



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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 651**

**PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO  
APRAZÍVEL - CAMBRIANO, DA BACIA JAIBARAS,  
ESTADO DO CEARÁ, BRASIL.**

**Dissertação apresentada por:**

**HOWARD SNAIDER GÓMEZ CEPEDA**

**Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior (UFPA)**

---

**BELÉM – PARÁ  
2024**

**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)**

---

G633p Gómez Cepeda, Howard Snaider.  
Paleoambiente e proveniência da Formação Aprazível -  
Cambriano, da bacia Jaibaras, estado do Ceará, Brasil. / Howard  
Snaider Gómez Cepeda. — 2024.  
xii, 67 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,  
Belém, 2024.

1. Geología estratigráfica Cambriano. 2. Fácies. 3. Petrogênese :  
Diagênese. 4. Bacia de Jaibaras. 5. Vulcânica. I. Título.

CDD 551.700981

---



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

**PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO  
APRAZÍVEL – CAMBRIANO, DA BACIA JAIBARAS,  
ESTADO DO CEARÁ, BRASIL**


**Dissertação apresentada por:**

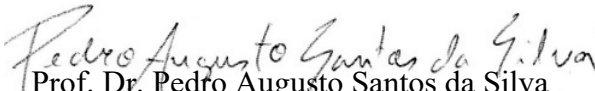
**HOWARD SNAIDER GÓMEZ CEPEDA**

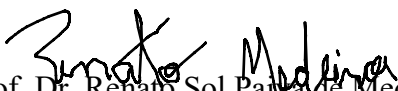
**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências ou GEOLOGIA  
na Área de ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES.**

**Data de Aprovação: 07 / 06 / 2024**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior  
Orientador - UFPA

  
Prof. Dr. Pedro Augusto Santos da Silva  
(Professor - UFPA)

  
Prof. Dr. Renato Sol Paiva de Medeiros  
(Professor - UFPA)

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, pela vida, por ser meu pai, meu amigo, quem me dá força cada dia e por cada uma das suas Bênçãos, obrigado pela vida que tem me permitido viver.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos durante o desenvolvimento deste trabalho.

A Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oportunidade de aprender e desenvolver a pesquisa, assim como apoio técnico e logístico da realização do campo.

A minha mãe Yolanda Cepeda pela vida, sua ajuda, perseverança e amor, orações, seus ensinamentos e por criar o caminho para eu estudar e ser quem eu sou hoje. Obrigado mamãe.

A minha maravilhosa noiva Estefania Perez, pelo seu amor, apoio incondicional, ajuda em todo momento, conselhos e momentos de força necessária para continuar. Por tentar fazer-me ver o bom e o belo da vida, apesar das dificuldades. Principalmente pelo seu Amor.

A meu Orientador Dr. José Bandeira pela oportunidade e a confiança para desenvolver este trabalho, também pela ajuda e acolhimento, paciência e orientação em todo momento e a disponibilidade para me ajudar.

Ao Professor Dr. Afonso Nogueira pelos ensinamentos, ajuda e orientação. Obrigado pelo acolhimento e hospitalidade em todo momento. Pela ajuda para o desenvolvimento e finalização deste trabalho.

A minha família pela sua ajuda, apoio, orações, atenção e supervisão em todo momento. A Leidy Cepeda minha prima porque graças a ela tive a oportunidade de estudar e ser geólogo, obrigado por seu amor por mi. A minha avó pelos seus conselhos, apoio, orações e força em cada ligação. A minha irmã por seu amor, amizade e por ser um motor para continuar.

Ao grupo GSED, aos professores pelos ensinamentos, apoio e ajuda, Andressa Nogueira, Joelson Soares, Pedro Silva, Ivan Romero, Renan Santos.

Às secretárias Cleida Freitas e Joanicy Lopes pela ajuda, atenção e disponibilidade.

À CPRM Superintendência de Belém, ao Superintendente Jânio Souza Nascimento, pela oportunidade de realizar as análises de MEV-EDS no laboratório.

Ao Marcello Lacerda Vasquez do CPRM, pela ajuda, ensinamentos e confiança para realizar as análises de Mev-EDS no laboratório.

À Jenny Cardoso pela amizade, ajuda e apoio, além dos momentos de risos e piadas, assim como a ajuda e confiança para realizar as análises de Mev-EDS no laboratório.

Aos meus amigos Sebastian Gómez, Sergio Molano, Ivan Romero, pela ajuda, orientação, conselhos e ensinamentos. Ao Sergio pelo recebimento e recepção. Ao Sebastian pela sua amizade incondicional e por ser meu melhor amigo.

Às minhas amigas Monica Perez, Diana Cárdenas, Dayana Alvarado; pela amizade, ajuda, conselhos, apoio, risos, por ter sido uma grande ajuda em todo momento, muito obrigado.

Ao David Vega pelo recebimento e recepção, assim como a ajuda em todo momento, incluindo no laboratório e nas análises de DRX e os ensinamentos.

Aos técnicos Joelma Soares e Bruno Veras (Laboratório de Laminação), Everaldo Cunha (Laboratório de Sedimentologia), Aldemir (Laboratório de Síntese Mineral), pela ajuda, por ter me ajudado sempre com a elaboração e análises das amostras.

Ao Pedro Augusto Santos, por ter me ajudado com as análises de catodoluminescência, assim como conselhos e ensinamentos.

Ao laboratório de sedimentologia, petrografia sedimentar, catodoluminescência e microanálises pelos equipamentos e ajuda técnica na realização das análises.

Ao laboratório de LCM pela oportunidade e confiança para realizar as análises de DRX e FRX.

À Professora Dra. Simone e o Professor Rômulo Angélica, pela ajuda, atenção e apoio durante a pandemia. Também pela oportunidade e confiança para realizar as análises de DRX e FRX no Laboratório de Síntese Mineral.

À Andreia Oliveira pela ajuda, orientações e ensinamentos, assim como a confiança e apoio para realizar as análises de DRX e FRX.

À biblioteca central pela ajuda nas correções e formatação do documento final.

## RESUMO

A transição Ediacarano-Cambriano que geralmente envolve como principal registro rochas carbonáticas e siliciclásticas com a presença de icnofósseis, limite dificultado quando ocorrem sucessões exclusivamente siliciclásticas com baixa ou nenhuma frequência de fósseis, e com exposições descontínuas lateralmente devido a eventos de erosão como a Formação Aprazível. Posicionada no Cambriano médio-tardio, com uma idade de máxima deposição entre 504-494 Ma (c.  $499 \pm 5$  Ma). Estudos prévios focados em interpretações deposicionais das formações presentes na Bacia Jaibaras levam em consideração a Formação Aprazível, sem ter um acordo ou consenso definido sobre quais mecanismos foram responsáveis da deposição dos conglomerados e arenitos desta Formação. Assim como também estudos petrográficos e de proveniência com o objetivo de caracterizar textura e composição mineralógica foram feitos sem avançar no estudo da diagênese. Este trabalho apresenta uma reinterpretação dos sistemas deposicionais da Formação Aprazível, baseados em análises sedimentológicas e estratigráficas de afloramentos da região de Jaibaras-Aprazível-Sobral, noroeste do Estado do Ceará, nordeste do Brasil. A descrição faciológica detalhada desta sucessão siliciclástica teve como objetivo propor um modelo deposicional e evolutivo para esta Formação. Foram definidas três associações de fácies (AF) representativas de depósitos gerados em sistemas aluviais. Depósitos de *Sheet-flow* (Aluvial intermediário) (AF1), consistem por camadas de até 5m de conglomerado e arenito subordinado, geralmente maciços, tabulares, com clastos de vulcânica subarredondados com contorno irregular, fusiformes, de forma achatada para formar uma chama, estirados e com terminações pontiagudas que ocorrem tanto nas camadas de conglomerado como isolados nas camadas de arenito. Depósitos de *Braid Plain* (Aluvial distal) (AF2), constituídos por arenito de granulação fina a grossa, com estratificação plano-paralela predominante e estratificação cruzada, o arenito muitas vezes está intercalado com níveis conglomeráticos (*lags*), e por vezes apresenta estruturas deformacionais, também apresenta clastos de vulcânica como em AF1. Depósitos de *Ephemeral Lake* (AF3), predominam arenito intercalado com pelito, arenito com laminação plano paralela a maciça, laminação cruzada cavalgante supercrítica e subcrítica, pelito laminado com *drapes* argilosos, ocorrência de sobrecarga. A interpretação dada em estudos anteriores do que a Formação Aprazível tem sua área de ocorrência restrita e delimitada a região entre as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Café Ipueiras, foi modificada de acordo com que estes depósitos atualmente conformam a parte intermediária-distal de um sistema de leque aluvial; sem apresentar a seção de um leque proximal. O que indica que estes leques não foram somente restritos ao Graben Jaibaras; sendo

estes mais extensos do que a bacia atual, o que indica que a bacia de deposição da Formação Aprazível era maior do que está preservado no Graben. Além disso, os dados de paleocorrentes e a direção de mergulho da Formação Aprazível para o SE ao longo do Graben Jaibaras; indicando que a fonte destas rochas é no NW. Não existe uma variação do mergulho ao longo do tempo, tanto na direção como no ângulo, a paleocorrente é unidirecional não axial, o que não é típica de bacias tipo *pull-apart*. A Formação Aprazível foi afetada por diferentes processos diagenéticos destacando a cimentação de calcita, clorita e titanita autigênica; processos de alteração, dissolução e substituição, como calcitização, sericitização, albitização, cloritização e epidotização, sendo alguns deles processos hidrotermais.

**Palavras-chave:** geología estratigráfica Cambriano; fácies; petrogênese : diagênese; bacia de Jaibaras; bomba vulcânica.

## ABSTRACT

The Ediacaran-Cambrian transition that generally involves as main record carbonate and siliciclastic rocks with the presence of ichnofossils, limit made difficult when exclusively siliciclastic successions occur with low or no frequency of fossils, and with discontinuous exposures laterally due to erosion events such as the Aprazível Formation. Positioned in the middle-late Cambrian, with an age of maximum deposition between 504 - 494 Ma (c.  $499 \pm 5$  Ma). Previous studies focusing on depositional interpretations of the formations present in the Jaibaras Basin have considered the Aprazível Formation without having a defined agreement or consensus on which mechanisms were responsible for the deposition of the conglomerates and sandstones of this Formation. Also, petrographic and provenance studies with the objective of characterizing texture and mineralogical composition were done without advancing in the study of diagenesis. This work presents a reinterpretation of the depositional systems of the Aprazível Formation based on sedimentological and stratigraphic analyses of outcrops of the Jaibaras-Aprazível-Sobral region, northwestern Ceará State, northeastern Brazil. The detailed faciological description of this siliciclastic succession aimed to propose a depositional and evolutionary model for this Formation. Three facies' associations (FA) representative of deposits generated in alluvial systems were defined. Sheet-flow (Intermediate Alluvial) deposits (AF1) consist of layers of up to 5m of conglomerate and subordinate sandstone, generally massive, tabular, with subrounded volcanic clasts with irregular contour, fusiform, flattened to form a flame, stretched and with pointed terminations occurring both in the conglomerate layers and isolated in the sandstone layers. Braid Plain (Distal Alluvial) deposits (AF2), consisting of fine to coarse-grained sandstone, with predominant planar-parallel stratification and cross-stratification, the sandstone is often interbedded with conglomeratic levels (lags), and sometimes shows deformational structures, also shows volcanic clasts as in AF1. Ephemeral Lake deposits (AF3), predominantly sandstone intercalated with pelite, sandstone with a plane-parallel to massive lamination, supercritical and subcritical climbing-ripple cross lamination, laminated pelite with clayey drapes, occurrence of overburden. The interpretation given in previous studies that the Aprazível Formation has its area of occurrence restricted and delimited to the region between the Sobral-Pedro II and Café Ipueiras shear zones was modified according to which these deposits currently conform to the intermediate-distal part of an alluvial fan; system, without presenting the section of a proximal fan. This indicates that these fans were not only restricted to the Jaibaras Graben; but were more extensive than the present basin, indicating that the deposition basin of the Aprazível Formation was larger

than is preserved in the Graben. In addition, the paleocurrent data and the dip direction of the Aprazível Formation to the SE along the Jaibaras Graben; indicate that the source of these rocks is in the NW. There is no variation in dip over time in both direction and angle; the paleocurrent is unidirectional, not axial, which is not typical of pull-apart type basins. The Aprazível Formation was affected by different diagenetic processes highlighting calcite, chlorite, and titanite authigenic cementation; alteration, dissolution, and replacement processes such as calcitization, sericitization, albitization, chloritization, and epidotization, some of them being hydrothermal processes.

**Keywords:** Cambrian stratigraphic geology; facies; petrogenesis : diagenesis; Jaibaras basin; volcanic bomb.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1-1. Localização da área de estudo, indicando os afloramentos correspondentes aos perfis estudados. A) Mapa regional da América do Sul, com destaque para o Brasil e em vermelho a porção Nordeste. B) Mapa do Brasil, com destaque para o Estado do Ceará. C) Localização geral da área de estudo, afloramentos estudados (Pontos em vermelho), distribuídos entre os municípios de Mucambo, Meruoca e Sobral. ....3
- Figura 2-1. Seção esquemática resumida mostrando as interações tectono-estratigráficas do Graben Jaibaras entre o magmatismo e o preenchimento sedimentar. Mostra apenas as interações estratigráficas entre as unidades componentes Jaibaras, não a configuração real dos corpos ígneos/sedimentares. Modificado de (Oliveira 2000, 2001, Oliveira & Mohriak 2003)..... 14

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>IV</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>VI</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>x</b>
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 OBJETIVOS .....	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
<b>1.4.1 Análises faciológica e paleoambiental.....</b>	<b>4</b>
<b>1.4.2 Petrografia Sedimentar .....</b>	<b>4</b>
<b>1.4.3 Análise de catodoluminescência .....</b>	<b>6</b>
<b>1.4.4 Análise de MEV-EDS .....</b>	<b>6</b>
<b>1.4.5 Análise de Difração de raios-x (DRX). .....</b>	<b>7</b>
<b>1.4.6 Fluorescência de raios x (FRX). .....</b>	<b>7</b>
<b>CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>9</b>
2.1 CONTEXTO GEOLOGICO .....	9
<b>2.1.1 Bacia de Jaibaras .....</b>	<b>9</b>
2.1.1.1 Formação Massapê. ....	11
2.1.1.2 Formação Pacujá.....	12
<b>2.1.2 Arcabouço tectônico, estratigráfico e magmático.....</b>	<b>14</b>
2.1.2.1 Enxame de Dique Coreauí. ....	14
2.1.2.2 Pluton Mucambo. ....	15
2.1.2.3 Meruoca Pluton. ....	15
2.1.2.4 Formação Parapuí (Parapuí Suíte).....	16
<b>2.1.3 Formação Aprazível .....</b>	<b>16</b>
<b>CAPÍTULO 3 RESULTADOS WEST GONDWANA PALEOENVIRONMENTAL AND DIAGENETIC HISTORY OF CAMBRIAN ALLUVIAL DEPOSITS IN THE JAIBARAS BASIN, NORTHERN BRAZIL.....</b>	<b>57</b>
<b>MARCADOR NO DEFINIDO. CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>57</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>59</b>

## CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A região NW do Estado do Ceará zona da Bacia Jaibaras tem sido foco de estudo principalmente da evolução geológica, magmatismo e metamorfismo, associados à sedimentação de rochas do Cambriano como a Formação Aprazível (Cerri *et al.* 2021). Sendo parte da transição Ediacarano-Cambriano que envolve principalmente o registro rochas carbonáticas e siliciclásticas com a presença de icnofósseis (Grotzinger *et al.* 1995, Santos *et al.* 2017, Buatois *et al.* 2018). Entretanto, o limite deste período é dificultado quando se trabalha com sucessões siliciclásticas sem o registro fóssilífero e associadas a eventos de erosão, como é o caso da Formação Aprazível.

Esta unidade é posicionada no Cambriano médio-tardio, com uma idade de máxima deposição entre 504 - 494 Ma (c.  $499 \pm 5$  Ma), correspondente a datação U-Pb de zircão detrítico (Cerri *et al.* 2021), por conglomerados, arenitos e intercalações arenito/siltito, apresentando-se maciços ou estratificados e recobrando discordantemente a Formação Pacujá e as unidades anteriores da bacia (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Quadros 1996). As rochas estão compostas por fragmentos de rochas vulcânicas básicas e ácidas, granitos, arenitos, pelitos, rochas de embasamento e fragmentos das Formações Massapê e Pacujá (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Oliveira & Mohriak 2003).

Os paleoambientes da Formação Aprazível correspondem a leques aluviais restritos, oriundos de material erodido da borda da Bacia por reativação de falhas que retrabalharam o substrato metamórfico local, estes paleoambientes estão associados a linhas de falhas e blocos subsidentes no interior do Gráben, limitada no espaço compreendido entre as zonas de cisalhamento Sobra Pedro II e Café Ipueiras (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Oliveira 2000, 2001, Oliveira *et al.* 2001, Oliveira & Mohriak 2003, Cerri *et al.* 2020). Parente *et al.* (2004) determina fluxos de massa de depósitos de rochas vulcano-sedimentares. Finalmente tem sido descrita como processos gravitacionais de fluxos de massa associados com a atividade eruptiva, permitindo a caracterização dos depósitos de *lahars* (Parente Junior *et al.* 2004, Pedrosa Junior *et al.* 2015, Pedrosa *et al.* 2017, Garcia *et al.* 2018).

As rochas da Bacia Jaibaras apresentam um grau de diagênese elevado a muito elevado, e a mineralogia anquimetamórfica é reconhecida na bacia (Oliveira 2000, 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Não existe padrão definido sobre quais mecanismos e paleoambiente que foram

responsáveis pela deposição dos conglomerados e arenitos da Formação Aprazível, nem os processos diagenéticos que a afetaram.

Neste contexto de lacunas com relação a trabalhos de detalhes, tanto de cunho faciológico quanto diagenético na Formação Aprazível que este trabalho se propõe a tecer informações das associações faciológicas e a sequência de eventos diagenéticos na área de estudo. Para isso, técnicas e procedimentos sedimentológicos, estratigráficos, como análises de fácies sedimentares, com a descrição e interpretação de fácies e associações de fácies sedimentares de dois perfis estratigráficos, determinando o paleoambiente e a evolução. Também a caracterização petrográfica microscópica, mineralógica e química dos conglomerados e arenitos, progredindo na identificação e interpretação dos eventos diagenéticos que afetaram as rochas, com metodologias como petrografia, catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura (MeV), difração de raios-x (DRX) e fluorescência de raios-x (FRX). Além da identificação da proveniência das possíveis rochas fontes.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo situa-se na região noroeste (NW) do Estado do Ceará, Brasil, ocupando uma área de 10.610 km<sup>2</sup>. Distante aproximadamente 260 km da capital do Ceará, Fortaleza; entre os municípios de Pacujá, Jaibaras, Aprazível, Massapé, Santana do Acaraú e, Sobral (Figura 1-1).

O acesso aos afloramentos da área de estudo pode ser feito a partir da cidade de Sobral através da rodovia Fortaleza-Teresina BR-222 até o município Aprazível e ao longo da borda sudoeste da serra do Meruoca, seguindo-se posteriormente pela CE-253 em direção aos municípios de Mucambo e Pacujá, a nordeste e sudoeste de Ararúis, ou pela BR-403 passando e ao sul do município Jaibaras.

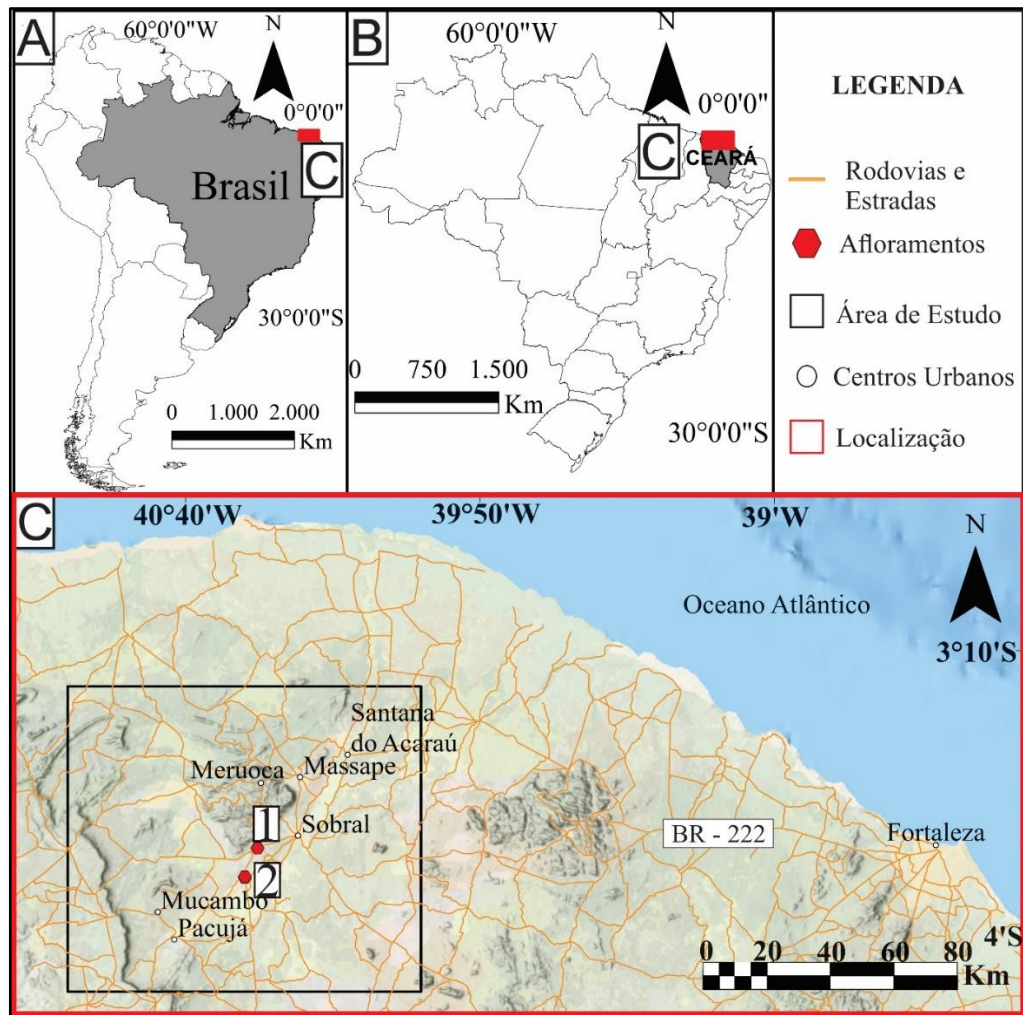


Figura 0-1. Localização da área de estudo, indicando os afloramentos correspondentes aos perfis estudados. A) Mapa regional da América do Sul, com destaque para o Brasil e em vermelho a porção Nordeste. B) Mapa do Brasil, com destaque para o Estado do Ceará. C) Localização geral da área de estudo, afloramentos estudados (Pontos em vermelho), distribuídos entre os municípios de Mucambo, Meruoca e Sobral.

### 1.3 OBJETIVOS

Esta dissertação de mestrado teve como objetivo principal a reconstrução paleoambiental, a determinação das áreas fontes da Formação Aprazível, da Bacia Jaibaras e a sequência de eventos diagenéticos. Os objetivos específicos correspondem a: i) Definir o ambiente deposicional da Formação Aprazível, propondo um modelo evolutivo; ii) Verificar a proveniência das rochas sedimentares desta unidade durante o Cambriano; iii) Realizar a caracterização petrográfica microscópica, determinando parâmetros e características distintivas da evolução diagenética das rochas da Formação Aprazível.

## 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de alcançar os objetivos propostos foram realizados estudos sedimentológicos e estratigráficos dos depósitos da Formação Aprazível com dados de afloramentos, além de análises petrográficas e geoquímicas de rochas coletadas em campo. Estes métodos são descritos em seguida.

### 1.4.1 Análises faciológica e paleoambiental

Foram descritos dois afloramentos utilizando análise faciológica, segundo o modelo de fácies proposto por Walker & James (1990, 1992). Partindo-se da menor escala com individualização das fácies, onde se descreve um corpo de rocha segundo suas características litológicas, físicas e químicas como a composição, geometria, texturas e estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, e padrões de paleocorrentes. Também foi realizada a revisão de dados faciológicos e de associação de fácies sedimentares de estudos anteriores disponíveis na literatura.

Estas fácies e as características distintivas de rocha estão relacionadas diretamente a associações e processos deposicionais específicos (Tabela 1). Segundo a proposta de Walker, permite a proposição de diferentes ambientes e sistemas deposicionais, sintetizando os resultados através de modelos deposicionais (Tabela 2). Foram elaborados 2 perfis colunares (Fig. 3-2), segundo o modelo proposto por Walker & James (1990, 1992) possibilitando a interpretação em escala de litotipo e de afloramento elementos definidores de paleoambiente deposicional Miall (1985). Foram coletadas 14 amostras selecionadas para estudos mais detalhados, utilizando cinco técnicas distintas de laboratório.

### 1.4.2 Petrografia Sedimentar

As análises petrográficas foram divididas em quatro etapas: caracterização petrográfica, composição mineralógica, proveniência sedimentar, descrição e evolução diagenética das rochas da Formação Aprazível. A análise petrográfica foi baseada em 14 amostras de seções delgadas polidas coletadas em campo. Destas amostras 13 estão associadas aos perfis estudados e uma representa o contato entre a Formação Aprazível e Pacujá (Fig. 3-2). Além destas amostras coletadas, sete amostras disponíveis no acervo do laboratório de Sedimentologia e Petrografia Sedimentar do Grupo GSED coletadas em etapas de campo anteriores (Tabela 3). As amostras de seção delgadas polidas foram confeccionadas no laboratório de laminação do programa de pós-graduação em geologia e geoquímica da UFPA, sob supervisão de Joelma Lôbo e Bruno Veras.

A caracterização petrográfica foi feita de acordo com o método de contagem de pontos de Gazzi-Dickinson descrito por Ingersoll *et al.* (1984) que reduz os efeitos da dependência do tamanho dos grãos e da alteração da composição e também permite a determinação precisa dos modos detríticos originais e da proveniência (Ingersoll *et al.* 1984, Dickinson 1985, Zuffa 1985). Por tanto, contando 450-500 pontos por amostra.

Para determinar textura e composição mineralógica classificando texturalmente estas rochas de acordo com Folk *et al.* (1970), determinando assim a distinção entre arenitos e conglomerados. As amostras descritas como arenitos, foram posteriormente classificadas composicionalmente segundo Folk (1980), para determinar os tipos de arenitos. As amostras catalogadas como conglomerados foram caracterizadas a partir de textura e composição segundo Folk *et al.* (1970) e classificadas de acordo com Limarino *et al.* (1996).

