

Guilherme Figueiredo Duarte dos Santos

**Discordância no topo do Membro Ipubi (Formação Santana, bacia
do Araripe) - carste em evaporitos**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2018



UFRJ

Guilherme Figueiredo Duarte dos Santos

**Discordância no topo do Membro Ipubi (Formação Santana, bacia do Araripe) -
carste em evaporitos**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Borghi

João Paulo Miranda Oliveira

Rio de Janeiro

Janeiro de 2018

GUILHERME, Figueiredo Duarte dos Santos
Discordância no topo do Membro Ipubi (Formação Santana, bacia do Araripe) -- carste em evaporitos /
Guilherme Figueiredo Duarte dos Santos - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2018.
xx, 131 p.: il.; 30cm
Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2017.
Orientadores: Leonardo Borghi, João Paulo Miranda Oliveira
1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi, João Paulo Miranda de Oliveira. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Guilherme Figueiredo Duarte dos Santos

Discordância no topo do Membro Ipubi (Formação Santana, bacia do Araripe) --
carste em evaporitos

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Borghi
João Paulo Miranda Oliveira

Aprovada em:

Por:

Orientador: Leonardo Borghi (UFRJ)

Ismar de Souza Carvalho (UFRJ)

Aristóteles de Moraes Rios-Netto (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2018

AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço aos meus pais e irmão pelo amor e apoio incondicional em todos os momentos. Não há palavras que possam expressar esse sentimento;

Agradeço a minha namorada pela compreensão e amor ao longo desses anos, e por ter sempre me apoiado;

Agradeço aos meus amigos por terem dividido comigo bons e inesquecíveis momentos;

Agradeço todos os meus professores por terem, cada qual a sua maneira, dividido um pouco do conhecimento e me dado as bases para ser um geólogo;

Agradeço ao Lagesed e todos que o compõem pelo apoio e estrutura ao longo dos anos na produção desse estudo;

Agradeço ao meu orientador João Paulo Miranda Oliveira por todo o suporte e por ter acreditado nesse trabalho;

Agradeço ao meu orientador Leonardo Borghi pela paciência e compreensão, e especialmente por ter visto potencial em mim e acreditado nele; serei sempre grato;

Agradeço ao convênio UFRJ-PRH/ANP-MCT N°18 apoio em todas as etapas desse estudo;

Agradeço ao BDEP por gentilmente ter disponibilizado os dados sísmicos (Protocolo 072645) utilizados nesse estudo;

Agradeço às minas visitadas no trabalho de campo pelo suporte e apoio durante coleta de amostras;

Por fim, deixo meus agradecimentos à Universidade Federal do Rio de Janeiro, que mesmo com todas as dificuldades, ainda mostra que a educação, seja em qual for o seu nível, é o melhor caminho para criar um futuro melhor.

"Deus que me conceda esses últimos desejos—paz e prosperidade para o Brasil."

(D. Pedro II, Imperador do Brasil)

RESUMO

Duarte, Guilherme. **Discordância no topo do Membro Ipubi (Formação Santana, bacia do Araripe) -- carste em evaporitos**. 2018. 131 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Membro Ipubi da Formação Santana é uma sucessão majoritariamente composta por gipsita e anidrita de idade aptiana, cujo topo é fortemente afetado por uma superfície discordante cárstica. Apesar dos estudos realizados nessa unidade, pouco foi aprofundado sobre a natureza do carste e seus impulsionadores. Nesse tocante, o presente estudo tem como objetivo preencher essa lacuna e contribuir para o melhor entendimento da evolução da bacia do Araripe e dos evaporitos aptianos. Para tal, foi realizada a caracterização petrográfica dessas rochas, a análise da superfície cárstica e estruturas associadas, e, por fim, uma breve interpretação sísmica. A petrografia indicou a ocorrência de cinco fácies: duas primárias deposicionais e três secundárias diagenéticas. Paralelo a isso, a caracterização da discordância indicou a ocorrência de karrens, e a influência do carste nas camadas. Por fim, a análise sísmica mostrou a presença de estruturas transcorrentes e de falhas normais reativadas, o que indica a influência do embasamento atuante em praticamente toda a porção pós-rifte. Sobre o carste, foi evidenciada uma etapa de carste epigênico, comumente associado à exposição e variação de umidade, todavia, uma possível influência da tectônica foi notabilizada. Além dessa fase, karrens e fácies secundárias suportam a sugestão de uma segunda etapa de carste epigênico, ainda pouco tratada. Essa etapa teve como principal impulsionador a tectônica, evidenciada na sísmica, e está inserida no soerguimento dos evaporitos. A integração dos dados permitiu importantes considerações e relacionar diretamente a evolução diagenética dos evaporitos com os processos tectônicos que dominavam a bacia.

Palavras-chave: Bacia do Araripe, Membro Ipubi, evaporitos, carste, Aptiano

Abstract

Duarte, Guilherme. **Ipupi Member top unconformity (Santana Formation, Araripe basin) – karst on evaporites**. 2018. 131 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Ipupi Member from the Santana Formation is mainly composed of Aptian gypsum and anhydrite, and the top of this unit is strongly affected by a karstic surface. Though many studies carried out in the unit, little was elaborated about the karstic surface and its drivers. In this regard, the present study aims to fill this gap and to contribute to a better understanding of the Araripe basin evolution and its Aptian evaporites. In order to do so, a petrographic characterization of these rocks along with of the karstic surface and associated structures were held, and, supported by a brief seismic interpretation. The petrography indicated the occurrence of five facies: two primary facies and three secondary facies. Parallel to this, the characterization of the unconformity indicated the occurrence of karrens, and the karst influence on the superimposed layers. Finally, the seismic analysis highlighted the presence of transcurrent structures and reactivated normal faults, indicating basement's influence acting on practically the entire post-rift portion. It was evidenced an epigenetic karst stage, commonly associated to the variation of moisture and exposure, however, a possible tectonic influence was notable. Apart from this phase, karrens and secondary facies support the suggestion of a second stage of epigenetic karst. This stage had as main impeller the tectonics, evidenced in the seismic analysis, and inserted in the rehydration and uplift of the evaporites. The integration of these data allowed important considerations on the diagenetic evolution of the evaporites and how it is related to the basin development.

Key-Words: Araripe basin, Ipupi Member, evaporites, karst, Aptian

Lista de figuras

- Figura 1- Mapas simplificados da localização da bacia do Araripe e áreas de estudo. (A) Indicação da bacia dentro do Brasil; (B) Situação da bacia dentro do Nordeste do Brasil; (C) Mapa geral da bacia do Araripe e localidades, observar a localização aproximada das minas visitadas e poços utilizados (Modificado de Martill, 2007b).....3
- Figura 2 – Mosaico das minas visitadas. A: Mina Pedra Branca; B: Mina Conceição Preta; C: Mina São Jorge; D: Mina Rancharia.....4
- Figura 3 - Localização da mina Pedra Branca com referência à cidade de Nova Olinda.5
- Figura 4 - Localização da mina Conceição Preta com referência à cidade de Santana do Cariri.....5
- Figura 5 - Localização da mina São Jorge com referência à cidade de Trindade.....7
- Figura 6 - Localização da mina Rancharia.....7
- Figura 7 - Localização das 5 seções sísmicas e dos 2 poços obtidos do BDEP. Observe que os dois poços estudados estão sobre as seções 141-RL-9 e a 141-RL-10 (Baseado em Appi, 2009 e Marques *et al.*, 2014).....13
- Figura 8 - Mapa de localização da bacia do Araripe na Província Borborema, com destaque para os lineamentos que definem a Zona Transversal (Modificado de Marques *et al.*, 2014).....18
- Figura 09- Organização dos membros que compõem a Formação Santana com destaque o Membro Ipubi (Modificado de Esteves Jr., 2009 *cf.* Ponte, 1992).....22
- Figura 10 – Aspecto da discordância no topo dos evaporitos interpretada como um paleocarste por Silva (1986a). Fotografia da frente de lavra na mina Pedra Branca.....24
- Figura 11 - Perfil vertical de um carste epigênico (Modificado de Stokes *et al.*, 2010).28
- Figura 12 - Perfil indicando as porções do carste epigênico e hipogênico (Modificado de Klimchouk, 2013).....30
- Figura 13 – Representam de um ciclo sabkha com o topo capeado pela Superfície de Stokes (Modificado de Warren, 2016).....31
- Figura 14 – Comparação entre os estilos de sabkhas; visão geral de sabkhas marinho-costeiro (A,B)e os continentais (C,D). Na figura (A) há a representação de um sabkha costeiro, com o mar ao fundo; destaca-se também a planície sabkha com pequenas

acumulações de água; (B) Imagem de satélite de sabkhas no Golfo de Suez e a região do sabkha; (C) indica crostas das halitas fortemente dissolvidas no Vale da Morte (EUA), e a figura (D) apresenta um panorama do mesmo local, onde destacam-se os leques e sua proximidade com o sabkha continental.....33

Figura 15 – Esquematização idealizada de um sabkha continental e seus componentes. (Modificado de Warren, 2016).....34

Figura 16 – Imagem de satélite indicando as ocorrências das salinas costeiras na Austrália onde há precipitação de gipsita (Modificada de Warren (2016), imagem do satélite Landsat).....36

Figura 17 – Imagem de satélite indicando o Great Salt Lake (à direita) e o lago Bonneville (à esquerda), importantes exemplos de ambientes subaquosos continentais..36

Figura 18 - Fácies gipsita prismática. (A) Fotomicrografia de gipsita prismática (NX). (B) Fotomicrografia de gipsita prismática (NX). (C) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para porosidade (N//), (D) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para porosidade (N//). (E) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para uma lâmina de anidrita e carbonato (SE-68,85 -NX). (F) Fotografia da laminação comum na fácies gipsita prismática (Mina São Jorge).....39

Figura 19 - Fácies anidrita nodular. (A) Fotomicrografia indicando o formato de fibras e ripas comuns da anidrita (SE13,83 - NX), (B) Fotomicrografia da gipsita substituindo a anidrita (SE-13,83 - NX). (C) Fotomicrografia de um nódulo sendo substituído por gipsita porfiroblástica (NX). (D) Fotomicrografia indicando a geometria irregular dos nódulos e pequenas fibras (N//). (E) Fotomicrografia indicando ocorrência de pequenos veios cortando os nódulos de anidrita (17,31B - NX). (F) Fotografia destacando os nódulos de coloração branca a azulada em amostra de mão (Mina São Jorge).....41

Figura 20 - Fácies gipsita porfiroblástica. (A) Fotomicrografia destacando a grande quantidade de anidrita reliquiar que ocorre na gipsita porfiroblástica (NX). (B) Fotomicrografia indicando alguns sinais de porosidade e fraturas na gipsita porfiroblástica (N//). (C) Fotomicrografia destacando um grande cristal de gipsita porfiroblástica e a ocorrência de subgrãos e extinção levemente ondulante (NX). (D) Fotografia destacando a variedade roseta da gipsita porfiroblástica e ocorrência de outras fácies a cercando (SE-55,75 - NX). (E) Fotomicrografia destacando o interior de uma roseta de gipsita e indicando a natureza radiada dos cristais (C4-43,00 - NX). (F) Fotografia de amostra de mão de gipsita prismática com ocorrência de rosetas de gipsita centimétricas (Mina São Jorge).....44

Figura 21 - Fácies gipsita alabastrina. (A) Fotomicrografia de gipsita alabastrina variando para gipsita porfiroblástica na porção esquerda inferior (NX). (B) Fotomicrografia destacando um grupo de gipsita alabastrina que assumiu uma organização semelhante a um nódulo (NX). (C) Fotomicrografia destacando a variabilidade da gipsita alabastrina para gipsita porfiroblástica (NX). (D) Fotomicrografia destacando a ocorrência de gipsita alabastrina cercando uma roseta de

gipsita (NX). (E) Fotomicrografia de gipsita alabastrina com ocorrência de pequenos cristais de carbonato (NX). (F) Fotografia indicando em amostra de mão a coloração leitosa assumida por essa fácies e a impossibilidade de discernir grãos (Mina Conceição Preta).....46

Figura 22 - Fácies espato acetinado. (A) Fotomicrografia de espato acetinado indicando a curvatura de algumas fibras e acúmulo de impurezas na porção logo acima da fibra curvada (SE-59,60 - NX). (B) Fotomicrografia de espato acetinado destacando o paralelismo e disposição ortogonal das fibras (NX). (C) Fotomicrografia destacando a ocorrência de folhelhos nas paredes da rocha encaixante (N//). (D) Fotomicrografia de espato acetinado aonde o veio trunca cristais de gipsita porfiroblástica (NX). (E) Fotomicrografia de veio de espato acetinado com fibras ortogonais e paralelas entre si, e grande ocorrência de folhelhos nos limites (C4-55,20 - NX). (F) Fotografia de espato acetinado destacando os folhelhos nas paredes da rocha encaixante e como inclusões dentro das fibras (Mina São Jorge).....48

Figura 23 - Falha do tipo anticlinal *roll-over* afetando o Membro Romualdo na mina São Jorge.....52

Figura 24 - Camadas fortemente arqueadas que ocorrem adjacentes à região afetada pela falha do tipo anticlinal *roll-over* na mina São Jorge.....53

Figura 25 - Camadas do Membro Romualdo seguindo a irregularidade do topo dos evaporitos do Membro Ipubi na mina São Jorge.....54

Figura 26 - Dobras afetando camadas logo acima dos evaporitos do Membro Ipubi na mina Conceição Preta.....56

Figura 27 - Organização da frente de lavra da mina Conceição Preta, onde ocorrem dois pacotes de evaporitos separados por camadas arqueadas.....57

Figura 28 - Camada superior do evaporito na mina Conceição Preta que remete a um *boudin*.....58

Figura 29 - Organização da mina Conceição Preta, onde uma porção é dobrada e possui dois pacotes de evaporitos, enquanto que a região adjacente apenas um e predomina a horizontalidade das camadas.....58

Figura 30 – Emaranhado de veios que ocorre na frente de lavra da mina Pedra Branca.60

Figura 31 - Região dominada por folhelho no meio dos evaporitos que afunila para o topo seguindo os veios de espato acetinado.....61

Figura 32 - Visão da frente de lavra da mina Pedra Branca, com destaque para o falhamento na porção esquerda que não parece afetar diretamente o Membro Ipubi.....62

Figura 33 - Conglomerado basal do Membro Romualdo e o folhelho do topo do Membro Ipubi.....63

Figura 34 - Destaque para dissolução afetando diretamente as camadas na mina Rancharia.....	64
Figura 35 - Representação estratigráfica dos poços utilizados (Modificado de Ponte e Ponte-Filho, 1996).....	65
Figura 36 - Seção geológica na linha 141-RL-09 de Ponte e Ponte-Filho (1996) e a linha com os sismohorizonte marcados.....	67
Figura 37 - Seção geológica na linha 141-RL-10 apresentada em Ponte e Ponte-Filho (1996) e linha sísmica com os sismohorizonte.....	68
Figura 38 – Exemplo geral das falhas afetando o embasamento, com destaque para a grande falha situada na porção E da seção. Falha registrada na linha 141-RL-9.....	72
Figura 39 – Detalhe de uma grande falha em flor iniciada no embasamento e seguindo até as porções mais rasas da bacia do Araripe. Falha registrada na linha 141-RL-10.....	72
Figura 40 – Destaque para as estruturas em flor e falhas normais afetando as porções pós-rifte conforme a linha 09.....	73
Figura 41 – Destaque para as falhas normais com raízes na base da Formação Santana na linha 09.....	73
Figura 42 – Exemplo de estrutura em flor na linha 09.....	75
Figura 43 – Linha sísmica 141-RL-09 interpretada.....	76
Figura 44 – Linha sísmica 141-RL-10 interpretada.....	77
Figura 45 - Transformação de gipsita prismática para a variedade de nódulos de anidrita conhecida como fantasmas de gipsita (Modificada de Warren, 2016).....	82
Figura 46 - Geração das fácies secundárias a partir da recristalização e hidratação direta de nódulos de anidrita (Modificada de Warren, 2016).....	83
Figura 47 - Evolução dos evaporitos do Membro Ipubi nas fases de diagênese (Modificado de Warren, 2016).....	85
Figura 48- Perfil levantado por Silva (1986a) indicando a ocorrência de camadas paralelas acima e abaixo dos calcretes, que por sua vez, ocorrem onde não há evaporitos (Modificado de Silva, 1986a).....	87
Figura 49 - Perfil levantado por Cavalcanti & Viana (1990) na mina Pedra Branca indicando a ocorrência de folhelhos e conglomerados acima dos evaporitos (Modificado de Cavalcanti & Viana, 1990).....	88

- Figura 50 - Perfil levando por Esteves Jr. (2009) para o poço C4. Destaque para as duas discordâncias dentro de uma mesma sucessão de evaporitos (Modificado de Esteves Jr., 2009).....90
- Figura 51 – Tectônica ocorrendo na Formação Codó, ora causando soerguimento e ora causando subsidência, conceito similar apresentado para o Membro Ipubi. (Modificado de Paz & Rossetti, 2006b).....92
- Figura 52 - Perfil levantado por Custódio *et al.* (2017) na mina Pedra Branca indicando os folhelhos e conglomerados acima dos evaporitos, e a predominância de sedimentos marinhos no Membro Romualdo (Modificado).....94
- Figura 53 - Pseudomorfos de halita encontrados em rocha carbonática do Membro Crato. Na porção direita da figura é possível observar a ocorrência de pequenos cubos de halita com coloração mais branca.....96
- Figura 54 - Karrens ou lapiás que ocorrem em gipsita alabastrina do Membro Ipubi. À esquerda destacam-se as pequenas cavidades na rocha, enquanto que na direita, o karren está representado por cristas na porção esquerda.....99
- Figura 55 - Mosaico indicando dolinas e irregularidades que não afetam o Membro Romualdo. Em (A) as camadas do Membro Romualdo ocorrem paralelas; em (B), embora não ocorra, o Membro Romualdo, a irregularidade é preenchida pelos folhelhos sobrepostos aos evaporitos. Nas figuras (C) e (D) as dolinas são preenchidas por partes do Membro Romualdo, e este não tem a sua organização diretamente afetada.....101
- Figura 56 - Mosaico de frentes de lavra onde o Membro Romualdo é diretamente pela organização do topo do Membro Ipubi. Figura (D) retirada de Bobco (2014).....105
- Figura 57 - Organização dos diferentes momentos tectônicos (Modificado de Matos, 2000).....109
- Figura 58 - Fibras de espato acetinado dobradas, em destaque, ocorrendo em veio na Mina Pedra Branca.....112
- Figura 59 - Paleogeografia segundo o conceito apresentado por Arai (2009) ao adaptá-lo ao mapa paleogeográfico de Scotese (2001). Dentre as bacias, destaca-se a bacia do Araripe representado por H.....123
- Figura 60 - Sentido da ingressão marinha durante o Aptiano conforme a conceituação de Custódio (2017). Observar os divisores de água no interior do Nordeste segregando as bacias.....124

Lista de quadros

Quadro 1 - Síntese de amostras coletadas e laminadas.....	11
Quadro 2 - Síntese dos estudos paleoambientais da bacia do Araripe e critérios utilizados.....	27
Quadro 3 – Correlação dos <i>checkshots</i> e significado deles o poço 2-AP-1CE.....	70
Quadro 4 – Correlação dos <i>checkshots</i> e o significado deles para o poço 4-BO-1-PE....	71

Sumário

Agradecimentos.....	VI
Resumo.....	VIII
Abstract.....	IX
Lista de figuras.....	X
Lista de quadros.....	XV
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 ÁREA DE ESTUDO.....	3
2.1 Mina Pedra Branca.....	4
2.2 Mina Conceição Preta.....	4
2.3 Mina São Jorge.....	6
2.4 Mina Rancharia.....	6
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	8
3.1 Etapa de campo.....	8
3.2 Etapa de escritório.....	9
3.2.1 Caracterização macroscópica.....	10
3.2.2 Caracterização microscópica.....	10
3.3 Caracterização da carstificação.....	12
3.4 Caracterização sísmica.....	12
3.5 Integração de dados.....	15
4 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	17
4.1 Bacia do Araripe.....	17
4.2 Estratigrafia da bacia do Araripe.....	20
4.2.1 Formação Santana.....	22
4.2.2 Membro Ipubi.....	23

4.3 Carstificação.....	27
4.4 Ambientes evaporíticos.....	30
5 RESULTADOS.....	37
5.1 Caracterização de fácies.....	37
5.1.1 Fácies Primárias.....	38
5.1.1.1 Gipsita Prismática (Gp).....	38
5.1.1.2 Anidrita Nodular (An).....	40
5.1.2 Fácies Secundárias.....	42
5.1.2.1 Gipsita Porfiroblásticas (Gpr).....	42
5.1.2.2 Gipsita Alabastrina (Ga).....	45
5.1.2.3 Espato Acetinado (Ea).....	47
5.2 Sucessão de Fácies.....	49
5.3 Caracterização das minas.....	50
5.3.1 Mina São Jorge.....	50
5.3.2 Mina Conceição Preta.....	55
5.3.3 Mina Pedra Branca.....	59
5.3.4 Mina Rancharia.....	63
5.4 Interpretações sísmicas.....	64
5.4.1 Sismo-horizontes.....	65
5.4.2 Interpretação estratigráfica.....	69
5.4.3 Interpretação estrutural.....	71
6 DISCUSSÃO.....	78
6.1 Evolução diagenética dos sulfatos.....	78
6.2 Carste no Membro Ipubi.....	85
6.2.1 Impulsionadores.....	85

6.2.2 Modelo de carstificação.....	94
6.2.3 Natureza do carste.....	98
6.3 Tectônica pós-rifte da bacia do Araripe	105
6.3.1 Considerações sobre a tectônica e o carste no intervalo pós-rifte.....	110
6.3.2 Considerações acerca da tectônica do sal.....	115
7 ANÁLISE PALEOAMBIENTAL.....	117
8 CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	125
9 REFÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVO

A bacia do Araripe, a maior das bacias interiores e uma das mais estudadas do Brasil, devido ao seu vasto conteúdo fossilífero, possui estreita relação, em sua história evolutiva, com os processos de ruptura do Gondwana durante o Cretáceo. Ao longo dessa evolução, foi depositada na bacia do Araripe uma sucessão de 30 metros de evaporitos sulfatados, representados pelo Membro Ipubi, majoritariamente composto por gipsita e anidrita em menor quantidade (Silva, 1988; Assine, 2007). Esses evaporitos têm idade Aptiana, a mesma idade que é associada às rochas que compõem o intervalo “Pré-sal” nas bacias da margem continental do Brasil. Portanto, o Membro Ipubi, uma vez inserido na Fase Salífera, pode ter grande importância para melhor compreender a evolução paleogeográfica e paleoambiental do Nordeste do Brasil e de parte da última região que unia o Gondwana.

O topo dessa unidade é representado por uma superfície discordante que a literatura descreve como paleocárstica. A origem dessa superfície é tradicionalmente associada a uma variação climática que ocorreu durante uma etapa de exposição dessas rochas evaporíticas (Silva, 1988), todavia, estudos recentes como Appi (2009) e Esteves Jr. (2009) sugerem uma maior importância e influência da tectônica durante os processos ocorridos nessa etapa, e em momentos posteriores.

Dentro deste contexto, o presente estudo tem como objetivo a caracterização do carste na bacia, buscando compreender a natureza do processo durante a deposição dos sulfatos e em momentos posteriores, bem como compreender qual a importância da tectônica, do clima e da evolução diagenética na ocorrência do carste. Para tal, o estudo foi embasado na caracterização petrográfica desse evaporitos, e, da análise direta da

superfície cárstica e estruturas a ela associada. Além disso, ele foi apoiado por interpretação de seções sísmicas 2D da bacia, utilizadas para complementar a discussão sobre a tectônica e apoiar as observações realizadas em escala de afloramento.

2 ÁREA DE ESTUDO

Como apresentado anteriormente, as minas visitadas, e poços utilizados, são situadas nos estados do Ceará e de Pernambuco (Figura 1, Figura 2), parte do Nordeste do Brasil. Em uma visão mais geral, elas estão próximas do sopé da Chapada.

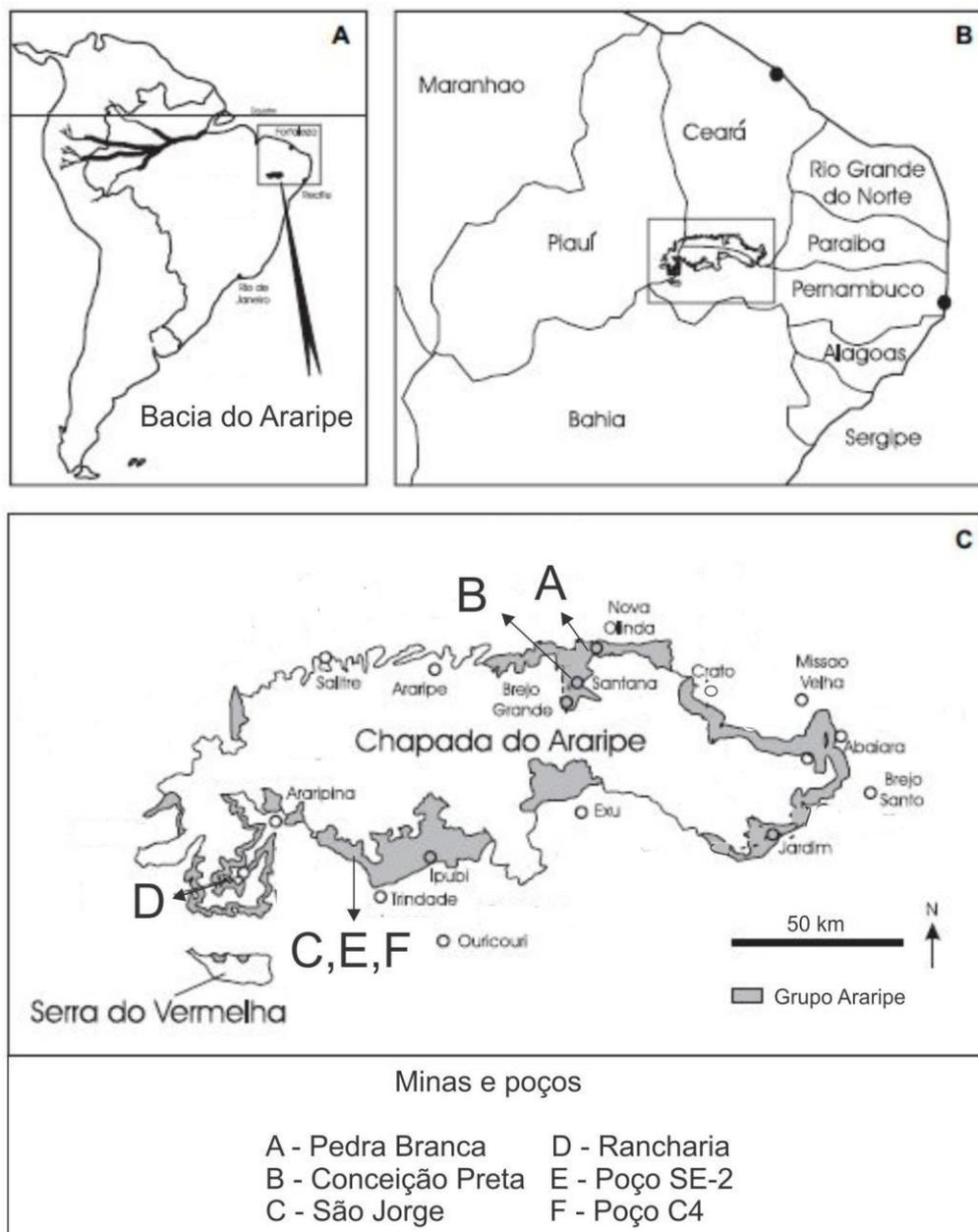


Figura 1- Mapas simplificados da localização da bacia do Araripe e áreas de estudo. (A) Indicação da bacia dentro do Brasil; (B) Situação da bacia dentro do Nordeste do Brasil; (C) Mapa geral da bacia do Araripe e localidades, observar a localização aproximada das minas visitadas e poços utilizados (Modificado de Martill, 2007b).

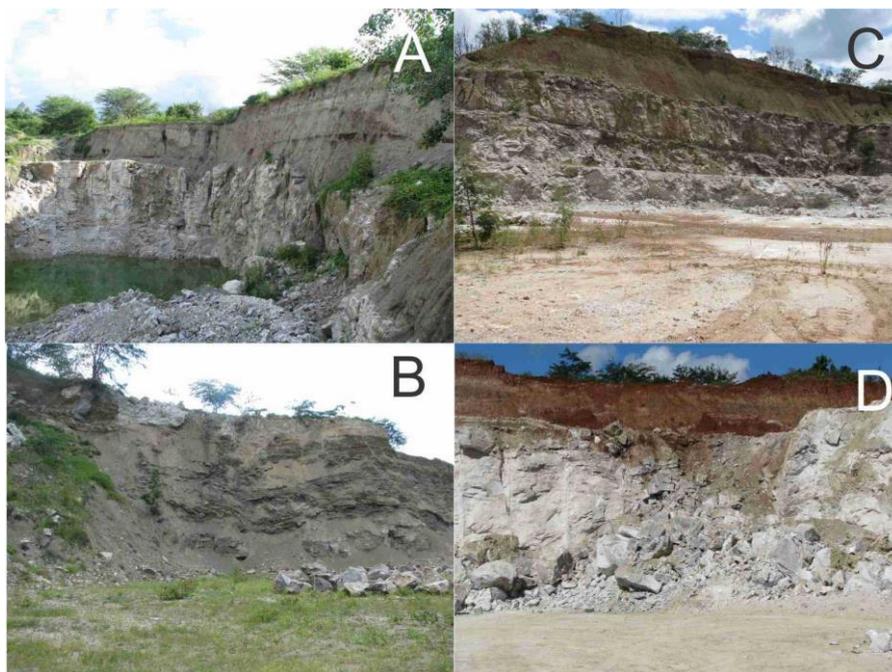


Figura 2 – Mosaico das minas visitadas. A: Mina Pedra Branca; B: Mina Conceição Preta; C: Mina São Jorge; D: Mina Rancharia.

2.1 Mina Pedra Branca

Essa mina é parte do estado do Ceará, e é situada entre Santana do Cariri e Nova Olinda. Sendo parte do município de Nova Olinda, o seu acesso a partir da cidade é através da CE-166 e a sua entrada é de fácil visualização (Figura 3). A mina é propriedade da Chaves S.A – Mineração e Indústria. Possui coordenadas ($7^{\circ} 07' 54''S/ 39^{\circ} 42' 59''W$).

2.2 Mina Conceição Preta

Localizada no município de Santana do Cariri, também no Ceará. O seu acesso é a partir da Rua São Pedro, em Santana do Cariri. Uma vez que não há sinalização que indique a entrada da mina, a modo mais fácil de encontra-la é tendo como referência a Rua São Miguel, a entrada da mina é a bifurcação anterior a ela (Figura 4). Possui coordenadas ($7^{\circ} 11' 45''S/ 39^{\circ} 43' 11''W$).

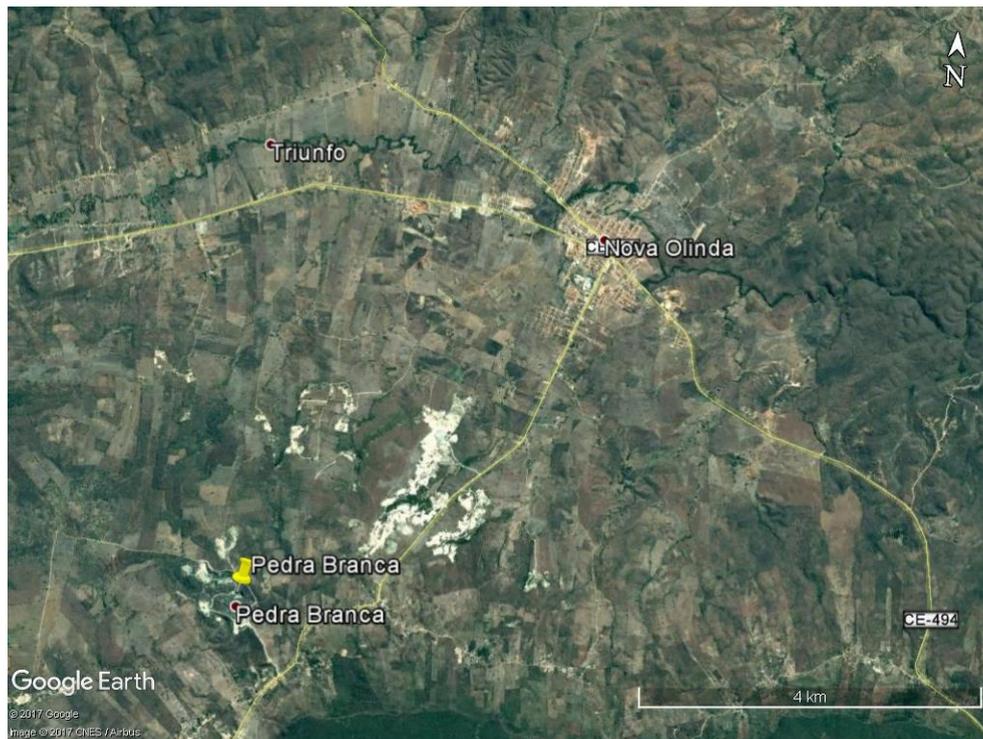


Figura 3 - Localização da mina Pedra Branca com referência à cidade de Nova Olinda.

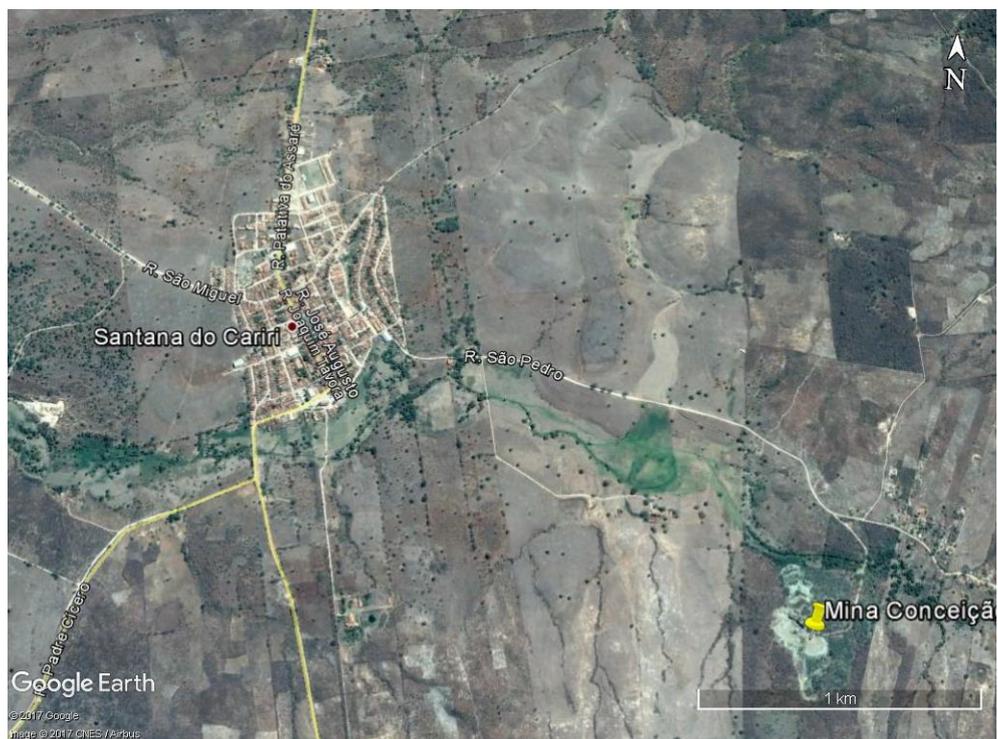


Figura 4 - Localização da mina Conceição Preta com referência à cidade de Santana do Cariri.

2.3 Mina São Jorge

Localizada no estado de Pernambuco, a mina é próxima da cidade de Ipubi. O seu acesso é através da PE-630, que liga Ipubi a Trindade (Figura 5). Tem coordenadas ($7^{\circ} 42' 44''\text{S} / 40^{\circ} 14' 04''\text{W}$).

2.4 Mina Rancharia

A mina Rancharia também é localizada no estado de Pernambuco e o seu acesso se dá através da estrada da Avenida Recife e posteriormente pela PE-615, partindo a partir de Araripina e seguindo à localidade de Lagoa de Dentro (Figura 6). Tem coordenadas ($7^{\circ} 44' 41''\text{S} / 40^{\circ} 28' 17''\text{W}$).

