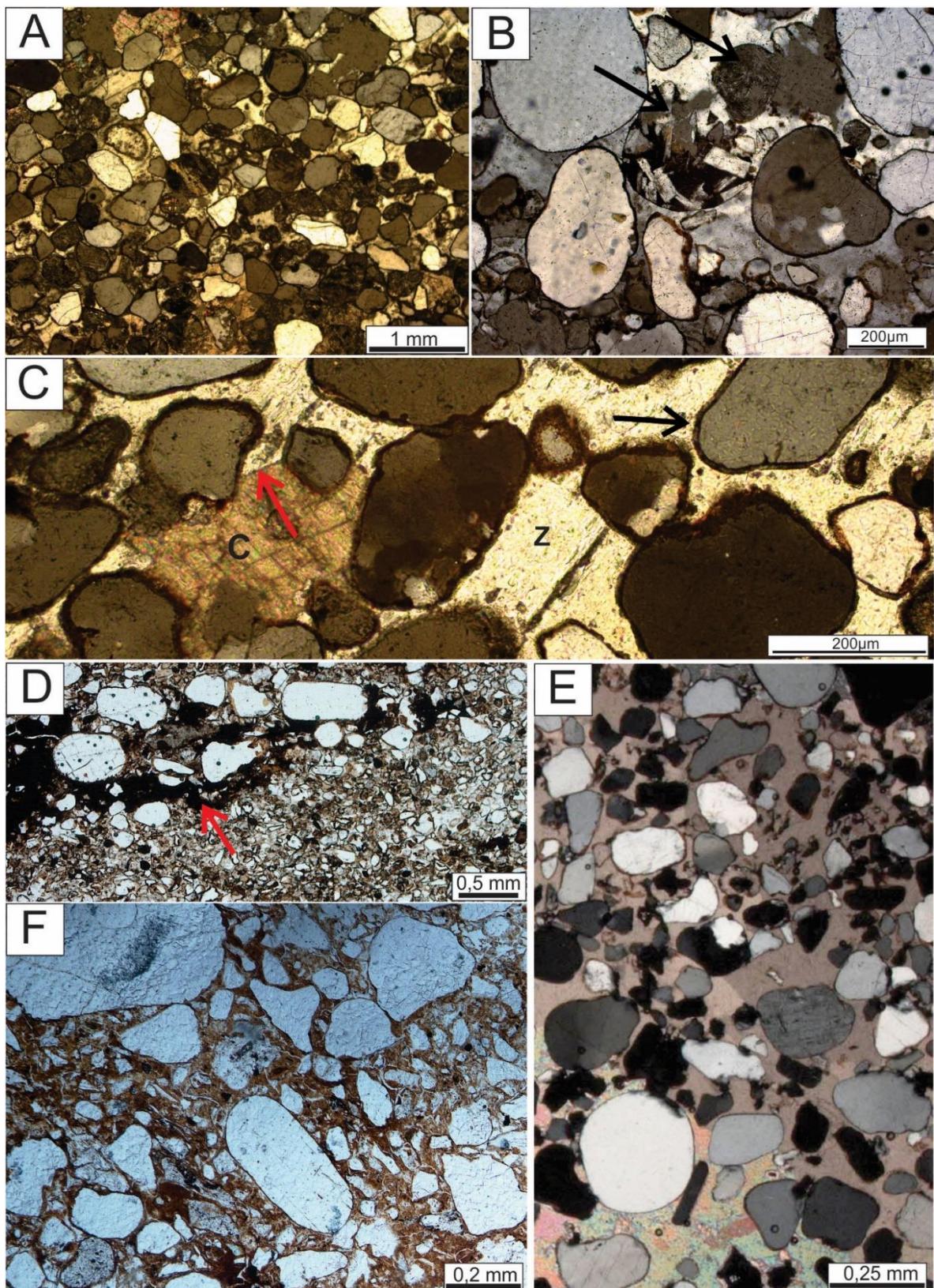


Figura 6. Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da AF 3 e AF 4 da Formação Corda. A) Fotomicrografia de arenito com padrão bimodal típico de dunas eólicas B) Fotomicrografia de arenito com quartzo monocristalino (Q) com recobrimento de argila e fragmento de rocha vulcânica (seta) com cristais de plagioclásio imersos em matriz vítreia. C) Cemento de zeólita (z) em contato com cemento de calcita (c). D) Fotomicrografia de arenitos com cemento de óxido de ferro (seta). E) aspecto de cemento poiquilotípico de calcita com feições de dissolução. F) Grão de quatzo e argila mecanicamente infiltrada.

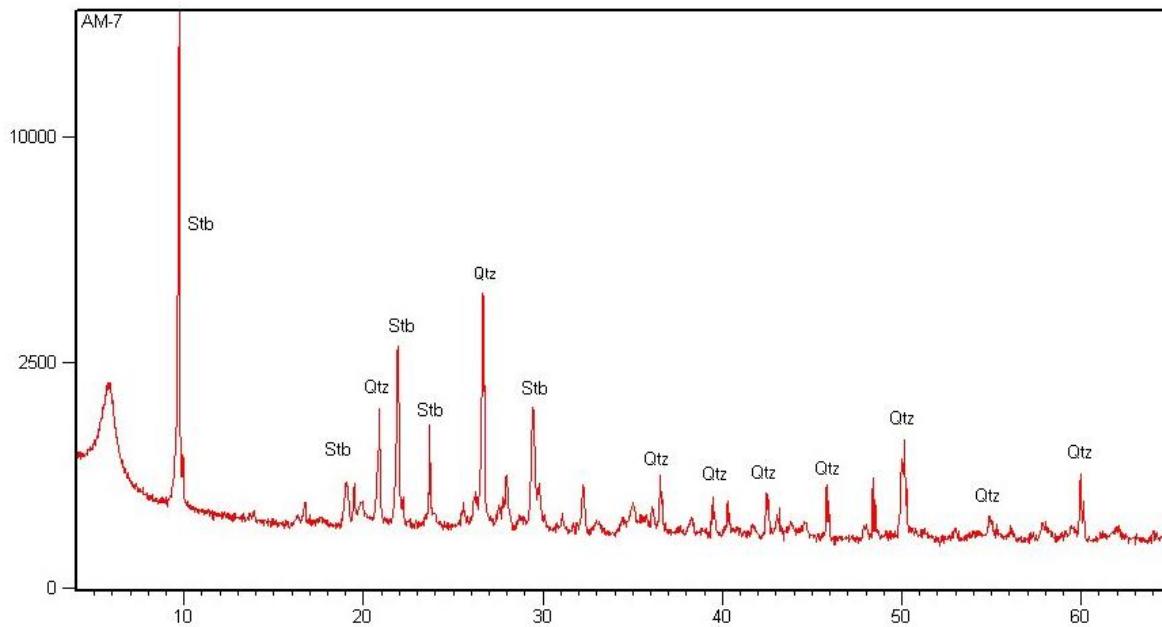


Figura 7. Difratograma de arenito da associação de depósito de dunas eólicas com a assembleia mineralógica predominante representada por esmectita, zeólita estilbita (Z), quartzo (Q).

4.4.3 Associação de fácies fluvial de alta energia (AF1)

A associação AF1 predomina na porção centro-oeste da bacia, na região de Formosa de Serra negra até São Raimundo das Mangabeiras com predomínio de paraconglomerados, por vezes, com estratificação cruzada acanalada (Pa), conglomerados maciços (Cm), arenitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc) e arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aca) (Figura 8A, B e C). A fácie Pa é a litologia dominante, ocorre discordantemente aos basaltos da Formação Mosquito, composta por uma matriz de areia fina a muito fina de coloração vermelha a marrom-avermelhada com clastos de sílex, arenito e basalto (Figura 8D). Esta fácie ocorre intercalada a arenitos com laminação cruzadas cavalgante subcrítica e localmente pode ocorrer sobre arenitos com estratificação de baixo ângulo.

Na região de Montes Altos ocorrem arenitos finos a médios com clastos centimétricos de sílex ou argila subarredondados ou tabulares (*rip up clasts*) (Figura 8E), por vezes intercalados com pelito maciço (Pm) e arenitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc). É comum a presença de *lags* centimétricos e subarredondados de seixos (Figura 8D), filmes de argila nos *foresets*, laminações plano-paralela e *flaser*.

Na região de São Domingos do Azeitão, Pastos Bons e São João dos Patos ocorre sucessão de arenito finos, moderadamente selecionados, que apresenta espessura média de 15 a 20 m, composta por corpos tabulares e lenticulares organizados em ciclos

granodecrescentes ascendentes e extensão lateral superior a 120 m. São dominados pelas fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aca) (Figura 8F), arenito com estratificação cruzada composta (Acc), arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc) e pelitos maciços (Pm), por vezes, laminados e conglomerados maciços.

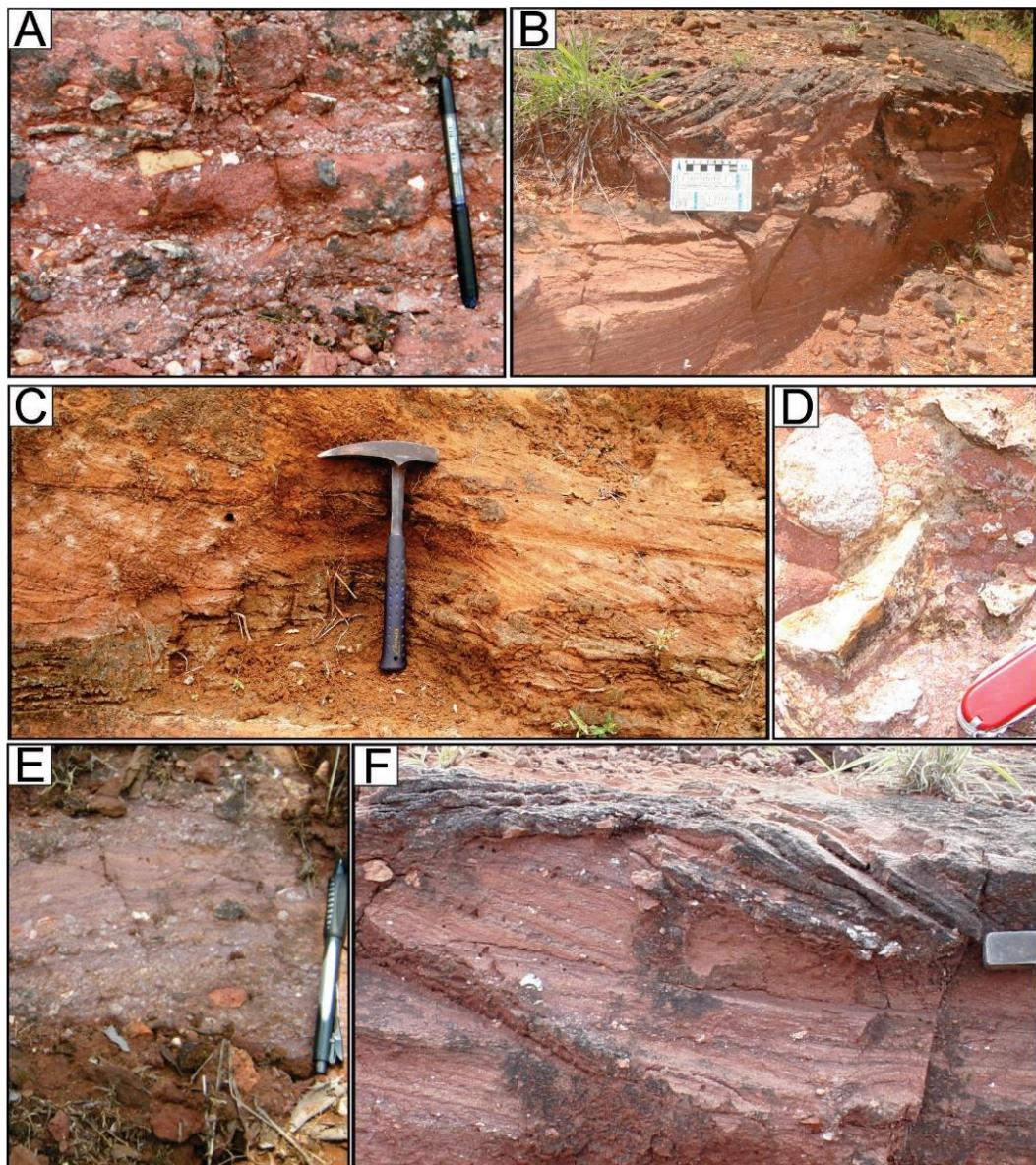


Figura 8. Aspectos gerais da associação de fácies 1. A) Paraconglomerado polimítico com clastos angulosos e centimétricos de sílex e basalto imersos em matriz areno-argilosa. B) Camadas de arenitos grossos com estratificação de baixo ângulo sobreposta por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. C) Intercalação de camadas conglomeráticas com laminação cruzada cavalgante transladante. D) Seixos angulosos de sílex e basalto com tamanho centimétrico. E) Camadas tabulares centimétricas de lags conglomeráticos sobrepostos por arenitos com laminações plano-paralelas. F) Detalhe de lags conglomeráticos com seixos de basalto e sílex.

A fácie Aca é constituída por arenitos finos, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. A fácie Acc é constituída por arenitos de granulometria predominantemente fina com grãos bem selecionados e

arredondados, inclui estratificações cruzada tangencial e sigmoidal, de pequeno porte, cujas paleocorrentes apontam preferencialmente para SSE. Os *sets* apresentam espessura média de até 1m, por vezes, filmes de argila recobrindo os *foreset*s. Os contatos com as fácies adjacentes podem ser bruscos ou amalgamados. Estes arenitos exibem localmente estruturas deformacionais e *rip up clasts*. Esta fácie ocorre intercalada com arenitos com estratificação plano-paralela (App) e arenitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica ou cortados por finas camadas com *lags* de quartzo (fácie Cm). A fácie App é constituída por arenitos finos a médios, moderadamente selecionados e *com foresets* de 1 a 3 cm. Localmente exibem estratificação cruzada de baixo ângulo. A transição para as fácies sotopostas pode ser definida por contatos erosivos. A fácie Alc abrange arenitos finos a médios de coloração avermelhada e geometria tabular, ocasionalmente com filmes de argila nos *foreset*s.

A associação de fácies 1 sugere deposição em planícies de rios entrelaçados, as quais são comuns em regiões áridas a semiáridas, onde fluxos de rios efêmeros formavam uma rede de canais fluviais efêmeros (*wadis*) organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes. Estes canais são caracterizados pela baixa razão água/sedimento e por um regime tipicamente torrencial associado a chuvas esporádicas, com retrabalhamento de interdunas úmidas e formação de *lags* conglomeráticos (Smith, 1987). Com o fim dos pulsos magmáticos, a Formação Mosquito serviu de substrato para o escoamento das águas das chuvas, que não eram absorvidas rapidamente, o que favoreceu um maior espalhamento dos sedimentos carreados por esses fluxos. A presença de estratificação cruzada acanalada indica a migração de dunas subaquosas de pequeno porte nesses canais. Os *sets* centimétricos dessa estratificação cruzada apontam para uma profundidade relativamente rasa dos canais na porção oeste da bacia.

Os arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo foram formados no limite inferior de canais rasos, principalmente em lençóis arenosos formados durante o desconfinamento do fluxo (*sheetflow*) (Picard e High, 1973; Miall, 1987). Os clastos angulosos indicam que, parte dos sedimentos, tinham uma área fonte próxima, principalmente aqueles advindos de substrato vulcânico e dos arenitos *intertrap*. As camadas maciças podem ter sido formadas por deposição rápida, enquanto as estratificações cruzadas acanaladas são resultado da diminuição da velocidade do fluxo (Glennie, 1987).

4.4.4 Associação de fluvial de energia moderada (AF2)

Esta associação ocorre principalmente na porção sudeste da bacia, composta por siltitos maciço e pelitos laminados. A fácie Pl é composta por pelitos que apresentam coloração cinza claro a esverdeado, com estrutura finamente laminada, com geometria tabula com até 1m de espessura. Essas fácies são formadas pela alternância de condições subaquosas de baixa energia com decantação de sedimentos finos.

Fácies de siltitos maciços (Sm) são formadas por camadas tabulares centimétricas a métricas de siltitos maciços a laminados de coloração avermelhada. Estes depósitos foram formados por decantação em águas calmas sem ação de correntes de fundo.

4.4.5 Associação de fácie de lençol de areia (AF3)

A associação AF3 é caracterizada por camadas métricas de geometria tabular ou de baixo ângulo de arenito fino a grosso, contínuas lateralmente por centenas de metros (Figuras 4 e 8). A associação AF2 foi subdividida em dois conjuntos de fácies: CI) camadas planas com base deformada; CII) camadas planas constituídas por diversos tipos de laminações/estratificações internas.

O conjunto CI é composto de arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (Apb) (Figura 9A), acamamento maciço (Am), estruturas de sobrecarga e em chama (As) (Figura 9B). Essa sucessão tem mais de 40 m de espessura e distribui-se principalmente na porção inferior da seção estudada. É formada por camadas com grande extensão lateral de até 300 m.

O conjunto CII consiste em arenitos finos a médios, bem selecionados e com grãos bem arredondados, exibindo estratificação plano-paralela (Ap) (Figura 9C e D), laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante transladante (Apc), arenitos com *gutter casts* (Aga) (Figura 9C) e pelitos maciços com gretas de contração (Pg). As laminações cruzadas cavalgantes formam lâminas sub-horizontais e/ou com baixo ângulo (menos de 5°), com 1 a 4 cm de espessura e gradação inversa (Figura 9E). Também ocorrem arenitos finos a grossos, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal e com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (Figuras 9F). Esses canais são interpretados como *gutter casts* e ocorrem isoladamente, truncando arenitos finos a grossos com grânulos e seixos com estratificação plano-paralela. Os *gutter casts* exibem 15 cm a 2 m de largura e 5 cm a 1 m de profundidade e, normalmente, são preenchidos por arenitos com laminações

cruzadas acanaladas e/ou plano-paralelas e cortadas por arenitos finos com lamações cruzadas cavalgantes (Figuras 9C e F). No conjunto CII, comumente ocorrem intercalações de lamação plano-paralela e estruturas de adesão (*adhesion lamination* e *adhesion warts*) (Figura 9G). As camadas com estrutura de adesão são muito expressivas, formam pacotes com espessura superior a 2 m e com mais de 20 m de extensão lateral, sempre associadas a *rip-up clasts* e *curled clay flakes*. As lamações de adesão formam lamações irregulares e crenuladas que persistem por dezenas de metros, algumas vezes associadas a estruturas de deformação. As verrugas de adesão (*adhesion warts*) formam pequenas projeções ou montículos centimétricos na forma de arco ou semiarco (Figuras 9G). Essas estruturas marcam o topo de camadas centimétricas que formam ciclos de ressecamento ascendente (*drying-upward*) (Kocurek 1981) e estão presentes na base e na porção média da Serra Negra. Gretas de contração ocorrem em pelitos no topo dos ciclos. As camadas de pelito apresentam espessura que varia de 0,5 a 1 m e, em geral, recobrem arenitos com estruturas de adesão. Nesse arenito é possível identificar o cimento de zeólita (estilbita), que forma pequenos pontos esbranquiçados na rocha (Rezende 2002, Picanço *et al.* 2011). Também é comum a presença de nódulos evaporíticos que efervescem em contato com ácido clorídrico.

O conjunto de fácies CI foi gerado por fluxos em lençol (*sheet flow*) durante inundações episódicas (*flash flood*). A presença de estruturas de sobrecarga e em chama sugere deposição rápida e confinamento da água intersticial com posterior ajustamento plástico das camadas por processos de liquefação (Lowe 1975).

O conjunto de fácies CII representa a migração de dunas eólicas *zibar* de pequena amplitude, com topo aplainado pelo retrabalhamento eólico. A migração de formas onduladas de origem eólica (*wind ripples*) é indicada pela presença de lamações sub-horizontais com gradação inversa (Hunter 1977). O fluxo em lençol, que se espalhava sob condições de regime de fluxo inferior a superior, deu origem a arenitos com estratificação plano-paralela nas planícies dos lençóis arenosos.

Localmente, a máxima velocidade da corrente causou fluxos confinados em canais rasos e estreitos (*gutter casts*) com migração de dunas subaquosas (3D). Feições crenuladas são interpretadas como estrutura de adesão. Essa estrutura é formada pela adesão de grãos de areia seca soprados pelo vento sobre superfícies úmidas (Kocurek & Fielder, 1982). As lamações de adesão indicam sequências de ressecamento ascendente (*dry-upward*) e, diferentemente das demais estruturas de adesão, podem ser formadas em grandes áreas,

dependendo, principalmente, do teor de umidade (até 80%). Gretas de contração no topo dos ciclos corroboram essa interpretação.

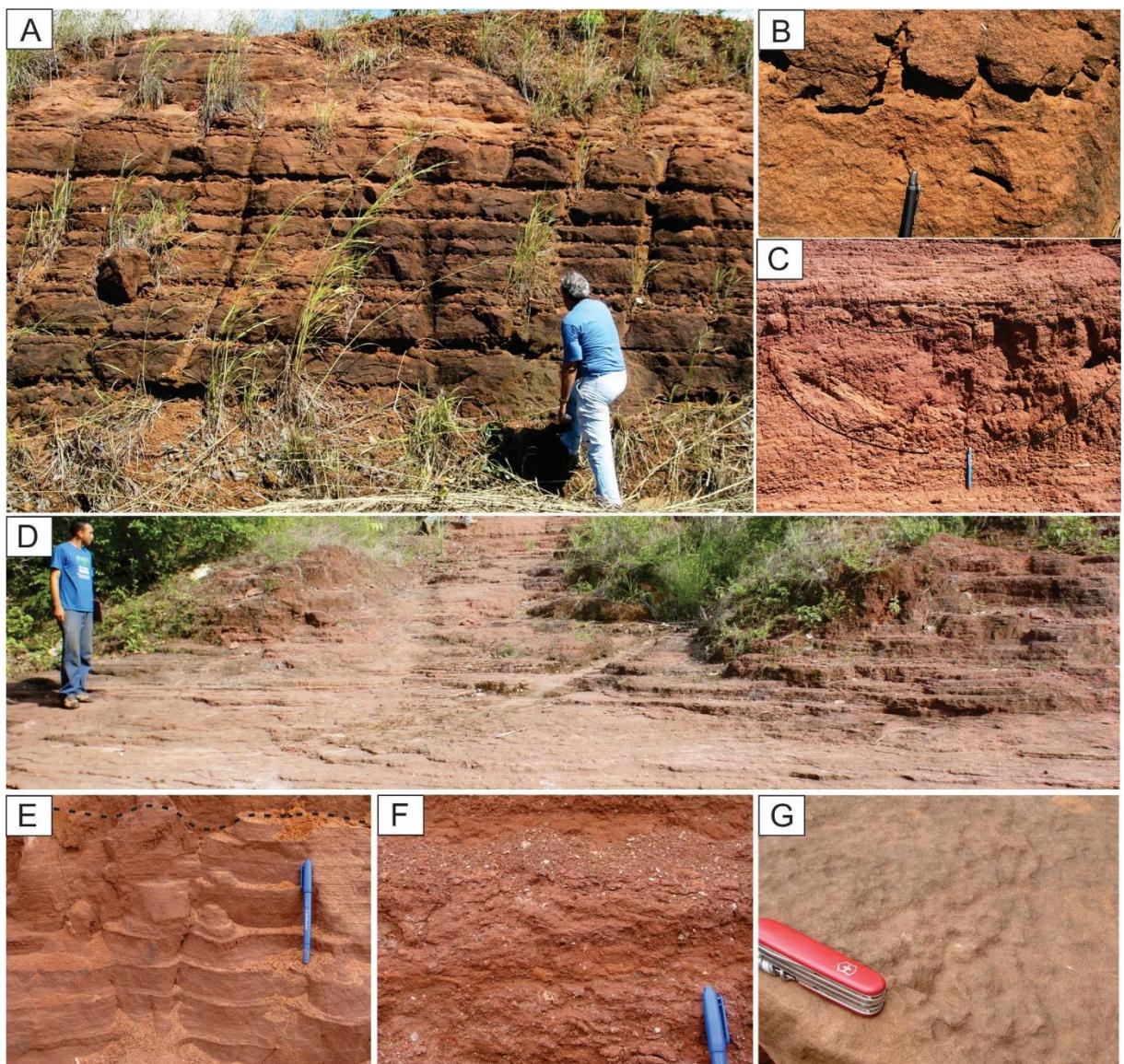


Figura 9. Aspectos gerais da associação de associação de fácies de lençol de areia. A) Arenitos tabulares com estratificação plano-paralela. B) Arenitos com estruturas de deformação. C) arenito exibindo geometria de canal preenchido por arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada com sets diminuindo para o topo. D) Arenito médio a grosso com laminação de baixo ângulo. E) Contato erosivo de arenito com laminação cruzada cavalgante transladante (ApC) e arenito médio a grosso com estratificação plano-paralela (Ap). F) Seixo em arenitos grossos da fácie Ap. G) arenito com estruturas de adesão.

A alternância de laminações eólicas com estruturas de adesão reflete mudanças no teor de umidade desses depósitos (Chakraborty & Chaudhuri 1993). Normalmente, estruturas de adesão e gretas de contração na Formação Corda estão associadas a concreções evaporíticas que podem ser produto da acumulação de sais na franja capilar, que expandem e forçam levemente as camadas a se deformar.

Planícies arenosas formadas pelo vento ou por fluxo em lençóis consistem principalmente em estratificação cruzada de baixo ângulo formada por ondulações ou queda de grãos. Normalmente ocorrem em áreas marginais aos campos de dunas (Fryberge *et al.* 1979). O modelo proposto aqui sugere que essas planícies arenosas foram submetidas esporadicamente a alternâncias de retrabalhamento eólico e inundações episódicas (*flash floods*). Durante a fase seca, formas de leito de pequeno a médio porte, geralmente com o topo arrasado pela intensa deflação, foram desenvolvidas com a formação de marcas onduladas (Figura 11). Núcleos úmidos nessa planície formaram sítios de precipitação de carbonatos e evaporitos, geralmente associados às marcas de aderência. Inundações episódicas sob regime de fluxo superior e inferior geraram o espalhamento das areias e retrabalhariam a planície de deflação preestabelecida. Além disso, formaram redes de canais rasos com dunas subaquosas de baixa amplitude. Uma nova fase de deflação subsequente retrabalharia todo o depósito subaquoso.