Em determinadas amostras catalogadas como arenitos, foram classificadas segundo Zuffa (1985) minimizando a dependência da composição da rocha no tamanho do grão e fazendo uma separação entre os componentes dos arenitos que são contemporâneos com o depósito (principalmente intrabasinais) ou significativamente mais antigos (principalmente extrabasinais).

Adicionalmente, os arenitos foram plotados no diagrama de classificação de Dickinson (1985), baseados em composição calculada da contagem de pontos, que refletem principalmente os diferentes ambientes tectônicos dos terrenos de proveniência. O que favoreceu a identificação dos tipos de áreas fonte relacionados a origens continentais para as fácies sedimentares das rochas da Formação Aprazível.

A caracterização e evolução diagenética foi desenvolvida de acordo com os parâmetros fornecidos por Ulmer-scholle *et al.* (2014) na identificação dos processos diagenéticos que controlam a composição final dos arenitos através dos processos de compactação, cimentação, dissolução e substituição. A fim de desenvolver a Paragênese ou sequência diagenética, que descreve a sequência relativa ou tempo de "eventos" na história diagenética da rocha (Ulmer-scholle *et al.* 2014), determinando assim todos os estágios diagenéticos. Três amostras foram impregnadas com uma combinação de alizarina vermelha-S e ferrocianeto de potássio, em conformidade com Dickinson (1966). Isto foi realizado para distinguir as fases de carbonato ferroso e não ferroso, e avaliar a composição do cimento das rochas da Formação Aprazível. As anteriores análises foram desenvolvidas no Laboratório de Sedimentologia e Petrografia Sedimentar do Grupo GSED da Universidade Federal do Pará.

### 1.4.3 Análise de catodoluminescência

Para complementar as análises petrográficas de proveniência sedimentar e, caracterização da evolução diagenética, foi desenvolvida a análise de catodoluminescência em 7 lâminas petrográficas polidas das amostras coletadas em campo em junho de 2021, de acordo com as fácies determinadas. Para analisar principalmente os tópicos de proveniência sedimentar de quartzo e feldspato, avaliar o cimento, feições diagenéticas como sobrecrescimentos e alteração dos feldspatos.

Para detalhar relações de proveniência sedimentar dependendo da luminescência emitida pela catodoluminescência do quartzo e os feldspatos, são indicadas procedências diferentes segundo a metodologia de Augustsson & Bahlburg (2003), Götze *et al.* (2001) e Scholonek & Augustsson (2016), assim, o sinal de catodoluminescência de grãos de quartzo simples pode ser usado como indicador para as rochas fonte (Augustsson & Bahlburg 2003). Como também, a relação entre feldspato alcalino e plagioclásio observada com espectros de catodoluminescência pode ser utilizada para estudos de proveniência (Scholonek & Augustsson 2016). Realizado principalmente em uma amostra de arenito fino da fácies Sfm, que não apresentava um grau elevado de alteração e representa a matriz das rochas da Formação Aprazível. Foi realizada a contagem aleatoriamente de 100 grãos de quartzo e 100 de feldspatos selecionados, determinando as diferentes tonalidades de luminescência, e sua respectiva área fonte seguindo (Bernet & Bassett 2005).

Hiatt & Pufahl (2014) identificam a catodoluminescência como uma ferramenta para distinguir as fases detrítica, autigênica e diagenética o que ajuda a decifrar as relações paragenéticas, e permite avaliar a recristalização. Principalmente aplicado na distinção de fases de cimentos e precipitados autigênicos como carbonatados, epidoto, clorita, apatita e titanita autigênica presentes nas rochas da Formação Aprazível.

As análises foram desenvolvidas no Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. No microscópio ótico Leica modelo DM 4500 P LED acoplado ao aparelho *Optical cathodoluminescence* CL 8200 MK5-2. O sistema foi operado a 15.2 kV voltagem de aceleração de feixe, corrente do feixe de 400 mA e, um tempo de exposição de 15.2 seg.

### 1.4.4 Análise de MEV-EDS

A análise de MEV-EDS configura uma importante ferramenta na identificação de fases minerais em escala de detalhe em seção delgada. Para tanto, a aplicação da microscopia eletrônica de varredura (MEV) em 4 lâminas petrográficas polidas metalizadas com cobre e

duas amostras metalizadas com ouro. A aplicação de espectroscopia por energia dispersiva (EDS) resultou na composição química semi-qualitativa tanto do cimento como de grãos que havia dúvidas na petrografia. As visualizações do MEV segundo Ulmer-scholle *et al.* (2014) são indispensáveis para obter informações sobre a microestrutura das amostras que permite desenvolver uma compreensão da história diagenética. Estas visualizações no MEV das rochas da Formação Aprazível foram indispensáveis para visar o comportamento entre cimentos e com os grãos, assim como a evolução da titanita autigênica na cimentação e o desenvolvimento diagenético.

A aplicação da análise de MEV foi desenvolvida no Laboratório de Análises de Minerais da Superintendência de Belém (LAMIN-BE), do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). No microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo LS15-Zeiss do LAMIN-BE, em condições de alto vácuo ( $3,0 \times 10^{-5}$  mPa), para obter imagens de elétrons retroespalhados (BSE), elétrons secundários (SE), e dados de EDS. Os dados de EDS foram obtidos a uma distância de trabalho de 8.5 mm, com voltagem de 20Kv e corrente de chegada de 10 nA.

#### **1.4.5 Análise de Difração de raios-x (DRX).**

Na caracterização petrográfica é fundamental a identificação e caracterização de minerais (Alderton 2021). Por tanto esta técnica foi utilizada em 14 amostras de rocha total para obtenção da composição mineral geral, assim como a identificação de argilo minerais que permitam definir uma transição entre diagênese-anquimetamorfismo-metamorfismo. Assim como também a presença de argilas como cimento. Uma das amostras se compõe quase principalmente de fragmento de rocha vulcânica, por tanto, foi ideal para obter a composição para permitir a definição do tipo de vulcanismo associado. Complementando assim a caracterização petrográfica e auxiliar no entendimento do comportamento diagenético das rochas da Formação Aprazível. Esta análise foi realizada no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) da Universidade Federal do Pará, no Difrátômetro de raios X, modelo EMPYREAN da PANalytical, tubo de raios X cerâmico e anodo de Co ( $K\alpha_1 = 1,789010 \text{ \AA}$ ), com foco fino longo, e filtro  $K\beta$  de Fe. A aquisição de dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, e o tratamento dos dados com o software X'Pert HighScore. As condições de análise: Varredura de 3 a  $90^\circ 2\theta$ ; 40 kV, 35 mA; um tamanho de passo de  $0,02^\circ 2\theta$ ; um tempo/passo de 30s; fenda divergente de  $1/4^\circ$ , antiespalhamento de  $1/2^\circ$ .

#### **1.4.6 Fluorescência de raios x (FRX).**

A análise do XRD foi realizada em 13 amostras de rocha total, coletadas em campo (Fig. 3-2). Obtendo a composição química e quantificando suas proporções relativas, determinando

também sua composição de elementos principais e traços (Tabela 4). Isto foi executado no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) da Universidade Federal do Pará, utilizando espectrômetro WDS sequencial, modelo Axios Minerals da marca PANalytical, com tubo de raios-X cerâmico, anodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência 2,4 KW. As aquisições e tratamento dos dados realizado através do software SuperQ Manager 5.3 da PANalytical.

## CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 CONTEXTO GEOLOGICO

O Gráben Jaibaras é resultado de uma ruptura continental generalizada que ocorreu em 600-580 Ma, na margem leste de Laurentia separando-a de Baltica e de Gondwana Ocidental (Bond *et al.* 1984, Lieberman 1997, Oliveira & Mohriak 2003, Torsvik & Cocks 2013). Após a orogenia Brasileira, ocorreu uma inversão tectônica em Gondwana Ocidental, gerando grabens lineares controlados pelas estruturas Précambrianas (foliações metamórficas e zonas de cisalhamento dúctil), tais como a bacia de Jaibaras (Castro *et al.* 2016). O Graben Jaibaras faz parte e é a principal fase de *rift* de um complexo Sistema de *rifts* do Precambriano tardio a Paleozoico no nordeste do Brasil, registrados na Província Borborema, domínio caracterizado por um conjunto geométrico de *horsts* e grabens alinhados NE-SW (Oliveira & Mohriak 2003).

A área de estudo está localizada na parte noroeste da Província de Borborema, inserida a nordeste da Plataforma Sul-Americana, região da Bacia de Jaibaras (Pedrosa Junior *et al.* 2015). O chamado Domínio "Noroeste do Ceará", que abrange o Graben Jaibaras, é uma cunha em forma de triângulo, altamente deformada e cisalhada, situada no extremo noroeste da Província Borborema (Oliveira *et al.* 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Localizado na fronteira entre o domínio Ceará Central (CCD) e o domínio Coreaú Médio (MCD), pertencentes a Província Borborema (Pedrosa Junior *et al.* 2017). O CCD, na porção sudeste da área, compreende rochas metamórficas de médio a alto grau. Estas fazem parte do Grupo Ceará (sequências Neoproterozóicas supra-crustais e embasamento Arqueano-Paleoproterozóico) e do complexo Tamboril-Santa Quitéria (Extenso complexo granito-migmatita formado em um arco magnético continental) (Pedrosa Junior *et al.* 2017).

O MCD, limitado ao sudeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, consistindo de rochas de embasamento de gnaiss e granulito do Complexo Granja do Paleoproterozóico, xistos, gneisses e quartzitos do Grupo Martinopole do Neoproterozóico, pelito, psamito e rochas carbonáticas do Grupo Ubajara do Neoproterozóico, assim como granito e intrusões de gabbro (Meruoca e Mucambo), vulcânicas e rochas sedimentares de bacias Eopaleozoicas, tais com o *Rift* Jaibaras (Pedrosa Junior *et al.* 2017, Cerri *et al.* 2020).

#### 2.1.1 Bacia de Jaibaras

Dentro deste contexto geológico, a Bacia e Jaibaras está inserida e trata-se de uma feição alongada NE-SW, resultado de reativações de descontinuidades crustais pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano (Oliveira 2001). Estende-se como uma depressão estreita bem

definida (com dimensões em torno de 10-20 × 120 km) sobre os gnaisses, migmatitos e terrenos anteriores metasedimentares do embasamento Precambriano (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). O Graben é delimitado por zonas de cisalhamento reativadas normalmente dentro do Lineamento Transbrasiliano em escala continental (Oliveira & Mohriak 2003), correspondendo a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II a leste, as falhas Café-Ipueras e Massapê a oeste.

A Bacia de Jaibaras de acordo com Quadros (1996) caracteriza -se como uma bacia do tipo *rift* continental. Segundo Oliveira & Mohriak (2003) com base nos dados geológicos e geofísicos disponíveis, propõe que o Graben Jaibaras é uma bacia de *rift* prototípica formada por processos de reativação frágeis ao longo de antigas zonas de cisalhamento. O que se encaixa bem tanto temporal como espacialmente com esta evolução geodinâmica da Orogenia Brasileira– Panafricana, que colapsou e formou estruturas de *rift* pela ruptura da crosta, onde representa o principal registro da fase de *rift* na Província Borborema (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). O evento de extensão causou o acúmulo de estresse intraplaca, reativação ao longo das principais zonas de cisalhamento transcorrentes, levando ao desenvolvimento de bacias e/ou *rifts* continentais, que recortam os terrenos pré-cambrianos, e a intrusão de granitos (Parente *et al.* 2004, Pedrosa Junior *et al.* 2015).

O Gráben Jaibaras tem sido definido como um espaço *pull-apart* gerado por um movimento de reativação sinistral da zona de cisalhamento Café Ipueras, propiciado por imperfeições, nessa zona de cisalhamento (Parente *et al.* 2004). Assim como Tozer *et al.* (2017), propõem uma origem mais provável de bacia tipo *Pull-apart* para a Bacia Jaibaras (Graben Jaibaras). Eles constroem sua hipótese com base na forma longa (~50 km) e estreita (~15 km), ao alinhamento NE/SW, e a associação espacial do *rift* com a zona de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano com movimento dextral de deslizamento (Tozer *et al.* 2017, Cerri *et al.* 2020).

O preenchimento sedimentar da Bacia Jaibaras consiste de sedimentos siliciclásticos imaturos continentais depositados em áreas de relevo instável e provavelmente totaliza até 3 km de espessura (Oliveira 2000), a bacia é preenchida com conglomerados, arenitos, calcários e folhelhos, bem como por rochas ígneas (intrusões e extrusões) (Oliveira & Mohriak 2003). Os depósitos sedimentares são caracterizados por marcadas variações de espessura, rápidas mudanças nas fácies depositantes, conglomerados espessos interestratificados, e inconformidades e desconformidades locais de extensão variável (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). A base do Grupo Jaibaras é caracterizada por brechas e conglomerados

polimíticos intercalados a arenitos arcossianos finos, denominados de Formação Massapê. Sobre estes e em contato gradacional ocorrem arenitos arcossianos, grauvacas, siltitos e folhelhos, incluídos na Formação Pacujá e finalmente recobrimo em discordância erosiva a Formação Aprazível (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996)

Os paleoambientes deposicionais do Grupo Jaibaras tem sido definidos de acordo com diferentes autores, Mello (1978) definiu cones aluviais, canais fluviais e planícies de inundação, Gorayeb *et al.* (1988) sugeriram leques aluviais em clima seco. Enquanto à evolução tectono-sedimentar, tem sido sugerido por Gorayeb *et al.* (1988), como relacionada a um sistema transcorrente, assim como Abreu *et al.* (1993) sugerem a atuação de um regime distensivo no Eopaleozóico. Provavelmente o preenchimento axial da bacia foi proporcionado pela sedimentação do folhelho e arenito, enquanto os flancos do *rift* suportavam lateralmente o conglomerados de leque aluviais (Oliveira & Mohriak 2003).

Os sedimentos que constituem o Graben Jaibaras apresentam um grau de diagênese elevado a muito elevado, até chegando ao campo do anquimetamorfismo (Quadros 1996). O registro sedimentar da bacia indica que a atividade sin-tectônica diminui para cima do Graben e não há evidências claras de metamorfismo regional. Entretanto, a mineralogia anquimetamórfica é amplamente reconhecida na bacia (Oliveira 2000, 2001, Oliveira & Mohriak 2003).

O Graben Jaibaras faz parte de um conjunto de bacias posicionada ao longo de um feixe de zonas de cisalhamento de direção nordeste-sudoeste, que são divididas cada uma em sequências estratigráficas (Parente *et al.* 2004). Dividindo assim o Graben Jaibaras em duas sequências sedimentares Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano) e Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano), apresentando preenchimento sedimentar e/ou vulcano-sedimentar recorrente (Parente *et al.* 2004). Estas sequências correspondem com as Formações Massapê e Pacujá (Alfa Inferior) que apresenta espessura calculada de 2600 m na Bacia de Jaibaras (Costa *et al.* 1973, Parente *et al.* 2004), e Aprazível (Alfa Superior) que se apresenta com espessura da ordem de 400 m na Bacia Jaibaras (Costa *et al.* 1973, Parente *et al.* 2004). Esta bacia está dividida em estas três unidades de base para o topo (Massapê, Pacujá e Aprazível), que segue a estratigrafia proposta por Costa *et al.* (1973), descrito em seguida:

#### 2.1.1.1 Formação Massapê.

A Formação Massapê é a unidade basal do Graben Jaibaras, caracterizada por conglomerados polimíticos brechoides angulosos e arenitos de granulação grossa, de fácies

proximais (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996). Os conglomerados são geralmente clasto-suportados e consistem de fragmentos bem arredondados a angulares de embasamento Pré-cambriano de gnaiss-migmatítico, incluindo sequências supracrustais do Grupo Ubajara (Costa *et al.* 1973, Oliveira 2000). O conglomerado tem uma matriz argilo-arenosa com blocos de quartzo, gnaiss e siltito de 10 cm de dimensão sendo seixos até matacões, incluindo intercalação de níveis lenticulares de arenito conglomerático de matriz arcoseana (Costa *et al.* 1973, Parente *et al.* 2004).

Depositada em um sistema de leques aluviais localmente restrito às bordas de linhas de falha (Costa *et al.* 1973, Oliveira & Mohriak 2003). Esta unidade aflora em toda a borda ocidental do Graben Jaibaras, como uma sucessão de bancos expostos superpostos com espessuras de 100 m na área de Aprázível, com variação em outras zonas, exibindo mergulhos de 20 -25° para SE (Costa *et al.* 1973). Exibe contato normal, por vezes transicional, em algumas áreas de Massapê apresenta-se com passagens gradacionais de fácies, observando interdigitação dos conglomerados com os arenitos da Formação Pacujá (Costa *et al.* 1973, Parente *et al.* 2004). A inexistência de fragmentos de composição das rochas estratigraficamente acima é o principal marcador da sua posição na coluna estratigráfica (Oliveira 2001).

#### 2.1.1.2 Formação Pacujá.

A Formação Pacujá é caracterizada como uma sequência vulcano-sedimentar afossilífera, dobrada e falhada, composta geralmente por intercalações rítmicas de arenitos finos a siltitos com pelitos e rocha vulcânicas (Quadros 1996). Representa a unidade dominante do Graben Jaibaras, ocorrendo como uma sucessão de bancos decimétricos bem estratificados, afetada por falhamento estruturando blocos basculados com mergulhos de 20-30° para SE ou NE (Costa *et al.* 1973). Esta unidade se sobrepõe concordantemente aos conglomerados da Formação Massapê, representado a parte distal, majoritariamente com uma passagem gradativa e interdigitada, com espessuras de até 430 m (Costa *et al.* 1973, Oliveira & Mohriak 2003). Esta unidade foi parcialmente erodida constituindo o assoalho dos derrames de lavas de vulcanismo, apresentando intercalação com rochas vulcânicas e sub-vulcânicas (basaltos, andesitos, dacitos e riolitos), sob a forma de *sills*, diques e derrames associados com a Formação Parapuí (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996).

Os arenitos da Formação Pacujá de granulometria fina a muito fina, apresentam-se maciços ou estratificados, exibindo laminação plano-paralela e cruzadas de baixo ângulo, para o topo, estratificação cruzada micro-*hummocky* e localmente laminação convoluta (Quadros *et*

*al.* 1994, Quadros 1996, Parente *et al.* 2004). Na superfície de topo dos bancos podem ocorrer marcas onduladas simétricas e assimétricas com lineação de partição (Quadros *et al.* 1994, Parente *et al.* 2004). As fácies pelíticas ocorrem predominantemente no centro do *rift*, enquanto as mais areno-conglomeráticas distribuem-se nas bordas (Oliveira 2001).

O ambiente de sedimentação desta formação pode ser interpretado como um sistema fluvial que gradativamente passa a um delta que desagua em um lago distal (Oliveira 2001). A deposição ocorreu em uma região de baixa energia, com vulcanismo associado, sujeito a eventuais ondas de tempestades (Quadros *et al.* 1994). Estes lagos foram gerados pelo contínuo abatimento da bacia, porque o suprimento de material foi menor que a taxa de subsidência (Oliveira 2001). As características apresentadas por esta unidade são semelhantes à sequências de tempestitos (Quadros *et al.* 1994). Segundo Quadros (1996), a Formação Pacujá representa o primeiro pulso deposicional, ocorrido no Neoproterozóico e estende-se até o Cambriano. Correspondendo assim com a sequência estratigráfica Alfa inferior de acordo com Parente *et al.* (2004). Representando a porção distal da Formação Massapê, indicando o final do primeiro ciclo de sedimentação da bacia (Oliveira & Mohriak 2003, Cerri 2021).

Estudos geocronológicos recentes em rocha total da Formação Pacujá, determinaram datação de Rb/Sr nas frações finas e residuais, indicando uma idade de  $535 \pm 27$  Ma. para este depósito, que possivelmente representa ou a idade de deposição ou anquimetamorfismo devido ao soterramento (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Datações recentes com o método U-Pb em grãos de zircão detrítico, segundo Garcia *et al.* (2010), indicam idades de máxima deposição ao redor de  $535,6 \pm 8,5$  Ma (Cerri 2021). Também Araujo *et al.* (2012), dataram zircão detrítico U-Pb, determinando dois ranges, uma idade de  $530 \pm 08$  Ma (98% concordante) com a população mais jovem em ca. 550 Ma. E zircões Neoproterozóicos divididos em dois grupos que variam de 550 Ma a 598 Ma (42% do total) e de 600 a 630 (20% do total) (Araujo *et al.* 2012).

E finalmente a Formação Aprazível, que representa a sequência Alfa Superior ou segundo pulso deposicional do Graben Jaibaras de acordo com Parente *et al.* (2004), por ser objeto deste estudo, é apresentada a seguir com mais detalhe no item 2.1.3.

A evolução magmática do Graben Jaibaras compreende quatro eventos magmáticos (Fig. 2-1), começando com o Enxame de Diques de Coreáú que constitui o estágio inicial de abertura do *rift* (Oliveira 2001). Antecedendo ao preenchimento do Graben, a evolução desse sistema extensional, no Cambriano Inferior, permitiu o alojamento do Pluton Mucambo através

de reativação crustal delimitadora da borda oeste do Graben. No Cambriano Médio a sedimentação da bacia foi acompanhada por um volume considerável de magma essencialmente básico da Suíte Parapuí. Em seguida, houve a intrusão do Pluton de Meruoca (Oliveira 2001).

### 2.1.2 Arcabouço tectônico, estratigráfico e magmático.

A evolução magmática do Graben Jaibaras compreende quatro eventos magmáticos que podem ser separados tanto geográfica como temporalmente, estes são relacionadas a rochas intrusivas e extrusivas (Enxame de Diques Coreau, Plutons Meruoca e Mucambo, e diques e soleiras da Suíte Parapuí) (Fig. 2-1) (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Manifestando relações de proximidade temporais e espaciais com o Graben e, portanto, parecem estar intrinsecamente relacionados com sua evolução tectônica, ao *rifting* continental (Oliveira & Mohriak 2003). Os eventos correspondentes são:

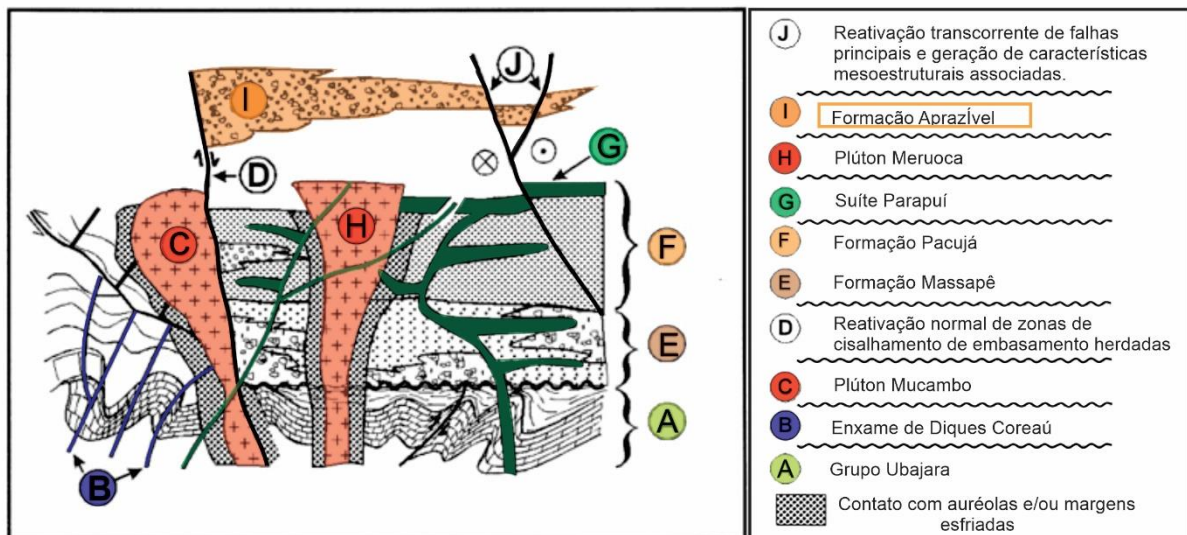


Figura 0-1. Seção esquemática resumida mostrando as interações tectono-estratigráficas do Graben Jaibaras entre o magmatismo e o preenchimento sedimentar. Mostra apenas as interações estratigráficas entre as unidades componentes Jaibaras, não a configuração real dos corpos ígneos/sedimentares. Modificado de (Oliveira 2000, 2001, Oliveira & Mohriak 2003).

#### 2.1.2.1 Enxame de Dique Coreau.

É Caracterizado por um conjunto paralelo e subvertical de diques de tendência ENE-WSW, que preferencialmente cortam metassedimentos do Grupo Ubajara (Oliveira & Mohriak 2003). Teve início no Vendiano (Ediacarano) e representa talvez o pulso inicial de abertura do Graben (Oliveira 2001). Petrograficamente compreendem desde microgranito a riolito-dacito com textura porfirítica (Oliveira 2001). Quatro idades isócronas Rb/Sr, rocha total foram obtidas,  $605 \pm 31$  Ma (Brito Neves *et al.* 1978),  $580 \pm 30$  Ma (Novais *et al.* 1979);  $562 \pm 19$  Ma (Sial & Long 1987); e  $562 \pm 10$  (Tavares *et al.* 1990), evidenciam uma idade Vendiana

(Ediacarana) até, menos provavelmente, Cambriano Inferior (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003, Pedrosa Junior *et al.* 2017). A ocorrência é bastante restrita, unicamente seccionam as rochas metamórficas do Grupo Ubajara, o fato de não cortar os litotipos do Graben Jaibaras e o granitoide de Mucambo sugere como primeiro pulso magmático do Graben Jaibaras (Oliveira 2001).

#### 2.1.2.2 Pluton Mucambo.

Ocupa uma área de cerca de 200 km<sup>2</sup> no segmento sudoeste do Graben Jaibaras. O contato com as rochas encaixantes é brusco e discordante, para oeste, com as rochas do Grupo Ubajara, com uma desenvolvida auréola de contato que, atinge até 2 km de largura (Oliveira & Mohriak 2003). O contato leste, com o Graben Jaibaras, é falhado e não há evidência de metamorfismo de contato, indicando que o pluton é anterior ao preenchimento da bacia (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). As rochas são denominadas de granito e granodiorito (Oliveira 2001). Diferentes idades radiométricas tem sido obtidas em diversos estudos, principalmente isócronas de Rb/Sr de rocha total de  $548 \pm 24$  Ma (Sial *et al.* 1981), em U/Pb de zircão  $532 \pm 7$  Ma (Fetter *et al.* 1995), isócronas de Rb/Sr de rocha total  $548 \pm 12$  Ma (Sial & Long 1987), de Rb/Sr  $523 \pm 57$  e  $540 \pm 53$  Ma (Brito Neves *et al.* 1978) (Oliveira & Mohriak 2003). Recentemente Santos *et al.* (2008) realizou a datação obtendo idade de  $532 \pm 7$  Ma.

