



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Davi Ferreira de Carvalho

**Revisão estratigráfica da Seção Silurodevoniana na Sub-bacia de Tucano**

**Norte, região do Gráben de Santa Brígida, nordeste da Bahia**

Rio de Janeiro

2015

Davi Ferreira de Carvalho

**Revisão estratigráfica da Seção Silurodevoniana na Sub-bacia de Tucano Norte, região  
do Gráben de Santa Brígida, nordeste da Bahia**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para  
obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-  
Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis,  
da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área  
de concentração: Análise de Bacias

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2015

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C331 Carvalho, Davi Ferreira de.  
Revisão estratigráfica da Seção Silurodevoniana na Sub-  
bacia de Tucano Norte, região do Gráben de Santa Brígida,  
nordeste da Bahia. / Davi Ferreira de Carvalho. – 2015.  
160 f. : il.

Orientador: Egberto Pereira.  
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia.

1. Geologia estratigráfica – Siluriano – Teses. 2. Geologia  
estratigráfica – Devoniano – Teses. 3. Facies (Geologia) –  
Santa Brígida (BA) – Teses. 4. Sedimentação e depósitos –  
Santa Brígida (BA) – Teses. I. Pereira, Egberto. II.  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de  
Geologia. III. Título.

CDU 551.733.3/.734(813.8)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta  
dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Davi Ferreira de Carvalho

**Revisão estratigráfica da Seção Silurodevoniana na Sub-bacia de Tucano Norte, região  
do Gráben de Santa Brígida, nordeste da Bahia**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para  
obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-  
Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis,  
da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área  
de concentração: Análise de bacias

Aprovada em 27 de maio de 2015.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Egberto Pereira

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2015

## **AGRADECIMENTOS**

Ao professor Egberto Pereira pelas orientações, disposição e energia durante o trabalho.

Aos meus amigos Noemi e Nayan, pelo apoio incondicional de irmãos.

Ao professor Sergio Bergamaschi, pelas orientações.

Ao PRH, pela bolsa concedida.

Apenas os Geólogos que usam sua ciência como pretexto para praticar montanhismo podem escolher a seção ideal, o resto escolhe o que pode alcançar.

*Andrew D. Miall*

## RESUMO

CARVALHO, Davi Ferreira de. **Revisão estratigráfica da Seção Silurodevoniana na Sub-bacia de Tucano Norte, região do Gráben de Santa Brígida, nordeste da Bahia.** 2015. 160 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

A região do Graben de Santa Brígida contém um registro significativo de afloramentos da Seção Silurodevoniana da Sub-bacia de Tucano Norte. Esse registro é representado pelas formações Tacaratu, atribuída ao Siluriano, e Inajá, datada por seu conteúdo fossilífero como devoniana. Entretanto, há carência de uma caracterização mais detalhada desses depósitos na referida região. Nesse contexto, buscou-se, em duas expedições de mapeamento de campo, definir detalhadamente os sistemas deposicionais que compõem essas unidades geológicas, através de detalhamento das fácies sedimentares presentes, bem como acessando diretamente áreas mais remotas, como topos de morros e serras. No que diz respeito à Formação Tacaratu, foi fundamental a análise de paleocorrentes para constatar-se a presença de altos estruturais em meio ao que parece ter sido uma grande planície deltaica entrelaçada (*braided delta*) influenciada por maré. A partir do levantamento de seções de detalhe nas escarpas presentes na região foi possível redefinir o arranjo litoestratigráfico anteriormente proposta na literatura. No Morro do Umbuzeiro observaram-se rochas com fortes evidências de sedimentação em um sistema desértico que foi atribuído à Formação Sergi, em contato por falhas com a Formação Tacaratu. Finalmente, no Morro Encantado caracterizou-se a seção mais completa do presente trabalho, sendo identificada a Formação Tacaratu como unidade mais basal, sobreposta por depósitos de frente deltaica, associados à Formação Inajá, os quais por sua vez, estão subjacentes aos sedimentos da Formação Sergi, de caráter eólico. Ademais, foi realizada análise petrográfica que evidenciou características texturais distintas entre as unidades discriminadas.

Palavras-chave: Sub-bacia de Tucano Norte. Gráben de Santa Brígida. Seção Silurodevoniana. Análise de Fácies.

## ABSTRACT

CARVALHO, Davi Ferreira de. **Stratigraphic Revision of Silurio-Devonian Section in Tucano Norte Sub-basin, Santa Brígida Graben Region Northeast of Bahia**. 2015. 160 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The Santa Brígida Graben contains an important record of Tucano Norte Sub-basin with Silurodevonian Section outcrops. This record is represented by the Tacaratu Formation which is attributed to Silurian, and Inajá Formation that is assigned a Devonian age by its fossiliferous contents. However, there is a lack of more detailed characterization for these deposits in this region. In this context, it was sought, in two field mapping expeditions, to define thoroughly the depositional system which encompasses these geologic units, through detailing the present sedimentary fácies, as well as accessing remote areas like ridges and hills tops. Regarding Tacaratu Formation, the paleocurrents analysis was important to interpret the presence of structural highs between what appears to have been a big braided tide-influenced delta plain. Detail sections of cliffs localized in the region provided a possible redefinition of the lithostratigraphic arrangement previously proposed in the literature. In the Umbuzeiro Hill, rocks with strong evidences of a desertic system were observed, which were attributed to Sergi Formation that was in fault contact with Tacaratu Formation. Finally, in the Encantado Hill, it was characterized the most complete section of this work, as it has been indentified the Tacaratu Formation as the more basal Unit, superimposed by Inajá Formation delta front deposits, which, in turn, are underling the Sergi Formation aeolian sediments. Furthermore, petrographic analysis was made, which showed distinct textural characters between the discriminated units.

Keywords: Tucano Norte Sub-basin. Santa Brígida Graben. Siluriodevonian Section. Fácies Analysis.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização aproximada da área de estudo. Fonte: O autor, 2014.....	19
Figura 2 –	Arcabouço estrutural do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Fonte: Aragão & Peraro (1994 apud COSTA et al 2007).....	22
Figura 3 –	Limites e Arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá. Fonte: Aragão & Peraro (1994 apud COSTA et al., 2003).....	25
Figura 4 –	Visão 3D do arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá baseada em dados gravimétricos. Fonte: Costa et al. (2003).....	26
Figura 5 –	Modelo geométrico cinemático para a abertura da porção norte da Bacia de Tucano. Fonte: Destro et al. (2003 apud MAGNAVITA et al. (2003) .....	27
Figura 6 –	Arcabouço tectônico em torno do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Fonte: Magnavita (1992) .....	33
Figura 7 –	Detalhamento dos domínios da Faixa Sergipana Fonte: Bueno et al. (2009).....	34
Figura 8 –	Mapa geológico simplificado das bacias de Tucano e Jatobá. Fonte: Magnavita (1992).....	36
Figura 9 –	Carta estratigráfica da Bacia de Tucano Norte-Jatobá. Fonte: modificado de Costa et al. (2007).....	37
Figura 10 –	Esboço paleogeográfico para o Devoniano brasileiro, a partir do estudo de siliciclásticos das bacias do Paraná e Parnaíba. Fonte: Bigarella & Salamuni (1977).....	43
Figura 11 –	Depósitos correlacionáveis do Paleozoico das bacias do Parnaíba, Araripe, Tucano Norte-Jatobá, Tucano Sul-Central, Recôncavo e Sergipe-Alagoas. Fonte: O autor, 2013.....	48
Figura 12 –	Reconstituição paleogeográfica para o Siluriano na Bacia do Parnaíba, durante a deposição do Grupo Serra Grande. Fonte: Santos & Carvalho (2004).....	51
Figura 13 –	Legenda de símbolos e abreviações usados nos perfis verticais. Fonte: O autor, 2015.....	52

Figura 14 –	Mapa de pontos de afloramento. Fonte: O autor, 2015.....	53
Figura 15 –	Porção mais basal dos afloramentos do ponto 1. Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2014.....	54
Figura 16 –	Perfil esquemático do ponto 1a. Fonte: O autor, 2014.....	55
Figura 17 –	Visão geral do afloramento no ponto 1.a. Fonte: O autor, 2014.....	55
Figura 18 –	Afloramento 1b. Fonte: O autor, 2014.....	56
Figura 19 –	Afloramento 1c. Fonte: O autor, 2014.....	57
Figura 20 –	Perfil esquemático da seção no Ponto 1c. Fonte: O autor, 2014.....	57
Figura 21 –	Perfil levantado no Ponto 2. Fonte: O autor, 2014.....	58
Figura 22 –	Afloramento na encosta do pico SE da S. Domingos. Fonte: O autor, 2014.....	58
Figura 23 –	Perfil esquemático do ponto 3. Fonte: O autor, 2014.....	59
Figura 24 –	Afloramento do ponto 5. Fonte: O autor, 2014.....	60
Figura 25 –	Perfil esquemático do ponto 5. Fonte: O autor, 2014.....	60
Figura 26 –	Afloramento do ponto 8. Fonte: O autor, 2014.....	61
Figura 27 –	Perfil esquemático levantado no ponto 8. Fonte: O autor, 2014.....	62
Figura 28 –	Vista geral do afloramento no ponto 9. Fonte: O autor, 2014.....	63
Figura 29 –	Afloramento do Ponto 10. Fonte: O autor, 2014.....	64
Figura 30 –	Perfil esquemático levantado no ponto 10. Fonte: O autor, 2014.....	64
Figura 31 –	Vista geral da seção levantada ao longo dos pontos 11, 12 e 13. Fonte: O autor, 2014.....	65
Figura 32 –	Afloramento do ponto 12. Fonte: O autor, 2014.....	66
Figura 33 –	Afloramento no Ponto 13. Fonte: O autor, 2014.....	66
Figura 34 –	Perfil esquemático levantado ao longo dos pontos 11, 12 e 13. Fonte: O autor, 2014.....	67
Figura 35 –	Porções superior e inferior, respectivamente, do Ponto 14, pico mais a leste da Serra S. Domingos. Fonte: O autor, 2014.....	69
Figura 36 –	Perfil esquemático do ponto 14. Fonte: O autor, 2014.....	70
Figura 37 –	Afloramento do Ponto 15. Fonte: O autor, 2014.....	71
Figura 38 –	Outro ângulo do afloramento do Ponto 15. Fonte: O autor, 2014.....	71
Figura 39 –	Perfil esquemático do afloramento no ponto 15. Fonte: O autor, 2014.....	72
Figura 40 –	Conglomerado basal do perfil do ponto 15. Fonte: O autor, 2014.....	73

Figura 41 –	Perfil esquemático completo do afloramento do ponto 16. Fonte: O autor, 2014.....	74
Figura 42 –	Morro a leste do Ponto 16. Embasamento ígneo basculado Fonte: O autor, 2014.....	75
Figura 43 –	Afloramento do Ponto 17. Fonte: O autor, 2014.....	75
Figura 44 –	Perfil esquemático da seção levantada no ponto 17. Fonte: O autor, 2014.....	76
Figura 45 –	Afloramento do Ponto 18. Fonte: O autor, 2014.....	77
Figura 46 –	Perfil esquemático do ponto 18. Fonte: O autor, 2014.....	78
Figura 47 –	Afloramento do ponto 19. Fonte: O autor, 2014.....	79
Figura 48 –	Afloramento no ponto 20. Fonte: O autor, 2014.....	79
Figura 49 –	Perfil esquemático do afloramento do ponto 20. Fonte: O autor, 2014.....	80
Figura 50 –	Visada a 90° do Morro do Umbuzeiro com marcação dos pontos ao longo de caminhamento e interpretação estrutural. Fonte: imagem Google Earth 2015 CNES/Astrium, obtida 05/05/2015.....	81
Figura 51 –	Afloramento do Ponto 21. Fonte: O autor, 2014.....	82
Figura 52 –	Detalhe das estruturas internas em arenito no ponto 21. Fonte: O autor, 2014.....	82
Figura 53 –	Perfil levantado no ponto 21. Fonte: O autor, 2014.....	83
Figura 54 –	Detalhe das estruturas internas em arenito no ponto 22. Fonte: O autor, 2014.....	84
Figura 55 –	Afloramento do ponto 22. Fonte: O autor, 2014.....	84
Figura 56 –	Afloramento do ponto 23. Fonte: O autor, 2014.....	85
Figura 57 –	Detalhe das estruturas internas em arenito no ponto 25. Fonte: O autor, 2014.....	86
Figura 58 –	Afloramento do Ponto 26. Fonte: O autor, 2014.....	87
Figura 59 –	Detalhe das estruturas internas em arenito do ponto 26. Fonte: O autor, 2014.....	87
Figura 60 –	Afloramento do Ponto 27. Fonte: O autor, 2014.....	88
Figura 61 –	Detalhe das estruturas internas em arenito do ponto 27. Fonte: O autor, 2014.....	88
Figura 62 –	Afloramento do Ponto 28. Fonte: O autor, 2014.....	89