4.4.6 Associação de fácies de campo de dunas (AF4)

A associação de campo de dunas (AF4) ocorre sobreposta aos arenitos com laminação plano-paralela e estrutura de adesão da AF3. A AF4 representa uma sucessão com mais de 60 m de espessura formada pelas fácies de arenito com estratificação cruzada tabular (Act), arenito com estratificação cruzada tangencial (At), arenito com laminações onduladas e estrutura de adesão (Aa), arenitos com estruturas poligonais (Aep) e pelito maciço (Pm). Essa associação foi subdividida em dois conjuntos de fácies: CIII e CIV.

O conjunto de fácies CIII forma camadas tabulares extensas lateralmente por dezenas de metros. É constituído de arenitos finos a médios, de coloração amarelo-pálida a avermelhada, com grãos bem arredondados e selecionados, apresentando bimodalidade granulométrica. Apresenta estratificação cruzada tabular e tangencial (Act e At) de pequeno a médio porte (*sets* de 0,5 a 1,8 m de espessura) e o conjunto dos estratos (*co-set*) possui cerca de 4 m de espessura (Figura 10A e B). As estratificações cruzadas apresentam mergulhos fortes de 27° a 33°, com contatos angulares com a horizontal e direção de 200° a 308° Az. Os *foresets* são formados por fluxo de grãos (*grain flow*) e queda de grãos (*grain fall*) (Figura 10B e C), além de laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante, com mergulho suave, ou finamente laminada (*pinstripe lamination*). Individualmente, as lâminas apresentam variações no tamanho dos grãos, bom selecionamento e gradação inversa. Nessa associação é comum a presença de grãos bem arredondados cobertos por uma película de

óxido-hidróxido de ferro. Os depósitos de fluxo de grãos têm, em média, 2,5 cm de espessura, podendo chegar a 4 cm de espessura. As lâminas com fluxo de grãos podem ser identificadas com base no alto ângulo de mergulho (24° a 28°) e sua graduação inversa (Figura 10A, B e C).

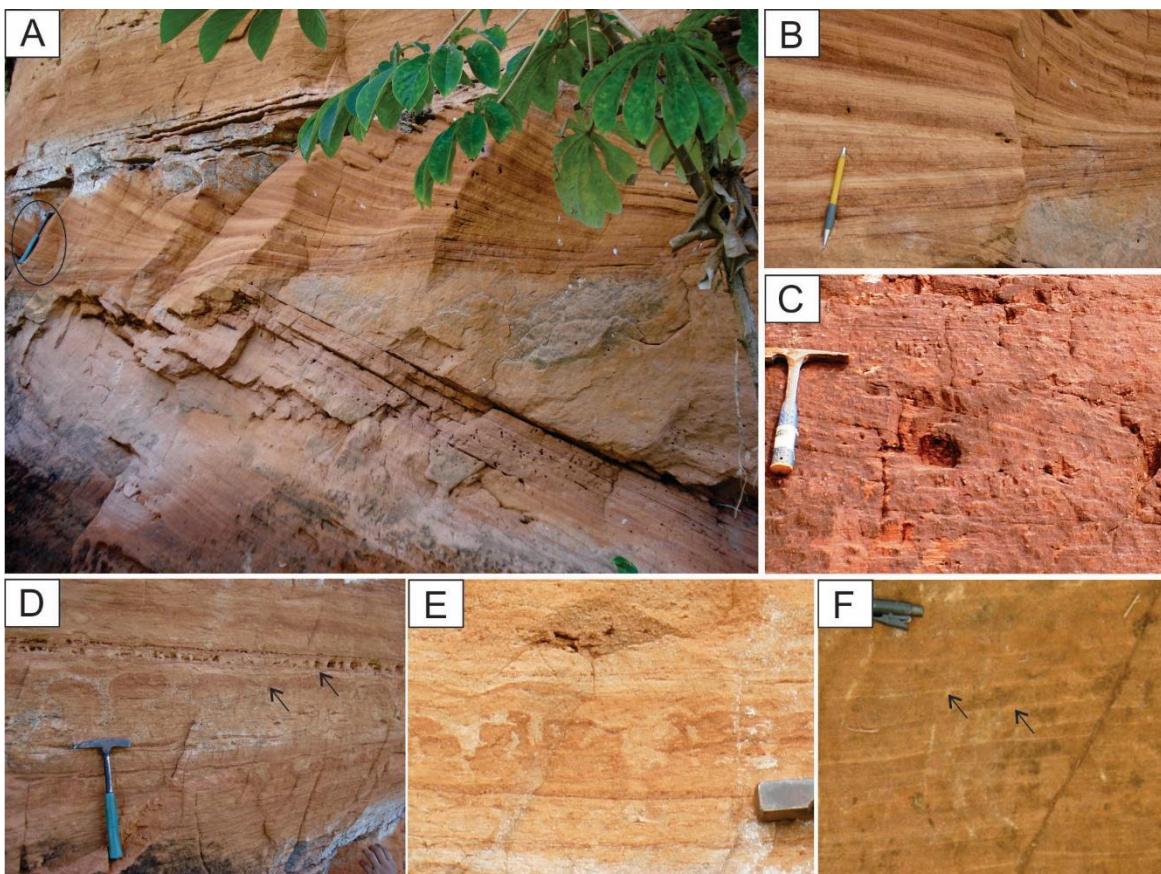


Figura 10. Aspectos gerais do grupo associação de fácies de campo de dunas. A) Arenito fino médio, bém selecionado com estratificação cruzada tabular e tangencial de médio a grande porte. B) Arenito com estruturas de queda de grão e fluxo de grãos. C) arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte e lamination plano-paralela. D arenito com laminationes onduladas e estruturas de bioturbação E) Estruturas de bioturbação em arenitos. F) detalhe de arenito com lamination cruzada cavalgante subcrítica e lamination tipo pinstripe.

O conjunto CIV consiste em arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com predomínio das laminationes onduladas, que ocorrem intercaladas aos depósitos do CIII (Figuras 10D). Esses arenitos formam camadas tabulares em sucessões de até 5 m de espessura, organizadas em ciclos de ressecamento de escala centimétrica. Os arenitos são finos a grossos, moderadamente selecionados, apresentam lamination ondulada, estruturas de adesão (Aa), arenito fino com estruturas poligonais (Aep), ocorrendo também pelito maciço (Pm) e estruturas lamination cruzada cavalgante subcrítica e estruturas de

bioturbação (E e F). Filmes de argila laminados e gretados, com horizontes mosqueados ricos em óxido-hidróxido de ferro, marcam os topos dos ciclos

Os arenitos do conjunto CIII com estratificação cruzada de médio porte, formada por fluxo e queda de grãos, são interpretados como depósitos de dunas eólicas originadas pela migração de macroformas onduladas (Hunter 1977, Kocurek & Dott, 1981). A migração dessas formas de leito origina superfícies de primeira ordem (Mountney 2006). A espessura dos depósitos de fluxo de grãos sugere que as dunas tinham entre 0,5 e 3 m de altura (Kocurek & Dott 1981). A laminação cruzada cavalgante subcrítica é formada pela migração de marcas onduladas de pequena amplitude e grande comprimento de onda (*ripples*). O mecanismo trativo de arraste associado à suspensão dessas micro-ondulações causa o cavalgamento das ôndulas, cuja superposição forma lâminas sub-horizontais ou pseudoacamamentos (McKee & Weir 1953, McKee 1966, Hunter 1977). As superfícies de reativação da Formação Corda foram formadas pela erosão na face de deslizamento da duna (*lee-slope*) seguida por uma nova sedimentação associada a mudanças na assimetria das dunas e na sua direção e velocidade de migração. As superfícies de migração de interdunas foram formadas como resultado da migração de dunas separadas por grandes áreas de interdunas. Inundações nas áreas marginais das dunas carrearam grandes quantidades de materiais argilosos para as áreas de interdunas e, quando expostos ao sol, ressecaram, foram retrabalhados pelo vento e incorporados às dunas como seixos e *flakes* de argila.

No conjunto CIII, as superfícies de reativação e de migração de interduna são exemplos de superfícies limitantes presentes na AF4 (Brookfield 1977). As superfícies de reativação exibem mergulhos suaves (15° a 20°) e cortam os *foreset*s das estratificações cruzadas, enquanto as superfícies de migração de interdunas se caracterizam por limites erosivos levemente inclinados, com mais de 50 m de extensão.

O conjunto CIV apresenta características sedimentares que sugerem tratar-se de depósitos interdunas, com deposição eólica e subaquosa, com flutuações do lençol freático. A presença de estruturas de adesão é uma clara indicação de uma fonte de areia seca e de uma superfície deposicional úmida ou molhada (Kocurek & Filder, 1982). Quando em contato com a superfície úmida, a areia seca soprada pelo vento forma estruturas de adesão. Essa umidade é comum em áreas fortemente controladas pelo lençol freático e/ou onde ocorrem chuvas eventuais. Segundo Mountney (2006), interdunas úmidas são formadas quando o lençol freático sobe até ou acima da superfície deposicional devido a períodos em que estes depósitos são episodicamente expostos a inundações. A presença de laminação

subaquosa e de marcas onduladas recobertas por argila sugere que tais estruturas foram formadas em curtos episódios de inundação, que, por vezes, levou à formação de pequenos lagos nestas áreas (Glennie 1970). Inundações sazonais favorecer a deposição de grandes quantidades de argila, o que explicaria a presença de espessos pacotes de pelito maciço nessa associação. Outra possibilidade é a elevação do lençol freático acima da superfície, ocasionado a formação de pequenos lagos temporários (Glennie 1970). A presença de estruturas poligonais indica que parte superfície do substrato lamoso foi exposta, formando gretas de ressecamento. Segundo Mountiney (2006) e Retallack (2001), nestas planícies é comum a presença de laminações geradas por correntes subaquosas e por ondas, por vezes com recobrimento de argila, estruturas de deformação, gretas de dissecação, *clay flakes* e *curled clay flakes*. A presença continua ou episódica de água neste ambiente favorece a colonização por plantas e atividade de animais, contribuindo, assim, para a formação de solos com bioturbações e marcas de raízes.

4.4.7 Associação de fácies lacustre central (AF5)

Esta associação de fácies ocorre em morros nos municípios de Nova Iorque (MA), Barão de Grajaú (MA) e Floriano (PI), nas margens da BR-343. Perfazem esta AF as fácies pelito laminado (Pl), ritmito arenito/pelito (Rap) e arenito com laminação plano-paralela (Alp).

Pelitos de geometria tabular, coloração vermelha a marrom-avermelhada, com espessamento ascendente e extensa continuidade lateral são comuns na porção superior da Formação Pastos Bons. Estas rochas podem ocorrer na forma de espessos pacotes pelíticos laminados a maciços (1-6 m), amplamente dominantes em relação aos arenitos, principalmente na região do Morro do Paracati (fácie Pl; Figura 11A e B), em Floriano (PI), ou em finas intercalações (0,1 – 0,25 m) com camadas tabulares de arenito e lâminas de carbonato (fácie Rap; Figura 13A, B). Estas camadas são cortadas por diques básicos da Formação Sardinha. As adjacências desta intrusão apresentam característica coloração cinza-esverdeada, ao invés da marrom-avermelhada, predominante. Os contatos com as fácies adjacentes são bruscos a erosivos, mas também podem exibir estruturas deformacionais, como estruturas em prato e/ou em chama. Na região de Nova Iorque (MA), a fácie Pl alterna-se com arenitos tabulares, brancos a amarelados, com 0,1 – 0,15 m de espessura e laminação plano-paralela (fácie Alp; Figura 11C), com contatos gradacionais. A granulometria varia de fina a média, com grãos bem selecionados e subarredondados.

A AF5, referente ao ambiente lacustre central, é composta por pelitos laminados a maciços da fácie Pl e arenitos finos com laminação plano-paralela da fácie App. Esta porção registra a acumulação de sedimentos de menor granulometria, com geometrias predominantemente tabulares, bem como pacotes espessos de pelitos. Estes últimos apontam sedimentos transportados por suspensão e depositados por decantação em ambiente de águas calmas (Reading 1996, Nichols 2009). A AF2 exibe ciclos de granodecrescência e espessamento ascendentes. A maior profundidade da lâmina d'água nesta porção do lago provavelmente impossibilitou a ação de ondas, por esta razão este tipo de estruturas não está presente nesta AF. O aporte reduzido de sedimentos terrígenos permitia a precipitação de lâminas de carbonato.

É provável que as AF5 e AF6 tenham relações cogenéticas, com as diferenças sedimentológicas controladas pela variação da energia do fluxo, *momentum* da corrente de turbidez, distância em relação à convergência canal fluvial/lago, espessura da lâmina d'água e aporte sedimentar entre as porções intermediárias e distais do lago. Provavelmente, a porção mais profunda do lago localizava-se na região de Floriano (PI) e Barão de Grajaú (MA), onde ocorrem as camadas mais espessas de pelitos, por vezes com alta concentração de matéria orgânica (Petric 2006). Bálleg et al. (2013) sugerem que este aprofundamento se deu devido à influência do Lineamento Transbrasiliano neste local, responsável pelo maior espaço de acomodação, o que também teria influenciado nos aspectos sedimentológicos distintivos do Folhelho Muzinho. Outra possibilidade é que o clima árido predominante durante a deposição tenha gerado lagos estratificados, com condições fortemente anóxicas no fundo, representado pelo Folhelho Muzinho.

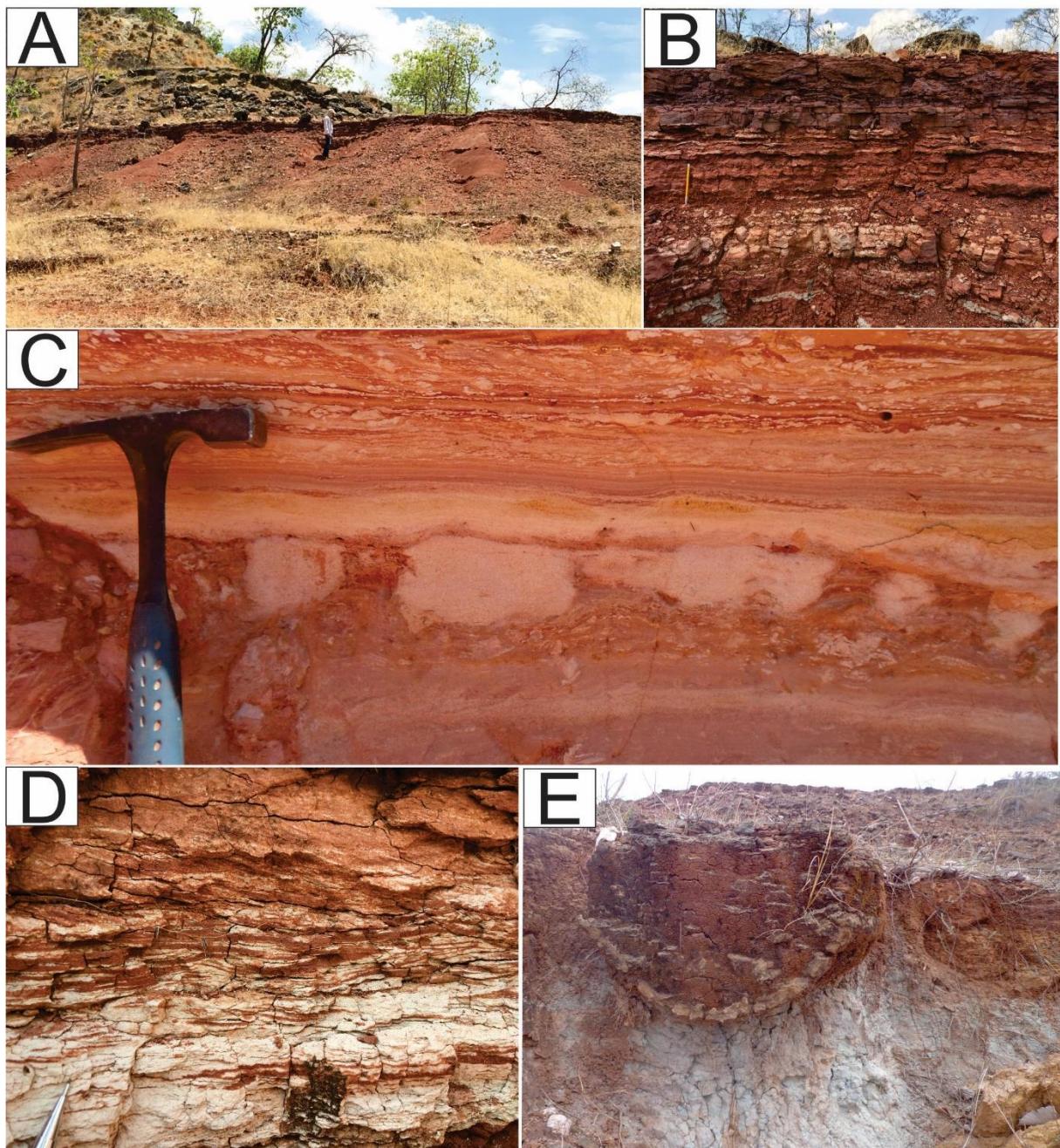


Figura 11. Aspectos gerais da AF4. A) Extensão vertical e lateral da fácie Pl. B) Ritmitos com camadas finas e tabulares de arenito e pelito. C) Pseudonódulos isolados, com estrutura ball and pillow (Escala: 7 cm). D) Laminação ondulada na fácie Alc (Escala: 2 cm). E) Contatos bruscos e, localmente, com estruturas deformacionais entre camadas de arenito e pelito.

4.4.8 Associação lacustre marginal (AF6)

Esta associação ocorre na região de Floriano (PI), São João dos Patos e Sucupira do Riachão (MA), expostos em morros e cortes de estrada ao longo da BR-230 e BR-343. As fácies que compõem esta associação são arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito com laminação cruzada assimétrica (Ala), arenito com laminação cruzada cavalgante

supercrítica (Alc), arenito com estruturas deformacionais (Ad) e arenito maciço (Am). Tal sucessão pode apresentar até 10 m de espessura, comumente compondo ciclos de espessamento ascendente (Figura 11 C, D e E; Tabela 2).

Os arenitos da fácie App abrangem camadas tabulares de arenito, amarelados a cinza-esverdeados, com espessuras de 0,1 a 2,5 m. A granulometria é predominantemente fina, com grãos bem selecionados e arredondados. Apresentam laminações plano-paralela e de baixo ângulo, com filmes de argila subordinadamente. Pontualmente, exibem clastos centimétricos (~2 cm), marcas de obstáculo e estruturas de sobrecarga (*ball-and-pillow*), as quais podem deformar pontualmente a laminação, especialmente ao longo dos contatos com as fácies sotopostas. As intercalações frequentes entre as fácies App e Alc constituem gradações inversa-a-normal (Figura 13C). Esta última apresenta arenitos de geometria irregular, rosados a avermelhados, granulometria fina a média, moderadamente selecionados. Exibe laminações cruzadas cavalgantes supercríticas, com formas de até 6 cm de base reta a côncava, além de acamamento *flaser* e estrutura *pinch and swell*. Este conjunto, por vezes, grada para camadas maciças de 0,2 – 0,7 m de espessura (fácie Am).

A fácie Ala inclui arenitos de geometria irregular, coloração amarelada a marrom-avermelhada e espessuras de 0,2 a 1 m. Estas rochas apresentam granulometria fina a média, com grãos bem arredondados e moderadamente selecionados. A principal estrutura presente é a laminação cruzada assimétrica, com formas de 5 – 8 cm, cujas paleocorrentes apontam para NW e SW. Estas laminações apresentam cristas arredondadas e *foreset sigmoidais*. Também estão presentes estruturas do tipo *pinch and swell*, acamamento *flaser* e laminação ondulada. Ocorre associada à fácie Ad em contatos gradacionais, e com a fácie Pl, cujo contato pode ser definido por estruturas de sobrecarga, com deformação das laminações (Figura 11E). A fácie Ad é composta por arenitos de coloração esbranquiçada, geometria irregular e 0,2 a 2 m de espessura. Esta fácie abrange rochas de granulometria fina, com grãos bem selecionados e subarredondados. Apresenta uma variedade de estruturas deformacionais lateralmente persistentes, como estruturas em prato, estrutura em chama, pseudonódulos, *load casts*, laminação rompida, falhas sinsedimentares, dobras assimétricas, laminação convoluta e estruturas de injeção de aproximadamente 5 cm (Figura 11C e E). Pseudonódulos podem estar fixados, principalmente em camadas espessas de arenito, enquanto, em pacotes delgados e intercalados com pelitos relativamente espessos, ocorrem pseudonódulos isolados, na forma de corpos arenosos inclusos, os quais caracterizam estruturas *ball-and-pillow* (Figura 11C), cujo comprimento varia de 0,1 – 10 cm. Tais corpos

são predominantemente alongados e arredondados, e apresentam geometrias fitadas, lensoidais e sigmoidais. Estes corpos são numerosos, embora não sejam contínuos. O grau e complexidade deformacionais aumentam nas porções superiores da camada, além disso, estruturas de sobrecarga predominam na base e porção média do pacote, e estruturas de escape de água e injeção de sedimentos prevalecem no topo. Camadas não deformadas com estruturas e litologias similares a essa fácie ocorrem abaixo e acima deste horizonte. A fácie Ad exibe camadas amalgamadas a contatos bem definidos com as fácies Pl, App e Alc.

Estes depósitos foram gerados a partir de fluxos hiperpicnais provenientes, provavelmente, de canais fluviais (*flysch like-delta front*) durante inundações-relâmpago. Esta interpretação baseia-se, sobretudo, no predomínio de camadas tabulares de arenito e gradação inversa-a-normal, que sugerem desconfinamento do fluxo (*sheetflow*) e expansão/contração do fluxo, típicos de regimes hiperpicnais e hiperconcentrados (Lamb *et al.* 2008, North & Davidson 2012). A aceleração-desaceleração do fluxo é representada pela intercalação entre as fácies App e Alc, que indicam variação no regime de fluxo, predominantemente inferior (Davis 1992, Reading 1996, Nicholls 2009).

A formação das correntes de turbidez (*underflows*) foi desencadeada pela alta densidade da descarga, deslizamentos provocados por declives e ação de ondas. Esta última é sugerida por feições como as estruturas *pinch and swell*, laminações cruzadas cavalgantes supercríticas com base côncava e laminações cruzadas assimétricas, de crista arredondada e *foresets* sigmoidais (fácie Ala; análogas à laminação cruzada de fluxo combinado de Yokokawa 1995, Dumas *et al.*, 2005). Outros processos provavelmente atuantes foram as oscilações do nível do lago, possibilitadas pelo clima árido vigente na região da Bacia do Parnaíba durante o Jurássico, a razão variável de influxo/efluxo e a taxa de subsidência. A rápida deposição de sedimentos, a partir destas correntes, resultou em camadas maciças (fácie Am) e deformação sinsedimentar (*soft-sediment deformation*, fácie Ad e Pl), na qual o mecanismo atuante foi a liquefação, evidenciada pelo predomínio de silte grosso a areia fina, o carácter dúctil e pervasivo da deformação, aumento ascendente do grau deformacional, preservação de laminações/estratificações e estruturas de escape de água no topo da fácie Ad (Owen *et al.* 2011, Owen & Moretti 2011). Deste modo, os agentes desencadeadores da deformação são autocíclicos. De acordo com Owen e Moretti (2011), a liquefação ocorre em sedimentos soterrados abaixo de 10 m, saturados em água e com empacotamento frouxo.

4.5 DISCUSSÃO SOBRE O PALEOAMBIENTE

4.5.1 Modelo deposicional

Os depósitos eocretáceos foram interpretados como um sistema fluvio-eólico (Figura 12) desenvolvido no final do Jurássico foram individualizadas em seis associações de fácies (AF) representativas de um sistemas desértico úmido composto por campos (AF4) de porte médio com interdunas úmidas, evidenciado pela presença de estruturas de adesão e gretas de ressecamento, que eram episodicamente retrabalhado por canais efêmeros (AF1) que alimentava os canais de energia mais baixa (AF2) e lagos da porção oriental da bacia (AF5 e 6): Depósitos de campos de dunas eólicas caracterizaram a parte centro-oeste da Bacia do Parnaíba e era margeado por um extenso lençol de areia; os depósitos de lago central e de lago marginal preponderavam na porção SE da bacia. Após os eventos magmáticos, a reativações de falhas permitiram contatos laterais das rochas básicas com as unidades Paleozoicas (formações Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Sambaíba), e posteriormente os basaltos, foram recobertos por depósitos do eocretáceo. As rochas básicas serviram principalmente como substrato e, localmente, foram retrabalhadas pelos depósitos da Formação Corda, principalmente na porção centro-oeste da bacia. Já na porção SE a diminuição da energia dos canais alimentava depósitos fluvio-lacustres que se depositaram sobre as rochas paleozoicas. Os depósitos da Formação Pastos Bons foram posteriormente cortados por diques básicos da Formação Sardinha. Todo esse pacote sedimentar foi posteriormente erodido pelos depósitos da Formação Grajaú.

4.6 DISCUSSÃO

A evolução deposicional das rochas da Formação Corda iniciou-se após os últimos pulsos magmáticos da Formação Mosquito, na porção centro-oeste da Província do Parnaíba. Inundações episódicas retrabalharam a parte superior dos derrames da Formação Mosquito, formando dunas subaquosas arenosas e de cascalho com abundância de fragmentos de rochas vulcânicas, quartzo e feldspato. A migração dessas formas de leito gerou estratificações cruzadas acanaladas e de baixo ângulo. Margeando o campo de dunas ocorriam lençóis de areia com estratificação plano-paralela e lamination cruzada cavalgante subcrítica. A migração do campo de dunas por sobre os lençóis de areia gerou uma sucessão de rochas de com estratificação cruzada tabular e pacotes espessos de esterificação plano-paralela de lençol de areia típicos dos depósitos cretáceos da Formação Corda. A abundância de água durante a deposição da Formação Corda é observada em todas as associações,

principalmente pela presença frequente de depósitos fluviais (*wadis*) e de interdunas úmidas, caracterizadas por pelitos com exposição subaérea recorrente. O aumento da umidade nessas porções do Gondwana pode ser relacionado com a abertura das bacias oceânicas durante o final do Jurássico seguindo o entendimento de Sgarbi e Dardene (1997). Comparado aos extensos desertos do Permo-Triássico, como aqueles da Formação Sambaíba, o deserto jurássico descrito aqui foi mais úmido e com espaço de deposição reduzido, este indicado pelo depósito de dunas eólicas de médio porte (Figura 12).