#### 2.1.2.3 Meruoca Pluton.

Meruoca é o pluton mais ao norte, tem uma forma quadrada grosseira compreendendo uma área de cerca de 400 km<sup>2</sup> (Oliveira & Mohriak 2003). Seus contatos são basicamente dados por falhas/zonas de cisalha, possivelmente anteriores ou sintectônicas à intrusão do corpo, às vezes desenvolvendo auréolas com rochas hospedeiras (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Diferentes autores, realizaram determinações de idade isócronas de Rb/Sr de rocha total de  $520 \pm 6$  (Brito Neves *et al.* 1978);  $540 \pm 7$  (Novais *et al.* 1979);  $508 \pm 13$  (Sa' *et al.* 1979);  $507 \pm 36$  (Sial *et al.* 1981); e,  $485 \pm 14$  (Sial & Long 1987) (Oliveira & Mohriak 2003). Recentemente dados isotópicos U-Pb em zircões calcularam uma idade média SHRIMP de  $523 \pm 9$  Ma, atribuída à cristalização magmática (Archanjo *et al.* 2009). Também, idade com U/Pb de  $540.8 \pm 5.1$  Ma (Santos *et al.* 2013). É possível concluir que o Pluton Meruoca foi posicionado durante o período de tempo entre o Cambriano Tardio e o Ordoviciano Precoce (Oliveira & Mohriak 2003).

#### 2.1.2.4 Formação Parapuí (Parapuí Suíte).

As rochas vulcânicas da suíte Parapuí afloram como basaltos de inundação, atingindo localmente 350 m de espessura, como derrames, diques sem orientação preferencial, e como soleiras cortando ou entrelaçadas com sedimentos siliciclásticos das formações de Massapê e Pacujá (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). Eles compreendem, em associação com rochas vulcanoclásticas, uma sequência vulcano-sedimentar continental típica (Oliveira & Mohriak 2003). Baseado em mapeamento geológico do Graben, Sá *et al.* (1979) e Nascimento e Gava (1979) reconheceram um comportamento recorrente da atividade ígnea, não somente durante o preenchimento do Graben, mas também após a sedimentação (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003).

Petrograficamente as rochas da Suíte Parapuí são classificadas como andesito, riolito, sienito, basaltos andesitos, diabásios e vulcanoclásticas generalizadas, em geral apresentando elevado grau de alteração (Oliveira 2001). Os derrames são frequentemente acompanhados de rochas vulcanoclásticas, caracterizadas por brechas vulcânicas constituídas por fragmentos subangulosos de rochas básicas e de arenitos, com tamanhos que variam de seixos até matacões, envolvidos por uma matriz síltica-vulcânica; e por arenitos estratificados contendo grânulos e fragmentos irregulares de rochas vulcânicas (Quadros *et al.* 1994). As rochas vulcânicas foram datadas com o método K-Ar obtendo idades de  $502 \pm 8$  Ma e  $478 \pm 6$  Ma (Novais *et al.* 1979) e  $469 \pm 13$  Ma (Mizusaki & Saracchini 1990), enquanto a idade relatada do zircônio U-Pb é  $535,6 \pm 8,5$  Ma (Garcia *et al.* 2010) (Pedrosa Junior *et al.* 2017).

#### 2.1.3 Formação Aprazível

A Formação Aprazível é a unidade mais jovem do Graben Jaibaras, que ocorre na forma de camadas irregulares de espessura variável, de dezenas de metros até dimensões entre 200-250 metros (Costa *et al.* 1973). Esta unidade inserida na Bacia de Jaibaras (Graben Jaibaras), correspondente com a sequência Alfa Superior ou segundo pulso deposicional do Graben Jaibaras (Parente *et al.* 2004). É uma sequência sedimentar delgada, falhada e basculada em geral para sudeste, aparece em posição sub-horizontal, recobrando discordantemente a Formação Pacujá e as unidades anteriores da bacia (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996), com o acamamento mergulhando em média de  $35^\circ$  para SE (Quadros 1996). Praticamente não foi afetada pela tectônica rúptil do Graben e adjacências (Costa *et al.* 1973). Associada a linhas de falhas e a blocos subsidentes no interior do Graben, sendo limitada no espaço compreendido entre as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Café-Ipueiras (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996).

A Formação Aprazível consiste de ortoconglomerados grosseiros, polimíticos, imaturos, com matriz arcoseana de granulometria grossa a conglomerática, mal selecionados e normalmente maciços ou estratificados (planar), arcabouço fechado (*clast-support*), incluindo blocos com diâmetro variando desde centímetros até 1 metro (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Quadros 1996, Cerri 2021). Sendo estes geralmente sub-arredondados a sub-angulosos, constituídos por gnaiss, xistos e filitos do embasamento, ardósias, quartzitos e calcário, rochas vulcânicas básicas e ácidas da Formação Parapuí, granitos dos Plútons Mucambo e Meruoca, quartzo, feldspatos, anfíbolitos, riolitos, siltitos e arenitos e conglomerados das Formações Pacujá e Massapê, com tamanhos que variam de grânulos até matações (Costa *et al.* 1973, Quadros 1996, Quadros *et al.* 1994, Oliveira & Mohriak 2003). Indicando eventos importantes de mudanças do nível de base, canibalismo e re-sedimentação na deposição da unidade (Cerri *et al.* 2020).

Uma característica importante dos clastos de rochas vulcânicas (basalto e rochas vulcânicas ácidas) é que geralmente apresentam uma borda muito irregular ou golfos invadidos pela própria matriz clástica, indicando a deposição quando não estava totalmente cristalizado (plasticidade no tempo de deposição) (Parente *et al.* 2004, Garcia *et al.* 2018, Cerri *et al.* 2020).

Também ocorrem arenitos arcoseanos subordinados, médios a grossos, bem selecionados e grãos subarredondados a subangulosos (Quadros *et al.* 1994). São geralmente maciços localmente com estratificação cruzada acanalada, também intercalações de camadas de arenitos com pelitos laminados com níveis gretados (Quadros 1996). Estes arenitos apresentam laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante (*climbing-ripples*), localmente estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, lineação de partição e laminação convoluta, na superfície observa-se marcas onduladas simétricas e assimétricas do tipo lingóide (Quadros *et al.* 1994, Quadros 1996).

As considerações paleoambientais são diversas e com propostas ainda postuladas, mas não aprofundadas. Costa *et al.* (1973) define esta unidade como típicos conglomerados depositados em cones aluviais ao longo de linhas de falhas ou escarpas de qualquer natureza. Posteriormente, Quadros (1996) caracteriza os depósitos da Formação Aprazível como do tipo leque/planície aluvial, relacionados a fortes gradientes de relevo, produzidos por tectônica vertical. Dominados por *debris-flows* e *stream-flows*, progredindo distalmente sobre pequenos corpos lacustres nas porções mais distais, caracterizada pelas intercalações arenito/siltito, denominando um *fan-delta* (Quadros *et al.* 1994, Quadros 1996). Indicando feições de pouca profundidade da água com breves períodos de exposição subaérea (Quadros 1996).

Concordando, com pulsos variados de leques aluviais restritos produto de material erodido ao longo das bordas da bacia por reativação repetida de grandes falhas do *rift* (Oliveira 2000, Oliveira *et al.* 2001, Oliveira & Mohriak 2003).

Recentemente têm sido mencionadas algumas propostas que misturam o ambiente deposicional já definido, com uma nova ideia vulcanoclástica. Parente *et al.* (2004) confirma a deposição por processos de fluxos de massa, retrabalhamento do topo por fluxos aquosos, em ambiente raso e de baixa energia; mencionando depósitos de rochas vulcano-sedimentares. Incluindo a proposta que a associação com produtos vulcânicos, ainda em estado plástico, atesta o sincronismo, pelo menos parcial, desses fluxos de massa com a atividade eruptiva, permitindo a caracterização dos depósitos como *lahars* (Parente *et al.* 2004, Garcia *et al.* 2018). Pedrosa Junior (2015) contempla que os depósitos resultaram de processos gravitacionais, cujo fluxo agrega lama e cinza vulcânica, sedimentos e fragmentos de rochas, caracterizando depósitos do tipo *lahar*. Isto devido à mistura de material piroclástico com água, que depois foi depositado em ambientes de baixa energia através de movimentos de massa gravitacionais, correspondendo com breccias e conglomerados (Pedrosa Junior *et al.* 2015, Pedrosa Junior *et al.* 2017).

Finalmente, Cerri (2021) destaca que estes depósitos são predominantemente interpretados como depositados por fluxos coesos e incoesos em sistemas de leques aluviais condicionados nas bordas da bacia com escarpas de falhas (normais e listricas) que retrabalharam rochas ígneas e metamórficas do subsolo local (Cerri *et al.* 2020). E aporta ao modelo deposicional, que os depósitos canalizados subordinados de arenitos estratificados correspondem a deposição em sistema fluvial axial, como correntes trançadas em pequena escala desenvolvidas sobre os leques aluviais, ou em canais distributivos efêmeros associados ao próprio sistema de leques (Cerri *et al.* 2020, Cerri 2021).

A Formação Aprazível foi posicionada de acordo com sua posição estratigráfica e as rochas que a compõem em intervalo de tempo pós-sequência Pacujá e intrusões dos granitos da Suíte Meruoca, e pré-sequência do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Quadros 1996, Oliveira 2000). A sedimentação ocorreu no Ordoviciano Médio segundo Oliveira & Mohriak (2003), e próximo ao limite Cambro-Ordoviciano de acordo com Parente *et al.* (2004). Também, como os eventos vulcânicos bimodais da Formação Parapuí (509-527 Ma) cortam transversalmente a Formação Aprazível, confirma-se que a sedimentação ocorreu até o Cambriano Médio (Cerri *et al.* 2020).

Recentemente, foram desenvolvidas análises geocronológicas de U-Pb para datação de zircão detrítico, obtendo a idade de máxima deposição da Formação Aprazível. A idade obtida está entre 504 - 494 Ma (c.  $499 \pm 5$  Ma), correspondendo para o Miaolingiano meio – Furongiano inicial (Cambriano meio – tardio) (Cerri *et al.* 2021). Com base na média das idades dos três grãos de zircão detrítico mais jovens, com o mais jovem de  $491 \pm 8$  Ma (99% concordante) (Furongiano), o segundo mais jovem de  $504 \pm 8$  Ma (99% concordante) (Miaolingiano) e, o terceiro mais jovem  $508 \pm 11$  Ma (100% concordante) (Miaolingiano) (Cerri *et al.* 2021). Sugerindo assim, que a Formação Aprazível foi majoritariamente depositada durante o Cambriano (começando no Ediacarano e concluindo no Miaolingiano-Furongiano) (Cerri *et al.* 2021).

## CAPÍTULO 3 RESULTADOS

Artigo submetido em Journal of South American Earth Sciences

### WEST GONDWANA PALEOENVIRONMENTAL AND DIAGENETIC HISTORY OF CAMBRIAN ALLUVIAL DEPOSITS IN THE JAIBARAS BASIN, NORTHERN BRAZIL.

Howard Snaider Gómez Cepeda <sup>a,\*</sup>, José Bandeira Cavalcante da Silva Junior <sup>a</sup>, Afonso César Rodrigues Nogueira <sup>a,b</sup>, Juan-Sebastian Neita <sup>c</sup>, Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros <sup>a</sup>, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb <sup>a</sup>.

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,

<sup>b</sup> Research Productivity of CNPq, Brazil.

<sup>c</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul-Brazil.

\* Corresponding author

#### ABSTRACT

The Ediacaran-Cambrian transition is typically characterized by sedimentary successions of carbonate and siliciclastic rocks, often containing ichnofossils. However, the exclusive occurrence of siliciclastic successions poses challenges to identifying strata with this age due to the sparse or absent fossil records and the lateral discontinuity of outcrops. To address this significant issue, sedimentological, petrographically, and stratigraphical studies have been conducted on the Aprazível Formation, Jaibaras Basin in northeastern Brazil. The Aprazível Formation, dated with a maximum depositional age between 504 and 494 Ma (approximately  $499 \pm 5$  Ma), remains insufficiently understood regarding its conglomerate and sandstone deposition and the relation with the basaltic magmatic events. This study utilized a comprehensive analytical approach, integrating facies analysis, transmitted light petrography, Cathodoluminescence, X-ray Diffraction (XRD), X-ray Fluorescence (XRF), and Scanning Electron Microscopy (SEM). These methodologies enabled the detailed characterization of paleoenvironments, textural and mineralogical composition, sandstone provenance, and diagenetic history. The extensive facies description of this siliciclastic succession aimed to formulate a robust depositional and evolutionary model for the Aprazível Formation. Three Facies Associations (FA) are representative of alluvial systems. FA1-Sheet-flow (Intermediate Alluvial) deposits consist of layers of up to 5m of conglomerate and subordinate sandstone,

generally massive, tabular, and with volcanic clasts. FA2-Braid Plain (Distal Alluvial) deposits comprise fine to coarse-grained sandstone, with predominant planar-parallel and cross-stratification. The sandstone of FA2 is often interbedded with conglomeratic levels (lags) and sometimes shows deformational structures. FA3-Ephemeral Lake deposits are predominantly sandstone intercalated with pelite and include sandstone with a plane parallel to massive lamination, supercritical and subcritical climbing-ripple cross lamination, and laminated pelite. Facies description, paleocurrent data, and sandstone composition suggest that the Aprazível Formation once extended beyond its current preservation within the Jaibaras Graben, with a source area located to the northwest. This geological unit underwent various diagenetic processes, including calcite, chlorite, and titanite authigenic cementation, as well as alteration, dissolution, and replacement processes such as calcitization, sericitization, albitization, chloritization, and epidotization. Some of these processes were hydrothermal. The advanced diagenetic history of the Aprazível Formation is characterized by predominant mesodiagenetic events, progressing to anchimetamorphism. This study underscores the significance of the Cambrian sedimentary successions as a critical record of siliciclastic deposition, representing one of the oldest sedimentary geological units in Brazil and South America.

Keywords: Jaibaras Graben; Alluvial Fan; Orthoconglomerates; Volcanic Bomb; Mesodiagenesis; Hydrothermalism.

## INTRODUCTION

The Ediacaran-Cambrian transition generally involves carbonate and siliciclastic rocks as the main record, with vertical ichnofossils that demonstrate the evolutionary cycle of life with the expansion of metazoans culminating in the Cambrian explosion (Grotzinger *et al.* 1995, Santos *et al.* 2017, Buatois *et al.* 2018, Kaufman 2018). Although the fossiliferous occurrences are excellent markers due to the perforating organisms, preservation is difficult in exclusively coarse siliciclastic units (Brasier *et al.* 1994, Grotzinger *et al.* 1995, Droser *et al.* 2002, Warren *et al.* 2011, Bowyer *et al.* 2022). Therefore, the temporal calibration of evolutionary events in rocks of this age has been done through provenance studies with U-Pb dating of detrital zircon and igneous rocks that truncate or intercalate in these sedimentary successions.

In northeastern Brazil (Figs. 3-1A, 3-1B), the record of Cambrian deposits occurs in mobile belts, generally found deformed with a low degree of metamorphism, as in the south of the Amazon Craton, São Francisco Craton, and Borborema Province (Oliveira & Mohriak 2003, Castro *et al.* 2014, Cerri *et al.* 2020). One of the lesser-known examples belongs to the

siliciclastic rock deposits of the Aprazível Formation in the Jaibaras Graben, a geotectonic unit within the Borborema Province, located in the so-called middle Coreaú domain (Fig. 3-1C). This unit consists of conglomerates, breccias, lithic sandstones, and subordinately pelites, previously interpreted as an alluvial system deposited during the transtraction tectonic phase of the Jaibaras Basin (Quadros *et al.* 1994, Oliveira 2001, Parente *et al.* 2004, Tozer *et al.*, 2017, Cerri *et al.* 2021). Provenance studies have revealed detrital zircon grains from  $491 \pm 8$  Ma (Furongian), which confirms the maximum Cambrian age as well as ages of 509-527 Ma for rhyolite dykes that cut through this unit related to Parapuí magmatism (Cerri *et al.* 2020, 2021).

The Aprazível succession has a particular sedimentation history associated with being restricted to the continent, unlike examples of the same age in Brazil that record coastal and marine strata (Warren *et al.* 2011, Santos *et al.* 2017). In addition, previous interpretations of this unit, which were exclusively alluvial-fluvial, did not consider the sedimentation occurring concomitantly with volcanic events and seismic activity, which has not been addressed until now. This work expands knowledge of the Cambrian in Brazil and reconstructs the sedimentary scenario influenced by subaerial volcanism that characterized this part of West Gondwana.

#### GEOLOGICAL SETTINGS

The Jaibaras Basin, also known as the Jaibaras Graben, is located in the Northwest region of the state of Ceará, Brazil (Fig. 3-1B). This graben is described as a continental rift-type basin elongated in a NE-SW direction, measuring 120 km long by 20-50 km wide (Oliveira 2001, Oliveira & Mohriak 2003). This basin is delimited by reactivated shear zones normally within the Transbrasilian Lineament on a continental scale (Oliveira & Mohriak 2003), corresponding to the Sobral-Pedro II shear zone to the east and the Café-Ipueras and Massapê faults to the west (Fig. 3-1C).

The Jaibaras Graben is part of the main rift phase of a complex Rift System from the upper Precambrian to the Paleozoic, recorded in the Borborema Province. This Province is a domain characterized by a geometric set of horsts and grabens aligned NE-SW (Oliveira & Mohriak 2003). In the Borborema Province, the Jaibaras Graben is located between two distinct crustal domains: Central Ceara (CCD), which comprises medium to high-grade metamorphic rocks, and Middle Coreaú (MCD), which has granulite, schist, and gneiss basement rocks (Pedrosa Junior *et al.* 2017). There are also granitic (Meruoca and Mucambo Plutons) and volcanic (Parapuí Suite) intrusions and sedimentary rocks from Eopaleozoic basins (Pedrosa Junior *et al.* 2017, Cerri *et al.* 2020). The Jaibaras Graben is a prototypical rift basin formed by brittle reactivation processes along ancient shear zones (Oliveira & Mohriak 2003). Also, this

graben has been defined as a pull-apart structure generated by a sinistral reactivation movement and defined by the geometry (Parente *et al.* 2004, Tozer *et al.* 2017).

The Jaibaras Basin presents two sedimentary sequences: Lower Alpha (Ediacaran-Cambrian) and Upper Alpha (Cambrian-Ordovician), showing recurrent sedimentary and volcano-sedimentary filling (Parente *et al.* 2004). The Upper Alpha sequence, which corresponds to the Massapê and Pacujá Formations, has an estimated thickness of 2600 m in the Jaibaras Basin (Costa *et al.* 1973, Parente *et al.* 2004). Polymictic breccias and conglomerates characterize this sequence intercalated with fine arcossian sandstones of the Massapê Formation and arcossian sandstones, greywackes, siltstones, and shales of the Pacujá Formation (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994). The Aprazível Formation (Upper Alpha) is composed of coarse, polymictic orthoconglomerates and subordinate arcossian sandstones. This unit is up to 450 m thick in the Jaibaras Basin, and is in erosional discordance with the underlying formations (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Parente *et al.* 2004). Rocks from the Jaibaras Basin show a high to very high degree of diagenesis, and the anchimetamorphic mineralogy of the basin is associated with the diffractometric data of illite (Oliveira 2000, 2001, Oliveira & Mohriak 2003).

The Aprazível Formation is the youngest unit of the Jaibaras Graben and represents a thin, faulted sedimentary sequence generally tilted 35° to the southeast (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994). It consists of coarse, polymictic, immature orthoconglomerates, with an arkose matrix of coarse sand to conglomeratic granulometry. These rocks are poorly sorted, clast-supported, and typically massive or planar stratified, including metamorphic, sedimentary, and igneous clasts with diameters ranging from centimeters to 1 m (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Cerri *et al.* 2020). There are also subordinate, medium to coarse, well-sorted arcossian sandstones with subrounded to subangular grains (Quadros *et al.* 1994). This sandstone is generally massive and locally exhibits trough cross-stratification, with intercalation of sandstone layers and laminated pelite with cracked levels (Quadros *et al.* 1994).

This succession has been associated with faults and subsiding blocks within the Graben, being limited in the space between the Sobral-Pedro II and Café-Ipueiras shear zones (Costa *et al.* 1973, Quadros *et al.* 1994, Oliveira & Mohriak 2003, Cerri *et al.* 2020). Paleoenvironmental considerations are diverse; Costa *et al.* (1973) define this unit as typical conglomerates deposited in alluvial cones along faults. Quadros *et al.* (1994) characterize this formation as alluvial fans/plains related to strong relief gradients produced by vertical tectonics. Also, restricted alluvial fans are the product of eroded material along the edges of the basin by the repeated reactivation of large rift faults (Oliveira 2000, 2001, Oliveira *et al.* 2001, Oliveira &

Mohriak 2003). The igneous and metamorphic rock basement was reworked at the fault scarps (normal and listric) (Cerri *et al.* 2020). Parente *et al.* (2004) determine the mass flows of volcano-sedimentary rock deposits. The Aprazível Formation has been described as mass flows associated with eruptive activity, characterized as lahars (Parente *et al.* 2004, Pedrosa Junior *et al.* 2015, Pedrosa Junior *et al.* 2017, García *et al.* 2018). This paper will discuss the former in the Aprazível Formation's depositional model.

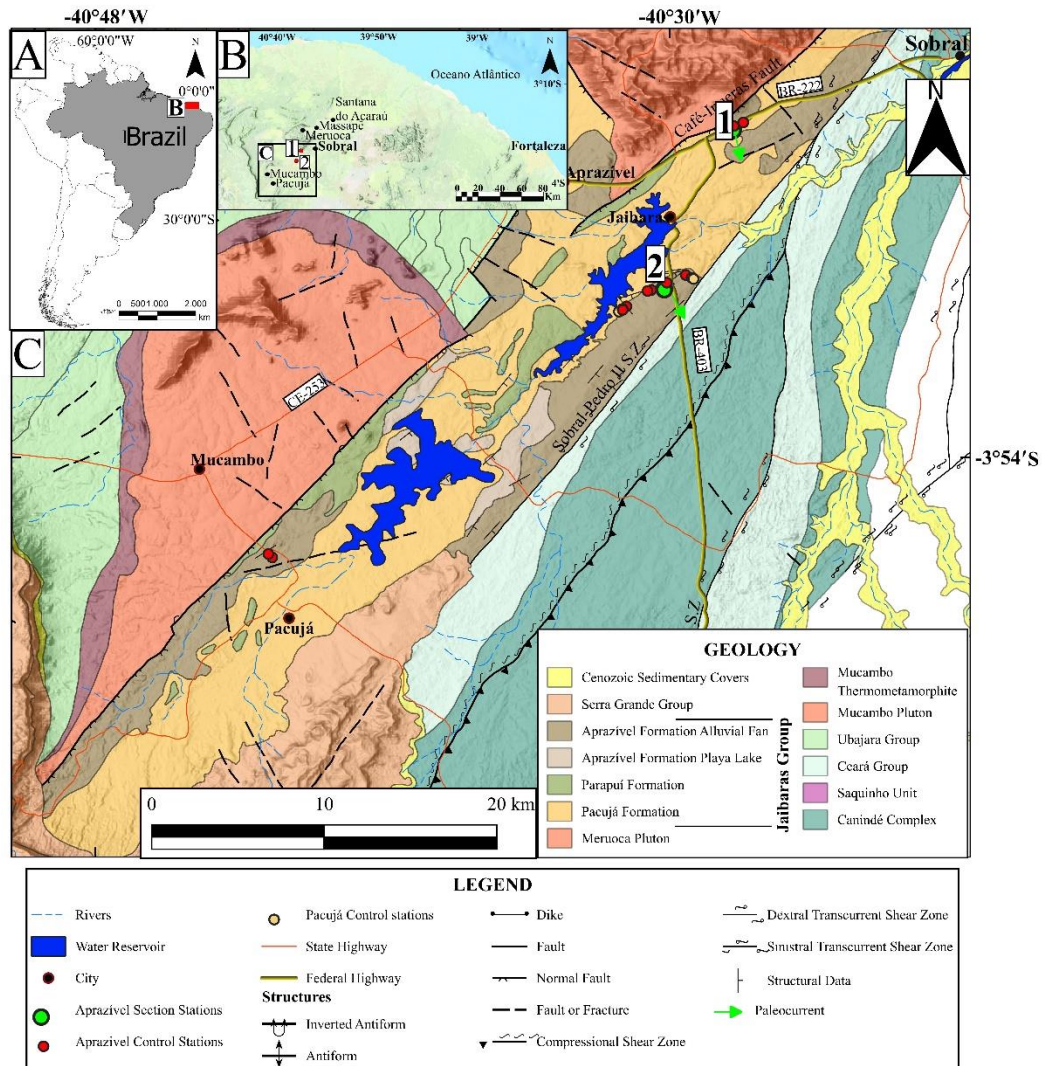


Fig. 0-1. Geological and location map of the Aprazível Formation and the Jaibaras Graben. A) Map of South America with emphasis on Brazil. B) Map of the NW portion of the State of Ceará, Brazil, highlighting the location of the study area. C) Geological map of the study area, showing the location of the control stations, sampling, and construction of stratigraphic profiles. Modified from (Pineo *et al.* 2020)

The Aprazível Formation exhibits tectonic and discordant contacts with the Meruoca and Mucambo granite plutons as well with the underlying units of the Pacujá Formation and Parapuí Formation (Fig. 3-1C). Provenance studies have revealed detrital zircon grains from  $491 \pm 8$  Ma (Furongian), which confirms the Cambrian age as well as ages of 509-527 Ma for rhyolite dykes that cut through this unit related to Parapuí magmatism (Cerri *et al.* 2020, 2021). Provenance ages of 433-419 Ma for the Ipu Formation, the base of the Serra Grande Group of

the Parnaíba Basin, attest to an erosional interval of several million years (15 to 76 Ma) until the establishment of the intracratonic Paleozoic basins. This age interval is validated by the presence of granite clasts from Meruoca ( $532 \pm 7$  Ma) and Mucambo (514-542 Ma) (Cerri *et al.* 2020).

## MATERIALS AND METHODS

### **Facies analysis**

The facies description was carried out in outcrops from two localities (Figs. 3-1C and 3-2). This description was based on the methodology proposed by Walker & James (1990, 1992) and Miall (1985) for alluvial systems. The facies were individualized, describing the rock bodies according to their lithological features, indicating mineralogical composition, geometry, texture, sedimentary structures, fossil content, and paleocurrent patterns. The variety of sedimentary facies were categorized into facies associations (FAs) indicative of depositional paleoenvironments (Miall 1985, Walker & James 1992). In addition, fourteen samples were collected for petrographic studies using different laboratory techniques (Fig. 3-2).