	“honey combs” ou tafoni.	
Figura 63 –	Visão geral do afloramento do Ponto 28 Fonte: O autor, 2014.....	89
Figura 64 –	Detalhe das estruturas internas no arenito do Ponto 28. Fonte: O autor, 2014.....	90
Figura 65 –	Detalhe das estruturas internas em arenito do ponto 29. Fonte: O autor, 2014.....	91
Figura 66 –	Afloramento do ponto 29. Fonte: O autor, 2014.....	91
Figura 67 –	Afloramento do ponto 30 (topo do Morro do Umbuzeiro). Fonte: O autor, 2014.....	92
Figura 68 –	Visada angular a partir de sudoeste do Morro do Umbuzeiro. Fonte: Imagem Google Earth (2015 CNES/Astrium) obtida 5/5/2015.....	93
Figura 69–	Visada angular a partir de nordeste do Morro do Umbuzeiro. Fonte: Imagem Google Earth (2015 CNES/Astrium) obtida 5/5/2015.....	93
Figura 70 –	Fm Tacaratu observada entre os pontos 35 e 36. Fonte: O autor, 2014.....	94
Figura 71 –	Afloramento do Ponto 36. Fonte: O autor, 2014.....	95
Figura 72 –	Detalhe das estruturas internas em arenito do ponto 36. Fonte: O autor, 2014.....	96
Figura 73 –	Perfil levantado no ponto 36. Fonte: O autor, 2014.....	97
Figura 74 –	Bloco de arenito (Fm Tacaratu) no Ponto 38. Fonte: O autor, 2014....	98
Figura 75 –	Afloramento do ponto 39 (próximo ao topo do Morro encantado). Fonte: O autor, 2014.....	99
Figura 76 –	Afloramento do ponto 40 (topo do Morro Encantado). Fonte: O autor, 2014.....	99
Figura 77 –	Perfil esquemático da seção levantada no Morro Encantado. Fonte: O autor, 2014.....	101
Figura 78 –	Classificação de fácies sedimentares. Fonte: modificado de Miall, (1996 apud MIALL 2000).....	104
Figura 79 –	Classificação de tipos de canais fluviais. Fonte: modificado de Reading (1996).....	105
Figura 80 –	Classificação de barras conglomeráticas em perfis ao longo da geleira Scott no Alasca. Fonte: modificado de Bothroyd (1972).....	108
Figura 81 –	Classificação de deltas modernos de Orton & Reading (1993) depois	

	de Galloway (1975). Fonte: modificado de Orton & Reading (1993)..	113
Figura 82 –	Modelo tridimensional da frente deltaica e planície inferior do delta dominado por maré da Fm Missoa (Eoceno). Fonte: modificado de Reading & Collinson (1996 apud MAGUREGUI & TYLER 1991b).....	114
Figura 83 –	Classificação dos tipos de linha de costa de acordo com alcance da maré e processo de dispersão sedimentar de Reading & Collinson (1996) depois de Hayes (1975, 1979). Fonte: modificado de Reading & Collinson (1996).....	115
Figura 84 –	Bloco diagrama ilustrando estratificações cruzadas compostas em dunas eólicas. Fonte: Rubin & Hunter (1984 apud MIAL, 2000).....	117
Figura 85 –	Mapa de pontos por unidade geológica. Fonte: O autor, 2014.....	122
Figura 86 –	Fotomicrografia da lâmina 22 na luz natural. Fonte: O autor, 2014.....	123
Figura 87 –	Fotomicrografia da lâmina 22 com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	123
Figura 88 –	Fotomicrografia da lâmina 39.a na luz natural. Fonte: O autor, 2014..	124
Figura 89 –	Fotomicrografia da lâmina 39.a com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	124
Figura 90 –	Fotomicrografia da lâmina 39.b na luz natural. Fonte: O autor, 2014..	125
Figura 91 –	Fotomicrografia da lâmina 39.b com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	126
Figura 92 –	Fotomicrografia da lâmina 21 na luz natural. Fonte: O autor, 2014..	128
Figura 93 –	Fotomicrografia da lâmina 21 com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	128
Figura 94 –	Fotomicrografia da lâmina 25 na luz natural. Fonte: O autor, 2014...	129
Figura 95 –	Fotomicrografia da lâmina 25 com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	129
Figura 96 –	Fotomicrografia da lâmina 25 na luz natural. Fonte: O autor, 2014.....	130
Figura 97 –	Fotomicrografia da lâmina 40 na luz natural. Fonte: O autor, 2014.....	132
Figura 98 –	Fotomicrografia da lâmina 40 com nicóis cruzados. Fonte: O autor, 2014.....	132
Figura 99 –	Mapa de paleocorrentes da Formação Cariri, no Vale homônimo, Bacia do Araripe. Fonte: modificado de Assine (1994).....	134

Figura 100 –	Mapa de paleocorrentes geral da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	136
Figura 101 –	Mapa de paleocorrentes divididas por fácies sedimentar da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	137
Figura 102 –	Mapa de paleocorrentes de leque aluvial da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	138
Figura 103 –	Mapa de paleocorrentes fluviais da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	139
Figura 104 –	Mapa de paleocorrentes com influência de maré da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	140
Figura 105 –	Mapa de paleocorrentes de fluviais ou de maré da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	141
Figura 106 –	Mapa de paleocorrentes representadas por diagramas de roseta setoriais da Fm. Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	142
Figura 107 –	Esboço Paleogeográfico para o ambiente de deposição da Formação Tacaratu. Fonte: O autor, 2015.....	143
Figura 108 –	Visada a 90° do Morro do Umbuzeiro. Fonte: imagem Google Earth (2015 CNES/Astrium) obtida 5/5/2015.....	145
Figura 109 –	Visada a 90° do Morro do Umbuzeiro com interpretação do sistema de blocos falhados. Fonte: imagem Google Earth (2015 CNES/Astrium) obtida 5/5/2015.....	146
Figura 110 –	Modelo Digital de Elevação (TIN) do Morro do Umbuzeiro com a localização dos pontos estudados. Fonte: O autor, 2015.....	147
Figura 111 –	Morro Encantado. Fonte: O autor, 2015.....	149
Figura 112 –	Morro Encantado com interpretação de contatos discordantes do empilhamento formado pelas fms. Tacaratu, Inajá e Sergi. Fonte: O autor, 2015.....	150
Figura 113 –	Modelo de Elevação Digital (TIN) do Morro Encantado com a localização dos pontos estudados identificados por unidade geológica. Fonte: O autor, 2015.....	151

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Divisão dos pontos de acordo com suas unidades e associações de fácies.....	121
Tabela 2 –	Dados de paleocorrentes.....	135

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	17
1	<b>LOCALIZAÇÃO.....</b>	19
2	<b>OBJETIVOS.....</b>	20
3	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	21
4	<b>GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	22
4.1	<b>Abrangência e limites geológicos .....</b>	22
4.2	<b>Histórico.....</b>	23
4.3	<b>Arcabouço estrutural.....</b>	24
4.4	<b>Evolução tectono-sedimentar .....</b>	28
4.5	<b>Estratigrafia.....</b>	33
4.5.1	<u>Embasamento.....</u>	33
4.5.2	<u>Preenchimento Sedimentar.....</u>	35
4.5.3	<u>Correlações Estratigráficas.....</u>	42
4.6	<b>Paleogeografia.....</b>	49
5	<b>GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	52
5.1	<b>Descrição dos pontos .....</b>	52
5.2	<b>Análise de fácies.....</b>	102
5.3	<b>Petrografia .....</b>	120
5.4	<b>Análise de paleocorrentes e paleogeografia .....</b>	133
5.5	<b>Morro do Umbuzeiro.....</b>	144
5.6	<b>Morro Encantado.....</b>	148
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	152
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	154



## INTRODUÇÃO

O interesse no melhor entendimento da estratigrafia na porção setentrional do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RRTJ), representado pela Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá (Bacia de Tucano Norte-Jatobá) é recente, pois os estudos pioneiros no referido rifte se concentraram, principalmente, na sua porção meridional, mais precisamente na Bacia do Recôncavo, devido às descobertas de hidrocarbonetos nesta última.

Foi apenas na década de 1990 que a estratigrafia para a parte norte do rifte foi mais bem caracterizada, quando se julgou que a Sub Bacia de Tucano e a Bacia de Jatobá mereciam ser estudadas juntas, devido semelhanças entre as mesmas e diferenças em relação ao restante do rifte, no que diz respeito a estilo estrutural e preenchimento sedimentar.

Nesse contexto, a seção tida como silurodevoniana presente na Bacia de Tucano Norte-Jatobá carece de estudos mais consistentes, que elucidem o funcionamento de seus sistemas paleodeposicionais, bem como suas relações estratigráficas com o Mesozoico e o embasamento.

O Graben de Santa Brígida, localizado na parte sul da borda flexural da Bacia de Tucano Norte-Jatobá, possui o principal registro paleozoico de todo o RRTJ. Sendo assim, esta área foi escolhida para realização do mapeamento, correspondendo, mais precisamente, aos arredores dos municípios de Santa Brígida e Paulo Afonso. Foram realizadas duas expedições de campo, com duração de uma semana cada. Os dados e informações obtidos foram estudados, principalmente, à luz da técnica de Análise de Fácies, com especial interesse na investigação de paleocorrentes. Ademais, foi realizada petrografia em amostras pontuais para confirmação de interpretações de campo.

Segundo Assine (1994), de acordo com similaridades de paleocorrentes, desde os limites orientais do Estado da Bahia até os confins ocidentais do Estado do Maranhão a paleodrenagem fluía para noroeste, sugerindo assim que as bacias presentes nessa região representam fragmentos de uma paleodepressão maior, cuja Bacia do Parnaíba é a maior remanescente.

Entretanto os resultados obtidos no presente trabalho, sobre a Formação Tacaratu (Siluriano), indicaram que as paleodrenagens presentes na mesma fluíam para os mais diversos sentidos, levando a interpretação de que esta se depositou no contexto de um paleoambiente deposicional bastante complexo, provavelmente de um delta entrelaçado