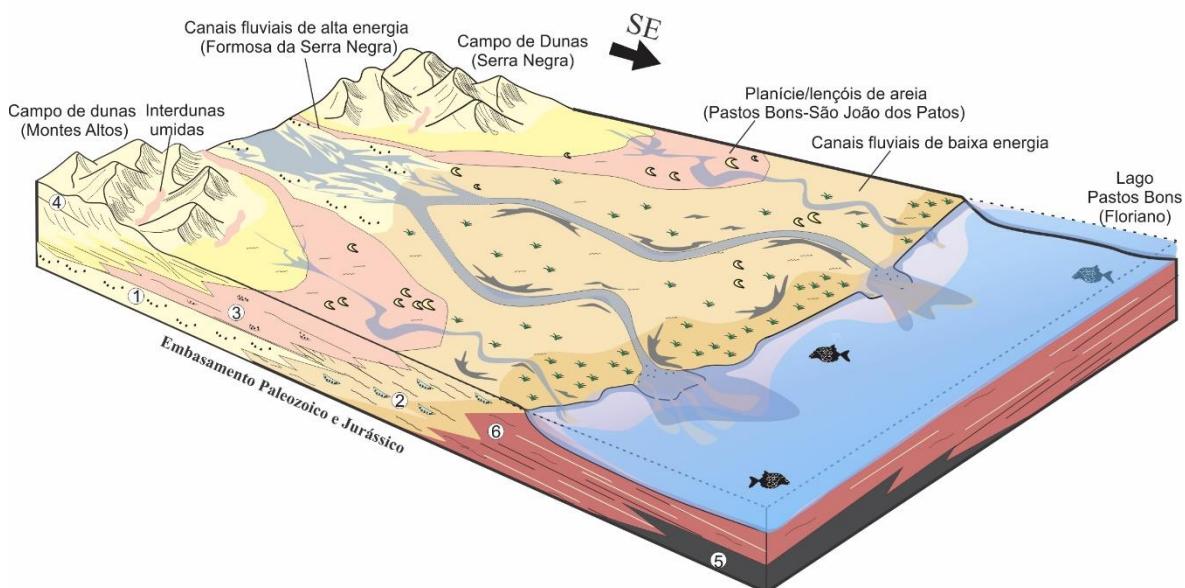


Figura 12. Síntese das interpretações paleoambientais das formações Corda e Pastos Bons, na porção central da Bacia do Parnaíba, com depósitos de dunas predominando na porção NW e depósitos lacustres na porção SE.

4.7 CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica foi realizada nas rochas das formações Corda e Pastos Bons expostas na porção central da Bacia do Parnaíba, em uma sucessão siliciclástica com mais de 80 m de espessura. Foram definidas 28 fácies sedimentares agrupadas em seis associações de fácies (AF): fluvial entrelaçado de alta energia (AF1), fluvial de energia moderada (AF2), lençóis arenosos (AF3) e campo de dunas (AF4) relacionados à Formação Corda e associação de fácies. Para a Formação Pastos Bons foram individualizadas as associações lacustre central (AF5) e marginal (AF6) relacionadas a um sistema desértico com contribuições de rios efêmeros e perenes que alimentavam lagos situados na porção sudeste da bacia.

As rochas dos depósitos eocretáceos têm sua origem associada a um deserto que, comparado aos extensos *ergs* do Permo-Triássico, era mais úmido, com amplas áreas de

lençóis de areias e um campo de dunas reduzido. De certa forma, o sistema desértico Corda-Pastos Bons foi o prelúdio da modificação do clima árido por um clima mais ameno que caracterizou os sistemas fluviais e costeiros do Cretáceo médio a superior da Bacia do Parnaíba.

Embora os dados aqui levantados sejam pontuais, a análise de fácies em combinação com a análise mineralógica permitiu reconstituir o paleoambiente da Formação Corda, com implicações importantes sobre a paleogeografia e o paleoclima do Jurássico, o que permite guiar futuros trabalhos estratigráficos com esse enfoque na Bacia do Parnaíba.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de doutorado concedida ao primeiro autor. Agradece ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo suporte técnico e financeiro. Ao Professor. Dr. Werner Truckenbrodt, pelo incentivo e apoio nos trabalhos de campo e nas discussões geológicas. Aos Drs. Francisco R. Abrantes Júnior e Isaac Salém Bezzera por contribuir nos trabalhos de campo e pós-campo.

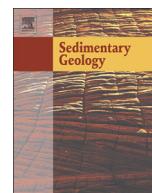
CAPÍTULO 5 GENESIS OF POIKILOTOPIC ZEOLITE IN AEOLIANITES: AN EXAMPLE FROM THE PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL*

Cleber Eduardo Neri Rabelo^a, Alexandre Ribeiro Cardoso^a, Afonso César Rodrigues Nogueira^a, Joelson Lima Soares^a, Ana Maria Góes^b

^aPrograma de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPa), Rua Augusto Corrêa s/n, Belém 66075-110, Brazil
(cleber.rabelo.2012@gmail.com)

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, SP, Brazil.

***Published in the Journal Sedimentary Geology**



Genesis of poikilotopic zeolite in aeolianites: An example from the Parnaíba Basin, NE Brazil



Cleber Eduardo Neri Rabelo ^{a,*}, Alexandre Ribeiro Cardoso ^a, Afonso César Rodrigues Nogueira ^a, Joelson Lima Soares ^a, Ana Maria Góes ^b

^a Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110 Belém (PA), Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 December 2018

Received in revised form 14 March 2019

Accepted 15 March 2019

Available online 21 March 2019

Editor: Dr. B. Jones

Keywords:

West Gondwana

Jurassic-Cretaceous

Zeolite cement

Laumontite

Stilbite

Parnaíba Basin

ABSTRACT

Zeolite cement is one of the main components of the Jurassic to Lower Cretaceous fluvial-aeolian succession in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. Core and outcrop-based stratigraphic analyses permitted the paleoenvironmental and diagenetic interpretation of aeolian sandstone and showed the influence of the volcanic substrate in the origin of the zeolite cement. The substrate is represented by an extensive volcanic plain developed in the last stages of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in West Gondwana. The siliciclastic deposits consist of dune field, sand sheet and wadi deposit facies associations. The zeolite cement of the aeolian succession forms poikilotopic crystals with anomalous up to 50% modal content. X-ray diffraction and SEM/EDS/CL analyses showed laumontite and Ca-stilbite exhibiting, respectively, massive and radial textures. During eodiagenesis, the main processes included clay infiltration linked to water table fluctuations and flash flood events, producing clay coatings and displacive stilbite cementation. Massive laumontite cementation and smectite-chlorite conversion occurred in the mesodiagenesis, while in the final stages, the zeolite was partially replaced by calcite cement. Telodiagenesis is recorded by iron exsolution and the corrosion of clay films. Several processes can be inferred to explain the origin of the zeolite cement in the Jurassic-Lower Cretaceous sandstone of the Parnaíba Basin. After the first magmatic pulse (Triassic magmatism), the zeolite-bearing basalts were submitted to chemical weathering, causing cation leaching. Afterwards, the deposition of aeolian sands related to a wet desert system occurred above this weathered substrate. Fractured basaltic substrate favored the release of ions to the surface, with fluids enriched in sodium and calcium that percolated the permeable aeolian sandstone beds during the dia genesis. Furthermore, zeolite cement is geographically associated with the volcanic substrate in the western Parnaíba Basin. However, it is absent in the eastern part, where the aeolianites overlie sedimentary rocks. We suggest that the system was thermally reactivated by the last thermal CAMP phase, with basalt emplacement in the eastern Parnaíba Basin linked to the opening of the Equatorial Atlantic Ocean (Cretaceous magmatism). The progressive heating towards the western part of the basin triggered fluids convection, and the enrichment in ions such as Ca^{2+} , Si^{4+} , Na^+ , Al^{3+} , HCO_3^- and SO_4^{2-} , promoting optimal conditions for zeolite crystal growth (100 °C–300 °C). Sandstone textual aspects, as well as extensional faults and fractures allowed fluids migration resulting in the massive poikilotopic zeolite cementation, characterizing one of the most singular features of the diagenetic history of the West Gondwana record.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The prelude of Gondwana break up was indicated by an expressive magmatic intrusion causing uplift and flexural bulge in the northwestern part of this continent, while in the central part, thermal subsidence was accompanied by fissure-controlled lava flows linked to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Merle et al., 2011; Torsvik and

Cocks, 2013). The volcanic plains in western Gondwana developed on the Permian-Triassic arid deserts (Abrantes et al., 2016). The demise of the large intracontinental arid desert system buried by volcanic rocks was succeeded by an expressive climate change when wet deserts were implanted during the Jurassic-Cretaceous period in West and Central Gondwana (Ballén et al., 2013; Rabelo and Nogueira, 2015). This siliciclastic system associated with fluvial deposits is seen in the Jurassic-Lower Cretaceous Corda Formation, exposed in the central part of the Parnaíba Basin, in northeastern Brazil (Fig. 1A) (Rabelo and Nogueira, 2015). The massive zeolite cementation found mainly in the aeolian deposits at the base of the Corda Formation represents an intriguing diagenetic phase, which is poorly understood in the context

* Corresponding author.

E-mail addresses: cleber.rabelo.2012@gmail.com, cleber.rabelo@bol.com.br
(C.E.N. Rabelo), goes@igc.usp.br (A.M. Góes).

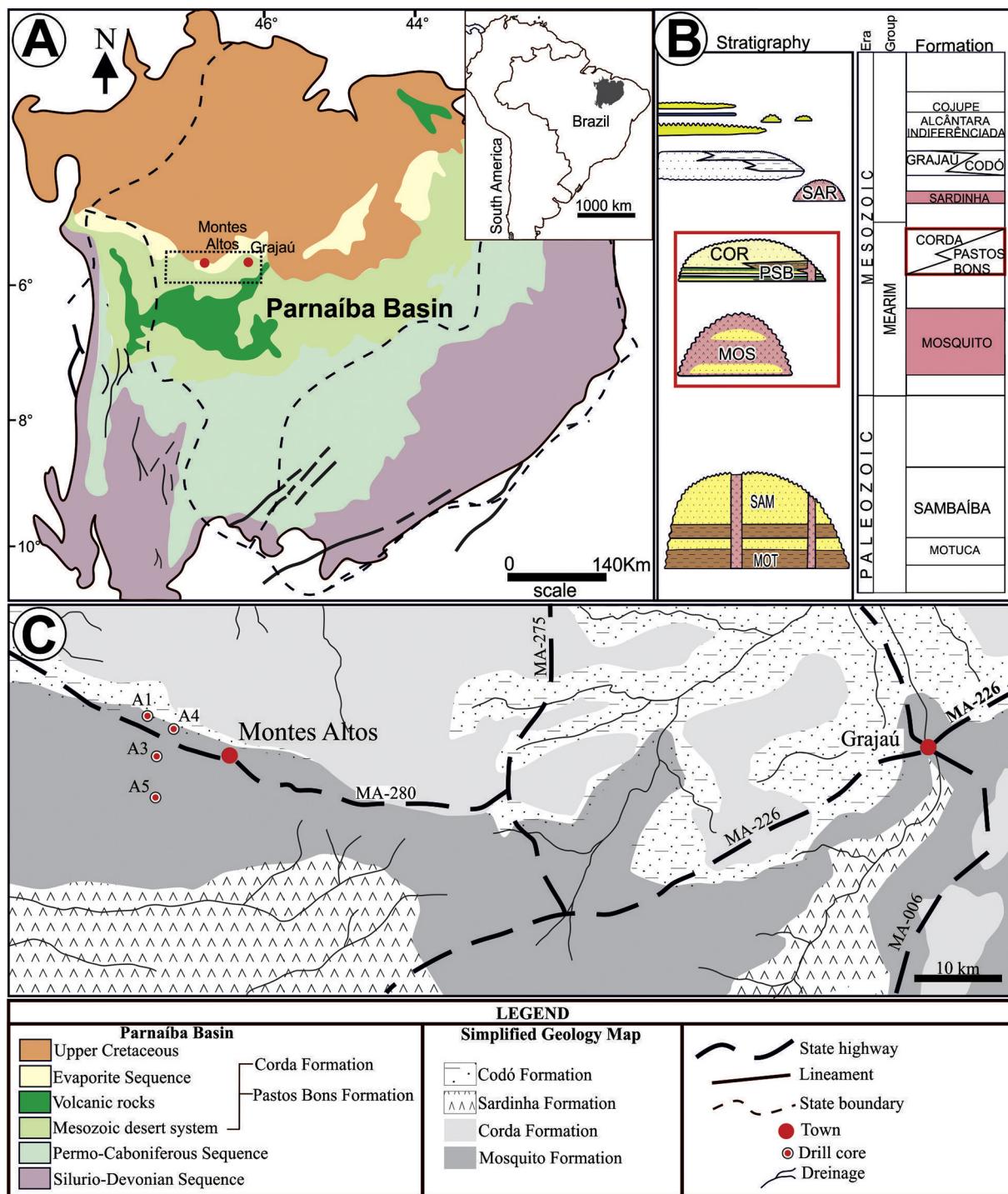


Fig. 1. A and B) Sketch of northern South America showing the stratigraphic setting of the Parnaíba Basin and its main depositional sequences. C) Simplified geological sketch of the study area.

(Modified from Góes and Feijó (1994).)

of the diagenetic history of the Jurassic-Cretaceous periods in the Parnaíba Basin.

The first work that identified zeolite cement in the Corda deposits was carried out by the Brazilian Geological Survey (CPRM), which focused on mineralogical and economic aspects (Rezende, 1997; Rezende and Angélica, 1999; Rezende, 2002; Picanço et al., 2011). In the aeolian sandstone of the Corda Formation, zeolites are the main silicate authigenic components, commonly associated with weathered

volcanic rocks, the precipitation of which was influenced by saline/alkaline solutions (e.g. Hay, 1966; Hay, 1970; Jacobsson, 1977, Hay and Sheppard, 2001; Khalili et al., 2005; Mees et al., 2005). The most common types of authigenic zeolites in sedimentary rocks worldwide are laumontite, stilbite, analcime, heulandite, clinoptilolite, chabazite, mordenite, erionite, natrolite and phillipsite (Jacobsson, 1977; Hay and Sheppard, 2001). Zeolite occurs as veins, as cement and as isolated crystals or replacing carbonate/evaporite minerals,

plagioclase or early zeolite cement (Otálora, 1964; Hay, 1970; Kastner and Stonecipher, 1978; Hay and Sheppard, 2001; Khalili et al., 2005; Morad et al., 2010; Garzanti et al., 2012).

Zeolites rarely exceed 5–25% modal content in sedimentary rock, as documented worldwide (e.g. analcimolite from Congo Basin; Jacobsson, 1977). Additionally, zeolites form thin zones or may be associated with volcanic glass or tuff in different settings, such as in deep sea sediments in the Atlantic, Indian and Pacific oceans (Riech, 1979a, 1979b); in alkaline/saline, open or closed lakes such as those of the Teels Marsh, USA (Hay, 1966), Owens (in China; Hay and Sheppard, 2001) and Natron Lake (in Tanzania; Boggs, 2009). Zeolite in aeolianite facies has hardly ever been documented in amounts up to 50%, and crystals are frequently microscopic (Gilbert and McAndrews, 1948; Daffeyes, 1959; Schrank et al., 1990; Noh and Boles, 1993; Noh, 1998; Hay and Sheppard, 2001; Bernet and Gaupp, 2005). In the Jurassic-Cretaceous aeolian succession of the Parnaíba Basin, poikilotopic crystals of stilbite and laumontite are present in up to 15–50% modal content (Rezende, 2002). Coarse-crystalline stilbite is not common, whereas poikilotopic laumontite cement has been described in Miocene sandstone from California (Noh and Boles, 1993), and as coarse crystals pervasively filling pores in the Fremouw and Temblor formations, from the Triassic of Antarctica and the Oligocene-Middle Miocene of California, respectively (Merino, 1975; Vavra, 1989). Poikilotopic analcime also occurs in the Oligocene Creede Formation, Colorado, USA (Larsen and Crossey, 2000), and coarse heulandite has been described from the Miocene of South Korea (Noh, 1998).

Despite the extensive research on zeolite cement in several settings worldwide, the genesis of anomalous high content of zeolite in aeolianite is rarely described. Detailed geological framework and stratigraphy of zeolite-bearing units permitted the identification of the main processes responsible for its generation. In this work, we evaluated the diagenetic history of the Jurassic-Cretaceous desert deposits of the Parnaíba Basin, demonstrating how the volcanic substrate influenced the final textural and mineralogical composition of aeolian sandstone cemented by zeolite. Additionally, we discuss the post-CAMP scenario influencing the paleo-environmental and diagenetic reconstruction of the Jurassic to Lower Cretaceous wet desert system in the West Gondwana.

2. Methods

The samples were collected from four cores in the Montes Altos region, in the State of Maranhão, northeastern Brazil. Thirty-eight thin-sections of different sedimentary facies from the Corda Formation were evaluated quantitatively (counting 300 points in each thin-section) (e.g. Galehouse, 1971), however the eighteen more representative are showed in the Table 1. Sandstone samples were classified according to Folk (1974). Some samples were stained with Alizarin Red-S, in order to differentiate between calcite and dolomite (Dickson, 1966). The packing index (or Kahn index) was determined by the examination of grain contacts evaluated in several transverse sections (100 points in each thin-section). We also calculated the intergranular volume, according to Paxton et al. (2002). Samples were impregnated with epoxy resin in order to differentiate between natural porosities and preparation artefacts.

X-ray diffraction followed the whole-rock method and was performed with an X'Pert MPD-PRO PANalytical diffractometer, equipped with Cu anode ($\lambda = 1.5406$). Analyses with scanning electron microscopy (SEM) were performed in a SEM model LEO-1430. Samples were metalized with gold and the coating time was 1 min. The analytical conditions for the imaging of secondary electrons followed with electron beam current = 90 μA , constant acceleration voltage = 20 kV and work distance = 15 mm. EDS analyses were carried out using SEM model LEO-1430 coupled to EDS Sirius-Gresham accessory, at the Federal University of Pará.

Cathodoluminescence analyses were performed in a CITL Cathodoluminescence Mk5-2. Images were captured by a Leica DFC310 FX camera, coupled to a Leica DM4500 P Led microscope, which afterwards were processed using LAS V4.4 software. The system was operated with an acceleration voltage of 15 kV, current of 300 μA and vacuum between 0.003 and 0.05 Pa.

3. Geological setting

During the Mesozoic Era, important tectonic-magmatic events related to the onset of the fragmentation of the Gondwana supercontinent took place, culminating in the opening of the Atlantic Ocean (de Almeida, 1986; Turner et al., 1994; Baksi and Archibald, 1997; Veevers, 2004; Torsvik and Cocks, 2013). Important magmatic flow episodes, associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) promoted the intrusion of dykes and sills and the massive extrusion of lava flows in Africa, Europe, North and South America (Marzoli et al., 1999; Torsvik and Cocks, 2013). In the Parnaíba Basin, northeastern Brazil, this magmatic event is subdivided into two phases, represented by Jurassic flows (up to 175 m thick) as well as dyke swarms and sills (up to 400 m thick) from the Cretaceous (Fodor et al., 1990; Caputo et al., 2005; Daly et al., 2014). The intracratonic Parnaíba Basin has an area of 600,000 km² and a sedimentary in-fill of 3,400 m thick at its depocenter (Góes et al., 1990; Góes and Feijó, 1994). The sedimentary filling was subdivided into five depositional supersequences that span ages from the Silurian to Cretaceous (Vaz et al., 2007) (Fig. 1B).

The Mesozoic siliciclastic to evaporitic sedimentation in the Parnaíba Basin was punctuated by magmatic events (CAMP), and is represented by the Mosquito, Corda, Pastos Bons, Sardinha, Grajaú and Codó formations, in addition to the Itapecuru Group. The Mosquito Formation (Triassic-Jurassic) consists of basaltic lava flows interbedded with sandstone beds, and is distributed over large areas of the mid-western part of the basin. It is associated with the pre-rift opening phase of the South Atlantic Ocean (Góes and Feijó, 1994; Milani and Zalán, 1999). Volcanic rocks include black basalt, often massive, with subophitic texture, locally with amygdales filled with chalcedony, zeolite and calcite (Góes and Feijó, 1994).

The Jurassic-Lower Cretaceous Corda Formation (Lisboa, 1914) consists of cream to reddish colored, fine to medium-grained sandstone, with rounded and well-sorted to moderately-sorted grains (Lima and Leite, 1978; Rabelo and Nogueira, 2015). This unit is exposed in the central zone of the Parnaíba Basin, and may be up to 100 m thick on the western border (de Aguiar, 1969; Santos and Carvalho, 2004). In the western part of the basin, the Corda Formation unconformably overlies basalts of the Mosquito Formation and Paleozoic units such as the Motuca, Pedra de Fogo, Piauí, Poti and Longá formations (Fig. 1B, C). The Corda Formation is interpreted as a wet desert system, the characteristics of which are small to medium-scale dunes, interdunes and aeolian sand sheets adjacent to fluvial-lacustrine systems, restricted to the western Parnaíba Basin (Góes and Feijó, 1994; Rezende, 2002; da Silva et al., 2003; Santos et al., 1984; Vaz et al., 2007; Ballén, 2012; Rabelo and Nogueira, 2015). The Lower Cretaceous age for the Corda Formation is provided by fossil content, such as Conchostraca (*Macrolimnadiopsis*), Ostracoda *Candona* and sauropod footprints (Góes and Feijó, 1994; Santos et al., 1984; de Valais et al., 2014; Tavares et al., 2015).

The Jurassic to Lower Cretaceous Pastos Bons Formation consists of black to reddish mudstone and subordinate fine-grained sandstone beds developing concordant and gradational contacts with the Corda deposits (Góes and Feijó, 1994). The diabase dykes and sills of the Sardinha Formation are exposed only in the eastern part of the Parnaíba Basin attesting to the second magmatic pulse of the basin, dated from 110 to 134 Ma, reflecting the final stages of the opening of the South Atlantic Ocean (de Aguiar, 1969; Milani and Zalán, 1999).

The Mid to Upper Cretaceous Codó, Grajaú and Itapecuru units unconformably overlie the Corda and Pastos Bons formations, as well as volcanic units, and are exposed mainly in the northwestern part of

Table 1

Statistical summary of the petrographic parameters of the Corda sandstone.

| | Samples | | | | | | | | |
|--------------------------|------------------------------|----------------|-----------|----------------|----------------|---------------|----------------|---------------|-------|
| | A5-31 | A1-23 | A3-13 | A5-27 | A5-28 | A1-22 | A1-15 | A5-25 | |
| Components (%) | Monocrystalline quartz | 46.47 | 51.44 | 51.29 | 38.71 | 46.25 | 52.61 | 49.6 | 48.24 |
| | Polycrystalline quartz | 1.30 | 0.97 | 0.97 | 5.16 | 0.63 | 1.31 | 2 | 3.26 |
| | Plagioclase | 0.32 | 0.65 | 2.26 | 0.32 | 1.25 | — | 1 | — |
| | Alkali-feldspar | 0.97 | — | 0.65 | 0.32 | — | — | 0.33 | 0.65 |
| | Zeolite cement | 18.18 | 28.80 | 25.81 | 24.19 | 22.19 | 19.61 | 25.33 | — |
| | Calcite cement | 4.22 | — | — | 10.65 | 3.13 | 11.11 | — | 2.93 |
| | Iron oxide-hydroxide | — | — | 3.23 | — | 20.31 | 0.33 | 1 | 0.98 |
| | Mud matrix | 6.82 | 4.21 | 5.48 | — | 0.63 | — | 1.67 | 13.00 |
| | Pseudomatrix | — | 0.65 | — | — | — | — | — | — |
| | Metamorphic lithic fragments | 0.97 | 0.65 | — | 0.64 | 0.63 | — | — | 0.33 |
| | Volcanic lithic fragments | 3.25 | 4.21 | 0.97 | 7.10 | 2.81 | 1.63 | 2 | 0.65 |
| | Mudstone fragments | 1.30 | 1.62 | 0.97 | 0.65 | 0.31 | 0.65 | 2 | 0.98 |
| | Sandstone fragments | 0.65 | — | — | — | — | — | — | — |
| | Oversized pore | 8.44 | 5.83 | 5.81 | 9.35 | 1.25 | 6.52 | 8.67 | 13.03 |
| | Elongated pore | — | — | 0.32 | — | — | — | — | — |
| | Intergranular pore | 1.62 | 0.32 | 0.95 | — | — | — | 1.33 | — |
| | Intracrystal pore | 0.32 | — | — | 0.32 | — | 0.33 | — | — |
| | Intragranular pore | — | — | — | — | 0.30 | — | 0.33 | — |
| | Moldic pore | 3.57 | 0.65 | 1.29 | 1.94 | 0.31 | 4.90 | 5 | 4.56 |
| | Chalcedony | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | Muscovite | — | — | — | — | — | — | — | 0.33 |
| | Opaque minerals | 1.62 | — | — | — | — | — | — | 0.33 |
| | Heavy minerals | — | — | — | 0.65 | — | — | 0.33 | — |
| Classification | Sublitharenite | Sublitharenite | Subarkose | Sublitharenite | Sublitharenite | Quartzarenite | Sublitharenite | Quartzarenite | |
| Depositional environment | Dune field | | | | | | | | |

the basin (Góes et al., 1992; Góes and Feijó, 1994; Santos et al., 1984). The Codó Formation is composed of bituminous shale, limestone, siltstone, sandstone and silex zones unconformably overlying the Jurassic, Triassic and Paleozoic units of the basin (Góes and Feijó, 1994). The coarse-grained deposits of the Grajaú Formation are interpreted as fluvial braided stream deposits linked to the lacustrine system of the Codó Formation (Vaz et al., 2007). The Itapecuru Group represents the last Mesozoic siliciclastic sedimentation in the basin, and is interpreted as fluvial to coastal deposits (Rossetti, 2001).