### **Petrographic analysis**

The petrographic analyses of the rocks of the Aprazível Formation were conducted for four different purposes: petrographic classification, mineralogical composition, sedimentary provenance, and diagenetic evolution. Twenty-one thin sections were prepared in the technical laboratory at the Federal University of Pará (UFPA). Some samples were impregnated with a combination of alizarin red-S and potassium ferrocyanide, following Dickinson (1966) methodology to distinguish and determine the iron content of the carbonate cement. Petrographic characterization followed Gazzi-Dickinson's point counting method described by Ingersoll *et al.* (1984), counting 450-500 points per sample. The samples were classified according to Folk *et al.* (1970), thus determining the distinction between sandstones and conglomerates. In addition, the rock samples were texturally and compositionally classified based on Folk (1980) and Zuffa (1985) for sandstones and Limarino *et al.* (1996) for conglomerates. The provenance terranes were defined according to the ternary diagram proposed by Dickinson (1985) based on the mineralogical composition of the sandstones. The characterization and diagenetic evolution were developed following the parameters provided by Ulmer-scholle *et al.* (2014). The petrography was conducted at the Sedimentology and Sedimentary Petrography Laboratory of the GSED Group at UFPA, using a LEICA DM 2700 P microscope with an attached LEICA MC 170 HD camera.

### **Cathodoluminescence analysis**

Cathodoluminescence analyses were performed on polished sections to define the sedimentary provenance of quartz and feldspar, evaluate cementation phases, and determine diagenetic features. This analysis was done at the Cathodoluminescence Laboratory of the UFPA Geosciences Institute, using a Leica DM 4500 P LED optical microscope with Optical cathodoluminescence CL 8200 MK5-2. The system was operated at 15.2 kV beam acceleration voltage, 400 mA electron beam current, and an exposure time of 15.2 sec.

### **Scanning Electron Microscopy**

Scanning electron microscopy with energy dispersive spectroscopy (SEM-EDS) analyses were carried out on polished petrographic sections polished and metalized with copper and two grains of rock metalized with gold to help identify and describe the mineral phases and obtain elemental mineral compositions. This analysis was performed at the Mineral Analysis Laboratory of the Belém Superintendence (LAMIN-BE) of the Geological Survey of Brazil (CPRM). On the LS15-Zeiss SEM model, under high vacuum conditions ( $3.0 \times 10^{-5}$  mPa), was used to obtain backscattered electron (BSE) and secondary electron (SE) images, and EDS data obtained at a working distance of 8.5 mm, with a voltage of 20Kv and an arrival current of 10 nA.

### **Mineralogical and major elemental composition**

X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF) analyses were developed on fourteen samples. These analyses were performed at UFPA's Mineral Characterization Laboratory using PANalytical's EMPYREAN X-ray diffractometer. The XRD analysis conditions were 3 to 90° 2 $\theta$  scan, 40 kV, 35 mA, a step size of 0.02° 2 $\theta$ , and a time/step of 30s. The analyses were conducted by X-ray Fluorescence Spectrometry, using a sequential WDS spectrometer, model Axios Minerals by PANalytical, with a ceramic X-ray tube, rhodium (Rh) anode, and maximum power level of 2.4 kW.

## **RESULTS**

### **Depositional facies and paleoenvironments**

The faciological analysis allowed the individualization of twelve descriptive facies in the outcrops of the Aprazível Formation (Table 1). These facies which were grouped into three FA representative of an alluvial fan system: Sheet flow (FA1), Braid Plain (FA2), and Ephemeral Lake (FA3) (Table 2, Fig. 3-2). To facilitate the citation of the facies, was used the symbology proposed by Miall (1985).

Table 1. Descriptive facies in the outcrops of the Apazível Formation.

Facies Code	Facies	Lithology	Description	Geometry and Sedimentary Structures	Process
Cm	Massive Conglomerate (Cm)	Conglomerate. Gravel (59%), Coarse Sand (16%).	Polymictic, clast-supported, poor to moderate sorting, and subangular grains with medium-low sphericity. Clasts of granule, pebble, and cobble-sized and medium- to coarse-sandy matrix. Contains clasts of quartz (13%), feldspars (15%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (69%).	5 m-thick beds, eventually tabular beds of 1m average thickness. Constituting the base of fining-upward cycles. Massive Bedding. Generally, the lower contact is irregular, and the upper is gradational.	Low-strength of pseudoplastic debris flows deposited from viscous laminar flows.
Cp	Parallel Planar Stratified Conglomerate (Cp)	Conglomerate. Gravel (42%), Coarse Sand (20%).	Clast-supported, polymictic, with moderate sorting. Clasts of granule, pebble, and cobble sized, subrounded with good sphericity, and medium- to coarse-sandy matrix. Contains clasts of quartz (17%), feldspars (22%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (54%).	Beds of 20 cm and 1.5 m-thick, with incipient parallel planar stratification (crude horizontal), and orientated clasts. Constituting the base of fining-upward cycles. Irregular contacts (Upper - lower).	Unidirectional flows in the lower flow regime.
Scm	Massive Coarse (Conglomeratic) Sandstone (Scm)	Sandstone. Sand (93%).	Medium to very coarse-grained sandstone (32% to 39%) and granule to pebble-sized clasts (4%). Fragments with moderate sorting and subangular grains with medium sphericity. Contains clasts of quartz (28%), feldspars (34%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (32%).	0.7 m average thickness of tabular beds with massive bedding. Constituting the top of fining-upward cycles. Generally, the lower contact is net-gradational, and the upper is irregular.	Liquefaction of sediment owing to sudden shock shortly after deposition destroys original stratification.
Sgc	Gradational Sandstones with base conglomerates (Sgc)	Sandstone. Sand (68%), Gravel (30%).	Diverse-grained, from fine to very coarse sandstone with fragments of gravel size (granule). Clast-supported, with moderate sorting, and subangular grains with medium sphericity. Contains clasts of quartz (19%), feldspars (33%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (39%).	0.7 m average thickness reaching 1.2 m of tabular beds. Gradational with a progressive upward reduction in grain size. Constituting complete fining-upward cycles. Irregular contacts (Upper - lower).	Decelerating current, with coarsest particles falling to the bed first. Caused by long-term changes in discharge and sediment load related to seasonal variability.
Scp	Parallel Planar Stratified Conglomeratic Sandstone (Scp)	Sandstone. Sand (67%), Gravel (29%).	Medium to very coarse-grained sandstone (14% to 40%) also contains granule-sized clasts. Fragments have moderate to poor sorting and subrounded grains with good sphericity. Contains clasts of quartz (19%), feldspars (22%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (54%).	Tabular beds of 15 cm to 50 cm-thick, with parallel planar stratification. Constituting the top of fining-upward cycles. The contacts are generally irregular and eventually net (top).	Lower velocities in sediment up to very coarse sand size in the lower flow regime. Dynamic events, such as flash floods, when flow conditions may remain in the critical stage.
Scs	Cross Stratified Sandstones (Scs)	Sandstone. Sand (84%).	Fine to coarse-grained sandstone, also containing granule-size clasts (12%). Fragments with moderate sorting and subrounded grains with good sphericity. Contains clasts of quartz (27%), feldspars (33%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (34%).	0.4 cm average thickness reaching 1.25 m of tabular beds with through cross-stratification. Constituting the top of fining-upward cycles. Irregular contacts (Upper - lower). Isolated granules in foreset dips. Paleocurrent to SE.	Produced by migration of 3D bedforms, mainly ripples and dunes of unidirectional flows, in response to current action.
Sfm	Massive Fine Sandstone (Sfm)	Sandstone. Sand (67%), Mud (33%).	Very fine to medium-grained sandstone, with good sorting, and subangular grains with good sphericity. Contains clasts of quartz (48%), feldspars (28%), plutonic, metamorphic, and volcanic bombs (7%).	~300 m-thick with massive bedding, occasionally with even parallel structure. Upper net contact. Lower angular discordance contacts with the mudstones of the Pacujá Formation. Constituting aggradational cycles.	Liquefaction of sediment; Deposition in conditions of high flow velocity (upper flow regime) and shallow water depth.
Scl	Cross Low-angle Stratified Sandstones (Scl)	Sandstone	Medium to coarse-grained sandstone, composed of quartz (Aprox. 22%), feldspars (Aprox. 18%), lithic fragments, and volcanic bombs (Aprox. 35%).	Wedge morphology of 10-20 cm-thick. Associated with Scp facies.	Accumulation of bedforms in an inclined surface.
Sdf	Sandstones with Deformation Structures (Sdf)	Sandstone	Fine to medium-grained sandstones, composed of quartz (Aprox. 20%), feldspars (Aprox. 30%), lithic fragments (Aprox. 45%), and iron oxides.	Sets of 20 cm-thick, of local deformation of 5 cm-thick.	Plastic deformation or partially liquefied sediments after deposition. Water-saturated environment.
Scr	Sandstone with cross-laminations and plane parallel (Scr)	Sandstone	Composed of quartz grains (Approx. 70%), clay, and iron oxides.	Tabular beds in sets of about 15-20 cm-thick. Rippled surface. Supercritical and subcritical climbing ripples.	Rapid deposition during migration of current ripples in an environment with high suspended sediments.
Pl	Laminated Pelite (Pl)	Pelite	Clay minerals and subordinated quartz grains.	Tabular beds of 20 cm-thick, laminated, upper and lower net contact with Scp facies.	Decantation in low energy environments.
Vb	Volcanic Bombs (Vb)		Basaltic and andesitic volcanic bombs of a variety of sizes ranging from pebble to clast granulation	Irregular edges, fusiform fragments of fiammes, flattened, flame-shaped, stretched, and with pointed ends that occur both in the conglomerate layers and isolated in the sandstone layers.	Explosive magmatic pulses and the ejection of low consolidation particles from the volcanic vent.

Sheet flood deposits (FA1).

The Sheet-flood deposits (intermediate alluvial) represent outcrops up to 4m-thick. They form NE-SW elongated mounds following the direction of the bedding with dips of up to 35° SE, standing out in the topography relative to the finer-grained facies. These deposits are characterized by layers of up to 5 m of polymictic orthoconglomerate (Fig. 3-2) and subordinate sandstone (Massive Conglomerate-Cm, Conglomerate with plane-parallel stratification-Cp, Massive Conglomeratic Sandstone-Scm, and Conglomeratic Sandstone with plane-parallel stratification-Scp; Tables 1 and 2; Figs. 3-2, 3-3A, B). These rocks are generally massive, with a purplish-red color. The layers are laterally continuous for dozens of meters and sometimes amalgamated, with tabular geometry, especially the conglomerate layers tend to wedge laterally (Figs. 3-3A, F, 3-4A, B). The conglomerate (Cm facies) is predominantly orthoconglomerate closed framework, polymictic, and massive, with clasts ranging up to blocks of 80 cm in diameter (Figs. 3-3B, E). The layers are displayed as 5 m thick and 20 cm to 1.5 m layers (Fig. 3-2). The clasts are angular to subrounded and often rounded with high sphericity, especially the blocks (Figs. 3-3D, E, and 3-4C). The clasts are observed imbricated and organized in tabular bedding, marking the base of fining upward cycles, locally with incipient plane parallel stratification (Fig. 3-3D). The clasts composition includes vein quartz, gneiss, andesite, granite, quartzite, medium purplish sandstone, coarse red sandstone, and purplish siltstone. Fragments of granite occur more frequently in some outcrops, while fragments of metamorphic, volcanic, and sedimentary rocks may be predominant elsewhere. The matrix is predominantly sandy with frequent pink feldspar clasts (Fig. 3-4C).

The sandstone is medium to coarse with massive bedding and disseminated sub-rounded clasts in basal layers of up to 70 cm, marking the top of fining upward cycles. The predominant thickness of up to 1 m, which can locally reach 2 m (Figs. 3-2, 3-3A, B, 3-4A, B), sometimes with plane-parallel stratification (Fig. 3-4H) and trough cross-stratification. The fining upward trend has an irregular contact between conglomerate and sandstone facies (Figs. 3-3B, G, and 3-4D). Sub-rounded volcanic clasts with an irregular contour occur in the conglomerate layers and isolated in the sandstone layers (Figs. 3-3C, 3-4G, and 3-5). Angular volcanic fragments up to 3 x 1.5 thick, fusiform, usually flattened to form a flame, stretched and with pointed ends, are also found mainly in sandstone (Figs. 3-5B, E).

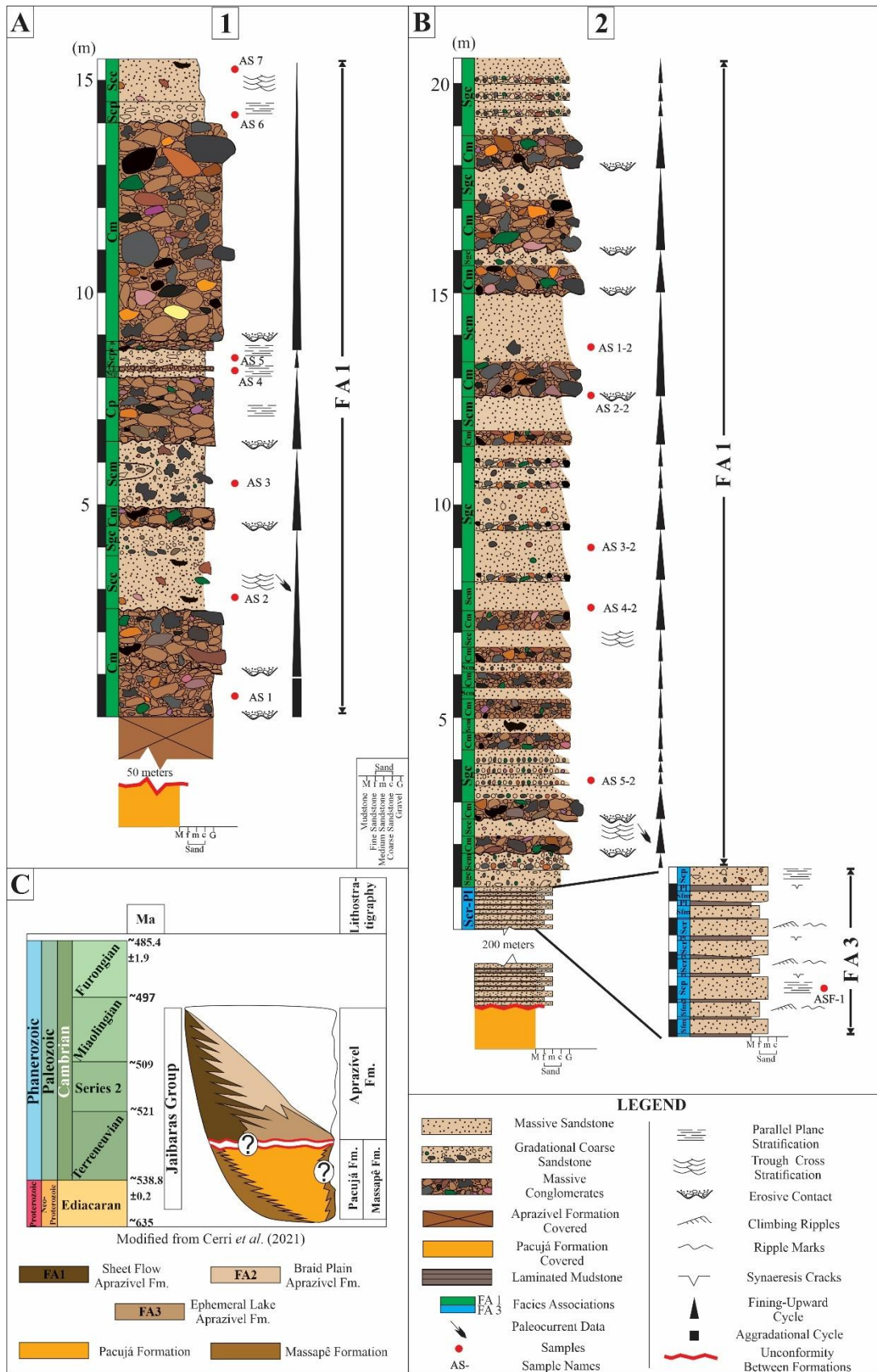


Fig. 0-2. Sedimentological profiles of rocks from the Aprazível Formation. A) Profile of section number 1, showing FA1. B) Profile of section number 2, showing FA1 and FA3. C) Stratigraphic chart proposal of the Jaibaras Group. Location of profiles, see Fig. 3-1. For Samples information see Table 3.

Table 2. Characteristics of the facies associations (FAs) of the Aprazível Formation and interpretation of depositional processes.

Facies Associations / Thickness	Lithology	Texture	Geometry and Sedimentary Structures	Interpretation
<b>Conglomerate and Sandstone (FA1)</b> up to 10 m  <b>Facies = (Cp:</b> Conglomerate with plane-parallel stratification, <b>Cm:</b> Massive Conglomerate, <b>Scm:</b> Massive Conglomeratic Sandstone, <b>Sgc:</b> Gradational Conglomeratic Sandstone, <b>Scp:</b> Conglomeratic Sandstone with plane-parallel stratification, <b>Sec:</b> Sandstone with trough cross-stratification, <b>Vb:</b> Volcanic Bombs).	Conglomerate (60-80%), Coarse Sandstone (20-30%).	Clast-supported, polymictic, poor to moderate sorting. Granule, gravel, and pebbles-sized clasts, subrounded with high sphericity, and medium to coarse matrix with granules. Contains clasts of quartz (13-17%), feldspars (15-22%), plutonic, metamorphic rocks, and volcanic bombs (54-69%).	Massive tabular bodies 5 m thick and layers 20 cm to 1.5 m thick with incipient plane-parallel stratification (roughly horizontal). Forming the base of fining upward cycles. Locally irregular to channelized bases. Generally, the lower contact is irregular, and the upper contact is gradational.	<b>Sheet Flow (FA1)</b>  Sheet flow sedimentation in low-resistance viscous pseudoplastic gravitational flows. Unidirectional flows in a lower flow regime. Evidence of deceleration of current processes. Sedimentation was concomitant with explosive magmatic pulses and the ejection of low consolidation particles from the volcanic vent.
	Sandstone (70-90%), Conglomerate (0-30%).	Very coarse to medium-grained sandstone, with granule to pebble-sized clasts. Fragments with moderate sorting and subangular grains with moderate sphericity. It contains clasts of quartz (19-28%), feldspars (22-34%), plutonic, metamorphic rocks, and volcanic bombs (32-54%).	Massive tabular beds with a normal gradation of 0.7 m thick and plane-parallel stratification of 0.35 m thick form the top of fining upward cycles. The lower contact is generally irregular, sometimes net-gradational, and the upper contact is irregular.	
<b>Sandstone and Conglomerate (FA2)</b> up to 10 m  <b>Facies = (Sep:</b> Conglomeratic Sandstone with plane-parallel stratification, <b>Scl:</b> Sandstone with low-angle cross-stratification, <b>Cm,</b> <b>Sgc, Scm, Sec, Sdf:</b> Sandstone with deformational structures, <b>Vb)</b>	Sandstone (70-90%), Conglomerate (0-30%)	Coarse- to medium-grained sandstone containing granule-sized clasts. Fragments with moderate sorting and subrounded grains with high sphericity. It contains quartz clasts (19-28%), feldspars (33%), plutonic, metamorphic rocks, and volcanic bombs (32-39%).	Massive tabular beds with a normal gradation of 0.7 m and an average thickness of 0.4 m, reaching up to 1.25 m thick of layers with trough cross-stratification. Irregular contacts (Upper - Lower), sometimes net-gradational (Lower). Isolated granules in foreset dips. SE paleocurrent direction. Sometimes, parting lineation or ripples on top of layers. Occasionally, convoluted deformation structures and fluid escape or pillow.	<b>Braid Plain (FA2)</b>  Unconfined flows with sporadic longitudinal gravel bars. Deposition on long-term discharge and sediment load changes related to seasonal variability (water level). Migration of 3D bedforms mainly ripples and dunes with unidirectional flows and low-resistance viscous pseudoplastic laminar flows. Episodes of current deceleration. Sedimentation was concomitant with explosive magmatic pulses and the ejection of low consolidation particles from the volcanic vent.
	Conglomerate (60-80%), coarse sandstone (20-30%).	Polymictic, clast-supported, poor to moderate sorting, and subangular grains with medium-low sphericity. Granule, gravel, and pebbles-sized clasts, and medium to coarse matrix with granules. It contains clasts of quartz (13%), feldspars (15%), plutonic, metamorphic rocks, and volcanic bombs (69%).	Massive tabular layers with an average thickness of 1 m. They form the basis of fining upward cycles. Generally, the lower contact is irregular, and the upper contact is gradational.	
<b>Sandstone and Pelite (FA3)</b> up to 100 m  <b>Facies = (Scr:</b> Sandstone with climbing ripples and cross lamination, <b>Pl:</b> Laminated Pelite, <b>Sdf, Scp, Sfm:</b> Massive fine sandstone)	Sandstone (70%)	Fine to medium grain size, with well sorting and subangular grains with good sphericity. It contains quartz clasts (48%), feldspars (28%), plutonic and metamorphic rocks, and volcanic bombs (7%).	Laterally continuous centimetric to decimetric layers. Plane-parallel stratification and supercritical and subcritical climbing ripple cross-lamination predominate. Flat contacts and sometimes convoluted lamination and overburden features. Sometimes ripples linguoids marks at the top of the layers. Occasionally massive.	<b>Ephemeral Lake (FA3)</b>  Subaqueous sedimentation due to unidirectional flow in superior flow regime. Deceleration flow with suspension predominance. Subaerial exposure with desiccation process. Liquefaction process related to compaction.
	Pelite (30%)	Laminated beds with clay and mud.	Millimetric to centimetric laminated layers with clay composition. Random and oriented dissection cracks, incomplete (syaeresis cracks), and complete.	

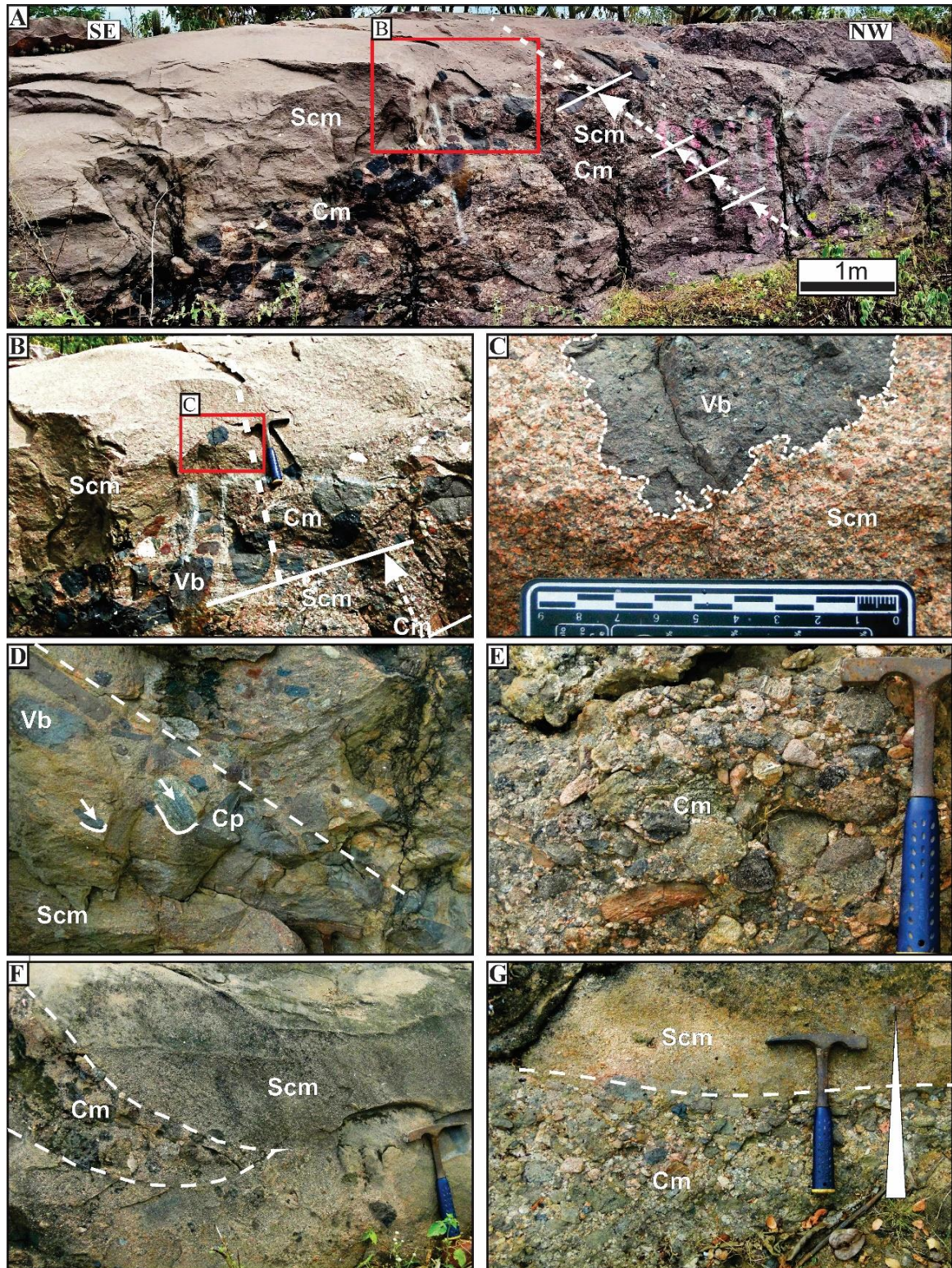


Fig. 0-3. Faciological aspects of FA1. A) The panoramic section depicts the fining upward cycles (arrows) in the tabular layers of the clast-supported polymictic conglomerates and the sandstones with massive bedding. B) Section of fining upward cycle. C) Basalt volcanic bombs with irregular edges in a sandy-conglomeratic matrix rich in pink feldspar clasts. D) Polymictic conglomerates with plane-parallel stratification, the clasts showing imbrication. E) Massive polymictic conglomerates. F) Conglomerate layers tend to wedge laterally. G) Granulometric variation of the layers between conglomerate and sandstone, sometimes amalgamated, where a certain tabularity is suggestive.