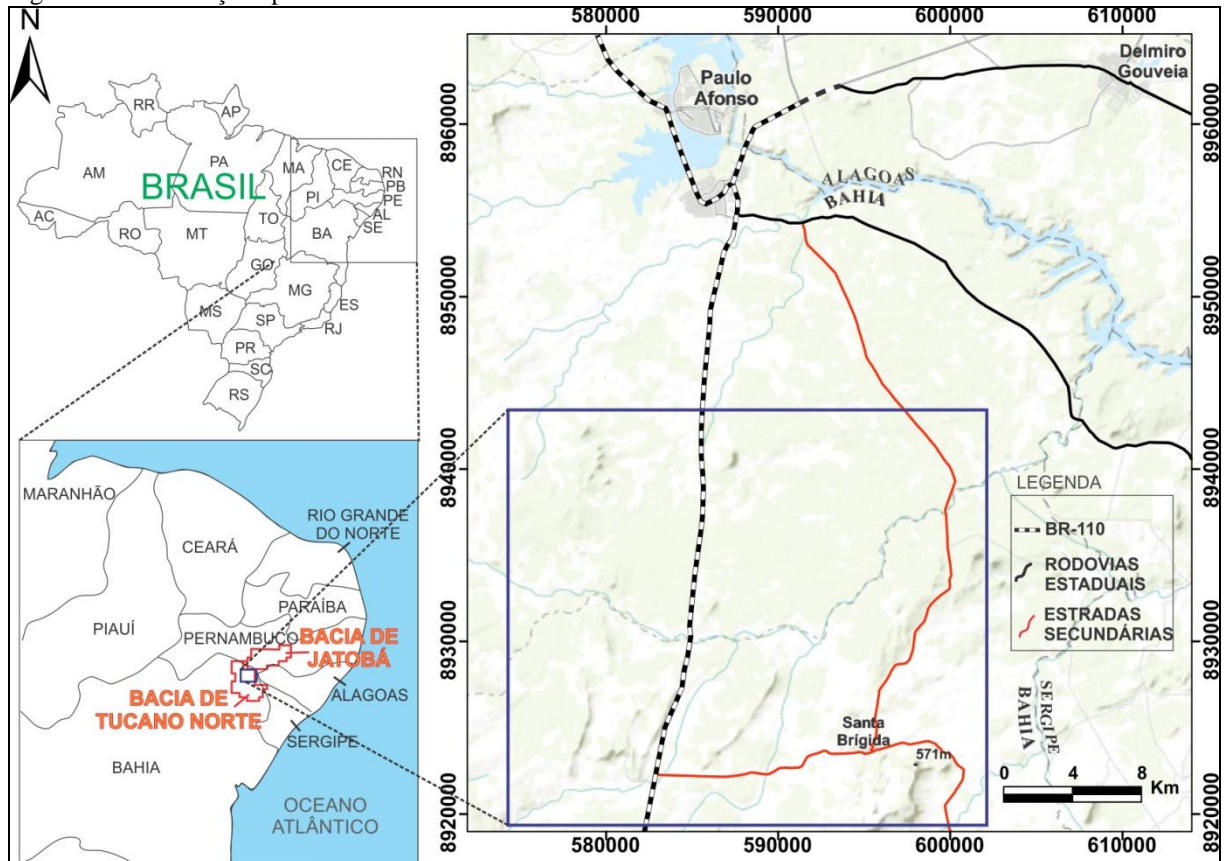
influenciado por maré e, portanto, não apresentou evidências de representar parte da paleodepressão sugerida pelo autor supracitado.

Ademais, o esforço exploratório também resultou na descoberta de unidades geológicas ainda não descritas no Morro do Umbuzeiro (Formação Sergi) e no Morro Encantado (formações Inajá e Sergi).

## 1 LOCALIZAÇÃO

A área estudada está inserida em domínios dos municípios de Paulo Afonso e Santa Brígida, situados na porção nordeste do Estado da Bahia (figura1). Está inserida na região conhecida como Graben Santa Brígida, localizada parte na Sub-bacia de Tucano Norte e parte na Bacia de Jatobá. Os levantamentos de campo do presente trabalho restringiram-se aos domínios da Sub-bacia de Tucano Norte do referido Graben. Esta, por sua vez, encontra-se majoritariamente na Bahia, com pequenas porções nos estados de Pernambuco, Sergipe e Alagoas.

Figura 1 – Localização aproximada da área de estudo



Fonte – O autor, 2015.

## 2 OBJETIVOS

O objetivo da presente proposta é o de realizar uma revisão estratigráfica detalhada da seção silurodevoniana presente na Sub-bacia de Tucano Norte, através da técnica de Análise de Fácies, uma vez que o arcabouço estratigráfico pré-estabelecido para esses depósitos foi realizado baseando-se exclusivamente em aspectos sedimentológicos de afloramentos, resumindo-se em um arranjo unicamente litoestratigráfico.

Pretende-se, principalmente, testar as teorias sobre possíveis ligações entre os sistemas paleodeposicionais Bacia de Tucano Norte-Jatobá e as demais bacias paleozoicas ao redor da mesma e estabelecer uma interpretação mais consistente para o paleoambiente da Formação Tacaratu e suas relações de contato estratigráfico.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais materiais e métodos utilizados estão relacionados a seguir:

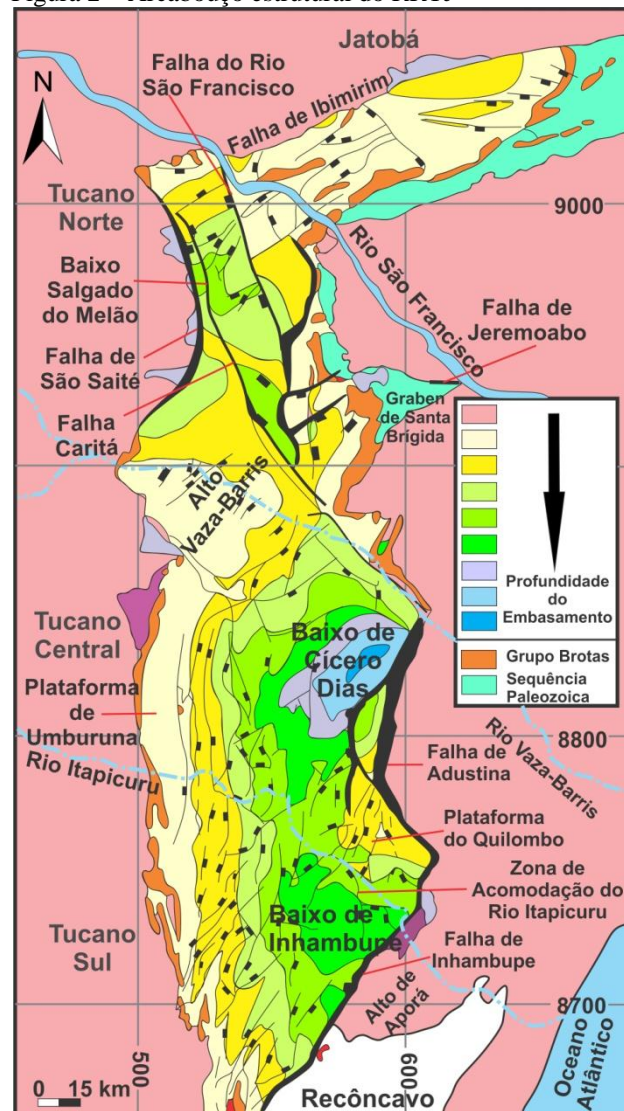
- a) Inicialmente foram realizadas seções estratigráficas locais, através principalmente de perfis verticais, utilizando-se das técnicas de análise faciológica (fácies, sucessão de fácies e assembleia de fácies).
- b) Foi feita a coleta sistemática de dados de paleocorrentes visando estabelecer o posicionamento paleogeográfico das prováveis áreas-fontes. Esse estudo foi realizado exclusivamente na Formação Tacaratu e as medidas foram agrupadas de acordo com critérios de posicionamento estratigráfico, geográfico e de características faciológicas.
- c) De especial interesse, amostras foram coletadas para confecção e descrição de lâminas petrográficas.
- d) Foram elaborados mapas de pontos, de pontos discriminados por unidade geológica identificada, de paleocorrentes geral e de paleocorrentes discriminadas por fácies, com a utilização do software Arc Gis 10. A base geológica utilizada nos mapas foi de Menezes Filho et al. (1988), a qual sofreu algumas modificações de acordo com as novas informações obtidas.
- e) Foram confeccionados modelos de elevação digital do tipo Rede Irregular Triangular (*Triangular Irregular Network – TIN*), na escala 1:10.000, com a utilização do software *Arc Gis 10.2.1*, para melhor visualização da distribuição das unidades litológicas e relevo nos morros do Umbuzeiro e Encantado.
- f) Por fim, a partir da interpretação das fácies sedimentares encontradas e do estado da arte acerca da paleogeografia silurodevoniana no nordeste brasileiro, foi definido um esboço paleogeográfico para área de estudo nesse tempo geológico.

## 4 GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 Abrangência e limites geológicos

A Sub-bacia de Tucano Norte corresponde a 8.800km<sup>2</sup>. Possui como limites geológicos a Falha do Rio São Francisco a nordeste, onde faz limite com a Bacia de Jatobá, a Zona de Acomodação Vaza-Barris a sul, onde é balizada pelo Tucano Central e faz contato com o embasamento a oeste, ao longo da Falha de São Saité, e a leste, através de discordância ou falhas de pequeno rejeito (figura 2).

Figura 2 – Arcabouço estrutural do RRTJ



Fonte: Modificado pelo autor de Aragão & Peraro (1994 apud COSTA et al. 2003).

A Bacia de Jatobá que ocupa 5.000km<sup>2</sup> faz contato com Tucano Norte através da Falha do Rio São Francisco, onde são praticamente ligadas. Possui como limites geológicos a supracitada falha a oeste, a Falha de Ibimirim a norte e a borda flexural no leste e no sul, onde é limitada pelo embasamento, por discordância ou através de falhas de pequeno porte (figuras 2 e 3).

Portanto no presente trabalho será usada a denominação Bacia de Tucano Norte-Jatobá para área que abrange a Sub-bacia de Tucano Norte e a Bacia de Jatobá.

## 4.2 Histórico

Os primeiros estudos relacionados à Porção Setentrional do RRTJ, têm a ver indiretamente com a mesma, pois, de acordo com Costa et al. (2007), tratam-se de estudos iniciais sobre a geologia e conteúdo fossilífero do rifte como um todo, que datam do século XIX e foram realizados principalmente na Bacia do Recôncavo, devido ao caráter pioneiro na produção de hidrocarbonetos nesta bacia.

Posteriormente, seguiram-se trabalhos mais pontuais na parte norte do rifte e com a criação da Petrobrás (1953), iniciaram-se os primeiros esforços para o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico mais efetivo, entretanto ainda com interesse muito maior voltado para porção meridional do RRTJ.

Dessa maneira, na década de 1970, Viana et al. (1971) propuseram a primeira caracterização substancial para o RRTJ, quando os aspectos sobre o preenchimento sedimentar e relações estratigráficas desse aulacógeno passaram a ser muito mais bem compreendidas. Grande parte das unidades definidas por esses autores permanecem inalteradas até o presente momento na literatura. Na ocasião os mesmos apresentaram colunas litoestratigráfica, bioestratigráfica e cronoestratigráfica independentes.

Já nos anos de 1990, Caixeta et al. (1994) realizaram estudo mais detalhado sobre as relações entre as unidades estratigráficas dentro de cada bacia e entre as mesmas. A Sub-bacia de Tucano Norte passou a compor uma carta estratigráfica com a Bacia de Jatobá. Sendo assim, o RRTJ passou a ser apresentado em três cartas estratigráficas diferenciadas: Tucano Norte e Jatobá; Tucano Sul e Central e; Recôncavo.

Foi apenas na publicação supracitada que os depósitos paleozoicos presentes na borda flexural da Bacia de Tucano Norte-Jatobá foram discriminados e as principais descontinuidades estratigráficas presentes nas mesmas foram reconhecidas.

Atualmente, a caracterização da estratigrafia na porção setentrional do RRTJ ainda carece de estudos mais substanciais, pois foi estabelecida com base, principalmente, em descrições dos afloramentos da borda flexural e com grande escassez de informações de subsuperfície.

### 4.3 Arcabouço estrutural

De acordo com Magnavita et al. (2003) e Costa et al. (2007), a Bacia de Tucano Norte-Jatobá, faz parte do RRTJ, que, por sua vez, tem origem relacionada à extensão crustal que fragmentou o Supercontinente Gondwana e formou o Oceano Atlântico Sul. Os autores explicam que foi um ramo do rifteamento sul-atlântico, estabelecido no Eocretáceo e abortado no Neoptiano, que originou o RRTJ, assim como os demais riftes interiores da plataforma brasileira, estabelecidos no mesmo período, que não evoluíram ao estágio de margem passiva como as bacias da margem continental.

A arquitetura do RRTJ, caracterizada pela presença de zonas de acomodação ou transferência que o seccionam (figura 2) é reflexo da heterogeneidade do embasamento, no que diz respeito à litologia, ambiente tectônico e idade, o que permitiu a formação de sub-bacias com características estruturais e sedimentológicas próprias (MAGNAVITA & CUPERTINO, 1987 E MILANI & DAVISON, 1988).

Magnavita i (2003) interpretam que há um forte controle dos traços do embasamento sobre o arcabouço estrutural do RRTJ, que confere às bacias presentes no mesmo, a geometria de um semi-graben, cuja assimetria é configurada por uma borda falhada oposta a uma borda flexural limitada pelo embasamento e falhas de pequeno rejeito.