4. Sandstone petrology

4.1. Sedimentological aspects

The 47 m thick desert succession of the Corda Formation overlies basalt of the Mosquito Formation (Lower Jurassic), and is overlain by lacustrine deposits of the Codó Formation (Aptian), consisting of grey to greenish shale with even-parallel lamination (Fig. 2). Three different facies associations were identified, being representative of a wet desert system. Facies associations correspond to dune field (FA1), sand sheets (FA2) and wadi deposits (FA3). Zeolite cement is found in the FA1 and FA2 deposits (Fig. 3A, B).

Dune fields (FA1) occur as 15 m thick sequences of fine to medium-grained, predominantly well-sorted, sand with grain flow and wind ripple strata. Medium scale cross-bedded sandstone beds are cemented by zeolite, which occur as white massive and fibrous crystals in hand-samples. Zeolite also occurs filling amygdales in basalt of the Mosquito Formation (Fig. 3C). Interdune deposits are up to 0.5 m thick, with even-parallel lamination, climbing ripple cross-lamination, adhesion structures and flaser bedding. Interdune deposits may show desiccation cracks and wave/current ripple marks. Thick sand sheet beds (FA2) occur interbedded with FA1, and consist of zones up to 12 m thick of fine to medium-grained, moderately sorted sandstone, with even-parallel lamination, low-angle cross lamination, wind ripples lamination and flaser bedding. Sandstone with undulating lamination is also present, as well as mudstone with desiccation mud cracks, rip-up clasts and curled mud flakes. Load cast and adhesion ripples are commonly present in these facies. Wadi deposits (FA3) consist of moderately sorted

medium-grained sandstone beds and intraformational conglomerate (mud intraclasts) forming centimeter-thick lags interbedded with fine-grained sandstone with wave ripples and mud drapes. The Corda deposits may be displaced by metric normal faults and positioned laterally to the Mosquito basalt (Fig. 3D). Fig. 4 shows the stratigraphic section of the study area.

4.2. Petrography

Sublitharenite, subarkose and quartzarenite (sensu Folk, 1974; Fig. 5; Table 1) are the main rock-types found in the aeolian deposits, with grains-to-cement-supported framework. Zeolite-cemented sandstone is typically related to the dune field and sand sheet deposits (Fig. 3A, B). The sediments are moderately to well-sorted, with rounded, subrounded and subordinately subangular grains (Fig. 6A, B). Quartz grains show undulatory to abrupt extinction and occasionally display an embayed morphology. Cement-supported rocks predominate in FA1 while grain- to cement-supported rocks are a characteristic of the FA2. Cements include poikilotopic calcite and fan-shaped zeolite crystals. Grain-pore contacts are mainly observed in the aeolianite beds, and point and cement-cement contacts occur frequently. Moldic, oversized and intergranular pores and grains with inherited silica overgrowths are seen occasionally.

Fine to medium-grained sublitharenite has moderately to well-sorted, subrounded to subangular grains containing higher concentrations of zeolite cement (up to 44%). The sandstone generally has a grain-supported framework mainly in sand sheet deposits in contrast to the grain-to-cement supported framework observed in the dune field deposits. Sandstone shows grain-pore and rectilinear contacts, predominantly, whereas the point and cement-cement contacts occur locally. Oversized, moldic and intergranular porosities are common.

4.3. Detrital composition

Sandstone beds are predominantly composed of quartz and, subordinately, of lithic fragments, feldspar, rare opaque minerals and mica flakes (Fig. 6C). Quartz is mainly monocrystalline, with abrupt extinction and/or weak to moderate undulatory extinction. Quartz

| Samples | | | | | | | | | |
|-----------|-----------|---------------|-----------|----------------|-----------|----------------|----------------|----------------|---------------|
| A1-17 | A3-2 | A3-2(2) | A3-8 | A3-10 | A3-4 | A3-33 | A3-9 | A4-35 | A4-37 |
| 42.89 | 42.37 | 38.09 | 46.95 | 59.56 | 41.80 | 35.71 | 57.41 | 40.85 | 49.82 |
| 0.32 | 4.62 | 2.32 | 1.93 | 1.57 | — | 0.31 | 1.26 | 0.33 | — |
| 4.87 | 11.65 | 0.66 | 3.22 | 0.31 | 2.17 | 0.31 | 0.63 | — | 0.33 |
| 0.32 | — | 0.33 | 10.32 | 0.65 | — | — | — | — | 0.33 |
| 23.38 | 23.11 | 36.42 | 20.90 | 7.21 | 31.58 | 38.20 | 1.89 | 44.12 | 25.73 |
| — | — | — | — | 0.63 | — | 6.83 | — | 0.33 | — |
| 10.39 | 6.27 | 16.56 | — | 1.57 | 7.43 | 0.31 | 25.55 | — | 3.26 |
| 10.71 | 10 | 3.31 | 12.19 | — | 13.92 | 2.80 | — | 1.31 | 3.58 |
| — | — | — | — | — | 0.31 | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 0.31 | — | — | 0.63 | — | — |
| 0.97 | 0.33 | — | 0.32 | 2.19 | 1.24 | 0.62 | 0.95 | 2.92 | 0.98 |
| 1.30 | 0.99 | — | 0.32 | 2.51 | 0.31 | 1.86 | 0.95 | 1.31 | 0.65 |
| 0.32 | 0.33 | 0.33 | — | — | — | — | 0.32 | — | — |
| 0.97 | 0.33 | — | 2.25 | 16.61 | 0.93 | 9.01 | 9.46 | 7.52 | 13.03 |
| — | — | 0.66 | — | — | — | — | — | — | — |
| 1.62 | — | — | 0.32 | 0.31 | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 2.19 | — | — | — | — | — |
| 0.32 | — | — | — | 0.94 | — | — | — | — | 0.66 |
| 0.97 | — | 0.66 | 0.96 | 2.82 | — | 3.42 | 0.95 | 1.31 | 1.30 |
| — | — | — | — | 0.31 | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | 0.31 | — | — | — | — |
| 0.65 | — | — | — | — | — | 0.31 | — | — | 0.33 |
| — | — | 0.66 | 0.32 | 0.31 | — | 0.31 | — | — | — |
| Subarkose | Subarkose | Quartzarenite | Subarkose | Sublitharenite | Subarkose | Sublitharenite | Sublitharenite | Sublitharenite | Quartzarenite |
| | | | | Sand sheet | | | | | |

grains may have an embayed morphology, generally with concave and irregular edges. Quartz exhibits intragranular fractures and aligned vacuoles may be observed locally. Polycrystalline quartz grains are rare. Subangular quartz grains predominate in the sand sheet facies (FA2), while rounded grains are most frequent in dune field facies. Commonly, quartz grains exhibit inherited silica overgrowths. Lithic fragments exhibit volcanic, metamorphic or sedimentary origins. Volcanic lithic fragments are predominantly subangular and, occasionally, exhibit iron oxide-hydroxide or clay coatings. Metamorphic rock fragments are mainly quartzite, while sedimentary-derived constituents are

chert, sandstone and mudstone, generally subrounded to rounded, and occasionally with intragranular porosity.

Feldspar grains are generally plagioclase, occasionally showing deformed polysynthetic twinning, and microcline with multiple cross-twinning. The subangular feldspars may have corroded edges and show a honeycombed texture, locally. The grains are replaced by zeolite cement, clay minerals, carbonate and/or sericite, preferentially in cleavage plains. The original content of feldspar may have been miscalculated due to diagenetic overprint. Clay aggregates (probably smectite) exhibit a brown to reddish color and fill completely the

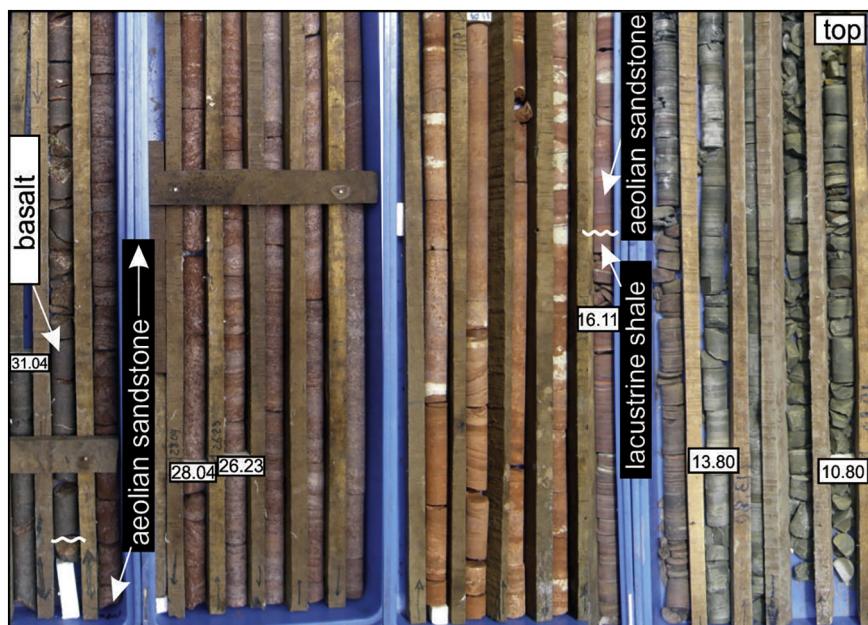


Fig. 2. Core photographs displaying the unconformity between volcanic rocks and the aeolian succession, Jurassic-Cretaceous (core 5 cm across); the unconformity is defined by an abrupt facies change from sand sheets to shale beds of the lacustrine Codó Formation. Unconformity between the Mosquito and Corda formations; the aeolian succession is confined between basalt of the Mosquito Formation and shale of the Codó Formation.

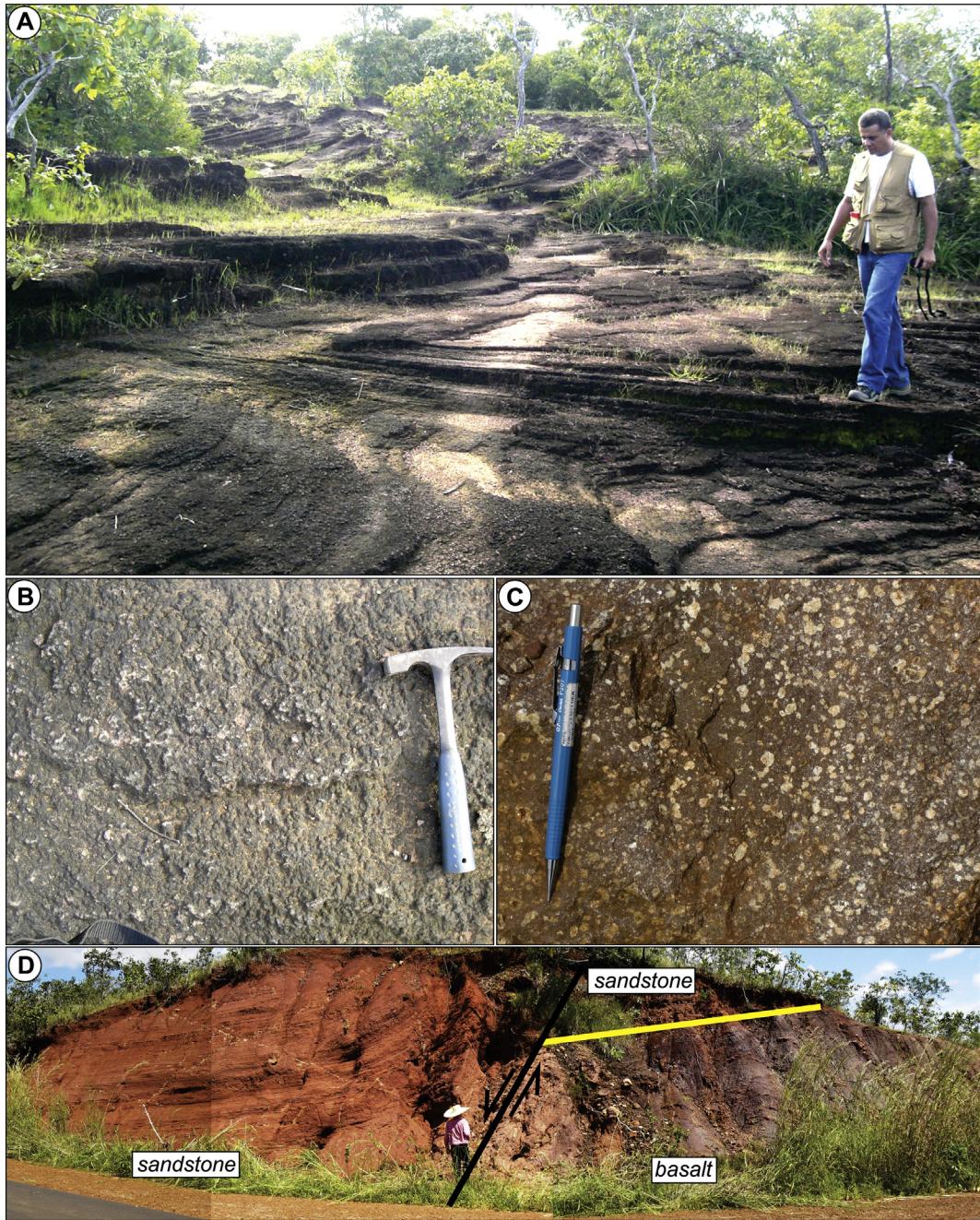


Fig. 3. Outcrops of the wet desertic systems and features of the volcanic substrate. A) Meter-scale cross bedded sandstone of the dune field facies association. B) Rough texture of the sandstones cemented by zeolite. C) Zeolite-filled amygdalites in basalt. D) Normal faults offset aeolian sandstone and basalt.

porosity. Other components include mica flakes (mainly deformed muscovite) and heavy minerals, including zircon, tourmaline, rutile, titanite and ilmenite.

4.4. Diagenetic minerals

4.4.1. Zeolite

Cementation is more abundant near the contact with the volcanic substrate, which consists of basalt with glass shards and, locally, celadonite (Fig. 6D) in the uppermost part of the succession. Zeolite cement is more abundant in sublarenite than in subarkose and quartzarenite, and the proportion in the sand sheet facies is higher (<51%) than in the dune field deposits (<25%). Zeolite crystals exhibit low relief and grey to pale-yellow birefringence. Zeolite cement is the

most abundant phase in the aeolian succession, and is represented by laumontite and Ca-stilbite, which are optically very similar and mainly distinguished by microprobe analysis (Fig. 6E, F). Zeolite cement is mainly responsible for porosity reduction, and may reach up to 50% modal content of the aeolianite (Fig. 7A, B, C). These crystals are in contact with chlorite fringes and its composition is confirmed by microprobe analysis (Fig. 7D, E).

Stilbite cement occurs as fibrous-radial crystals, displacing framework grains (Figs. 6E; 7F). Where stilbite cement occurs, the grains float in the cement and the sandstone exhibits loose packing. Locally, stilbite crystals exhibit complex contacts, deforming each other. In some samples, stilbite is unevenly distributed and partially dissolved, forming intracrystalline porosity. Laumontite cement occurs with massive or fan-shaped morphology, shows incipient cleavage and

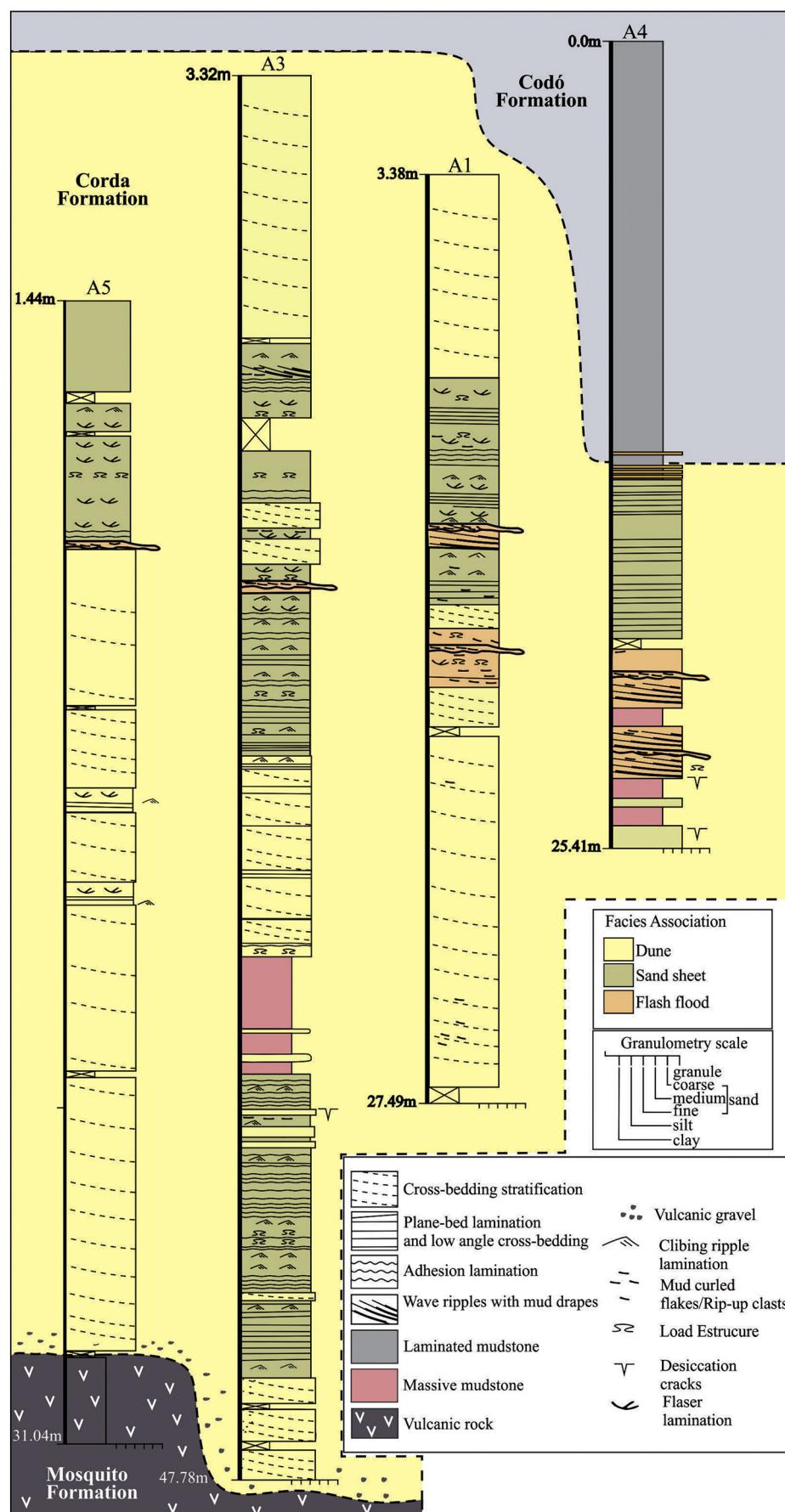


Fig. 4. Stratigraphic columns of the aeolian deposits and their relationship with adjacent units in the western part of the Parnaíba Basin.

poikilotopic texture, developing irregular contacts with calcite cement. Laumontite mainly replaces volcanic lithic fragments and feldspar. Where laumontite occurs, the grains present rectilinear and point contacts, commonly in sandstone with normal to closed packing. Zeolites are not luminescent, although, SEM and cathodoluminescence images indicate zeolite crystals with irregular edges filled by calcite cement, as well as zeolite relicts inside poikilotopic calcite (Figs. 8C–E).

4.4.2. Calcite and other authigenic diagenetic minerals

Calcite cement occurs mainly in sublitharenite and quartzarenite from dune fields (<11% modal proportion) as well as in sand sheet sublitharenite, mainly those with closed packing (<6.8% modal proportion). Calcite occurs as isometric fringes or cement patches. These are heterogeneously distributed in the framework, showing a poikilotopic texture and irregular contacts with zeolite crystals (Fig. 8A, B). Intense red to orange color in cathodoluminescence analysis shows corroded edges in the calcite–zeolite contacts, as well as zeolite relicts inside calcite crystals (Fig. 8C–E).

Smectite and authigenic iron oxide-hydroxide coatings contouring grains are most abundant in quartzarenite and sublitharenite from wadi deposits. Authigenic clay coatings are continuous to discontinuous and may present contacts with isometric chlorite fringes or zeolite cements (mainly stilbite). Conversely, mechanically infiltrated clays present 1) thicker coatings and are always continuous; or 2) occurs as massive aggregates. Chlorite fringes also occur surrounding grains, over clay coatings, and are in contact with zeolite cement (Fig. 8F). Locally, secondary kaolinite occur mainly replacing feldspar.

4.4.3. Porosity

The porosity is generally secondary reaching up to 12.5% in sublitharenite and quartzarenite and <5% in subarkose. The pores are commonly oversized, intracrystalline, intragranular and, subordinately, moldic (Fig. 9A, B). Additionally, secondary porosity is also indicated by honeycombed, floating and fractured grains (Fig. 9C, D). The framework has heterogeneous packing, with grains exhibiting corroded edges, and occasionally dissolved grains indicated by smectite coatings (Fig. 9E, F). Primary porosity is mainly filled by zeolite cement, calcite cement, as well as clay aggregates.

5. Diagenetic evolution

Eodiagenesis of aeolianite from the Jurassic-Cretaceous aeolian succession of the Parnaíba Basin was marked by the precipitation of isometric calcite fringes (Calcite I) in some grains. Additionally, flash floods and alteration processes resulted in thin smectite rims enveloping the majority of the grains, mainly quartz and volcanic fragments (e.g. Wilson and Pittman, 1977; De Ros and Cesero, 1986; Moraes and De Ros, 1988, 1990; Matlack et al., 1989; Permyaner et al., 2015; Schrank and De Ros, 2015). During this phase, partial solution resulted in the generation of secondary porosity and corrosion features of framework grains, mostly feldspar (Fig. 9A, B). Clay infiltration in dry sediments occurred during flash floods related to the wadi fluvial system (e.g. Wilson and Pittman, 1977; Moraes and De Ros, 1988, 1990; Chen et al., 2011; Mansurberg et al., 2012). The eodiagenetic stage was also marked by stilbite cementation, as this phase is observed displacing grains, indicating that the stilbite development occurred before the major effects of mechanical compaction.

The mesodiagenesis processes in the aeolian succession include chemical compaction with the local generation of concave-convex to sutured contacts. Although smectite rims were formed during eodiagenesis, the increasing burial may have caused the replacement of smectite by chlorite. The replacement of smectite coatings by chlorite is a dissolution-reprecipitation process related to the progressive modification of interstratified chlorite-smectite (Ryan et al., 1998). The change of smectite to chlorite is relatively common in sandstone rich in volcanic fragments, of which the eodiagenetic alteration

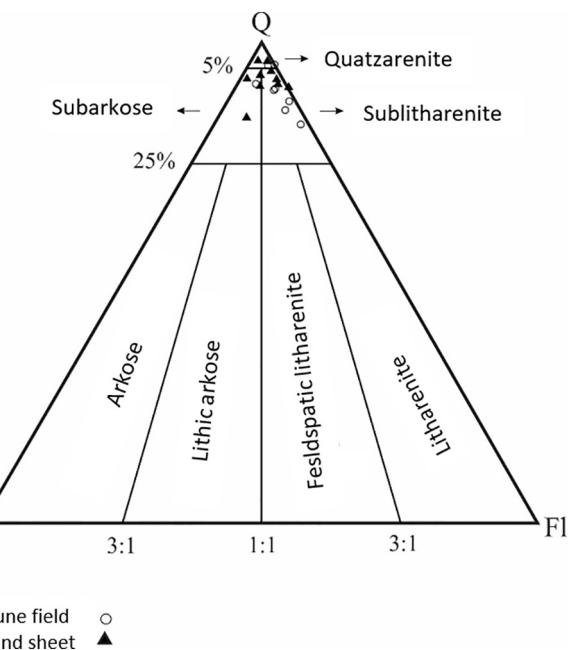


Fig. 5. Detrital composition of 18 representative aeolian sandstone samples (plotted in the upper half of Folk (1974) diagram).

promotes smectite authigenesis (e.g. Humphreys et al., 1994; Anjos et al., 2003). This was followed by laumontite cementation, of which the characteristics are massive poikilotopic crystals generated during the beginning of mesodiagenesis (Fig. 6E). Some framework grains were partially or entirely replaced by zeolite cement (Fig. 6F). These components filled almost completely the porosity of the rocks (e.g. Remy, 1994; Morad et al., 2010). The higher zeolite content in litharenite confirms the positive relation between zeolite cement and volcanic/glass fragments. Laumontite modal content indicates that the temperature of the burial diagenesis was below 300 °C, since this mineral is unstable above this temperature (Surdam and Boles, 1979; Bernet and Gaupp, 2005).

Calcite cement is related to the intermediate and final stages of mesodiagenesis represented by poikilotopic texture (calcite 2) with higher modal proportions (Fig. 8A). Cement–cement contacts between calcite and zeolite were observed only by cathodoluminescence radiation. In addition, calcite cement frequently forms replacement fronts, and also includes zeolite relicts inside calcite crystals (Fig. 8C–E). This indicates that calcite cement replaced zeolite crystals, probably due to decreasing temperature and increasing P_{CO_2} .

During the final stages of mesodiagenesis, the generation of secondary porosity occurred due to partial to total grain dissolution (e.g. moldic pores, oversized pores, grain with honeycombed texture). Telodiagenetic iron is recognized by the exudation of iron-magnesian minerals disseminated in the sandstone framework (e.g. Morad et al., 2010). Exposure of these rocks to surface waters destabilized the mineral assemblage and permitted iron oxide-hydroxide precipitation (Rodrigues and Goldberg, 2014; Wang et al., 2015). The diagenetic evolution of aeolianite beds of the Corda Formation is summarized in Fig. 10.