### *Interpretation*

The fining upward cycles of metric thickness indicate reduced accommodation space. A lack of gradation between the coarser-grained facies and the finer ones suggests high flow

velocity, abundant sedimentary supply, and high viscosity without granulometric segregation (cf. Miall 2006, Blair & McPherson 2009). The high flow velocity generated massive beds, which was probably associated with the gravitational flow and the abundance of clast composition. The tabular geometry beds and the well-preserved stratification in distinct pairs of coarse and fine conglomerates and sandstone, composed of tens of centimeters to meters in thickness, interpret the fan portion as a Sheet-flood (e.g. Galloway & Hobday 1997, Nichols 2009). Flat layers with plane-parallel stratification suggest deposition by unidirectional flow in the upper flow regime associated with high energy in a reduced water depth (maximum 2 m) (e.g. Galloway & Hobday 1997). This scenario is very similar with the Cambrian alluvial fans in Africa and Southern Brazil, associated with coarse-grained sandstones and sheet floods (Marconato *et al.* 2022, Timothée *et al.* 2024). The sandstone interspersed with conglomerate without transition suggests a probable seasonality, where ebb flow deposits gravel, blocks, and boulders related to gravitational movements, and sandstone forms shallow channels (e.g. Galloway & Hobday 1997, Nichols 2009). Most clasts are rounded, suggesting a high-energy reworking due to gravitational flow (cf. Blair & McPherson 2009). The flat angular clasts are inherited from metamorphic rocks such as foliation. The coarse matrix indicates the flow was energetic enough to keep the fines (clay and silt) in suspension (cf. Tucker 2001, Nichols 2009). The reduced content of clay matrix, closed framework, and imbricated clasts oriented with the flow direction confirms the presence of water in the system where non-channelized areas of intermediate to distal alluvial fan predominated (cf. Nichols 2009). The composition of the clasts, which include a variety of sedimentary, volcanic, and metamorphic rocks, indicates multiple source areas for this alluvial fan succession.

The subrounded volcanic clasts with irregular shapes that occur in the conglomerate and sandstone layers are interpreted as volcanic bombs that represent a mass of molten rock (tephra) formed when a volcano ejects viscous fragments of lava during an eruption (Reading 1996, Nichols 2009, Tadeucci *et al.* 2021). The fusiform fragments of a few centimeters are fiammes also ejected during explosive magmatism. They cool into solid fragments before reaching the ground or can remain loose and hot (>100°C) for months or even years after being deposited (cf. Reading 1996, Nichols 2009). The presence of these fragments suggests that eruptive pyroclastic events eventually supplied the deposition of the intermediate alluvial fan due to gravitational flow or avalanches.

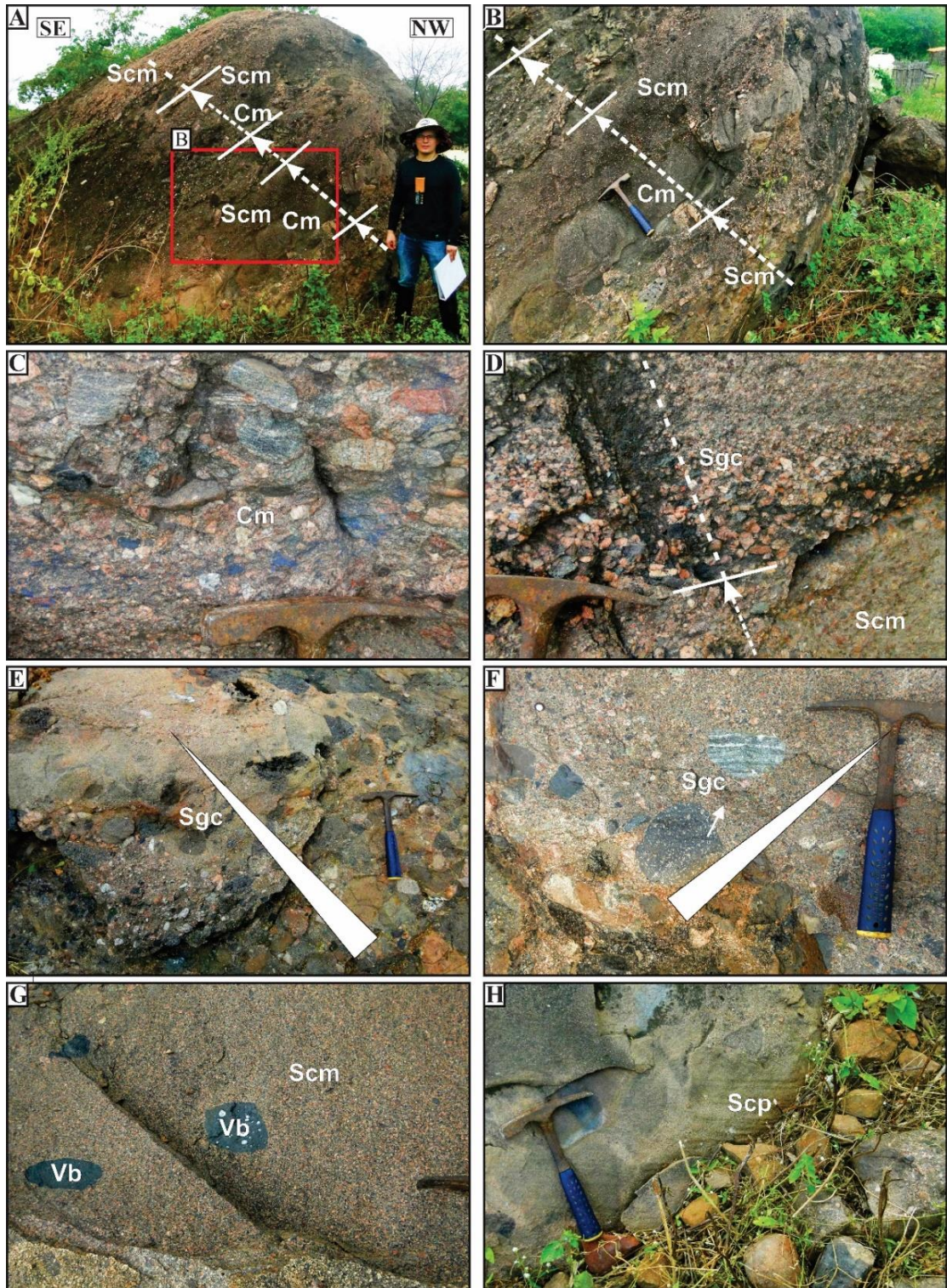


Fig. 0-4. Faciological aspects of FA1. A) Panoramic section of the outcrop with a 35° dip to the SE. B) The section shows the fining upward cycles (arrows) in the tabular layers of the conglomerates, and the sandstones show tabularity. C) Massive polymictic conglomerates of the Cm facies. D) Fining Upward trend, no clear transition between the Cm conglomerate facies and the Sgc sandstone facies. E) and F) Granulometric variation of the layers between conglomerate and sandstone, sometimes amalgamated. G) Medium to coarse sandstone with massive bedding, disseminated clasts, and volcanic bombs. H) Medium sandstone showing plane-parallel stratification.

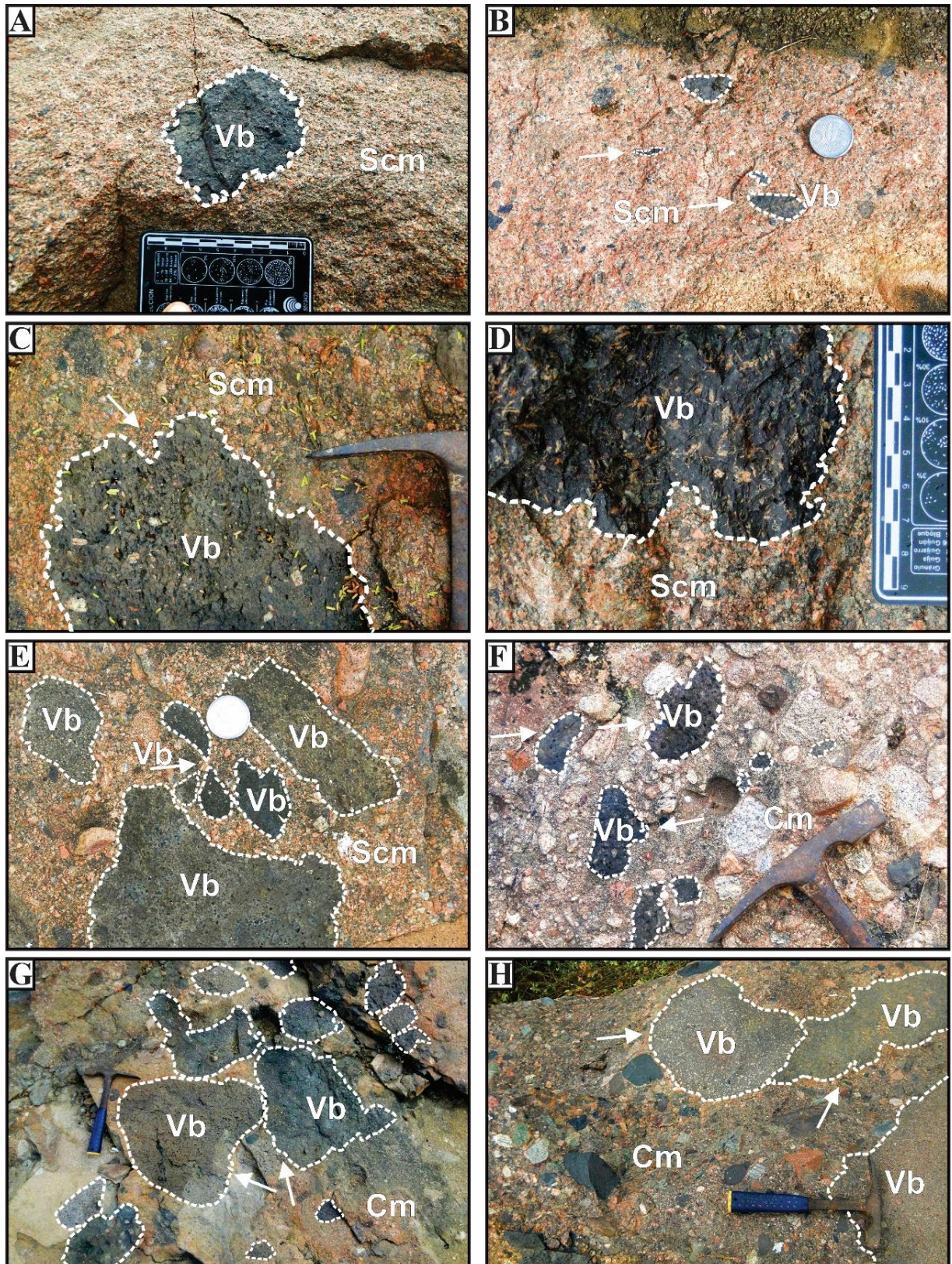


Fig. 0-5. Faciological aspects of Facies Vb, present in associations FA1 and FA2. A) Basalt volcanic bombs with irregular edges in massive sandstone facies Scm. B) Fusiform fragments of fiammes (yellow arrows) ejected during explosive magmatism in massive sandstone of the Scm facies. C) and D) Irregular edges of the bombs, invaded mainly by the clastic matrix of the sandstones of the Scm facies. E) Fusiform fragments of fiammes (arrow) and volcanic bombs of varied sizes. F), G), and H) Basalt volcanic bombs of pebble to clast granulation with irregular edges in the conglomerates of the Cm facies.

### Proximal Braid Plain (FA2).

The braided plain deposits (distal alluvial) are composed of fine- to coarse-grained red to purplish sandstone with plane-parallel stratification, locally forming strata with low-angle cross-stratification, and imbrication of pebbles (Figs. 3-6A, C). The cross-stratification sets reach up to 50 cm in thickness, alternating with flat strata that are occasionally marked by parting lineation. At the same time, cross-lamination occurs at the top of the layers, sometimes composing the internal structure of ripple marks (Fig. 3-6C). Granules and pebbles, up to 30 cm in diameter, scattered or isolated, frequently occur in the sandstone. Subangular to subrounded and similar in composition to the conglomerate facies, which includes vein quartz, granite with oriented minerals, volcanic bombs, purplish siltstone and finely stratified purplish sandstone (Fig. 3-6B). The sandstone is often found massively interspersed with conglomeratic levels (lags) up to 20 cm thick, moderately sorted, polymictic within normal graded successions (Figs. 3-2 and 3-6H). Sub-angular to sub-rounded clasts predominate over rounded ones, often imbricated following stratification. Deformational structures occur in sandstone facies, generating massive bedding, convoluted lamination, and fluid escape or pillar structure. (Figs. 3-6E, G). Like the previous association, it has subrounded volcanic clasts with an irregular contour, which occur both in the conglomerate and sandstone (Figs. 3-5 and 3-6B).

### *Interpretation*

Sandstone interbedded with conglomerate suggests a probable seasonality, where during ebb, the rudite facies are deposited by gravitational flow (avalanche) and the sandy portion by shallow channels (cf. Walker & James 1992, Miall 2006). The alluvial fans along the flanks of the mountains drain into a sandy braid plain (Miall 2006), particularly in semi-arid environments, which are deposited by a series of individual parallel shallow ephemeral flows (Reading 1996, Nichols 2009). These deposits are characterized by tabular sandy bodies up to several meters thick consisting of sand with mainly plane-parallel stratification (cf. Walker & James 1992). Sandy and gravel bars accumulate as inclined parallel layers with imbrication. Low-angle stratification in the longitudinal bars with low relief and migration forms represents a lower flow regime (cf. Walker & James 1992, Nichols 2009). The deposits of conglomeratic levels are formed of migrating gravel bars in braided channels that form cross-stratified beds of granules (Nichols 2009). In the alluvial plain, the braided channels repeatedly migrate position in an extensive region of sand and gravel deposits. The nonexistence of vegetation until the Silurian indicated that braid plains were unconfined during the Cambrian, not leading to stabilize the channel banks (cf. Walker & James 1992, Nichols 2009, Muhlbauer *et al.* 2020, Marconato *et al.* 2022, Timothée *et al.* 2024). These braid plains were developed in a high

sedimentary supply area with several broad, shallow channels and bars dominated by downstream avalanche-face progradation (Miall 1977, 1985). The source system is an alluvial fan associated with volcanoes, with dominant feeding processes such as ephemeral mass flows, landslides, and stream floods, with an extensive feeder system laterally with multiple sources (Reading 1996). The origin of convolute lamination may be attributed to rapid sedimentation, loading contemporaneous with deposition, leading to the escape of fluids and consequent deformation of the rock's internal structure (cf. Lindholm 1987).

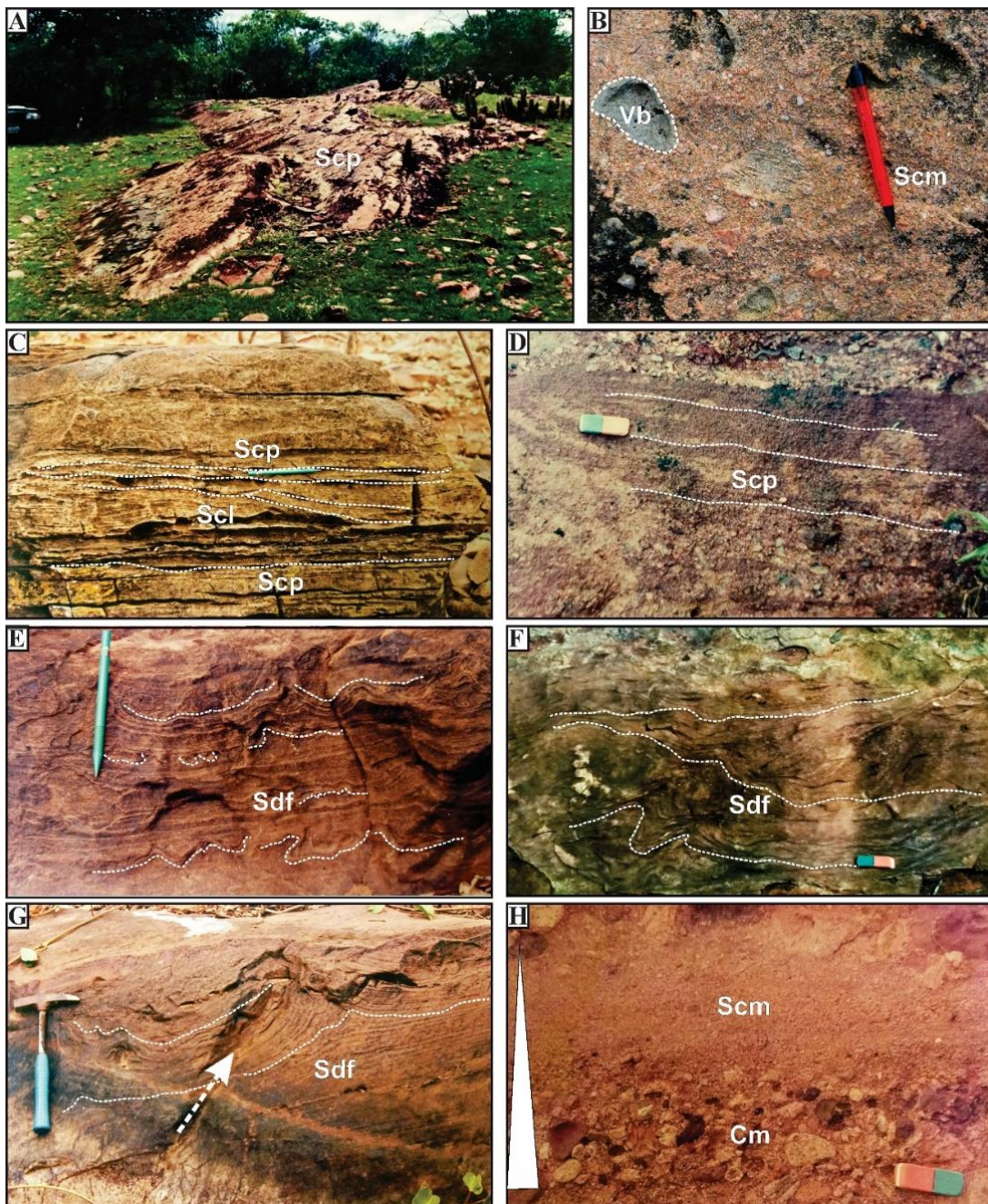


Fig. 0-6. Faciological aspects of FA2. A) The panoramic section presents the fine- to coarse-grained sandstone facies. B) Red to purplish fine- to coarse-grained sandstone with polymictic granules, pebbles, volcanic bombs, and rock fragments. C) Fine- to medium-grained sandstone with plane-parallel stratification, forming strata with low-angle cross-stratification. D) Fine to medium sandstone with plane-parallel stratification. E) and F) Medium to coarse-grained sandstones with convoluted bedding. G) Sandstone with pillar-type fluid escape structure. H) Sandstone intercalated with conglomeratic levels (lags) up to 20 cm thick, with a tendency towards bimodality and polymictic within normal graded successions.

### Ephemeral Lake (FA3).

Ephemeral Lake deposits are found in the innermost part of the Jaibaras Basin. It occurs in slabs with discontinuous exposures to the south-southeast of the town of Jaibaras (Fig. 3-1C), generally forming geomorphologically lowered areas where sandstone intercalated with pelite predominates (Figs. 3-2, 3-7A, and 3-8A). The sandstone is fine to medium, with subrounded to subangular feldspathic grains forming centimetric layers where plane parallel lamination to massive, supercritical and subcritical climbing-ripple cross lamination (Figs. 3-7A, C, and 3-8B). These deposits sometimes show small-scale trough cross-stratification and convoluted lamination locally (Fig. 3-7A). The sandstone occasionally shows clay drapes in the foresets. On the surface of the sandstone occur layers of linguoid ripple marks (Fig. 3-7B). The pelite is laminated in centimetric layers, and frequently, they appear discontinuous, random, and oriented desiccation cracks (Fig. 3-8C). The contacts between the facies are planar and sometimes show overburden.

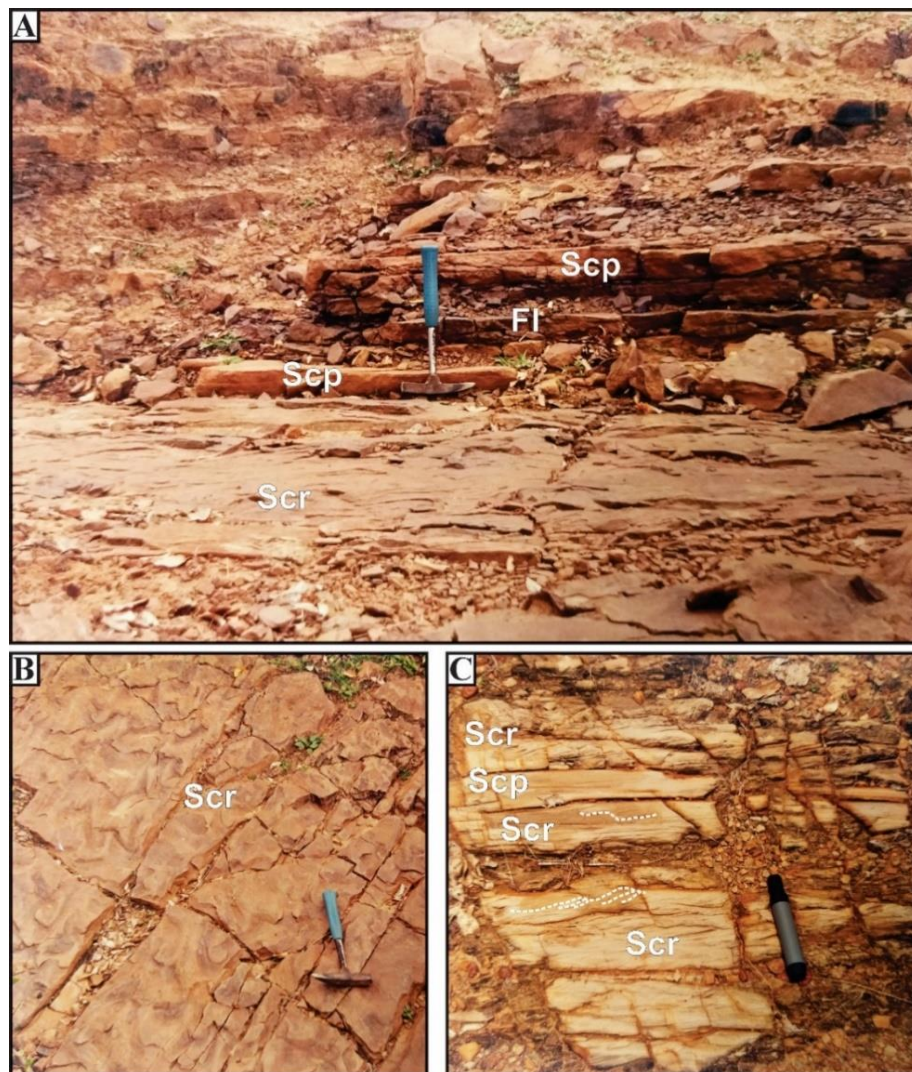


Fig. 0-7. Facies aspects of FA3. A) Sandstones with planar-parallel stratification, centimetric to decimetric, intercalated with centimetric to millimetric laminated pelites, with climbing-ripple cross-lamination at the base. B) Wavy sinuous ridge marks (linguoids) at the top of the layers. C) Sandstones with parallel plane stratification and climbing-ripple cross-lamination.

*Interpretation.*

In semi-arid environments, alluvial fans can pass downslope in desert environments with internal drainage, accumulating mainly in ephemeral lakes and on very long floodplains from flood waters carried into the basin after exceptional rains (cf. Reading 1996, Boggs 2006). The sandstone intercalated with pelite suggests a rhythmic deposition under subaqueous conditions, with a decrease in energy towards the top of the layers. This succession was probably generated in an ephemeral lake environment with periods of subaerial exposure, evidenced by the presence of pelitic levels with mud cracks (cf. Lindholm 1987). Large bodies of water that dry up periodically (probably ephemeral lakes) occur in semi-arid environments, where rainfall is low and the evaporation rate is high (cf. Nichols 2009). The massive appearance of the sandstone layers is interpreted as the product of rapid deposition from sediments and through the deposition of suspended particles, alternatively, as the product of intense fluidization that has destroyed the internal structure of the rock (e.g. Lindholm 1987, Nichols 2009, Collinson *et al.* 2006). Due to subaerial exposure from the ephemeral body of water gradually reduces its volume, and the area of the lake begins to shrink, leaving areas of exposed shore where desiccation cracks can form in the mud as it dries out (Nichols 2009). Tropical aridity leaves a record of predominantly alkaline sedimentation or ephemeral lakes (Galloway & Hobday 1997).

Plane-parallel lamination and partition lineation characterize tractional processes, deposition by subaqueous currents on a plain with a low water level (maximum 2 m) (Lindholm 1987, Galloway & Hobday 1997). The ripple marks on the top of the sandstone layers and the climbing-ripple cross-laminations may indicate changes in the rate of sediment supply caused by changes in flow conditions (cf. Lindholm 1987, Collinson *et al.* 2006). Pelite is deposited during periods of calm from the decantation of fine sediments (e.g. Reading 1996, Walker & James 1992). This sequence over an extensive area and the general scarcity of coarse-grained facies indicates that the sediments accumulated in an area of low topographic relief (Reading 1996). The origin of convolute lamination is uncertain. An important mechanism may be differential liquefaction, attributed to rapid sedimentation and contemporaneous loading with deposition, leading to the escape of fluids and consequent deformation of the rock's internal structure (cf. Lindholm 1987).

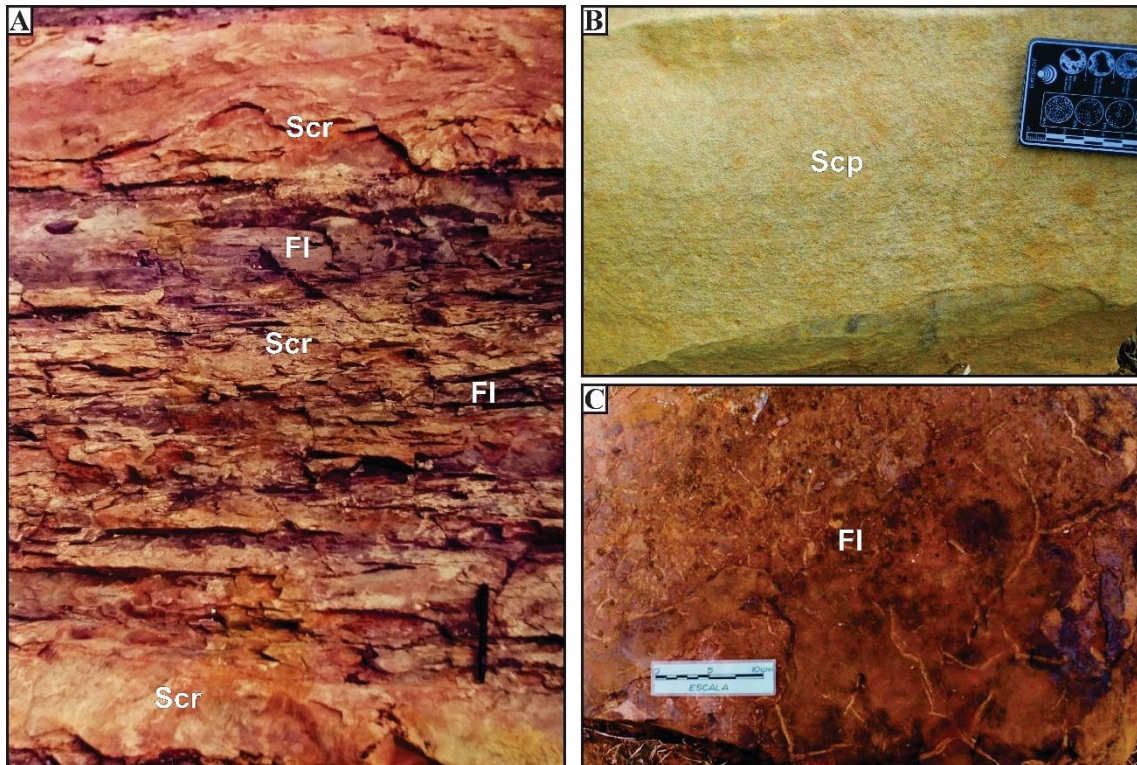


Fig. 0-8. Faciological aspects of FA3. A) The section shows fine- to medium-grained sandstone intercalation with laminated pelite and climbing-ripple and plane-parallel lamination structures. B) Fine to medium sandstone with parallel plane stratification. C) Random and oriented, incomplete contraction cracks (synaeresis cracks).