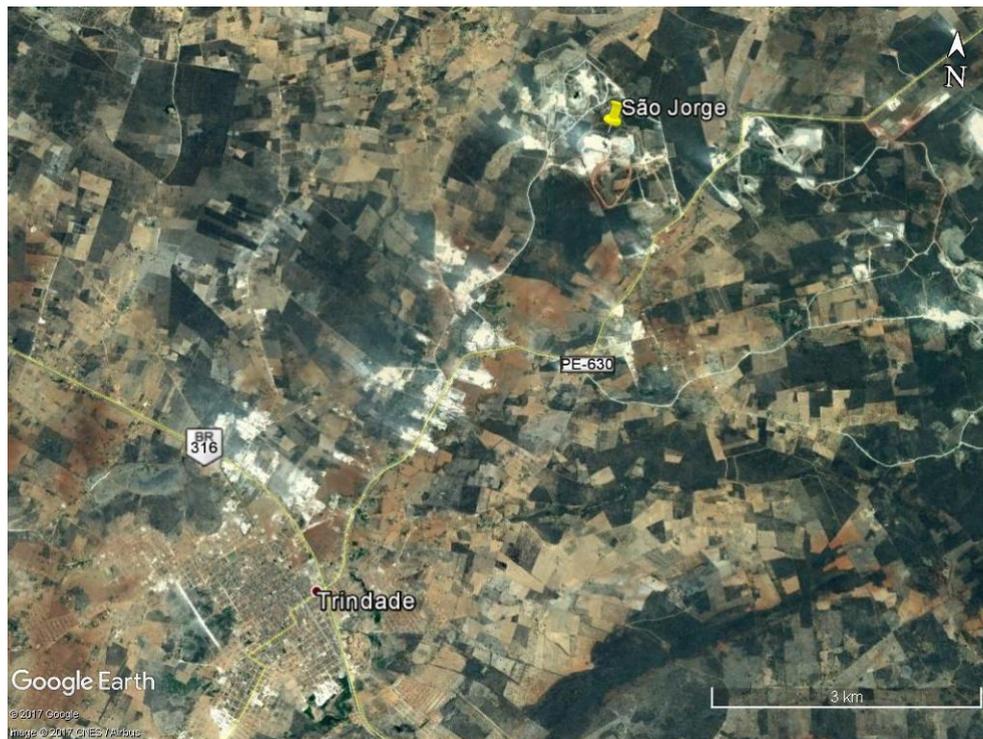


Figura 5 - Localização da mina São Jorge com referência à cidade de Trindade.

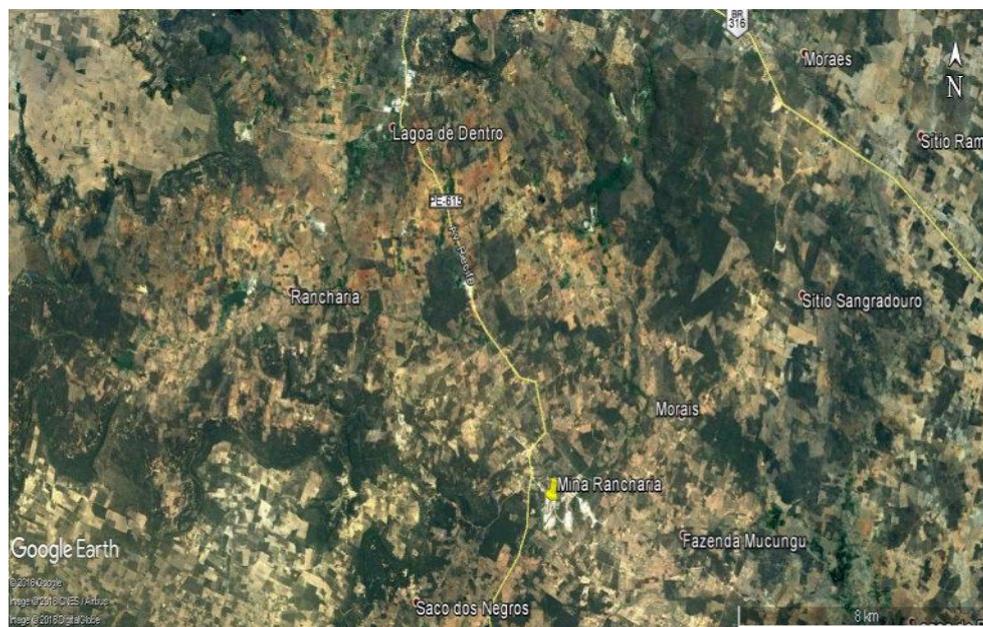


Figura 6 - Localização da mina Rancharia.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A realização desse trabalho foi dividida em duas etapas principais: (1) uma etapa de campo, e (2) outra etapa de escritório, onde os dados obtidos em campo foram descritos e discutidos, conforme apresentado abaixo:

3.1 Etapa de campo

Foram realizadas atividades de campo nas minas Pedra Branca, Conceição Preta, localizadas no estado do Ceará, e São Jorge e Rancharia, no estado de Pernambuco, no Nordeste do Brasil (Figura 1 e Figura 2). As atividades incluíram coleta de amostras, e observação e caracterização das relações estratigráficas entre os membros da Formação Santana, com destaque para as relações entre o Membro Ipubi e o Membro Romualdo. No total, foram coletadas 37 amostras, onde 10 são provenientes da mina São Jorge, 12 da mina Conceição Preta, 5 da mina Rancharia e 10 da mina Pedra Branca, visando a caracterização petrográfica macroscópica e microscópica delas.

A maioria dessas amostras teve de ser coletada diretamente da frente de lavra, ou de regiões próximas das mesmas, uma vez que não foi possível adquirir dados de testemunhos das minas. Logo, devido a essa situação, não foi possível correlacionar as amostras coletadas com as suas regiões nos afloramentos, e, tampouco, houve como ordenar as relações de topo e base, e a profundidade. Ainda assim, a coleta foi capaz de obter número representativo das diferentes texturas que ocorrem nas frentes. A única mina onde foi possível, com o auxílio dos trabalhadores locais, correlacionar as amostras coletadas a determinadas porções da frente de lavra, foi na mineração São

Jorge, porém, ainda assim de maneira simples, uma vez que os trabalhadores indicaram a maior ocorrência de anidrita na base e de gipsita no topo.

Além da coleta, houve a observação e a caracterização das relações estratigráficas entre o Membro Ipubi e Membro Romualdo. Dessa forma, foram observadas as geometrias e continuidades dos corpos, e, mais importante, a natureza do contato entre eles, quando observável. A ocorrência de uma superfície discordante no topo dos evaporitos foi observada e, especialmente, como ela se relaciona com o Membro Romualdo e o próprio Membro Ipubi. Como as minas apresentavam organizações diferentes umas das outras, também foi realizada uma caracterização individual delas, o que permitiu a descrição de estruturas associadas à dissolução, como os karrens, e à tectônica, como falhas e dobras. Realizadas as caracterizações, os locais e feições mais importantes foram fotografados e registrados.

3.2 Etapa de escritório

Durante essa segunda etapa, houve a descrição das amostras coletadas. As 37 amostras coletadas previamente foram somadas a outras já disponíveis no Laboratório de Geologia Sedimentar – Lagesed. A maior parte dessas amostras adveio de estudos realizados por Silva (1983, 1986a, 1986b, 1988) em análises no poço SE-2, já outra parcela menor é proveniente do poço C-4 utilizada em Esteves Jr. (2009); o poço C4 está situado na mina São Jorge (Figura 1) e o SE-2 na mina Casa de Pedra (não visitada no estudo), mas é situada relativamente próxima à Mina São Jorge. Diferentemente das amostras coletadas na atividade de campo, essas foram obtidas por sondagem, e nelas havia as relações de topo e base, bem como as profundidades perfuradas.

3.2.1 Caracterização macroscópica

Com todas as amostras reunidas, elas foram inicialmente agrupadas em conjuntos segundo a semelhança, por exemplo, conjuntos compostos por amostras laminadas, fibrosas e amostras maciças. As mais expressivas foram escolhidas e cortadas para serem trabalhadas como seções polidas para uma caracterização mais completa.

Durante essa etapa, o objetivo foi observar e identificar geometrias dos cristais, suas cores, e as mais comuns estruturas sedimentares. Devido à boa qualidade das amostras, o estudo foi praticamente todo realizado a olho nu, mas em breves momentos utilizou-se lupa. Dentre as amostras disponíveis, destacam-se 8 seções polidas.

Os conceitos fundamentais sobre evaporitos utilizados são baseados nos apresentados por Warren (2016). Para as análises mais focadas na macroscopia de sulfatos as bases foram Silva (1983) e Esteves Jr. (2009), realizados na bacia do Araripe, e as de Paz & Rossetti (2006a) realizadas na bacia do Parnaíba.

A partir desses conceitos, as cinco fácies puderam ser identificadas, duas primárias e três secundárias. As primárias são: gipsita prismática/colunar e anidrita nodular; já as secundárias são: gipsita porfiroblástica, alabastrina e espato acetinado.

3.2.2 Caracterização microscópica

Para a caracterização microscópica foi utilizado um microscópio de luz transmitida polarizada, cujo principal objetivo era inicialmente corroborar as observações e fácies identificadas na caracterização macroscópica. Para tal, focou-se nas relações entre a gipsita e anidrita, com destaque na análise de anidritas incluídas na gipsita, e, além disso, na caracterização dos contatos entre os cristais e também nos

tamanhos e na geometria. Também foram buscadas ocorrências que suportassem a dissolução, como porosidade. Foi utilizado um total de 23 seções delgadas (Quadro 1).

A identificação das principais feições de uma determinada fácies foi baseada nos conceitos pioneiros de Holliday (1970), posteriormente adaptados e ampliados por Warren (2016). Para o caso da bacia do Araripe, bem como na macroscopia, foram utilizados conceituações utilizadas em Silva (1988) e Esteves Jr. (2009).

Esses importantes nuances observados nas lâminas foram registrados utilizando o *software* Axionvision em conjunto com o microscópio Zeiss Axio Imager.A2m disponíveis no Lagesed.

Quadro 1 - Síntese de amostras coletadas e laminadas.

Origem	Amostras	
	Coletadas	Lâminas delgadas
Mina Pedra Branca	10	1
Mina Conceição Preta	12	2
Mina São Jorge	10	6
Mina Rancharia	5	2
Poço SE-2	-	7
		prof. 13,83
		prof. 55,75
		prof. 58,95
		prof. 59,60
		prof. 60,95
		prof. 54,65
		prof. 68,85
Poço C4	-	4
		prof. 31,60
		prof. 38,80
		prof. 43,00
		prof. 46,60
		prof. 55,20

3.3 Caracterização da carstificação

Inicialmente, foi realizado um extenso levantamento bibliográfico acerca de carste, e em especial a recorrente em evaporitos. Ao final desse processo a caracterização foi fortemente influenciada pelas ideias apresentados em Ford e Williams (2007), Frumkin (2013), Klimchouk (2013), White & White (2013) e Warren (2016). E partir delas, pode-se caracterizar o tipo de carste e compreender os processos geradores.

As diversas observações e conceitos apresentados por esses autores também foram aplicados para as feições associadas ao carste. Dessa forma, karrens, feições que até o momento não haviam sido identificadas no Membro Ipubi, puderam ser inicialmente descritos. Para a caracterização deles, o processo foi basicamente simples, uma vez que se compararam os karrens encontrados no Membro Ipubi com os descritos pela literatura.

3.4 Caracterização sísmica

Com as etapas anteriores finalizadas, foi executado um estudo sísmico utilizando as seções sísmicas e dados de poço cedidos pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BPED) da ANP, através de concessão acadêmica de dados. Foram obtidas 5 seções: 141-RL 01, 02, 06, 09 e 10 (Figura 2), no formato SEG-Y. Os dados já foram recebidos processados, portanto, foi realizada apenas a análise e interpretação.

Com relação aos poços, foram obtidos dois poços: 4-BO-1-PE e 2-AP-1-CE, localizados sobre as seções 141-RL-09 e a 141-RL-10, respectivamente (Figura 7).



Figura 7 - Localização das 5 seções sísmicas e dos 2 poços obtidos do BDEP. Observe que os dois poços estudados estão sobre as seções 141-RL-9 e a 141-RL-10 (Baseado em Appi, 2009 e Marques *et al.*, 2014).

Os dados digitais foram carregados utilizando o *software* Petrel, e através dele foi possível visualizar parte das rochas em subsuperfície e observar importantes feições.

Inicialmente, foi feita uma análise dos dados sísmicos e de poços. Os poços apresentavam checkshots, com isso, foi possível fazer a amarração entre eles e as respectivas seções sísmicas. Além disso, foram utilizadas as informações de checkshots e dos perfis compostos do trabalho de Ponte e Ponte-Filho (1996), que auxiliaram na calibração das seções 141-RL-9 e a 141-RL-10 com os poços 4-BO-1-PE e 2-AP-1-CE.

Quando os carregamentos foram realizados no Petrel, e a amarração do poço, processo que faz a correspondência dos dados do poço com a seção sísmica, realizada, parte das informações não correspondiam à seção diretamente. Uma grande parte delas ficava acima da seção propriamente dita, ou seja, em porções que não havia rochas e tampouco, resposta sísmica. Para contornar essa situação, inicialmente foram reorganizadas as informações disponíveis, e realizadas alterações nos checkshots; dados que correlacionam a MD, a profundidade medida e o TWT (*two-way traveltime*), que

representa o tempo que a onda leva para chegar a um refletor a partir da sua fonte e retornar a ela.

Na linha 141-RL-09 calibrada com o poço 2-AP-1-CE, o seu perfil composto indicava que a mesa rotatória (MR) marcava 869 metros, um valor demasiado alto para a mesa, e que sua cota altimétrica era de 860 metros. Ao utilizar esses valores fielmente, era impossível realizar qualquer correlação de dados, uma vez que a maior parte dos dados ficava acima do topo da linha. Objetivando contornar essa situação, concluiu-se que o valor mais correto para a MR deveria ser 9 metros, pois é esse o valor da diferença entre a cota e o MR indicada no perfil.

Ainda assim, uma parte dos dados ainda não condizia com a seção, então, foi realizada a mudança nos checkshots a partir da cota altimétrica. Basicamente ela foi alterada para um valor de 900 metros e a diferença entre ela e o valor anterior, equivalente a 40 metros, foi compensado na forma de um *checkshot*, com o MD de -40 e TWT de 0, logo, indicando que nesse espaço não havia rochas e tampouco respostas sísmicas; os *checkshots* utilizados e seus significados estão indicados no Quadro 4.

Para a linha 141-RL10, utilizada com o poço 4-BO-1-PE, o mesmo processo de ajuste de dados teve de ser executado. Para esse poço, a cota máxima foi +804 metros, e para contornar essa questão foi utilizada uma cota máxima de +820 metros; dessa forma o checkshot para compensar essa variação indicou MD de -16, e TWT o valor de 0; esse e os outros checkshots estão indicados no Quadro 5. Sobre a MR, o perfil composto indica um valor 808 metros, e ao subtraí-lo do valor da cota, a ela foi inferida um valor de 4 metros.

Através dessas mudanças, os dados ficaram mais enxutos e condizentes com a seção, o suficiente para selecionar e compreender o significado dos sismohorizontes que ainda seriam definidos. A única consequência negativa dessas alterações está nos

valores de incerteza e erro, todavia, devido à escala utilizada, eram facilmente contornados e pouco impactantes; no geral, a incerteza ficou entre 10 a 20 metros.

A partir dessa calibração, foram identificados três sismo-horizontes, definidos a partir dos topos de formações dos poços, dos contrastes de impedância acústica que eram prontamente identificados na seção, e pelos próprios checkshots. Dessa maneira, as diferentes unidades que compõem o empilhamento da bacia foram identificadas, e as seções interpretadas inicialmente no viés estratigráfico.

Com relação à interpretação estrutural inicialmente foram buscadas estruturas maiores relacionadas ao embasamento, e à seção sin-rifte, quando a tectônica teve o seu auge. Diversos extensos falhamentos foram observados, e interpretados em ambas as seções. Uma vez que o Membro Ipubi é parte da seção pós-rifte, a interpretação não pode se limitar unicamente até o sin-rifte; a porção superior também foi analisada. E o mesmo processo interpretativo foi executado.

A atuação da tectônica, notabilizada pelas seções sísmicas, acarretou em outro levantamento bibliográfico para compreendê-la. Estudos como Ponte e Ponte-Filho (1996), Matos (1992, 1999, 2000), Morais Neto *et al.* (2006) e Almeida (2010) foram importantes para compreender como foi a evolução tectônica e do relevo da região, e dessa forma, adaptar a tectônica à carstificação e aos evaporitos.

3.5 Integração dos dados

A etapa final foi a de integração dos resultados obtidos nas etapas anteriores. Isso possibilitou gerar uma sucessão faciológica para Membro Ipubi com base nos diferentes momentos de diagênese segundo Choquette & Pray (1970) e Warren (2016). Interpretações paleoambientais, pautadas por variados autores, onde se destacam Warren

& Kendall (1985), Silva (1988), Assine (2007) e Warren (2016) também foram realizadas, uma vez que o carste se relaciona diretamente com o ambiente.

Por fim, foram elaborados e trabalhados os diferentes modelos e condições que expliquem a carstificação. O modelo foi gerado integrando os dados petrográficos, os dados sísmicos e os dados obtidos diretamente da atividade de campo para assim, então, reconstruir uma parte da evolução paleogeográfica da região.

4 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

4.1 Bacia do Araripe

A bacia do Araripe é a maior representante das bacias do vale de riftes do Cariri, bem como a maior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Geologicamente é delimitada pelo Lineamento da Paraíba, a norte, e, a sul pelo Lineamento de Pernambuco (Ponte & Ponte-Filho, 1996), conforme indicado na figura 8. Dentro da Província Borborema, a bacia está instaurada na Zona Transversal, um dos principais sistemas de fraturas e alinhamentos do Brasil (Esteves Jr., 2009). A bacia, de maneira bastante simplificada, pode ser dividida em uma unidade paleozoica e em unidades mesozoicas (Ponte & Ponte-Filho, 1996). A porção mais basal da bacia do Araripe, a paleozoica, é composta unicamente pela Formação Cariri e está relacionada à formação de sinéclises intracratônicas no interior de Gondwana (Ponte & Ponte-Filho, 1996).

Dentre as depressões geradas com a consolidação das massas cratônicas, houve a formação da Sinéclise do Paraíba, onde foi possível a acumulação dos sedimentos que hoje compõem o Grupo Serra Grande na bacia do Paraíba. Esta bacia, que por sua vez, possuía extensões maiores do que a atuais e se expandia por maiores áreas na Província Borborema (Ponte & Ponte-Filho, 1996). Dentro desse conceito, a Formação Cariri seria cronocorrelata ao Grupo Serra Grande, levando à suposição de que a parte paleozoica da bacia do Araripe esteve parcialmente inserida no contexto da Sinéclise do Paraíba (Assine, 2007). Posteriormente, contudo, as rochas que hoje compõem as duas bacias evoluíram de maneiras independentes.

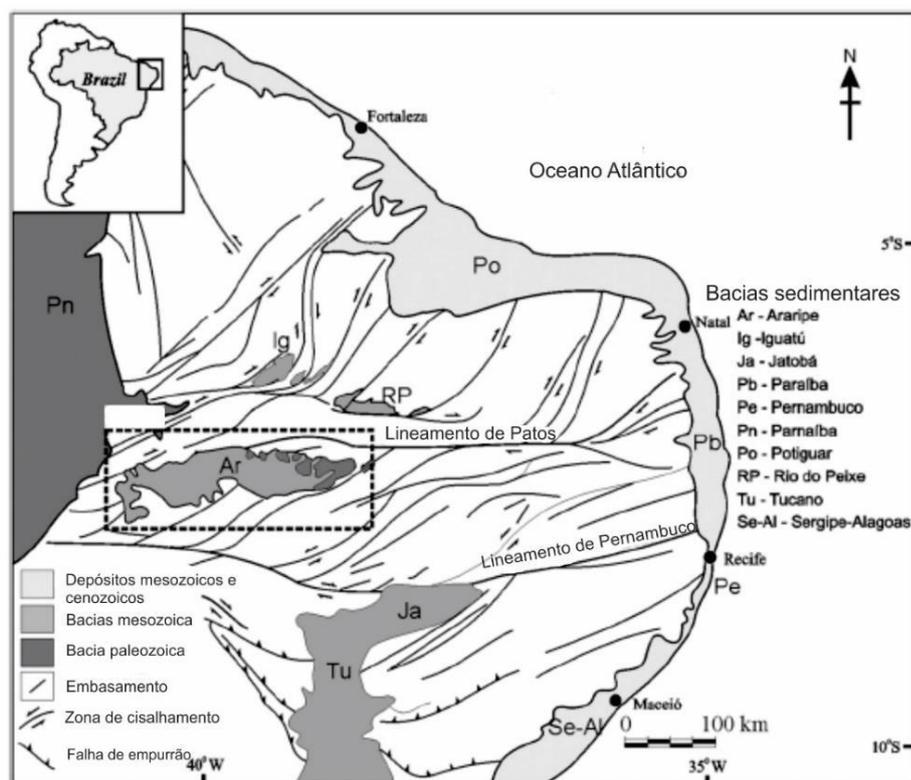


Figura 8 - Mapa de localização da bacia do Araripe na Província Borborema, com destaque para os lineamentos que definem a Zona Transversal (Modificado de Marques *et al.*, 2014).

A sedimentação das unidades mesozoicas da bacia fez parte da ruptura do Gondwana. Esse processo causou um forte fraturamento na Província Borborema, e para acomodar as fortes tensões, antigas estruturas geradas durante a consolidação do paleocontinente foram reativadas. Os esforços causaram forte estiramento na região onde é o atual nordeste brasileiro, região que a essa época era diretamente conectada à África, e resultaram na geração de uma calha extensional, conhecida como Depressão Afro-brasileira (Ponte & Ponte Filho, 1996). A subsidência regional da depressão no andar Dom João propiciou a deposição das formações Brejo Santo e Missão Velha, representantes da Supersequência Pré-Rifte de Assine (2007). Durante esse estágio a bacia do Araripe era parte da porção setentrional dessa depressão, e havia um forte relevo limitando-a ao longo do Lineamento da Paraíba (Ponte & Ponte-Filho, 1996).

Nos andares Rio da Serra e Aratu, inicia-se o processo de tafrogênese (Ponte e Ponte-Filho, 1996), quando a deformação assume uma característica rúptil, indicando o momento sin-rifte, e a formação de um sistema de riftes, que sofre rápida subsidência mecânica durante os citados andares (Ponte & Ponte-Filho, 1996). Inclusive, é durante esse momento, em especial, que antigas estruturas e zonas de cisalhamento são reativadas, e o Lineamento de Pernambuco e Ngaoundere, na África, funcionam como grandes zonas de acomodação de esforços, balanceando a deformação extensional no *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá e no *trend* Gabão-Sergipe-Alagoas com a extensão simultânea que ocorria ao longo do *trend* Cariri-Potiguar (Matos, 1992). Conforme o acúmulo de esforços no lineamento, as tensões começaram a se estender para o interior da Zona Transversal, e levaram ao estiramento crustal e a geração das pequenas bacias interiores do Nordeste (Ponte & Ponte-Filho, 1996). A bacia do Araripe foi capaz de evoluir e crescer mais do que as bacias vizinhas (Mattos, 1992), criando espaços para a deposição da Formação Abaiara (Assine, 2007), a representante única da Supersequência Rifte. É ressaltado por Ponte e Ponte-Filho (1996) que o fraturamento na costa equatorial é resultante de esforços transtrativos.

A partir do Aptiano, há a parada da sedimentação rifte da bacia. Ocorre uma extensa subsidência flexural regional que origina bacias intracratônicas implantadas sobre os riftes abortados na fase anterior (Ponte e Ponte-Filho, 1996). Desse modo, há a sedimentação do Grupo Araripe, composto pelas formações Barbalha, Santana, Araripina e Exu, os representantes da Supersequência Pós-rifte (Assine, 2007).

Durante o Cenozoico, registrou-se um soerguimento epirogênico, o responsável por elevar as unidades às atuais cotas topográficas (Ponte e Ponte-Filho, 1996), e assim permitiu que a erosão afetasse parte das unidades, e assim formar a Chapada do Araripe.

4.2 Estratigrafia da bacia do Araripe

Instaurada em um embasamento composto por migmatitos, gnaisses, granitos e rochas metassedimentares, a bacia do Araripe já teve variadas propostas de colunas estratigráficas. Para essa caracterização foi considerada a organização de Assine (2007), onde o empilhamento foi dividido em uma sequência de idade paleozoica e em três tectonossequências, as quais estão associadas a uma determinada fase da evolução rifte da bacia, de modo semelhante ao mostrado na seção anterior.

A primeira unidade é a Formação Cariri, representante única da sequência paleozoica. Composta por arenitos imaturos que variam de granulometria média a muito grossa, ela é reconhecida como formada em sistemas fluviais entrelaçados. Por não apresentar fósseis, a sua idade foi atribuída por correlação com o Grupo Serra Grande da bacia do Parnaíba e com a Formação Tacaratu na bacia do Jatobá, sendo assim a idade atribuída é inserida no intervalo Ordoviciano superior e Devoniano inferior.

Assentada sobre uma discordância de idade paleozoica no topo da Formação Cariri está o Grupo Vale do Cariri. O grupo compreende as Supersequências Pré-Rifte e Rifte da bacia. Representando as rochas do momento pré-rifte estão as formações Brejo Santo e Missão Velha, chamadas de sequências J20-J30. A primeira, representada por folhelhos e lamitos vermelhos de ambientes de sedimentação lacustre, e a segunda, por arenitos de planícies fluviais entrelaçadas. Inseridas no andar Dom João, o topo da Formação Missão Velha é marcado por uma discordância de idade Rio da Serra que separa a sequência pré-rifte da sequência rifte.

A unidade do topo do Grupo Vale do Cariri é a Formação Abaiara, sequência K10-K30. Possuindo idade Rio da Serra-Aratu, ela é a representante única da Supersequência Rifte. É formada por folhelhos sílticos e siltitos vermelhos na sua base,

e por arenitos finos na sua parte superior, assim, compreendida como resultantes de sedimentação em lagos rasos substituídos por planícies fluviais de canais entrelaçadas.

Uma discordância de idade pré-Alagoas separa o Grupo Vale do Cariri do Grupo Araripe e suas unidades pós-rifte. O grupo é separado em duas sequências, a sequência K40-K60 englobando a Formação Barbalha e a Formação Santana, e a sequência K70-K80, que é composta pela Formação Araripina e pela Formação Exu.

Na base da primeira sequência, há a Formação Barbalha, também reconhecida como Formação Rio da Batateira, composta por arenitos intercalados com folhelhos e níveis de conglomerados. A sucessão vertical dessa unidade registra dois ciclos fluviais onde o topo é marcado por intervalos pelítico-carbonáticos lacustres. O topo do primeiro ciclo é marcado por camadas de calcários de aspecto brechoide, denominadas como Camadas Batateira. Já o segundo ciclo fluvial culmina em calcários micríticos lacustres do Membro Crato, membro basal da Formação Santana. Compõem ainda a Formação Santana o Membro Ipubi, uma sucessão de evaporitos sulfatados e folhelhos orgânicos pretos, gerados em ambientes evaporíticos, e o Membro Romualdo, cujas rochas basais são arenitos intercalados com folhelhos que culminam no predomínio de folhelhos no topo. Foi atribuída à Formação Santana uma idade Cretácea, entre o Aptiano e Albiano. Em relação aos andares locais o Membro Crato e os evaporitos do Membro Ipubi são representantes do andar Alagoas.

Sobreposta ao Membro Romualdo e compondo a primeira unidade da segunda sequência pós-rifte há a Formação Araripina, antiga Formação Arajara. Ela é composta sucessões rítmicas de arenitos e lamitos, e corpos lenticulares de arenitos grossos formados em ambientes de leques aluviais. Por fim, há a Formação Exu, que ocorre truncando a discordância Albiana superior no topo da Formação Araripina. Sua idade está inserida entre o Albiano e o Cenomaniano, e foi atribuída a partir de correlações com a

Formação Açú da bacia Potiguar e com a Formação Itapecuru da bacia do Parnaíba. É composta basicamente por arenitos gerados de canais fluviais entrelaçados.

4.2.1 Formação Santana

A Formação Santana é, quiçá, a formação mais estudada da bacia do Araripe e muito disso é devido à grande quantidade e ótima qualidade de fósseis. Sua divisão mais difundida compreende três membros: Membro Crato na base, Membro Ipubi intermediário, e o Membro Romualdo (Figura 9) como proposto por Beurlen (1971).

GEOCRONOL.		CRONO-/LITOESTRATIGRAFIA		Seqüências	Sistemas Depositionais
CRETÁCEO	Cenom.	Fm. Exu		PÓS-RIFTE	Fluvial entrelaçado e meandrante
	Albiano	Fm. Araripina			Transicional e marinho raso
	Aptiano	Fm. Santana	Mb. Romualdo		Mb. Ipubi
			Mb. Crato		
	Neocomiano - Barremiano	Fm. Barbalha		RIFTE	Flúvio lacustre
Jurássico	Fm. Abaiara		PRÉ-RIFTE	Lacustre raso, fluvial e eólico	
	Fm. Missão Velha				
Paleozóico? Mesozóico?	Fm. Brejo Santo			Fluvial entrelaçado e eólico	
	Fm. Mauriti/Cariri				

Figura 09- Organização dos membros que compõem a Formação Santana com destaque o Membro Ipubi (Modificado de Esteves Jr., 2009 *cf.* Ponte, 1992).

O membro basal é reconhecido como calcários micríticos laminados com interdigitações de folhelhos precipitados em ambiente lacustre (Assine, 1992). Seu registro fóssil é marcante, com presença de peixes, insetos e diversas outras formas de

vida. O Membro Ipubi, membro intermediário, ocorre com os seus evaporitos e folhelhos representando uma sedimentação evaporítica. E no topo, o Membro Romualdo, composto por intercalações de folhelhos e arenitos, e por folhelhos verdes indicativos de uma vasta ingressão marinha cretácea.

4.2.2 Membro Ipubi

O Membro Ipubi, enfoque do estudo, é composto majoritariamente por gipsita e anidrita, com folhelhos orgânicos subordinados. De maneira geral, os evaporitos formam corpos maciços que possuem uma geometria tabular visível na maioria dos locais que afloram. A espessura desses corpos assume no máximo 30 metros conforme Beurlen (1971), e eles têm melhor visualização e exposição nas minas. Os evaporitos na maioria dos casos são corpos tabulares, porém, algumas variações lenticulares são comuns, e remetem a uma possível antiga conexão e continuidade lateral da camada. Na mina São Jorge, por exemplo, o engenheiro chefe da mina ao guiar a visita apresentou que havia uma série de corpos lenticulares e todos dispostos na mesma direção.

Embora seja mais comum a ocorrência dos evaporitos como uma única camada, eles ainda podem ocorrer como dois pacotes, conforme visto durante visita a mina Conceição Preta. Nela, os pacotes estão separados por camadas de calcários, arenitos e folhelhos, uma organização semelhante à identificada nessa mesma mina conforme o perfil apresentado por Cavalcanti & Viana (1990). A ocorrência de duas camadas não é exclusiva da mina Conceição Preta, em Assine *et al.* (2014) apresenta-se que em minas localizadas próximas de Ipubi e Araripina, ambos municípios de Pernambuco, essa disposição também é comum.

No topo do sal há uma superfície discordante no setor sudoeste da bacia, que foi classificada por Silva (1986a) como uma superfície de topografia paleocárstica e, assim, associada a processos de geração de carste (figura 10). Além da superfície, Silva (1986a) ainda apresenta uma camada de calcretes ocorrendo na porção nordeste da bacia, onde não ocorrem os evaporitos. Embora o Membro Ipubi já tenha sido objeto de estudo de diversos autores, os estudos ainda não foram além do paleocarste, o que limita o entendimento da evolução do carste propriamente dito, e da bacia como um todo.



Figura 10 – Aspecto da discordância no topo dos evaporitos interpretada como um paleocarste por Silva (1986a). Fotografia da frente de lavra na mina Pedra Branca.

Acima, no contato entre o evaporitos com o Membro Romualdo, é comum que ocorra uma camada de arenitos conglomeráticos com seixos de variada composição, nos quais ocorrem clastos de gipsita, conforme o descrito por Cavalcanti & Viana (1990). Esses arenitos conglomeráticos são equivalentes aos conglomerados basais do Membro Romualdo de Assine (2007) e aos arenitos conglomeráticos descritos por Custódio *et al.*, (2017), embora os autores não descrevam clastos de gipsita presentes. Em campo foi

possível observar que quando os conglomerados/arenitos conglomeráticos ocorrem, eles podem ou não estar depositados diretamente sob a discordância.

É possível e comum, que acima dos evaporitos ocorra uma camada de folhelhos negros, também em contato erosivo com as rochas sobrepostas. Nascimento Jr. *et al.*, (2015) caracterizam essa relação de modo semelhante, indicando que o truncamento pode ocorrer diretamente nos evaporitos ou nos folhelhos associados a eles. Essa mesma disposição e irregularidade também foram apresentadas nos perfis levantados por Cavalcanti & Viana (1990) para a mina Pedra Branca. E pela ocorrência desse contato nas regiões sudoeste, norte e nordeste da bacia, as autoras atribuem-no um caráter regional.

Devido à complexa associação de fácies no Membro Ipubi em conjunto com os dados paleogeográficos e paleontológicos, que também suscitam certa discussão, ainda não há um consenso acerca do ambiente deposicional da unidade. Lima (1978a), por exemplo, justifica essa complexidade à interdigitação de camadas portadoras de fósseis marinhos com camadas portadoras de fósseis continentais, e à união de processos subaéreos e subaquosos. Silva (1983,1988), através do estudo faciológico, sugeriu que os evaporitos têm origem em salinas e planícies do tipo *sabkha*. Basicamente um lago salino foi estabelecido em ambiente do tipo *playa*, caracterizando um caráter intracontinental dos evaporitos e da bacia. Berthou e Pierre (1990 *apud* Martil *et al.*,2007) sugerem uma origem marinha às águas geradoras dos evaporitos com base em isótopos de enxofre, indicando, assim, uma influência marinha ocorrida durante a deposição. Cavalcanti & Viana (1990) apresentam através da associação dos sulfatos com carbonatos e folhelhos que o paleoambiente seria lagunar, porém, tendo alimentação periódica de água marinha. Levando em conta os laminitos algais sem sinais de exposição, e a presença de alguns estromatólitos pouco desenvolvidos, a

deposição, para as autoras, ocorreria em regiões de inter a supramaré rasas, indicando novamente um carácter mais costeiro.

Já Assine (1992, 2007) sugere que os evaporitos foram gerados em ambientes costeiros supramaré, sujeitos a variações do nível do mar em condições áridas e semiáridas; similares às salinas modernas do sul da Austrália, descritas em Warren & Kendall (1985). Bobco (2014) com base de análises isotópicas e petrográficas compreendeu os evaporitos como depositados em um *sabkha* costeiro. Mais recentemente, Nascimento Jr *et al.*, (2016) interpretaram o Membro Ipubi como gerado em um sistema *playa lake*, sujeito a flutuações do nível de água, sem conexão marinha.

Arai (2009, 2014) suporta uma ingressão marinha incipiente no Andar Alagoas, que foi capaz de se estender até o interior do continental e gerar os evaporitos da bacia do Araripe e da bacia do Parnaíba. Arai (2012), tendo suas bases em microfósseis, sugere de modo seguro que os evaporitos têm uma origem marinha; além disso, o autor observa que registros da ingressão marinha já estariam presentes em rochas do Membro Crato, indicando uma ingressão anterior à deposição dos evaporitos.

A síntese dos diversos estudos foi realizada no tocante de compreender o paleoambiente estão indicados no Quadro 2.

Assine (2007) sugere alterar a nomenclatura de Membro para Camadas Ipubi, e inseri-las delas no Membro Crato, uma vez que há dificuldade para identificar as camadas de sulfato. Baseando em Lima (1979), postula que os critérios usados em Beurlen (1971) são ambientais e não estratigráficos. Mais recentemente, Assine *et al.* (2014), seguindo algumas propostas preexistentes, como a de Neumann (1999), já tratam o Membro Ipubi como Formação Ipubi, e a Formação Santana como Grupo Santana, onde os autores ainda incluem a Formação Barbalha na base.

Quadro 2 - Síntese dos estudos paleoambientais da bacia do Araripe e critérios utilizados.