6. Genesis of poikilotopic zeolite

In sedimentary rocks, zeolite minerals occur predominantly as small and disseminated crystals, up to 20% modal content, mainly in deep sea environments, alkaline/saline lakes, as well as in weathered zones and in areas affected by hydrothermalism or low-grade metamorphism (Iijima and Utada, 1966; Boggs, 2009). The main parameters for zeolite origin are pH ~9.0, high SiO_2 and Al_2O_3 content, burial depth, variable

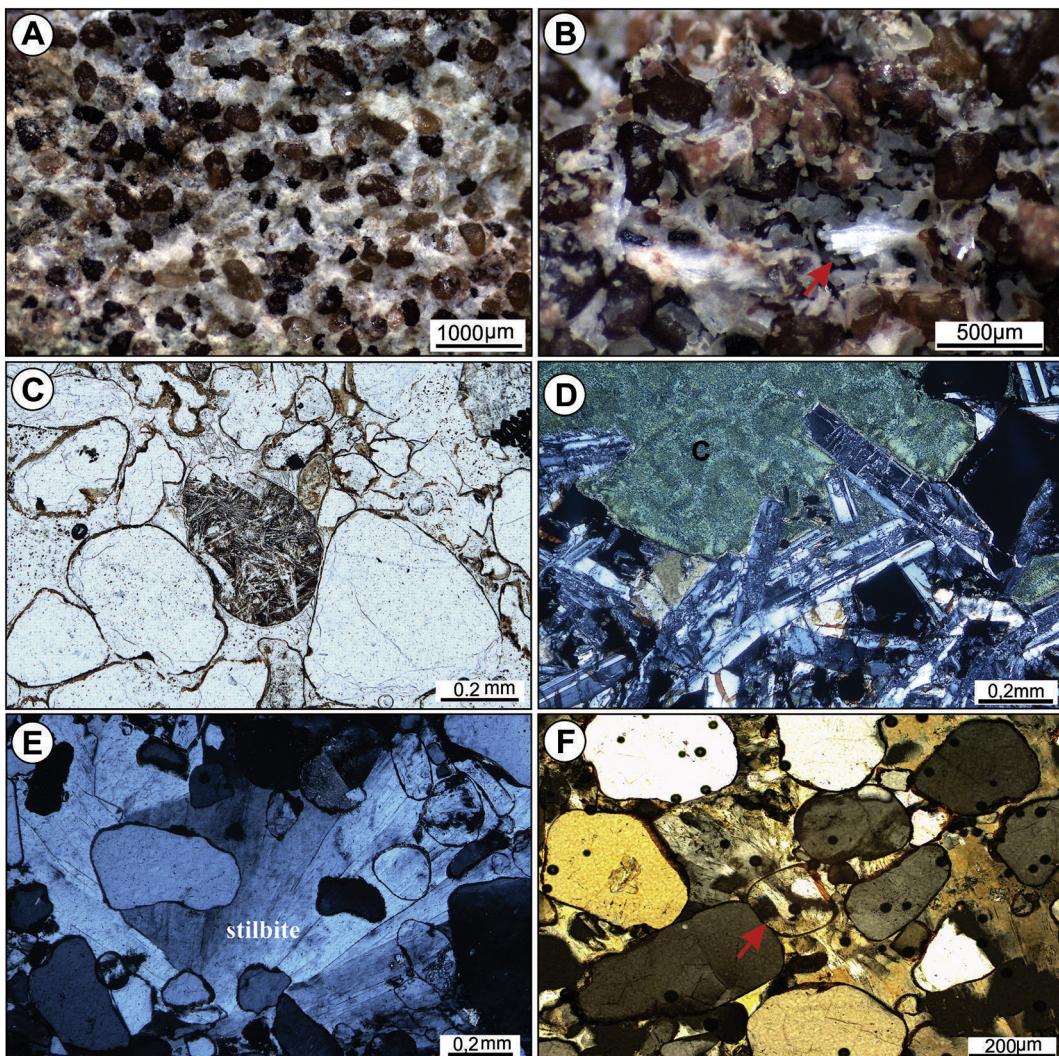


Fig. 6. General aspects of zeolite cement in aeolianite. A) Aeolianite hand-sample, with matte and rounded grains in a cemented-supported framework. B) Sublitarenite displaying whitish cement with frequent prismatic laumontite crystals (red arrow). C) General aspects of the sandstone fabric, with lithic fragment. D) Volcanic rocks of the Jurassic magmatism showing subophitic texture and celadonite (C). E) Grains floating in fiber-radial stilbite cement. F) Single poikilotopic laumontite crystal replacing framework grains (ghost) (arrows). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

pressure and temperature, high permeability in host rocks and the replacement of clay minerals or volcanic glass (Jacobsson, 1977; Hay and Sheppard, 2001; Bernet and Gaupp, 2005; Boggs, 2009).

Zeolite genesis is frequently related to tuff beds and/or replacement of volcanic glass (Bernet and Gaupp, 2005; Boggs, 2009). In contrast, these components are absent or occur in low proportions in the studied aeolian succession. Despite frequent mention in the literature, the volcanic or volcanioclastic fragments seem to be more important in the generation of zeolites through solid solution systems and/or metastable crystallization, since these elements are highly soluble and reactive under low temperature (Hay, 1966; Wopfner et al., 1991; Iijima, 2001; Boggs, 2009).

The thermal subsidence in West Gondwana is recorded mainly by fissure-controlled magmatic exhalation related to the Lower Jurassic, which overlie the Triassic sandstone units of the Parnaíba Basin (Fig. 11). These sub-volcanic rocks are included in the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) emplaced in recurrent lava flows stages interbedded with silica-cemented sandstone beds (intertrap deposits) (Ballén et al., 2013; Oliveira et al., 2018) (Fig. 12A). The progressive climatic attenuation and increasing moisture resulted in weathering of the exposed basalt. Cooling effects at the top of the volcanic rocks

caused the intense fracturing, which contributed to the increase of the alteration degree and formation of incipient saprolite zones favoring ions release. Feldspar hydrolysis and weathering of zeolite amygdalites at the top of the lava flows supplied a great part of these ions. Zeolite amygdalites may also have been a eodiagenetic phase, coeval with zeolite cementation. We considered that the time span for weathering processes was minimum, and the saprolite zone was quickly buried by aeolian deposits, forming a nonconformity surface (Fig. 12B, C). The erosion of the volcanic plain by aeolian processes produced a large amount of volcanic lithic fragments rich in zeolites-filled amygdalites. The zeolite cement and basalt units with volcanic fragments are intimately related occurring only in the western part of the Parnaíba Basin. In contrast, in the eastern part of the basin, the Jurassic-Cretaceous deposits overlie sedimentary rocks, whereas zeolite cement is absent (Fig. 11).

The weathered basalt, as well as volcanic and lithic fragments were the main sources of ions for the zeolite cementation. This diagenetic system was reestablished in the mid-Cretaceous due to a new magmatic phase in the Parnaíba Basin: the Cretaceous magmatism. The thermal effects of this event are still poorly understood. However, the heat propagation affected the entire basin promoting the circulation of

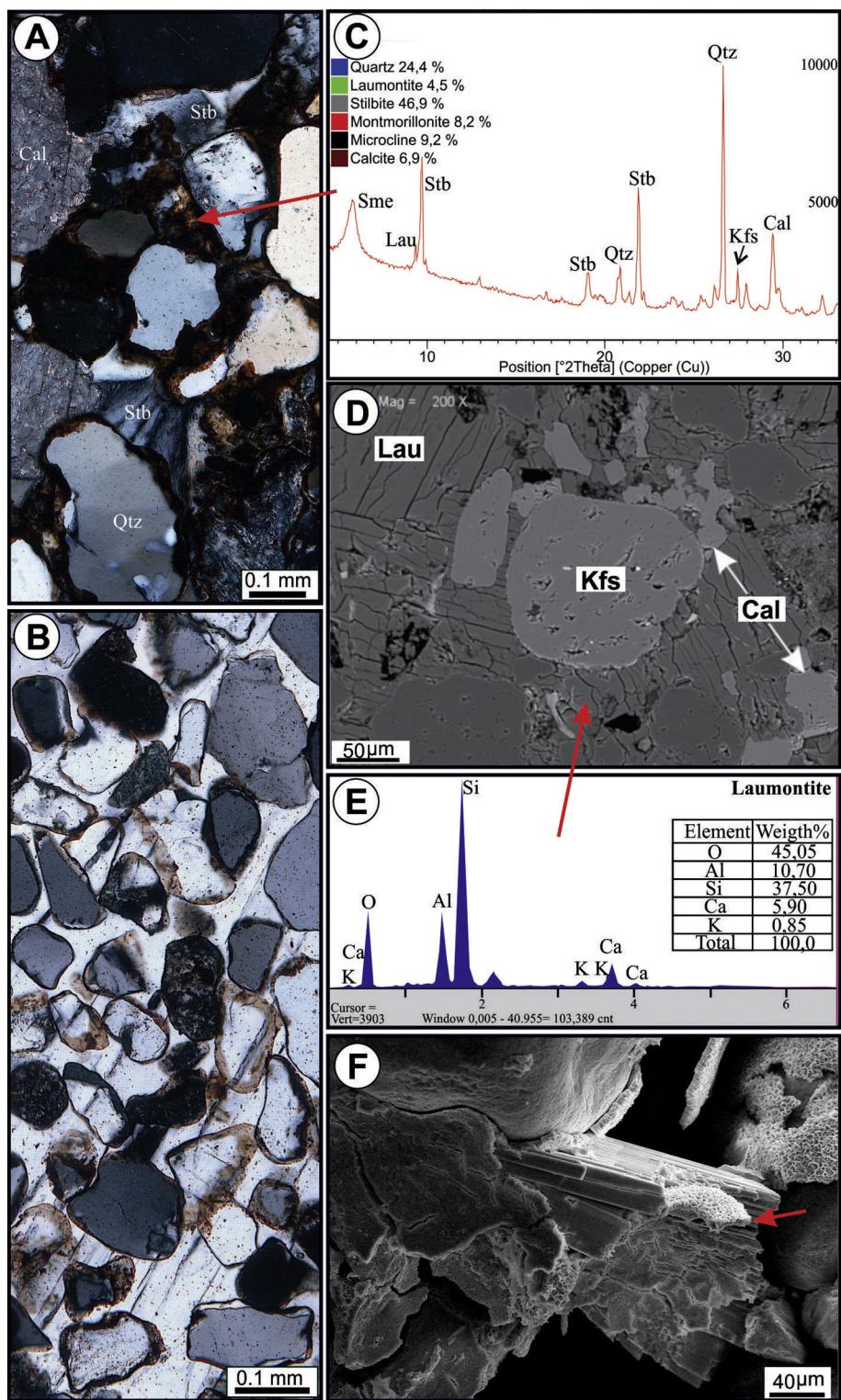


Fig. 7. Textural, mineralogical and main diagenetic features of sandstone from the Parnaíba Basin. A) and B) Photomicrography of the aeolian sandstone with zeolite cement C) Sandstone sample analyzed by XRD with peaks positions and relative intensities for: smectite (Sme), stilbite (Stb), laumontite (Lau), quartz (Qtz), alkali-feldspar (Kfs) and calcite (Cal). D) Backscattered electrons image, showing laumontite and calcite contacts cement. E) EDS spectrum of laumontite cement, mainly consisting of O, Al, Si, Ca and K. F) Detail of prismatic crystals of corroded laumontite. Remnants of smectite rims may record possible the morphology of dissolved grains.

groundwater and diagenetic fluids and causing dissolution/precipitation reactions (e.g. Bernet and Gaupp, 2005). In this sense, we interpret the geographical association of zeolite cement and volcanic substrate as a consequence of ion enrichment in the fluids (mainly Ca^{2+} , Na^+ , Al^{3+} , Si^{4+} , HCO_3^{-} and SO_4^{2-}) (Fig. 12D) triggered by heating related to the

emplacement of Lower Cretaceous volcanic rocks. The heating reached the eastern part of the basin (Fig. 12E), accelerating chemical reactions (e.g. Kousehlar et al., 2012). The textural aspects of the aeolianite facies allowed water flow through the sandstones, with the recycling of pre-existing fluids inside a reactive and hydrologically open system

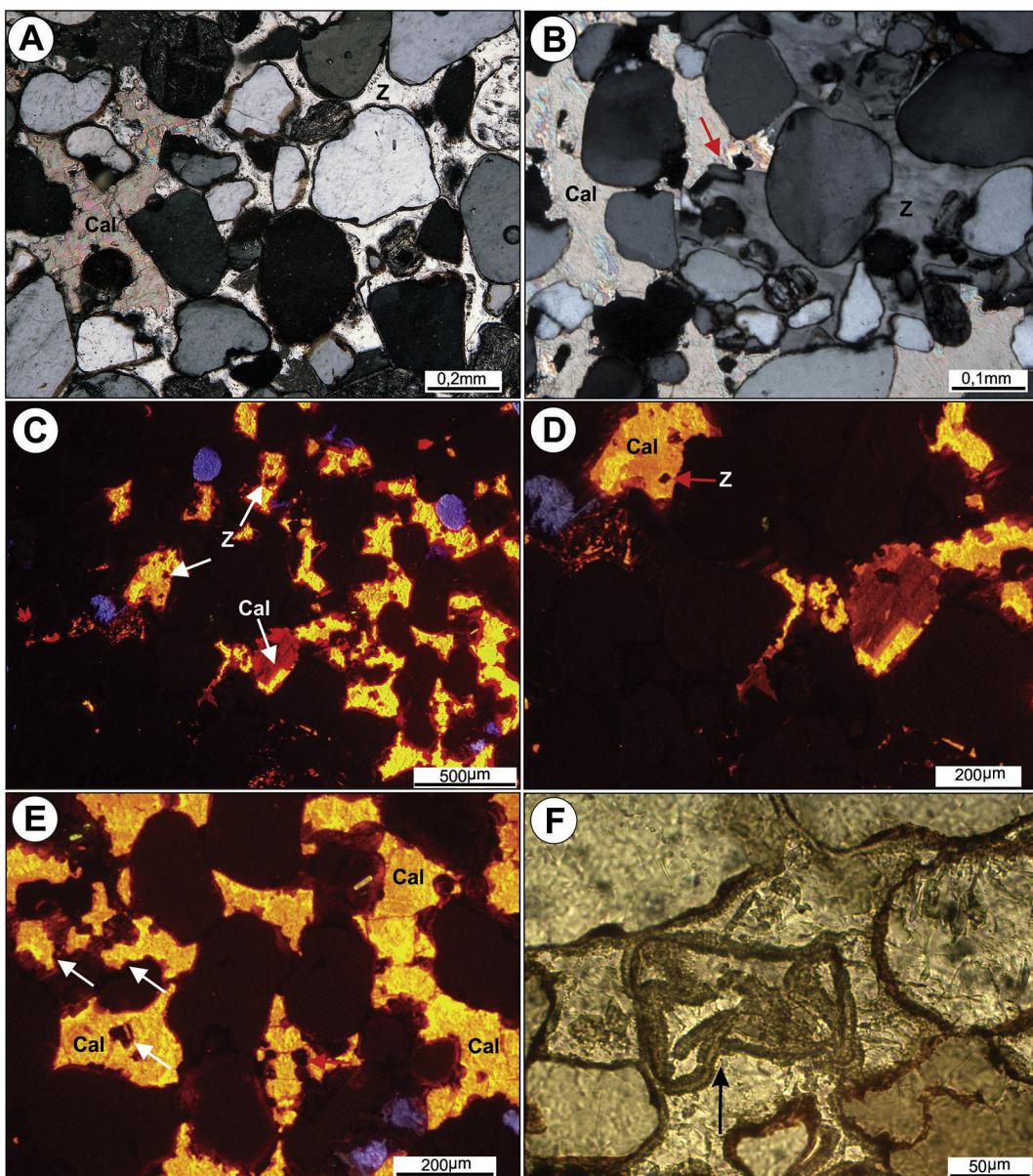


Fig. 8. Petrographic aspects and cathodoluminescence of aeolian sandstone with zeolite and calcite cement. A and B). Photomicrography exhibiting laumontite and calcite contacts. (Z) zeolite, (Cal) calcite. C) and D) Cathodoluminescence showing irregular contacts of zeolite and calcite cements. Relicts of zeolite (arrows) inside calcite poikilotopic cement. F) Poikilotopic zeolite cement covering continuous, isopachous, pre-compaction chlorite coatings.

(Fig. 12F) (e.g. Hay, 1966; Wood and Hewitt, 1982; Phillips, 1991; Huppert and Woods, 1995). In this sense, the poikilotopic zeolite was crystallized under the action of a percolating fluid with high ion leaching and consequent cementation of sandstone (Fig. 12G) (e.g. Gottardi, 1989; Donahoe and Liou, 1985). Fluid conduits were enhanced by EW-ENE trending fault reactivation in the western part of the Parnaíba Basin (Costa et al., 1991; dos Anjos and Dias, 2004). This evolution is similar to the “heat wave” proposed by Merino et al. (1997) to explain anomalous cements in arkose, including laumontite cement. These authors considered that fibrous laumontite crystals indicate high growth rate and may reflect relatively high temperature (125–200 °C), which was also likely to have occurred during crystallization of the poikilotopic laumontite in the Parnaíba Basin.

The fluid that generated the zeolite cement has been considered as the product of groundwater rich in Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- and SO_4^{2-} (Koporulin, 2013). The groundwater also would likely contain significant amounts of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Cu, Pb, Mo and other chemical elements

(Koporulin, 2013). The cations exchange occurred between the aqueous solutions and the surrounding rocks, accompanied by other important reactions, such as hydrolysis and the influence of Cl-bearing brines (Koporulin, 2013). Other sources include the dissolution of calcium feldspar grains, volcanic fragments during burial diagenesis. The Al_2O_3 , SiO_2 and H_2O rich system, associated with the high pH (~9.0) and thermal influence were fundamental in the generation of laumontite and stilbite (e.g. Coombs et al., 1959; Boles and Coombs, 1975; Donahoe and Liou, 1985; Koporulin, 2013). The enhancement of zeolite precipitation in relation to feldspar and phyllosilicate authigenesis implies the presence of free cations (such as Ca^{2+} + Na^+) and hydrogen ions in the fluid, associated with depletion in K^+ and a high Si:Al ratio. In this sense, the most probable reactions to the zeolithic aeolianite include $\text{SiO}_2 \text{ (aq)} + \text{H}_2\text{O}$ influenced by temperature elevation + feldspar + clay minerals and/or $\text{SiO}_2 \text{ (aq)} + \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{Al}_2\text{O}_3$.

The zeolite crystallization followed the stilbite cementation during eodiagenesis, mainly sourced from ions released by the volcanic

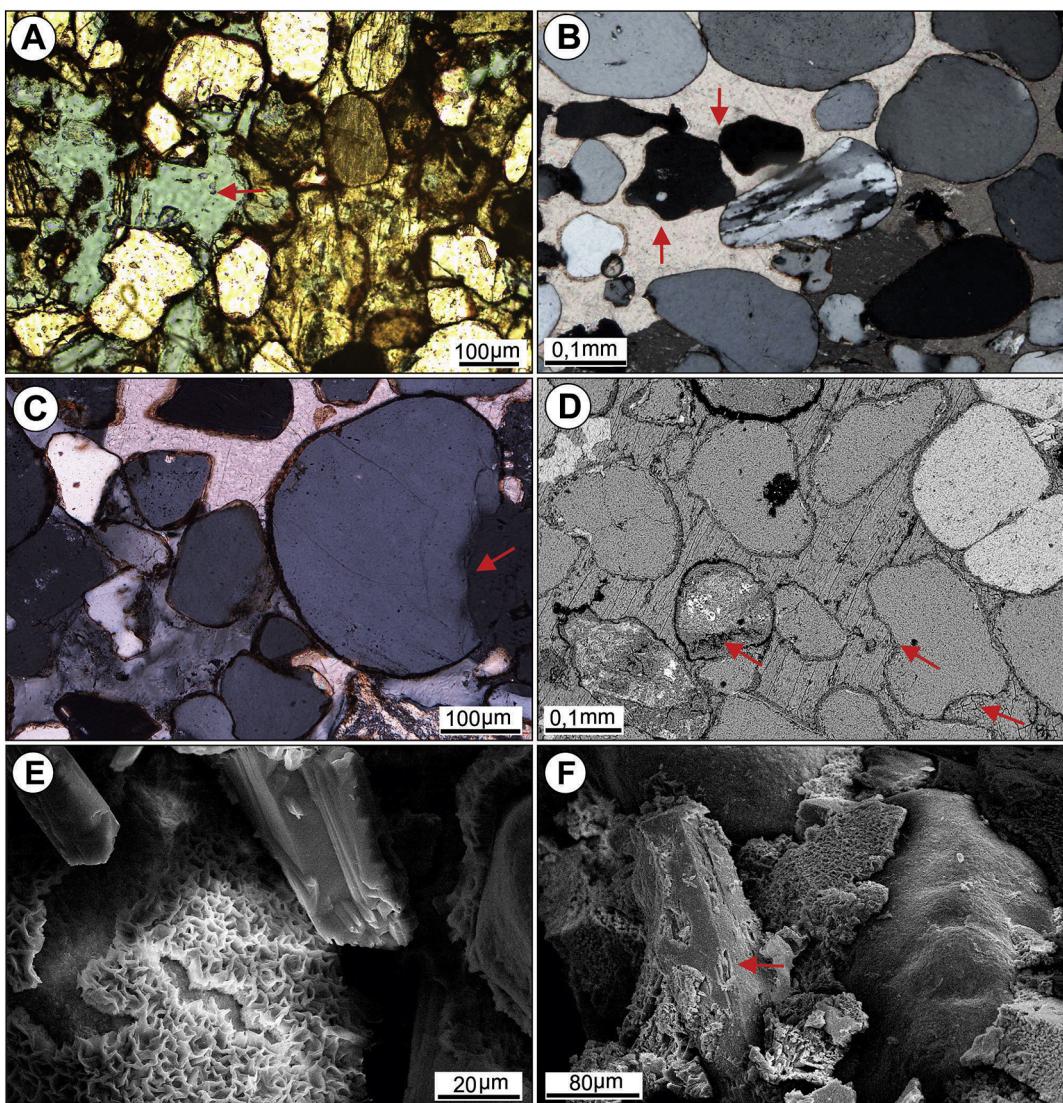


Fig. 9. Thin-section photomicrographs and SEM images of the zeolite cements in the aeolianite. A) Porosity enlarged by dissolution, corroded cement and framework grains (arrows). B) Moldic porosity, mainly represented by quartz and feldspar dissolution. Grains with smectite coating (C) and chlorite fringes (D). Arrow indicates fragmented grain. E) Clay coatings (smectite) covering quartz grains. Detailed smectite rim exhibiting cauliflower texture. F) Corrosion features in laumontite crystals (arrow).

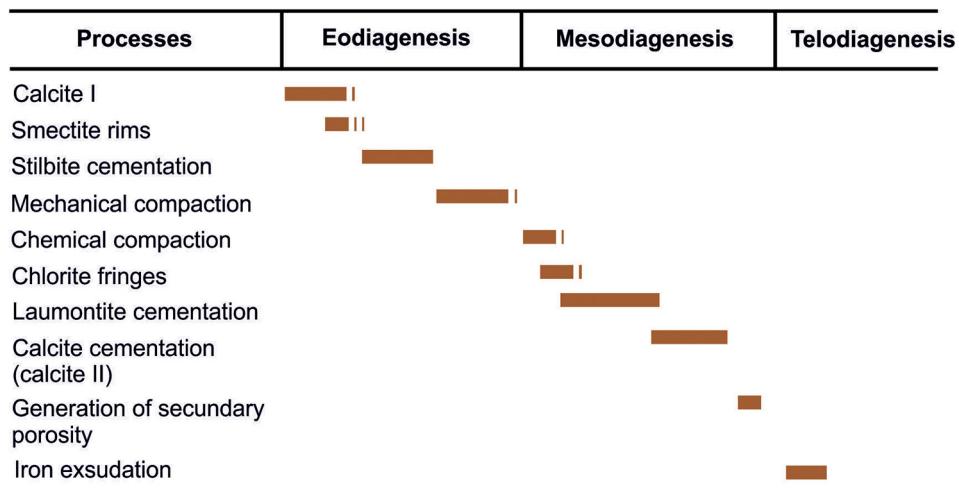


Fig. 10. Diagenetic sequence of Jurassic-Cretaceous aeolianites from the Parnaíba Basin.