### **Conglomerate and sandstone petrography.**

Under the microscope, the rock samples from the Aprazível Formation studied are classified texturally and compositionally according to the point count method (Table 3). Getting that 38% are conglomerates and 62% are sandstones according to Folk *et al.* (1970) diagram (Fig. 3-9A). The sandstones are classified as arkose (31%), lithic arkose (46%), and feldspathic litharenite (23%) following Folk (1980) (Fig. 3-9B), the latter of which can be classified as volcanic sandstone to sedarenite (Folk 1968). The components are mainly extrabasinal (Zuffa 1985) (Fig. 3-9C). According with Limarino *et al.* (1996) diagram, the conglomerates were classified as lithic clast-orthoconglomerates (37.5%) and polymictic clast-orthoconglomerates (62.5%) (Fig. 3-9B).

The sandstones of the Aprazível Formation have a grain size of very fine to coarse sand, with granules. According to texture, sandstones are sub-mature to mature transition, with moderate to well sorting (Folk 1980). The grain roundness of the grains cannot always be analyzed due to the syntaxial overgrowth of quartz and feldspar, which masks the boundary between grain and cement, especially in coarse sandstone. In general, the particles are predominantly subangular to subrounded, with low and high sphericity (mainly subelongate-sub-spherical), according to the scale of Pettijohn *et al.* (1973). The composition of these

sandstones is represented, on average, by rock fragments (36%), feldspar (31%), quartz (27%), titanite (1.53%), ferroan calcite (1%), chlorite (0.5%), apatite (0.36%) and epidote (<0.5%) (Table 3).

The conglomerates are pebble and granule-grained, with a medium to very coarse sand matrix, according to the classes on the Udden-Wentworth grain size scale. They are texturally submature, with poor to moderate sorting (Folk 1980). The grains are predominantly subangular to round, with low and high sphericity (mainly subelongate-sub-spherical), under the scale of Pettijohn *et al.* (1973). Its composition is represented, on average, by rock fragments (65%), feldspar (17%), quartz (14%), titanite (0.8%), ferroan calcite (1%), chlorite (0.4%), apatite (0.1%) and epidote (<0.1%) (Table 3).

Table 3. Point count for the samples from the Aprazível Formation.

Sample	Facies	Qm	Qp	Pl	Fk	Ls	Lm	Lp	Lv	La	Ttn	CCal	CChl	Ap	Ep	Opq	Bt	Ms	Matrix	Pse	Total
AS 1-2	Scm	28.3	2.2	5.8	24.6	4.6	4.0	8.0	17.2	0.4	2.0	2.2	0.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
AS 2-2	Cm	17.4	2.2	2.8	23.2	3.4	4.6	20.6	21.6	0.0	1.4	1.2	0.4	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	1.0	0.0	100.0
AS 3-2	Sgc	18.6	0.8	4.6	28.3	3.2	2.6	2.0	30.3	0.6	2.4	2.6	1.0	0.0	0.0	0.6	0.6	0.0	1.8	0.0	100.0
AS 4-2	Scm	27.0	0.0	5.6	24.0	12.8	9.4	11.4	3.4	0.8	1.4	1.8	0.2	0.4	0.0	1.2	0.0	0.0	0.4	0.2	100.0
AS 5-2	Cm	8.6	0.0	1.0	6.8	52.3	4.8	21.4	0.8	0.0	0.8	0.2	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	3.0	0.0	100.0
AS 1	Cm	8.8	1.4	1.2	9.2	0.6	0.0	2.4	74.3	0.4	0.2	0.8	0.4	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	100.0
AS 2	Sec	23.0	1.8	4.8	25.7	2.4	1.2	22.2	12.0	0.0	1.8	1.2	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	3.6	0.0	100.0
AS 3	Scm	20.6	5.4	7.6	34.9	1.0	1.6	5.8	16.0	0.0	2.8	0.6	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	0.0	100.0
AS 4	Cp	14.6	2.8	2.0	20.4	1.4	7.2	26.5	17.4	1.4	1.0	2.0	0.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	100.0
AS 5	Scp	20.4	3.0	3.4	21.2	1.8	1.8	9.6	34.5	0.0	0.8	0.4	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	100.0
AS 6	Scp	12.0	1.8	2.6	16.6	1.8	1.2	28.6	29.4	0.0	0.6	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100.0
AS 7	Sec	23.6	5.0	7.6	28.3	1.2	0.6	8.4	20.8	0.0	0.2	0.0	1.0	0.4	0.2	0.0	0.2	0.0	2.4	0.0	100.0
ASF1	Sfim	48.3	0.0	3.0	25.3	1.8	1.8	1.6	1.8	0.0	1.8	0.0	0.8	2.0	0.0	1.8	0.0	0.0	10.0	0.0	100.0
Ponto A	Cm	24.4	0.0	1.8	4.2	48.9	4.2	0.8	1.0	1.4	0.2	0.0	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	12.6	0.0	100.0
B3	S	47.3	0.0	3.8	27.9	3.8	1.2	1.6	2.8	0.0	2.4	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	0.0	100.0
A72	C	8.8	1.2	5.0	7.6	0.8	25.6	33.2	8.4	0.0	1.0	0.4	2.6	0.0	0.0	1.6	0.0	1.2	0.4	2.2	100.0
A64	S	16.8	2.6	7.6	12.2	12.0	9.2	19.8	10.2	1.4	1.4	0.4	1.2	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	0.8	2.6	100.0
S-14	S	33.0	0.4	3.6	19.2	17.2	4.6	1.4	9.4	1.2	1.2	0.8	1.2	0.0	0.0	0.0	1.0	2.2	0.0	3.6	100.0
S-6-1	S	46.9	0.3	8.6	20.0	8.9	3.7	0.0	3.4	2.0	1.1	0.3	0.6	0.0	0.0	0.3	0.0	0.6	0.6	2.9	100.0
A1A	C	-	-	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100.0
A86	S	54.5	0.0	13.5	25.1	1.3	0.3	0.0	0.3	0.0	2.3	0.0	0.7	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	1.0	100.0

Qm: Monocrystalline Quartz; Qp: Polycrystalline Quartz; Fk: Potassic Feldspars; Ls: Sedimentary Lithics; Lm: Metamorphic Lithics; Lp: Plutonic Lithics; Lv: Volcanic Lithics; La: Lithics; Ttn: Titanite; CCal: Carbonate Cement; CChl: Chlorite Cement; Ap: Apatite; Ep: Epidote; Opq: Opaque Minerals; Bt: Biotite; Ms: Muscovite; Pse: pseudomatrix.

In the studied samples, volcanic and plutonic fragments are predominant. The average occurrence of the rock fragments are volcanic (basalts and andesites) (23%), plutonic (granite) (15%), sedimentary (sandstones, siltstones and pelites) (9%), metamorphic (quartzite, gneiss, phyllite, schist) (4%) (Table 3). The heavy minerals observed are epidote, apatite (fluorapatite), tourmaline, amphibole, hematite and rutile. Matrix is rare in sandstone and is found in rocks with many crushed lithic fragments related to pseudomatrix, generally from volcanic, siltstone-pelite, and clay minerals.

Provenance of the sandstone.

The thirteen sandstone samples correspond to tectonic provenance environments such as dissected arcs (38%), basement uplifts (38%), and transitional continental environments (15%) (Fig. 3-9D). Following Dickinson's (1985) proposal, these samples indicate zones of

fault-bounded basement uplifts along incipient rifts in adjacent linear grabens or pull-apart basins. These tectonic features present penecontemporaneous volcanic and igneous plutonic rock associations (Dickinson 1985).

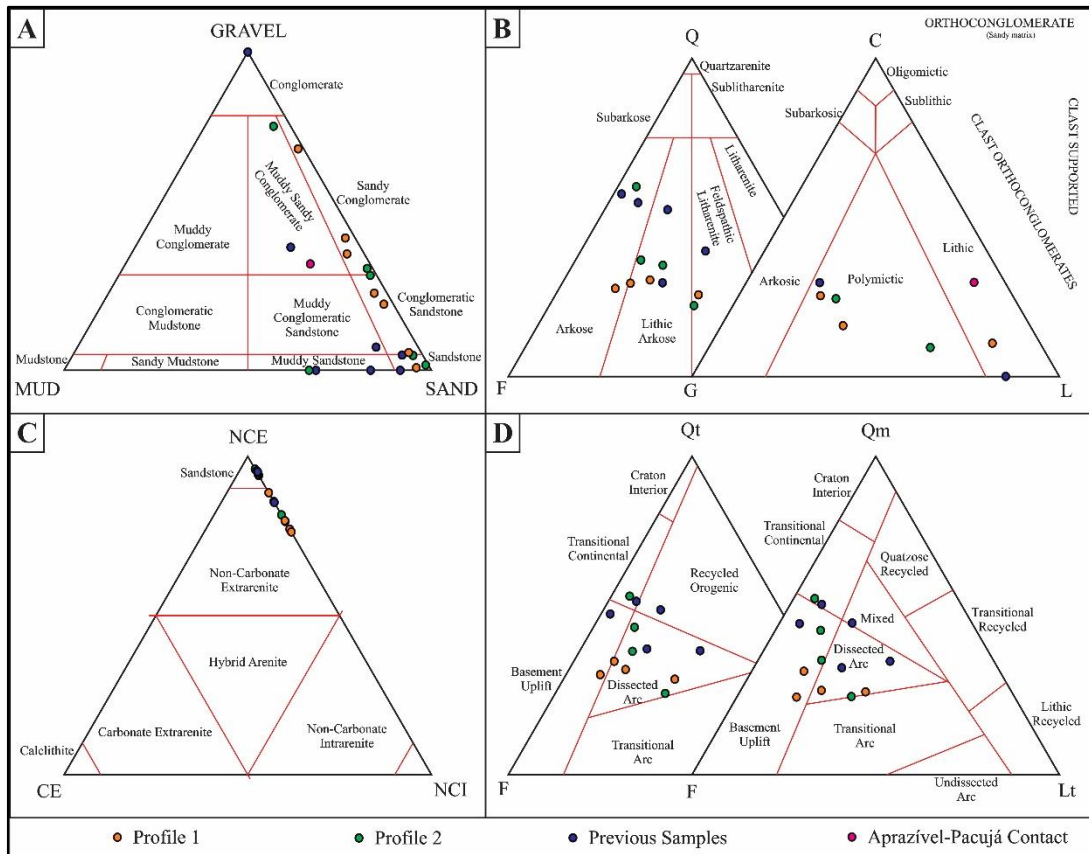


Fig. 0-9. Classification diagrams. A) Textural according to Folk *et al.* (1970). B) Compositional of sandstones based on Folk (1980) and compositional and textural of conglomerates following Limarino *et al.* (1996). C) Compositional of sandstones according to Zuffa (1985). D) Terrain of provenance according to Dickinson (1985). Q: Quartz; F: Feldspar; C: Quartz+Chert+Quartzite; G: Granite+Gneiss+Feldspar; L: Remaining lithics; NCE: Non-Carbonate Extrabasinal; CE: Carbonate Extrabasinal; NCI: Non-Carbonate Intrabasinal; Qt: Total Quartz; Qm: Monocrystalline Quartz; Lt: Total Lithics.

#### DRX and XRF data.

The XRD results had similar mineral composition, mainly comprising quartz, albite, K-feldspar, hematite, titanite, clinocllore, and calcite, with traces of zeolites, phillipsite. Major elements from XRF in the form of oxides are shown in Table 4. SiO<sub>2</sub> varied from 51.75% to 68.82%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 11.81% to 14.71%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 3.11% to 12.41%; Na<sub>2</sub>O 1.8% to 4.64%, CaO from 1.38% to 4.11%, MgO from 0.67% to 3.98%, TiO<sub>2</sub> from 0.57% to 2.30%, K<sub>2</sub>O from 2.17% to 3.82%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> from 0.2% to 2.06%, and the Loos of Ignition (LOI) from 2.12% to 3.73%. The dominance of SiO<sub>2</sub> (average 64.30%) is associated with the occurrence of quartz grains in several forms, such as monocrystalline and polycrystalline. Also, K-feldspars and plagioclases could contribute to the high SiO<sub>2</sub>, corroborating the petrographical description. Samples from the Aprazível Formation are primarily enriched in SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and are related mainly to the occurrence of quartz, feldspars, and subordinated clay minerals. The

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content could be associated with the occurrence of chlorite and iron oxides and the content of the basaltic rock fragments. The CaO is associated mainly with the ferruginous calcite. Titanite explains the occurrence of TiO<sub>2</sub> as an authigenic material.

Table 4. Major element contents (wt %).

Sample/ Composition	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
AS-1M	51.75	14.71	12.41	4.63	4.11	2.64	2.3	2.17	2.06	3.21
AS-2	67.99	12.70	3.87	4.35	2.10	1.14	0.8	3.53	0.65	2.86
AS-3	68.82	12.27	3.11	4.64	3.05	0.67	0.65	3.61	0.47	2.71
AS-4	62.44	13.64	6.37	4.02	2.72	2.82	1.05	3.82	0.63	2.49
AS-5	65.31	13.85	5.22	4.23	1.43	2.23	1.02	3.58	1.01	2.12
AS-6	62.51	14.48	7.32	4.37	1.38	2.07	1.53	3.22	0.73	2.39
AS-7	65.99	11.81	5.43	4.49	3.35	1.35	1.09	3.07	0.59	2.83
ASF-1	62.45	14.11	6.05	3.30	1.56	3.98	0.93	3.51	0.38	3.73
Ponto A	67.79	13.10	4.85	1.80	3.30	1.32	0.67	3.26	0.20	3.71
AS-1-2	67.08	12.13	4.1	3.97	2.33	2.29	0.73	3.53	0.42	3.42
AS-2-2	65.71	13.34	3.99	4.16	2.29	2.39	0.75	3.73	0.40	3.24
AS-3-2	59.28	14.62	5.76	4.35	3.46	3.67	1.14	3.75	0.66	3.31
AS-4-2	68.35	12.05	3.6	3.79	2.46	1.83	0.57	3.47	0.27	3.61
AS-5-2	64.69	14.7	3.97	4.35	1.41	3.04	0.65	3.35	0.37	3.47

### Diagenetic products.

The original composition and texture were partially modified by a series of processes, including mechanical compaction, cementation, replacement and dissolution of grains, and authigenesis.

#### Compaction and pressure-solution.

Fractures and reorientation in some grains, especially quartz and feldspars, in the form of fissures and brittle cracks (Figs. 3-10A-D). The fractures are mainly filled with calcite, sometimes they cut the mineral completely edge to edge (25-250 $\mu$  long) (Figs. 3-10A, D), some of them are like an incision (Fig. 3-10B). In addition, the occurrence of Boehm lamellae from compressive stress (Fig. 3-10B). The contact between the grains varies between the samples, most of which show sutured and concave-convex types, mainly showing tight packing (Figs. 3-10F, G). The occurrence of tangential contacts is less representative. Other evidence of compaction includes the bending of flexible grains such as micas and the compression of soft grains predominantly of chlorite, forming pseudomatrix and grains that are introduced into the surrounding porosity (Figs. 3-9E and 3-10C). The samples also have characteristics of partial dissolution due to chemical compaction, predominantly observable in quartz grains with corroded edges (Figs. 3-10E, F). Finally, the quartz grains have undulating extinction, which

also could indicate compaction (Fig. 3-10D). In combination with the polycrystalline quartz, there are several individuals whose contacts are not clear or sutured and which exhibit strong undulating extinction (Figs. 3-10B, D). The presence of fractures and brittle cracks are evidence of mechanical and chemical compaction, the tight packing represents the pressure-dissolution and compressive stress that suffered the rocks.

#### Cementing.

Quartz, feldspars, calcite, clay, authigenic, and iron oxide minerals are common types of cement in the rocks of the Aprazível Formation.

The overgrowth of quartz is the main characteristic of silica cementation. This overgrowth is syntaxial, well-developed, and change the original shape of the grains. Notable edges (lines) of dirt or fluid inclusions occur and differentiate the grain from the overgrowth, outlining the original grain contour (Figs. 3-10H, I). Feldspar overgrowth also appears although it is less common. Usually, the overgrowths are not always composed identically to their substrates and lack gemination (twinning) in the overgrowth, also displaying a faint dirt line (Figs. 3-10J, K). These cements occlude the primary porosity and can substantially surround and obstruct the original rock fabric.

Distinct types of spathic calcite represent calcite cement. The main ones are coarsely poikilotopic crystals surrounding some grains, calcite mosaics, blocky crystals, and simple subhedral to euhedral crystals filling several pores (Figs. 3-10L-R). This cement occludes the porosity completely, and the sizes of this cement are very diverse (20-600 $\mu$ ), it generally depends is the porosity was primary or secondary. These types exhibit both faint gemination (twinning) and well-developed calcite twinning typical of calcite cement (Fig. 3-10L). The compositional zoning of the calcite is indicated according to the variation in colors that stain the samples with alizarin red-S and potassium ferrocyanide (Dickinson 1966). This result suggests a transition from non-ferrous calcite (pink) to very ferrous calcite (purple to deep blue) (Figs. 3-10L-M, P). The calcite also shows distinct phases of cementation and dissemination between grains, and sometimes replaces mainly feldspars grains (Fig. 3-10P). Calcite in the studied samples occurred in two main phases, the first phase included the precipitation of high luminescence calcite (associated with low Fe content) (Figs. 3-10N, O). The second phase was located in the central portions of pores and had low luminescence under CL, in comparison to the first phase. This reduces and occludes the primary porosity and appears to fill the secondary porosity product of dissolution and replacement mainly of feldspars. In addition, precipitation occurs in cracks in the grains and thus forces them to split (Fig. 3-10A, D). It occurs

predominantly in the interstices, involving corroding and partially or totally replacing all the constituents of the framework with which it comes into contact.

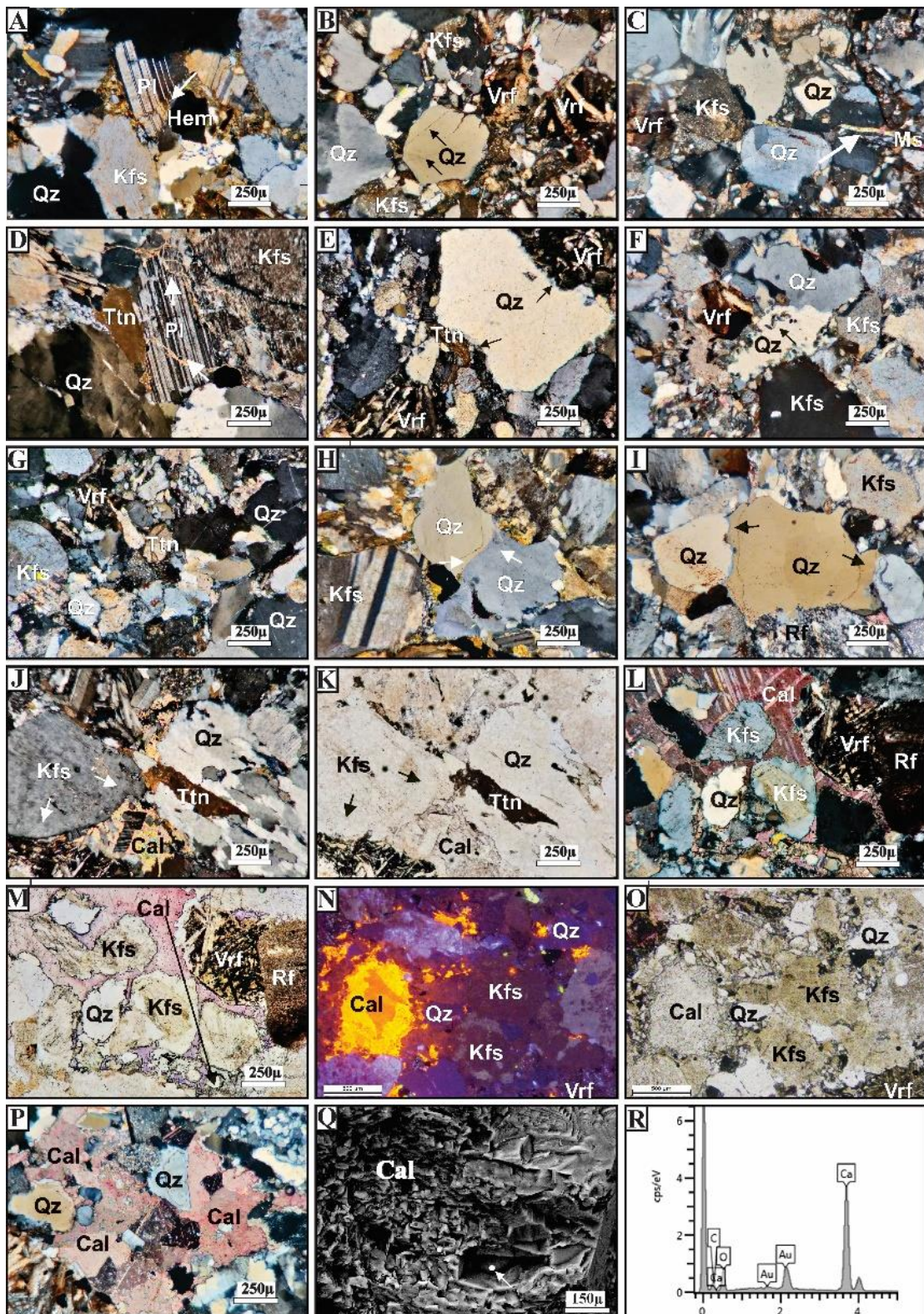


Fig. 0-10. A) Feldspar with fractures and reorientation (Rotation). B) Quartz with fractures and Boehm lamellae (arrows). C) Bending and deformation of grains such as micas (arrow). D) Feldspar with fractures and reorientation, as well as quartz with undulating extinction, evidence of mechanical compaction, also calcite precipitated in cracks in the grains. E) and F) Chemical compaction or pressure-dissolution in quartz grains with corroded edges. G) Evidence of closed packing and the types of contacts between grains. H) and I) Quartz overgrowths. J) and K) Feldspar overgrowths occluding the primary porosity. L) and M) Poikilotopic spathic calcite with a transition from non-ferrous to very ferrous (pink to deep purple-blue color, see arrow). N) and O) Spathic calcite in single crystals with distinct stages of cementation. P) Spathic calcite in blocky crystals. Q) SEM image of calcite cement. R) EDS graph corroborating the calcite cement. Nomenclature according to Warr (2021).

Clay mineral cement is mainly characterized by chlorite and zeolite. The chlorite crystals are needle- or slat-shaped. Chlorite cement is represented in the samples by intergrown pore linings, or mainly pore fillings, of coarse crystalline chlorite, radial green, and bluish-gray anomalous birefringence, in size up to 500  $\mu\text{m}$  (Figs. 3-11A, B). Chlorite has a characteristic plate morphology and grain coating, in some cases contributing to diagenetic "pseudomatrix". The size varies but is generally large enough to be noticed in association with titanite, calcite, and opaque minerals.

In the SEM images, the clay mineral occurs as individual and massive hypidiomorphic crystals, which are thick plates to blocky crystals and are stuck to the grains, coated, and surrounding them (Fig. 3-11C). There are isolated chlorite plates that are found on detrital grains. In the XRD, it is illustrated by some peaks corresponding to clinocllore in most of the samples (Fig. 3-12M), with two prominent representative peaks, being a typical member of the chlorite group. In this study, chlorite is a clay mineral rich in Fe and Mg, as is corroborated by XRF data (Table 4)

The zeolite cement present in the samples was determined using whole rock XRD due to the difficulty of identifying it in thin sections. Zeolites are a complex group of hydrated aluminosilicate minerals among the most abundant authigenic silicates in sedimentary deposits (Ulmer-scholle *et al.* 2014). The main zeolite linked to the diffractogram peaks of some samples is phillipsite (Fig. 3-12N), having two small prominent peaks in the clay zone.

Hematite cement is present in the samples as opaque minerals in transmitted light (plane and cross-polarized light). It is anhedral and sometimes tends to be euhedral, filling pores (Figs. 3-11D-F). It is occasionally present at the edge of some rock fragments (Fig. 3-11E). This mineral (Hematite) is confirmed in the XRD diffractogram of the samples registering peaks (Fig. 3-12M) and with the composition data obtained using EDS. Also, the red oxide coloration coats the grains to a lesser extent (Fig. 3-11E).

Autigenic precipitates.

The rocks of the Aprazível Formation also contain authigenic minerals that are part of the cementation, mainly titanite (~2%) corroborated with the  $\text{TiO}_2$  occurrence (Table 4). Titanite has three forms: coarse euhedral to subhedral crystals, fine anhedral crystals, and amorphous (Figs. 3-11F-O). It is present as authigenic overgrowth and in completely authigenic precipitates, surrounding grains in the framework. Most occur as a set of diagenetic titanite crystals from small patches cementing several grains (Figs. 3-11G-H, 11L-M) and as single crystals with developed crystal faces grown in pore space (Figs. 3-11I-K, O). Subhedral to anhedral rhombs are characterized by a cluster of crystals filling pores and fractures (Figs. 3-

11F, J) and as single crystals surrounded by calcite cement (Fig. 3-11I). Sometimes it corresponds to grain boundaries with nearby grains, generating overgrowth of the titanite core (Fig. 3-11J). The authigenic overgrowth of the titanite could indicate a post-depositional origin.