Os autores supracitados explicam que, nas sub-bacias de Tucano Sul, Central e Norte, blocos falhados orientados nas direções NE-SW e N-S agrupam-se em compartimentos estruturalmente coerentes, caracterizando a divisão das sub-bacias por feições transversais orientadas segundo a direção NW-SE. De acordo com os mesmos, tais feições constituem zonas de acomodação ou de transferência, que deslocam as falhas de borda e também podem alternar a polaridade das mesmas, como de fato ocorre entre as sub-bacias de Tucano Central



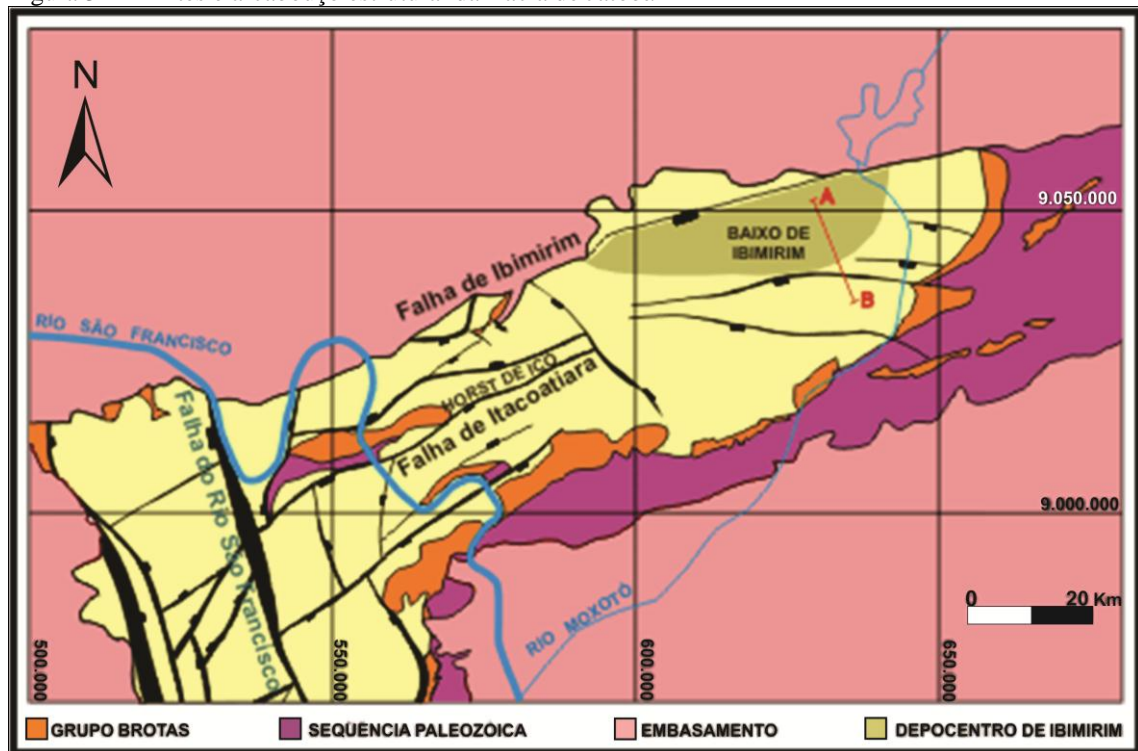
e Tucano Norte. As falhas de alívio, que ocorrem transversalmente às bordas falhadas, também são consideradas feições importantes.

Portanto, de acordo com Magnavita (1996) e Costa et al. (2007) e com o que foi citado acima, as configurações estruturais das bacias presentes no RRTJ refletem a atuação de esforços distensionais em um embasamento heterogêneo.

Segundo Costa et al. (2007) são típicos semi-grabens com falhas de borda, que mergulham em direção aos seus respectivos depocentros.

A Bacia de Jatobá tem falha de borda no limite noroeste (Falha de Ibimirim) com orientação N70°E e falhas sintéticas a esta, bacia adentro. Uma feição estrutural expressiva na Bacia de Jatobá é o Horst de Icó, um alto estrutural de forma alongada, com dimensões aproximadas de 60km X 7km, disposto paralelamente ao eixo da bacia e limitado a sul pela Falha de Itacoatiara (figuras 3 e 4).

Figura 3 – Limites e arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá

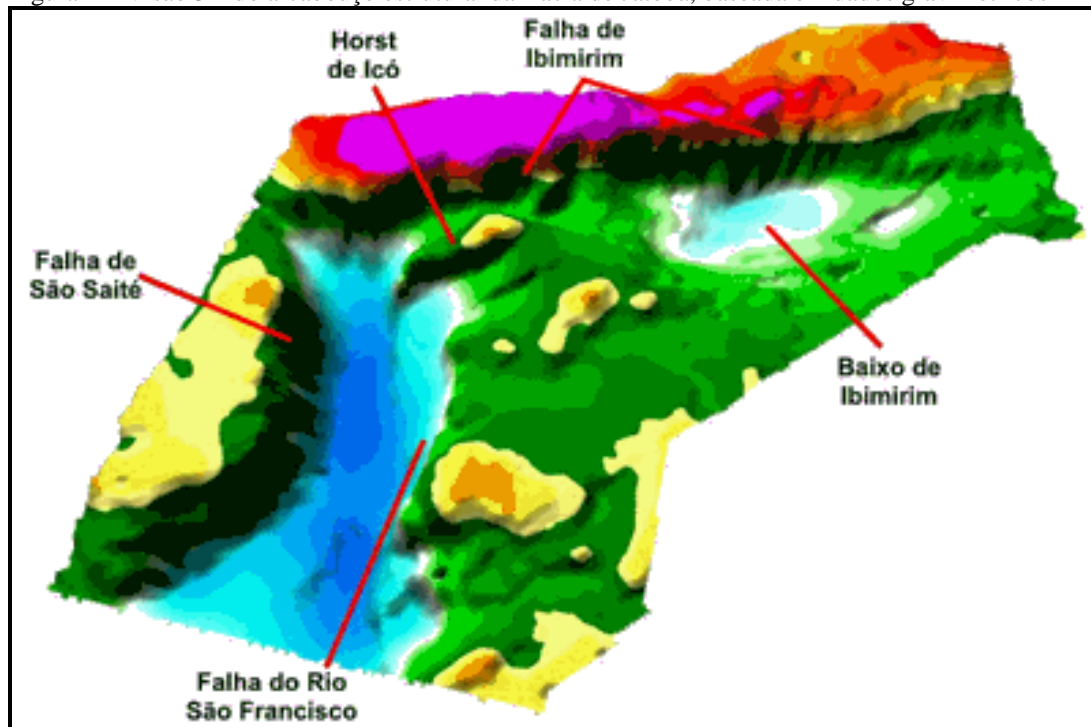


Fonte – Aragão & Peraro (1994 apud COSTA et al. 2003).

Já a sub-bacia de Tucano Norte tem maior complexidade estrutural, com falha de borda N-S no limite oeste (Falha de São Saité) e, a partir desta, falhas que podem ser NE-SW, N-S e NW-SE sintéticas ou antitéticas (SANTOS et al., 1990 apud COSTA et al., 2007), além de possuir as falhas de transferência Jeremoabo e Caritá no seu limite sul, que, juntamente

com o Alto Vaza-Barris, constituem a Zona de Acomodação Vaza-Barris (MAGNAVITA et al., 2003) (ver figura 2).

Figura 4 – Visão 3D do arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá, baseada em dados gravimétricos

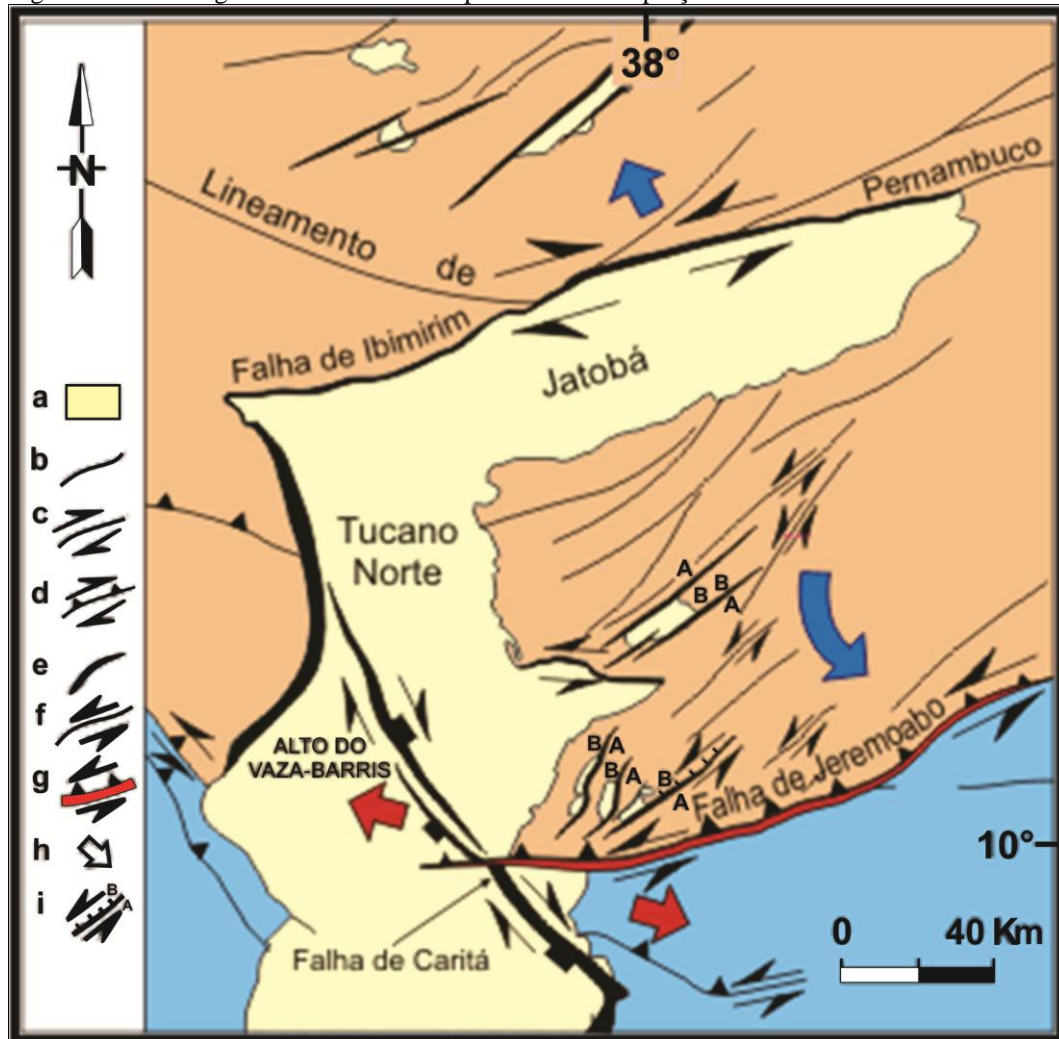


Fonte: Costa et al. 2003.

Segundo Magnavita et al. (2003), a Zona de Acomodação Vaza-Barris, que, geometricamente, constitui-se uma ampla antiforma gerada pela competição por espaço decorrente da disposição frontal de duas falhas de borda opostas (São Saité e Adustina) é determinante na inversão da assimetria dos semi-grabens, uma vez que em Tucano Norte os estratos mergulham para oeste e em Tucano Central e Tucano Sul os estratos mergulham para leste, de maneira que os mesmos têm nesses sentidos suas respectivas profundidades máximas (ver figura 2). De acordo os autores, a inversão é bem caracterizada localmente pelo padrão geométrico da Falha de Carítá, que inverte o sentido do mergulho ao longo do *strike* (figura 5).

Ainda de acordo com Magnavita et al. (2003) estudos realizados no limite entre Tucano Norte e Tucano Central evidenciaram compressão ao longo da Falha de Jeremoabo e permitiram a elaboração de um modelo cinemático para abertura da porção setentrional do Rifte-Recôncavo-Tucano-Jatobá. Nesse modelo o bloco situado entre as falhas de Ibimirim e Jeremoabo, além de translação, teria sofrido também uma leve rotação, evidenciada por distensão diferencial ao longo da falha de Ibimirim na Bacia de Jatobá, que é maior a oeste e menor a leste, e assim está acompanhada por empurrão na Falha de Jeremoabo (figura 5).