Autor	Origem	
	Continental	Marinho/Costeiro
Silva (1983,1988)	Faciologia, Petrografia	-
Cavalcanti & Viana (1990)	-	Faciologia
Berthou & Pierre (1990)	-	Geoquímica
Assine (1992, 2007)	-	Geometria, Mineralogia, Fósseis
Bobco (2014)	-	Geoquímica, Petrografia, Faciologia
Nascimento Jr. <i>et al.</i> , (2016)	Petrografia, Geoquímica	-

4.3 Carstificação

Carste, conforme o definido por Ford & Williams (2007), é um termo usado para se referir e descrever um estilo especial de paisagem associada à dissolução, que contem cavernas e extensos sistemas de água subterrânea, e que é desenvolvido, especialmente, em rochas mais solúveis como carbonatos e evaporitos. Os principais fatores que geram carste em um ambiente, seja em superfície ou em subsuperfície, são: a exposição de parte dessas rochas, e especialmente, a inserção delas no ciclo hidrológico em conjunto com uma diferenciada hidrologia em subsuperfície (Ford & Williams, 2007). Tendo como exemplo a gipsita, constituinte principal do Membro Ipubi, ela 100 vezes menos solúvel do que os cloretos (Frumkin, 2013), e mais muito solúvel do que os carbonatos, logo, a carstificação nela ocorrerá de uma maneira diferenciada quando comparada com outras rochas. Devido a maior solubilidade dos evaporitos quando comparados aos carbonatos, Warren (2016) traça um paralelo entre o carste desenvolvido nessas rochas,

e indica que os efeitos da dissolução em evaporitos já são perceptíveis na escala de anos, não em escala de milênios como nos carbonatos. Essa concepção é importante, pois significa que da mesma forma que os evaporitos têm uma alta taxa de geração, a dissolução também pode ocorrer de maneira muito veloz.

Abordando as classificações de carste, Klimchouk (2013) apresenta basicamente dois grandes grupos: o carste epigênico e o carste hipogênico. De um modo geral, o tipo epigênico, representado principalmente pelo epicarste, é gerado em condições próximas da superfície pela ação de fluidos com sentido descendente a partir de uma superfície superior ou imediatamente adjacente (Klimchouk, 2013); ou seja, é o carste gerado a partir de águas meteóricas mais ácidas, e inclui feições de superfície e subsuperfície (White & White, 2013). Na literatura europeia é comum o uso de exocarste e endocarste (Ford & Williams, 2007) para separar as porções do carste (figura 11).

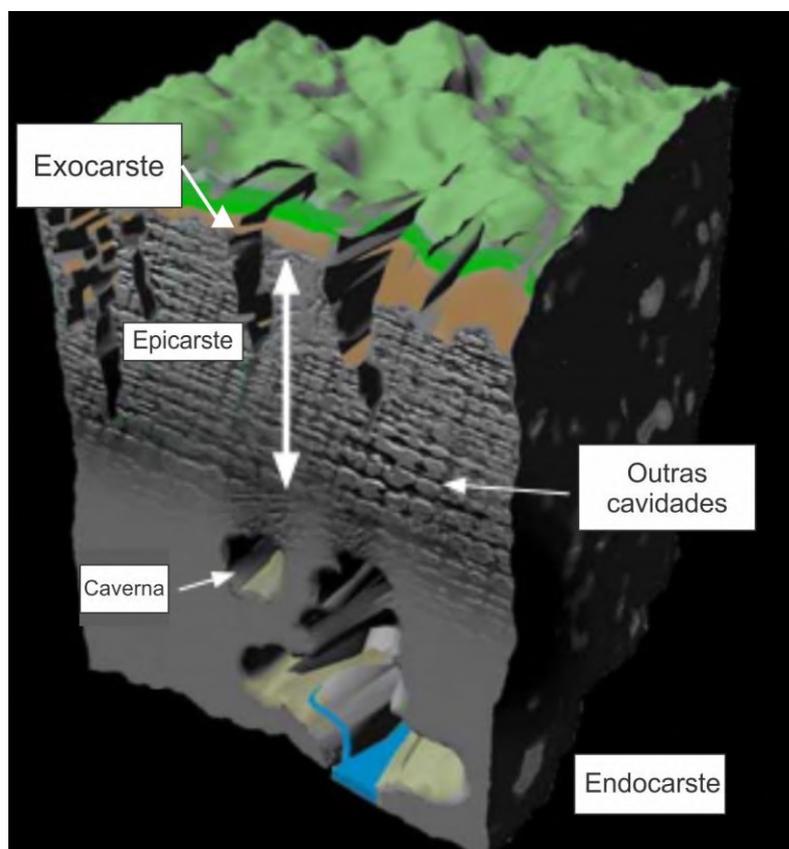


Figura 11 - Perfil vertical de um carste epigênico (Modificado de Stokes *et al.*, 2010).

O exocarste engloba a porção mais exterior do carste, e se refere ao conjunto de feições cársticas desenvolvidas na superfície (Ford & Williams, 2007; White & White, 2013), e suas formas típicas são as dolinas, poljes, maciços rochosos, karrens e vales cegos (Piló, 2000). Contrastante a ele, há o endocarste, que se refere às feições formadas no subterrâneo (Ford & Williams, 2007), logo, é atuante em subsuperfície e gera cavernas e condutos subterrâneos (White & White, 2013). Por fim, há o epicarste, também conhecido como zona subcutânea (Williams, 2008), que compreende a interface entre o topo da superfície carstificada, incluindo o solo, e a parte mais profunda dos corpos carstificados (Frumkin, 2013; Stokes *et al.* 2010). Williams (2008) localiza o epicarste no topo da zona vadosa de rochas carbonáticas, que em carste, engloba o solo, a zona de epicarste e a de transmissão. Segundo o mesmo autor, é através do epicarste que a água percola, e recarrega a zona freática. Essas divisões e a organização estão expressas na figura 11, mostrando-os em um perfil vertical.

Já o tipo hipogênico, também podendo ser chamado de carste hidrotermal, contrastando com o epigênico, é caracterizado pela ação de fluidos no sentido ascendente, independente de recarga da superfície sobreposta ou imediatamente adjacente (Klimchouk, 2013), conforme indicado na figura 12. Esse tipo de carste é menos disseminado na literatura, todavia, nos últimos anos houve uma maior notabilidade e valorização da sua presença (Klimchouk, 2013).

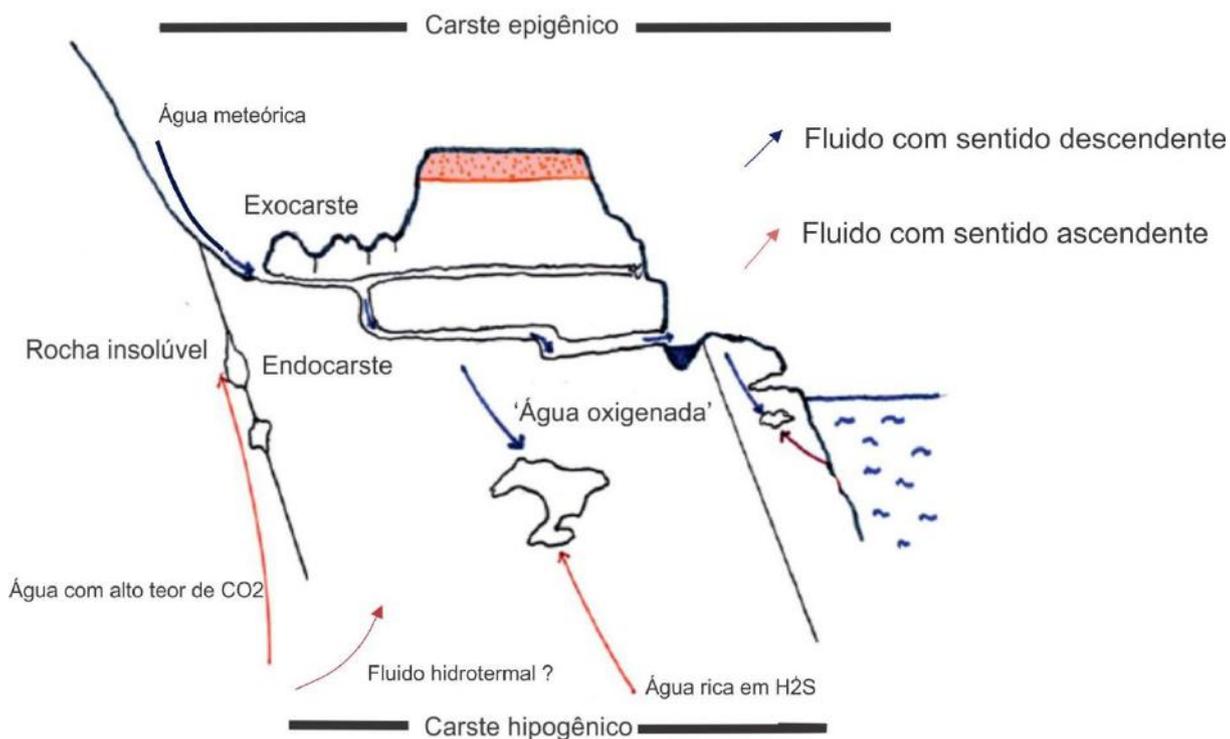


Figura 12 - Perfil indicando as porções do carste epigênico e hipogênico (Modificado de Klimchouk, 2013).

Variadas são as feições geomorfológicas que ocorrem no carste e auxiliam na descrição dos processos dominantes durante a sua geração. No caso da gipsita, as mais comuns são: estruturas de subsidência, *poljes*, karrens, *tumuli*, *polygons* e desabamentos controlados pela dissolução (Frumkin, 2013). É frisado por Frumkin (*op. cit.*) que muitas das feições de superfície estão associadas à carstificação de evaporitos em subsuperfície, tanto epigênica como hipogênica.

4.4 Ambientes evaporíticos

Ambientes evaporíticos são aqueles que naturalmente são secos a áridos, e tem o predomínio da evaporação sob o aporte de águas. As rochas mais comuns desses ambientes são os evaporitos, e eles podem ser gerados em basicamente duas condições: intrassedimentos e em condições subaquosas. Com base nessas condições, existem dois tipos principais de ambientes, os *sabkhas* e *salinas*.

Warren (2016) define um sabkha como um sistema controlado por água subterrânea onde predominam os evaporitos intrasedimentares que se precipitam em planícies lamosas salinas (*mudflats*) tanto em condições marinho-costeiras como continentais. Em uma abordagem focada na hidrologia, os sabkhas são ambientes onde a água subterrânea forma evaporitos na franja capilar logo acima do lençol freático (*watertable*) salino, ou, nas lamas saturadas em salmoura imediatamente abaixo; no geral o processo é basicamente o mesmo para ambientes marinhos e continentais. Uma das características mais comuns dos sabkhas é a superfície de deflação (Superfície de Stokes), que define o topo da zona capilar e um ciclo deposicional sabkha (figura 13).

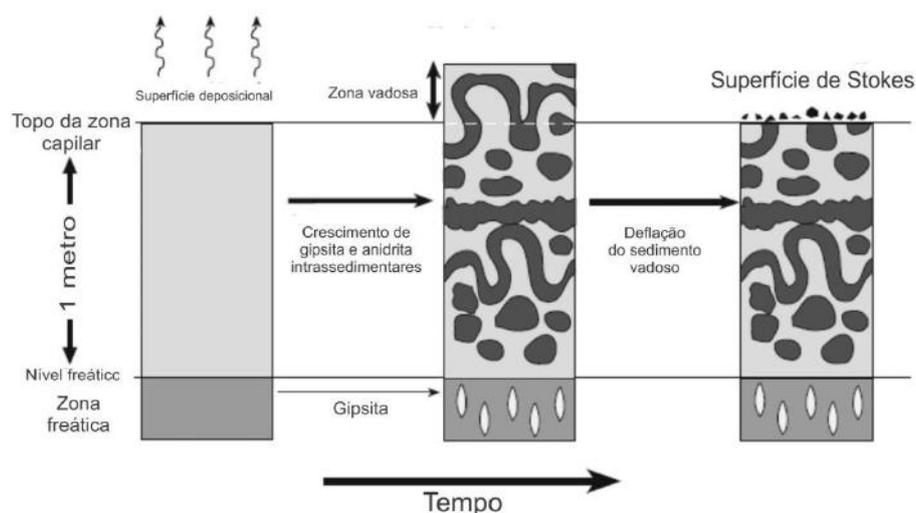


Figura 13 – Representam de um ciclo sabkha com o topo capeado pela Superfície de Stokes (Modificado de Warren, 2016).

Sabkhas marinho-costeiros, com base no análogo mais estudado, o sabkha de Abu Dhabi, podem ser subdivididos de acordo com as zonas de influência de marés, ou seja, em zonas de inframaré, de intermaré e de supramaré. Exemplos de sabkhas marinho-costeiros são indicados na figura 14A e 14B.

Na zona inframaré, é onde ocorre a sedimentação em mar aberto ou em porções mais proximais. A partir da linha de costa, há a zona intermaré onde ocorrem as pequenas praias arenosas e bermas de grainstones. Mais adentro do sabkha e distante

dessa região, ela é subdividida em fácies superiores e inferiores, e de um modo geral em ambas predominam os biolaminito. Gretas de ressecamento são comuns na intermaré e já podem ocorrer cristais lenticulares de gipsita.

As fácies que compõem a zona supramaré representam a última divisão do sabkha, e se situam logo após as esteiras microbiais e biolaminitos. É subdividida em inferior, intermediária e superior. A zona inferior inicia-se logo após o ponto que marca o máximo da zona intermaré; é uma zona que é inundada uma ou duas vezes durante o mês, e é caracterizada por uma camada com pouca consistência de gipsita lenticular. A zona intermediária é caracterizada pelo crescimento de anidrita nodular ou por gipsita. Nela é observada em subsuperfície rasa a variação lateral de gipsita para anidrita, em porções mais distais; essa zona pode ser inundada em intervalos mensais. A zona superior, por outro lado, é raramente inundada por água marinha, e representa a porção mais distante do corpo aquoso. Nela, a gipsita sem consistência anteriormente citada pode ser totalmente substituída por nódulos coalescentes de anidrita *chicken-wire*, onde é comum a ocorrência da Superfície de Stokes. Cabe ressaltar que as zonas intermediária e superior, podem ser recobertas por uma camada de halita e outros sais durante época de máxima seca.

O outro tipo de sabkha é o continental, nele a franja capilar intercepta a paisagem e os evaporitos têm crescimento na zona capilar ou em porções imediatamente sotopostas, onde há lamas saturadas em salmoura. De um modo geral, extensas regiões planas compostas por sedimentos finos com ocorrência de sais intrassedimentares, como halita, gipsita ou anidrita, e raramente alguns sais exóticos, dentro de um ambiente intracontinental. O crescimento contínuo desses sais acima do lençol freático empurra a superfície de deposição do sabkha da zona capilar para a zona vadosa, processo que expõe e permite a geração da Superfície de Stokes capeando o topo das sequências.

Os sabkhas continentais, exemplificados nas figuras 14C e 14D, fazem parte do complexo *playa mudflat*. Esse complexo é composto pela região conhecida como *saline mudflat* (planície lamosa salina) e por partes haloturbadas da região conhecida como *dry mudflat* (planície lamosa seca), que definem a zona de influência direta do sabkha continental em um modelo idealizado (figura 15).

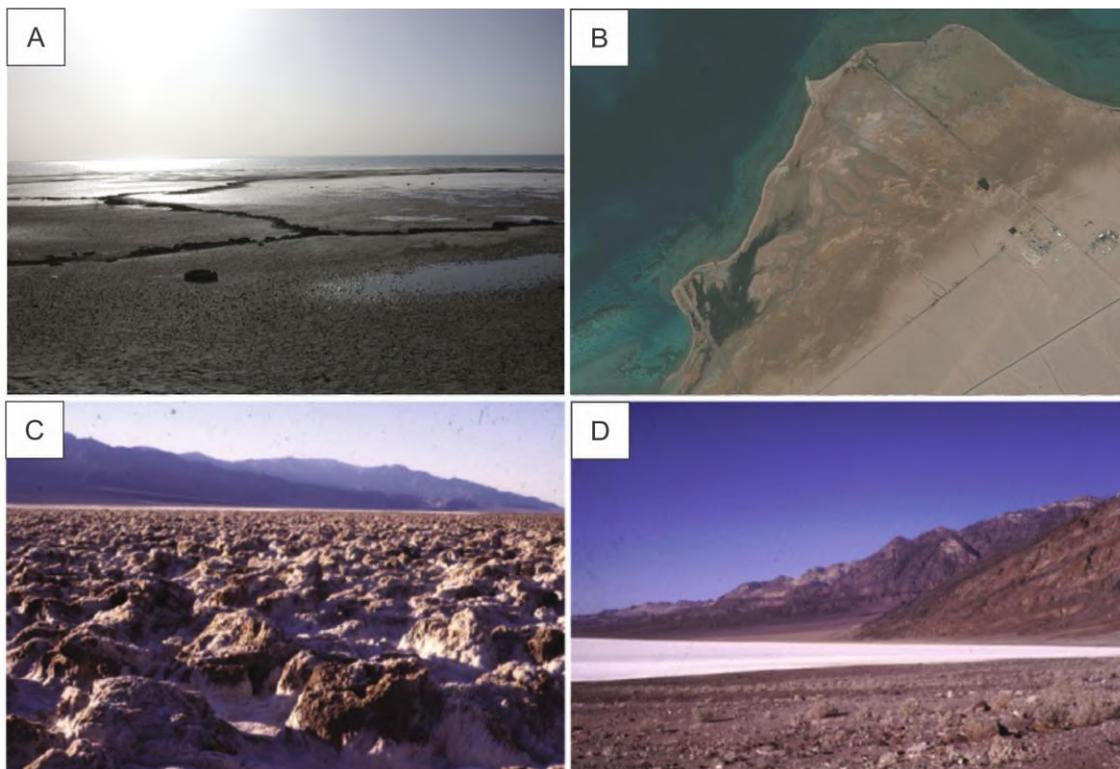


Figura 14 – Comparação entre os estilos de sabkhas; visão geral de sabkhas marinho-costeiro (A,B) e os continentais (C,D). Na figura (A) há a representação de um sabkha costeiro, com o mar ao fundo; destaca-se também a planície sabkha com pequenas acumulações de água; (B) Imagem de satélite de sabkhas no Golfo de Suez e a região do sabkha; (C) indica crostas das halitas fortemente dissolvidas no Vale da Morte (EUA), e a figura (D) apresenta um panorama do mesmo local, onde destacam-se os leques e sua proximidade com o sabkha continental.

Com sentido para o interior da bacia, o sabkha passa para camadas da *saline pan*, que são crostas salinas recristalizadas de origem predominantemente subaquosa; enquanto que para os limites da bacia, varia para *dry mudflats*, *sandflats* (planícies arenosas), e por fim para leques aluviais, já em regiões de topografia mais alta, e com a possibilidade haver canais distributários; configuração indicada na figura 15.

Uma importante parte do sabkha continental é a *saline pan*, essas regiões basicamente definem zonas na base do lago salino, onde a salmoura se concentra o suficiente para acumular em camadas compostas por crostas de sais.

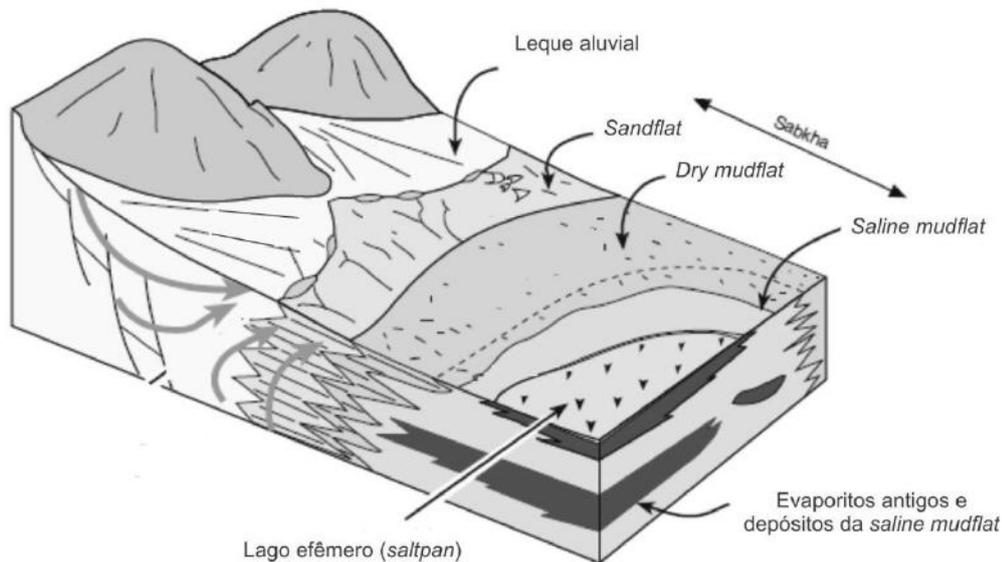


Figura 15 – Esquematização idealizada de um sabkha continental e seus componentes. (Modificado de Warren, 2016).

Além dos sabkhas, há o ambiente cuja origem dos sais é subaquosas: as salinas; que também podem ser continentais ou costeiras. De maneira geral, são corpos litorâneos situados em depressões abaixo do nível do mar, e sem uma ligação direta com o mesmo; dessa forma, os corpos são alimentados por águas marinhas e águas doces subterrâneas que infiltram a partir das regiões adjacentes ao lago (Warren, 2016). Os exemplos australianos (figura 16), descritos por Warren (1982a, 2016) e Warren & Kendall (1985) apresentam um padrão *bull's-eye* na distribuição dos cristais, onde há na margem a presença de carbonatos e na porção central, mais salina, a gipsita laminada. Os estromatólitos são comuns e ocorrem lateralmente aos sulfatos.

Além dos exemplos costeiros, há os exemplos de evaporitos subaquosos gerados em condições continentalizadas. Diferentemente dos exemplos costeiros, esses corpos são alimentados por fluidos associados a influxos derivados de rios, ou, de nascentes

que se acumulam nas porções mais baixas de uma bacia endorreica (Warren, 2016). Uma importante característica desses corpos continentais é que a salmoura que os controla tem química muito mais variável do que nos exemplos costeiros, como os apresentados para a gipsita na Austrália.

Uma característica importante tanto dos exemplos costeiros como dos continentais é que ambos estão susceptíveis a variações sazonais na umidade local e do influxo de água no sistema. Um dos principais exemplos desses ambientes continentais são os Great Salt Lake e o lago Bonneville, apresentados na figura 17.

Warren & Kendall (1985) discutem de maneira mais clara as diferenças entre os registros de sabkhas e salinas, e reforçam que por vezes que ambos os tipos de registros se sobrepõem, pois, é comum a ocorrência de salinas, ou corpos similares, nas planícies sabkhas, sejam nas porções intermaré ou supramaré do sabkha, o que naturalmente resulta na variação lateral de fácies, ora intrassedimentares e ora subaquosas.



Figura 16 – Imagem de satélite indicando as ocorrências das salinas costeiras na Austrália onde há precipitação de gipsita (Modificada de Warren (2016), imagem do satélite Landsat).



Figura 17 – Imagem de satélite indicando o Great Salt Lake (à direita) e o lago Bonneville (à esquerda), importante exemplos de ambientes subaquosos continentais.

5 RESULTADOS

5.1 Caracterização de fácies

Foram descritas para esse trabalho cinco fácies sulfatadas. Duas representando as fácies primárias deposicionais: a gipsita colunar/prismática e a anidrita nodular; e três representando as fácies secundárias diagenéticas: a gipsita porfiroblástica, a gipsita alabastrina e o espató acetinado.

As descrições foram baseadas em diagnóstico, descrição e por fim na interpretação do significado paleoambiental dessas fácies.

5.1.1 Fácies Primárias

5.1.1.1 Gipsita Colunar/Prismática

Diagnose: Cristais de gipsita de cores acastanhadas que crescem alinhados entre si, e que podem ocorrer intercalados com lâminas de coloração branca de gipsita,

Descrição: São cristais colunares que crescem ortogonais ao acamamento, ou ao substrato, e mantém organização lateral constante e marcante. Podem ocorrer intercalados com lâminas de coloração branca, onde ocorre uma variedade de gipsita muito fina que não se faz visível a olho nu (Figura 18F). Ao analisar em microscópio confirma-se a manutenção do tamanho constante e organização dos cristais colunares (Figura 18A, 18B). No topo de alguns cristais, é possível observar superfícies aplainadas que afetando longas fileiras (Figura 18C, 18D). Essa feição sugere uma fase de dissolução que afetou o topo dos cristais. Alguns cristais possuem inclusões de anidrita corroída, e, embora seja uma feição importante, ela não é essencial para classificação dessa fácies. As lâminas brancas são comuns acima dos cristais aplainados. São compostas por cristais de formato prismático alongado ou fibroso, com poucas relíquias de anidrita ou totalmente ausentes. Porosidades intercrystalina e intracrystalina ocorrem em ambas (Figura 18C, 18D). Uma lâmina composta por anidritas entre os cristais também foi observada (Figura 18E).

Interpretação: Cristais colunares são tipicamente formados em ambiente subaquosos (Silva, 1988), como fundo de lagos e salinas com profundidades inferiores a 10 metros (Warren, 2016).

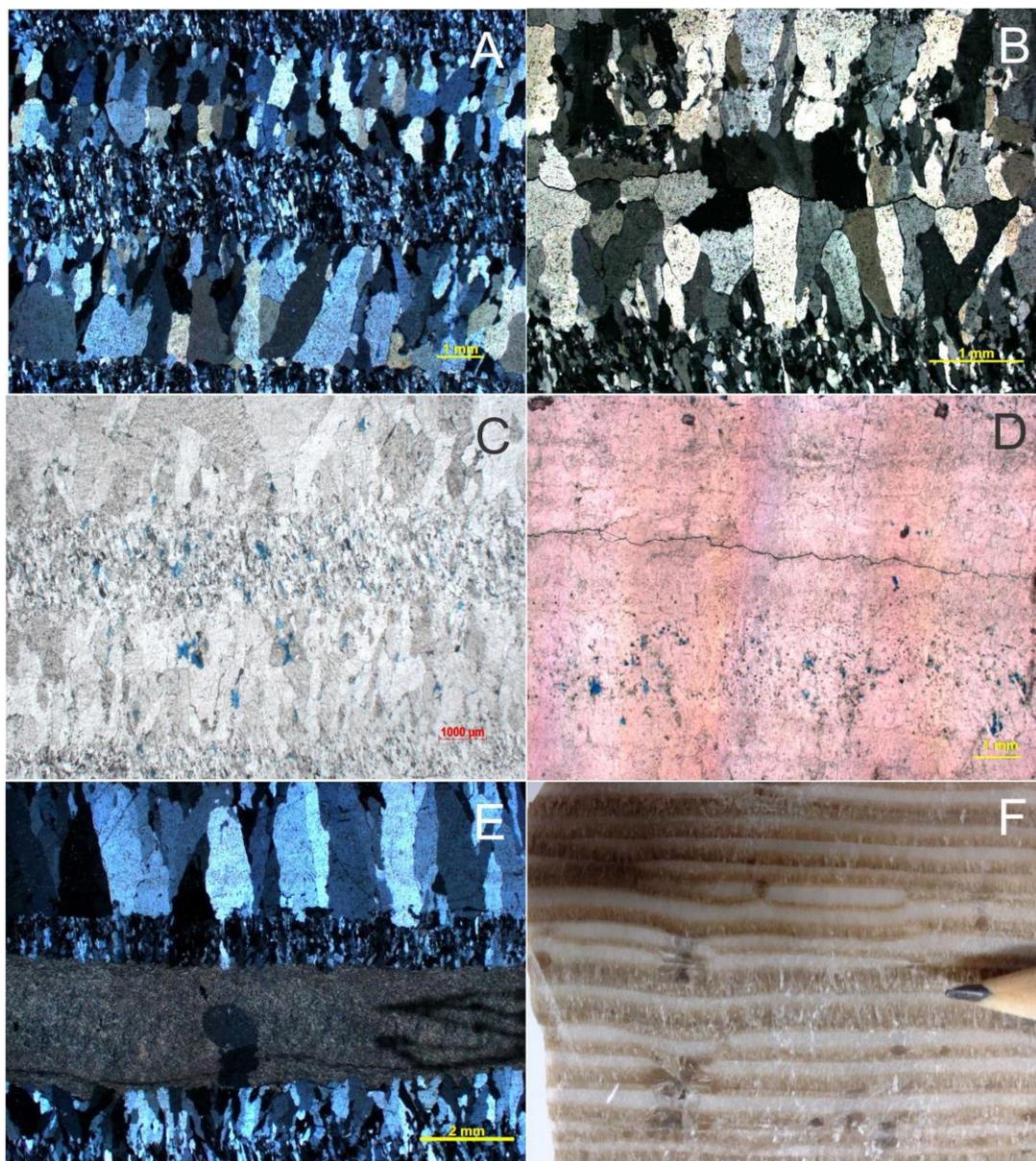


Figura 18 - Fácies gipsita prismática. (A) Fotomicrografia de gipsita prismática (NX). (B) Fotomicrografia de gipsita prismática (NX). (C) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para porosidade (N//), (D) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para porosidade (N//). (E) Fotomicrografia de gipsita prismática com destaque para uma lâmina de anidrita e carbonato (SE-68,85 - NX). (F) Fotografia da laminação comum na fácies gipsita prismática (Mina São Jorge).

5.1.1.2 Anidrita Nodular

Diagnose: Nódulos arredondados a alongados de cor branca a azul claro.

Descrição: Macroscopicamente os nódulos possuem geometrias irregulares, mas em geral predominam as versões arredondadas ou alongadas (Figura 19F). Podem estar mais concentrados em alguma região da rocha, e formar uma feição parecida com uma camada. Por ocorrem muito amalgamados uns aos outros, torna-se difícil, na maioria das vezes, a separação individual deles, entretanto, a separação ainda é possível uma vez que há impurezas ou sedimentos os rodeando.

Em lâmina foi possível observar que a maior parte das anidritas dos nódulos possuem um formato fibroso ou radiado (Figura 19A), variedades com formato de ripa também pode ocorrer, mas são menos comuns nos nódulos; enquanto que os nódulos mantêm o formato irregular e variado (Figura 19D). Os cristais não costumam ultrapassar os poucos milímetros, mas ainda assim há alguns cristais mais grossos que se destacam. Muitos nódulos foram identificados rodeados por cristais de gipsita, que parecem invadir os nódulos, sugerindo uma possível transição entre as fases (Figura 19B, 19C). As impurezas citadas na descrição macroscópica foram identificadas como argilas e carbonatos, e sinais de oxidação. Pequenos veios cortando alguns nódulos foram localmente observados (Figura 19E).

Interpretação: Warren (2016) compreende os nódulos como crescidos entre poros de sedimentos que estão saturados em fluidos hipersalinos na zona capilar. Esses sedimentos estão inseridos na região supramaré de planícies *sabkha*, área fora da ação de marés.

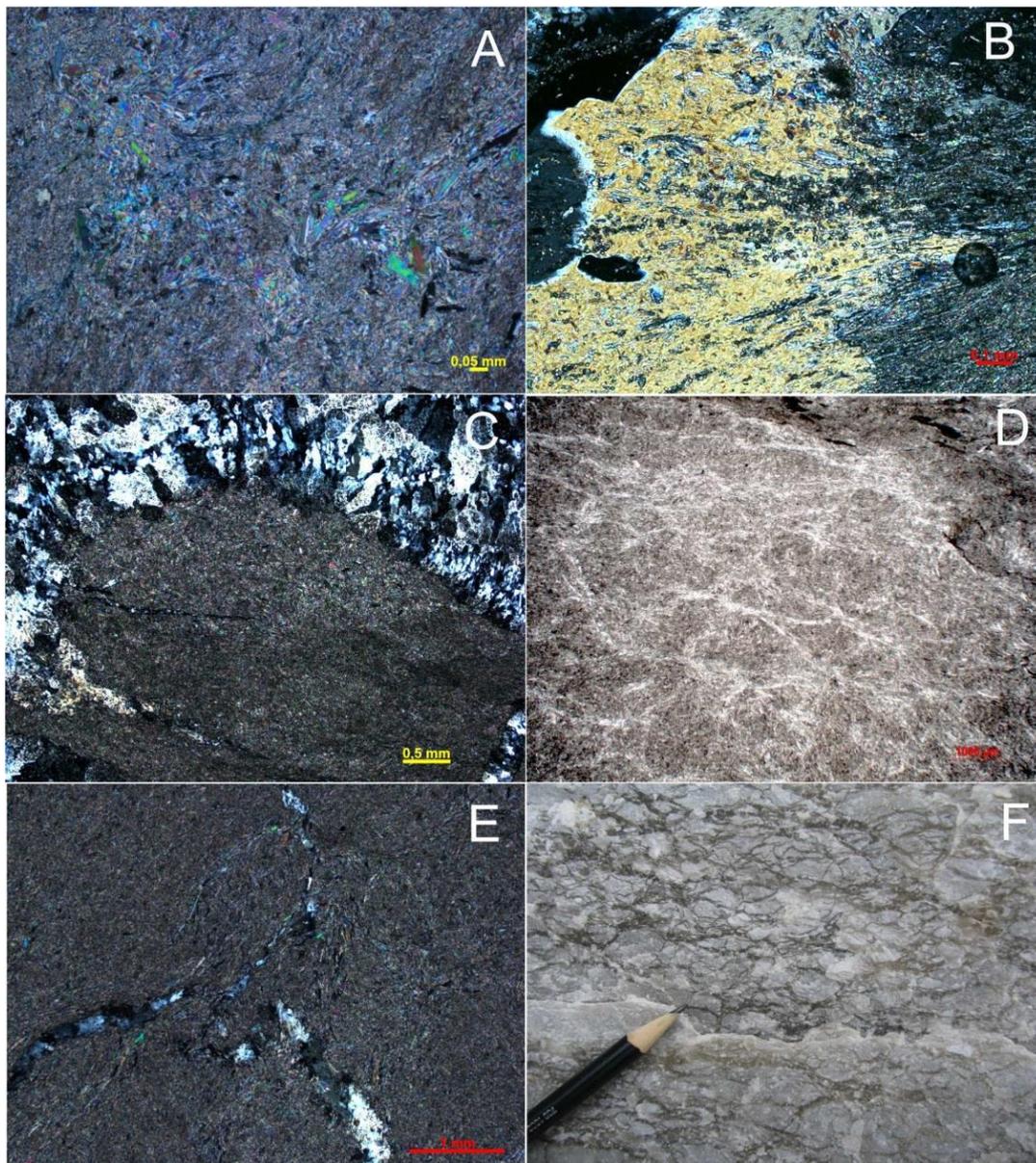


Figura 19 - Fácies anidrita nodular. (A) Fotomicrografia indicando o formato de fibras e ripas comuns da anidrita (SE13,83 - NX), (B) Fotomicrografia da gipsita substituindo a anidrita (SE-13,83 - NX). (C) Fotomicrografia de um nódulo sendo substituído por gipsita porfiroblástica (NX). (D) Fotomicrografia indicando a geometria irregular dos nódulos e pequenas fibras (N//). (E) Fotomicrografia indicando ocorrência de pequenos veios cortando os nódulos de anidrita (17,31B - NX). (F) Fotografia destacando os nódulos de coloração branca a azulada em amostra de mão (Mina São Jorge).

5.1.2 Fácies secundárias

5.1.2.1 Gipsita Porfiroblástica

Diagnose: Pode ocorrer como cristais anédricos grossos de gipsita. Uma variedade importante é a gipsita em roseta, que é facilmente notada devido aos seus cristais cujo formato lembra uma flor. Ambas as variações possuem coloração variada, desde o cinza ao laranja.

Descrição: Pela possibilidade de terem cores e formatos parecidos aos da gipsita colunar, essa fácies é diferenciada pela falta de organização dos cristais e, principalmente, por não formarem texturas laminadas. Já a variedade roseta, com seu formato de flor é facilmente identificada, e pode ocorrer cortando a maioria das fácies sulfatadas (Figura 20F).

Analisando ao microscópio, as relíquias de anidrita são pontos chaves para caracterizar essa fácies, uma vez ocorrem em todos os cristais, porém em menor proporção na variedade roseta. Essas diversas relíquias podem ou não parecerem orientadas, e devido a essas notáveis inclusões, Holliday (1970) nomeou a textura dessa gipsita como poiquiloblástica (Figura 20A). Em geral o contato entre os cristais de gipsita porfiroblástica é suturado, embora, contatos retos também ocorram. Essa fácies tem indicativos de porosidade intercrystalina em regiões com fraturamento marcante (Figura 20B); similar à citada por Warren (2016). Em algumas lâminas foram observados cristais com subgrãos e leve extinção ondulante, sugerindo uma fase de deformação (Figura 20C). Na variação roseta é muito comum observar o crescimento a partir de uma partição central, de onde cristais crescem radiados (Figura 20D, 20E), e praticamente nenhum indício de porosidade é visto. É comum que as rosetas apareçam rodeadas por cristais de gipsita alabastrina.