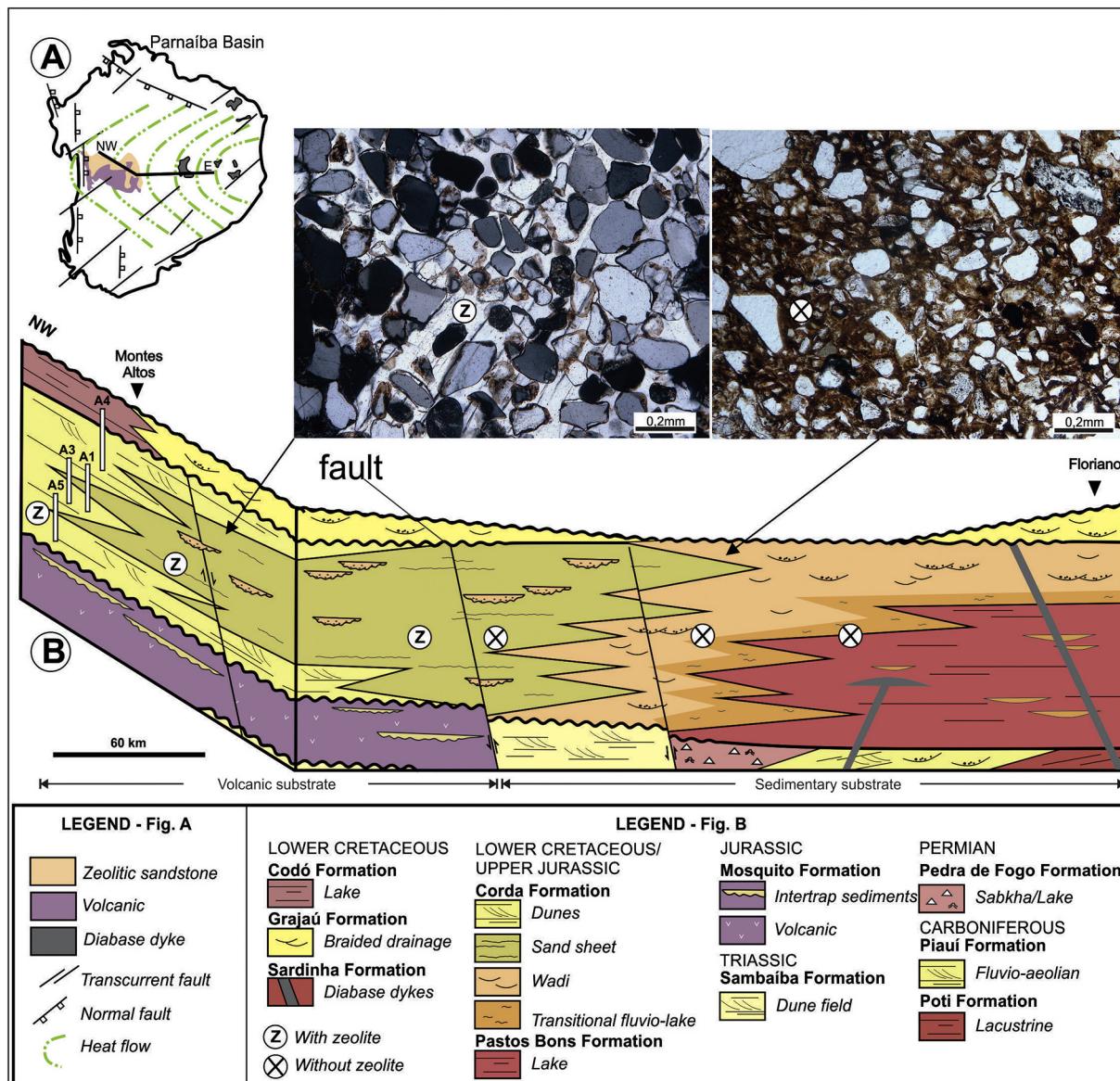
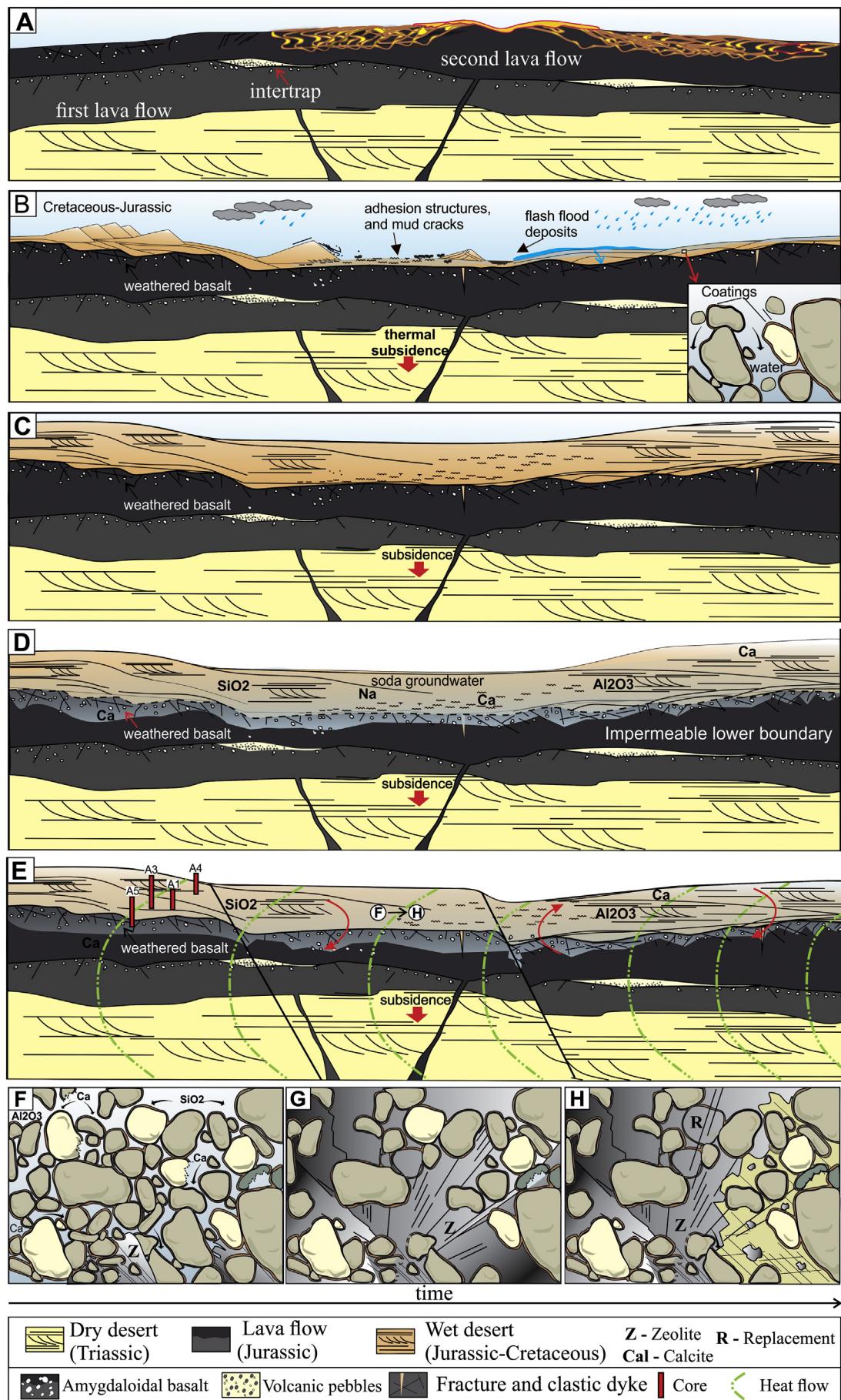


Fig. 11. Schematic cross-sections showing relation of zeolite-bearing sandstone in the central Parnaíba Basin and volcanic substrate. A) Simplified geological sketch of the Parnaíba Basin, showing the main lineaments and heat flow (green dashed lines) triggered by Cretaceous magmatism, which represent the last CAMP phase in the basin. B) Simplified stratigraphic section of the study area showing lateral relationships of zeolite-cemented aeolian sandstone and the volcanic substrate (westward), whereas the contact zone of aeolianite and a sedimentary substrate (eastward) does not contain zeolite. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

substrate. Petrographic data suggests that the stilbite is pre-compaction, whereas laumontite is post-compaction. It is likely that the stilbite has been replaced by laumontite due to the burial conditions, resulting in increasing temperature and pressure. This caused the stabilization of less hydrated zeolites (laumontite) in the basal strata of the succession, while most hydrated zeolites (stilbite) crystallized upsection. The laumontite and stilbite coexistence discards the possibility of laumontite derived from the replacement of heulandite, because stilbite is unstable at temperatures where this reaction occurs (Kiseleva et al., 2001; Blanc et al., 2015). This interpretation is in accordance with the 1 to 2 kbar and 140 to 160 °C experimentally established T/P relationship for laumontite, whereas stilbite occurs under lower temperature and pressure conditions (Stallard and Boles, 1989; Kiseleva et al., 1996; Kiseleva et al., 2001). In addition, the coexistence of these minerals may indicate relatively low pressures (~1 kbar), according to experiments performed by Cho et al. (1987).

The zeolites (unstable) were gradually replaced by calcite with the progression of diagenesis (Fig. 12H). It is possible that these minerals had disputed over Ca⁺ ions during the diagenetic evolution (e.g. Kiseleva et al., 1996), although, the low CO₂ partial pressure and the high SiO₂ and Al₂O₃ amounts favored zeolite crystallization instead of carbonate (e.g. as demonstrated by Thompson, 1971; Crossey et al., 1984; Kiseleva et al., 2001). This may be corroborated by the abundance of calcic zeolite varieties (laumontite and Ca-stilbite) in the aeolian sandstone. The cathodoluminescence images show zeolite inclusions in calcite and irregular contacts between these crystals, which demonstrate that zeolites were replaced by calcite. This was probably caused due to lower temperature conditions and increasing P_{CO₂}, enhancing calcite precipitation filling the available pores of the rocks (calcite patches). In this way, in situations where zeolite is formed first, this compound is, lately, transformed into carbonate + aluminous phase, as demonstrated by: laumontite + CO₂ = calcite + kaolinite + 2 quartz + H₂O (Thompson, 1971; Faure, 1998).



7. Post-CAMP zeolite minerals in West Gondwana

Zeolite minerals are present in a number of sedimentary basins in West Gondwana, Laurentia and Baltica supercontinents, mainly developed after large igneous provinces (LIP) emplacements from Lower Triassic to Upper Jurassic ([Table 2](#)). These associations are commonly recorded by laumontite bearing-sandstone and/or mudstone, as well as volcaniclastic rocks and zeolithic breccias ([Heald, 1956](#); [Fuller, 1970](#); [Vavra et al., 1980](#); [Potgieter et al., 1982](#); [Wopfner et al., 1991](#); [Merino et al., 1997](#); [Dypvik and Nilsen, 2002](#); [Jay et al., 2018](#)). The greatest example is the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), which influenced zeolite formation in wide areas ([Rezende, 2002](#); [Merino et al., 1997](#)). Although the CAMP event started at the end-Triassic, the Upper Jurassic stage of the Brazilian sedimentary basins (Parnaíba, Amazonas and Solimões basins) presents the most expressive and voluminous CAMP-magmatic products ([Svensen et al., 2018](#)). This fact probably controlled the higher zeolite content in the Upper Jurassic aeolianite sediments from the Parnaíba Basin.

The distribution of zeolite cement is commonly related to sedimentary rocks that overlie LIPs ([Fig. 13](#)). This link suggests that the magmatic processes provoked by the supercontinent break up influenced the diagenetic stages of the continental Gondwana deposits. These occurrences have been associated with early diagenetic stages caused by weathering processes ([Wopfner et al., 1991](#)) or soda groundwater ([Koporulin, 2013](#)), and mesodiagenesis, provoked by descending water flows ([Rezende, 2002](#)), “heat waves” ([Merino et al., 1997](#)) or meteoric water and calcite dissolution ([Noh and Boles, 1989](#)). Nevertheless, [Steiner \(1977\)](#) demonstrated that the presence of calcic plagioclase has a crucial role in laumontite formation, such that these minerals are replaced by laumontite through the reaction: $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8 + 2\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{12} \times 4\text{H}_2\text{O}$. CAMP rocks are tholeiitic basalt and basaltic andesite, with large amounts of bytownite and labradorite ([Oliveira et al., 2018](#)). This massive source of calcium and the geochemical conditions (alkaline pH, low P_{CO_2} , K^+ depletion, high Si:Al ratio) were widely available in large continental zones of West Gondwana after its fragmentation.

8. Conclusion

The Gondwana break up was marked by the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in consequence of the opening of the Atlantic Ocean. These events are recorded in the volcanic rocks, as well as in the humid desertic system of the Corda Formation, Parnaíba Basin (NE Brazil), of which the characteristic is the presence zeolite-bearing sandstone units. This succession consists of sublarenite, subarkose and quartzarenite, establishing dune field (FA1), sand sheet (FA2) and wadi (FA3) facies associations. This work evaluated the influence of volcanic/post-volcanic processes in the diagenetic pathway of aeolianites, which present an intriguing zeolite cementation that composes up to 50% modal content in siliciclastic rocks.

Poikilotopic zeolite cement occurs in aeolianite beds that overlie volcanic rocks (Jurassic magmatism) in the western part of the Parnaíba Basin, showing the first CAMP stage in this basin. Conversely, zeolite cement is absent in the eastern part of the Parnaíba Basin, where aeolianite deposits overlie sedimentary rocks. We interpret that the eodiagenetic phase was marked by precipitation of calcite fringes,

displacing Ca-stilbite cementation (pre-compaction) and mechanical compaction. The mesodiagenesis includes chemical compaction, laumontite cementation, smectite-chlorite conversion, generation of secondary porosity and calcite cementation. Subsequently, during telodiagenesis, iron exsolution took place.

The exposure of lava flows to surface and subsurface conditions resulted in the crystallization of glass-bearing volcanic rocks fragments and amygdales filled by zeolites. These beds were posteriorly overlaid by siliciclastic deposits of the Corda Formation, a Jurassic-Cretaceous wet desertic system of the Parnaíba Basin. The fluid percolation in a weathered volcanic substrate caused ion leaching, which migrated throughout porous media of the aeolianites. Fluid migration was also enhanced by faults and fractures.

CAMP emplacement affected large parts of West Gondwana and influenced the paleogeography, paleoclimate, depositional environments, as well as the lithological and mineralogical composition of sedimentary rocks. The Cretaceous magmatism caused the reactivation of the diagenetic system, resulting in heat propagation through the basin, which influenced and accelerated the chemical reactions in a hydrologically open system. This event enhanced zeolite crystallization, resulting in optimal conditions for crystal growth, culminating in coarse zeolite crystals with poikilotopic texture and high amounts. Zeolite authigenesis was also corroborated by alkaline pH, low P_{CO_2} , K^+ depletion and high Si:Al ratio. Besides the volcanic substrate, other sources include dissolution of Ca-feldspars and volcanic fragments. This is also confirmed by the predominance of labradorite and bytownite in the volcanic substrate, as well as the increasing zeolite content in litharenites rich in volcanic fragments. Zeolite crystallization was interrupted by decreasing temperature, below with peak temperature 300 °C, since laumontite is unstable in this condition. However, the stratigraphic zonation of zeolites, with laumontite in the lower strata, followed by the coexistence of laumontite with stilbite, and only stilbite in the upper part of the succession is interpreted as a result of the pressure and temperature decrease post-dating regional heating. Laumontite occurs at higher pressures and temperatures than stilbite, so their coexistence suggests relatively low pressure (~1 kbar). Posteriorly, increasing P_{CO_2} provoked the preferentially crystallization of calcite, which partially replaces zeolites.

The diagenetic stages of Jurassic-Cretaceous deposits of the Parnaíba Basin were strongly influenced by alloogenetic processes linked to the CAMP regional heating. The final product was the uncommon poikilotopic zeolite cemented-sandstone. This work demonstrates the effects of alloogenetic events and the role of volcanic substrate in the diagenetic processes. The influence of the CAMP-emplacement in the genesis of anomalous mineral phases in sedimentary rocks can be extended for other basins in West Gondwana.

Acknowledgements

Authors acknowledge Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), which financially supported this research, through a Ph.D. scholarship, conceded to the first author. We thank Brazilian Geological Survey (CPRM) for access to drill cores; Dr. Romulo Simões Angélica for helpful suggestions; M.Sc. Gisele Tavares Marques, for the analyses performed at the Laboratory of Scanning Electron Microscope (UFPa-MEV); to Francisco Romero Abrantes Jr. and Isaac Salem for fieldwork support and figures elaboration. We also thank the geologist Isabella Miranda for some

Fig. 12. Jurassic-Cretaceous geological evolution for the West Gondwana and its relationship with zeolite-cemented sandstone. A) During the Jurassic, quiescence periods without magmatism occurred, allowing the subaerial exposure of volcanic plains, which were reworked during the implantation of a fluvio-aeolian system. This phase resulted in the deposition of sands and gravels that were subsequently buried by other magmatic pulses generating intertrap beds. B) The subaerial exposure of basic rocks resulted in fracturing and in the formation of a weathering zone. C) Sand sheet settings were accumulated over the weathered volcanic substrate. D) The system was reactivated by Cretaceous magmatism favoring heat propagation throughout the basin and enhancing zeolite formation. Cementation was facilitated by Ca, Na, Al and Si ion release by the volcanic substrate. E) Fluid circulation rich in sodium and calcium ions. Percolation was facilitated by faults and fractures, as well as sandstone textural aspects reactivation. F) and G) The system was stable for a long time, with relatively high temperature and sufficient space, permitting the growth of zeolite (Z) crystals with poikilotopic texture; grain dissolution and replacement (R) by zeolite cement. H) The temperature waning caused the destabilization of zeolite crystals, which were partially replaced by calcite cement.

Table 2

Large igneous provinces and the association with zeolite-bearing sedimentary rocks.

| Zeolite occurrence | Age | Unit | Lithological association | Geographic location | References |
|---|---------------------------------|---|--------------------------|-----------------------|---|
| Laumontite cement in sandstone | Middle Triassic | Manda Beds, Ruhuhu Basin | Kimberlite pipes | Southern Tanzania | Wopfner et al., 1991; Dypvik and Nilsen, 2002 |
| Laumontite cement in red beds | Triassic | Beaufort Formation, Karoo Basin | Basalt | South Africa | Fuller, 1970 |
| Laumontite in sandstone | Lower Jurassic | Clarens Formation, Karoo Basin | Basalt | South Africa | Potgieter et al., 1982 |
| Laumontite cement in arkose | Triassic | Fremouw Formation, Transantarctic Mountains | Diabase | Antarctica | Vavra, 1989; Vavra et al., 1980 |
| Laumontite in sandstone | Triassic | Hartford Basin | Basalt | USA | Heald, 1956; Merino et al., 1997 |
| Undifferentiated zeolite cement in basalt breccia | Lower Jurassic | Drakensberg Group | Basalt (Karoo LIP) | South Africa | Jay et al., 2018 |
| Laumontite and stilbite cements in sandstone | Upper Jurassic-Lower Cretaceous | Corda Formation, Parnaíba Basin | Basalt | South America, Brazil | This work |

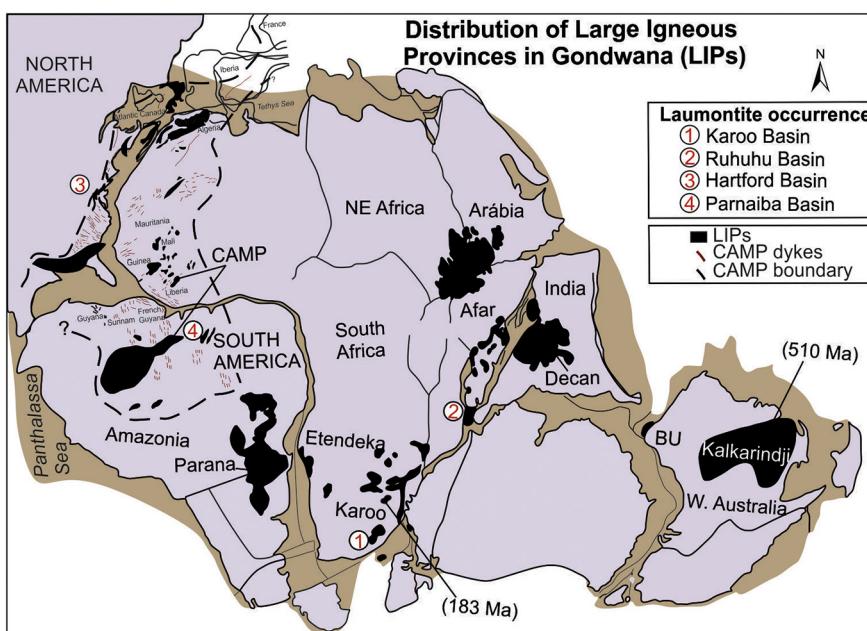


Fig. 13. Large igneous provinces in West Gondwana and occurrence of zeolites in sedimentary rocks.

petrographic descriptions. We are very grateful to the editor Brian Jones and to an anonymous reviewer, which significantly improved and early version of this manuscript. Finally, we acknowledge Guilherme Raffaeli and Charles Spellen for linguistic revision.

References

- Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L., 2016. Permian paleogeography of west-central Pangea: reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology* 341, 175–188.
- Anjos, S.M.C., De Ros, L.F., Silva, C.M.A., 2003. Chorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Cements in Sandstone. Special Publications 34. International Association of Sedimentologists, Oxford, UK, pp. 291–316.
- Baksi, A.K., Archibald, D.A., 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 151, 139–153.
- Ballén, O.A.R., 2012. Sucessões Sedimentares das Formações Mosquito e Corda, Exemplo de sistema eólico úmido, Província Parnaíba. (Dissertação de Mestrado). Universidade de São Paulo - São Paulo (85 pp.).
- Ballén, O.A.R., Góes, A.M., Negri, F.A., Mazivieiro, M.V., Teixeira, V.Z.S., 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba. *Brazilian Journal of Geology* 43, 695–710.
- Bernet, M., Gaupp, R., 2005. Diagenetic history of Triassic sandstone from the Beacon Supergroup in central Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48, 447–458.
- Blanc, P., Vieillard, P., Gailhanou, H., Gaboreau, S., Marty, N., Claret, F., Madé, B., Giffaut, E., 2015. ThermoChimie database developments in the framework of cement/clay interactions. *Applied Geochemistry* 55, 95–107.
- Boogs Jr., S., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, England (600 pp.).
- Boles, J.R., Coombs, D.S., 1975. Mineral reactions in zeolitic Triassic tuffs, Hokonui Hills, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 86, 163–173.
- Caputo, M.V., Iannuzzi, R., Fonseca, V.M.M., 2005. Bacias sedimentares brasileiras. Fundação Paleontológica Phoenix 81 (7), 1–6.
- Chen, G., Du, G., Zhang, G., Wang, Q., Lv, C., Chen, J., 2011. Chlorite cement and its effect on the reservoir quality of sandstones from the Panyu low-uplift, Pearl River Mouth Basin. *Petroleum Science* 8, 143–150.
- Cho, M., Maruyama, S., Liou, J.G., 1987. An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 43–50.
- Coombs, D.S., Ellis, A.J., Fyfe, W.S., Taylor, A.M., 1959. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 17, 53–107.
- Costa, J.B.S., Borges, M.S., Igrefa, H.L.S., Hasui, Y., 1991. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcoabuço Pré-Cambriano. Boletim. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Rio Claro – SP. Boletim de resumos expandidos, pp. 96–98.
- Crossey, L.J.B., Frost, R., Surdam, R.C., 1984. Secondary porosity in laumontite-bearing sandstones: part 2. Aspects of porosity modification. *American Association of Petroleum Geologists, Special Volumes* 225–237.
- da Silva, A.J.P., da Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores Paleozoic and Meso-Cenozoic Sedimentary Basins. In: Bizzini, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti e, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia,*

- Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp. 55–85.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics* 33, 2102–2120.
- de Aguiar, G.A., 1969. Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo. Petrobras, Belém (55 pp.).
- de Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 325–349.
- De Ros, L.F., Cesero, P., 1986. Argilas em arenitos - Bases para a interpretação petrogenética. *Anais de XXXIV Congresso Brasileiro de Geociências*, Goiânia, Goiás 4, pp. 1663–1670.
- De Valais, S., Candeiro, C.R., Tavares, L.F., Alves, Y.M., Cruvinel, C., 2014. Current situation of the ichnological locality of São Domingos from the Corda Formation (Lower Cretaceous), northern Tocantins state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 61, 142–146.
- Defeyes, K.S., 1959. Zeolites in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 29, 602–609.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491–505.
- Donahoe, R.J., Liou, J.G., 1985. An experimental study on the process of zeolite formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2349–2360.
- dos Anjos, C.E., Dias, R.R., 2004. Geologia da Folha SB.23-Y-C (Carolina) – Estado do Tocantins. Projeto de gestão ambiental integrada da região do Bico do Papagaio – Zoneamento sócio econômico. SEPLAN/DZE. Palmas – TO (52 pp.).
- Dypvik, H., Nilsen, O., 2002. Rift valley sedimentation and diagenesis, Tanzanian Examples – a review. *South African Journal of Geology* 105, 93–106.
- Faure, G., 1998. Principles and Applications of Geochemistry. 2nd edition. NJ: Prentice Hall, Upper Saddle River (600 pp.).
- Fodor, R.V., Sial, A.N., Mukasa, S.B., McKee, E.H., 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 555–567.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, pp. 65–145.
- Fuller, A.O., 1970. The occurrence of laumontite in strata of the Karroo system, South Africa. In: Haughton, S.H. (Ed.), Proceedings and Papers, 2nd Int. Symp. Stratigraphy and Palaeontology of the Gondwana System, Council for Scientific and Industrial Research, Pretoria, pp. 159–167.
- Galehouse, J.S., 1971. Point counting. In: Carver, R.E. (Ed.), Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley Interscience, New York, pp. 385–407.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Lustriño, M., Boni, M., Vermeesch, P., 2012. Petrology of the Namib Sand Sea: long-distance transport and compositional variability in the wind-displaced Orange Delta. *Earth-Science Reviews* 112, 173–189.
- Gilbert, C.M., McAndrews, M.G., 1948. Authigenic Heulandite in sandstone, Santa Cruz County, California. *Journal of Sedimentary Petrology* 18, 91–99.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás 8, 57–67.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. Estágio Exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro 4, 55–64.
- Goés, A.M.O., Travassos, W.A., Nunes, K.C., 1992. Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Petrobras, Belém (128 pp.).
- Gottardi, G., 1989. The genesis of zeolites. *European Journal of Mineralogy* 1, 479–487.
- Hay, R.L., 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geological Society of America* 130.
- Hay, R.L., 1970. Silicate reactions in three lithofacies of a semi-arid basin, Olduvai Gorge, Tanzania. *Mineralogical Society of America Special Paper* 3 pp. 237–255.
- Hay, R.L., Sheppard, R.A., 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: an overview. In: Bish, D.L., Ming, D.W. (Eds.), Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 45. Mineralogical Society of America, pp. 217–234.
- Heald, M.T., 1956. Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts. *Huppert Bulletin Geological Society of America* 67, 1133–1154.
- Humphreys, B., Kemp, S.J., Lott, G.K., Bermanto, D.A., Dharmayanti, D.A., Samsori, I., 1994. Origin of grain-coating chlorite by smectite transformation: an example from Miocene sandstones, North Sumatra Back-arc Basin, Indonesia. *Clay Mineral* 29, 681–692.
- Huppert, H.E., Woods, A.W., 1995. Gravity-driven flows in porous layers. *Journal of Fluid Mechanics* 292, 55–69.
- Iijima, A., 2001. Zeolites in petroleum and natural gas reservoirs. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 45, 347–402.
- Iijima, A., Utada, M., 1966. Zeolites in sedimentary rocks, with reference to the depositional environment and zonal distribution. *Sedimentology* 7, 327–357.
- Jacobsson, A., 1977. A short review of the formation, stability and cementing properties of natural zeolites. *Kärn-Bransle-Sakerhet Teknisk Rapport*. 27, pp. 14–15.
- Jay, A.E., Marsh, J.S., Fluteau, F., Courtillot, V., 2018. Emplacement of inflated Phœnoe flows in the Naude's Nek Pass, Lesotho remnant, Karoo continental flood basalt province: use of flow-lobe tumuli in understanding flood basalt emplacement. *Bulletin of Volcanology* 80, 17.
- Kastner, M., Stonecipher, S.A., 1978. Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans. In: Sand, L.B., Mumpton, F.A. (Eds.), *Natural Zeolites*. Pergamon, Oxford, pp. 199–200.
- Khalilii, M., Makizadeh, Mohammad-Ali, M., Taghipour, B., 2005. Evaporitic zeolites in Central Alborz, north of Iran. *Carbonates and Evaporites* 20, 34–41.
- Kiseleva, I., Navrotsky, A., Belitskii, I.A., Furstenko, B.A., 1996. Thermochemistry and phase equilibria in calcium zeolites. *American Mineralogist* 81, 658–667.
- Kiseleva, I., Navrotsky, A., Belitsky, I., Furstenko, B.A., 2001. Thermochemical study of calcium zeolites; heulandite and stilbite. *American Mineralogist* 86, 448–455.
- Koporulin, V.I., 2013. Formation of laumontite in sedimentary rocks: a case study of sedimentary sequences in Russia. *Lithology and Mineral Resources* 48, 122–137.
- Kousehlar, M., Weisenberger, T.B., Tutti, F., Mirnejad, H., 2012. Fluid control on low-temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran. *Geofluids* 12, 295–311.
- Larsen, D., Crossey, L.J., 2000. Sedimentary petrology and authigenic mineral distributions in the Oligocene Creed Formation, Colorado, United States. In: Bethke, P.M., Hay, R.L. (Eds.), *Ancient Lake Creed: Its Volcano-tectonic Setting, History of Sedimentation, and Relation to Mineralization in the Creed Mining District*; Boulder Colorado: Geological Society of America, Special Paper vol. 346, pp. 179–208.
- Lima, E.A.M., Leite, J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogênica. Relatório final da etapa III. Recife – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (212 pp.).
- Lisboa, M.A.R., 1914. The Permian geology of Northern Brazil. *American Journal of Science, New Haven* 37, 421–442.
- Mansurbeg, H., Morad, S., Plink-Bjorklund, P., El-Ghali, M.A.K., Caja, M.A., Marfil, R., 2012. Diagenetic alterations related to falling stage and lowstand systems tracts of shelf, slope and basin floor sandstones (Eocene Central Basin, Spitsbergen). *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 45.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. *Science* 284, 616–618.
- Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., Applin, K.R., 1989. Emplacement of clay into sand by infiltration. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 77–87.
- Mees, F., Stoops, G., Ranst, E.V., Paeppe, R., Overloop, E.F., 2005. The nature of zeolite occurrences in deposits of the Olduvai Basin, northern Tanzania. *Clays and Clay Minerals* 53, 659–673.
- Merino, E., 1975. Diagenesis in Tertiary sandstones from Kettleman North Dome, California, I, Diagenetic mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 45, 320–336.
- Merino, E., Girard, J.P., May, M.T., Ranganathan, V., 1997. Diagenetic mineralogy, geochemistry, and dynamics of Mesozoic Arkoses, Hartford Rift Basin, Connecticut, USA. *Journal of Sedimentary Research* 67, 212–224.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., Ernesto, M., 2011. *40Ar/39Ar* ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil)
- Milani, E.J., Zalán, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes* 22, 199–205.
- Morad, S., Khalid, A., Ketzler, M., De Ros, L., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 1267–1309.
- Moraes, M.A.S., De Ros, L.F., 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro 2, 13–26.
- Moraes, M.A.S., De Ros, L.F., 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin. Northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 809–819.
- Noh, J.H., 1998. Geochemistry and paragenesis of heulandite cements in a Miocene marine fan-delta system of the Pohang Basin, Republic of Korea. *Clay and Clay Minerals* 46, 204–214.
- Noh, J.H., Boles, J.R., 1989. Diagenetic alteration of perlite in the Guryongpo area, Republic of Korea. *Clays and Clay Minerals* 37, 47–58.
- Noh, J.H., Boles, J.R., 1993. Origin of zeolite cements in the Miocene sandstones, North Tejon Oil Fields, California. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 248–260.
- Oliveira, A.L., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Oliveira, D.C., 2018. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. In: Daly, M.C., Fuck, R.A., Julià, J., Macdonald, D.I.M., Watts, A.B. (Eds.), *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society, London, Special Publications 472.
- Otalora, M., 1964. Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of east-central Puerto Rico. *America Journal of Science* 262, 726–734.
- Paxton, S., Szabo, J.O., Ajdukiewicz, J.M., Klimentidis, R.E., 2002. Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 2047–2067.
- Permanyer, A., Marfil, R., Martín-Martín, J.D., Estupinán, J., Márquez, J., Arroyo, X., 2015. Diagenetic evolution of the upper Cretaceous limestone and sandstone exhumed reservoirs in the western Basque–Cantabrian Basin, North Spain. *Marine and Petroleum Geology* 66, 673–694.
- Phillips, O.M., 1991. Flow and Reactions in Permeable Rocks. Cambridge University Press, Cambridge (285pp.).
- Picanço, M.S., Angélica, R.S., Barata, M.S., 2011. Avaliação preliminar do emprego de arenito zeolítico da região nordeste do Brasil como material pozolânico para cimento Portland. *Cerâmica* 57, 467–473.
- Potgieter, C.D., Snyman, C.P., Förtsch, E.B., 1982. Epigenetic laumontite in the Jurassic Clarens and Drakensberg Formations of the Karoo Sequence. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 85, 203–210.
- Rabelo, C.E.N., Nogueira, A.C.R., 2015. O sistema desértico úmido do Jurássico Superior da Bacia do Parnaíba, na região entre formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Brasil. *Geologia USP. Série Científica* 15 pp. 3–21.
- Remy, R.R., 1994. Porosity reducione and major controls on diagenesis of Cretaceous-Paleocene volcanoclastic and arkosic sandstone, Middle Park Basin, Colorado. *Journal of Sedimentary Research* 64, 797–806.
- Rezende, N.G.A.M., 1997. Argilas Nobres e Zeólitas na Bacia do Parnaíba; Relatório final de projeto. Belém, CPRM. Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, n.2 (111pp.).
- Rezende, G.A.M., 2002. A zona zeolítica da Formação Corda na Bacia do Parnaíba. (Diss. Mestrado). Universidade Federal do Pará, Belém, PA (142 pp.).

- Rezende, N.G.A.M., Angélica, R.S., 1999. Sedimentary zeolites in Brasil. *Mineralogica et Petrographica Acta* 42, 71–82.
- Riech, V., 1979a. Diagenesis of silica, zeolites, and phyllosilicates at sites 397 and 398. In: Laughton, F.H., Fagerberg, E.M. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 47*, pp. 741–759.
- Riech, V., 1979b. Diagenesis of silica, zeolites, and phyllosilicates at sites 397 and 398. *Deep Sea Drilling Project Initial 47*.
- Rodrigues, A.G., Goldberg, K., 2014. Primary composition and diagenetic patterns of sandstones from Barra de Itiúba Formation in Atalaia High, Sergipe Sub-Basin. *Brazilian Journal of Geology* 44, 545–560.
- Rossetti, D.F., 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.), *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, pp. 31–46.
- Ryan, P.C., Conrad, M.E., Brown, K., Chamberlain, C.P., Reynolds Jr., R.C., 1998. Oxygen isotope composition of mixed layer serpentine-chlorite and illite-smectite in the Tuscaloosa Formation (U.S. Gulf Coast): implications for pore fluids and mineralogic reactions. *Clay and Clay Minerals* 46, 357–368.
- Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S.S., 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Ed. 2. 212. CPRM, Rio Janeiro.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P., Ramalho, R., 1984. A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (coords.). *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais escala 1:2.500.000*. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 13–189.
- Schrank, A.B.S., De Ros, L.F., 2015. Diagenetic processes in cretaceous sandstones from occidental Brazilian Equatorial Margin. *Journal of South American Earth Sciences* 63, 1–19.
- Schrank, A., Abreu, E.R., Roig, H.L., Choudhuri, A., Szabo, G.A.J., Carvalho, E.D.R., 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudeste do Cráton São Francisco. 36th Brazilian Congress of Geology, Natal, pp. 2276–2283.
- Stallard, M.L., Boles, J.R., 1989. Oxygen isotope measurements of albite-quartz-zeolite mineral assemblages, Hokonui Hills, southland, New Zealand. *Clays and Clay Minerals* 37 (5), 409–418.
- Steiner, A., 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand: subsurface geology and hydrothermal rock alteration. *New Zealand Geological Survey Bulletin* 90, 136.
- Surdam, R.C., Boles, J.R., 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In: Scholle, P.A., Schlüter, P.R. (Eds.), *Aspects of Diagenesis*. Society for Sedimentary Geology. Special Publication vol. 26, pp. 227–242.
- Svensen, H.H., Planke, S., Neumann, E.R., Aarnes, I., Marsh, J.S., Polteau, S., Harstad, C., Chevallier, L., 2018. Sub-volcanic intrusions and the link to global climatic and environmental changes. In: Breitkreuz, C., Rocchi, S. (Eds.), *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. Advances in Volcanology*. Springer.
- Tavares, L.F.S., de Valais, S., Alves, Y.M., Candeiro, C.R.A., 2015. Amazonian Lower Cretaceous North Tocantins State (Brazil) dinosaur track site: conservation significance. *Environmental Earth Sciences* 73, 4701–4705.
- Thompson, A.B., 1971. PCO₂ in low-grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al2O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 33, 145–161.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. *Gondwana from top to base in space and time*. *Gondwana Research* 24, 999–1030.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 333–348.
- Vavra, C.L., 1989. Mineral reactions and controls on zeolite-facies alteration in sandstone of the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 688–703.
- Vavra, C.L., Stanley, K.O., Collinson, J.W., 1980. Provenance and alteration of Triassic Fremouw Formation, Central Transantarctic Mountains. *Proceedings Fifth International Gondwana Symposium*, Wellington, New Zealand, pp. 149–153.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Filho, J.R.W., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro 15, 253–263.
- Veevers, J.J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews* 68, 1–132.
- Wang, Y., Chan, M.A., Merino, E., 2015. Self-organized iron-oxide cementation geometry as an indicator of paleo-flows. *Scientific Reports* 5, 10792.
- Wilson, M.D., Pittman, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology* 47, 03–31.
- Wood, J.R., Hewitt, T.A., 1982. Fluid convection and mass transport in porous limestones: a diagenetic pattern in domed sheets. *Am. J. Sci.* 285, 207–223. Theoretical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1707–1713.
- Wopfner, H., Markwort, S., Semikiwa, P.M., 1991. Early diagenetic laumontite in the lower Triassic Manda Beds of the Ruhuhu Basin, southern Tanzania. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 65–72.

CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante o período jurássico superior a intensificação dos processos magmáticos, devido ao rompimento do Pangea, propiciou a implantação de planícies vulcânicas expressivas desenvolvidas por sucessivas erupções basálticas fissurais na Bacia do Parnaíba. Esses eventos magmáticos estão associados à província magnética do atlântico central (CAMP) do Jurássico. As intrusões vulcânicas relacionadas ao CAMP ocorreram simultaneamente com a sedimentação dos depósitos do deserto úmido Mosquito permitindo interação do fluxo de lava a sedimentação. As planícies vulcânicas foram expostas ao retrabalhamento dos canais efêmeros desenvolvidos principalmente em depressões no substrato basáltico escoando as águas produzidas principalmente por enxurradas (flash floods). Os sedimentos acumulados eram compostos principalmente por litoclastos vulcânicos com matrix vítreia, quartzo e, subordinadamente, feldspatos. Dunas eólicas foram possivelmente desenvolvidas lateralmente à planície vulcânica ou formando-se pelo retrabalhamento dos depósitos fluviais constantemente expostos em função do clima mais árido. As enxurradas esporádicas sobre os sedimentos expostos propiciaram a infiltração mecânica de argilas formando revestimentos argilosos sobre grãos. A implantação desse sistema desértico úmido ocorria durante fases de quiescência entre os recorrentes fluxos de lava. Os arenitos intercalados entre os sucessivos derrames são litarenitos e sublitarenitos e foram afetados pelo fluxo de calor e fluidos hidrotermais emanados destas erupções fissurais que desencadearam a precipitação de minerais autigênicos de baixa temperatura. Os fluidos hidrotermais intensificaram os processos de devitrificação dos clastos vulcânicos propiciando a liberação de íons de sílica contribuindo na precipitação maciça de calcedônia durante as fases de alta saturação de sílica e temperatura relativamente baixa. O aumento da temperatura concomitante com o clímax da erupção e a baixa saturação de sílica propiciaram a precipitação de megaquartzo, zeólita poiquilotópica e, subordinadamente, carbonato e óxidos de ferro e titânio preenchendo a porosidade remanescente. Esta cimentação precoce eodiagenética preservou o arcabouço primário dos arenitos *intertrap* que não foi afetado pela diagênese de soterramento (burial diagenesis) pós-jurássica. Os óxidos de ferro, principalmente a hematita, foram também introduzidos durante a exposição desses depósitos, ou seja, na telodiagênese.

A finalização do magmatismo associado a pré-ruptura do Pangea (CAMP) no final do Jurássico foi sucedida pela abertura do Atlântico Central na margem norte do Gondwana Ocidental. Com o decréscimo das isotermas e da carga crustal promovida pelas camadas de

basaltos, propiciou uma fase de subsidência térmica na transição do período do Jurássico para o Cretáceo Inferior, na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba causando a deposição da Formação Corda principalmente no Cretáceo inferior. Esta unidade registra um sistema desértico úmido caracterizado por campo de dunas eólicas, canais fluviais efêmeros (wadis) e perenes que erodiram a sucessão de basaltos e arenitos *intertrap* da Formação Mosquito. Esse sistema fluvial com migração preferencialmente para SE alcançou o sistema lacustre Pastos Bons desenvolvido no depocentro da bacia durante o Eocretáceo. Os depósitos da Formação Corda caracterizados por sublitarenitos, subarcóseos e quartzarenitos possuem expressiva cimentação por zeólita principalmente nos depósitos basais de campo de dunas e lençóis de areia que recobrem rochas vulcânicas da Formação Mosquito, restritos à porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. O cimento poiquilotópico de zeólita foi produzido a partir da interação de fluidos que percolaram o substrato vulcânico alterado da Formação Mosquito. Admite-se que o magmatismo cretáceo da Formação Sardinha (Pós-CAMP) causou a reativação do sistema diagenético Corda influenciando e acelerando as reações químicas em um sistema hidrologicamente aberto, com pH alcalino, baixa PCO₂, depleção de K⁺ e alta relação Si:Al. A fase eodiagenética dos arenitos Corda foi marcada pela precipitação de franjas de calcita, cimentação de estilbite-Ca (pré-compactação) e afetada por compactação mecânica. Em temperaturas mais altas precipitou a laumontita. A cristalização destes minerais foi interrompida pela diminuição da temperatura, abaixo de 300º C, já que a laumontita é instável nesta condição. Como resultado da diminuição da pressão e da temperatura após o aquecimento regional é observado na sucessão Corda uma zonação estratigráfica de zeólitas, com laumontita nos estratos inferiores, seguida pela coexistência de laumontita com estilbita, e apenas estilbita na parte superior. Os estágios diagenéticos da sucessão jurássica-cretácea da Bacia do Parnaíba foram fortemente influenciados pelos processos alogênicos ligados ao aquecimento regional da CAMP do Jurássico e pelo evento Paraná-Etendeka do Cretáceo registrados respectivamente nas porções centro-oeste e sudeste da Bacia do Parnaíba. O estudo faciológico e petrográfico desenvolvido na sucessão jurássica-cretácea da Bacia do Parnaíba abre uma janela de oportunidade de se entender a interação dos fluxos de lava com a sedimentação continental no período da CAMP e Pós-CAMP. O efeito térmico destes eventos gerou fases cimentação anômalas que inibiram a diagênese tardia, que pode ser considerada uma assinatura particular que pode ser estendida para outras bacias do West Gondwana.

REFERÊNCIAS

- Abelha M., Petersohn E., Bastos G., Araújo D. 2018. New insights into the Parnaíba basin: results of investments by the Brazilian National Petroleum Agency. In: Daly, M.C., Fuck, R.A., Julià, J., Macdonald, D.I.M.; Watts, A.B. (eds) *Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba basin of Brazil*. London, Geological Society, p. 00-00. (Special Publications, 472).
- Abrantes Júnior F.R. & Nogueira A.C.R. 2013. Reconstituição paleoambiental das formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba no sudoeste do Estado do Maranhão, Brasil. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, **13**: 65-82.
- Abrantes Júnior F.R., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2016. Permian paleogeography of west-central Pangea: Reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **341**: 175-188
- Abrantes Júnior F.R., Nogueira A.C.R., Andrade L.S., Soares J.L., Bandeira J., Medeiros R.S.P. 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central Pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **93**: 294-312.
- Aguiar G.A. de. 1969. *Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo*. Belém, PETROBRAS, 55 p. (Relatório Técnico, 371).
- Aguiar G.A. 1971. Revisão geológica da bacia Paleozoica do Maranhão. In: 25º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...* São Paulo, v.3, p. 113-122.
- Ahmed W. 2002. Effects of heat-flow and hydrothermal fluids from volcanic intrusions on authigenic mineralization in sandstone formations. *Bulletin of the Chemical Society of Ethiopia* **16**: 37-52.
- Ajdukiewicz J. M. & Larese R.E. 2012. How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: Observations and experiments. *AAPG Bulletin*, **96**: 2091-2119.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth ScienceReviews*, **50**: 77-111.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e Recursos minerais associados. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. [S.l.], Ed. Beca, p. 43-48.
- Almeida F.F.M. & Hasuí Y. 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 378.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: 8º SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. *Ata*. p. 363-391.

Anderson D.L. 1994. The sublithospheric mantle as the source of subcontinental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoir. *Earth and Planetary Science Letters*. **123**: 269–280

Arce A., Rigoti C.A., Moura D.H.L, Campelo F.M.A. C., Schuab F.B. 2006. *Bacia do Parnaíba: uma revisão estratigráfica, tectônica, estrutural e sistemas petrolíferos.* Trabalho de Conclusão de Curso, Especialização em Projeto de Análise de Bacias, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 84 p.

Arnot M.J., Good R.T., Lewis J.J. 1997. Photogeological and imageanalysis thechniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of sedimentary Research*, **67**(5): 984-987.

Atkins J.E. & McBride E.F. 1992. Porosity and packing of Holocene river, dune, and beach sands: *AAPG Bulletin*, **76**: 339-355.

Augustsson C. & Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:15-26.

Baksi A.K. & Archibald D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and planetary science letters* **151**, 139-153.

Ballén O.A.R., Góes A.M., Negri F.A., Maziviero M.V. Teixeira V.Z.S. 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**, 695-710.

Barros M.A.S., Mizusaki A.M.P., Weska R.K., Borba A.W., Farid Chemale J.R. Costa E.C., 2007. The Anarí and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Pesquisas em Geociências*, **33**, 71-77.

Bates R.L. & Jackson J.A. 1987. *Glossary of Geology*. 3nd ed. . Halaman, American Geological Institute.

Batista A. M. N. 1992. *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102 p.

Bellieni G., Picirillo E.M., Cavazzini G., Petrini R., Cominchiaramonti P., Nardy A.J.R., Civetta L., Melfi A.J., Zantedeschi P. 1990. Low- and high TiO₂, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil): K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO₂ flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). *Neues Jahrbuch. Mineralogischer Abhandlungen*, **162**: 1–33.

Bensalah M. 2014. Enriched mantle source for the Central Atlantic magmatic province: New supporting evidence from southwestern Europe. *Lithos*, **188**: 15-32.

Bensalah M.K., Youbi N., Mahmoudi A., Bertrand H., Mata J., El Hachimi H., Madeira J., Martins L., Marzoli A., Bellon H., Medina F., Karroum M., Karroum L.A., Ben Abbou M. 2011. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanic sequences of Berrechid

and Doukkala basins (Western Meseta, Morocco): volcanology and geochemistry. *Comunicações Geológicas*, **98**: 15-27.

Beutel E.K., Nomade S., Fronabarger A.K., Renne P.R. 2005. Pangea's complex breakup: A new rapidly changing stress field model. *Earth and Planetary Science Letters* **236**: 471-48

Biari Y., Klingelhofer F., Sahabi M., Funck T., Benabdellouahed M., Schnabel, M., Reichert, C., Gutscher M.-A., Bronner A., Austin J.A. 2017. Opening of the central Atlantic Ocean: implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup. *Tectonics* **36**: 1129-1150.

Bigarella J. J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba Basins. In: Nairn, A. E. M. & Stehli, F.G. (eds). *The Oceans Basins and Margins*. Plenum, New York, v. 1, p. 25-86.

Bjorlykke, K. & Egeberg, P. K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG bulletin*, **77**: 1538-1548.

Blackburn T.J., Olsen P.E., Bowring S.A., McLean N.M. Kent D.V., Puffer J., McHone G., Rasbury T., Et-Touhami M. 2013. Zircon U-Pb Geochronology Links the End-Triassic Extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *American Association for the Advancement of Science* **340**: 941-944.

Boggs S. & Krinsley D.H. 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of*.

Boles J R. & Coombs D.S. 1975. Mineral reactions in zeolithic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Geological Society of America bulletin*, **86**:163-173.

Boles J.R. & Coombs D.S. 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *American Journal of Science*, **277**: 982-1012.

Bradshaw M.J. 1975. Origin of montmorillonite bands in the Middle Jurassic of eastern England. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 245-252.

Brauckmann F.J. & Füchtbauer H. 1983. Alterations of Cretaceous siltstones and sandstones near basalt contacts. *Sedimentary Geology*, **35**: 193-213.

Brito Neves B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz Filho, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *J. Geodyn*, **1** (3-5): 495-510.

Brito Neves B.B., Riccomini C., Fernandes T.M.G., Santanna L.G. 2004. O Sistema Tafrogênico terciário do Saliente Nordestino na Paraíba: um legado proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **4**:127-134.

Brookfield M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**(3): 303-332.

Bryan S.E. & Ernst R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, **86** (1- 4): 175-202.

- Burley S.D. & Kantorowicz J.D. 1986. Thin Section and S.E.M. Textural Criteria for the Recognition of Cement-Dissolution Porosity in Sandstones. *Sedimentology*, **33**: 587-604.
- Caputo M.V. 1984. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana ocidental. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*. v. 2, p.725-739.
- Caputo M.V., Iannuzzi R., Fonseca V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Phoenix*, **81**: 1-6.
- Caputo M.V. & Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. v. 2.
- Caputo M.V., Melo J.H.G., Strelc M., Isbell J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. Geological Society of America Special Papers, **441**: 161-173.
- Cardoso A. R., Nogueira A.C.R., Abrantes J.R., F.R., Rabelo, C.E.N. 2017. Mesozoic lacustrine system in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil: Paleogeographic implications for west Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **74**: 41-53.
- Cardoso A.R., Nogueira A.C.R., Rabelo C.E.N. 2019. Lake cyclicity as response to thermal subsidence: A post-CAMP scenario in the Parnaíba Basin, NE Brazil. *Sedimentary Geology*, **385**: 96-109.
- Cardoso A.R., Romero G. R., Nogueira, A.C.R. 2018. Sandstone diagenesis of the Pastos Bons Formation, Jurassic-Cretaceous of the Parnaíba Basin. *Boletim do Museu de Geociências da Amazônia*, **5 (3)**.
- Castelo Branco R.M.G. & Coimbra A.M. 1984. Contribuição ao conhecimento tectomagnético da borda sul da bacia do Parnaíba. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro De Geologia, Rio de Janeiro. *Boletim...v. 2*, p.84.
- Castelo Branco R.M.G., Martins G., Oliveira D.C., Castro D.L. 2002. Características gerais do químismo mineral associado ao magmatismo kimberlítico na bacia sedimentar do Parnaíba. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambiente associados, Belém. *Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão*. Universidade Federal do Pará. 78 p.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 128–145.
- Chakraborty T., & Chaudhuri A. K. 1993. Fluvial–aeolian interactions in a Proterozoic alluvial plain: example from Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-Godavari Valley, India. *The Geological Society*, Londres, **72**: 127-141.
- Chamley H. 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Heidelberg, 623 p.
- Chan M., Netoff D. B., Kocurek, G., Alvarez, W. 2007. Clastic-injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: Examples from the Colorado Plateau. In: Hurst, A & Cartwright, J. (eds.). *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. p. 233 – 244.

- Cirilli S., Marzoli A., Tanner L., Bertrand H., Burattia N., Jourdan F., Bellieni G., Kontaki D., Renne P.R. 2009. Latest Triassic onset of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism in the Fundy Basin (Nova Scotia): New stratigraphic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**: 514-525.
- Coffin M.F. & Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophysics*, **32**: 1–36.
- Cohen A.S. & Coe A.L. 2007. The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**: 374-390.
- Condie K.C. 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**: 319– 332.
- Cordani U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do Instituto de Geologia e Astronomia*, São Paulo, **1**: 9-76.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., D’Agrella Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**: 275-283.
- Cordani U.G.; Tassinari C.C.G.; Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.
- Costa J.B.S., Nogueira A.C.R., Góes A.M., Truckenbrodt W. 1994. Evidências de tectônica glacial na Formação Cabeças, Devoniano Superior, SW da Bacia do Parnaíba. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. *Boletim de Resumos Expandidos*.v. **4**, p. 51-53.
- Courtillot V.E. & Renne P.R. 2003. *On the ages offlood basalt events Sur l'âge des trapps*.
- Cunha F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás, **15(2)**, 227-251.
- Daly M.C., Andrade, V., Barousse C.A., Costa, R., McDowell K., Piggott N., Poole A.J. 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, **33**: 2102–2120.
- Daly M.C., Fuck R.A., Julià J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. 2018. *Cratonic basin formation: a case study of the Parnaiba Basin of Brazil*. London, Geological Society, doi:10.1144/sp472.20. (*Special Publications*, SP472.20).
- Davis R.A. 1992. *Depositional systems: An Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. Englewood Cliffs, NJ., Prentice Hall.
- De Min A., Piccirillo E.M., Marzoli A., Bellieni G., Renne P.R., Ernesto, M, Marques L. 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, Geochemistry, 40Ar/39Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames W.E., McHone

J.G., Renne P.R., Ruppel C. (eds.). *the 94 Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea.* p. 209–226. (AGU Geophysical Monographs, 136).