Figura 5 – Modelo geométrico cinemático para abertura da porção norte da Bacia de Tucano.



Legenda: a - bacia de Tucano-Jatobá; b - falhas pré-cambrianas indiferenciadas; c - falha de rejeito direcional pré-cambriana; d - falha de rejeito direcional pré-cambriana com componente reversa de movimento; e - falhas maiores da borda do *rift* do Tucano-Jatobá; f - falha de rejeito direcional cretácea; g - falha de Jeremoabo; h - direção de distensão; i - zona transtraccional com sentidos de movimentação normal e direcional.

Nota: A rotação é indicada pela seta azul sobre o bloco situado entre as falhas de Ibimirim e Jeremoabo.

Fonte: Costa et al. (2003).

Quanto à transição de Tucano Norte para Jatobá, a mudança abrupta de orientação, que passa de N-S em para NE-SW, é exemplo característico de subsidência controlada pela reativação de estruturas pretéritas. Nesse caso a reativação da Zona De Cisalhamento Pernambuco-Paraíba originando a Falha de Ibimirim, condicionou a relação estrutural entre os semi-*grabens* (COSTA et al., 2007).

Magnavita et al. (2003) afirmam que semelhanças estratigráficas e estruturais são mais marcantes entre as sub-bacias Tucano Central e Tucano Sul e que, por outro lado, Tucano Norte tem mais afinidades com a Bacia de Jatobá.

Desde Caixeta et al. (1994) considerou-se que a Bacia de Jatobá e a Sub-bacia de Tucano Norte possuem arcabouço estrutural e registro sedimentar bastante semelhantes de forma que suas estratigrafias fossem estudadas de forma integrada (ver carta estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá). De acordo com Costa et al. (2007) essas bacias representam conjuntamente a parte setentrional, do RRTJ, distinta da parte meridional formada pelas sub-bacias de Tucano Central e Sul, no que diz respeito ao estilo estrutural e preservação de depósitos.

Sendo assim, a Bacia de Tucano Norte-Jatobá ocupa uma área de 13.800 km<sup>2</sup> e têm respectivas profundidades máximas do embasamento no Baixo de Salgado do Melão (>7.000m, MAGNAVITA et al. 2003, ver figura 2) e no Baixo de Ibimirim (>3.000m, COSTA et al. 2003, ver figura 3).

#### 4.4 Evolução tectono-sedimentar

As rochas mais antigas que se tem registro direto na área da Bacia de Tucano Norte-Jatobá são parte do embasamento e representadas pelos terrenos Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas, que, por sua vez, são constituídos por rochas metavulcânicas e metassedimentares datadas em idade mesoproterozoica (1.2-1.0 Ga).

Segundo Hasui (2012) do final do Paleoproterozoico, Pós-Ciclo Transamazônico, até o fim do Mesoproterozoico (1,9-0.95 Ga), parece ter ocorrido um ciclo, que foi responsável pela fragmentação do Supercontinente Columbia e formação do Supercontinente Rodínia, quando processos diversos incidiram no território brasileiro e vários tipos de produtos foram gerados em grande parte do país. Ainda de acordo com o autor supracitado, o evento pós-Transamazônico, denominado Ciclo Cariris Velhos (1,1-1,0 Ga), parece ter gerado as rochas dos domínios Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas.

Atribui-se ao Ciclo Cariris Velhos, a origem dos sistemas orogênicos da Província Borborema ligados ao Cinturão Cariris Velhos, uma faixa de direção WSW-ENE de aproximadamente 800x200 km, que se estende diagonalmente da região da divisa Piauí-Pernambuco rumo à Paraíba. Os processos formadores deste cinturão teriam envolvido divergência, rifteamento e até abertura oceânica, seguidos de convergência e fechamento oceânico, com este último evento tendo sido resultado da interação de dois blocos paleoproterozoicos, o Rio Grande do Norte e o São Francisco (BRITO NEVES, 1995).

Posteriormente, do Neoproterozoico (1.0-0.54 Ga) ao Siluriano (0.443-0.416 Ga) esses terrenos, teriam sido submetidos aos processos distensivos e convergentes do Ciclo Brasileiro ( $\approx 1.0-0.4$  Ga), que fragmentaram o Supercontinente Rodínia e posteriormente reaglutinado as massas continentais no Megacontinente Gondwana.

De acordo com Hasui (2012), durante o Ciclo Brasileiro, ocorreu rifteamento que resultou na separação de continentes correspondentes aos crátons São Francisco-Congo e São Luis-Oeste-Africano, e entre eles desenvolveu-se o Oceano Borborema, em meio ao qual foi individualizado o maciço Pernambuco-Alagoas. Segundo o autor, durante o processo, houve magmatismo intraplaca e acumularam-se depósitos sedimentares e vulcanossedimentares.

Em seguida ocorreu o processo de fechamento do Oceano Borborema, no pulso tectônico Brasileiro II (650-600 Ma, DELGADO et al., 2003 apud HASUI, 2012), que culminou na formação de mais de 70% dos domínios brasileiros de sistemas orogênicos como o Borborema (Hasui, 2012).

Sendo assim, depósitos sedimentares e vulcanossedimentares, então acumulados, e rochas preexistentes, que hoje formam o embasamento da Bacia de Tucano Norte-Jatobá, devem ter sofrido diagênese e metamorfismo na convergência do pulso tectônico Brasileiro II.

Após o encerramento do Ciclo Brasileiro ( $\approx 440$  Ma), nova tectônica distensiva passou a atuar no então formado Megacontinente Gondwana e nesse contexto formou-se a Sinéclise Paleozoica do Parnaíba. Houve intensa erosão dos orógenos da Província Borborema, que, dessa forma, contribuíram para o preenchimento da depressão intracontinental citada acima, o qual também teve participação de rochas vulcânicas félsicas a máficas, bem como intrusão de granitóides anorogênicos pós-tectônicos.

Na Bacia de Tucano Norte-Jatobá (que, segundo a literatura, provavelmente, fazia parte da supracitada Sinéclise) acumularam-se os sedimentos continentais fluviais a marinho-rasos do Grupo Jatobá (formações Tacaratu e Inajá), marinho-rasos da Formação Curitiba e marinho-rasos e restritos a litorâneos da Formação Santa Brígida (membros Caldeirão e Ingá) do Siluriano ao Permiano, respectivamente, em três sequências separadas por prováveis discontinuidades: i - Siluro-Devoniana, ii - Carbonífera e iii - Permiana (COSTA et al., 2007).

Já no Paleozoico, a partir do Siluriano (440 Ma), a região da Bacia de Tucano Norte-Jatobá passou ao estágio tectônico de Sinéclise Paleozoica, quando os processos compressivos finais do Ciclo Brasileiro já haviam cessado e novamente a tectônica distensional passou a atuar.

Segundo Carneiro et al. (2012), as grandes sinéclises paleozoicas brasileiras evoluíram ao longo de duas fases principais, denominadas Talassocrática (Siluriano ao Permiano) e Geocrática (Eo/MesoTriássico).

Na fase Talassocrática ( $\approx 416$ -251 Ma), as sinéclises sofrem subsidência independente das estruturas subjacentes locais, áreas altas adjacentes passaram a fornecer detritos para preenchê-las, uma vez que a configuração dos altos e baixos variou no tempo e no espaço, ocorreram extensas transgressões e regressões marinhas, assim como mudanças das áreas-fonte de sedimentos. Arcos regionais se formaram isostaticamente, em resposta à subsidência da sinéclises circundando-as e separando-as. Os autores prosseguem interpretando que a plataforma parece soerguer-se e submergir graças a oscilações suaves, porém amplas, de caráter epeirogênico e que o caráter transcontinental das oscilações e consequentes transgressões e regressões é tão forte que as sucessões sedimentares resultantes podem ser correlacionadas facilmente de bacia para bacia, tanto litológica quanto cronologicamente (CARNEIRO et al., 2012).

Já na fase Geocrática ( $\approx 251$ -220 Ma) a calma tectônica é extrema e a plataforma sofre ascensão como um todo e não favorece a retenção de sedimentos, não ocorrem mais ingressões marinhas, apenas deposição de delgadas capas de sedimentação desértica (CARNEIRO et al., 2012)

Entretanto, pesquisadores têm realizado estudos na busca do melhor entendimento das sinéclises, no que diz respeito a sua evolução e gênese, de maneira que este último aspecto, principalmente, é bastante controverso, devido essas bacias terem se estabelecido durante prolongado Estágio de Estabilidade, ou seja, de baixa mobilidade crustal (PEREIRA et al., 2012).

Modelos mostram que o campo de tensões induzido, em contatos convergentes, pode se propagar ao longo de toda placa, afetando as margens passivas e bacias intracratônicas (CLOETING, 1988 apud PEREIRA et al., 2012) e, segundo Ziegler (1988 apud PEREIRA et al., 2012), o impacto de tensões intraplaca pode ser sentido a distâncias maiores até que 1300km.

Portanto, considerando as discussões e o atual estado de conhecimento sobre a gênese e evolução das sinéclises paleozoicas brasileiras, parece que um modelo que envolva tensões intraplaca induzidas por atividade tectônica em margem convergente, associadas à sobrecarga tectônica em uma bacia pericratônica, seria o mais plausível para causa da subsidência que as originou.

Já no Neojurássico (Meso/Neotithoniano  $\approx$  150-145 Ma), com a continuidade da tectônica distensiva na área da Sinéclise Paleozoica do Parnaíba, estabelecem-se as condições pré-rifte do RRTJ, relacionado ao estiramento inicial, quando a crosta, na região deste, se adelgaça e enfraquece, tornando-se assim, propícia aos falhamentos principais típicos dos semi-grabens que se desenvolverão posteriormente.

Sendo assim, na área da Bacia de Tucano Norte-Jatobá, deposita-se a Sequência Juro-Cretácea, formada pelos sedimentos da Formação Aliança, (neojurássica, flúvio-eólicos do Membro Boipeba e lacustres do Membro Capianga), flúvio-eólicos da Formação Sergi (neojurássica) e lacustres da Formação Itaparica (eocretácea) (COSTA et al. 2007).

A tectônica distensiva prossegue e instalam-se as principais falhas de borda (Eocretáceo, Berriasiano  $\approx$  145 Ma) e assim estabelece-se a fase rifte no RRTJ. No espaço de acomodação gerado pela subsidência mecânica, acumulam-se, na Bacia Tucano Norte-Jatobá, primeiramente, os sedimentos lacustres da Formação Candeias e do Grupo Ilhas e, posteriormente, deltaicos a fluviais da Formação São Sebastião e de fan-deltas da Formação Salvador.

Segundo Costa et al. (2007), a fase rifte começa com um primeiro pulso tectônico da estruturação das bacias, aliado à progressiva umidificação do clima, que proporcionou a instalação e posterior expansão do sistema lacustre da Formação Candeias, do Eo-Rio da Serra (Eoberriasiano) ao início do Meso-Rio da Serra (Eoberriasiano/Neoberriasiano).

Ainda de acordo com Costa et al. (2007), a partir de então, houve atenuação da atividade tectônica permitindo que sistemas deltaicos progradassem, a partir da margem flexural, dando início a um assoreamento representado pelo Grupo Ilhas. Os autores observam que os arenitos deltaicos do Grupo Ilhas são descontínuos, intercalados à seção pelítica da Formação Candeias em áreas flexurais, fato que se deve as oscilações frequentes do nível de base em um paleolago. Observam também, que as pequenas espessuras da Formação Candeias na Bacia de Jatobá estão relacionadas às baixas taxas de subsidência (SANTOS et al., 1990), o que, de acordo com dados sísmicos, também ocorre na Sub-bacia de Tucano Norte.

Já os conglomerados da Formação Salvador devem estar relacionados ao soerguimento e erosão das ombreiras do rifte, em ciclos de rejuvenescimento do relevo que se associam a história evolutiva da bacia. (COSTA et al. 2007).

Segundo Costa et al. (2007), dados bioestratigráficos sugerem um hiato abrangendo o Neo-Rio da Serra, que marcaria o início de um segundo ciclo distensional durante o Eo/Mesoaratu. Seguiu-se então intensificação da atividade nas falhas de borda

proporcionando aumento das taxas de subsidência, o que é evidenciado pelo crescimento da seção sedimentar e ampliação dos depocentros. O hiato supracitado separaria duas sequências distintas dentro da seção rifte (K10-20 e K30, respectivamente), uma da deposição de Candeias, Ilhas e parte de Salvador e outra que incluiria o restante de Salvador e São Sebastião.