Intepretação: A gipsita porfiroblástica compreende a fácies secundária caracterizada e estabelecida por Holliday (1970). Warren (2016) compreende a gipsita porfiroblástica como a saída da anidrita nodular da zona freática estagnada para a porção mais profunda da zona freática ativa. Já os cristais de roseta crescem devido à concentração de fluidos saturados em poros e fraturas em condições mais próximas a superfície (Gindre-Chanu *et al.*, 2014). Holliday (1970) ainda comenta sobre a coexistência de gipsita porfiroblástica e gipsita alabastrina, apresentando que não haveria relação direta entre as duas, contudo, Warren (2016) ao levar em conta a extrema variabilidade entre as fácies, sugere a supersaturação em gipsita como a razão dela, e dentro desse conceito, a gipsita porfiroblástica é gerada por águas em um fluxo mais lento, onde os cristais crescem de maneira mais vagarosa.

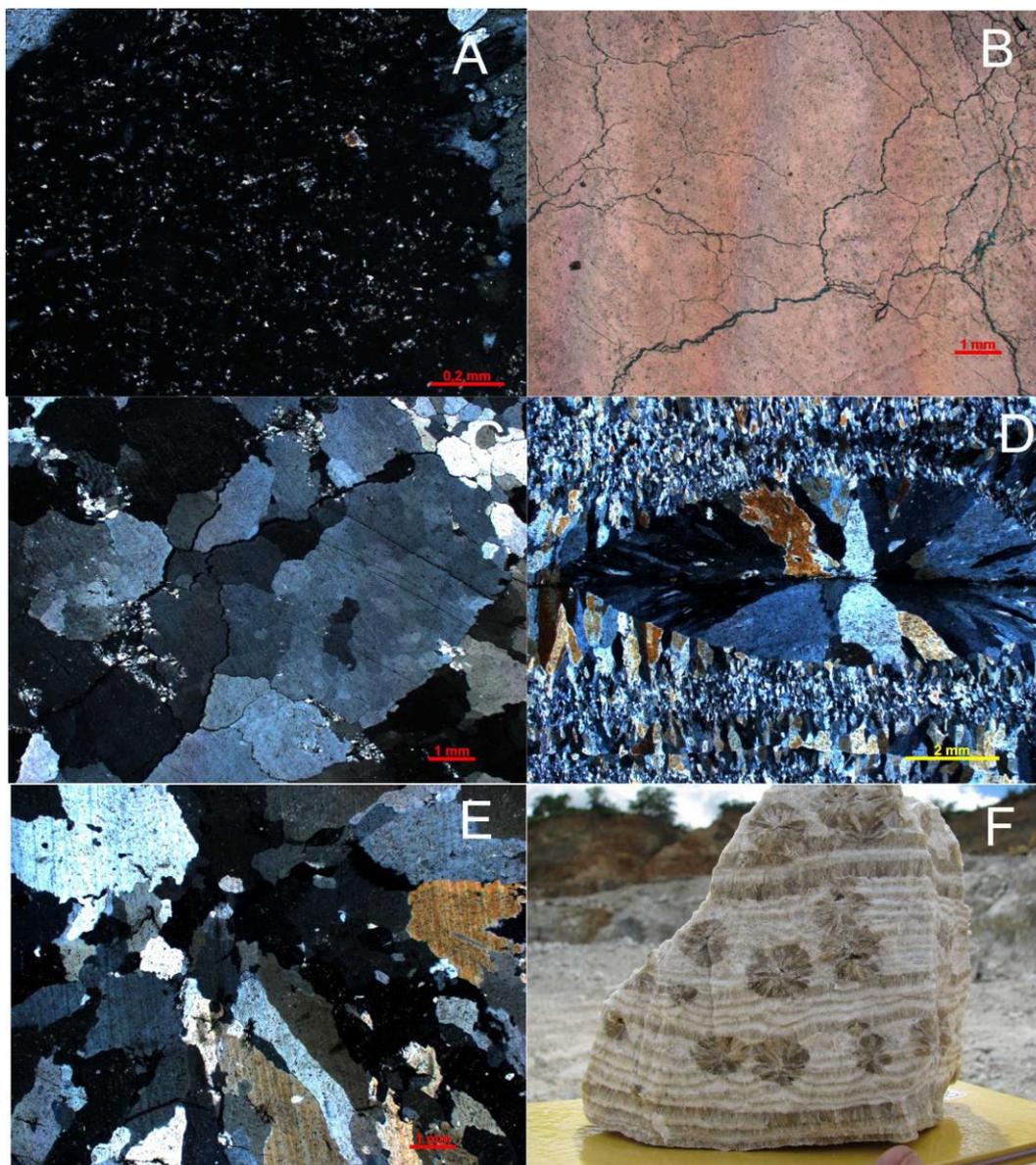


Figura 20 - Fácies gipsita porfiroblástica. (A) Fotomicrografia destacando a grande quantidade de anidrita reliquiária que ocorre na gipsita porfiroblástica (NX). (B) Fotomicrografia indicando alguns sinais de porosidade e fraturas na gipsita porfiroblástica (N//). (C) Fotomicrografia destacando um grande cristal de gipsita porfiroblástica e a ocorrência de subgrãos e extinção levemente ondulante (NX). (D) Fotografia destacando a variedade roseta da gipsita porfiroblástica e ocorrência de outras fácies a cercando (SE-55,75 - NX). (E) Fotomicrografia destacando o interior de uma roseta de gipsita e indicando a natureza radiada dos cristais (C4-43,00 - NX). (F) Fotografia de amostra de mão de gipsita prismática com ocorrência de rosetas de gipsita centimétricas (Mina São Jorge).

5.1.2.2 Gipsita Alabastrina

Diagnose: Massa de cor branca onde não é possível a caracterização de grãos. Podem ocorrer englobando totalmente as outras fácies, e também como nódulos.

Descrição: Em amostras de mão, aparecem como grandes aglomerados de cores brancas a castanhas sem formatos preferenciais (Figura 21F). Holliday (1970) ao analisar essa fácies microscopicamente a dividiu em dois tipos, onde uma das grandes diferenças entre eles seria a possibilidade de diferenciar e individualizar os grãos. Todavia, devido à característica transicional deles, e a sua disposição caótica, optou-se em englobá-los como único tipo. Holliday (*op. cit.*) caracteriza a textura dessa fácies como granoblástica, visto que formam mosaicos de grãos anédricos equidimensionais com contatos suturados a curvado. Inclusões de anidrita não são comuns, e isso é uma importante característica que as diferencia das gipsitas porfiroblásticas mais finas. Alguns grupos de gipsita alabastrina com geometria bastante semelhante à de nódulos foram encontrados (Figura 21A, 21B). Observando-os atentamente, visualizam-se cristais finos de anidrita marcando os seus limites, logo, é possível inferir que há uma importante relação entre a hidratação da anidrita e formação dos cristais de gipsita alabastrina (Figura 21E). É muito comum a mistura e complexa relação entre gipsita alabastrina e gipsita porfiroblástica, tanto que em algumas lâminas não era possível segregá-las já que variavam entre si (Figura 21C, 21D).

Interpretação: Holliday (*op. cit.*) a relacionada à hidratação direta da anidrita em um processo relativamente rápido em condições instáveis. A visão mais moderna de Warren (2016) associa o aparecimento dessa fácies à região de maior interação do corpo sulfatado com água, a zona freática ativa difusa.

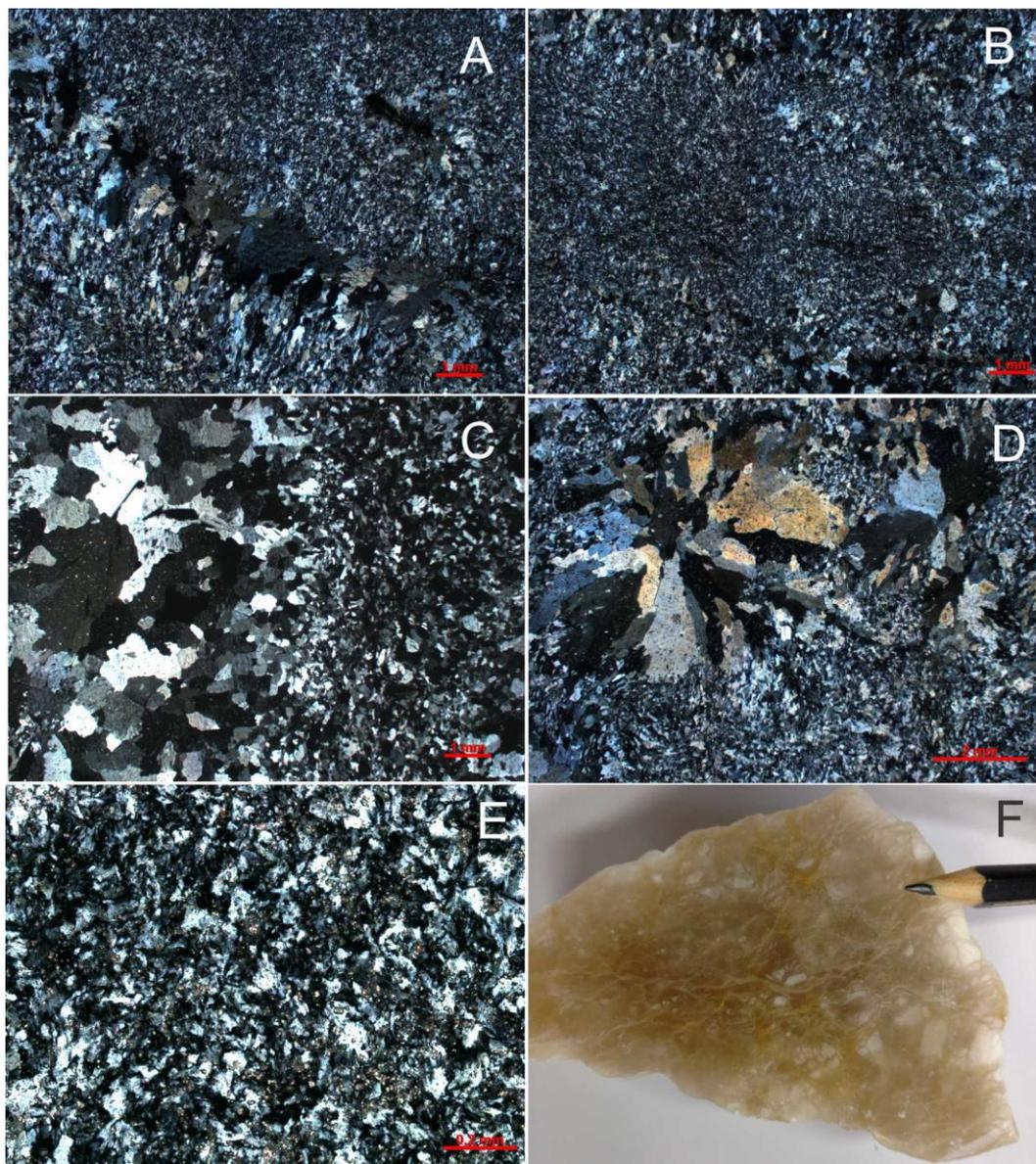


Figura 21 - Fácies gipsita alabastrina. (A) Fotomicrografia de gipsita alabastrina variando para gipsita porfiroblástica na porção esquerda inferior (NX). (B) Fotomicrografia destacando um grupo de gipsita alabastrina que assumiu uma organização semelhante a um nódulo (NX). (C) Fotomicrografia destacando a variabilidade da gipsita alabastrina para gipsita porfiroblástica (NX). (D) Fotomicrografia destacando a ocorrência de gipsita alabastrina cercando uma roseta de gipsita (NX). (E) Fotomicrografia de gipsita alabastrina com ocorrência de pequenos cristais de carbonato (NX). (F) Fotografia indicando em amostra de mão a coloração leitosa assumida por essa fácies e a impossibilidade de discernir grãos (Mina Conceição Preta).

5.1.2.3 Espato Acetinado

Diagnose: Veios de coloração branca ou mais alaranjados que ocorrem preenchendo fraturas nas camadas sulfatadas e nas camadas inferiores de folhelho.

Descrição: É uma fácies facilmente notada, pois ocorre em forma de cristais fibrosos. Em análises macroscópicas observa-se a existência de inclusões de folhelhos por entre as fibras, onde esses mesmos folhelhos possuem uma textura encerada nas regiões próximas às paredes limitantes (Figura 22F). As fibras ocorrem, em sua maioria, ortogonais a essas paredes, contudo, em alguns veios se observam fibras que se assemelham a sigmoides (Figura 22A, 22F). Acerca das fraturas são preenchidas, elas podem ser tanto verticais como horizontais em relação aos afloramentos. Em seções delgadas, essas mesmas feições são fielmente observadas. O que chama atenção ao comparar essa fácies às outras é a não presença de relíquias de anidrita como inclusões, o que corrobora a sua pureza (Figura 22A, 22B, 22D, 22E). Os poucos sinais de anidrita se dão nos limites das fibras com as paredes dos veios, local é onde está acumulada a maior parte das impurezas, onde além da anidrita, ainda há resquícios de folhelhos e cristais de carbonatos (Figura 22A, 22C, 22E). Por cortarem todas as outras fácies citadas, pode-se entender essa fácies como a última gerada na diagênese dos sulfatos.

Interpretação: Resultantes de acúmulos de fluidos saturados em sulfato que preenchem fraturas, onde o espato tende a se cristalizar das paredes do veio para o seu centro. Essa fácies representa o soerguimento que resulta na dissolução e recristalização dos evaporitos quando novamente impostos a pressões e temperaturas deposicionais dentro de um ciclo hidrológico ativo. O processo que culmina na gipsificação causaria um excesso de fluido rico em sulfato no sistema, e os fluidos migrariam para regiões de menores pressões e nelas cristalizariam as fibras de espato acetinado (Warren, 2016).

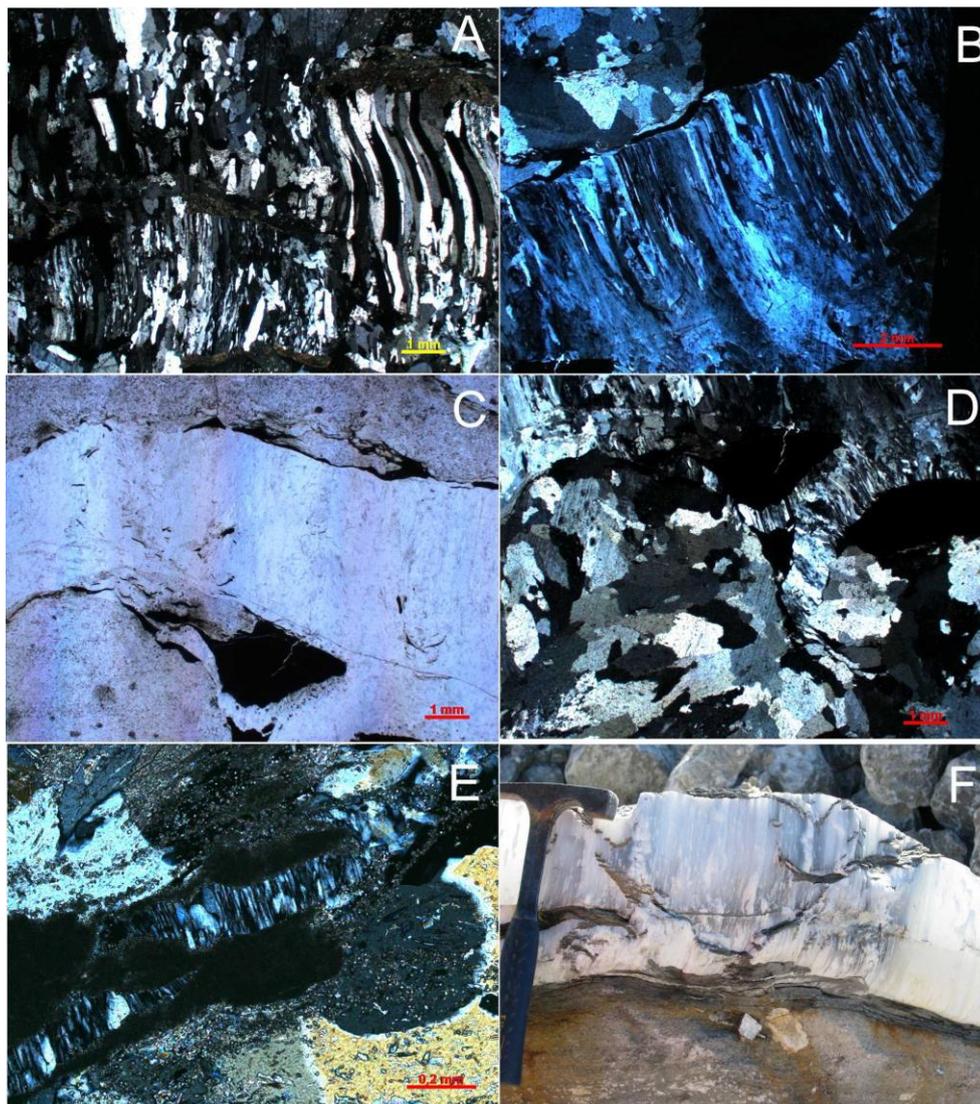


Figura 22 - Fácies espato acetinado. (A) Fotomicrografia de espato acetinado indicando a curvatura de algumas fibras e acúmulo de impurezas na porção logo acima da fibra curvada (SE-59,60 - NX). (B) Fotomicrografia de espato acetinado destacando o paralelismo e disposição ortogonal das fibras (NX). (C) Fotomicrografia destacando a ocorrência de folhelhos nas paredes da rocha encaixante (N//). (D) Fotomicrografia de espato acetinado aonde o veio trunca cristais de gipsita porfiroblástica (NX). (E) Fotomicrografia de veio de espato acetinado com fibras ortogonais e paralelas entre si, e grande ocorrência de folhelhos nos limites (C4-55,20 - NX). (F) Fotografia de espato acetinado destacando os folhelhos nas paredes da rocha encaixante e como inclusões dentro das fibras (Mina São Jorge).

5.2 SUCESSÃO DE FÁCIES

Embora a disposição das fácies sulfatadas no Membro Ipubi seja bastante caótica ainda é possível ordená-las a partir da ordem de aparecimento delas. As primeiras fácies a serem geradas são as fácies primárias: Gp e An. Eram formadas em momentos simultâneos, todavia, em diferentes porções do ambiente evaporítico.

As fácies secundárias são comuns de soerguimento e reidratação, logo, a formação delas se deu após o soterramento. Acerca do soterramento, não foram encontradas fácies que de fato sejam a ele associado, apenas alguns indícios de anidritização.

Retornando às fácies secundárias as três geradas foram a Gpr, Ga e Ea. As duas mais comuns, a Gpr e Ga eram formadas em diferentes porções em profundidade, mas essa posição é muito difícil de discernir porque ambas as fácies estão muito intimamente relacionadas entre si. Por fim, as últimas fácies geradas, com base nas relações estratigráficas delas, são as Gpr variedade roseta e o Ea. A Gpr roseta é gerada logo após a etapa que originou a Gpr e Ga, e isso é observável uma vez que os cristais radiados cortam essas fácies. A última fácies, gerada truncando todas as supracitadas, é o Ea, e é bastante claro de observar que as fibras afetam todo o afloramento.

Assim, ordenando-as a ordem seguiria da seguinte forma, um conjunto Gp+An, outro por Ga+Gpr, e por fim, rosetas e o Ea.

5.3 Caracterização das minas

Nas quatro minas visitadas durante o trabalho de campo foi possível observar e caracterizar as diferentes frentes de lavra, e conseqüentemente, observar que o Membro Ipubi ocorre com organizações diferentes dependendo do local. Essa mesma situação foi observada nos conjuntos de feições associadas à superfície discordante e à tectônica. Portanto, para melhor visualizar a natureza desses conjuntos, optou-se em caracterizar individualmente cada mina, exatamente para observar mais facilmente as feições gerais dos processos e aquelas feições que são mais específicas.

5.3.1 Mina São Jorge

O Membro Ipubi aflora em uma das frentes de lavra como um único corpo tabular principal com pouco mais do que 5 metros de espessura. Foi possível observar que há regiões com coloração mais escura onde predominam veios de espato acetinado e folhelhos associados. Os veios, em sua maioria, são horizontais e mais espessos na base do afloramento, enquanto que nas regiões superiores, embora ainda horizontais, são mais finos. Um conjunto de veios inclinados a verticais também ocorre, e comumente cortam os veios horizontalizados até o topo. De um modo geral, todos veios estão associados a camadas de folhelhos escuros que se acumulam nas bordas. Em alguns pontos, a presença de folhelhos era tanta que se espalhava por toda a frente de lavra e era capaz de encobrir parte dos evaporitos e formar bolsões dentro deles, já outras observações, indicaram folhelhos que pareciam se espalhar no topo.

Em outra frente de lavra, o Membro Ipubi ocorre com grande espessura, mas sem feições marcantes. A mais notável foi a ocorrência de suaves dobras internas aos evaporitos, e a ocorrência de irregularidade no topo, porção com maior presença de

veios. Seguindo essa frente, os evaporitos assumem uma coloração esbranquiçada e as dobras internas se tornam mais visíveis. No geral, são localizadas próximas do topo irregular, e afetam uma região relativamente limitada e pequena abaixo dele. As irregularidades no topo geram as cavas, cujas morfologias variam e podem assumir um formato parecido a sulcos e a uma cuia. Acima, o Membro Romualdo ocorria mais alterado do que o esperado, mas ainda assim, algumas feições de camadas foram avistadas nele e pareciam estar seguindo as cavas.

Em alguns pontos nas frentes fica bastante claro que ocorre uma fina camada de folhelho preto, e sugere a divisão da sucessão em pelo menos dois pacotes.

A mina São Jorge foi a maior mina visitada e a que teve a maior assistência dos seus funcionários. Em uma conversa informal, os funcionários, quando perguntados a maneira que tratavam e reconheciam as diferentes zonas e texturas do afloramento, contaram que o dividem em três zonas: a parte mais basal é conhecida através da ocorrência da anidrita; a parte intermediária é onde ocorre a cocadinha, correspondente a gipsita colunar e suas lâminas, e o topo é comum de ocorrência da rapadura, correspondente a gipsita alabastrina.

Já em outro setor da mineradora, foi possível observar parcialmente o contato e uma grande parte do Membro Romualdo em dois cortes adjacentes, um lateral e outro frontal. No corte lateral, a principal estrutura é um anticlinal *roll-over* que afeta de modo marcante o Membro Romualdo, e em especial as camadas mais basais da unidade, gerando um sinclinal suave. Essa estrutura, como vista na figura 23, é muito localizada, e as camadas afetadas conforme se distanciam dessa região, reassumem a horizontalidade original. Próximo da região à esquerda, onde a curvatura se inicia, há um plano por onde as camadas deslizaram. Por afetar as camadas desse modo, o plano

foi compreendido como um plano de falha, de uma estrutura que afetou localmente as camadas basais do Membro Romualdo.



Figura 23 - Falha do tipo anticlinal *roll-over* afetando o Membro Romualdo na mina São Jorge.

No corte frontal da frente de lavra, está exposto um colapso ainda mais abrupto afetando o Membro Romualdo (Figura 24). A dobra sinclinal gerada possui um grande porte e as camadas, do mesmo modo que no exemplo anterior, reassumem a horizontalidade original rapidamente conforme se distanciam do centro da estrutura. Ocorrem falhas discretas próximas aos locais onde há o início do encurvamento das camadas, porém, não parecem afetar toda a sucessão. Comparando essas falhas com as vistas no corte lateral, é possível observar que parecem terminar na mesma região próxima das camadas de cores amarelas, ou seja, no limite superior do plano de falha no corte lateral. Sendo assim, o colapso do corte frontal foi também relacionado à movimentação que gerou o *roll-over* do corte lateral.

Falhas com geometria *roll-over* já foram descritas por trabalhos sísmicos de Appi (2009), por exemplo, e são comumente atribuídos à atividade tectônica. Contudo, devido ao carácter bastante localizado dessas observadas, levantou-se a possibilidade de estarem associadas às irregularidades ou aos colapsos ocorridas no topo dos evaporitos. É válido frisar que para tal, esses colapsos seriam de um momento pós-deposição do Membro Romualdo, situação a ser discutida. No entanto, o topo dos evaporitos não estava totalmente exposto nessa região da frente de lavra, portanto, não foi possível caracterizar de modo mais profundo o topo deles.



Figura 24 - Camadas fortemente arqueadas que ocorrem adjacentes à região afetada pela falha do tipo anticlinal *roll-over* na mina São Jorge.

Seguindo o restante do corte, na porção adjacente às feições apresentadas acima, o contato entre os membros estava mais exposto, e foi observado um arqueamento suave e diminuição da espessura, que não foram capazes de afetar fortemente a disposição das camadas, já que o paralelismo entre elas predominava. Mais distante desses locais descritos, são visíveis algumas suaves dobras internas nos evaporitos gerando anticlinais

e sinclinais. Veios horizontais de espato acetinado ocorrem majoritariamente no topo dos evaporitos, e acima dessas regiões há uma camada semelhante a um folhelho, mas que não pode ser caracterizada. Na porção mais distante, cavas são mais notáveis no contato e elas estão preenchidas por estruturas semelhantes às camadas do Membro Romualdo, e elas seguem de maneira muito fiel a topografia do topo evaporítico, inclusive, conforme os sulfatos eram afinados, as camadas do Membro Romualdo também sofriam o mesmo (Figura 25).



Figura 25 - Camadas do Membro Romualdo seguindo a irregularidade do topo dos evaporitos do Membro Ipubi na mina São Jorge.

A mina São Jorge apresenta um conjunto de feições associadas a carstificação, tanto anterior como posterior ao Membro Romualdo, e, um conjunto de feições ligadas a tectônica, que são sugestivas de momentos posteriores a esse membro. É comum que as feições geradas antes e após ao Membro Romualdo se misturem, e torne bastante complicado discerni-las.

5.3.2 Mina Conceição Preta

Essa foi a única mina visitada onde os evaporitos do Membro Ipubi aparecem como dois pacotes separados bem marcados. O pacote inferior possui espessura que varia lateralmente, mas de modo geral não ultrapassa 4 metros de espessura. Além da presença dos dois pacotes, a mina é marcada por dobras notáveis entre os evaporitos, especialmente quando observado próximo ao topo do pacote inferior. Embora, parcialmente encoberto, no pacote inferior ainda era possível a observação de uma irregularidade que originou topos mais altos e os topos mais baixos nos evaporitos.

Analisando atentamente uma porção menos encoberta, observou-se que os topos irregulares se associam à organização das dobras da seguinte forma: as dobras anticlinais são mais comuns nas regiões de topo mais alto, enquanto, que as dobras sinclinais são mais comuns onde os topos são mais baixos (Figura 26). Essa organização nem sempre é fácil de ser observação, mas onde o é, sugere um padrão relativamente consistente. É importante frisar que as dobras não atuam com a mesma intensidade em todas as camadas, uma vez que o dobramento é mais marcante nas porções mais basais, enquanto, que nas porções superiores, é atenuado.

Folhelhos pretos são observados entre os evaporitos inferiores e as camadas dobradas. A espessura deles varia dependendo da altura do topo dos evaporitos, semelhante ao que ocorre com as dobras, mas, no caso dessas rochas, visualizou-se que o folhelho tende a ser mais fino quando associado a um topo mais alto, e mais espesso quando associado a um topo mais baixo. Outro ponto importante é que neles há a maior ocorrência de veios de espato acetinado, estrutura pouco desenvolvida nos evaporitos. De um modo geral são muito finos, mas, variedades mais grossas ocorrem e não ultrapassam o contato dos folhelhos com as rochas superiores. Falhas muito discretas e

limitadas a algumas camadas acima dos evaporitos do pacote inferior são comuns, todavia, não parecem ter uma origem tectônica, já que sua disposição também se relaciona com a disposição do topo carstificado e, além disso, apenas algumas das rochas mais próximas dele foram afetadas.



Figura 26 - Dobras afetando camadas logo acima dos evaporitos do Membro Ipubi na mina Conceição Preta.

O pacote superior de evaporito, por sua vez, é menos espesso e o seu topo não é tão marcado por altos e baixos, porém, ocorre mais fraturado e alterado, apresentando uma microcaverna e blocos quase se soltando dele (Figura 27). Os veios de espato acetinado são mais presentes nesse pacote, quando comparado com o inferior, porém, ainda assim, são pouco expressivos, sendo finos e horizontais.

Devido boa exposição, observou-se que o pacote evaporítico superior se divide em dois segmentos. Ambos os corpos gerados são menos espessos na região onde eram previamente unidos, e essa característica é única dessa região, já que a camada reassume a sua espessura original no restante do afloramento. Os novos limites gerados têm uma geometria arredondada, e são bastante semelhantes a camadas afetadas por processos de

boudinage (figura 28). Uma situação onde houve a separação da camada principal, e geração de espaço disponível, naturalmente o pacote sobreposto colapsaria, e seria forçado a se adaptar ao novo espaço e conseqüentemente dobrado.

Observando o resto do afloramento, camadas bastante similares a essas dobradas ocorrem acima do pacote *boudinado*, logo, é reforçado a ideia do colapso e readaptação.



Figura 27 - Organização da frente de lavra da mina Conceição Preta, onde ocorrem dois pacotes de evaporitos separados por camadas arqueadas.

A separação da camada gerou um corpo localizado na porção mais a esquerda e outro pacote situado na porção direita da frente de lavra, como observado na figura 29. O pacote localizado a direita é mais afetado por plantas e raízes, e por processos pedogenéticos. Abaixo dele, ocorrem as camadas dobradas citadas anteriormente no início da descrição, e na base está o pacote inferior de evaporito, assim, os evaporitos marcam os limites do afloramento. Por outro lado, ao se analisar o pacote da esquerda, as camadas como um todo assumem uma organização diferenciada. Ali, as camadas

abaixo do pacote de sulfato estão paralelizadas, e, além disso, não há a ocorrência do pacote inferior de sulfato, provavelmente não aflorante (Figura 29).



Figura 28 - Camada superior do evaporito na mina Conceição Preta que remete a um *boudin*.



Figura 29 - Organização da mina Conceição Preta, onde uma porção é dobrada e possui dois pacotes de evaporitos, enquanto que a região adjacente apenas um e predomina a horizontalidade das camadas.

Através das características observadas, a mina Conceição Preta pode ser dividida em duas regiões adjacentes, uma onde as camadas são predominantemente horizontalizadas e paralelas e com apenas um pacote de sulfato presente; e outra região onde se destacam as camadas dobradas que ocorrem entre os dois pacotes de evaporitos.

O conjunto de feições associadas à carstificação é observado facilmente em ambos os pacotes. Conforme o dobramento associado aos topos irregulares é plausível imaginar uma fase de carste após o soterramento do Ipubi e a deposição das camadas sobrepostas. Dobras e falhas que em geral são tratadas como tectônica, todavia, parecem estar mais relacionadas à dissolução ocorrida nos sulfatos, do que uma tectônica de fato; com a ação da tectônica de fato seria esperada uma maior influência dela no resto do afloramento, e haveria dobras em outras porções, como à esquerda. Sobre as estruturas semelhantes a uma *boudinagem*, levando em conta a extrema solubilidades dos sulfatos, é possível que essa feição tenha sido gerada por dissolução, embora, a concepção tectônica seja mais comum para explicar *boudins*. Ao se tratar a origem como tectônica, ela remete a movimentos extensionais; contrapondo-se aos esforços compressivos, necessários para gerar dobras.

5.3.3 Mina Pedra Branca

O Membro Ipubi nessa mina ocorre como uma única e espessa camada, e nela é mais perceptível a existência de veios de espato acetinado. Essas estruturas não parecem ocorrer disseminadas e desorganizadas, uma vez que há zonas de concentração deles nos afloramentos, iniciando na base e seguindo até o topo; essas zonas, inclusive, parecem estar interconectadas através de fraturas horizontais (Figura 30).

Os veios são majoritariamente horizontais, embora variedades inclinadas e verticais também ocorram, inclusive cortando uns aos outros. Em conjunto a eles, há folhelhos acumulados nos limites das fibras com a parede do veio. Os folhelhos, nesse caso, parecem ter uma textura mais cerosa, diferente da textura mais comum dessa rocha. A associação entre os folhelhos e o espato, em certos pontos, pode ser tão forte que algumas regiões dentro dos evaporitos são delimitadas por eles.



Figura 30 – Emaranhado de veios que ocorre na frente de lavra da mina Pedra Branca.

Em algumas situações, os evaporitos parecem ser substituídos por folhelhos cerosos no afloramento; nesses casos, a região passa a ser dominada por folhelhos ao invés dos evaporitos, que, inclusive, é afetada diretamente por veios. As regiões não possuem um grande porte, porém, são facilmente observadas devido à coloração contrastante. No exemplo observado em campo, os veios de espato não avançam muito dentro dos evaporitos e se limitam a região dominada por folhelho. Essa região tem

maior espessura próxima à base do afloramento e se afunilava ao aproximar-se do topo, como se tivessem sido injetadas nos sulfatos (Figura 31).



Figura 31 - Região dominada por folhelho no meio dos evaporitos que afunila para o topo seguindo os veios de espato acetinado.

Na frente de lavra onde essas feições foram descritas, o topo dos evaporitos é bastante fraturado e irregular, e não há ocorrência do Membro Romualdo. Por outro lado, ao analisar outro corte nessa mina foi possível observar o contato sendo muito irregular, e a porção mais basal do Membro Romualdo levemente arqueada conforme a disposição do topo dos evaporitos, enquanto que a porção superior mantinha a organização original. Uma parte do Membro Romualdo é afetada por uma falha, porém não há reflexos dela na organização do Membro Ipubi (Figura 32).



Figura 32 - Visão da frente de lavra da mina Pedra Branca, com destaque para o falhamento na porção esquerda que não parece afetar diretamente o Membro Ipubi.

Analisando a região do contato, foi encontrada uma camada de folhelho preto sobreposto aos evaporitos. A camada não é muito espessa, e sobreposta a ela repousa em contato irregular uma camada de arenito conglomerático (Figura 33).

Em fotografias antigas de outra frente foi possível observar a ocorrência de uma falha normal afetando o Membro Romualdo, também sem ter reflexos no Membro Ipubi. Nesse mesmo conjunto de fotos, observou-se o predomínio quase que total do paralelismo entre as camadas, sem a ocorrência de arqueamentos; a irregularidade no topo, embora presente, não criava feições marcantes, era bastante suave.

Para essa mina, as feições indicativas de tectônica são as falhas, e as mesmas não parecem ter relação com a carstificação, e a ocorrência delas também não afetou o Membro Ipubi. Acerca das feições de carstificação, o topo irregular e a presença notável de veios de espato acetinado são mais marcantes. É importante frisar que marcas de cisalhamento são observadas nas regiões onde predominam os veios, porém, só as

análises de campo não são suficientes para dar a esse cisalhamento uma origem tectônica, já podem ter sido geradas devido à pressão de fluido durante a carstificação.



Figura 33 - Conglomerado basal do Membro Romualdo e o folhelho do topo do Membro Ipubi.

5.3.4 Mina Rancharia

A visita a essa mina foi mais rápida do que nas outras, e teve de ser mais focada na coleta de amostras. Porém com registros de trabalhos anteriores e por breves observações realizadas na visita, ainda foi possível caracterizá-la parcialmente. Observou-se nela que o Membro Ipubi aflora como uma única camada, e pode apresentar algumas dobras internas, mas bastante sutis. O topo da unidade, como em

todas das outras minas, é marcado por cavas que lembram vagamente ravinas de poucos metros e estão preenchidas por detritos, como lama e areia. Em fotografias de visitas passadas, foi possível observar que nessa mina, os sulfatos, sem considerar a superfície discordante que é presente, possuem claras feições de dissolução, e indicam a ação de água meteórica (Figura 34).



Figura 34 - Destaque para dissolução afetando diretamente as camadas na mina Rancharia.

5.4 Interpretações sísmicas

Dentre as linhas sísmicas carregadas no Petrel, as que mostraram os melhores resultados foram as linhas 141-RL-09 e 141-RL-10, pois puderam ser calibradas com os poços 2-AP-1-CE e 4-BO-1-PE (Figura 35), respectivamente. Algumas mudanças tiveram de ser realizadas para a melhor execução do trabalho, conforme os parágrafos seguintes.