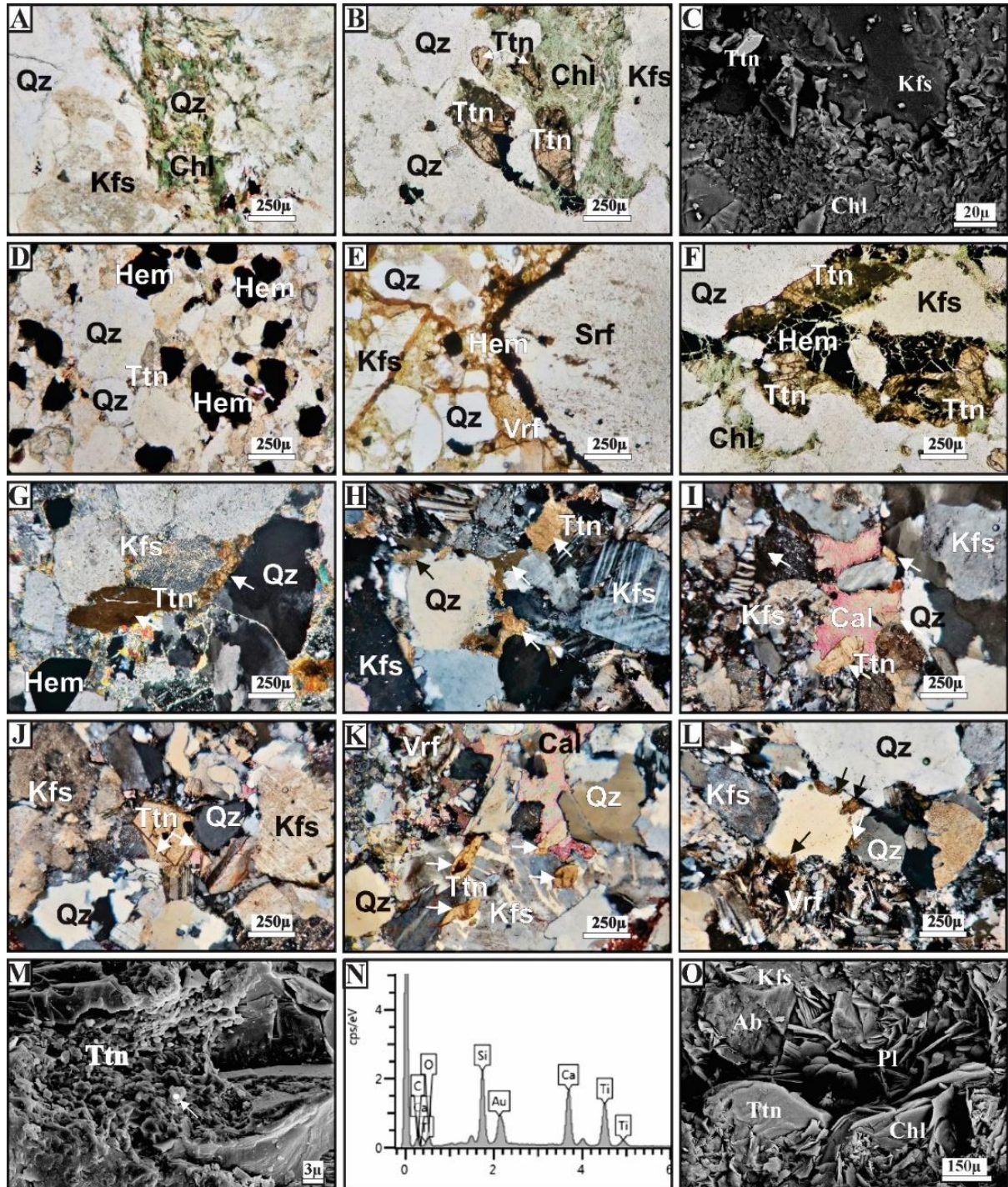


Fig. 0-11. A) and B) Chlorite cement in the form of pore-linings and pore-fillings. C) SEM image of chlorite cement coating grains. D) Hematite cement is anhedral to euhedral opaque minerals that fill pores. E) Hematite cementation around a fragment of sedimentary rock and the red coloration of iron oxide. F) Thick subhedral crystals of authigenic titanite fill the porosity (see arrows). G) Amorphous titanite has the appearance of a stain and fine anhedral titanite crystals like cement (see arrows). H) Amorphous titanite crystals cementing grains (see arrows). I) Isolated titanite crystals surrounded by carbonate cement (see arrows). J) Overgrowth of titanite from the titanite core. K) Individual subhedral crystals grown in porous space (see arrows). L) Sets of small speckled titanite crystals cementing several grains (see arrows). M) SEM image of the Titanite cement as a set of cementing crystals. N) EDS graphic of titanite cement. O) SEM image of subhedral titanite cementing pore space. Nomenclature according to Warr (2021).

These types of titanite have a high relief, brown color, and very high birefringence (extreme). These crystals have pleochroism in shades of light brown. Most of them show exfoliation, and some are fractured (Fig. 3-11F). Occasionally, amorphous titanite contributes to the development of pseudomatrix, being brown to black-brown, blurred, and having the appearance of a stain (Fig. 3-11G). Some titanites have inclusions of minerals such as rutile or opaque. Prismatic (rhomboidal) titanite is also present, intruded into larger grains and embedded in mainly metamorphic rock fragments, which should not be confused with authigenesis.

#### Dissolution.

The dissolution of silicate grains from the framework was mainly developed in minerals with low stability, such as plagioclase and potassium feldspars, as individual grains or as part of volcanic rock fragments. Dissolution of less stable grains or parts of grains occurred during diagenesis, either as isolated grains or as constituents of rock fragments (Fig. 3-12C). Intragranular, eroded grains and selective areas of partial grain removal are the most common type of dissolution that generally results in a skeletal texture; broken silicate grains with fractures also show this texture (Fig. 3-10D).

#### Replacement and alteration.

Replacement and alteration of the samples are mainly represented by albitization, calcitization, sericitization, chloritization, and epidotization. The term replacement in this work follows the general meaning for any type of alteration; it is the process by which a mineral dissolves, and essentially simultaneous in-situ precipitation of the replacement mineral occurs (Boggs 2006, Ulmer-scholle *et al.* 2014). Replacement occurs mainly in the feldspars and plagioclases of the samples, partially replaced by albite generally with weak twinning (Figs. 3-12A, B), sericite (Fig. 3-12A), calcite (partial or total) (Figs. 3-12C-E), epidote and chlorite (Figs. 3-12F, I-K). According to XRD data, zeolite minerals may have replaced some feldspars and volcanic rocks (Fig. 3-12N). Albitization is observable in the cathodoluminescence in the areas of lack of spectral response (Figs. 3-12G, H) and the homogeneous composition of albite obtained in some crystals using EDS and XRD (Figs. 3-12M, N). Chloritization occurs when albite is altered and replaced by chlorite (Figs. 3-12F, L), with larger aggregates forming radiaxial fans (Fig. 3-12L).

Quartz is replaced by inclusions, especially feldspars and plagioclase, and rarely by rutile, hematite, and altered titanite. Titanites also have a hematite substitute. Volcanic rocks show alteration and replacement predominantly by chlorite, calcite, and albite (Fig. 3-12E).

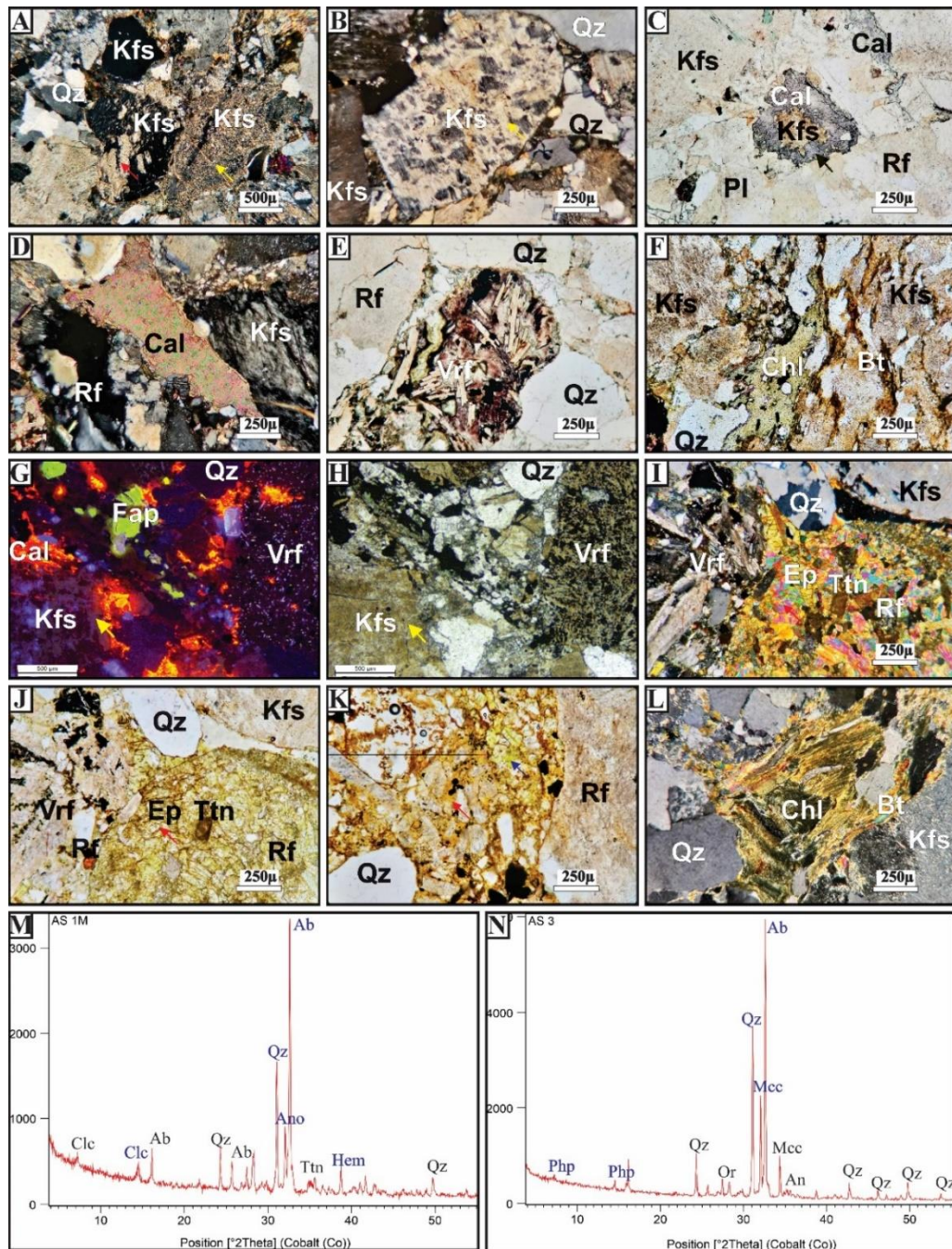


Fig. 0-12. A) Albitization (red arrow) and sericitization (yellow arrow) of feldspars. B) Albitization of feldspar, showing its alteration. C) Calcitization, showing processes of feldspar dissolution and subsequent replacement by calcite. D) Total replacement of feldspars by calcite. E) Replacement of rock fragments by calcite, chlorite, and titanite, mainly showing calcitization and chloritization. F) Chloritization or replacement of biotite by chlorite. G) and H) Evidence of albitization in the cathodoluminescence images due to the lack of response (yellow arrows). I) and J) Example of the chloritization and epidotization of feldspars (red arrow). K) Example of chloritization (red arrow) and epidotization (blue arrow). L) Chloritization or replacement of biotite by chlorite. M) Diffractogram showing the composition and especially the presence of Clinocllore (Clc) as part of the chlorite group. N) The Diffractogram mainly shows the composition and the presence of phillipsite (Php) as a zeolite. Nomenclature according to Warr (2021).

### Porosity.

Primary porosity (intergranular) was occluded by some types of cement, such as excessive growth of silica (quartz and feldspars), calcite, authigenic titanite, and chlorite. This is verified by the closed type of framework (factory). The size of this filled porosity locally ranges from  $10\mu$  to  $250\mu$ . The dissolution of some minerals generates secondary porosity,

mainly feldspars (intragranular and mold), fracturing of the rock, and broken grains. The intragranular pore size varied depending on the packing of the samples according to the corresponding facies (Approx. 20-120 $\mu$ ), moldic (Approx. 60-300 $\mu$ ), and even the total dissolution of feldspar grains (Approx. 300-400 $\mu$ ) (Figs. 3-10P, 3-11K). This porosity has been filled and cemented by authigenic cement and minerals such as calcite, chlorite, epidote, albite, and titanite, which have undergone diagenetic transformation.

#### DEPOSITIONAL MODEL

The Ediacaran-Cambrian transition was marked by the recording of carbonate and siliciclastic rocks, with the occurrence of ichnofossils used to define the time interval in Brazil (e.g. Warren *et al.* 2011, Adorno *et al.* 2017, Parry *et al.* 2017, Sánchez *et al.* 2021). During the Ediacaran-Cambrian transition, continental rift systems such as the Jaibaras Graben and some others were formed, preferentially oriented NE-SW (Oliveira & Mohriak 2003, Castro *et al.* 2016, Santos Filho *et al.* 2021, Tavares *et al.* 2022) which allowed the deposition of siliciclastic rocks related to volcanoclastic sedimentation, mainly influenced by pyroclasts.

This formation comprises different depositional systems that correspond to the interpretations of the facies associations described above, intermediate-distal alluvial fans (Sheet Flood Deposits (FA1) - Braid Plain (FA2)) and Ephemeral Lake (FA3) (Fig. 3-13). This information corroborates the results found in previous studies, which suggest that the Aprazível Formation corresponds to alluvial fan systems that progress into a lake system (e.g. Quadros *et al.* 1994, Oliveira & Mohriak 2003, Parente *et al.* 2004, Cerri *et al.* 2020, 2021). However, the sedimentation of these fans was not restricted to the regional shear zones of the Jaibaras Basin. The alluvial fans developed over the rift, extending further than the Jaibaras Basin and, therefore, further than the Sobral-Pedro II shear zone. The middle part of the fans is of the Sheet Flood type, marked by fining upward cycles between conglomerates and sandstones with reduced water depth and high flow velocity and viscosity. These depositional systems migrated to a braid plain (distal alluvial fan) (Fig. 3-13), mainly sandy with conglomeratic levels (lags), composed of shallow channels depositing material by a series of individual parallel shallow ephemeral flows. The latter were affected and eventually supplied by volcanic-eruptive-pyroclastic activity in the form of volcanic bombs (tephra) (associated with the Parapuí Formation) (Fig. 3-13). Finally, the sedimentary succession shows facies characteristic of an Ephemeral-Lake system where sandstone intercalated with pelite predominates. This succession is representative of elongated alluvial plains with rhythmic deposition under subaqueous conditions and periods of subaerial exposure.

The sedimentological and mineralogical characteristics of the Aprazível Formation suggest a semi-arid climate with seasonal action and exceptional rainfall. According to the preservation of large quantities of feldspars, as the during weathering appears to require that feldspathic arenites originate in very arid climates, where chemical weathering processes are inhibited. (Quadros *et al.* 1994, Boggs 2006). However, these warmer climates where marked relief of local uplifts allows rapid erosion of feldspars before they can be decomposed (Quadros *et al.* 1994, Boggs 2006).

The sedimentary succession does not show facies representative of a proximal fan, even in the most "proximal" zone of the Aprazível Formation within the Jaibaras Basin (Figs. 3-1, 3-2 and profile N°1). This indicates that these fans were not only restricted to the Jaibaras Graben but were more extensive than the current basin. It also suggests that these rocks were eroded, inhibiting the preservation of the proximal section. This indicates that the depositional basin of the Aprazível Formation was more extensive than what is preserved in the Graben, which differs from previous data obtained by Quadros *et al.* (1994), Parente *et al.* (2004) and Cerri *et al.* (2020). These authors affirm that the basin was essentially delimited and controlled by the NE-SW transcurrent shear zones (Sobral Pedro II and Café Ipueras) (Parente *et al.* 2004), influencing the deposition and extension of the Aprazível Formation (Quadros *et al.* 1994). This implies that the fans were only developed on the edges of the basin (limited by the normal and listric faults) (Cerri *et al.* 2020). In this way, the fans could not sustained due to the erosion of the proximal part and the direction of the paleocurrents always in a SE direction, indicating fan development from NW to SE, beyond the basin limits. Therefore, this work proposes that the sedimentation of the Aprazível Formation discordantly overlaps the previous units, with a similar deposition to that indicated for the Pacujá Formation, which was deposited over relatively large areas, going beyond the current limits of the Jaibaras Basin (Quadros *et al.* 1994).

The proximal part of the Formation is not present today due to erosion events, indicated by the stratigraphic position concerning the deposits of the Serra Grande Group Sequence, separated by a regional erosional discordance (15 to 76 Ma) (Castro *et al.* 2014, Cerri *et al.* 2020). According to the interpretation of Oliveira & Mohriak (2003), by thermal relaxation associated with the termination of rifting processes, there was an elevation with the rebound of the rift flanks, forming a positive topographic relief, which induced erosion of the basement and previously deposited units (Oliveira & Mohriak 2003, Cerri *et al.* 2020). The preservation of the existing rocks in the outcrops studied was due to the subsidence of the Jaibaras Graben because of reactivations after the deposition of the Aprazível Formation. These reactivations

are mainly associated with the Sobral-Pedro II lineament (Costa *et al.* 1973), mechanical subsidence, and repeated rifting reactivation (Oliveira & Mohriak 2003).

According to the paleocurrent directions of the Aprazível Formation taken in the Scc facies (Section N°1 = 157°; Section N°2 = 160°), and with the dip direction (Section N°1 = DD, 167°/35°; Section N°2 = DD, 152°/33°), a consistent direction to the SE along the Jaibaras Graben is suggested (Fig. 3-1). This indicates that the source of these rocks was located to the NW and that the migration of the depositional systems occurred in a NW-SE direction, surpassing the structure of the Sobral-Pedro Shear Zone (Figs. 3-1, 3-13). This contradicts the interpretations of the source areas proposed by Cerri *et al.* (2020) because no paleocurrent directions were found in the Aprazível Formation that indicate sources located to the S-SE.

There is no variation in the dip of the Aprazível Formation over time, either in direction or angle and the paleocurrent data is unidirectional rather than axial (which is not typical of pull-apart basins) (cf. Miall 1990). Therefore, it is suggested that the deposition of this unit was not restricted to the Jaibaras Basin, which is described as pull-apart according to Tozer *et al.* (2017), and that it was effective for preservation.

There is evidence of penecontemporary volcanic (basaltic-andesitic) influence in the Aprazível Formation, probably related to the rocks of the Parapuí Formation, due to the subrounded volcanic rock clasts with an irregular, fusiform, flame-shaped contour, stretched and with pointed ends (fiammes), which occur both in the conglomerate layers and isolated in the sandstone layers. This indicates that the magmatism was not prior to the Aprazível Formation. The irregular shape of these volcanic rock clasts was often deposited in a hot state, indicating deposition when it was not fully crystallized (plasticity at the time of deposition) (Parente *et al.* 2004, Garcia *et al.* 2018, Cerri *et al.* 2020).

Fig. 3-13 shows the depositional model based on the sedimentological and stratigraphic analyses conducted on the deposits of the Aprazível Formation in the Jaibaras Basin.

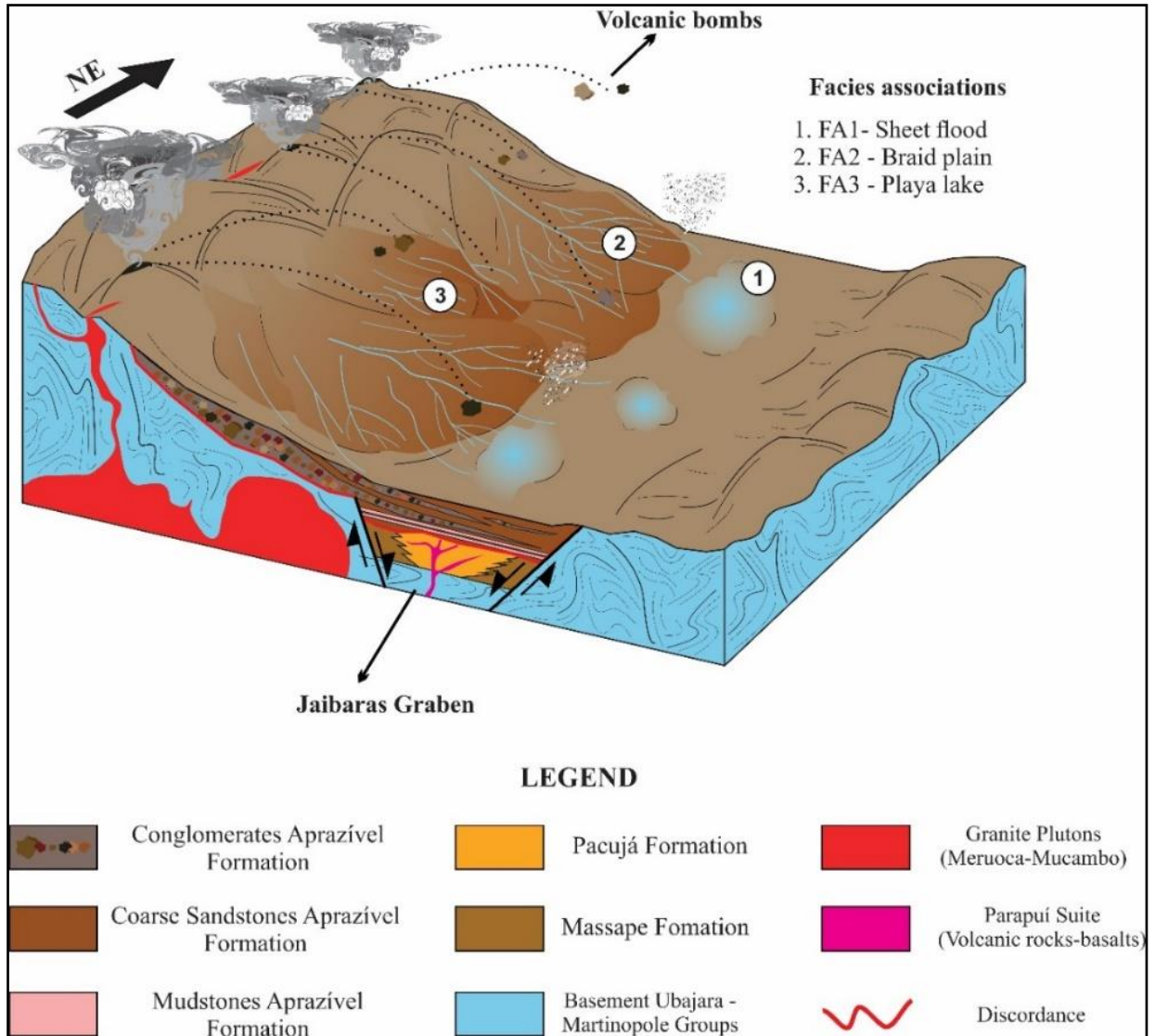


Fig. 0-13. Depositional model of the Aprazível Formation in the Jaibaras Basin region during the Cambrian. It indicates source rocks to the NW, combined with penecontemporary volcanic-pyroclastic influence, possibly associated with the Parapuí Formation.

Sedimentation occurred in these rifts and was preserved due to basin subsidence, shear zones evolution, and the development of magmatic-volcanic-pyroclastic events (Oliveira & Mohriak 2003, Parente *et al.* 2004, Castro *et al.* 2016, Tavares *et al.* 2022). The Aprazível Formation (top of the Jaibaras Basin) has been placed in the Cambrian according to provenance data from detrital zircon grains. These grains represents a maximum depositional age of  $499 \pm 5$  Ma (Miaolingian-Early Furongian) (Cerri *et al.* 2020, 2021). Sedimentologically, this unit is characterized by being exclusively siliciclastic, non-fossiliferous and having a high associated volcano-clastic (pyroclastic) content at the time of deposition.

## DIAGENETIC EVOLUTION

The Aprazível Formation showed eodiagenetic processes (silica overgrowths, physical compaction, and reduced porosity), mesodiagenetic processes (chemical compaction, diverse types of cementations including authigenic, alteration, replacement, and dissolution), telodiagenetic processes (cementation of iron oxides). The diagenetic sequence is determined by the contact relationships between the minerals, the presence, shape, and development of some of them, allowing a probable chronological order to be drawn up for the sequence of diagenetic events in the rocks of the Aprazível Formation, shown in Fig. 3-14.

Diagenetic Event	Eodiagenesis	Mesodiagenesis	Telodiagenesis
Quartz Overgrowths	----- ██████████ -----		
Feldspar Overgrowths	----- ██████████ -----		
Compaction	----- ██████████ -----		
Pressure Solution		----- ██████████ -----	
Calcite Cementation		----- ██████████ -----	
Chlorite Cementation		----- ██████████ -----	
Hematite - Iron Oxides		----- ██████████ -----	----- ██████████ -----
Porosity Reduction	----- ██████████ -----		
Sericitation		----- ██████████ -----	
Albitization *		----- ██████████ -----	
Calcite Alteration		----- ██████████ -----	
Authigenic Titanite *		----- ██████████ -----	
Chloritization *		----- ██████████ -----	
Epidotization *		----- ██████████ -----	
Authigenic Zeolite		----- ██████████ -----	
Dissolution		----- ██████████ -----	
Replacement		----- ██████████ -----	
Recrystalization			----- ██████████ -----

\* Hydrothermalism

Fig. 0-14. Generalized diagenetic sequence of the rocks of the Aprazível Formation.

The diagenetic sequence of the Aprazível Formation rocks indicates the dominance of mesodiagenetic processes such as compaction (physical and chemical), cementation (calcite, chlorite, hematite), alteration or replacement (sericitation, albitization, chloritization, epidotization), and cementation of authigenic precipitates (titanite) (Fig. 3-14). In eodiagenesis, the rocks were only affected by the overgrowth of silica (quartz and feldspars) and partly by physical compaction (Fig. 3-14), processes that reduced initial porosity.

The dissolution of mainly feldspar grains would increase porosity, specifically secondary porosity. However, these pores were filled mainly by calcite and silica's overgrowth (quartz and feldspars). Dissolved materials or solutes were not significantly transported, resulting in the reprecipitation of stable authigenic minerals and overgrowths (cf. Ulmer-scholle *et al.* 2014). This is evident from the calcite cementation processes in the pore spaces left by

the dissolution of calcium feldspars such as anorthite (Figs. 3-12C, M), rock fragments, and the authigenic precipitation of titanite. Therefore, the porosity of the rocks of the Aprazível Formation is considered to be almost zero.

A characteristic main process in the diagenetic sequence of the rocks of the Aprazível Formation is the cementation of authigenic titanite (Fig. 3-14), which precipitates during burial (cf. Ulmer-scholle *et al.* 2014), varying from subhedral shapes to euhedral rhombs, as well as anhedral crystals (Fig. 3-11). However, the titanite precipitation could indicate the relationship of meteoric fluids with the nonstable mineral phases of the source rock (Basaltic rocks). In this case, titanite may have crystallized from available silica and titanium ions, with calcium derived from regional albitization or calcium plagioclase, as well as dissolution of titanium carried by minerals and rock fragments (e.g. pyroxenes, amphiboles and volcanic rock fragments). (Ulmer-scholle *et al.* 2014). This titanite precipitation is a diagenetic marker to define the conditions under which the rock was submitted, as it is common in sandstones that have been exposed to intergranular pressure solution, and provides information on the unit's burial diagenesis as it is formed from porous fluids at high temperatures (Ulmer-scholle *et al.* 2014). Therefore, titanite suggests that the rocks of the Aprazível Formation were buried at great depths, sufficient to generate elevated temperatures and pressures.