Os mesmos autores, acreditam que na Bacia de Tucano Norte-Jatobá, no tempo da sequência denominada K-30, a arquitetura estratal reflete um equilíbrio entre as taxas de subsidência e de aporte sedimentar, definindo um padrão de empilhamento estratigráfico agradacional, representado pela recorrência de ciclos fluviais.

Já a deposição Formação São Sebastião, é considerada, de maneira geral, como iniciada no Neo-Rio da Serra (Neovalanginiano/Eohauteriviano), com um tectonismo atenuado, em extensa sedimentação fluvial, tendo persistido até o Eoaptiano (NeoJiquiá) (COSTA et al., 2007).

Ademais, entre Neoburacica e Jiquiá (Neobarremiano/Eoaptiano), ainda no tempo das formações Salvador e São Sebastião, houve um terceiro pulso distensional, ao qual está relacionada à máxima distensão no RRTJ com expressivo aumento no acúmulo de sedimentos nos depocentros (COSTA et al., 2007).

Posteriormente à fase rifte, houve uma fase transicional (rifte→drifte) na Bacia de Tucano Norte-Jatobá, à qual não há, na literatura, registro litológico associado. Porém, esta fase deve estar posicionada no hiato deposicional que abrange grande parte do Aptiano (Neojiquiá-Eo/Mesoalagoas, ~123-116 Ma) representado por uma importante discordância angular que sobrepõe, os depósitos da Formação Marizal aos depósitos estruturados da fase rifte. Segundo Magnavita et al. (2003), essa discordância representa o evento de *break-up* da separação América do Sul/África, tendo sido registrada nas bacias da margem continental e no oeste africano.

A partir do Coniaciano (~117 Ma), condições de franca deriva continental em contexto de margem passiva se estabelecem e depositam-se as associações de fácies aluviais da Formação Marizal em configurações de subsidência térmica em bacia tipo *sag* (COSTA et al., 2007).

Finalmente, no Neoaptiano, a subsidência cessa no RRTJ, e este passa a fase de rifte abortado, que permanece até os tempos atuais, quando o mesmo passa a representar um ramo da ruptura de Gondwana que cessa o movimento divergente, tendo este continuado na dorsal meso atlântica, a partir da qual se formaram as bacias na margem continental brasileira.



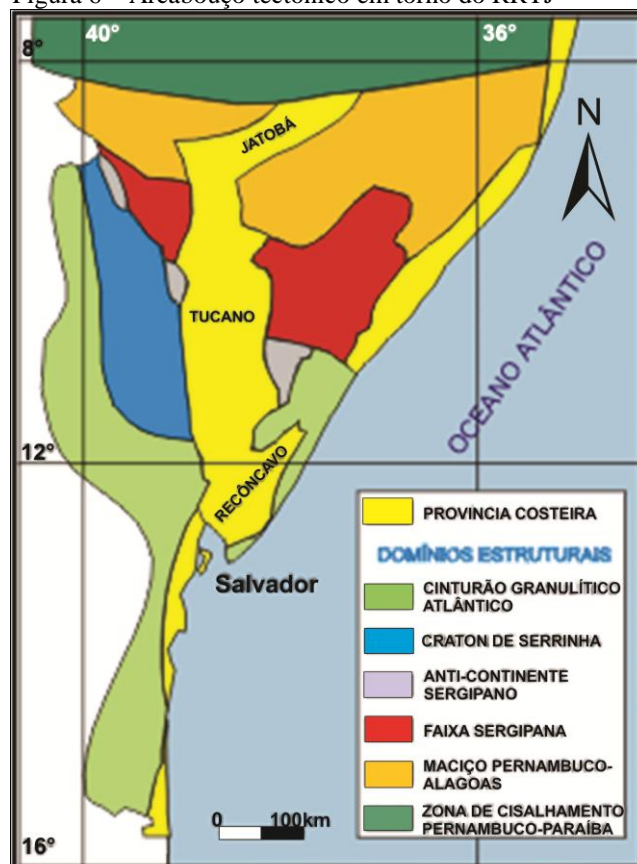
Aluviões pleistocênicos, que ocorrem associados aos principais rios da região, encerram o registro sedimentar na Bacia de Tucano Norte-Jatobá.

## 4.5 Estratigrafia

### 4.5.1 Embasamento

O RRTJ está inserido nos domínios da unidade geotectônica denominada Província Costeira e de Margem Continental (ALMEIDA, 1977), que compreende as províncias do São Francisco e da Borborema, as quais podem ser divididas em seis domínios estruturais (figura 6), onde ocorrem basicamente rochas metamórficas e granitoides (COSTA et al., 2003). A área da Bacia de Tucano Norte-Jatobá está integralmente sobre terrenos da Província Borborema.

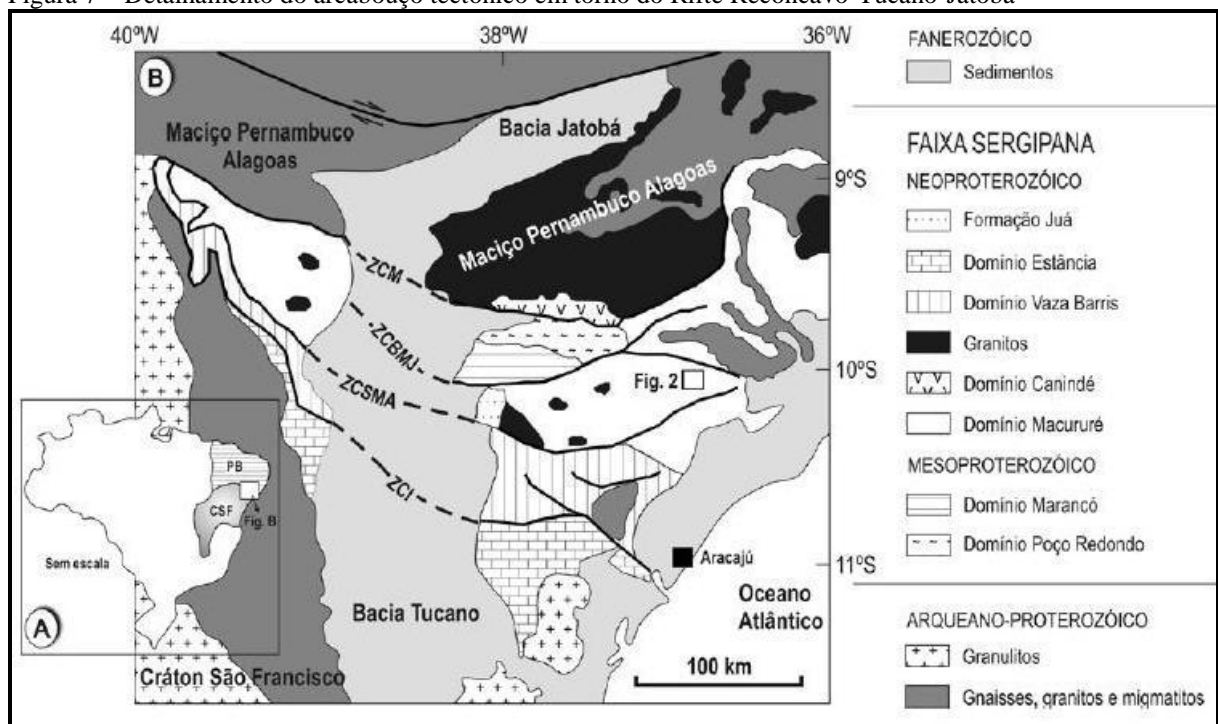
Figura 6 – Arcabouço tectônico em torno do RRTJ



Fonte: Magnavita (1992).

De acordo com a figura de Magnavita (1992 apud COSTA et al. 2003), pode-se inferir que a maior parte da Bacia de Tucano Norte-Jatobá está posicionada sobre o domínio estrutural do Maciço Pernambuco-Alagoas e em parte de sua porção sul, sobre os terrenos da Faixa Sergipana. De maneira que a totalidade da Bacia de Jatobá teria se desenvolvido sobre aquele maciço e, na região que vai de oeste a sudeste da Sub-bacia de Tucano Norte, esta teria se desenvolvido sobre a faixa supracitada. Já de acordo com o mapa de Bueno et al. (2009), é possível detalhar mais e observar os possíveis terrenos da Faixa Sergipana sobre os quais a Sub-bacia de Tucano Norte teria se desenvolvido. Na sua parte oeste-sudoeste e no seu extremo sudeste, a mesma está adjacente ao Domínio Macururé, na porção nordeste-leste aos domínios Canindé e Marancó (Figura 7).

Figura 7 – Detalhamento do arcabouço tectônico em torno do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá



Legenda: A – localização; B – detalhamento dos domínios estruturais em torno do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. CSF=Cráton São Francisco e PB=Província Borborema. Siglas para zonas de cisalhamento – ZCM=Macururé, ZCBMJ=Belo Monte-Jeremoabo, ZCSMA=São Miguel do Aleixo, ZCI=Itaporanga.

Fonte: Bueno et al. (2009 modificado de OLIVEIRA et al. 2006).

O Terreno Pernambuco-Alagoas é constituído por rochas metavulcânicas e metassedimentares de idade mesoproterozoica (1.2-1.0 Ga), intrudidas por inúmeros batólitos graníticos, também mesoproterozoicos (1.0 Ga), e do Neoproterozoico (650-600 Ma). É composto pelos Complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. Cabrobó reúne uma

sequência metassedimentar e uma metavulcânica. Belém do São Francisco é composto por Ortognaisses graníticos-tonalíticos e migmatizados (COSTA et al., 2007).

A Faixa de Dobramentos Sergipana é uma parte do embasamento que tem origem relacionada a um contexto de margem passiva com deformação e metamorfismo do Neoproterozoico (850-650 Ma). Está dividida nos domínios Estância, Vaza-Barris, Canindé, Macururé, Marancó e Poço Redondo, além da presença da Formação Juá sobre o Domínio Macururé.

Macururé é interpretado como uma sequência turbidítica com 13 km de espessura, submetida, localmente, a condições de médio grau metamórfico (SANTOS et al., 2001 apud LISBOA et al., 2012). É composto principalmente por rochas pelíticas, com ocorrência de vários corpos graníticos tardios a pós-tectônicos (650-450 Ma, ROSA et al., 2010 apud LISBOA et al., 2012) da orogenia brasileira. Nas vizinhanças desses granitos as ardósias ou filitos passam a xistos com granada, muscovita e biotita, indicando que metamorfismo de contato atinge médio grau metamórfico. Também se observa que xistos, muito próximos aos contatos, ganham grande mobilidade, lembrando estruturas migmatíticas, e nesses locais aparecem numerosos diques centimétricos a métricos de granada muscovita granito, interpretados como produto de fusões autóctones (CONCEIÇÃO et al., 2012 apud LISBOA et al., 2012).

Os domínios Canindé e Marancó, também referidos na literatura como Terreno Canindé-Marancó, consistem de duas sequências metavulcanossedimentares com origem ligada a arcos magmáticos, separadas por uma faixa de gnaisses migmatíticos.

Por último, Bacia Juá é uma paleodepressão extensional pós-orogênica desenvolvida sobre o Subdomínio Macururé, entre o Cambriano e o Ordoviciano (500 Ga). Possui depósitos de fácies proximal relacionado a fluxo de detritos e de fácies distal associada a rios entrelaçados que preencheram um antigo sistema de grabens (COSTA et al., 2007).

De acordo com Costa et al. (2003) os contrastes do embasamento foram determinantes para a instalação de áreas-fonte bastante distintas, no que diz respeito ao preenchimento sedimentar do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

#### 4.5.2 Preenchimento sedimentar

A distribuição geográfica dos sedimentos expostos ao longo do RRTJ pode ser vista na Figura 8. Cerca de setenta e cinco por cento da bacia está recoberta por sedimentos da fase pós-rifte, dificultando a observação de sedimentos sotopostos (MAGNAVITA et al., 2003).