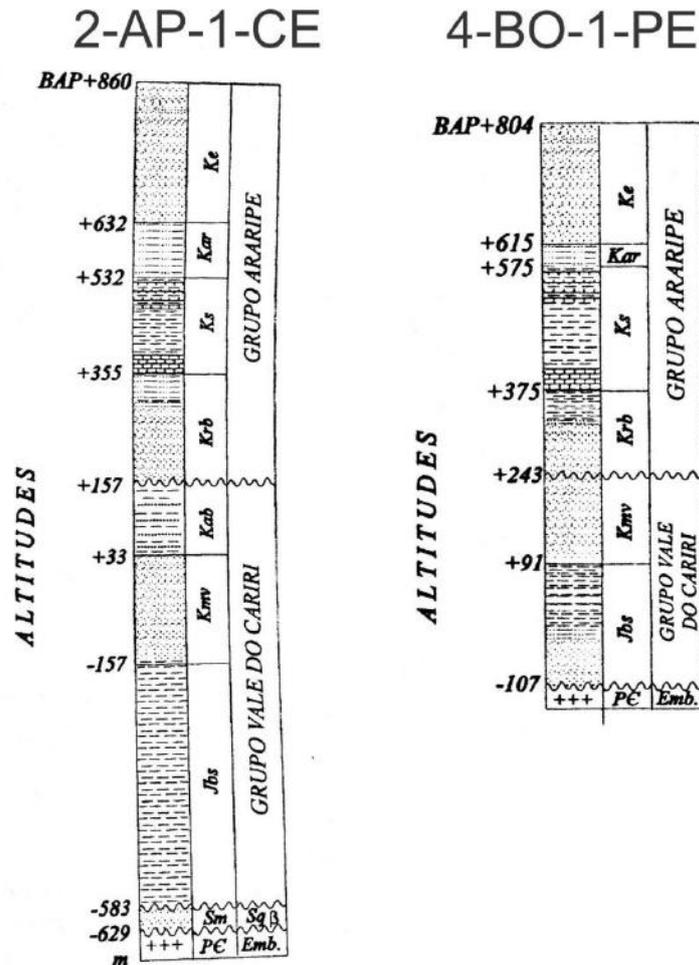


Figura 35 - Representação estratigráfica dos poços utilizados (Modificado de Ponte e Ponte-Filho, 1996).

5.4.1 Sismo-horizontes

Os sismo-horizontes mais facilmente observados nas linhas sísmicas eram aqueles que apresentam o maior contraste de impedância, indicados, dessa forma, pelas cores mais vivas. Foram observados três sismo-horizontes na bacia, e a partir deles foi possível estabelecer uma interpretação estrutural e estratigráfica do intervalo observado.

(A) Sismo-horizonte 01 – É o horizonte mais próximo do topo da seção, e ocorre na forma de uma marcante diferença de impedância sísmica; é bastante contínuo e é facilmente observado em toda a seção, seja na 09 ou na 10. Em determinadas porções,

ele pode ocorrer levemente basculhado e irregular. Na seção 09, a profundidade em tempo duplo (2T) foi de 410ms, e 370ms na linha

(B) Sismo-horizonte 02 – É um pouco mais profundo do que o sismo-horizonte anterior, e é de difícil observação nas linhas como um todo, uma vez que o mesmo ocorria de maneira descontínua. Porém, ainda assim, na linha 09 foi possível segui-lo com maior constância em maior parte da linha, e inferi-lo nas porções mais irregulares, como a Oeste. Contrastante, na linha 10, a maior parte dele foi inferida, uma vez que parecia ser misturar e confundir com outros refletores. Sobre a profundidade em 2T, na seção 09 foi de 570ms e na 10, 470ms.

(C) Sismo-horizonte 03 – É o sismohorizonte mais profundo observado, e conforme indicam os perfis, é a região mais próxima do embasamento; razão, esta, que justifica a marcante diferença de impedância. É de fácil observação e mapeamento em ambas as linhas, ora ocorrendo um pouco alto e ora um pouco mais baixo. O 2T dele na seção 09 foi de 1040ms, e de 840ms na seção 10.

A disposição dos sismohorizontes está representada nas figuras 36 e 37.

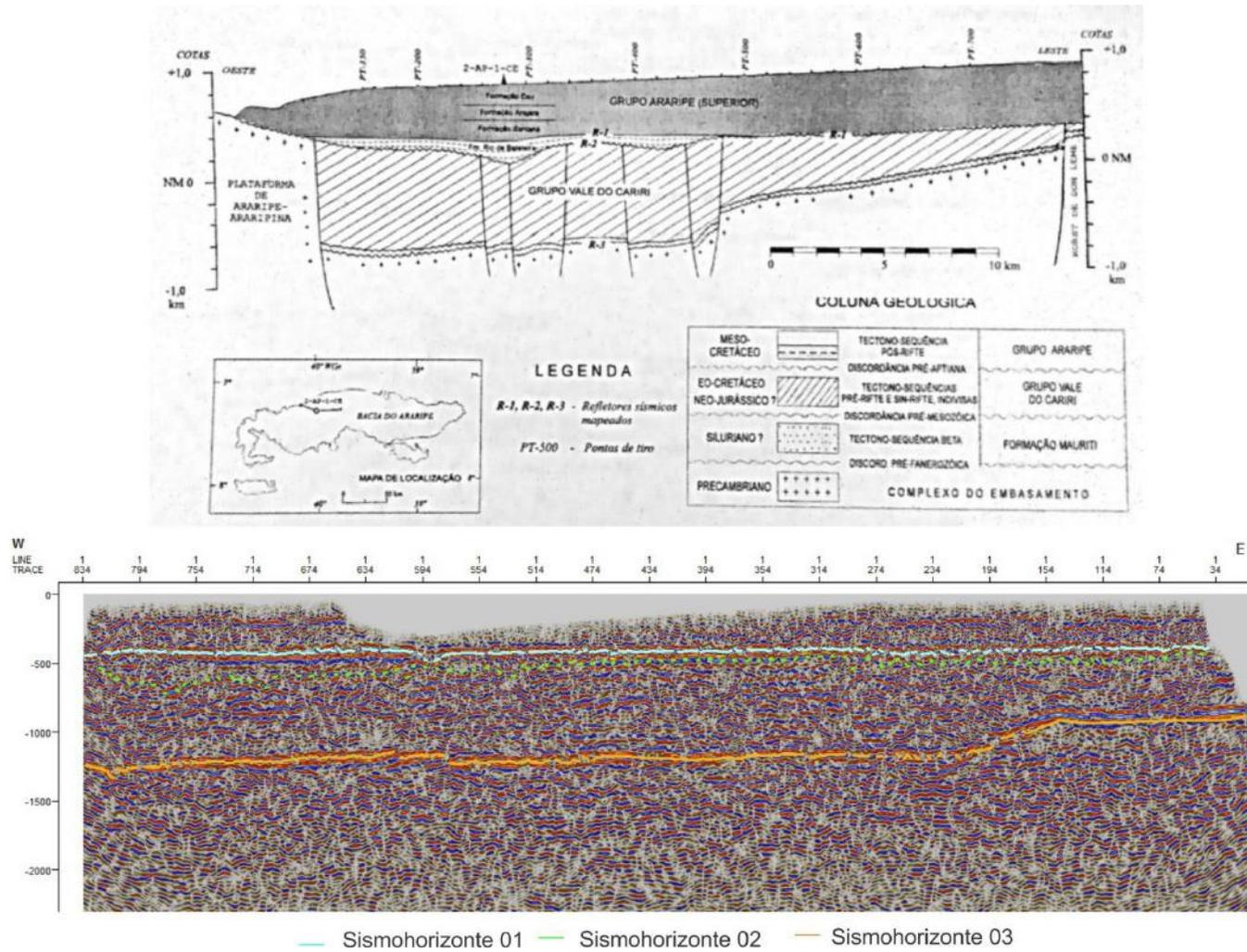


Figura 36 - Seção geológica na linha 141-RL-09 de Ponte e Ponte-Filho (1996) e a linha com os sismohorizonte marcados.

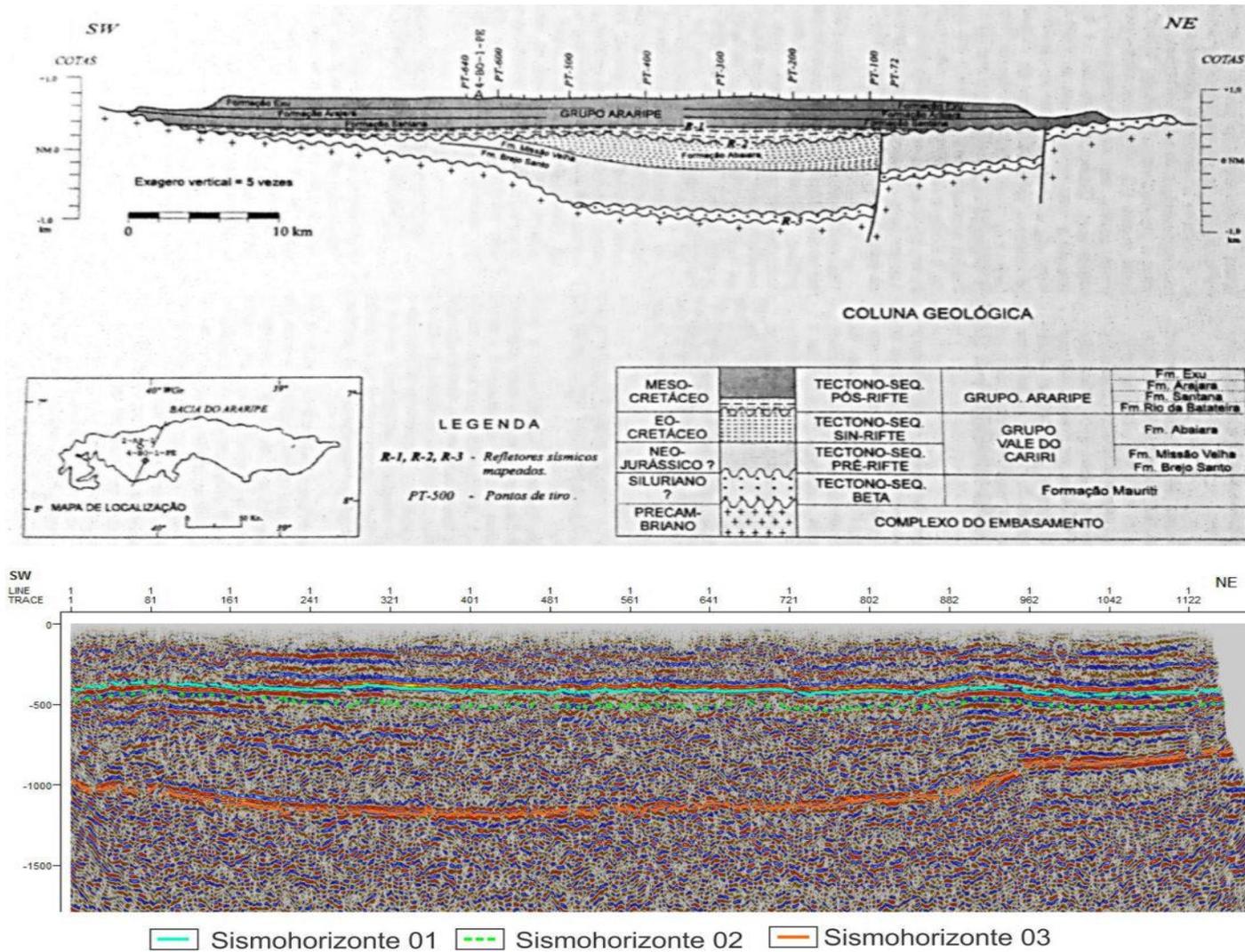


Figura 37 - Seção geológica na linha 141-RL-10 apresentada em Ponte e Ponte-Filho (1996) e linha sísmica com os sismohorizonte.

5.4.2 Interpretação estratigráfica

Com os sismo-horizontes definidos e os checkshots carregados (Quadros 3 e 4), foi possível com apoio dos perfis compostos e dos dados de Ponte e Ponte-Filho (1996) identificar as diferentes sucessões sedimentares da bacia e compreender o significado dos sismo-horizontes definidos.

Para a linha 141-RL-9, os checkshots carregados indicaram a ocorrência de todas as unidades que compõem o empilhamento da bacia do Araripe (Quadro 3). Nela, os sismo-horizontes puderam ser associados aos diferentes contatos entre as unidades.

O primeiro sismo-horizonte é localizado com base nos checkshots muito próximo da base da Formação Santana. Devido ao fato de haver carbonatos na base, o Membro Crato, a essa ocorrência foi associada o marcante contraste de impedância observada. O sismo-horizonte 02 é localizado logo abaixo, no que equivale à Formação Barbalha, a razão que gerou o contraste não pode ser muito bem entendido, mas provavelmente deve se aliar às diferenças litológicas dessa unidade com a Formação Abaiara. Dessa forma, do topo da seção até o sismo-horizonte 02 foi-se compreendido como o equivalente ao pós-rifte.

Abaixo do horizonte 02, naturalmente estão os depósitos sin e pré-rifte, além da unidade paleozoica da bacia. O limite dos sedimentos com o embasamento foi compreendido como o sismo-horizonte 03, que é o refletor mais facilmente observado e presente por toda a seção; a origem dele é exatamente devido ao contato de rochas sedimentares com rochas ígneas e metamórficas. De maneira semelhante à Ponte e Ponte-Filho (1996), o limite exato da unidade paleozoica e do topo do embasamento não ficou bem marcado, logo, foram aglutinados e tratados como um único sismo-horizonte.

Quadro 3 – Correlação dos *checkshots* e significado deles o poço 2-AP-1CE.

MD (m)	TWT (ms)	Significado
-40	0	Compensação da cota
220	164	Base Formação Exu
340	256	Base Formação Araripina
492	410	Base Formação Santana
698	570	Base Formação Barbalha
830	643	Base Formação Abaiara
1020	748	Base Formação Missão Velha
1450	986	Base Formação Brejo Santo
1482	1040	Base Formação Cariri/Embasamento

A linha 141-RL-10, por outro lado, apresentou uma quantidade menor de unidades registradas (Quadro 4). Os *checkshots* indicaram que não há a ocorrência dos registros sin-rifte, e há uma grande incerteza indicada em Ponte e Ponte-Filho (1996) sobre qual é a profundidade de fato do embasamento. Correlacionando os *checkshots* aos horizontes, os resultados indicam similaridade praticamente total com o observado na seção 09. O sismo-horizonte 01 é a base da Formação Santana, o 02 é a base do pós-rifte e da Formação Barbalha, e o sismo-horizonte 03 é o embasamento e Formação Cariri indivisos. Logo, do topo da seção à base do sismo-horizonte 02 está o pós-rifte, e abaixo dele até o sismo-horizonte 03, o pré-rifte e a unidade paleozoica.

Quadro 4 – Correlação dos *checkshots* e o significado deles para o poço 4-BO-1-PE

MD	TWT	Significado
-16	0	Compensação
189	169	Formação Exu
229	194	Formação Araripina
429	370	Formação Santana
561	470	Formação Barbalha
713	585	Formação Missão Velha
911	688	Brejo Santo/Embasamento (?)
1153	840	Embasamento (?)

5.4.3 Interpretação estrutural

Grandes estruturas são observáveis nas linhas ocorrendo a partir do embasamento da bacia, e avançam até as porções pós-rifte do empilhamento sedimentar, porém, parecendo não afetar as camadas da Formação Exu. A maioria dessas falhas está associada às etapas sin-rifte da evolução da bacia, quando houve o auge da tectônica.

Mesmo com uma baixa qualidade da sísmica nas linhas, pode-se inferir, seguindo a tendência da tectônica regional, que as grandes falhas são majoritariamente transcorrentes, e resultaram em marcantes estruturas em flor. Exemplos delas e a sua profunda relação com o embasamento são marcantes próximo dos limites E e W da seção 09, e próximo do limite NE da seção 10. No exemplo da figura 38, é marcante observar como uma extensa estrutura em flor afeta o horizonte 03, que representa o embasamento, quebrando a sua continuidade e resultando em uma marcante diferença na altura dele, gerando uma região abatida e outra mais alta. Mais influência dessas falhas com embasamento está indicada na falha observada na figura 39, onde é marcante observar que elas indicam em regiões relativamente profundas dele.

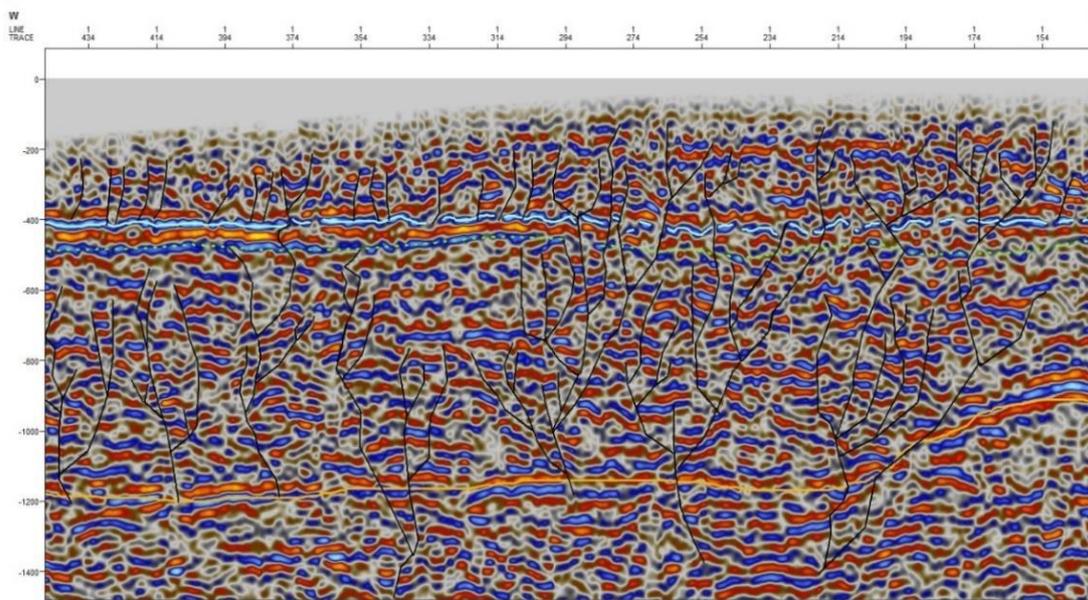


Figura 38 – Exemplo geral das falhas afetando o embasamento, com destaque para a grande falha situada na porção E da seção. Falha registrada na linha 141-RL-9.

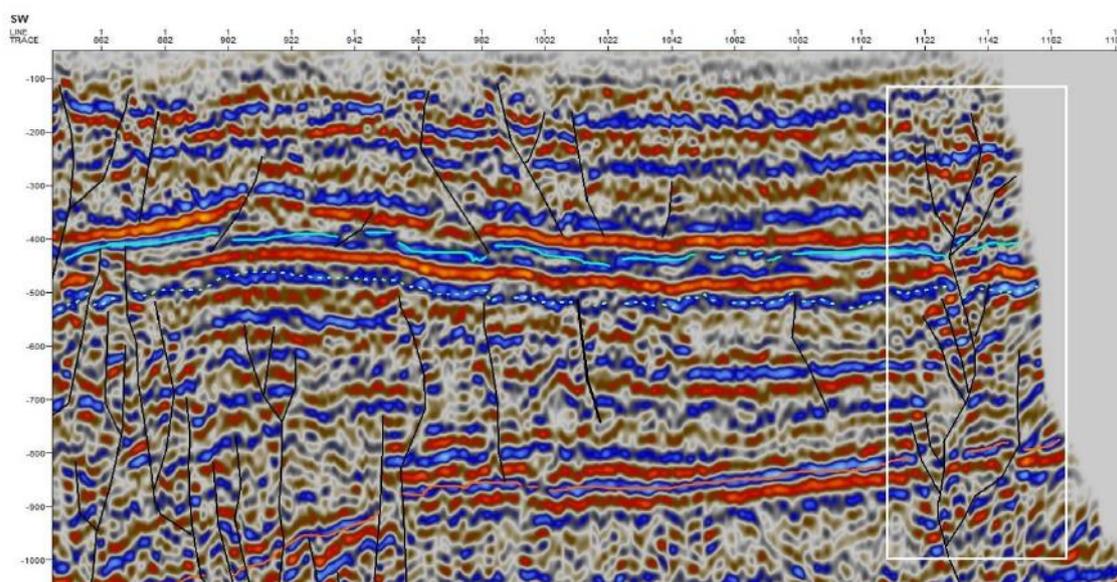


Figura 39 – Detalhe de uma grande falha em flor iniciada no embasamento e seguindo até as porções mais rasas da bacia do Araripe. Falha registrada na linha 141-RL-10.

Sobreposta, está a sucessão sedimentar pós-rifte da bacia, e nela também é marcante influência dessas estruturas pretéritas. Foram interpretadas mais expressivas estruturas em flor, todavia em menor quantidade, afetando essas rochas, e ocorrências de falhamentos normais mais localizados (Figura 40,41).

Muitas das estruturas em flor têm relação direta com a porção sin-riifte e embasamento, onde é possível ver os sismo-horizontes 01 e 02 sendo basculado por segmentos antigos dessas falhas, o que prontamente indica uma reativação das estruturas pretéritas do embasamento.

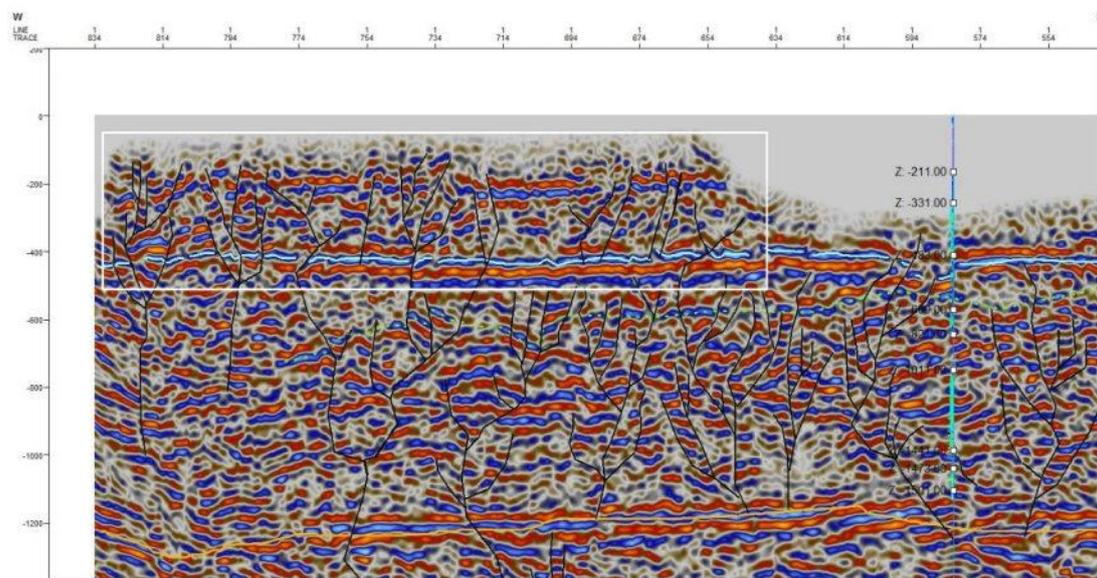


Figura 40 – Destaque para as estruturas em flor e falhas normais afetando as porções pós-riifte conforme a linha 09

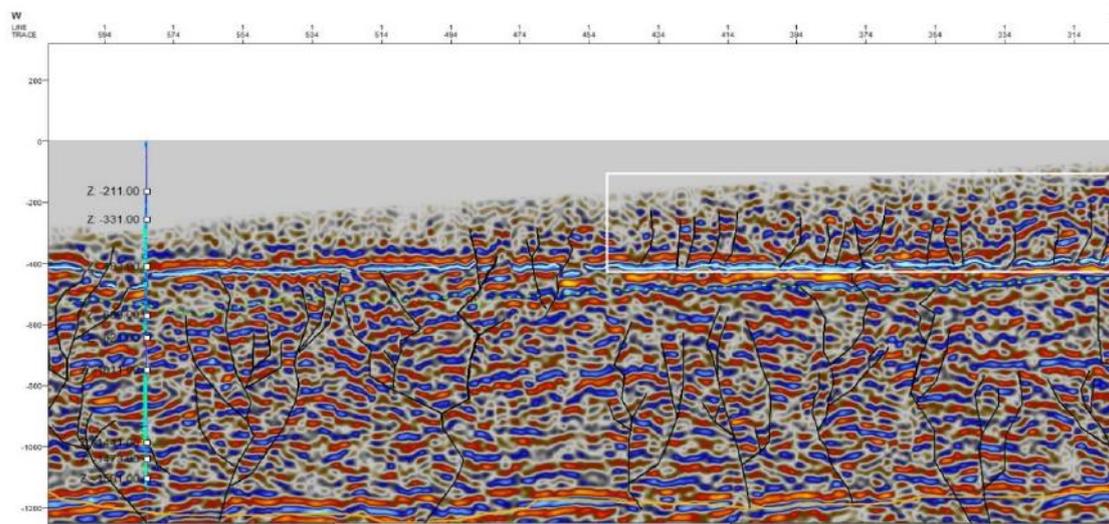


Figura 41 – Destaque para as falhas normais com raízes na base da Formação Santana na linha 09

Há também estruturas em flor que não se relacionam com o embasamento e muitas das suas raízes se limitam às bases dos horizontes 01 e 02. A ela foi conferida

uma idade pós-rifte, pelo menos aptiana. Devido à qualidade das seções estudadas, é bastante plausível que essas estruturas também sejam relacionadas às geradas pelo embasamento, todavia, uma clara continuidade delas não foi possível de ser observada. É comum observar que ambos os conjuntos apresentados afetam a porção pós-rifte até as regiões próximas da base da Formação Exu.

Com maior detalhe, em ambos os casos, as estruturas em flor podem ser segregadas em negativas e em positivas. As primeiras estão associadas ao estiramento em movimentos divergentes, enquanto que as segundas estão associadas a momentos compressivas e *push-ups* em movimentos convergentes. De maneira simples, as estruturas em flor negativas foram identificadas onde os refletores eram predominantemente abatidos, enquanto, nas porções onde predominavam o soerguimento eram identificadas as flores positivas. Um exemplo de flor negativa está indicada na figura 42.

A presença dessas estruturas tem importantes implicações na organização da bacia e carstificação, conceitos discutidos no prosseguir do trabalho.

Mais localizadas e de menor porte são as falhas inferidas como normais. As mesmas foram inferidas porque os dados disponíveis e a sísmica 2D não permitiram uma posição concreta, todavia, a natureza normal é bastante sugestiva. Esse grupo de falhas é praticamente exclusivo ao pós-rifte e não apresenta relação alguma com os registros mais antigos. De um modo geral, as falhas normais afetam mais fortemente as Formações Santana e Araripina, tendo naquela muitas das suas raízes. Em alguns casos, podem ser mais profundas e afetar as porções da Formação Rio da Batateira.

As linhas totalmente interpretadas estão indicadas nas figuras 43 e 44.

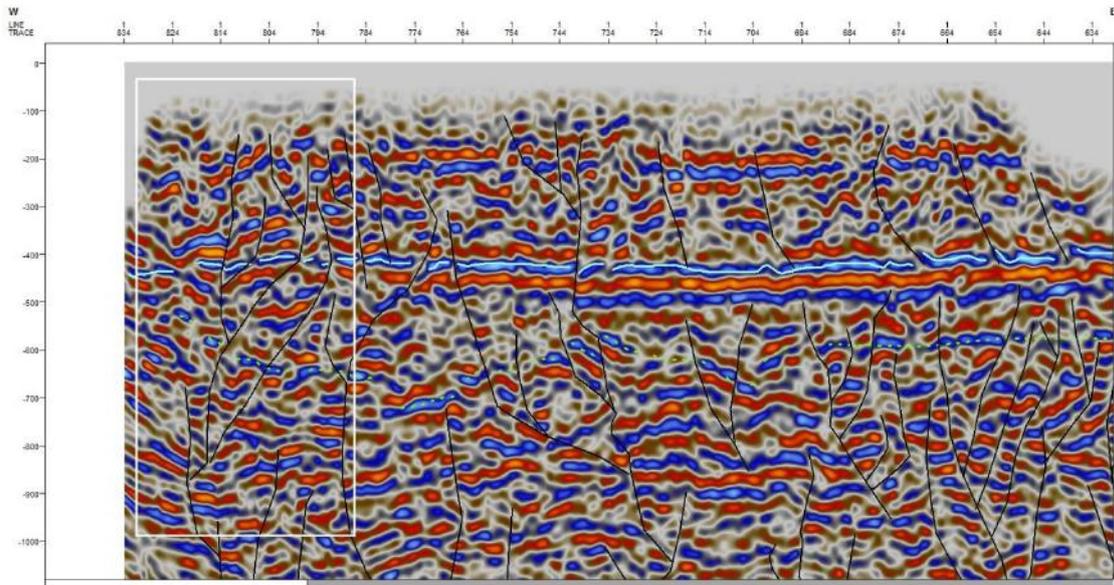


Figura 42 – Exemplo de estrutura em flor na linha 09.

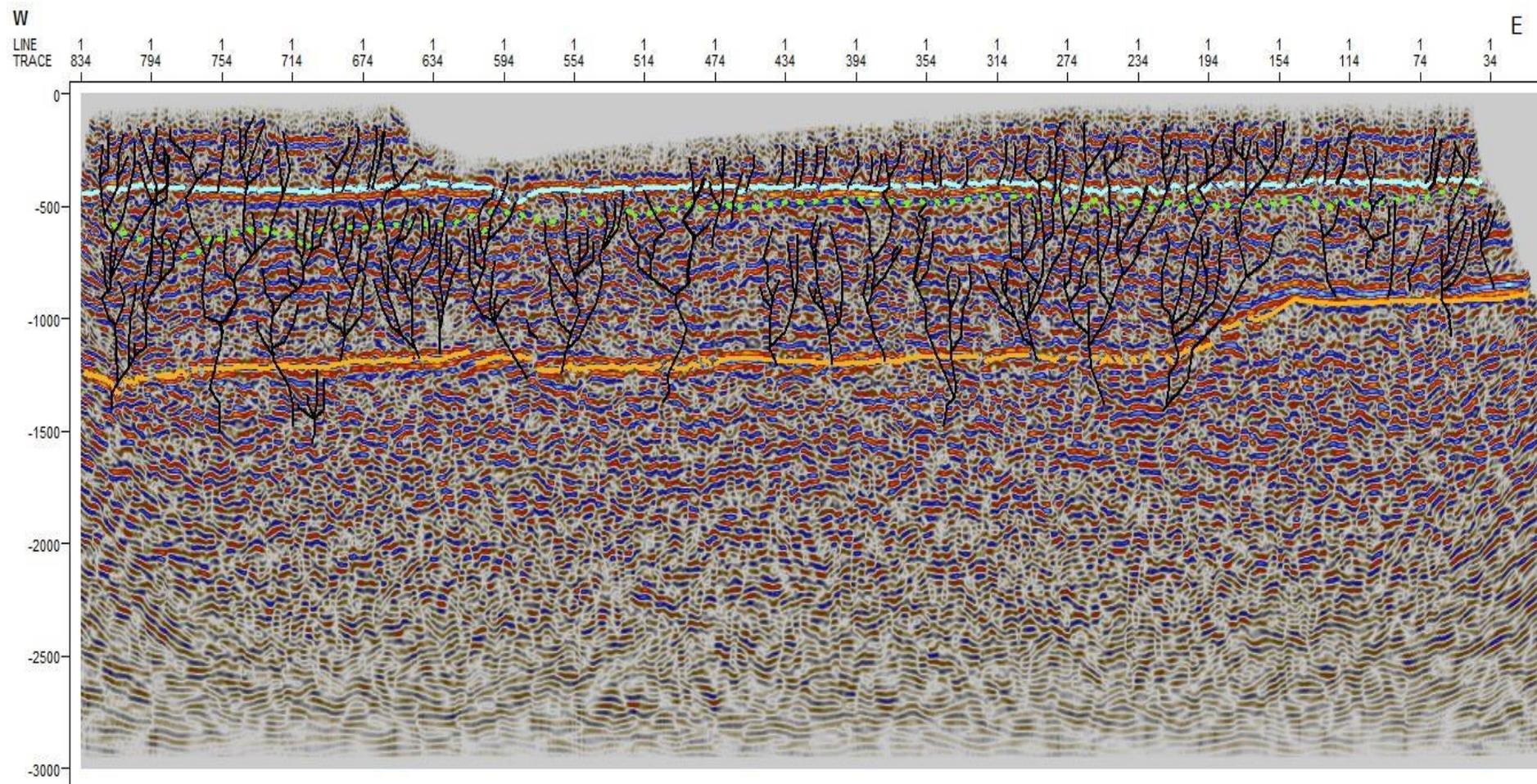


Figura 43 – Linha sísmica 141-RL-09 interpretada

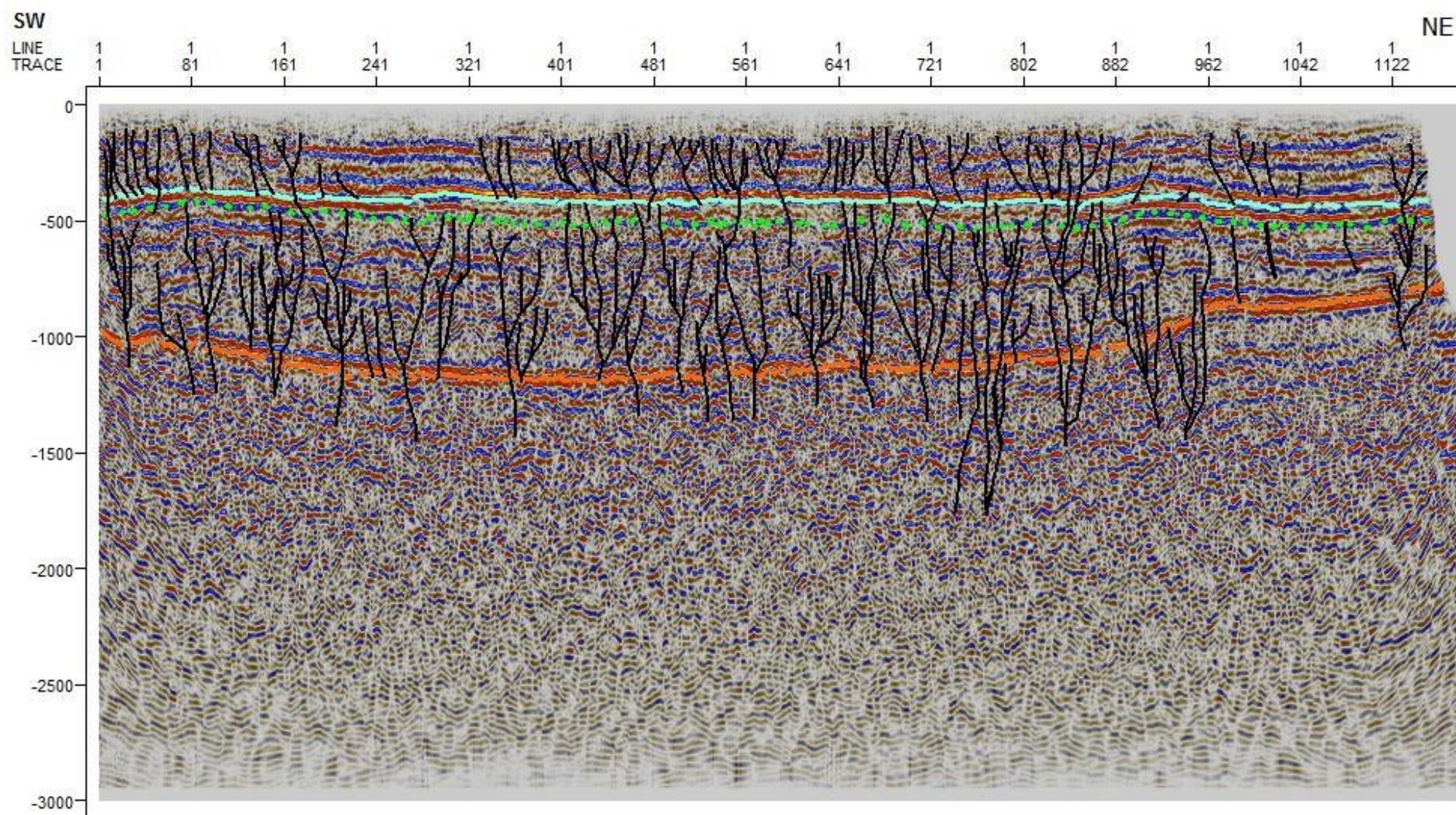


Figura 44 – Linha sísmica 141-RL-10 interpretada.