The calcite cement in the rocks of the Aprazível Formation has different forms and compositions. Mesodiagenetic settings are also places to form carbonate cement, with calcite and ferrous calcite reported from burial environments (Ulmer-scholle *et al.* 2014). These can provide information on the composition of the fluids responsible for calcite precipitation during cementation (Ulmer-scholle *et al.* 2014). The calcite crystals found in the rocks of this unit have a different composition that can be observed when stained. They can be ferrous or non-ferrous, with ferrous varieties that usually indicate formation under reduction conditions, most commonly during mesodiagenesis (cf. Ulmer-scholle *et al.* 2014). According to the compositional zoning of calcite, the oldest type in the rocks of the Aprazível Formation is non-ferrous (pink), which changes to very ferrous (purple to intense blue) (Figs. 3-10L, M). This indicates that iron is incorporated into calcite mainly under reducing conditions and that pore fluids have become increasingly reduced with time and burial (cf. Ulmer-scholle *et al.* 2014).

Some of the processes found in these rocks are associated with hydrothermal alteration, mainly replacement processes such as epidotization and chloritization. Authigenic chlorite could result from the alteration of glass and feldspars, non-ferroan calcite during diagenesis (Ulmer-scholle *et al.* 2014). This mineral is not necessarily derived from highly enriched in iron environment, but there are modes that do highly represent iron-enriched compositions (Worden

*et al.* 2020). These processes mainly affected feldspars, volcanic rock fragments, and biotite (chloritization) (Fig. 3-14). Hydrothermal alteration often also includes the albitization of feldspars (Ulmer-scholle *et al.* 2014). This may indicate that the rocks of the Aprazível Formation could have been exposed to hydrothermal fluids associated with nearby volcanism (e.g. Ulmer-scholle *et al.* 2014). The albitization of feldspars is corroborated by the lack of cathodoluminescence in albite, especially in albitized feldspars (Ulmer-scholle *et al.* 2014) (Fig. 3-12G). The telodiagenetic events evident in the Cambrian rocks of the Aprazível Formation are restricted to forming iron oxides and hydroxides, mainly hematite (Fig. 3-14).

## CONCLUSIONS

The Aprazível Formation forms part of the Ediacarano-Cambrian transition as an exclusively siliciclastic record, with discontinuous exposures laterally due to erosion events. This formation has evidence of the alluvial nature of the sedimentary deposits, these alluvial fan systems being dominated by Sheet-flows (intermediate alluvial) (FA1) with superficial incision of channels during the fall phase of the flow on a Braid Plain (distal alluvial) (FA2), depositing distally on an Ephemeral Lake zone (FA3). The sedimentary succession of the Aprazível Formation does not show facies representative of a proximal fan, indicating that these fans were not only restricted to the Jaibaras Graben but were more extensive than the current basin. Therefore, it is suggested that the depositional basin of the Aprazível Formation was more extensive than what is preserved in the Graben. There is evidence of volcanic-clastic events associated with penecontemporaneous syn-eruptive pyroclastic products with the deposition of sandstones and conglomerates. These were often deposited in the conglomerates and sandstones of the Aprazível Formation of the FA1 and FA2 associations in a hot state as mainly basaltic volcanic bombs. The polymictic orthoconglomerates, coarse arkose, and lithic arkose sandstones come from the NW of the Jaibaras Graben, and follow the direction of the unidirectional paleocurrents to the SE. This is corroborated by the occurrence of extrabasinal (outside the basin) non-carbonate components, mainly from the Meruoca-Mucambo Plutons and the basement of the Borborema Province (DCM, Middle Coreaú Domain).

The sedimentary source of the Ediacaran-Cambrian boundary rocks in the Jaibaras Basin of the Aprazível Formation corresponds to an alluvial fan system associated with volcanoes. The dominant sedimentary processes were ephemeral mass flows, landslides, and stream floods, belonging to a laterally extensive feeder system with multiple sources.

The rocks of the Aprazível Formation were affected by different diagenetic processes, highlighting those corresponding to the mesodiagenetic phase, such as the cementation of calcite, chlorite, and authigenic titanite; alteration, dissolution, and replacement processes, such

as calcitization, sericitization, albitization, chloritization, and epidotization, are processes related to hydrothermalism. This unit represents one of the unique siliciclastic records of the Cambrian sedimentation in Brazil and South America, allowing the understanding of the rift basins in West Gondwana.

#### ACKNOWLEDGMENTS

We want to thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for funding this research with the master's scholarship (CNPq - 133325/2020-2) awarded to the first author, and the Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) from the Universidade Federal do Pará (UFPA) for logistical and financial support for the fieldwork. We would also thank the Catodoluminescence laboratories of the Instituto de Geociências (UFPA), Laboratório de Caracterização Mineral (UFPA), Laboratório de Análises de Minerais da Superintendência de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), the laboratory staff and the laboratory staff.

## CAPÍTULO 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foi realizado um modelo deposicional com as análises sedimentológicas e estratigráficas realizadas nos depósitos da Formação Aprazível na Bacia Jaibaras, Estado do Ceará. A descrição de fácies revelou a confirmação de um sistema deposicional de tipo aluvial, com algumas modificações ou reinterpretações, sendo um sistema aluvial de *Sheet-flow* e *Braid Plain* (intermediário-distal), incluindo um *Ephemeral Lake* na parte mais distal.

Este registro estratigráfico foi agrupado em três associações de fácies (AF). Os depósitos de *Sheet-flow* (Aluvial intermediário) (AF1), sendo camadas de até 5m de conglomerado e arenito subordinado, maciços, apresentando uma certa tabularidade, com camadas de conglomerado que se acunham lateralmente. Representando a porção intermediária de leques aluviais provenientes do NW da Bacia, com uma forte influência de produtos sineruptivos piroclásticos que foram frequentemente depositados em um estado quente como bombas vulcânicas, subarredondadas com contorno irregular, fusiformes, de forma achatada em forma de chama, estirados e com terminações pontiagudas que ocorrem tanto nas camadas de conglomerado como isolados nas camadas de arenito. Os depósitos de *Braid Plain* (Aluvial distal), sendo a continuação e parte distal de AF1, principalmente composta de arenito de granulação fina a grossa, com estratificação plano-paralela predominante e, estratificação cruzada; com a mesma influência de produtos sineruptivos de AF1. Finalmente, depósitos de *Ephemeral Lake*, sendo a parte distal sobre os quais são depositados tanto AF1 como AF2, em planícies aluviais muito largas, que correspondem com arenito intercalado com pelito, sugerindo uma deposição rítmica, sob condições subaquosas.

Também, foi realizado o estudo diagenético e dos processos que afetaram as rochas tanto nos conglomerados como os arenitos da Formação Aprazível, identificando diferentes processos diagenéticos como: cimentação de calcita, clorita e titanita autigênica; processos de alteração, dissolução e substituição, como calcitização, sericitização, albitização, cloritização e epidotização. O anterior evidenciando processos principalmente Mesogenéticos com vinculação hidrotermal.

Esta proposta confirma parcialmente interpretações paleoambientais previas, enquanto a sistema aluvial, mas reinterpretando que faz parte somente da zona intermedia-distal do leque aluvial. Incluindo a zona de *Ephemeral Lake* sobre a qual são depositadas AF1 e AF2. Relacionados a uma bacia de deposição da Formação Aprazível maior do que está preservado no Graben Jaibaras, por tanto, estes leques não foram somente restritos ao Graben, e finalmente ficaram limitados as zonas de cisalhamento devido a processos erosivos e de subsidência no

Graben. Com dados de paleocorrentes e a direção de mergulho da Formação Aprazível para o SE ao longo do Graben Jaibaras, indicando que a fonte destas rochas é no NW. Não existe uma variação do mergulho ao longo do tempo, tanto na direção como no ângulo, a paleocorrente é unidirecional não axial, o que não é típica de bacias *pull-apart*. Com influência vulcânica (basáltica-andesítica) penecontemporânea provavelmente da Formação Parapuí, o que indica que o magmatismo não é anterior a Formação Aprazível. Principalmente este trabalho permite definir um ambiente deposicional consistente com os afloramentos, assim como determinar que a influência vulcânica faz parte da sedimentação destes leques, pelas propriedades físicas das bombas e a forma de ocorrência.

Com a catodoluminescência de grãos individuais de quartzo e feldspato nos arenitos da fácies Sfm, o resultado indica fontes para o quartzo, 80% de rochas plutônicas e de alto grau metamórfico, 2% de baixo grau metamórfico e 17% de vulcânicas. Para os feldspatos as fontes obtidas são 75% de rochas plutônicas e de alto grau metamórfico, 10% de baixo grau metamórfico e vulcânicas. Tendo uma fonte compatível para estes minerais, provenientes do NW da Bacia Jaibaras, mais precisamente do Domínio Coreaú Médio.

## REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M., Hasuy Y., Gorayeb P.S.S. 1993. Grabens Eopaleozóicos do oeste cearense- Considerações sobre as sequências litoestratigráficas. *In: SBG, 15° Simpósio de Geologia do Nordeste*. Natal. *Anais[...]*. p. 29-31.
- Adorno R.R., Carmo D.A.do, Germs G., Walde D.H.G., Denezine M., Boggiani P.C., Silva S.C. Sousa e, Vasconcelos J.R., Tobias T.C., Guimarães E.M., Vieira L.C., Figueiredo M.F., Moraes R., Caminha S.A., Suarez P.A.Z., Rodrigues C.V., Caixeta G.M., Pinho D., Schneider G., Muyamba R. 2017. *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Research*, **301**(1):19–35. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.023>
- Alderton D. 2021. X-Ray Diffraction (XRD). *Encyclopedia of Geology*, (2):520–531. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00178-8>
- Araujo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreáú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206–207**:36–51. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.021>
- Archanjo C.J., Launeau P., Hollanda M.H.B.M., Macedo J.W.P., Liu D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, **98**(8):1793–1807. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0342-z>
- 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**(1):15–26. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00016-6)
- Bernet M. & Bassett K. 2005. Provenance analysis by single-quartz-grain SEM-CL/optical microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **75**(3): 492–500. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.038>
- Blair T.C. & McPherson J.G. 2009. Processes and Forms of Alluvial Fans. *In: Parsons A.P. & Abrahams A.D. (ed.). Geomorphology of desert environments*. Second Edition. Dordrecht: Springer Netherlands. p. 413–467).
- Boggs S.J. 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy. *Journal of Chemical Information and Modeling*, Fourth, **53** (9). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**(2): 325–345. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90017-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90017-7)
- Bowyer F.T., Zhuravlev A.Y., Wood R., Shields G.A., Zhou Y., Curtis A., Poulton S.W., Condon D.J., Yang C., Zhu M. 2022. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran - Cambrian radiation of animals. *Earth-Science Reviews*, **225**(1):103913. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103913>
- Brasier M., Cowie J., Taylor M. 1994. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Journal of International Geoscience*, **17**(1):3–8.

- Brito Neves B.B., Long L.L., Kawashita K., Sial A.N., Cordani U.G., Pessoa R.J.R. 1978. *Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. Recife. [S.l.]*, CNPq/UFPE, Relatório final (circulação restrita), 14 p.
- Buatois L.A., Almond J., Mángano M.G., Jensen S., Germs G.J.B. 2018. Sediment disturbance by Ediacaran bulldozers and the roots of the Cambrian explosion. *Scientific Reports*, **8**(1):1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22859-9>
- Castro D.L., Bezerra F.H., Fuck R.A., Vidotti R.M. 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, **7**(2):529–548. <https://doi.org/10.5194/se-7-529-2016>
- Castro D.L., Fuck R.A., Phillips J.D., Vidotti R.M., Bezerra F.H., Dantas E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**(1):128–145. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>
- Cerri R.I. 2021. *Gênese da tectonossequência Jaibaras (Ediacarano - Ordoviciano) e sua herança na sedimentação da sequência Serra Grande (Ordoviciano - Siluriano), borda nordeste da Bacia do Parnaíba*. Universidade Estadual Paulista, “Júlio de Mesquita Filho.”, São Paulo, 126p.
- Cerri R.I., Warren L.V., Varejão F.G., Marconato A., Luvizotto G.L., Assine M.L. 2020. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: Testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**(1):102625. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102625>
- Cerri R.I., Warren L.V., Varejão F.G., Silva A.J.C.A., Lana C., Assine M.L. 2021. So close and yet so far: U-Pb geochronological constraints of the Jaibaras Rift Basin and the intracratonic Parnaíba Basin in SW Gondwana. *Geological Magazine*, **159**(7):1029-1049. doi:10.1017/S0016756821000236
- Collinson J., Mountney N., Thompson D. 2006. *Sedimentary structures*. [S.l, Terra Publishing], 302p.
- Costa M.J., França J.B., Lins C.A.C., Bacchiegga I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1973. *Geologia da Bacia de Jaibaras: Ceará, Piauí, Maranhão*. [S.l.], Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral. (Projeto Jaibaras, v.14).
- Dickinson J.A.D. 1966. Carbonate Identification and Genesis as Revealed by Staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36** (2):491–505.
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zulfa D.D.(ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht, Springer Netherlands, v.1, p.333–361.
- Droser M.L., Jensen S., Gehling J.G. 2002. Trace fossils and substrates of the terminal proterozoic-Cambrian transition: Implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **99**(20):12572–12576. <https://doi.org/10.1073/pnas.202322499>
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Van Schmus W.R. 1995. Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará-Resultados iniciais. In: SBG, 15º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, 1995. *Atas[...]*. Recife, p. 70-85.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin., Hemphill Publishing Co. [https://doi.org/10.1016/0169-555x\(91\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0169-555x(91)90027-8)

- Folk R.L., Andrews P.B., Lewis D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **13**(4):937–968. <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>
- Galloway W.E & Hobday D.K. 1997. Terrigenous clastic depositional systems Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources. In: *Sedimentary Geology* (Second Ed, Vol. 113, Issues 3–4). [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(97\)00053-5](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(97)00053-5)
- Garcia M.G.M., Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R. 2018. Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil: Constraints from U-Pb zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **84**(1):113–126. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.009>
- Garcia M.G.M., Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R. 2010. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozóica Jaibaras-CE. In XLV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA.
- Gayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Correa J.A.M., Moura C.A.V. 1988. Relações Estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. In: SBG, 35° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 1988. *Anais[...]*. v.6, p. 2678- 2688.
- Götze J., Plötze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - A review. *Mineralogy and Petrology*, **71**(3–4):225–250. <https://doi.org/10.1007/s007100170040>
- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. 1995. Biostratigraphic and Geochronologic Constraints on Early Animal Evolution. *Science*, **270**(1):598–604. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.270.5236.598>
- Hiatt E.E. & Pufahl P.K. 2014. Cathodoluminescence Petrography of Carbonate Rocks: A review of understanding diagenesis, reservoir quality, and port system evolution. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, **45**(1):75–96.
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., Pickle J.D., Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi- Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, **54**(1):103–116. <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Kaufman A.J. 2018. The Ediacaran-Cambrian Transition: a resource-based hypothesis for the rise and fall of the Ediacara Biota. *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*, **240**(1):115–142. <https://doi.org/10.1002/9781119382508.ch7>
- Lieberman B.S. 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A biogeographic approach. *Geology*, **25**(11):1039–1042. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<1039:ECPATH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1039:ECPATH>2.3.CO;2)
- Limarino C.O., Caselli A.T., Net L.I., Gagliardo M. 1996. A propose of pefite classification relationed to sand and sandstones composition. En: *Petrología de Rocas Clásticas*, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, **1**(52–54).
- Lindholm R.C. 1987. *A practical approach to sedimentology*. [S.l.], Allen & Unwin, Inc., (Issue 10).

- Marconato A., Almeida R.P.de, Janikian L., Carrera S.C., Turra B.B., Santos M.G.M.dos, Gallas J.D.F., Stern A.G. 2022. Floodplain record of channelized and unconfined flow in a pre-vegetation setting in the Early Cambrian, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **114**: 103707.
- Mello Z.F. 1978. Evoluções finais do Ciclo Geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. *In*: SBG 30° Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 1978. *Anais[...]*. v.6, p. 2438-2450.
- Miall A.D. 1977. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. *In*: Miall A.D. (ed.). *Fluvial sedimentology*. [S.l.], Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, p. 597–604. (Memoir 5).
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**(4):261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Second ed. [S.l.], Springer Science+Business Media, LLC.
- Miall A.D. 2006. The geology of fluvial deposits. *In*: Miall A.D. *The geology of fluvial deposits*. [S.l., s.n]. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Mizusaki A.M.P. & Saracchini F.E. 1990. *Catálogo geral de dados geocronológicos da Petrobras*. Rio de Janeiro, Petrobras/Cenpes, internal report. Unpublished. 24p.
- Muhlbauer J.G., Fedo C.M., Moersch J.E. 2020. Architecture of a distal pre-vegetation braidplain: Cambrian middle member of the Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, California, USA. *Sedimentology*, **67**(2): 1084-1113.
- Nascimento D.A. & Gava A. 1979. Novas considerações sobre a estratigrafia da Bacia Jaibaras. *In*: SBG, 9° Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal, 1979. *Atas[...]*. p. 9-29
- Nichols G. 2009. Sedimentology and stratigraphy. *Journal of Chemical Information and Modeling*. **53**(9). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Novais F.R.G., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. *In*: 9° Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, *Anais[...]*, p. 91-110.
- Oliveira D.C. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):427–431. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303427431>
- Oliveira D.C. 2001. Reavaliação da e evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil) Revaluation of the tectono-magmatic evolution of the Jaibaras Trough (northeast Brazil). *Acta Geologica Hispanica.*, **36**(1-2):53–95.
- Oliveira D.C., Martins G., Branco R.M.G.C., Castro D.L. 2001. Um Modelo Alternativo Para a Formação Da Bacia Do Jaibaras: Implicações Para a Evolução Final Da Cadeia Brasileira/Pan-Africana No Noroeste Da Província Borborema. *Geologia*, **14**(1):11–21.
- Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: An important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**(3–4):351–383. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00044-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00044-8)

Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R. 2004. Bacias do estágio da transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (ed.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Editora Beca. p. 525–536.

Parry L.A., Boggiani P.C., Condon D.J., Garwood R.J., Leme J.D.M., McIlroy D., Brasier M.D., Trindade R., Campanha G.A.C., Pacheco M.L.A.F., Diniz C.Q.C., Liu A.G. 2017. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology and Evolution*, **1**(10):1455–1464. <https://doi.org/10.1038/s41559-017-0301-9>

Pedrosa Junior N.C. 2015. *Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do rifte de Jaibaras – NE do Brasil.* PhD Theses, Universidade de Brasília, Brasília, DF, xx, 187 p.

Pedrosa Junior N.C., Vidotti R.M., Fuck R.A., Castelo Branco R.M.G., Almeida A.R., Silva N.C.V., Braga L.R.C. 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **74**(1):27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.012>

Pedrosa Junior N.C., Vidotti R.M., Fuck R.A., Oliveira K.M.L., Castelo Branco R.M.G. 2015. Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**(1): 318–334. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.005>

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1973. Sand and Sandstones. Springer Verlag, New York. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>

Pineo T.R.G., Palheta E.S.M., Costa F.G., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Gomes F.E.M., Bessa M.D.M.R., Lima A.F., Holanda J.L.R., Freire D.P.C. 2020. *Mapa geológico do Estado do Ceará.* Fortaleza, Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Ceará, Ministerio de Minas e Energia, Secretaria de Geologia Mineração e Transformação Mineral, Serviço Geológico Do Brasil-CPRM. 1 Mapa. Escala 1:500.000.

Quadros M.L.E.S. 1996. *Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras, na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, noroeste do Estado do Ceará.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 135 p.

Quadros M.L.E.S., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das Formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras-NW do Ceará. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú. Resumos expandidos.* **3**(240–242).

Reading H.G. 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Nature* Third Edit. **278**(5703). Department of Earth Sciences, University of Oxford. <https://doi.org/10.1038/278486a0>

Sá E.F.J., Hackspacher P.C., Nogueira A.M.M., Mgreath I., Lins F.A., Srivastava N.K.I. 1979. Observações sobre a estratigrafia e sequências ígneas da Bacia de Jaibaras, Nordeste do Ceará. *In: SBG, 9º Simpósio de Geologia Nordeste. Natal, Atas[...].* p. 30-38.

Sanchez E.A.M., Uhlein A., Fairchild T.R. 2021. Treptichnus pedum in the Três Marias Formation, south-central Brazil, and its implications for the Ediacaran-Cambrian transition in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **105**(1):102983. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102983>

- Santos H.P., Mángano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**(1):482–488. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.008>
- Santos R.V., Oliveira C.G., Parente C.V., Garcia M.G.M., Dantas E.L. 2013. Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **43**(1):33–41. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.005>
- Santos T.J.S., Fetter A., Hackspacher P., Van Schmus W.R., Nogueira Neto J.A. 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *J. S. Am. Earth Sci.* **25**(271-284).
- Santos Filho F.F.B., Magini C., Chiozza S.G., Castelo Branco R.M.G. 2021. The architecture of the Eopaleozoic Cococi Basin, northeastern Brazil: 2D geological modelling from magnetic and gravimetric data. *Journal of South American Earth Sciences*, **106**(1). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102903>
- Scholonek C. & Augustsson C. 2016. Can cathodoluminescence of feldspar be used as provenance indicator? *Sedimentary Geology*, **336**(1):36–45. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.11.005>
- Sial A.N. & Long L.E. 1987. Rb-Sr and oxigen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. *In: 4º International Conference of geochronology, cosmochemical and isotope geology. Short paper.* USGS open file report 78-701, p. 398-400.
- Sial A.N., Figueiredo M.C.H., Long L.E. 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, **31**(1): 271- 2 8 3.
- Taddeucci J., Cimarelli C., Alatorre-Ibargüengoitia M.A., Delgado-Granados H., Andronico D., Del Bello E., Scarlato P., Di Stefano F. 2021. Fracturing and healing of basaltic magmas during explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience*, **14**(4): 248-254. Doi: 10.1038/s41561-021-00708-1
- Tavares A.C., Castro D.L.de, Clausen O.R., Bezerra F.H.R., Sousa M.O.L., Gomes M.P., Vital H., Oliveira D.C.de. 2022. Continental-scale structural heritage from rift extension to postrift inversion: Implications for the central Brazilian Equatorial Margin evolution. *Tectonophysics*, **837**(1):229446. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229446>
- Tavares Jr S.S., Gorayeb P.S.S., Lafon J.M. 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais[...].* p. 337-338.
- Timothée M., Florent B., Dieu-Veill N.H.M., Damien D. 2024. The Cambro-Ordovician Gondwana alluvial megafan in Central Africa: Insights from the Paleozoic sandstones of the Inkisi group, Congo Republic and Democratic Republic of the Congo. *Journal of African Earth Sciences*, 209, 105109.
- Torsvik T.H. & Cocks L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**(3–4):999–1030. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.012>

- 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: Solid Earth*, **122**(7):5591–5621. <https://doi.org/10.1002/2017JB014348>
- Tucker M.E. 2001. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. In: Tucker M.E. *Sedimentary petrology*. Third Edit. [London.], Blackwell Science.
- Ulmer-Scholle D.S., Scholle, P.A., Schieber J., Raine R.J. 2014. *A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks*. Tulsa, OK, USA, The American Association of Petroleum Geologists-AAPG. (Memoir 109).
- Walker R.G. & James N.P. 1992. *Facies models: response to sea level change*. Canada, Geological Association of Canada (Issue 3). <https://doi.org/10.2110/jsr.55.448>
- Warr L.N. 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, **85**(3):291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Warren L.V., Fairchild T.R., Gaucher C., Boggiani P.C., Poiré D.G., Anelli L.E., Inchausti J.C.G. 2011. Corumbella and in situ Cloudina in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. *Terra Nova*, **23**(6):382–389. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01023.x>
- Zuffa G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional Results. In: Zuffa G.G. *Provenance of arenites*. [S.l.], Springer Science & Business Media. 165–189.



Ministério da Educação  
Universidade Federal do Pará  
Sistema de Bibliotecas

### DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Howard Snaider Gómez Cepeda

CPF: 106.055.451-89 Matrícula: 202001770021

Telefone (+57) 3214102097 e-mail: howsnai1820@gmail.com

Curso/Programa: Mestrado em Geologia e Geoquímica/ Pos-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior

Coorientador: \_\_\_\_\_

Data da Defesa: 09-05-2022

Título/Subtítulo: Paleoambiente e Proveniência da Formação Aprazível - Cambriano, da Bacia Jaibaras,  
Estado do Ceará, Brasil.

**Tipo do documento:** ( ) TCC<sup>1</sup> ( ) TCCE<sup>2</sup> (X) Dissertação ( ) Tese ( ) Artigo Científico  
( ) Livro ( ) Capítulo de livro ( ) Outro: \_\_\_\_\_

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Howard Gómez C.

Belém, Pará 05-07-2024

Autor

Local e Data

<sup>1</sup> Trabalho de Conclusão de Curso

<sup>2</sup> Trabalho de Conclusão de Especialização



Ministério da Educação  
Universidade Federal do Pará  
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA  
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

**1. Tipo de documento:** ( ) TCC<sup>3</sup> ( ) TCCE<sup>4</sup> (X) Dissertação ( ) Tese ( ) Artigo Científico ( ) Livro ( ) Capítulo de Livro ( ) Trabalho Apresentado em evento

**2. Informações sobre a obra:**

Autor: Howard Snaider Gómez Cepeda

RG: F270117-P CPF: 106.055.451-89 E-mail: howsnai1820@gmail.com

Telefone: (+57) 3214102097 Curso/Programa: Mestrado em Geologia e Geoquímica/ Pos-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior Coorientador: \_\_\_\_\_

Título do documento:

Paleoambiente e Proveniência da Formação Aprazível - Cambriano, da Bacia Jaibaras, Estado do Ceará, Brasil.

Data da defesa: 09-05-2022 Área do Conhecimento: Análise de Bacias Sedimentares

Agência de Fomento (*se houver*): \_\_\_\_\_

**3. Informação de disponibilização do documento:**

Restrição para publicação: ( ) Total ( ) Parcial (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total\*: \_\_\_\_\_

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: \_\_\_\_\_

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

**4. Permissões<sup>5</sup>**

Permite o uso comercial da obra? (X) Sim ( ) Não / Permitir modificações na obra? ( ) Sim (x) Não

O documento está sujeito a patentes? ( ) Sim (x) Não

**5. T&D defendidas fora da instituição**

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? ( ) Sim (X) Não

Belém, Pará 05-07-2024

Local e Data

Howard Gómez C.

Assinatura do autor

<sup>3</sup> Trabalho de Conclusão de Curso

<sup>4</sup> Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

<sup>5</sup> Creative Commons Internacional 4.0