A estratigrafia da Bacia de Jatobá e Sub-bacia de Tucano Norte, como já foi dito, é tratada de forma integrada (Bacia de Tucano Norte-Jatobá) e ilustra depósitos paleozoicos a mesozoicos, silurianos a aptianos, com importantes discontinuidades entre os estratos preservados. Subordinadamente ocorrem aluviões do Quaternário. Ausentam-se depósitos neocretáceos e terciários (Figura 9).

Figura 8 – Mapa geológico simplificada do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá



Fonte: Magnavita et al.(1992).

Segundo Costa et al. (2007), as rochas presentes na Bacia de Jatobá e na Sub-bacia de Tucano Norte, bem como em todo RRTJ se acumularam em quatro supersequências:

- a) Supersequencia Paleozoica;
- b) Supersequencia Pré rifte;
- c) Supersequencia Rifte e;
- d) Supersequencia Pós rifte.

### *Supersequência Paleozoica*

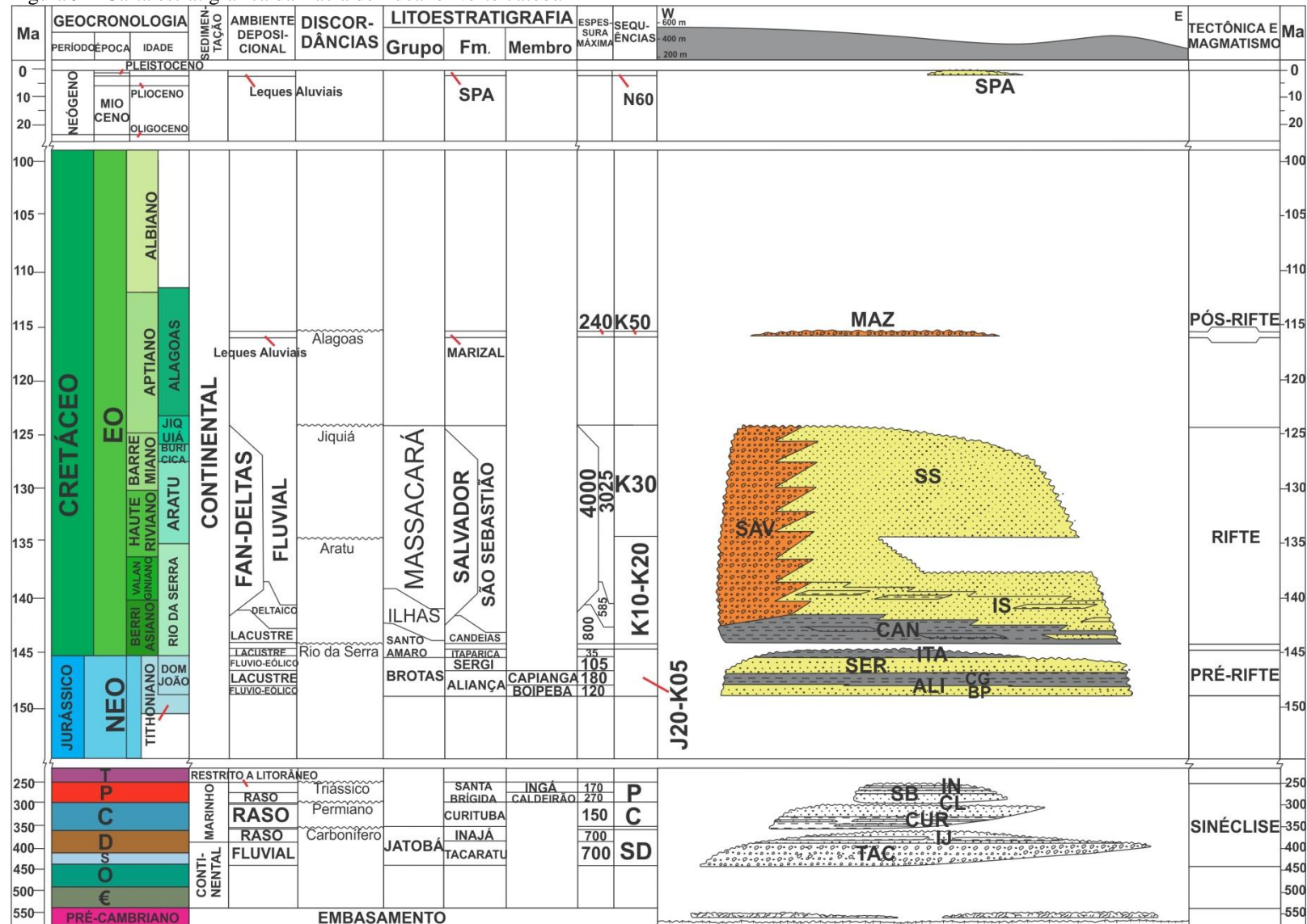
De acordo com Magnavita et al. (2003), a maioria dos depósitos paleozoicos do RRTJ, estão preservados em uma franja exposta na borda leste da Bacia de Tucano Norte-Jatobá (ver figura 8). Os autores sugerem que esses depósitos são correlacionáveis aos de mesma idade da Bacia do Parnaíba, com os quais a supracitada bacia constituiria uma única depressão no Paleozoico.

As unidades paleozoicas teriam sido depositadas do Siluriano ao Permiano, em três sequências separadas por prováveis descontinuidades: Siluro-Devoniana, Carbonífera e Permiana. De acordo com literatura mais atual, na Bacia de Tucano Norte-Jatobá, esses depósitos são denominados formalmente por Grupo Jatobá (formações Tacaratu e Inajá, esta última seria restrita a Bacia de Jatobá, (COSTA et al., 2007), Formação Curitiba e Formação Santa Brígida (membros Caldeirão e Ingá), respectivamente.

A siluriana Formação Tacaratu é composta por conglomerados polimíticos e arcósio fino a conglomerático depositados em sistemas de leques aluviais coalescentes (COSTA et al., 2003; GHIGNONE, 1979 e MENEZES FILHO et al., 1988 apud COSTA et al. 2007). Dados palinológicos de Regali (1964) sugerem extensão dessa unidade até o Devoniano (GHIGNONE, 1979 apud COSTA et al., 2007). A mesma é correlacionável ao Grupo Serra Grande (CAIXETA et al., 1994 apud COSTA et al., 2007).

Já a devoniana Formação Inajá é composta por arenitos finos a grossos caulíníticos, com estratificação cruzada, de origem fluvial, intercalados com pelitos vermelhos (COSTA et al., 2003; COSTA et al., 2007). Dados palinológicos (REGALI, 1964; BRITO 1967a, 1967b apud COSTA et al., 2003) e macrofósseis marinhos (GHIGNONE, 1979 apud COSTA et al., 2007) indicam a idade devoniana. A mesma é correlacionável a parte do Grupo Canindé (CAIXETA et al., 1994 apud COSTA et al., 2007).

Figura 9 – Carta estratigráfica da Bacia de Tucano Norte-Jatobá



Fonte: Costa et al. (2007).

A Formação Curitiba, atribuída ao Carbonífero, é formada por arenitos argilosos, folhelhos várvidos e calcários. Pavimentos estriados em arenitos (MAGNAVITA et al., 2003) e varves são indicativos de ambiente glacial. Dados palinológicos indicam idade carbonífera. É correlacionável a Formação Batinga na Bacia de Sergipe-Alagoas. A Formação Curitiba só pôde ser observada no *Graben* de Santa Brígida, Sub-bacia de Tucano Norte (COSTA et al., 2003).

Na Formação Santa Brígida, considerada permiana, o Membro Caldeirão é composto por avermelhados siltito e arcóseo grosso e fino com evidências de sedimentação eólica e o Membro Ingá é formado por arenitos quartzosos médios a grossos, siltitos calcíferos, folhelhos verdes e dolomitos cinza escuros a pretos ricos em matéria orgânica e por vezes silicificados, que se depositaram em ambiente transicional a marinho raso. Este último membro é correlacionável ao Membro Pedrão da Formação Afligidos, nas bacias de Camamu e Recôncavo. A Formação Santa Brígida, na sua totalidade, é cronocorrelata da Formação Aracaré, na Bacia de Sergipe-Alagoas, e da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba.

As unidades paleozoicas supracitadas, da Bacia de Tucano Norte-Jatobá, foram descritas com base em afloramentos presentes principalmente na borda flexural da mesma, uma vez que poucos poços as amostram, por isso suas relações estratigráficas são incertas (COSTA et al., 2007).

### *Supersequencia Pré rifte*

Depósitos considerados pertencentes à fase pré rifte são encontrados em todo RRTJ. Constituem-se principalmente de depósitos do final do Neojurássico e subordinadamente da base do Eocretáceo.

Magnavita et al. (2003) comentam que os sedimentos acumulados durante a fase pré-rifte, provavelmente, foram depositados para além do limites atuais do RRTJ e que o registro preservado adelgaça-se para o norte, pois passa de 1.100 metros na Bacia do Recôncavo para cerca de 400 metros na Sub-bacia de Tucano Norte. O autor considera que esta sequência se estende do Portlandiano (Tithoniano?) ao andar Dom João e parte basal do Rio da Serra Inferior.

Os estratos dessa fase, que ocorrem na Bacia de Tucano Norte-Jatobá, estão inclusos nos descritos formalmente como Grupo Brotas, composto pelas formações Aliança (membros Boipeba e Capianga) e Sergi, de Idade Neotithoniana e Formação Itaparica, esta última pertencente ao Grupo Santo Amaro de Idade Eoberriasiana (COSTA et al., 2007).

Segundo Magnavita et al. (2003), o Grupo Brotas consiste de depósitos aluviais, representados pelos arenitos médios, fluviais e eólicos do Membro Boipeba, pelas argilas vermelhas lacustres do Membro Capianga e pelos arenitos médios a grossos, fluviais e eólicos da Formação Sergi.

De acordo com Costa et al. (2007), os pelitos lacustres do Membro Capianga têm suas maiores espessuras na Bacia de Tucano Norte-Jatobá e os ciclos flúvio-eólicos do Membro Boipeba e da Formação Sergi mostram tendência de adelgaçamento ao longo da Bacia de Tucano. Ademais, os autores comentam que, na Bacia de Jatobá, a ocorrência do Membro Boipeba é incerta.

Os membros Boipeba, Capianga e a Formação Sergi, são respectivamente correlacionáveis às formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria do Grupo Perucaba da Bacia de Sergipe-Alagoas (COSTA et al., 2007). Provavelmente, o Grupo Brotas é também correlacionável ao Grupo Mearim da Bacia do Parnaíba (COSTA et al., 2003).

O Grupo Brotas constituiria um vestígio da depressão afro-brasileira, desenvolvida sobre a sequência paleozoica, representada por ciclos flúvio-eólicos depositados em clima árido (COSTA et al., 2003).

Posteriormente, Costa et al. (2007) sugeriram ainda, que as áreas da Bacia de Tucano Norte-Jatobá, corresponderiam à porção distal dos sistemas aluviais do Neojurássico (Andar Dom João).

Os folhelhos lacustres da Formação Itaparica, da base do Grupo Santo Amaro, que ocorrem principalmente nas sub-bacias de Tucano Sul e Tucano Central, não ocorrem na Bacia de Jatobá, tendo sido observados apenas na porção centro sul da Sub-bacia de Tucano Norte.

A Formação Água Grande, que representa o topo da seção pré-rifte nas sub-bacias de Tucano Central e Sul, não ocorre na Sub-bacia de Tucano Norte ou na Bacia de Jatobá (MAGNAVITA et al., 2003).

### *Supersequência Rifte*

A transição pré-rifte/rifte tem sido posicionada, segundo Magnavita et al. (2003) e Costa et al. (2007), na passagem Jurássico/ Cretáceo. De acordo com estes últimos autores o limite pode ser representado pela discordância que, na Bacia de Jatobá, sobrepõe a Formação Candeeiras à Formação Itaparica (ambas pelíticas lacustres) ou diretamente aos clásticos flúvio-eólicos da Formação Sergi.



Segundo Magnavita et al. (2003), estima-se que a fase sin-rifte tenha iniciado no Berriasiano ( $\approx 145$ Ma) e durado cerca de 22 milhões de anos, ao longo dos quais se acumularam estratos dos andares Rio da Serra Inferior ao Jiquiá.