6 DISCUSSÃO

6.1 Evolução diagenética dos sulfatos

Em evaporitos é bastante comum ocorrência de variações texturais devido aos processos de recristalização associados à desidratação e hidratação. Uma das variedades evaporíticas mais susceptíveis a esses processos são os sulfatos, já que os dois principais minerais sulfatados evaporíticos, a gipsita e a anidrita, representam, respectivamente, a versão hidratada e a versão desidratada do sulfato de cálcio. A gipsita quando é desidratada e perde a água molecular se torna anidrita, enquanto, que a anidrita quando reidratada se recristaliza novamente para gipsita. Às texturas originadas durante a fase de deposição é dado o nome de fácies primárias, enquanto que para os cristais que sofreram diagênese e tiveram suas texturas primárias alteradas e perdidas é dada a classificação como fácies secundárias.

Embora a sucessão idealizada de fácies do Membro Ipubi já tenha sido apresentada, ainda não houve a análise das etapas de evolução diagenética dessas rochas para poder compreender algo o grau de relação com o carste, e no que isso pode implicar para a evolução da bacia. Para essa parte do estudo foram utilizadas as bases dos conceitos de etapas diagenéticas definidas por Choquette & Pray (1970), originalmente para carbonatos, e adaptados para evaporitos conforme Warren (2016).

A primeira etapa diagenética compreende a cristalização da Gp e An, as duas fácies deposicionais. A anidrita nodular é gerada a partir da concentração de fluidos salinos entre os poros de sedimentos carbonáticos ou siliciclásticos da zona capilar (Warren, 2016); e a gipsita colunar é gerada diretamente a partir da salmoura original, sendo assim, a fácies subaquosas do sistema (Silva, 1988).

Efeitos diagenéticos podem afetar essas rochas já em momentos prematuros ou muito prévios ao soterramento, e tem maior destaque nos cristais de Gp. Os efeitos observados e relacionados à eodiagênese são similares aos descritos por Warren (1982) e Warren & Kendall (1985) ao analisarem as salinas australianas. A eodiagênese remete aos processos ocorridos próximos da superfície de deposição, e que seguem até as porções onde a influência dos processos e fluidos geneticamente relacionados à superfície cessam sua influência no corpo (Warren, 2016). Essa influência é marcada por processos erosivos relacionados a fluidos, nesse caso, águas meteóricas. De maneira simples, o processo está expresso nas superfícies aplainadas dos topos dos cristais prismáticos.

Além dos topos aplainados, a eodiagênese é representada pelas lâminas de coloração branca acima dos cristais colunares. Segundo Nascimento Jr *et al.* (2016) em uma análise similar realizada nos evaporitos do Membro Ipubi, em momentos de maior entrada de água no sistema há a geração de um nível de cristais com baixa cristalinidade acompanhados por sedimentos lamosos, associadas a uma salmoura menos salina. Os cristais que compõem essas lâminas brancas são quase que compostas puramente por uma gipsita prismática fina e alongada, bastante semelhante à variedade cristalina descrita por Paz & Rossetti (2006a). Estes autores, por outro lado, sugerem a esses cristais uma origem a partir da remobilização dos sulfatos da gipsita chevron, equivalente à Gp, ainda sob a influência da salmoura original; ou seja, dentro da zona de influência dos fluidos e química superficiais..

Com o soterramento, mesmo que ainda raso, há o gradual aumento de pressão que compacta os cristais e nódulos, e, concomitantemente as temperaturas também aumentam. A partir desse momento, os fluidos acumulados entre os sedimentos iniciam a escapar e gerar porosidade em regiões adjacentes (Warren, 2016). Profundidades baixas dentro de uma fase de soterramento inicial permitem que a fase gipsita ainda esteja estável, assim a influência das condições superficiais, ou similares, continuavam a dominar o ambiente.

Nascimento Jr. *et al.* (2016) compreendem o aparecimento os cristais aplainados e dos cristais finos como uma etapa penecontemporânea de cristalização, anterior aos momentos que os autores tratam como eodiagênese, por outro lado, Paz & Rossetti (2006a) já entendem o aparecimento dessa fácies como uma etapa de eodiagênese. Levando em conta essas posições, e que conforme o apresentado, as condições superficiais ainda influenciavam os evaporitos em subsuperfície, todas as variações apresentadas, desde o aplainamento dos topos dos cristais até o soterramento raso e início do isolamento do corpo, foram tratadas como uma etapa única, que corresponde à eodiagênese.

Conforme o citado soterramento aumentava, e as condições superficiais e os fluidos se tornavam cada vez menos influentes, dessa forma, gradualmente, ocorre uma marcante transformação conhecida como anidritização. Em temperaturas acima de 50°C a 60°C, o processo de anidritização pode iniciar a ocorrer (Warren, 2016); para a profundidade, no entanto, o valor é variável e altamente dependente das condições deposicionais. Warren & Kendall (1985) sugerem uma profundidade na ordem de 500 a 600 metros como suficientes para que quase todas as feições deposicionais sejam desidratadas; já Silva (1988) apresenta que em profundidades acima de 900 metros, apenas a anidrita é encontrada. Na concepção mais recente de Warren (2016), há a expansão do limite a pouco mais do que 1 km de profundidade, todavia, o autor frisa que esses valores variam dependendo dos locais estudados. Há relatos em Warren (2016) de anidritização ocorrida antes da etapa de soterramento, ainda dentro da eodiagênese, todavia, o seu momento típico é mais relacionado aos processos decorridos durante o soterramento, e o que pode incluir o isolamento parcial a total da influência dos processos superficiais.

Para os evaporitos do Membro Ipubi, a profundidade de sepultamento alcançou entre 350 a 380 metros (Silva, 1988); e dessa forma as fácies deposicionais ainda estão preservadas. Isso se justificava devido às baixas temperaturas de soterramento, menores do que as

apresentadas no parágrafo anterior; sobre a paleotemperatura imposta a essas rochas, os valores não são conhecidos devido à falta de dados, no entanto, imagina-se que não alcançaram valores muito altos até devido à baixa profundidade.

Esses fatores e a preservação indicariam que não ocorreu nenhuma etapa de anidritização, porém, em contraponto, ainda há feições que suportam etapa de desidratação. A primeira feição que suporta uma anidritização é observável onde os cristais de anidrita invadem a gipsita, onde é visível a substituição gradual dos limites dos cristais por anidrita. A segunda feição indicativa são as anidritas que mantem o formato da gipsita original, como as inclusões ripiformes descritas por Silva (1988) e Nascimento Jr. *et al.* (2016).

Warren & Kendall (1985) e Warren (2016) apresentam que o indicativo mais contundente de anidritização são os fantasmas de gipsita (figura 45). *Gypsum ghosts*, como também são conhecidas essas estruturas, são originados a partir da desidratação direta da gipsita prismática, e geram nódulos de anidritas que preservam o alongamento preferencial da gipsita original. Alguns sinais bastante sugestivos dessas ocorrências foram observados, porém, eram pouco disseminadas e por serem facilmente confundíveis com cristais de anidrita nodular deposicional, com base nas amostras disponíveis não foi possível corroborar a ocorrência dos fantasmas de fato, embora, a ocorrência seja sugestiva.

Considerando os indicativos de anidritização, e os contrapondo às fácies primárias preservadas e à profundidade alcançada pelos evaporitos, foi compreendido que a transição entre as fases minerais não foi um processo tão intenso no Membro Ipubi. O processo de anidritização foi compreendido como brando, uma vez que a profundidade e temperatura foram insuficientes para caracterizar o total isolamento completo do corpo das condições e fluidos deposicionais. Dessa forma, esse momento da evolução foi inserido em uma etapa pouco expressiva de mesodiagênese.

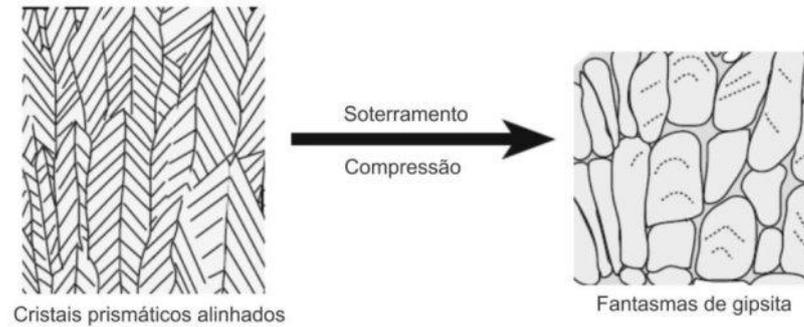


Figura 45 - Transformação de gipsita prismática para a variedade de nódulos de anidrita conhecida como fantasmas de gipsita (Modificada de Warren, 2016).

O corpo ao ser soerguido é gradualmente reimposto às menores pressões e temperaturas; condições, estas, similares às vigentes durante a deposição. Esse momento diagenético é inserido na telodiagênese, e nela ocorre a recristalização e perda das texturas deposicionais para a geração das fácies secundárias (figura 46). A parte mais impactante da transição entre as fácies ocorre quando o sulfato é reinserido no ciclo hidrológico, processo essencial para a gipsificação e geração das fácies secundárias.

A Gpr marca a reentrada do corpo na porção mais profunda da zona freática ativa, enquanto que a Ga marca a reidratação ocorrida em alguma região da zona freática ativa difusa. Fraturamento devido ao soerguimento e alívio de pressão no corpo naturalmente voltam a gerar porosidade, e por esses espaços os fluidos subterrâneos e meteóricos fluem e atuam em porções maiores do corpo sulfatado e resultam em mais porosidade.

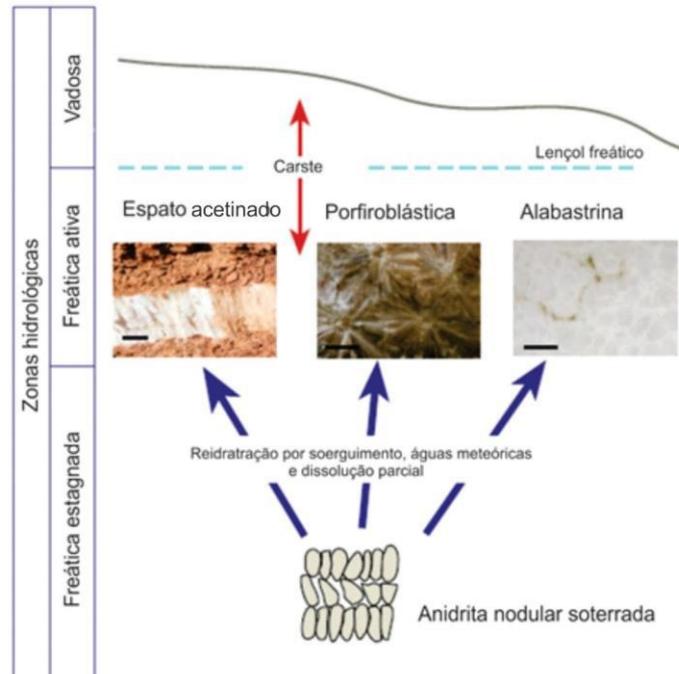


Figura 46 - Geração das fácies secundárias a partir da recrystalização e hidratação direta de nódulos de anidrita (Modificada de Warren, 2016).

Processos de carstificação, embora já pudessem ser ativos na geração das outras fácies secundárias, têm o seu registro máximo na geração das rosetas, e especialmente, no Ea.

Shearman *et al.* (1972 *apud* Warren, 2016) apresenta que o processo de reidratação causa a adição de moléculas de água à estrutura cristalinas da anidrita. Os autores apresentam que caso essas moléculas fossem adicionadas ao sistema, naturalmente o corpo teria um aumento de 63% em volume; entretanto os mesmos autores observaram que não há ocorrência de aumento no volume, e dessa forma compreenderam que o volume extra se mantém em solução e é cristalizado na forma de cristais de espato acetinado. Além dessa origem para os fluidos gerados do espato acetinado, eles ainda podem ser associados aos fluidos meteóricos e subterrâneos ricos que ficam ricos em sulfato dissolvido devido à dissolução dos cristais pré-existentes; desse modo os fluidos, somados de ambos os processos, invadem e fluem pelo corpo, e, preenchem os espaços vazios como poros e fraturas, onde se acumulam.

Ao passo que o soerguimento e a mudanças nos parâmetros físicos prosseguem às condições mais próximas das superficiais, os cristais fibrosos começam a crescer a partir desses fluidos gerando o espato acetinado.

Warren (2016) é bastante enfático ao afirmar que qualquer que seja a composição do evaporito, ele será rapidamente dissolvido quando em contato com fluidos de menor salinidade. Portanto, a relação entre a dissolução e os evaporitos é bastante complexa e específica de cada fase diagenética, sendo assim de suma importância; parte dessa relação é explicitada na figura 42. Segundo a Warren *op. cit.*, o carste ocorre:

(A) sempre que as camadas forem exumadas e entrarem novamente na zona freática ativa, ocorrendo durante a telodiagênese;

(B) quando causada por fluidos bacinais em maiores profundidades, estando inserida na etapa mesodiagenética;

(C) de maneira praticamente sindeposicional, ainda na superfície ou em uma fase de soterramento raso, ainda na etapa de eodiagênese.

Logo contrapondo as etapas evolutivas do Membro Ipubi com as possíveis condições de geração de carste e dissolução, é clara a indicação que a bacia do Araripe passou por processos, pelo menos de soterramento e soerguimento, em sua história para possibilitar essas ocorrências. A evolução desses evaporitos está sumarizada na figura 47.

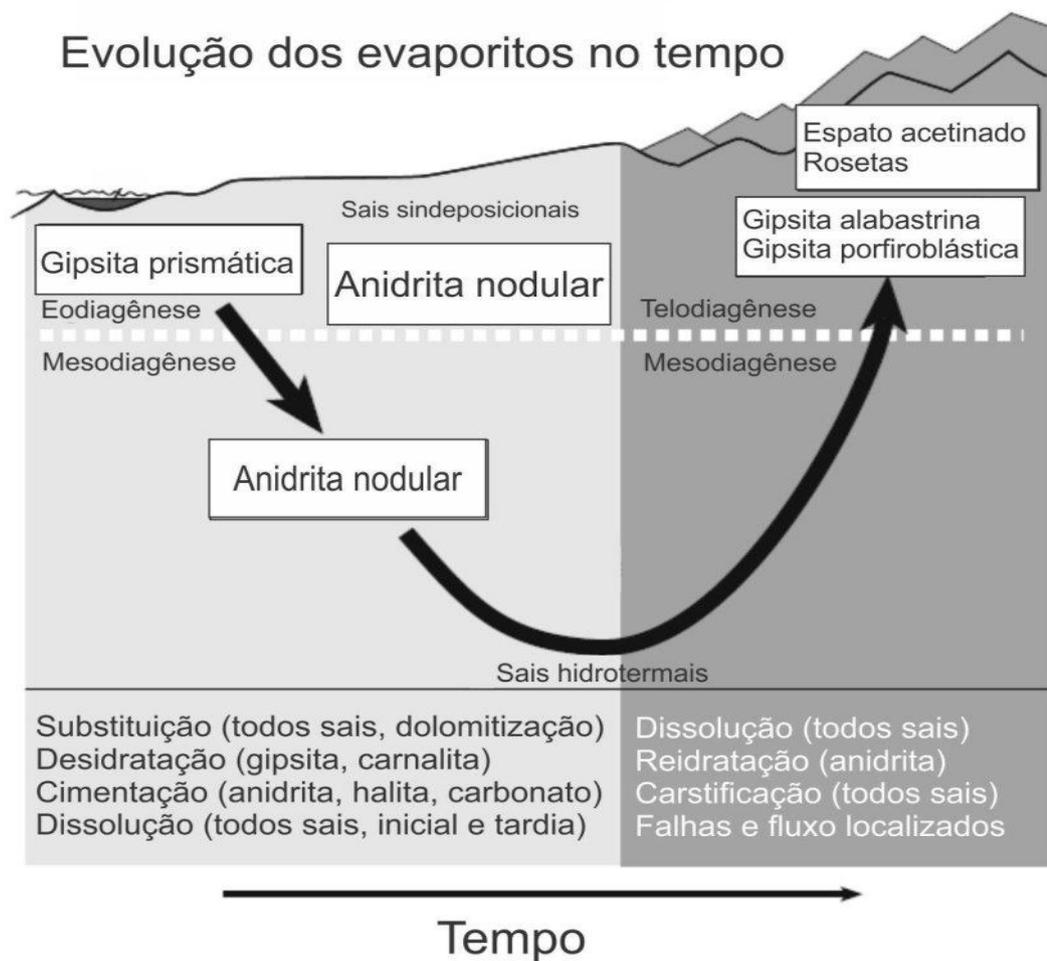


Figura 47 - Evolução dos evaporitos do Membro Ipubi nas fases de diagênese (Modificado de Warren, 2016).

6.2 Carste no Membro Ipubi

6.2.1 Impulsionadores

A ocorrência do carste afetando os sulfatos é claramente observada em diversas escalas no presente estudo. A partir dessas considerações, a irregularidade que afeta os sulfatos, e parece influenciar os outros membros da Formação Santana foi tratada de fato como resultante da erosão dessas rochas. Como já indicado, o carste é gerado a partir da união entre a exposição das rochas e do aumento na umidade. Embora esses impulsionadores já sejam

conhecidos, na literatura ainda não houve uma análise individualizada deles, apenas uma sugestão geral.

Conforme o observado no atual trabalho, os processos superficiais dominaram as etapas de eodiagênese, e nelas que há o início, mesmo que mais tímido, da carstificação indicada nos topos aplainados de Gp e nos karrens; que posteriormente evoluíram para uma escala maior, e estão indicados nos dobramentos e marcantes irregularidades.

O primeiro mecanismo impulsionador a ser analisado é a exposição subaérea dessas rochas. Ocorrências de exposição foram inicialmente apresentadas em Silva (1986a) ao observar que as camadas sobrepostas e sotopostas aos calcretes ocorrem paralelas, organização ilustrada na figura 48. Dentro desse pensamento, foi sugerido que houve a exposição dos evaporitos associada a uma parada na sedimentação, e conseqüente retirada. Posteriormente, a volta da sedimentação gerou os calcretes em um ambiente mais quente. De um modo relativamente semelhante, Assine (2007) considera que o topo do Membro Ipubi é marcado por uma descontinuidade de curta duração, caracterizando, assim, o contato dos evaporitos com o Membro Romualdo como um contato diastêmico. Além disso, estudo petrográfico e observações de campo de Silva (1983, 1986a) indicam uma diagênese subaérea após remoção dos evaporitos.

Reforçam ainda mais a exposição, e, especialmente a erosão deles, os conglomerados basais do Membro Romualdo descritos com base em perfis na mina Pedra Branca (figura 49) em estudo de. As autoras os interpretam como depósitos de fluxos arenosos gravitacionais, e apresentam ocorrências de seixos de gipsita pouco transportados, a despeito da alta energia do processo. Os clastos são indicativos diretos de uma área-fonte próxima, no caso, o Membro Ipubi; que uma vez exposto, era altamente susceptível a processos erosivos, e conseqüentemente à remoção e ao retrabalhamento.

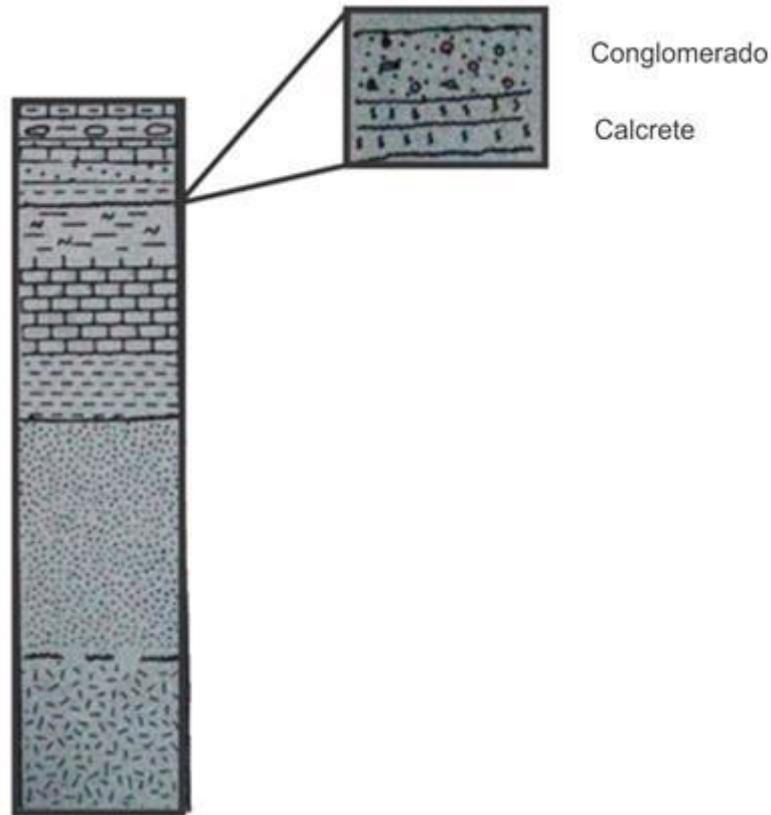


Figura 48- Perfil levantado por Silva (1986a) indicando a ocorrência de camadas paralelas acima e abaixo dos calcretes, que por sua vez, ocorrem onde não há evaporitos (Modificado de Silva, 1986a).

Segundo Silva (1986a) não foram encontradas evidências contundentes que suportem uma deposição não contínua dos evaporitos. Logo, a justificativa para explicar a não ocorrência dos evaporitos em determinados locais, em contraponto com a ocorrência deles em locais vizinhos, é que os mesmos sofreram uma remoção mais localizada, o que resultou no caráter errático das ocorrências.

Mais indicativos foram apresentados por Assine *et al.* (2014), que apresentam a discordância basal do Membro Romualdo ocorrendo de modos diferentes na bacia. Em porções proximais é indicada como uma discordância erosiva logo acima dos evaporitos; enquanto que na porção ocidental, a ocorre como uma não-conformidade, onde o Membro Romualdo ocorre diretamente acima do embasamento, sem a ocorrência dos sulfatos; nas porções mais distais, a leste, essa discordância basal ainda pode ocorrer diretamente acima das

rochas do Membro Crato. À luz da estratigrafia de seqüências, Custódio *et al.* (2017) apresentam que o Membro Romualdo é delimitado por dois limites de seqüência, ou seja, duas superfícies erosivas que reforçam uma exposição.

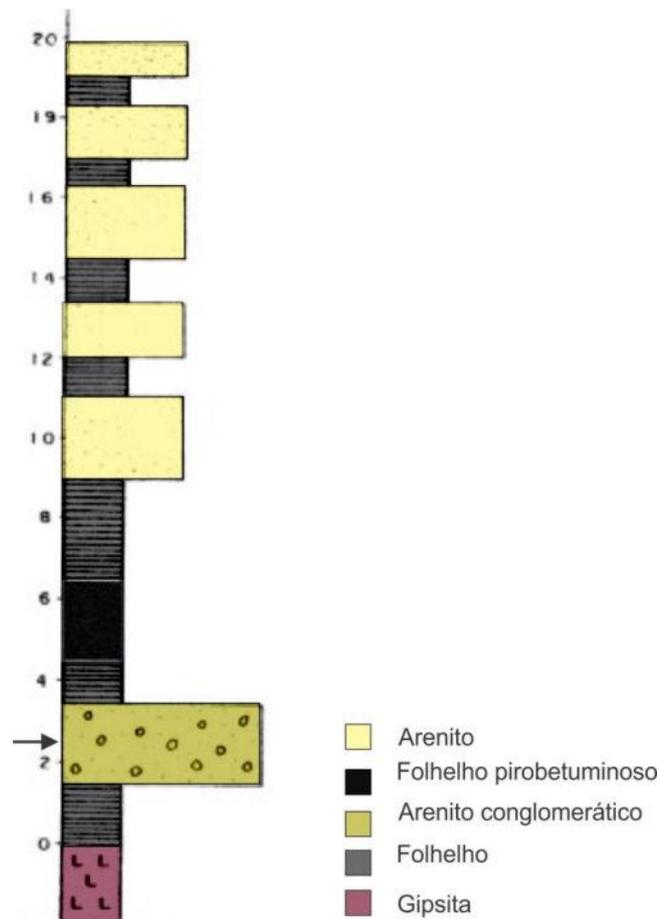


Figura 49 - Perfil levantado por Cavalcanti & Viana (1990) na mina Pedra Branca indicando a ocorrência de folhelhos e conglomerados acima dos evaporitos (Modificado de Cavalcanti & Viana, 1990).

Todas essas condições permitem a ocorrência de superfícies cársticas, no entanto, Esteves Jr. (2009) em estudo realizado no Membro Ipubi identificou mais de uma superfície discordante, não a limitando unicamente ao topo. As ocorrências foram descritas, no poço C4, ilustrado na figura 50, e em outros poços como o 1-PS11-CE, 1-UN32-PI e 1-UN24-PI.

Visando compreender essa organização o citado autor apresenta que as superfícies discordantes eram geradas basicamente por dois processos: a tectônica e o ressecamento.

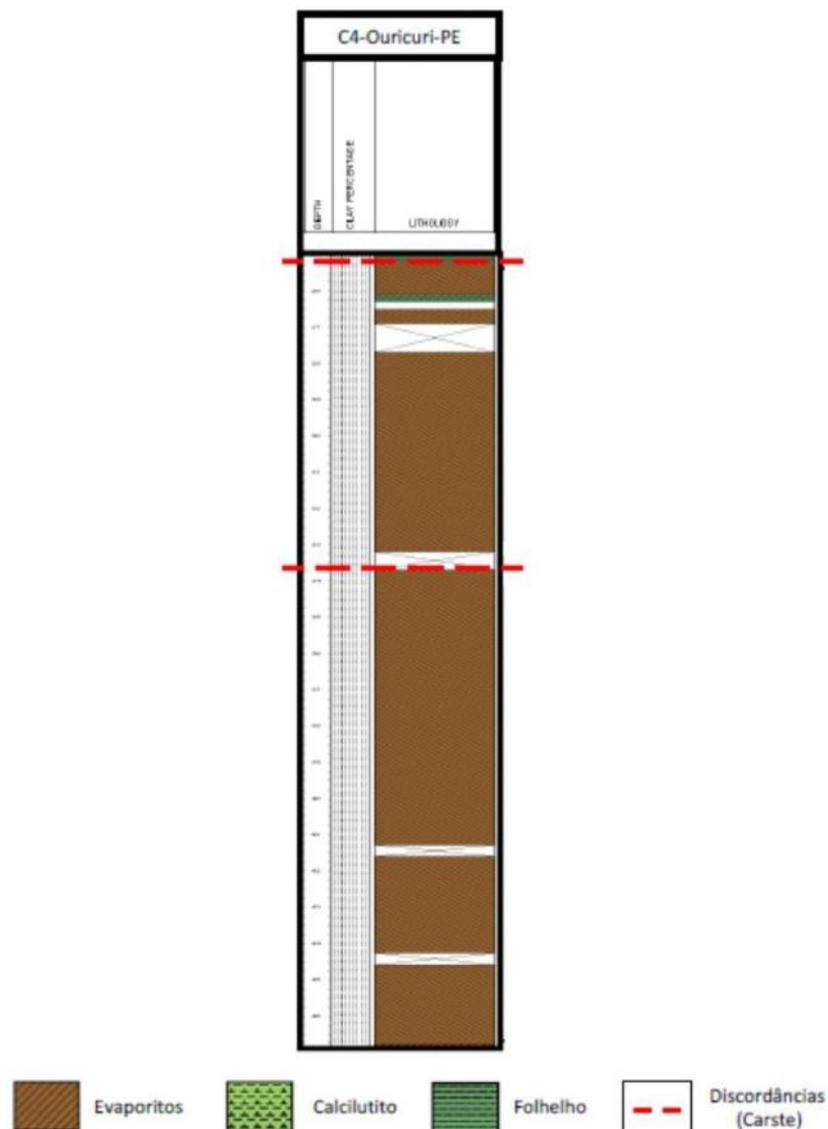


Figura 50 - Perfil levando por Esteves Jr. (2009) para o poço C4. Destaque para as duas discordâncias dentro de uma mesma sucessão de evaporitos (Modificado de Esteves Jr., 2009).

Tratando inicialmente do ressecamento como um impulsionador da exposição, ele é um processo comum de ocorrer em corpos evaporíticos, especialmente nos menores e totalmente isolados da entrada de água, todavia, nada impede que o processo também exponha uma parte de um corpo aquoso principal e maior. Em um todo, o ressecamento é bastante simples: basicamente contempla o aumento da evaporação que retira todo o fluido disponível e resulta na exposição do substrato, a começar pelas porções mais marginais.

Momentos de evaporação e precipitação são antagonistas àqueles que predominam a dissolução e a entrada de água no meio, e ambos estão inseridos dentro dos processos sazonais comuns em determinados ambientes evaporíticos. Exemplos modernos dessa situação foram descritos por Warren (1982a, 2016) e Warren & Kendall (1985) nas atuais salinas costeiras da Austrália. Nelas, o processo é basicamente um ciclo, que se inicia no verão, quando predominam a precipitação e aridez máxima no ambiente.

Durante essa estação, e até o outono, ocorre a geração de gipsita nos substratos das salinas, podendo também precipitar halitas; dessa forma, as salinas podem ser totalmente preenchidas e expostas, ou terem porções totalmente ressecadas e expostas. Ao passo que ocorrem as estações mais úmidas, inverno e primavera, novos influxos de água no sistema carstificam parte dos cristais expostos. Posteriormente, quando o ciclo evaporítico recomeça no verão, a gipsita volta a ser cristalizada acima da superfície carstificada, e segue até uma nova estação úmida. Dessa forma, o ciclo suporta pelo menos uma fase de exposição e outra fase de dissolução, capaz de gerar carste por ação dos fluidos meteóricos.

Os mais marcantes registros dessa sazonalidade estão representados nos cristais de gipsita prismática, onde é muito comum que os seus topos estejam aplainados. Ressalta-se que essa fácies ocorre em lâminas, e em seções delgadas foram observados diversos registros desses topos empilhados e separados dos cristais gerados durante a eodiagênese. Logo, é muito plausível que essa sazonalidade e variabilidade na salinidade influenciaram no carste. Embora karrens não sejam observados nessas fácies, a ocorrência deles é totalmente plausível e associada à exposição das rochas.

No entanto, ambas as feições variam desde o micro até a pequena escala de afloramento, e não contemplam as grandes estruturas cársticas e as ocorrências erráticas de evaporitos. Dessa forma, a exposição causada unicamente pela sazonalidade, embora de fato presente, não seria o suficiente para gerar a marcante morfologia cárstica observada. A razão

disso foi associada à constante renovação de fluidos no corpo, o que impossibilita uma exposição subaérea contínua para a total remoção. Além disso, apenas as salinas, e talvez, as porções mais marginais do corpo aquoso principal, seriam mais susceptíveis a tais processos.

O outro fator determinante para a exposição, além do ressecamento, segundo o citado por Esteves Jr. (2009) é a tectônica. A sugestão da tectônica ativa foi sugerida por observações de campo de Esteves Jr. (*op. cit.*), e fortalecidas por observações nesse atual estudo com as interpretações sísmicas indicando uma marcante influência tectônica. Aplicando essa concepção os falhamentos ativos, eles propiciavam que partes do corpo aquoso ficassem em exposição subaérea, enquanto que nas partes não afetadas, a precipitação era mantida.

Essa concepção é parcialmente similar à apresentada por Paz & Rossetti (2006b) para a Formação Codó da bacia do Parnaíba (figura 51). Adaptando-a para o Membro Ipubi, a movimentação de blocos resultaria no soerguimento de algumas porções da bacia, que conseqüentemente com a evaporação eram expostas e sofriam dissolução; nas partes não afetadas, por outro lado, mantinha-se a deposição. Posteriormente predominava novamente a subsidência na bacia, o corpo aquoso voltaria a ter o seu nível de água normalizado, e reiniciava a cristalização de gipsita imediatamente acima dos cristais previamente dissolvidos. Em uma nova fase de falhamentos, as partes, tanto não afetadas como já afetadas, passavam novamente pelo processo.

Assim, a tectônica controlaria a exposição de certas áreas, e suportaria a ocorrência de mais de uma superfície discordante no mesmo empilhamento. Por ser um processo de maior aleatoriedade e magnitude do que o ressecamento, a ele foi relacionado diretamente as estruturas de grande escala observadas, que necessitavam de uma fase de exposição mais longa do que a possível com o ressecamento.

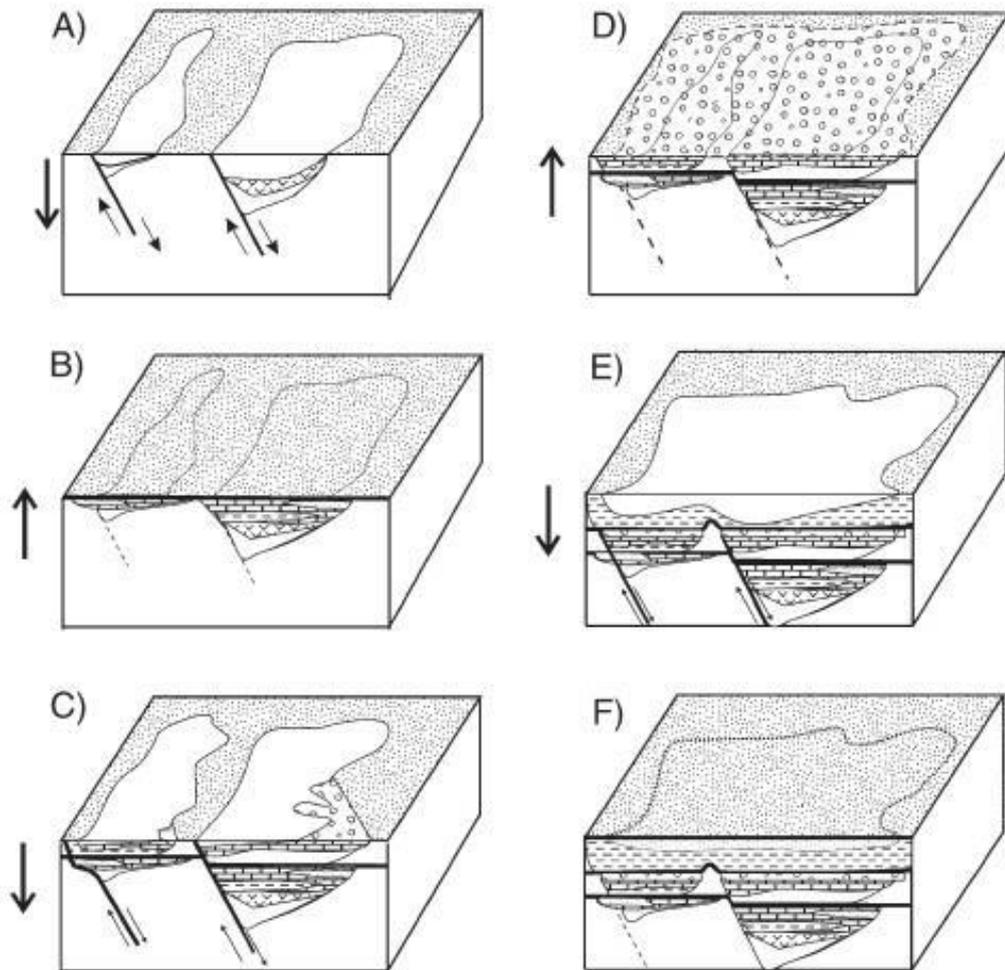


Figura 51 – Tectônica ocorrendo na Formação Codó, ora causando soerguimento e ora causando subsidência, conceito similar apresentado para o Membro Ipubi. (Modificado de Paz & Rossetti, 2006b).

A outra condição determinante para o carste é a umidade. Segundo Silva (1986a) o aumento não teria sido brusco, ao invés disso, seria mais localizado em determinadas porções da bacia, fator que justificava a irregularidade na distribuição dos evaporitos. Compreender as razões desse aumento, no entanto, não é algo tão direto como os indicativos da exposição; para compreendê-lo, é necessário levar em conta a paleogeografia e o paleoambiente.

Acerca das condições paleogeográficas, novamente serão tratados os conglomerados basais. Essas rochas também foram organizadas em perfil por Custódio *et al.* (2017), conforme o indicado na figura 52, e interpretadas como depósitos de fluxos efêmeros em

regiões montanhosas, que ainda podiam variar lateralmente para fácies dominadas por maré, cuja deposição ocorreria em planícies costeiras. Assim, os evaporitos puderam se situar em condições mais costeiras, susceptíveis a avanços do mar, e a atuação dele, que naturalmente os dissolveria. Além disso, o mar exerceria uma influência bastante localizada no clima, que brevemente se tornava mais úmido; pelo menos o mínimo suficiente para impulsionar o carste. Logo, dentro dessa etapa de maior influência, em determinadas porções da bacia os evaporitos eram carstificados; posteriormente, voltava ao ambiente seco.