De Miranda F.S., Vettorazzi A.L., Cunha P.R.C., Aragão F.B., Michelon D., Caldeira J.L., Porsche E., Martins C., Ribeiro R.B., Vilela A.F., Corrêa J.R., Silveira L.S., Andreola K. 2018. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. *Geological Society, London, Special Publications*, **472**: 341-360.

Deckart K., Bertrand H., Liegeois J.P. 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, **81**: 289–314.

Della Fávera J.C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 560 p.

Denyszyn S.W., Fiorentini M.L., Maas R., Dering G. 2018. A bigger tent for CAMP: *Geology* **49**: 823-826.

Dickinson W.R. & Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**: 2-31.

Dove P.M. & Rimstidt J.D. 1994. Silica-water interactions. In Silica: Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications (eds. Heaney P. J., Prewitt C. T., and Gibbs G. V.). *MSA Rev. Mineral* **29**, 259-308.

Duarte S.K. & Hartmann L.A. 2014. *Evolução dos injetitos de areia do Complexo Novo*

Dumas S., Arnott R.W.C., Southard J.B. 2005. Experiments on oscillatory flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 501–513. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.039>.

Dutton S.P. 1993. Influence of provenance and burial history on diagenesis of Lower Cretaceous Frontier Formation sandstones, Green River Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**: 665-667.

Dutton S.P. & Diggs T.N. 1990. History of quartz cementation in the Lower Cretaceous. *Journal of Sedimentary Research*, **60** (2): 191-202.

Ernst R.E. & Youbi N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **478**: 30-52.

Fodor R., Sial A.N., Mukasa S.B., McKee E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 555-567.

Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rock.* Austin, University of Texas, 107p.

Folk R.L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks.* Hemphill Publishing Company, 184 p.

- Galehouse J.S. 1971. Sedimentation analysis. In: R.E. Carver (ed.). *Procedures I Sedimentary Petrology*. New York, Wiley Interscience. p. 69-93.
- Ghent E.D. 1979. Problems in zeolite facies geothermometry, geobarometry and fluid compositions. In: Scholle PA & Schluger PR (ed.). *Aspects of diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 81-87. (Special Publication, 26).
- Gibson T.G. & Towe K.M. 1971. Eocene Volcanism and the Origin of Horizon A. *Science*, **172**: 152-154.
- Glass B.P., Muenow D.W., Bohor B.F., Meeker G.P. 1997. Fragmentation and hydration of tektites and microtektites. *Meteoritics & Planetary Science*, **32**: 333-341.
- Glennie K.W. 1970. *Desert sedimentary environments*. Amsterdã, Elsevier. 222 p. (*Developments in Sedimentology*. 14).
- Góes A.M.O. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da bacia do Parnaíba*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171p.
- Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 57-67.
- Góes A.M.O., Souza J.M.P., Teixeira L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **4**(1).
- Gomes E.R. & Costa M.L. 1994. Contribuição à mineralogia, geoquímica e gênese das opalas de Pedro II, (Piauí). *Geochimica Brasiliensis*, **8**: 79-98.
- Gomes E.R. & Costa M.L. 2007. Opalas do Piauí. *Diamond News*, **8**: 54-59.
- Hamburgo, província vulcânica Paraná. In: Hartmann L.A. & Baggio S.B. (eds.). *Metalogenia e exploração mineral do Grupo Serra Geral*. p. 203-232.
- Hames W. E., Renne, P. R., Ruppel C., 2000. New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic Magmatic Province basalts on the North American margin. *Geology*, **28**: 859-862.
- Hawkins P.J. 1978. Relationship between diagenesis, porosity reduction and oil replacement in Late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall oil field, E. Midlands. *Journal of the Geological Society*, **135**: 7-24.
- Hay R.L. 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geological Society of America*, 130 p. Special Publication, 85.
- Hay R.L. & Sheppard R.A. 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. In: Bish D.L. & Ming D.W. (eds.). *Natural zeolites: Occurrence, Properties, Applications*. Virginia, Mineralogical Society of America, p. 217-234. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 45).
- Heilbron M., Guedes E. et al. 2018. Geochemical and temporal provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. In: Daly M.C., Fuck R.A., Julià J.,

- Macdonald D.I.M., Watts, A.B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaiba Basin of Brazil*. London, Geological Society. (Special Publications, 472).
- Heimdal T.H., Svensen H.H., Ramezani J., Iyer K., Pereira E., Rodrigues R., Jones M.T., Callegaro S. 2018. Large-scale sill emplacement in Brazil as a trigger for the end-Triassic crisis. *Nature Scientific Reports*, **8**:141.
- Hel mold K.P. & Van de Kamp P.C. 1984. Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in Paleogene arkoses, Santa Ynez Mountains, California. In: McDonald D.A. & Surdam R.C. (eds). *Clastic Diagenesis*, p. 239-276. (Mem., Am. Assoc. Pet. Geol., 37).
- Herbert P. Jr. & Young R.S. 1956. *Sulfide mineralization in the Shenandoah Valley of Virginia*. Virginia, Division of Geology, 58 p. (Bulletin, 70).
- Hodych J.P. & Hayatsu A. 1980. K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament: Evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 491-499.
- Hofmann A. 2005. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Precambrian Research*, **143**(1-4): 23-49.
- Hofmann A., Reimold W.U., Koeberl C. 2006. Archean spherule layers in the Barberton greenstone belt, South Africa: a discussion of problems related to the impact interpretation. *Geological Society of America Special Paper* **405**: 33-56.
- Houseknecht D.W. 1988. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 228-246.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M., Perry E.A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, 1, Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 725-737.
- Hunter R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**(3): 361-387.
- Hurst A., Scott A., Vigorito, M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **106**: 215-246.
- Jerram D.A. & Bryan S.E. 2015. Plumbing Systems of Shallow Level Intrusive Complexes. In: Physical geology of shallow magmatic systems. Berlin Heidelberg, Springer, p. 39-60.
- Jerram D.A., Mountney N., Howell J., Long D., Stollhofen H. 2000. Death of a Sand Sea: an active erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *J. Geol. Soc. London*, **157**: 513-516.
- Jerram D.A. & Stollhofen H. 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**: 231-249.

- Johari A. & Taib M.R. 2007. Effect of sand sizes on the fluidization behavior in circular and rectangular columns. *Journal of Chemical and Natural Resources Engineering*, **2**: 14-21.
- Jourdan F., Bertrand H., Féraud G., Le Gall B., Watkeys M.K. 2009. Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa. *Lithos*, **107** (3): 257–268. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.011>. Acesso em: 20 ago. 2018.
- Kearey P., Klepeis K., Vine F. 2009. *Global Tectonics*. Chichester, Wiley-Blackwell.
- Kegel W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **141**: 1-48.
- Klöcking M., White N., MacLennan J. 2018. Role of basaltic magmatism within the Parnaíba cratonic basin, NE Brazil. In: Daly M.C., Fuck R.A., Julià J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society of London, 472 p. (Special Publications).
- Knauth L.P. & Lowe D.R. 2003. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **115**: 566–580. doi:10.1130/0016-7606(2003)1152.0.CO.
- Knauth L.P. & Lowe D.R. 1978. Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht Group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**: 209-222.
- Knight K. B., Nomade S., Renne P. R., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N. 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**(1-2): 143–160. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.022
- Kocurek G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**: 753-780.
- Kocurek G. & Dott R.H. 1981 Distinctions and Uses of Stratification Types in the Interpretation of Eolian Sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 579-595.
- Kocurek G. & Fielder G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 1229-1241.
- Kokelaar B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society*, **139**: 21-33.
- Kontak D.J. 2008. On the edge of CAMP: Geology and volcanology of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia. *Lithos*, **101**: 74-10.
- Korte C., Ruhl M., Pálfy J., Ullmann C.V., Hesselbo S.P. 2019. Chemostratigraphy across the Triassic–Jurassic Boundary. *American Geophysical Union*, **240**: 185-210.
- Kroiting S. 1978. Die Blaue Kuppe bei Eschwege. *Der Aufschluß Sonderband*, **28**: 237-247.

Lima E.A.M. & Leite, J. F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração Geológico-Metalogenética: Relatório final da etapa III.* Recife, CPRM, v. 6, p. 212.

Lisboa M.A.R. 1914. The Permian geology of the northern Brazil. *America Journal of Sciences*, **177**: 425-442.

Lofgren G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 111-124.

Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**(2): 157-204.

Lowe D.R. & Byerly G.R. 1986. Early Archean silicate spherules of probable impact origin, South Africa and Western Australia. *Geology*, **14**: 83-86.

Manspeizer W. 1988. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic; an overview. In: Manspeizer W. (ed.). *Triassic-Jurassic rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. p. 41-79. (Developments in Geotectonics, 22).

Marques G.T., Costa M.L., Gomes É.R. 2012. As fascinantes inclusões sólidas das opalas laranja de Buriti dos Montes (PI). *Diamond News*, **37**: 45-52.

Marques G.T., Costa M.L., Gomes É.R. 2015. Orange opals from Buriti dos Montes, Piauí: solid inclusions as genetic guides. *REM. Revista Escola de Minas*, **68**: 53-59.

Marzoli A., Bertrand H., Knight K., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P.R., Youbi N., Martini, R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L., Bellieni G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, **32**: 973-976.

Marzoli A., Callegaro S., Corso, J.D., Davies J.H.F.L., Chiaradia M., Youbi N., Bertrand H., Reisberg L., Merle R., Jourdan F. 2018. *The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review*. Springer International Publishing AG.

Marzoli A., Jourdan F., Puffer J.H., Cuppone T., Tanner L.H., Weems R.E., Bertrand H., Cirilli, S., Bellieni G., De Min A. 2011. Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern USA. *Lithos*, **122**: 175-188.

Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., Dein A. 1999. Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**: 616-618.

Mattson P.H. & Pessagno E.A. 1971. Caribbean Eocene volcanism and the extent of horizon A. *Science*, **174**: 138-139.

Matyskiela W. 1997. Silica redistribution and hydrologic changes in heated fractured tuff. *Geology*, **25**(12): 1115-1118.

McHone J.G. 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **316**: 287–296.

- McHone J.G, Anderson D.L, Beutel E.K, Fialko Y.A. 2005. Giant dikes, rifts, flood basalts and plate tectonics: a contention of mantle models. In: Foulger GR, Natland JH, Presnall DC, Anderson DL. (eds.). *Plates, plumes and paradigms*, p. 401–420. (*Geol Soc Am Spec 388*).
- Mckee E. D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, **7**(1): 3-69.
- Mckee M. D. & Weir G. W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**(4): 381-390.
- Mckenzie D. & Rodríguez Tribaldos V. 2018. Lithospheric heating by crustal thickening: a possible origin of the Parnaíba Basin. In: Daly M.C., Fuck R.A., Julià J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. London, Geological Society, (Special Publications, 472). Disponível em: <https://doi.org/10.1144/SP472.7>. Acesso em: 7 jun. 2018.
- Melfi A.J., Piccirillo E.M., Nardy A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo E.M. & Melfi A.J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*, p. 1-13.
- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2003. Devonian - Early Carboniferous biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **124**:131-202.
- Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmermann C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, **122** (3-4); 137-151.
- Metelo C.M.S. 1999. *Caracterização estratigráfica do Grupo Serra Grande (Siluriano) na borda sudeste da Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102p.
- Miall A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series. *American Association of Petroleum Geologists*, **20**: 1-75.
- Miall A.D. 1987. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, **55**: 233-262.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, IGC, p. 389-449.
- Milani E.J. & Zalán P.V. 1998. The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG, Int. Conf. & Exhibition, Rio de Janeiro. *Short Course*.
- Milani E.J. & Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**:199-205.

- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Cesero P. de. 1998. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, **25**(2):47-57.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz Filho A., Milani E.J., Césaro, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 183-198.
- Montes-Lauar C.R., Pacca I.G., Melfi A.J., Piccirillo E.M., Bellieni G., Petrine R., Rizzieri R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**: 357-71.
- Moore B. 1961. *South Central Maranhão*: field project. Belém, Petrobrás. (Relatório Técnico, s/n.).
- Moraes M.A.S. & De Ros L.F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 809-819.
- Mountney N.P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier H. W. & Walker R. G. (eds.). *Facies models revisited*. p. 19-83. (SEPM, Special Publication, 84).
- Murata K.J. & Whitely K.R. 1973. Zeolites in the Miocene Briones Sandstone and related formations of the central coast ranges, California. *Journal of Research*, **1**: 255-265.
- Nichols G. 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. Chichester, Wiley-Blackwel.
- Nomade S., Knight K.B., Beutel E., Renne P.R., Verati C., Feraud G., Marzoli A., Youbi N., Bertrand H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**: 326-344.
- North C.P. & Davidson S.K. 2012. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, **111**(1-2): 199-223.
- Northfleet A.A. & Melo M. 1967. *Geologia da região norte de Balsas, Maranhão*. 268 p. (Relatório Petrobrás, Renor-DIREX).
- O’Kane A. 2005. *The role of water in grain scale deformation within the Cove Fault Zone, south central Pennsylvania*. MS Dissertation, Bowling Green State University.
- Oliveira A.L., Pimentel M.M., Fuck R.A., Oliveira D.C. 2018. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. In: Daly M.C., Fuck R.A., Julià J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. London, Geological Society, 472 p. (Special Publications).
- Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 351-383.

Owen G. & Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, **235**: 141–147. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.12.010>. Acesso em: 10 nov. 2019.

Owen G., Moretti M., Alfaro P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, **235**: 133–140. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>. Acesso em: 4 fev. 2018.

Panfili G., Cirilli S., Corso J.D., Bertrand H., Medina F., Youbi N., Marzolig A. 2019. New biostratigraphic constraints show rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) during the end-Triassic mass extinction interval. *Global and Planetary Change*, **172**: 60-68.

Papezik V.S. & Hodych J.P. 1980. Early Mesozoic diabase dikes of the Avalon Peninsula, Newfoundland: Petrochemistry, mineralogy, and origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 1417-1430.

Paxton S.T., Szabo J.O., Ajdukiewicz and Klimentidis, R.E. 2002, Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**: 2047-2067.

Peterson M.N.A. & Griffin J.J. 1964. Volcanism and clay minerals in the southeastern Pacific. *Journal Marine Research*, **22**: 287-312.

Petra M.S. 2006. *Paleoictiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) - Reconstituição Paleoambiental e Posicionamento Cronoestratigráfico*. MS Dissertation, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, xvii, 141 f.

Picanço M.S., Angélica R. S., Barata M. S. 2011. Avaliação preliminar do emprego de arenito zeolítico da região nordeste do Brasil como material pozolânico para cimento Portland. *Cerâmica*, **57**: 467-473.

Picard M.D. & High L. R. 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams*. p. 357-358. Amsterdam, Elsevier. (Developments in Sedimentology, 17).

Piccirillo E.M., Bellieni G., Cavazzini G., Cominchiaramonti P., Petrini R., Melfi A.J., Pinese J.P.P., Zantadeschi P., Demin A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta-Grossa arch (southeast Brazil) - Petrology, Sr-Nd isotopes and geneticrelationships with the Parana flood volcanics. *Chemical Geology*, **89**(1-2): 19-48.

Piccirillo E.M., Civetta L., Petrini R., Longinelli A., Bellieni G., Cominchiaramonti, P., Marques L.S., Melfi A.J. 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chemical Geology*, **75**: 103-122.

Piqué A. & Laville E. 1996. The central Atlantic rifting: reactivation of Palaeozoic structures. *Journal of Geodynamics*, **21**: 235–255.

Plummer F.B., Price L.I., Gomes F.A. 1948. *Estados do Maranhão e Piauí (Geologia)*. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Petróleo. p. 87-134. (Relatório 1946).

- Powell C.M., Roots S.R., Veevers J.J. 1988. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. *Tectonophysics*, **155**: 261-283.
- Rabelo C.E.N. 2013. *Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, centro-oeste da Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Rabelo C.E.N., Cardoso A.R., Nogueira Nogueira, A.C.R., Soares J.L., Góes A.M. 2019. Genesis of poikilotopic zeolite in aeolianites: An example from the Parnaíba Basin, NE Brazil. *Sedimentary Geology*, **385**: 61-78.
- Rabelo C.E.N. & Nogueira A.C.R. 2015. The sistema desértico húmido do Jurássico Superior da Bacia do Parnaíba, região entre desert system of the Upper Jurassic of the Parnaíba Basin, in the region between Formosa da Serra Negra e Montes Altos, State of Maranhão, Brasil. *Geologia USP*, **15**: 3-21.
- Reading H.G. 1996. *Sedimentary Environment and Facies*. 3. ed. Oxford, Blackwell Scientific Publication.
- Remy R.R. 1994. Porosity reduction and major controls on diagenesis of Cretaceous-Paleocene volcaniclastic and arkosic sandstone, Middle Park Basin, Colorado. *Journal of Sedimentary Research*, **64**(4): 797-806.
- Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen, J.M., Prevot M., Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**: 975-979.
- Resende W.M. & de Pamplona H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer Urbano Santos. *B. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, **13**(½): 5-14, jan/jun.
- Retallack G.J. 2001. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Londres, Unwin.
- Rezende N. G. A. M. 1997. *Argilas Nobres e zeólitas da Bacia do Parnaíba*: relatório final de projeto. Belém, CPRM, p. 33-44. (Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, 2).
- Rezende N.G.A.M. 2002. *A zona zeolítica da Formação Corda-Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 141 p.
- Rocha-Campos A.C., Santos P.R., Canuto J.R. 1998. Multiple, striated, soft sediments surfaces in the late Paleozoic and Proterozoic of Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 841.
- Rodrigues J.B. 2014. *Relatório interno. Projeto Opala*. Brasília, DF, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Rodrigues R. 1967. *Estudo sedimentológico e estratigráfico de depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba*. Belém, Petrobras, p.61. (Rel. Interno, 273).
- Romero Ballén O.A. 2012. *Sucessões sedimentares das formações Mosquito e Corda, exemplos de sistemas eólicos úmidos, Província Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

- Romero Ballén O.A., Góes, A.M., Negri F.A., Maziviero M.V., Teixeira V.Z.S. 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brasilian Journal of Geology*, **43**: 695-710.
- Ronde C.E.J., Channer D.M.D, Faure K., Bray C.J., Spooner E.T.C. 1997. Fluid chemistry of Archean seafloor hydrothermal vents: implications for the composition of circa 3.2 Ga seawater. *Geochim Cosmochim Acta*, **61**: 4025-4042.
- Sahabi M., Aslanian D., Olivet J.L. 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**: 1041-1052.
- Salem A.M., Abdel Wahab A., McBride E.F. 1998. Diagenesis of shallowly buried cratonic sandstone southwest Sinai, Egypt. *Sedimentary Geology*, **119**: 311-335.
- Salem A.M., Morad, S., Mato, L.F., Al-Aasm, I.S. 2000. Diagenesis and reservoir quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: evidence from the Upper Jurassic Boipeba member, Reconcavo Basin, NE Brazil. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **84**(7): 1015-1040.
- Santos E.J., Coutinho M.G.N., Costa M.P., Ramalho R. 1984. A região de dobramento nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luiz e as bacias marginais. In: C. Schobbenhaus, D. A. Campos, G. R. Derze, H. E. Asmus (coords.). *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*: Escala 1: 2.500.000. Brasília, DF, DNPM, p. 131-189.
- Scherer C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern of Brazil. *Sedimentology*, **49**, 97-116.
- Schettino A. & Scotese C.R. 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma - Present Day): A paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophysical Journal International*, **163**(2): 1-33.
- Scotese C.C.R. & McKerrow W.S. 1990. Revised World maps and introduction. In: Ckerrow, W.S., Scotese, C.R. (eds). *Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society of London, p. 1-21. (Memoir 12).
- Scotese C.R. & Sager W.W. 1988. Mesozoic and Cenozoic Plate Tectonic Reconstructions. *Tectonophysics*, **155**: 27-48.
- Self S., Glaze L.S., Schmidt A., Mather T.A. 2015. Volatile release from flood basalt eruptions: understanding the potential environmental effects. In: Schmidt A., Fristad K.E., Elkins-Tanton L.T. (eds.). *Volcanism and Global Environmental Change*. Cambridge University Press, Chapter 11, 164-176 p.
- Sgarbi G.N.C. & Dardenne M. A. 1997. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozoico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, **4**(1): 21-49.

- Shellnutt J.G., Pham N.H.T., Denyszyn S.W., Yeh M.W., Lee T.Y. 2017. Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. *Precambrian Research*, **301**: 113-123.
- Sheth H. 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Science Reviews*, **85**: 117–124.
- Singer A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Science Reviews*, **15**: 303-326.
- Small H. 1914. *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*: Brasil. Rio de Janeiro, Inspectoría Federal de Obras contra as Secas. 146 p. (Série 1- D, publ. 32).
- Smith G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogeno) in Central Oregon. *Jornal of Sedimentary Petrology*, **57**(4): 613-629.
- Streckeisen A. 2018 a. *Volcanic glass*. Disponível em: <https://alexsgtrekeisen.it/english/vul/glass.php>. Acesso em: 12 mar. 2019.
- Streckeisen A. 2018 b. *Volcanic glass*. Disponível em: https://alexsgtrekeisen.it/english/vul/glass_spherulites.php. Acesso em: 12 mar. 2019.
- Surdam R.C. & Boles JR 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In: Scholle P.A., Schluger P.R. (ed.). *Aspects of diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 227-242. (Special Publication, 26).
- Svensen H.H., Frolov S., Akhmanov G.G., Polozov A.G., Jerram D.A., Shiganova O.V., Planke S. 2018. Sills and gas generation in the Siberian Traps. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A*. **376**: 1-18.
- Teisserenc P. & Villemin J. 1989. Sedimentary Basin of Gabon-Geology and Oil Systems. In: Edwards J.D. & Santogrossi P.A. (eds.). *Divergent/Passive Margin Basins*. American Association of Petroleum Geologists, p. 117-199. (Memoir, v. 46).
- Torsvik T.H. & Cocks L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**(3,4): 999-1030.
- Tozer B., Watts A.B., Daly M.C. 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research* **122**, 5591–5621. <https://doi.org/10.1002/2017JB014348>. Acesso em: ??????.
- Triana R.J.M., Herrera R.J.F., Ríos R.C.A., Castellanos, A.O.M., Henao M.J.A., Williams C.D., Roberts C.L. 2012. Natural zeolites filling amygdales and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland. *Earth Science Research Journal*, **16**(1): 41-53.
- Tucker M. 2003. *Sedimentary rocks in the field*: the geological field guide series. 3^a ed. John Wiley & Sons Ltd, 234 p.

- Tucker M.E. 1992. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p.
- Vallier T.L. & Kidd R.B. 1977. Volcanogenic sediments in the Indian Ocean. In: Heirtzler J.R., Bolli H.M., Davies T.A., Saunders, J.B., Vaz P.T., Rezende V.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2): 253-263.
- Vérati C., Rapaille C., Féraud G., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N. 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**: 308-325.
- Walderhaug O. 1994. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling. *Journal of Sedimentary Research, A* **64**(2): 324-333.
- Walker R.G. 1992. Facies models. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 409 p.
- White J.D.L., McPhie J., Skilling I. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, **62**: 65-66.
- Wilson M.D. & Pittman E.D. 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis: *Journal Sedimentary Petrology*, **47**: 3-31.
- Withjack M.O., Schlische R.W., Olsen P.E. 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America: An analog for other passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **82**: 817-835.
- Wizevici M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall A. D. & Tyler N. (eds.). *The three-dimensional facies architectural of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEMP, p. 22-24. (Concepts in sedimentology and Paleontology, **3**).
- Yokokawa M., Masuda F., Endo N. 1995. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal Sedimentary Research*, **65**: 40-44.
- Zalán P.V. 1991. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: 4. Simpósio Bolivariano, Exploración Petrolera em las Cuencas Subandinas, Bogotá. v. 1. (Memórias IV).
- Zalan P.V. 1999. Seismic expression and internal order of gravitational fold-and-thrust belts in Brazilian deep waters. In: VI International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. *Expanded Abstracts*. CD-ROM.
- Zálan P. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, cap. 33.



PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de CLEBER EDUARDO NERI RABELO

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **CLEBER EDUARDO NERI RABELO** orientando do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Liliane Janikian Paes de Almeida (UNIFESP), Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann (UFPE), Werner Truckenbrodt (UFPA) e Rômulo Simões Angélica (UFPA) após apresentação da sua tese intitulada “**A SUCESSÃO JURÁSSICA-EOCRETÁCEA DA BACIA DO PARNAÍBA, NE DO BRASIL: PALEOAMBINTE, DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO COM OS EVENTOS MAGMÁTICOS DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)**”, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada, segura e no tempo estipulado. Na arguição, mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de três artigos e atende as exigências básicas para uma tese de doutorado.

Destaca-se os resultados relevantes e inéditos sobre depósitos sedimentares associados a derrames basálticos e as fases diagenéticas anômalas. Mostrou ainda uma detalhada evolução dos processos diagenéticos dos arenitos estudados.

Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 6 de setembro de 2019.

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador – UFPA)

Prof.ª Dr.ª Liliane Janikian Paes de Almeida (UNIFESP)

Prof. Dr. Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann (UFPE)

Prof. Dr. Werner Truckenbrodt (UFPA)

Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica (UFPA)