O aumento da influência do mar e do clima úmido na bacia é mais condizente com o registro sobreposto aos conglomerados, onde há o aumento gradual de folhelho até a inundação da bacia; o carste anterior a isso demonstra o início dessa tendência.

Levando em consideração o paleoambiente, por outro lado, ele naturalmente suportaria variações na umidade através da sua sazonalidade climática, que não seria diretamente relacionada às transgressões. Exemplos dessa sazonalidade foram apresentados nos parágrafos anteriores.

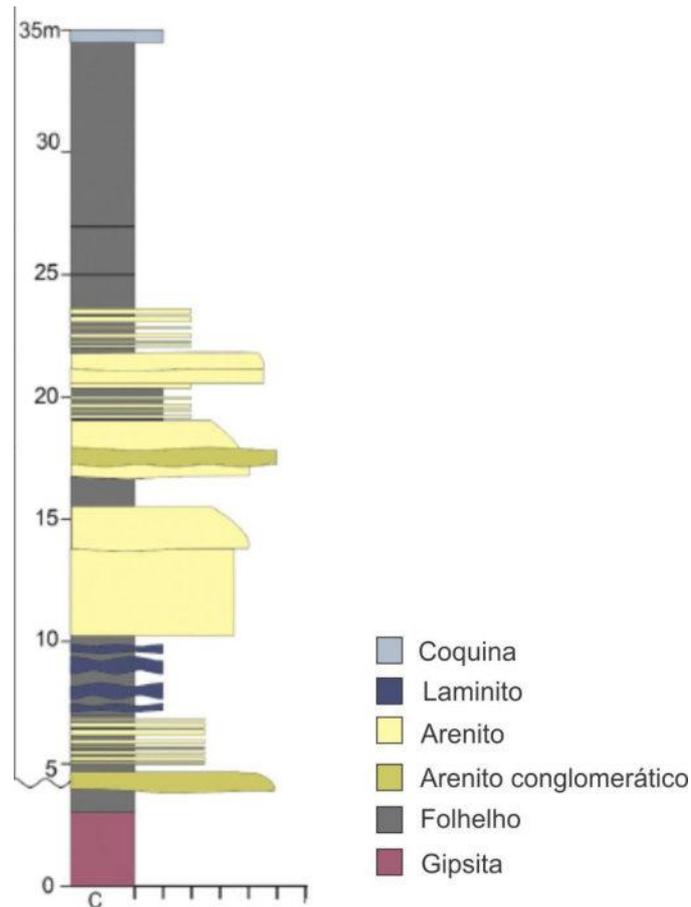


Figura 52 - Perfil levantado por Custódio *et al.* (2017) na mina Pedra Branca indicando os folhelhos e conglomerados acima dos evaporitos, e a predominância de sedimentos marinhos no Membro Romualdo (Modificado).

6.2.2 Modelo de carstificação

As análises dos impulsionadores do carste, no entanto, não podem ser tratadas individualmente, é necessário agrupá-los juntos para poder correlacioná-los entre si e com as variabilidades e consequências naturais deles, ou seja, em um modelo mais complexo.

Como já apresentado a exposição subaérea é consequência direta do ressecamento e/ou da tectônica ativa. Estando ela associada ao ressecamento, a evaporação total do corpo salino causa a diminuição do nível de fluido colimando no aumento do nível de salinidade da salmoura. Dessa maneira, é esperado que as fases mais salinas e solúveis fossem cristalizadas na forma de cloretos e em cristais de halita.

Ocorrendo essa situação, a ponto de haver a retirada parcial a total do fluido, naturalmente esses cloretos, e a gipsita ficariam expostos. Durante esses momentos, as variações de umidade atuariam nessas rochas e dariam início a carstificação e remoção. O aumento da umidade pode ser devido à ação direta das transgressões, que nesse caso não tem relação com a sazonalidade do clima, ou seja, seriam momentos que se sucediam a máxima evaporação e os avanços marinhos. Outra possibilidade é a variação da umidade estar inserida de fato na sazonalidade natural do clima; dentro dessa concepção, haveria a máxima evaporação durante verão e outono, e, durante o inverno e primavera, estando as rochas expostas, água meteórica dissolveriam os evaporitos e gerariam as superfícies aplainadas.

Na concepção já apresentada da sazonalidade, cloretos naturalmente ocorrem por processos evaporativos, porém um importante ponto ainda não abordado é a importância deles. A existência desses cristais tem implicação direta na dissolução, uma vez que os cloretos sofrem dissolução sindeposicional parcial, bastando uma simples diminuição na salinidade do fluido, ou, uma exposição subaérea curta (Warren, 2016). Porém, o fator mais importante é que cloretos dissolvidos próximos a sulfatos potencializam a dissolução destes (Warren 2016), ou seja, os fluidos gerados pelos cloretos em solução afetariam diretamente os sulfatos, em conjunto aos fluidos meteóricos que afetavam os cloretos previamente.

Adaptando essa situação para a bacia do Araripe, os cloretos deveriam aparecer acima dos sulfatos ou associados a eles. Porém, não há ocorrências preservadas deles ou outros sais, fato observado por Esteves Jr. (2009) e corroborado em atividade de campo.

O fato de não haver registros permite concluir que os cloretos foram totalmente removidos, ou os cloretos e outros sais jamais foram cristalizados. Essa condição se contrapõe aos pseudomorfos de halita observados em campo ocorrendo em rochas do Membro Crato (Figura 53), e caracterizados de maneira sucinta por Martill *et al.*, (2007a).

Mesmo que estes pseudomorfos não sejam mais os cristais originais, a presença deles ainda é um indicativo claro da ocorrência de hipersalinidade na bacia (Martill *et al.*, 2007a), e, sinalizam que a salmoura teve o aporte de íons necessários para a precipitação.



Figura 53 - Pseudomorfos de halita encontrados em rocha carbonática do Membro Crato. Na porção direita da figura é possível observar a ocorrência de pequenos cubos de halita com coloração mais branca.

As relações estratigráficas entre o Membro Ipubi e Crato também remetem a essa possibilidade, uma vez que os sulfatos representam uma variação lateral dos carbonatos em porções mais salinas (Bobco, 2014). Logo, estando a parte do corpo carbonático passando por fases de hipersalinidade, naturalmente é possível imaginar que o mesmo processo ocorreria na porção mais salina. Sendo assim, há uma possibilidade plausível de que cloretos possam ter sido cristalizados após os sulfatos e também inseridos nos processos de carstificação.

Esse modelo especulativo baseado mais no ressecamento é relativamente simples, mas ainda assim é capaz de justificar a exposição e carste, e, no entanto, parcialmente incapaz de justificar as grandes feições, e o caráter errático do carste. Além disso, os cloretos, importantes peças do modelo, não ocorrem para ratificá-lo.

Logo, esse modelo não pode ser tomado como totalmente concreto, e por isso precisa ser ajustado, e os outros impulsionadores analisados e adaptados.

Buscando apurar o modelo, a tectônica pode ser considerada, mas sem descartar o ressecamento. De maneira simples, a tectônica afetaria a bacia da maneira já apresentada.

Vale ressaltar que não há nenhum fator que impeça a ocorrência ao mesmo tempo da atividade tectônica expondo a bacia e do ressecamento devido ao clima mais quente. Inclusive, provavelmente os processos ocorriam em conjunto. Assim, uma parte do corpo que não foi totalmente exposta pela evaporação, poderia sê-la através da tectônica; da mesma forma que uma parte já exposta pelo ressecamento poderia não ser soerguida.

Ressalta-se ainda que os cloretos podem ser incluídos nesse modelo, e ocorrerem em conjunto com os falhamentos. Logo, tanto a gipsita quanto os potenciais cloretos eram expostos e dissolvidos; e os fluidos gerados pelos cloretos dissolvidos consequentemente potencializariam o carste em um modo similar ao já apresentado.

O modelo apresentado por Silva (1986a), embora eficaz para compreender o carste, apresenta certas limitações, pois não considera a possível influência da tectônica, e tampouco, a ocorrência de sais posteriores aos sulfatos. No modelo sugerido, o carste pode ser considerado como consequência direta da exposição subaérea causada, possivelmente pela influência da evaporação e da tectônica, em conjunto com aumentos localizados da umidade acarretados pela sazonalidade natural do clima e/ou avanços marinhos.

6.2.3 Natureza do carste

Tratando-se do carste propriamente dito, agora será discutida a sua natureza e como ele está relacionado às diferentes etapas diagenéticas. Sobre o tipo do carste no Membro Ipubi, Silva (1986a), com base nos conceitos apresentados em Wright (1982), o classifica como um paleocarste, conforme o já apresentado. No entanto, os conceitos mais recentemente apresentados por Ford & Williams (2007) e Klimchouk (1996) indicam que o paleocarste não é um tipo específico de carste, mas sim o estado do processo, ou seja, paleocarste é o carste em estado fossilizado. Exatamente por ser um estado, há ainda a possibilidade, em alguns casos, das rochas serem exumadas e reintegradas ao sistema hidrológico ativo, reassumirem dessa forma o processo anterior.

Logo há a necessidade de adaptar essa ideia a partir dos dados obtidos para poder trabalhar a carstificação baseada nos conceitos modernos de carste. Sendo o carste observado até o momento relacionado às variações climáticas e águas que escoam infiltrando pelos evaporitos, sendo majoritariamente águas com sentido descendente, o carste inicial foi compreendido como do tipo epigênico, e conforme o indicado nas etapas diagenéticas, ele é atuante pelo menos desde a eodiagênese.

Entre as subdivisões comuns do carste epigênico, a primeira a ser discutida é o epicarste. Em Macaluso & Sauro (1996) é apresentado que a atuação do epicarste e o seu desenvolvimento são bastante limitados em gipsita, uma vez que nessa litologia, as fraturas raramente evoluem para fissuras. Porém, não é totalmente descartado, há sugestivas feições que o indicam, mas que, no entanto não puderam ser mais bem caracterizadas.

Em subsuperfície, no endocarste, as estruturas como cavernas e dutos subterrâneos são bastante comuns, porém, não foram encontradas na bacia. Um único caso sugestivo foi observado na mina Conceição Preta, mas, era de pequeno porte e não permitia maiores

descrições. Possivelmente devido a maior dificuldade do desenvolvimento do epicarste e infiltração somados ao ciclo hidrológico ainda pouco desenvolvido e expressivo para a época, o endocarste não foi capaz de se desenvolver plenamente.

A última porção a ser analisada, o exocarste, é prontamente associada às feições superficiais como os topos aplainados na fácies Gp, que são gerados durante a eodiagênese e diretamente relacionada a fase de deposição, ou seja, pode ser compreendido como um carste sin-deposicional. Além disso, karrens, estruturas formadas na superfície da rocha ou logo abaixo da camada de solo que podem ter variadas dimensões (Gutiérrez & Cooper, 2013) são comuns também. Duas feições que satisfazem o conceito de karren foram identificadas na bacia, porém afetando diretamente a gipsita alabastrina conforme o indicado na figura 54.



Figura 54 - Karrens ou lapiás que ocorrem em gipsita alabastrina do Membro Ipubi. À esquerda destacam-se as pequenas cavidades na rocha, enquanto que na direita, o karren está representado por cristas na porção esquerda.

Exatamente por esculpirem as fácies secundárias, geradas nas etapas telodiagnéticas, os karrens foram descartados da etapa eodiagnética de carste apresentada. Ressalta-se que o corpo ainda não fora totalmente soterrado durante essa fase do carste, e tampouco, soerguido a ponto de possibilitar a recristalização. Dessa forma, levantou-se a possibilidade desses karrens representarem uma etapa diferenciada de carste, quando houve a dissolução afetando diretamente as fácies secundárias. Uma vez que o relevo cárstico é muito dinâmico, é comum

que karrens gerados antes do soterramento, sejam novamente dissolvidos e que assumam morfologias de outros karrens, ou, até totalmente dissolvidos; situação ainda a ser discutida.

Ainda sobre o exocarste, as dolinas são outras feições marcantes e importantes dele. Dolinas são depressões fechadas com morfologia geralmente arredondada ou elíptica, cujo diâmetro varia entre alguns metros a até poucos quilômetros, e a profundidade pode alcançar centenas de metros (Ford & William, 2007). As cavas, como também foram chamadas as dolinas no Membro Ipubi ocorrem em praticamente todas as minas, variando apenas a magnitude delas e a relação com as camadas adjacentes. Ora elas possuem uma organização que influencia o Membro Romualdo, ora que não o influencia. Na figura 55 estão apresentados os exemplos que não influenciam diretamente o Membro Romualdo, e assim compreendidas como geradas antes dessa unidade. Por serem anteriores ao Membro Romualdo, a geração das dolinas foi inserida na etapa de eodiagênese, podendo também ter avançado às curtas etapas mesodiagênética.

Em suma, essa etapa de carste epigênico é representado por uma parcela das dolinas, registrando o exocarste, e, principalmente, pela falta localizada dos evaporitos em porções da bacia devido à exposição em conjunto com a umidade, com destaque para as águas meteóricas; a quem coube o papel de principal causador do carste na eodiagênese.

Após essa etapa de carste, os sulfatos foram naturalmente soterrados, e os processos cársticos associadas à infiltração e fluidos meteóricas tornavam-se cada vez mais incipientes ao passo que o corpo era isolado. Na concepção de Silva (1986a), a ocorrência dos calcretes marca a volta do ambiente mais seco, logo, a umidade menor não daria continuidade ao carste epigênico anterior; e com o carste soterrado, ele se tornaria um paleocarste.

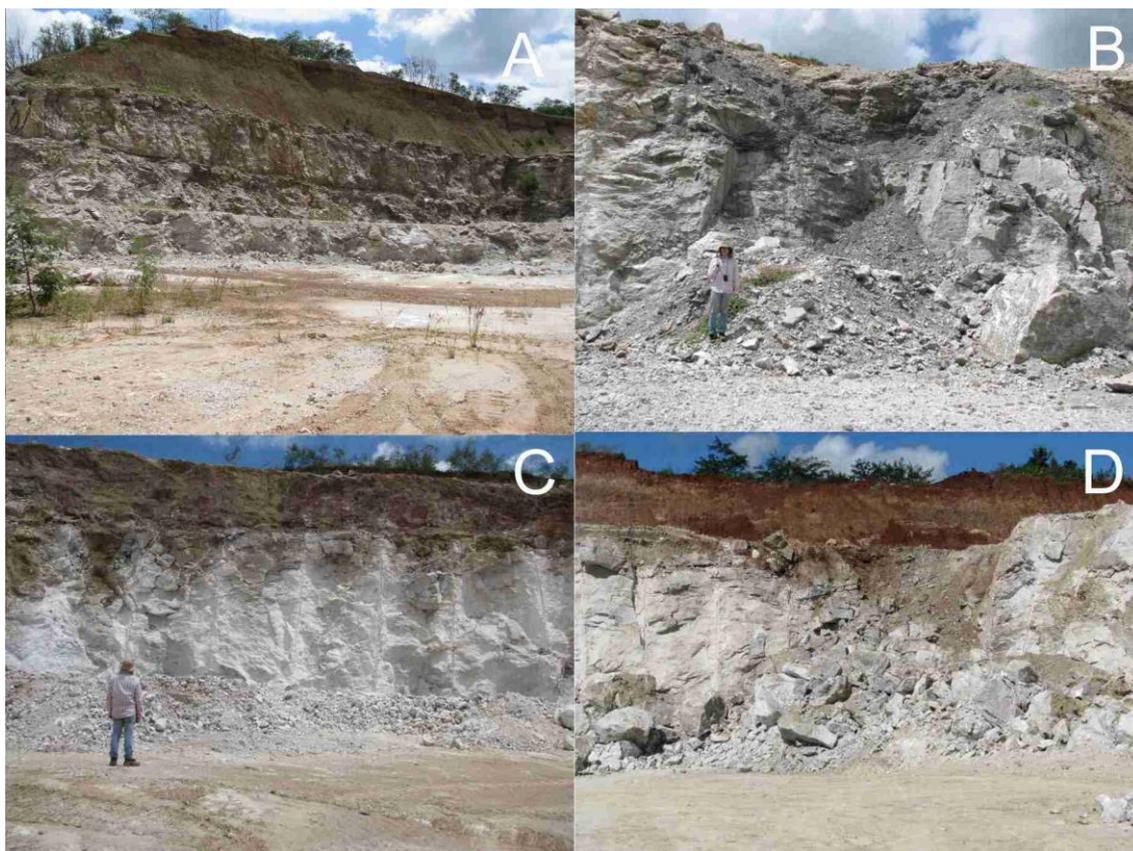


Figura 55 - Mosaico de imagens indicando dolinas e irregularidades que não afetam o Membro Romualdo. Em (A) as camadas do Membro Romualdo ocorrem paralelas; em (B), embora não ocorra, o Membro Romualdo, a irregularidade é preenchida pelos folhelhos sobrepostos aos evaporitos. Nas figuras (C) e (D) as dolinas são preenchidas por partes do Membro Romualdo, e este não tem a sua organização diretamente afetada.

Porém as etapas de dissolução não cessariam mesmo em um possível estado de paleocarste. Durante o soterramento, uma dissolução menos impactante também ocorreria devido ao escape dos fluidos intrassedimentares através do corpo.

A profundidade máxima de soterramento dos evaporitos variou entre 350 a 380 metros (Silva, 1988), e conforme o capítulo que aborda as fácies é indicado que o corpo passou por uma branda, porém existente fase de mesodiagênese que propiciou parcial desidratação da gipsita. Processos ocorridos em soterramento, em isolamento parcial à total da influência de águas meteóricas, e, com a predominância da ação de fluidos com o sentido ascendente são característicos do carste hipogênico.

Os fluidos gerados dentro da anidritização de fato escapavam com um sentido ascendente, e dissolviam de maneira muito localizada as camadas sulfatadas; logo, uma carstificação de grande porte gerada diretamente por eles é improvável.

Dentre os fluidos mais comuns de terem um sentido ascendente estão os fluidos hidrotermais e fluidos bacinais. Acerca dos fluidos bacinais, bastante comuns em bacias, eles muito possivelmente afetaram os sulfatos. A química desses fluidos, similares a salmouras, podem facilmente dissolver camadas de sais, e especialmente os seus limites.

Sobre hidrotermalismo, Nascimento Jr. *et al.*, (2016) através de análises químicas indicam ocorrência de hidrotermalismo *sensu strictu*: águas quentes superficiais a quase superficiais contemporâneas à deposição do Membro Ipubi; mais indicativos de hidrotermalismo na Formação Santana foram indicados por Martill *et al.* (2008a).

A conceituação acerca do carste hipogênico, associado aos fluidos bacinais e/ou aos hidrotermais, e do hidrotermalismo propriamente dito ainda são pouco abordados à unidade, logo, ainda não se sabe o grau de influência deles em superfície e durante o soterramento.

Silva (1986a), por exemplo, não descreve estruturas associadas a processos de dissolução em subsuperfície afetando os evaporitos, como, por exemplo, *pipes*, e outros. No entanto, Martill *et al.* (2008a) encontram estruturas semelhantes a *pipes*, todavia, afetando os carbonatos do Membro Crato.

Nesse tocante, Bardola (2015) considerando esses *pipes* e os critérios de Wright (1982), as bases do paleocarste de Silva (1986a), compreende que o carste descrito por Silva (*op. cit.*) não seria uma superfície erosiva, mas sim uma dissolução entre estratos já soterrados. Essa situação reforça a possibilidade da ação de fluidos atuantes no soterramento, e influenciando na dissolução das unidades da Formação Santana. No entanto, há a necessidade de uma abordagem mais ampla dessas ocorrências, conforme já apresentado. Essa limitação

infelizmente impossibilita uma posição mais concreta sobre o assunto, e, assim, optou-se em deixar a questão de carste em subsuperfície em aberto, e sugeri-la para estudos futuros.

O modelo com base nos impulsionadores e a natureza desse processo cárstico até essa parte do estudo contemplaram os processos decorridos durante a eodiagênese, e incluiu breves considerações acerca dos processos durante a mesodiagênese. Todavia, a ocorrência disseminada de fácies secundárias no Membro Ipubi, indica a reidratação das fácies primárias previamente soterradas, ou seja, a ocorrência da telodiagênese e o soerguimento dos sulfatos. Conforme o já apresentado por Warren (2016), nessa etapa, a dissolução sempre ocorrerá quando os evaporitos forem soerguidos e inseridos no ciclo hidrológico, situação a ser discutida a seguir.

A ocorrência de carste em uma etapa diferenciada de diagênese, a telodiagênese, foi citada nos parágrafos anteriores, quando citados os karrens e dolinas que afetam o Membro Romualdo. Assim, a carstificação em fases posteriores ao soterramento, e incluída no soerguimento foi avaliada.

As principais feições que suportam uma nova dissolução, além das fácies secundárias propriamente ditas, novamente, são os karrens ocorrendo na gipsita alabastrina. Sobre essas esculturas no relevo, foram observadas pequenas depressões e ondulações esculpidas na superfície da rocha, representantes da dissolução de fato, e com origem associada ao escoamento superficial. Já outro conjunto de karren, ocorre como uma crista em um afloramento, previamente indicado na figura 54, e tem uma origem semelhante.

Posto isso, esses karrens fortemente sugerem outra fase de atuação dos processos epigênicos atuando diretamente nos sulfatos, agora secundários, já em total exposição ou situados próximos à superfície, em profundidade suficiente para permitir a volta da influência de águas meteóricas. Logo, indicam a existência de outra etapa de carste epigênico.

As dolinas também reforçam essa conceituação. Na figura 56 estão ilustradas algumas delas e como se relacionam com as camadas sobrepostas. Nessa imagem fica claro observar que as camadas sobrepostas são afetadas pela morfologia da dolina, o que fortemente sugere a formação delas ocorrendo após a deposição do Membro Romualdo. Caso as dolinas fossem anteriores, as camadas do Membro Romualdo deveriam preenchê-las em camadas horizontais.

A ocorrência dessas estruturas indica que, quando essas camadas, foram totalmente reinseridas no ciclo hidrológico, as condições ambientais predominantes eram mais úmidas do que aquelas durante a fase de deposição. E esse é mais um que indicativo de que essa etapa foi ocorrida durante a gipsificação e geração das fácies secundárias.

Em suma, a segunda fase de dissolução e carstificação após a deposição do Membro Romualdo, como indicada, sugere outra etapa de carste epigênico, indicada pelo exocarste (karrens e dolinas) e influência de fluidos que infiltram e percolam o corpo.

Ainda é possível especular que a primeira fase de carstificação apresentada talvez não tenha sido tão agressiva ao corpo sulfatado a ponto de ter gerado toda a dissolução e morfologia observada em afloramentos, uma vez que muitas das feições observadas neles possivelmente foram geradas em momentos posteriores.

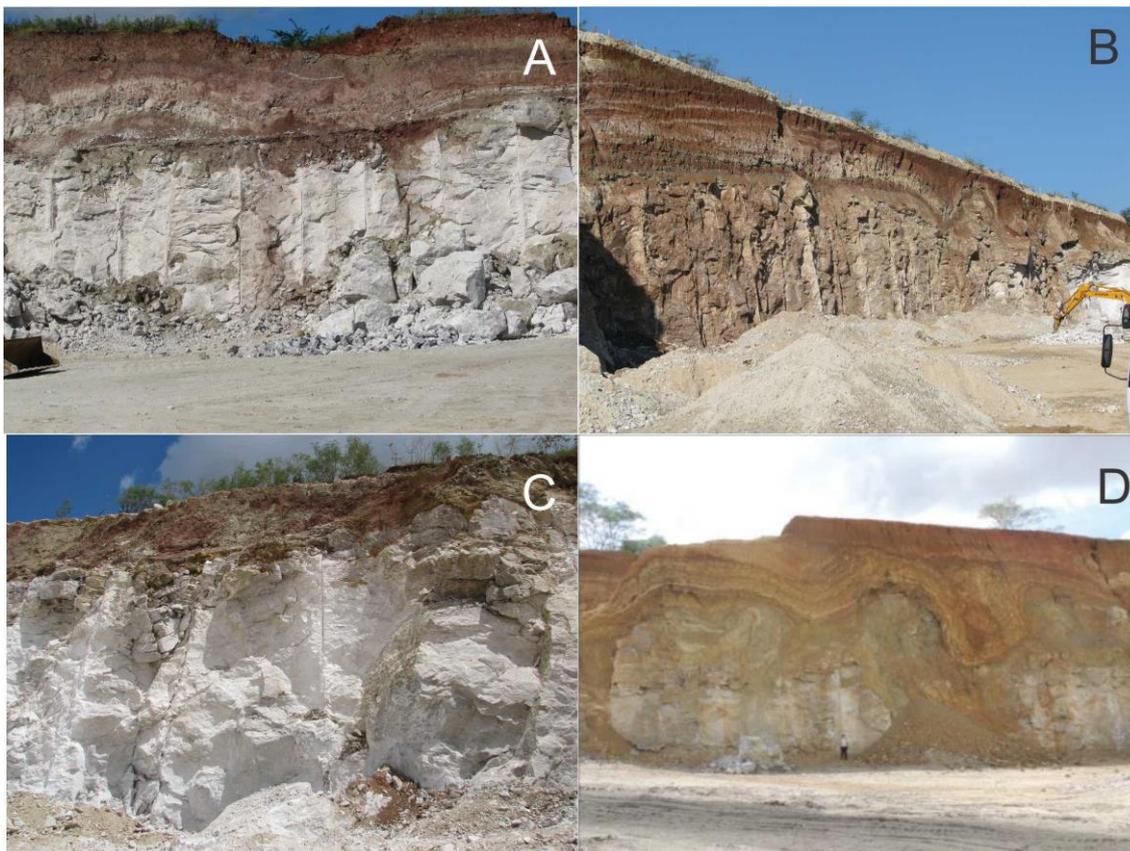


Figura 56 - Mosaico de frentes de lavra onde o Membro Romualdo é diretamente pela organização do topo do Membro Ipubi. Figura (D) retirada de Bobco (2014).

6.3 Tectônica pós-rifte da bacia do Araripe

Como indicado no capítulo dos resultados, há uma marcante tectônica afetando a seção pós-rifte da bacia que propiciou a ocorrência de falhamentos inferidos como normais e transcorrentes. Traçando um paralelo entre o observado na sísmica e em campo, a influência da tectônica, possivelmente do embasamento, fica muito evidente.

Considerando inicialmente as falhas normais observadas na sísmica, elas foram tratadas, dadas as proporções, como equivalentes às falhas *roll-over* observadas na mina São Jorge; outros exemplos de falhamentos normais comuns também foram indicados, como por exemplo, na mina Pedra Branca. Diferentemente do mais observado, esses dois tipos de falhamentos normais parecem ter as raízes nos evaporitos, ou no Membro Crato, base da

Formação Santana, indicada pelo sismo-horizonte 01. Ou seja, muitas falhas têm terminação nessas regiões, sugerindo-as como horizontes de descolamento. Ressalta-se que a qualidade da sísmica 2D não permitiu uma análise totalmente precisa, no entanto, uma relação direta entre o embasamento e essas falhas não foi tão explícito.

As estruturas em flor não são observadas na escala de afloramento, mas de qualquer maneira, a origem delas está associada a processos transcorrentes que dominaram a natureza da tectônica. Segundo a natureza delas, ocorrem majoritariamente como flores negativas, ou seja, estruturas geradas em condições com domínio do estiramento em transcorrência. Situações contrárias, compressão em movimentos transcorrentes também ocorrem, mas em menores proporções, sugerindo uma compressão mais localizada.

Levando em conta as rochas afetadas pelos dois tipos de falhamentos, eles são de idade pelo menos aptiana, muito possivelmente, e podem especialmente as estruturas em flor, estar relacionadas às reativações de antigos segmentos de falhas originadas no embasamento.

É importante ressaltar que todos esses falhamentos não parecem afetar a Formação Exu cuja idade é cenomaniana, as falhas no geral têm suas terminações na Formação Araripina.

Aprofundando a tectônica observável em campo durante o pós-rifte, há indicativos bastante sugestivos de *boudinage*, ou seja, de tectônica extensional que ao afetar as rochas menos competentes, a gipsita no caso, foi capaz de estirá-las e desagregar as camadas. Essa feição foi unicamente observada na mina Conceição Preta, e a caracterização delas de fato ainda requerer mais dados; todavia, caso os sejam, estão de acordo com a natureza extensional indicada nas flores negativas. Estruturas dessa natureza não são possível de ser observadas nas linhas, mas a natureza do movimento delas é correlacionável com as falhas observadas.

Dobras, por outro lado, são prontamente associadas à tectônica compressiva. Estruturas dessa natureza, no entanto, são muito localizadas à porção mais basal dos afloramentos e próximas do topo dos evaporitos. Um questionamento sobre a origem unicamente tectônica

das dobras foi incitada ao observar as marcantes dobras na mina Conceição Pretas, e as contrapor com o restante da mina, onde havia adjacentes a elas, camadas paralelas e horizontais. Em uma origem tectônica, a presença maior delas em todas as porções dos afloramentos era esperada, e não, a predominância delas na base dos afloramentos. Buscando compreender, o que poderia justificar essa discrepância tão próxima, especulou-se se as condições evolutivas que os evaporitos estavam inseridos tiveram influência; essa situação, por não ser unicamente correlacionada à tectônica, será discutida à parte.

Contrapondo os dados obtidos a partir das interpretações sísmicas com os registros da tectônica na literatura a ocorrência de uma tectônica é um assunto relativamente comentado, porém pouco aprofundado no que diz respeito ao grau de influência na sedimentação e na estruturação das sucessões pós-rifte. Por exemplo, Ponte e Ponte Filho (1996) frisam a existência de um pulso tectônico tardio que falhou e basculhou blocos da Formação Rio da Batateira (Formação Barbalha de Assine, 2007), e do Membro Crato da Formação Santana, ambos aptianos, situação condizente com o observado na sísmica. Já a visão de Assine (2007), por sua vez, sugere uma tectônica sindeposicional durante a sedimentação da Formação Araripina (Albiano), como evidenciado por truncamentos internos e deformações em alguns estratos, além de um intenso faturamento. No entanto, segundo o autor, os esforços não foram capazes de ser estender para os momentos de deposição da Formação Exu durante o Cenomaniano; situações novamente condizentes com as interpretações sísmicas, onde os falhamentos têm terminações antes da base dessa unidade.

Inicialmente, para compreender a situação que está inserida essa tectônica e como ela estendeu a sua influência, é necessário considerar os regimes regionais e a natureza da bacia.

Iniciando a análise com a Zona Transversal, onde está inserida a bacia; durante o Aptiano, ela ainda fazia parte do contexto de rifte do Gondwana, e uma vez nele, a tectônica atuante na Margem Equatorial controlava fortemente a sua estruturação e evolução.

Sobre essa margem, Matos (1999,2000) apresenta que a tectônica nela teve um caráter transformante e apresenta uma extrema complexidade na estruturação. Embora, o foco de Matos (1992, 2000) tenha sido na região que sofria diretamente as consequências do rifteamento, a análise para esse capítulo parte do princípio de que os grandes lineamentos que limitavam a Zona Transversal ainda eram ativos e influenciavam as bacias interiores.

Sobre as etapas evolutivas de Matos (2000) divide-as em três estágios: pré, sin e pós-movimentos transformantes (Figura 57).

(1) A primeira é a pré-transformante e se subdivide em dois momentos. O primeiro é o pré-transtração, ocorrendo desde o Jurássico até o Cretáceo, pré-Barremiano; e o segundo, o sin-transtração, é marcado pelas condições transtrativas que criam uma série de depocentros *en-echelon* com *trend* NW-SE no domínio Equatorial do rifte, durante o Barremiano ao Aptiano, e teve como predominância o estiramento.

(2) A segunda etapa é a sin-transformante, ocorrendo desde o Albiano ao Cenomaniano. Nela o regime tectônico é caracterizado como do tipo *wrench*, caracterizado por sistemas conjugados de com falhas normais e reversas. Essa etapa é subdividida em dois períodos quando predomina a transtração, um período dominado por transpressão, e uma fase final, caracterizada pela margem passiva transformante.

(3) A terceira etapa evolutiva, por fim, é a pós-transformante, onde a margem se torna uma margem passiva típica e há a parada da tectônica

Estágio	Cinemática/Dinâmica	Idade	Fase
Pós-transformante	Margem passiva	Cenomaniano ao Recente	Drifte
Sin-transformante	Margem passiva transformante		
	Transpressão dominada por wrench	Albiano ao Cenomaniano	Wrench
	Transtração dominada por wrench		
	Transtração dominada por cisalhamento puro		
Pré-transformante	Sin-transtração	Barremiano ao Aptiano	Estiramento
	Pré-transtração	Pré-Barremiano	Pré-estiramento

Figura 57 - Organização dos diferentes momentos tectônicos (Modificado de Matos, 2000)

Logo, a tectônica regional do rifte do Aptiano ao Cenomaniano, apresenta influência marcante de transcorrência e tectônica do tipo wrench, na forma de transtração e transpressão. Inferindo e aplicando esses conceitos à bacia do Araripe, as idades dos processos (Aptiano, Albiano, Cenomaniano) condizem diretamente com as idades dos sedimentos pós-rifte.

Dessa forma, a tectônica teria influenciado diretamente na sedimentação e em etapas posteriores, logo, em conjunto com esses pulsos tectônicos, os segmentos dos antigos falhamentos eram reativados e afetavam os sedimentos. Essa concepção indicaria que as falhas podem ter sido falhas de crescimento, mas, a qualidade da sísmica 2D utilizada não permite maiores análises sobre isso.

É necessário, já com as ocorrências das falhas embasadas, elaborar uma análise do grau de influência delas na bacia. Três principais conjuntos de falhas são apresentados por Ponte e Ponte-Filho (1996) baseados nos riftes neocomianos, quando foram acumulados os sedimentos sin-rifte e as estruturas do embasamento ativadas inicialmente. São eles:

(A) Um conjunto formado por falhas normais NE-SW representadas pelas falhas que agem como limitadoras da bacia do Araripe em duas sub-bacias; a do Cariri a leste, e de Feitoria a oeste. Essas falhas obedecem a trama estrutural do embasamento.

(B) Um conjunto representado por falhas E-W concordante com as direções dos grandes lineamentos.

(C) Um conjunto de falhamentos com orientação NW-SE, que embora sejam menos frequentes, têm forte influência na estruturação do rifte da bacia, e teriam atuado como falhas de transferência durante a evolução.

Ponte e Ponte-Filho (1996) concluem apresentando que a concordância dos principais falhamentos da bacia com os alinhamentos estruturas do embasamento indica que o rifte, que teve o seu auge durante o sin-rifte, se formou pela reativação de estruturas antigas.

Considerando agora as seções estudadas, a 141-RL-09 tem orientação E-W, enquanto que a 141-RL-10 tem orientação NE-SW. A sísmica 2D não permite uma análise mais completa sobre a direção dos falhamentos, todavia, inferindo que seguem a mesma orientação das seções, predominam as orientações E-W e NE-SW. Ou seja, representam os conjuntos A e B, e evidenciando que as falhas reativas têm relação direta com os lineamentos e o embasamento. Dessa forma, nova reativação das estruturas se deu durante o pós-rifte com um alto grau de influência na estruturação da bacia.

6.3.1 Considerações sobre a tectônica e o carste no intervalo pós-rifte

A premissa inicial desse estudo era compreender a natureza do carste na bacia e como ele se reflete nos processos de evolução deste. No seu decorrer foi apresentado que há pelo menos duas fases de carstificação, e ambas possuem uma relação com a tectônica, mesmo que em graus diferentes. Para poder compreender melhor essas duas fases, segregou-se a tectônica também em duas etapas, cada qual associada a uma fase de carste, e, correspondendo aos processos tectônicos decorridos antes do soterramento, e outra aos processos após o soterramento e/ou durante o soerguimento dos evaporitos.

Sobre a tectônica e carste durante a eodiagênese, decorrida durante o Aptiano, ou seja, antes do soterramento e contemplando a geração das fácies primárias, há o predomínio de estiramento regional (Matos, 2000), que é compreendido na forma de falhas normais e *roll-overs* observados em campo e fortalecidos pela interpretação sísmica. Ainda nas seções, observou-se que essas falhas maiores afetam desde a parte mais basal da Formação Santana e avançam à Araripina. Essa condição se encaixa com o conceito de carste antes do soterramento, onde nele, a tectônica causaria a exposição subaérea de algumas partes do lago, e assim, propiciariam a dissolução dos evaporitos, em uma tectônica sindeposicional a partir dos pulsos tectônicos.

Tratando-se da tectônica e do carste posteriores à deposição, é possível uma discussão mais longa e mais complexa. Esse momento pós-deposicional tem idade pelo menos aptiana e seguiu-se até a fase de soerguimento e carste que ainda será tratada.

Uma vez que a segunda etapa de carste se atrela às fácies secundárias, e análise direta deles, seja em afloramento ou em lâminas apresentam notáveis registros dos seus momentos de geração. A principal fácies a ser considerada é o espato acetinado, comum pelas fibras que preenchem as diversas fraturas nos afloramento; e são essas fibras que complementam o registro acerca da tectônica no pós-soterramento.

Essas fácies, como já apresentadas, são geradas na telodiagênese e são basicamente fibras, que de um modo geral, quando geradas em ambientes tectonicamente estáveis, tendem a ser ortogonais às paredes da rocha encaixante. No entanto, uma vez impostas a esforços tectônicos, elas podem assumir uma feição encurvada, semelhante a sigmoides (figura 58), e é essa curvatura que torna essa fácies importante, pois essas fibras curvadas permitem importantes análises de paleotensões, e, compreender parte da natureza dos esforços atuantes no soerguimento. Nesse tocante, Almeida (2010) analisou a curvatura nas fibras através do

método de diedros retos e obteve resultados sobre a cinemática da deformação, podendo, inclusive, definir os sentidos de transporte e os diferentes estilos tectônicos.



Figura 58 - Fibras de espato acetinado dobradas, em destaque, ocorrendo em veio na Mina Pedra Branca.

Sobre os resultados obtidos por Almeida (2010), eles indicaram um regime do tipo ‘falha inversa’ para o setor nordeste, onde o eixo de tensão é subvertical e de direção NE-SW; para a porção sudoeste, um regime do tipo ‘falha transcorrente’, cuja tensão possui direção ENE-WSW e NNW-SSE foi definido. Na porção noroeste, por outro lado, o estudo foi realizado na Formação Araripina, que está depositada logo acima do embasamento. Nela, as falhas têm direções NW-SE, NE-SE e E-W, e permitiram inferir uma distensão N-S, e uma similaridade com os resultados obtidos na porção sudoeste da bacia.

Foram estabelecidos dois regimes distintos: um a nordeste com compressão NE-SW e um a oeste com compressão ENE-WSW e distensão N-S. Dentro do contexto regional, a compressão foi definida com direções NE-SW a ENE-WSW. Uma vez que através da disposição dos veios foi possível observar uma consistência no padrão e regimes bem

definidos, Almeida (2010) concluiu que as fibras são de origem tectônica; caso o contrário, um padrão mais difuso nas orientações dos veios ocorreria segundo a autora.

Em Silva (1983), resultados semelhantes da influência tectônica nos diferentes quadrantes da bacia são apresentados; nesse estudo, os efeitos compressivos foram observados no quadrante SW, e inferidos no NE, enquanto no quadrante SE estaria registrada uma deformação extensional.

Almeida (2010) sugeriu, então, a ocorrência de algum evento tectonoestrutural relacionado à deformação na seção pós-rifte. Ao especular a causa, é apresentado que é característico do Cenozoico a existência de uma compressão E-W atuante na Placa Sul-Americana, associada à expansão da Cadeia Mesoatlântica a leste, e, à compressão a oeste causada pela Cadeia Andina. Outra possibilidade considerada é atribuir esses processos à compressão já no Albiano, mas, com uma intensidade relativamente menor.

Acerca de uma idade Albiana para a compressão, Cavalcanti & Viana (1990) observam indicativos de lentes e veios de gipsita em folhelhos do Membro Romualdo situados pouco acima dos seus arenitos conglomeráticos basais, no entanto, não houve uma maior caracterização dessas ocorrências. Considerando as geometrias dos corpos, e que a ocorrência de momentos de aridez após a deposição do Membro Ipubi são improváveis para gerar e caracterizar uma gipsita primária ponderou-se no atual estudo em considerar essas ocorrências como veios de espato acetinado. Todavia, a falta de uma caracterização mais completa e contundente desses corpos, não permitiu tratar e considerar esses corpos como veios de espato de fato. Caso as ocorrências o fossem, e considerando que cortam o Membro Romualdo, cuja idade é considerada aptiana (Rios-Netto *et al.*, 2012), os veios, a compressão, e o carste, principalmente, teriam pelo menos essa idade.

Levando em conta o caráter regional, a concepção apresentada por Matos (2000) apresenta que durante o Albiano e Cenomaniano houve uma etapa com predomínio de

movimentos transpressivos, condição que suporta compressão e soerguimento em conjunto à estruturas em flor positivas. Essa ponderação, no entanto, aumenta ainda mais o range de idade para o soerguimento e carste, podendo ser desde o Aptiano ao Cenomaniano.

Cabe agora, relacionar esses momentos com a segunda fase de carste, e se possível com algum evento de caráter regional. Inicialmente, ao considerar a natureza compressional apresentada nas fibras, marca da tectônica atuante durante a segunda fase de carste, os momentos onde há o predomínio de estiramento e transtração provavelmente não são os mais condizentes a ele. Dessa forma o Aptiano, em despeito das discordâncias que ocorrem acima das suas unidades, não seria o momento mais sugestivo para a ocorrência do carste. Dessa forma, abre-se a possibilidade de o processo ter ocorrido durante o Albiano e Cenomaniano.

Um momento de suma importância no âmbito regional é o da separação total e final entre o Brasil e África, processo, este, marcado por forte estiramento atuante nas bordas atuais dos continentes. Em condições transcorrentes, para equilibrar as tensões transformantes, em um setor do lineamento é comum predominar compressão enquanto que noutra o estiramento.

A partir dessa consideração, quando houve o máximo final de estiramento na borda dos continentes, forte compressão foi imposta no outro limite, o equivalente à região da bacia do Araripe, e assim, supõe-se a ocorrência de um *pop-up* na parte interior da Zona Transversal; e por ser um momento de compressão máxima, provavelmente foi mais impactante do que os movimentos posteriores que intercalavam o estiramento e a compressão.

Esse importante momento está inserido já na transição entre o Aptiano e o Albiano, e a marcante tectônica desse momento estaria indicada nas rochas dessas idades, ou seja, a Formação Santana e Formação Araripina. Reforçam essa idade e o caráter mais localizado do processo, o fato da tectônica não influenciar diretamente a Formação Exu cuja idade é cenomaniana, e os dados de compressão de Almeida (2010) que indicam uma direção NE-

SW; direção coerente com as estruturas do embasamento, evidenciando novamente a sua influência, agora no soerguimento da bacia.

6.3.2 Considerações acerca da tectônica do sal

No capítulo foi apresentada muito brevemente a ocorrência de dobras nos evaporitos. Segundo a literatura, uma tectônica compressiva é tratada pela literatura como a geradora das dobras presentes no Membro Ipubi (Silva,1983; Nascimento Jr. *et al.*,2016). Dobras são prontamente associadas à compressão, e esforços compressivo no Membro Ipubi foram acompanhados da telodiagênese e reidratação do corpo, ou seja, o carste, como já sugerido nesse capítulo e anteriores. Nesse processo, a maior presença de fluidos propiciou que as camadas assumissem um carácter mais plástico, e somando isso à reologia naturalmente mais dúctil da gipsita, potencializou que mesmo a compressão mais fraca já afetasse na organização das camadas. Além do mais, a retirada de estratos através do carste, implica na necessidade dessas camadas se acomodarem; e estando mais plástica, isso também geraria dobramentos e justificaria a ocorrência delas em determinados locais apenas. Logo, a origem dessas dobras pode ter esses dois vieses influenciando na formação delas.

A discussão acerca da complexa relação entre a tectônica e a carstificação ainda pode ser enriquecida, levando-se em conta a possibilidade das dobras e feições associadas estarem ligadas a processos de halocinese. Essa possibilidade foi considerada no estudo, porém, a halocinese, como é conhecida a tectônica do sal, é praticamente exclusiva de cloretos. Ainda assim, Warren (2016) apresenta brevemente a possibilidade da ocorrência dela em sulfatos, todavia, seria necessária uma sucessão de centenas de metro para tal processo ocorrer. Essa condição não ocorre no Membro Ipubi, uma vez que a espessura total é muito distante das centenas de metros necessárias.

Não obstante, esse processo foi trabalhado a partir dos possíveis cloretos que existiram na bacia. Caso tenham ocorrido de fato, e resistido ao carste a ponto de serem soterrados; a dissolução deles em subsuperfície seria a peça-chave para ocorrência das movimentações. O processo seria responsável pela origem das dobras, pois o cloreto seria retirado, e também possibilitaria a geração de possíveis horizontes de descolamento a partir do Membro Ipubi.

Da mesma maneira que a possibilidade de cloretos ocorrerem foi especulada, o mesmo vale para a ideia apresentada.

7 ANÁLISE PALEOAMBIENTAL

Apenas duas fácies ainda permitem uma análise paleoambiental dos evaporitos: a gipsita prismática e a anidrita nodular. A gipsita prismática representando cristalização subaquosa decorrida em porções rasas, com máximo de 10 metros de profundidade (Warren, 2016), a partir de um corpo aquoso principal, ou de salinas e outros corpos. No entorno deles, com sentido da costa, ocorriam esteiras algais na zona de intermaré (Silva, 1988), enquanto que para o interior da bacia, nas zonas supramaré, distantes da influência do corpo aquoso principal e do mar, ocorria o crescimento de cristais lenticulares de gipsita e nódulos de anidrita entre os sedimentos carbonáticos e lamosos. Os principais ambientes que suportam a mistura desses dois tipos de evaporitos são os sabkhas, tanto marinho-costeiros como continentais, e os ambiente dominados por lagos perenes continentais. A evidência que mais fortemente pode indicar melhor o paleoambiente, é a anidrita nodular, prontamente associada a sabkhas (Warren, 2016), no entanto, o mesmo autor frisa que essas ocorrências não são exclusivas desses ambientes, logo, é preciso ponderar outras análises.

Para embasar melhor a análise, a melhor opção é considerar dados de geoquímica. Embora análises desse cunho não tenham sido realizada no atual trabalho, a literatura com Berthou & Pierre (1990) e Bobco (2014) indicam que os fluidos que originaram os evaporitos eram tipicamente marinhos. Essas conclusões, indicam que a opção mais sugestiva é tratar o paleoambiente evaporítico como situado em posições costeiras, uma vez que em condições continentalizadas a água do mar seria incapaz de alimentar o sistema. Essa posição é conflitante com o conceito inicial de Silva (1988) que entende o Membro Ipubi como um *playa lake*, que, todavia, não dispunha de geoquímica.

Outro ponto conflitante entre os dados é paleontológica. Embora, não tenha sido o foco do atual estudo, algumas evidências relacionadas foram observadas na forma de grãos de fosfatos e prontamente associados a pedaços de escamas e dentes desses animais, de peixes como o como o *Dastilbe elongatus*, muito comum no Membro Crato (Assine, 2007). No entanto, a ocorrência não é muito impactante no discernimento do ambiente, basicamente corrobora a existência de um corpo aquoso associado aos evaporitos.

Mais do conteúdo fossilífero apresentado pela literatura pode ser usado para complementar a discussão paleoambiental. Nos folhelhos da unidade, por exemplo, foram encontrados conchostráceos, ostracodes não-marinhas e fragmentos de vegetais (Assine, 2007), indicadores que podem remeter a uma condição mais continental de deposição (Assine, 2007), em contraponto, observações realizadas por Lima (1978a *apud* Assine, 2007) indicam a ocorrência de registros de formas marinhas no mesmo ambiente.

Cavalcanti & Viana (1990) também observam conchostráceos e restos de vegetais em folhelhos pirobetuminosos intercalados aos sulfatos na mina Lagoa de Dentro (não visitada) e sugerem que os mesmos, provavelmente, foram transportados; desse modo abre-se a possibilidade de o transporte ter ocorrido a partir de porções mais continentais, trazendo assim esses fósseis às regiões mais costeiras. Caso os registros de Cavalcanti & Viana (*op. cit.*) e Assine (*op. cit.*) sejam similares, os microfósseis e outros sedimentos siliciclásticos podem ter sido trazidos por corpos fluviais. Essa é uma importante característica, pois em exemplos de ambientes evaporíticos atuais é bastante comum a ocorrência de leques aluvias em regiões mais distantes do centro da bacia, que durante as fases mais úmidas têm seus sedimentos retrabalhados e transportados por canais distributários. Assim, dessa forma, sejam por esses canais ou pelo leque de fato, sedimentos e microfósseis de um ambiente mais interior ao continente poderia alcançar as porções mais costeiras. Essa questão de leques aluvias e regiões mais altas remetem aos grandes lineamentos que limitam a bacia e ainda eram ativos, ou seja,

eles representavam os limites dos ambientes evaporíticos e regiões mais altas. E a partir deles também ocorria um maior aporte de água meteórica sazonal.

Já ao se tratar dos registros marinhos encontrados em Lima (1978a *apud* Assine, 2007), eles podem ser entendidos como resultantes das transgressões repentinas, ou até mesmo por inundações periódicas no sabkha, que naturalmente avançavam e alimentavam o sistema com suas águas. Transgressões são fortalecidas pelos dados micropaleontológicos de Arai (2012), que apresentam que os evaporitos têm uma segura origem marinha, e que a influência marinha já ocorria desde a deposição do Membro Crato. Ou seja, o mar já tinha influência a bacia, e pode ter condicionado uma natureza marinho-costeira para o Membro Ipubi.

Tratando-se agora diretamente dos corpos aquosos, como já apresentado, eles eram susceptíveis a momentos menos salinos, vide os topos aplainados de Gp, e as camadas carbonáticas e siliciclásticas entre os pacotes sulfatados da mina Conceição Preta. Cavalcanti & Viana (1990) descrevem nessas camadas como margas, folhelhos esverdeados, calcarenitos e estromatólitos; e os tratam como depósitos formados em porções inter a submaré rasa, em um ambiente lagunar costeiros com avanços periódicos do mar. Essas ocorrências, claramente, se contrapõem à salinidade comum para evaporitos, e sugerem que em certos momentos a umidade era tamanha que era possível a sedimentação carbonática e um maior aporte de sedimentos siliciclásticos.

É espero que essa variabilidade tenha sido bastante impactante na química do corpo aquoso, e conseqüentemente na fauna presente. Ao se tratar novamente dos fosfatos, caso de fato indiquem peixes no Membro Ipubi, a variação de salinidade era tamanha que suportava ocorrências de animais nas suas águas; e, considerando que peixes no geral são bastante sensíveis à salinidade; é bastante sugestivo imaginar que nos momentos de salinidade mais baixa, havia a proliferação deles, e nos momentos de salinidade alta, a dizimação deles.

Logo, supõe-se que o Membro Ipubi se tornava/era um lago estratificado em certos momentos da evolução. Nessa concepção, a diminuição total da salinidade não era necessária; bastaria que, pelo menos, o topo ficasse menos salino para haver a migração e proliferação dos animais. Em condições mais úmidas, o aporte de água meteórica influenciaria diretamente as porções mais rasas, mas, ainda assim, mantinha-se a alta salinidade nas porções inferiores devido a maior densidade da salmoura. Com a volta da evaporação, e maior isolamento hidrológico do corpo, o aumento da salinidade suprimia a porção superior e o corpo era dominado pela salmoura, resultando na conseqüente diminuição no nível d'água, diminuição do oxigênio e a na morte dos animais, que decantavam no fundo junto a lamas e outros sedimentos.

Essa visão é relativamente de acordo com o Bobco (2014), por exemplo, que compreende o Membro Ipubi como uma variação lateral mais salina de fácies do Membro Crato, e não necessariamente um ressecamento direto do mesmo. Nesse conceito, nos momentos mais úmidos poderia haver a migração de animais da porção que originava o Membro Crato, onde eles eram mais comuns, para as porções habitáveis da parte do lago que originava o Membro Ipubi.

Uma última observação que pode ser realizada sobre os fosfatos é que os grãos são subarredondados, indicando que havia porções do corpo com mais alta energia e capazes de retrabalhar parte dos sedimentos; uma porção sugestiva é a marginal do corpo, onde predominaria a ação de ondas, enquanto que nas regiões centrais predominava a decantação.

Observações recentes de hidrotermalismo registrados Nascimento Jr. *et al.* (2016), e previamente por Martill *et al.* (2008a), influenciaram os primeiros autores a sugerir modelos paleoambientais similares às salmouras hidrotermais rasas localizadas na Depressão de Danakil, na Etiópia, ou seja, com indicativos de hidrotermalismo. Esses dados, ainda que recentes são bastante importantes, e podem indicar importantes mudanças no entendimento do

paleoambiente, todavia, ainda é preciso uma análise mais profunda dessa questão para poder ter fato trabalhá-la como parte integral do ambiente.

Sobre análogos para o Membro Ipubi, houve a sugestão apresentada no parágrafo acima, a sugestão de salinas costeiras similares às australianas por Assine (1992, 2007); enquanto que, Bobco (2014) sugere que o modelo de sedimentação utilizado para o Membro Ipubi seria semelhante ao decorrente no Lago Assal localizado no Djibuti, por exemplo. Mediante as sugestões apresentadas, definir de fato um análogo é relativamente árduo devido à complexidade entre os registros marinhos e continentais, e a falta de dados próprios de geoquímica, paleontologia e outros.

A concepção mais coerente com os resultados obtidos é a de um ambiente que compreende tanto a deposição de fácies subaquosas como de intrassedimentares. Dessa forma, havia corpo aquoso principal, a princípio sem conexão com o mar, todavia, por ele alimentado, e com *grosso modo* seria uma lagoa; ou uma salina de maior porte a ponto de ter ação de ondas nas margens. *A priori* ele não seria totalmente ressecado, mas variações na salinidade e no nível d'água eram comuns. No entorno desse corpo, pequenas salinas, diferentemente do corpo principal, poderiam ser totalmente ressecadas e/ou preenchidas, sendo conseqüentemente expostas. As salinas também eram alimentadas por águas marinhas, e, não haveria ligação com direta com o mar. Além da gipsita, crostas de halita poderiam ser formadas conforme o ressecamento total desses corpos subordinados, e das partes mais marginais do corpo principal.

No entorno dos corpos, a região onde eles estavam instaurados era uma planície do tipo sabkha, caracterizando o ambiente, onde nódulos de anidrita e gipsita cresceriam nas porções supramaré; tendo como base que o corpo era alimentado pelo mar, naturalmente essa água tinha zona de influências maiores e menores. Devido à íntima relação da planície com o corpo aquoso principal, e conseqüentemente a relação deste com o mar, inundações periódicas e

etapas transgressivas pouco desenvolvidas naturalmente inundariam diversas porções desse sabkha. A planície seria relativamente monótona, com pouca atividade biológica entre os seus sedimentos, e o terreno seria basicamente plano até às porções mais limítrofes da bacia, próxima dos lineamentos, onde a planície era substituída por regiões mais acidentadas e altas. Em épocas de maiores tectônicas, leques se formariam a partir dessas regiões, podendo erodir inclusive o próprio Membro Ipubi, e durante épocas mais úmidas, a partir dos leques formavam-se canais fluviais que retrabalhavam mais ainda os sedimentos e os levavam em direção a costa, e conseqüentemente poderiam alimentar os corpos aquosos.

Sobre a ocorrência de tectônica observada nas linhas, ela pode ter influenciado em parte a sedimentação. Conforme o indicado há estruturas em flor afetando as unidades pós-rifte, e também falhas normais, que cresciam a partir de pulsos tectônicos na bacia. Logo, especulase se o soerguimento e abatimento de blocos teria organizado a deposição do Membro Ipubi a ponto de gerar porções mais profundas, onde predominava a deposição, e áreas mais altas que limitavam os lagos e sabkha, e até mesmo a bacia.

Analisando o mapa paleogeográfico de Scotese (2001 *apud* Arai, 2009) a região da atual bacia era marcada por um relevo relativamente montanhoso. A maior parte dessa região é pretérita à instauração da bacia, todavia, os movimentos tectônicos cretáceos também tem uma parcela na estruturação dela. Dessa forma o corpo aquoso principal poderia ser afetado e controlado pela tectônica e paleogeografia, gerando uma série de lagos, ora interconectados devido ao abatimento de blocos e regiões mais baixas, e ora segregados devido ao soerguimento e regiões mais altas; logo, abriu-se a possibilidade de ocorrer um pequeno sistema de lagos nessa porção do Nordeste. Além dessa situação, a tectônica ainda pode ter controlado a conexão direta dos corpos aquosos com o mar nesse ambiente costeiro. Ressalta-se que embora as condições sejam possíveis, até o momento são meramente especulativas.

A partir das sugestões de um ambiente costeiro, a discussão pode ser levada a um importante ponto no tocante da transgressão marinha aptiana, especialmente a sua direção e sentido. Importantes observações realizadas por Arai (q.v. 2009, 2014, 2016) com base na paleontologia sugerem a ocorrência de um modelo diferenciado para o Aptiano do Brasil, com a presença de um *seaway* no Nordeste, que permitiu a entrada do mar em grandes porções do continente, e que pode ter em determinados momentos conectado algumas bacias (Figura 59). Nesse processo a entrada do mar no Nordeste, mais provavelmente, se deu através da rota: bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe e Sergipe (q. v. Arai, 2009, 2014, 2016), sendo que nas últimas três bacias há a ocorrência de corpos sulfatados.



Figura 59 - Paleogeografia segundo o conceito apresentado por Arai (2009) ao adaptá-lo ao mapa paleogeográfico de Scotese (2001). Dentre as bacias, destaca-se a bacia do Araripe representado por H.

Em contraponto, Assine *et al.* (2016) e Custódio *et al.* (2017) contestam essa rota, e apresentam que os dados de paleocorrentes sugerem a entrada do mar a partir da bacia do Recôncavo-Tucano, e que havia divisões nas paleodrenagens que impossibilitaram uma união da bacia do Araripe com bacias do Parnaíba e Potiguar (Figura 60). A impossibilidade de

união entre a bacia do Araripe e Parnaíba, por exemplo, também foi sugerida por Silva (1983), em despeito da forte semelhança entre o Membro Ipubi e a Formação Codó.

Embora as análises paleogeográficas tenham avançado para o Aptiano da bacia, essa reconstrução, no entanto, ainda carece de maiores análises.

Dessa forma, é bastante sugestivo compreender o Membro Ipubi como um ambiente evaporítico de caráter costeiro. Com a integração dos dados, foi interpretado como um sabkha marinho-costeiro desenvolvido durante o Cretáceo na bacia do Araripe.

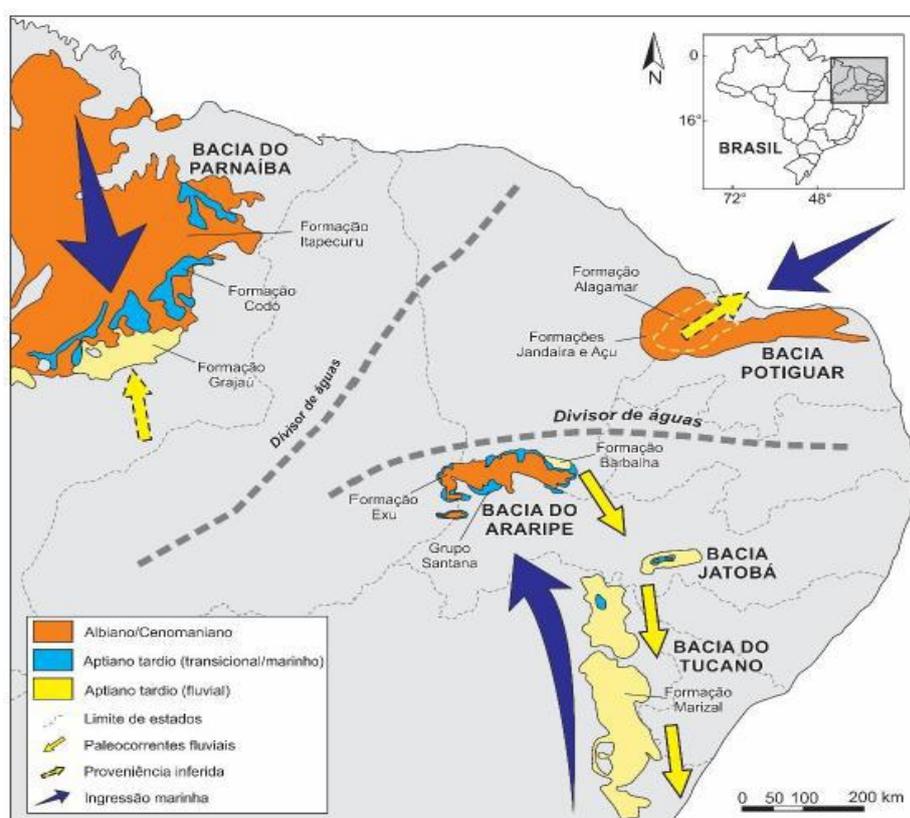


Figura 60 - Sentido da ingressão marinha durante o Aptiano conforme a conceituação de Custódio (2017). Observar os divisores de água no interior do Nordeste segregando as bacias.

8 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Através dos dados apresentados e discutidos, foi possível observar que há pelo menos duas fases de carstificação na bacia. Uma fase ocorrendo antes do soterramento, quando houve o predomínio da exposição e remoção dos evaporitos relacionada a variações climáticas, tanto para condições secas como úmidas, e atividade tectônica. E uma segunda fase incluída na telodiagênese desses evaporitos, está relacionada ao soerguimento e até uma nova exposição, que também teve importante influência da tectônica para expor novamente essas rochas.

Além dessas duas fases observadas, ainda foi sugerida, mas deixada em aberto, uma fase de carstificação ocorrendo durante o soterramento mais profundo, enquanto o corpo esteve isolado a semi isolado das influências superficiais.

De fato, há uma marcante tectônica durante o pós-rifte da bacia do Araripe, e a mesma foi associada aos processos de rifteamento do Gondwana que ainda afetavam a Zona Transversal e os lineamentos. A influência dos esforços foi tamanha que possibilitou a reativação de antigas estruturas e a intensa geração de estruturas em flor e falhamentos normais a partir da Formação Barbalha e Santana.

O soerguimento das unidades, em especial do evaporitos, foi acompanhado por tensões compressivas, conforme indicado nos veios, que, conseqüentemente, possibilitaram a ocorrência da telodiagênese e segunda fase de carstificação. O momento exato desse processo ainda não é totalmente compreendido, todavia, os dados indicam que a idade do processo é pelo menos aptiana, porém bastantes indicativos sugerem uma idade albiana, mais próxima do momento de total quebra do Gondwana e máximo estiramento.

Acerca do paleoambiente, embora seja complicada uma posição concreta sobre o ele, foi possível observar que há indicativos continentais e marinho-costeiros, todavia, os indicativos

marinho-costeiros são predominantes no registro e se aliam mais às condições paleogeográficas e aos dados geoquímicos. Desse modo, o paleoambiente foi compreendido como um sabkha marinho-costeiro, e que os evaporitos têm origem e sofrem influência direta da água do mar. Além disso, a tectônica teve importante papel no controle paleoambiental e na organização dos lagos e lagunas que se formavam no desenvolvimento do Membro Ipubi.

Sugere-se para estudos futuros uma maior análise sobre o carste objetivando compreender se houve o carste hipogênico e qual a sua importância na evolução dessas rochas. E, além disso, sugere-se uma caracterização, tanto no viés tectônico como no sedimentológico, ainda mais detalhada das unidades pós-rifte não apenas as da bacia do Araripe, mas também das bacias vizinhas.

Sobre evaporitos, sugere-se aplicar análises como desenvolvidas nesse trabalho, e obviamente, outras análises, nos sulfatos aptianos cronocorrelatos ao Membro Ipubi que ocorrem no Nordeste, para que haja a integração dos dados e, dessa forma, entender qual se há alguma relação entre eles.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Camila de. **Análise da deformação pós-Rifte na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil**. 2010. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2010.
- APPI, Enzo Tiriba. 2009. **Análise sismoestratigráfica do intervalo pós-Neocomiano da bacia do Araripe**. 36 f. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ARAI, Mitsuru. 2009. Paleogeografia do Atântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.17, n.2, p. 331-351.
- ARAI, Mitsuru. 2012. Evidência micropaleontológica da ingressão marinha aptiana (pré-evaporítica) na bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **46º Congresso Brasileiro de Geologia**, Santos.
- ARAI, Mitsuru. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n.2, p. 339-350.
- ARAI, Mitsuru. 2016. Reply to the comments of Assine et al.(Comments on paper by M. Arai “Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective”). **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n.1. p.9-13.
- ASSINE M.L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n.3, p. 289-300.
- ASSINE, M. L. 2007. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 371 - 389.
- ASSINE, M.L., PERINOTTO, J.A.J., ANDRIOLLI, M.C., NEUMANN, V.H., MESCOLOTTI, P.C., VAREJÃO, F.G., 2014. Sequências Depositionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 22, p. 3–28.
- ASSINE, M.L., QUAGLIO, F., WARRE, L.V., SIMÕES, M.G. 2016. Comments on paper by M. Arai “Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective”. **Brazilian Journal of Geology**. v.46, n.1, 3-7.
- BARDOLA, Tatiana Pastro. **Caracterização paleoambiental dos carbonatos microbiais do Membro Crato, Formação Santana, aptiano-albiano da Bacia do Araripe**. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- BERTHOU, P.Y., PIERRE, C. 1990. Analyse isotopique de soufre et de l’oxygène de quelques gypses bassins du N. E. du Brésil. Implications pour le paleoenvironment, *In* Campos, D. de A., Viana, M. S. S., Brito, P. M. and Beurlen, G. (eds), *Atas do simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1990*, p. 95–97.
- BEURLEN K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana, na chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43(suplemento):411-415.
- BOBCO, Fabia Emanuela Rafaloski. 2014. **Caracterização faciológica, petrográfica e isotópica dos evaporitos do Membro Ipubi, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- CAVALCANTI, V.M.M., VIANA, M.S.S. 1990. Faciologia dos sedimentos não-lacustres da Formação Santana(Cretáceo Inferior da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil). *In* Campos, D. de A., Viana, M. S. S., Brito, P. M. and Beurlen, G. (eds), *Atas do simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, p.193-207.

- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, n. 2, p. 207-250.
- CUSTÓDIO, Michele Adriolli. 2017. **Arquitetura estratigráfica da Formação Romualdo, Pós-Rifte da Bacia do Araripe, Brasil**. 78f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- CUSTÓDIO, M.A., QUAGLIO, F., WARREN, L.V., SIMÕES, M.G., FÜRSICH, F.T., PERINOTTO, J.A.J., ASSINE, M.L. 2017. The transgressive-regressive cycle of the Romualdo Formation (Araripe Basin): Sedimentary archive of the Early Cretaceous marine ingression in the interior of Northeast Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 359, p. 1-15.
- ESTEVEZ JR., Ismael Rempto. 2009. **Fácies evaporíticas no intervalo Alagoas (Aptiano/Albiano, Cretáceo Inferior) em bacias do interior do Nordeste**. 35f. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- FORD, D., WILLIAMS, P. 2007. **Karst hydrogeology and geomorphology**. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, United Kingdom.
- FRUMKIN, A. 2013. New developments of karst geomorphology concepts. *In*: A. Frumkin, (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, vol. 6 Karst Geomorphology. Academic Press, San Diego, California, pp. 1-13
- GINDRE-CHANU, L., et al., 2014. Diagenetic evolution of Aptian evaporites in the Namibe Basin (SW Angola). **Sedimentology**, v. 62, n.1, 204–233.
- GUTIÉRREZ, F., COOPER, A.H., 2013. Surface morphology of gypsum karst. *In*: A. Frumkin, (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, vol. 6 Karst Geomorphology. Academic Press, San Diego, California, pp. 425-437.
- HOLLIDAY, D. W. 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: a review. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol. 40, n. 2, p. 734-744.
- KLIMCHOUK, A. 1996. The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. **International Journal of Speleology**, v. 25, n.3-4, p. 49-60.
- KLIMCHOUK A.B. 2013. Hypogene speleogenesis. *In*: A. Frumkin, (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, vol. 6 Karst Geomorphology. Academic Press, San Diego, California, pp. 220–240.
- LIMA, M. R. 1979 Considerações sobre a subdivisão estratigráfica da Formação Santana - Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 9, n. 2, p. 116-121.
- MACALUSO, T., SAURO, U. 1996. Weathering crust and karren on exposed gypsum surfaces. **International Journal of Speleology**, v.25, n.3-4. p. 115-126.
- MARQUES, F. O., NOGUEIRA, F. C. C., BEZERRA, F. H. R., CASTRO, D. L. 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonics**, 630, 251-264.
- MARTIL, D. M. 2007. The age of the Cretaceous Santana fossil Konservat Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biochronostratigraphic utility of its palaeobiota. **Cretaceous Research**, v. 28, n.6: 895-920.
- MARTILL, D.M., LOVERIDGE, R.F., HEIMHOFER, U., 2007. Halite pseudomorphs in the Crato Formation Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian, Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. **Cretaceous Research**. v. 28, p. 613-620.
- MARTILL, D.M., BECHLY, G., LOVERIDGE, R.F. 2008. **The Crato fossil beds of Brazil**. 624p., Cambridge University Press, Cambridge.
- MATOS, R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v.11, n.4, p. 776-791.

- MATOS, R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *In*: N.R. Cameron, R.H. Bate, V.S. Clure (eds) *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*, **Geological Society**, London, Spec. Publ., 153: 55-73.
- MATOS, R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In*: W. Mohriak & M. Talwani (eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. **Geophysical Monograph**, 115: 331-354.
- NASCIMENTO JR., D.R., DA SILVA FILHO, W.F., FREIRE JR., J.G., DOS SANTOS, F.H., 2016. Syngenetic and diagenetic features of evaporite-lutite successions of the Ipubi Formation, Araripe Basin, Santana do Cariri, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 72, p. 315–327.
- NEUMANN, V. H. 1999. **Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de lá Cuenca de Araripe (Nororeste do Brasil)**. Tese (Doutorado), 233 f., Universidade de Barcelona, Barcelona.
- PAZ, Jackson Douglas Silva da. 2005. **Fácies, petrografia e geoquímica da Formação Codó, neoptiano, bacia de São Luis-Grajaú**. 148f. Tese (Doutorado em Geologia) – Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém.
- PAZ, J. D., ROSSETTI, D. F. 2006a. Petrography of gypsum-bearing facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.78, n.3, p. 557-572.
- PILÓ, L.B. 2000. Geomorfologia cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.1, n.1, p. 88-102.
- PONTE, Francisco Celso; PONTE FILHO, Francisco Celso. **Estrutura geológica e evolução tectônica da bacia do Araripe**. Recife: DNPM/PE DNPM/CE, 1996. 68p (relatório interno).
- RIOS-NETTO, A.M., REGALI, M.S.P., CARVALHO, I.S., FREITAS, F.I., 2012. Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.42, n.2, p. 331–342.
- SCHREIBER, C. B., EL TABAKH, M. 2000. Deposition and early alteration of evaporites. **Sedimentology**. Tulsa, v. 47, p. 215-238.
- SCOTese, C. R. **Atlas of Earth History**. Arlington: PALEOMAP Project, 2001. 52 p.
- SHEARMAN, D.J., MOSSOP, G., DUNSMORE, H. and MARTIN, H. 1972. Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. **Trans. Inst. Min. Metall.**, v. 82B, p. 65–67.
- SILVA, M.A. da. 1983. **The Araripe Basin, Northeastern Brazil: Regional Geology and Facies Analysis of a Lower Cretaceous Evaporitic Depositional Complex**. 290 p. Ph. D. Thesis - Columbia University, New York.
- SILVA, M.A.M da, 1986a. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n.3, p. 306-310.
- SILVA, M.A.M da, 1986b. Lower Cretaceous sedimentary sequences in the Araripe Basin, northeastern Brazil: a revision. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 3, p. 311-319
- SILVA, M. A. M. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p. 53-63.
- STOKES, T., GRIFFITHS, P., RAMSEY, C. 2010. Karst Geomorphology, Hydrology, and Management *In*: Pike, R.G., T.E. Redding, R.D. Moore, R.D. Winker and K.D. Bladon (eds). *Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia*. Victoria, B.C. and FORREX Forum for Research and Extension in Natural Resources, **B.C. Land Manag. Handb.** 66, p. 373-400.
- WARREN, J.K. 1982a. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. **Sedimentology**, v. 29, p. 609-637.

WARREN, J. K., 2016, **Evaporites: A Geological Compendium**, 1854 p, Springer, Berlin.

WARREN, J. K.; KENDALL, C. S. S. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) setting - modern and ancient. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 69, n. 6, p. 1013-1026.

WHITE, W.B., WHITE, E.L. 2013. Karst landforms: scope and processes in the early twenty-first century. *In*: A. Frumkin, (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, vol. 6 Karst Geomorphology. Academic Press, San Diego, California, pp. 14-22.

WILLIAMS, P.W. 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 1, p. 1-10.

WRIGHT, V.P. 1982. The recognition and interpretation of paleokarsts. Two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.52, n.1, p. 83-94.