De acordo com Costa et al. (2007), na fase rifte da Bacia de Jatobá e Sub-bacia de Tucano Norte, depositaram-se os sedimentos descritos formalmente como Formação Candeias (topo do Grupo Santo Amaro), Grupo Massacará (formações São Sebastião e Salvador) e Grupo Ilhas, os quais, nas referidas depressões, são considerados indivisos por não apresentarem significativas variações internas dos padrões de sedimentação.

A Formação Candeias, composta por folhelhos lacustres com frequentes intercalações de arenitos deltaicos e calcários, que ocorrem no Berriasiano, é correlacionável a porção inferior da Formação Barra de Itiúba da Bacia de Sergipe-Alagoas (COSTA et al., 2003).

O Grupo Ilhas representaria uma sequência flúvio-deltaica de arenitos intercalados com folhelhos, do Neoberriasiano/Eovalanginiano, correlacionável a porção superior da Formação Barra de Itiúba da Bacia de Sergipe-Alagoas (COSTA et al., 2003).

Já a Formação Salvador consiste de conglomerados e arenitos depositados em sistemas de leques aluviais sintectônicos, comuns em seções dos andares Meso-Rio da Serra a Neo-Jiquiá (Eoberriasiano/Eoaptiano) (COSTA et al., 2003; COSTA et al., 2007). Segundo Magnavita et al. (2003), tais depósitos se acumularam em espessa cunha (localmente, pode chegar a mais de 3000 metros) junto as falhas de borda. Embora dados sísmicos permitam interpretar uma sedimentação quase contínua dos fandeltas da Formação Salvador junto à falha de São Saité, a extensão da sedimentação até os depocentros é especulativa (COSTA et al., 2007).

A Formação São Sebastião é composta de arenitos fluviais ocorrentes, aproximadamente, do Eovalanginiano ao Eoaptiano, em contato interdigitado com a Formação Salvador, em continuidade lateral, de maneira que esta ocupa uma porção mais proximal e aquela, mais distal (COSTA et al., 2007)

De acordo com Costa et al. (2007), o número reduzido de poços perfurados e ambientes pouco favoráveis à preservação de microfósseis dificultam a caracterização das relações de contato entre sequências estratigráficas do estágio rifte em Tucano Norte e Jatobá. A distribuição das sequências teria sido avaliada principalmente com base em sísmica.

### *Supersequência Pós-Rifte*

A seção pós-rifte, representada pela Formação Marizal do Neoaptiano, ocorre em todo RRTJ, sobrepondo-se, em discordância angular aos depósitos estruturados da fase rifte.

A Formação Marizal é composta por conglomerados e arenitos aluviais, cinza a amarelos, com estratificação cruzada, que abrangem uma porção basal do Neoaptiano ou do andar Neoalagoas (COSTA et al., 2003; COSTA et al., 2007). Os conglomerados basais dessa unidade correlacionam-se aos depósitos do Membro Carmópolis da Formação Muribeca na Bacia de Sergipe-Alagoas (MAGNAVITA et al., 2003).

Acima da Formação Marizal, na região da Serra do Tonã, Sub-bacia de Tucano Norte, ocorrem folhelhos esverdeados e calcários escuros albo-aptianos correlacionáveis aos sedimentos da Formação Santana da Bacia do Araripe (MAGNAVITA et al., 2003). Não há designação formal e específica para esses depósitos, entretanto os mesmos foram relacionados à Formação Marizal por Ghignone (1979 apud COSTA et al., 2007).

Os aluviões pelistocênicos, que ocorrem associados aos principais rios da região, encerram o registro sedimentar na Bacia de Jatobá e Sub-bacia de Tucano Norte.

#### 4.5.3 Correlações estratigráficas

O presente trabalho também se preocupa com a configuração paleogeográfica, gênese e evolução dos sistemas deposicionais paleozoicos como um todo, no contexto do Megacontinente Gondwana. Portanto, será realizado aqui um levantamento sobre as unidades estratigráficas presentes nas demais bacias paleozoicas ao redor da Bacia de Tucano Norte-Jatobá que podem representar sistemas deposicionais genética e/ou cronologicamente correlacionáveis e até remanescentes de uma paleodepressão comum.

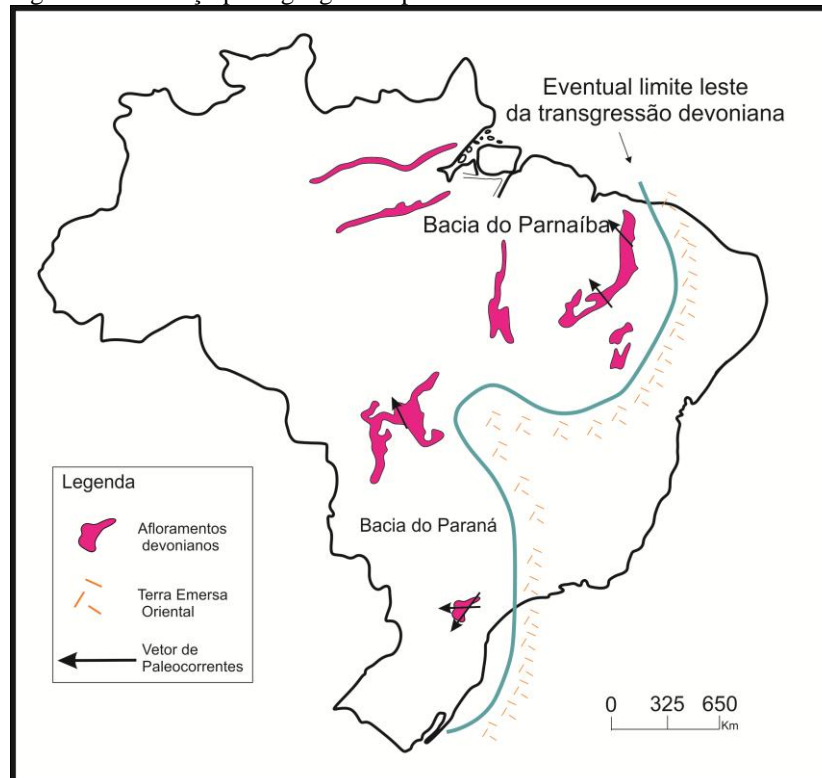
Não há análogos modernos para os depósitos sedimentares paleozoicos, portanto é uma tarefa bastante difícil inferir uma configuração paleogeográfica para os mesmos a partir de interpretação do registro sedimentar. Entretanto, é senso comum, entre os autores, a possibilidade de conexões entre as depressões paleozoicas presentes no Brasil e na África, hoje representadas por fragmentos isolados de um “quebra-cabeça” com muitas peças faltando.

Entretanto, parece ser consenso entre os estudiosos que, no contexto de Gondwana, o oceano se encontrava a oeste da atual localização geográfica do RRTJ. De acordo com Bigarella & Salamuni (1977), no Devoniano a linha de costa desse oceano possuía direção aproximadamente NE-SW, entretanto desenhava um contorno sinuoso, e, nesse período, teria transgredido até aproximadamente um ponto a oeste do limite atual do supracitado rifte (Figura 10).

A Bacia de Tucano Norte-Jatobá possui estratos considerados cronocorrelatos em, por exemplo: no restante do RRTJ, nas bacias do Parnaíba, Paraná, Sergipe-Alagoas, Araripe, Amazonas e da África.

De acordo com Magnavita et al. (2003), a Formação Afligidos, do Neopermiano, de ambiente restrito a litorâneo e marinho raso, respectivamente representados pelos membros Cazumba e Pedrão é a única representante do Paleozoico nas bacias de Tucano Sul e Central. Enquanto na Bacia de Jatobá e na Sub-Bacia de Tucano Norte o Paleozoico é representado pelas formações Tacaratu (fluvial), Inajá (marinho raso), Curitiba (marinho raso) e Santa Brígida (membros Caldeirão, marinho raso e Ingá, restrito a litorâneo). Entretanto, o Membro Pedrão seria correlacionável ao Membro Ingá. Em adição, sobre esses estratos, há incertezas sobre uma possível idade Triássica para o Membro Cazumba.

Figura 10 – Esboço paleogeográfico para o Devoniano



Fonte: Bigarella & Salamuni (1977).

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, o Paleozoico é representado pelas formações Batinga do Carbonífero e Aracaré do Permiano, então consideradas cronocorrelatas as formações Curitiba e Santa Brígida, respectivamente.

A Formação Batinga é constituída pelos membros Mulungu (basal e de distribuição restrita), que por sua vez é representado por diamictitos resultantes do retrabalhamento de sedimentos glaciais por fluxos de detritos e Boacica, constituído por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos depositados por sistemas de leques deltaicos. Ambos apresentariam padrão de empilhamento transgressivo (Campos Neto et al., 2007).

Já a Formação Acararé é composta por folhelhos pretos recobertos por arenitos e calcarenitos com a presença de sílex e laminitos algais, que representam um ciclo regressivo-transgressivo de ambiente desértico, litorâneo e deltaico com influências de correntes eólicas e ondas (Campos Neto et al., 2007).

Na Bacia do Araripe, o Paleozoico é representado pela Formação Cariri, que define os contornos do vale homônimo. Aflora na porção leste da bacia, são arenitos imaturos de granulação média a muito grossa, grãos angulares de sistemas fluviais entrelaçados. Ocorrem níveis de ortoconglomerados, preferencialmente na base, os quais incluem fragmentos líticos do embasamento e clastos de feldspato róseo bem preservados. Braun (1966) considerou-a correlata da Formação Tacaratu da Sub-bacia de Tucano Norte-Jatobá (por semelhança litológica) e Gighnone (1972) considerou ambas correlatas do grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. Carvalho, Viana & Lima (1994) atribuíram ao Cretáceo Inferior com base em pegadas de dinossauro. Porém, estas não foram encontradas por outros pesquisadores como Kelner & Campos (2000). Além disso, a Formação Cariri ocorreria sotoposta a Formação Brejo Santo, portadora de ostracodes do Andar Dom João (pré-rifte, BRAUN, 1996; COIMBRA et al., 2002 apud ASSINE, 2007). Contudo, ainda não há um consenso definitivo sob o posicionamento dessa unidade.

Segundo Assine (1994 apud ASSINE 2007) o padrão das paleocorrentes na Formação Cariri seriam notavelmente constantes e de maneira que a sedimentação não teria relação alguma com a geometria dos depósitos onde a mesma está preservada. Os vetores médios das paleocorrentes apresentariam padrão paralelo a NNW, indicando paleodrenagem para o quadrante NW (sem semelhanças com as sequências pré-rifte e rifte), similar a do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. Dessa forma, foi considerada pelo autor supracitado, como depositada no Ordoviciano Superior ao Devoniano Inferior.

Entretanto, Assine (1992) e Ponte & Ponte Filho (1996) atribuíram idade Neo-Ordoviciano/Siluriano para a mesma.

Na Bacia do Parnaíba, o Grupo Serra Grande e, ao menos, grande parte do Grupo Canindé, são considerados cronocorrelatos ao Grupo Jatobá. O primeiro foi depositado, provavelmente, do Siluriano ao Eodevoniano e é composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Já o segundo teria sido depositado aproximadamente do Mesodevoniano ao Eocarbonífero, sendo composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças e Longá. A parte do Grupo Canindé correlacionável ao Grupo Jatobá é aproximadamente sua parte devoniana.

A Formação Ipu, que parece ser correlacionável a parte basal da Formação Tacaratu, é composta por arenitos com seixos, conglomerados, com matriz areno-argilosa e matações de quartzo ou quartzito, e arenitos finos a grossos. Nos psamitos predominam as cores branca ou cinza a creme claro e os mesmos são maciços ou com estratificação cruzada. Foram interpretados como de ambiente glacial proximal ou glacio-fluvial, e de leques ou frentes deltaicas (SANTOS & CARVALHO, 2004).

Já a Formação Tianguá, seria, aproximadamente, correlacionável a uma porção intermediária da Formação Tacaratu. É composta por folhelhos cinza escuros bioturbados, sideríticos e carbonáticos, arenito cinza claro, fino a médio, feldspático e intercalções de siltitos e folhelhos cinza escuros bioturbados e micáceos. Teria sido depositada em plataforma rasa e representaria a primeira transgressão marinha na Bacia do Parnaíba com entrada do mar pelo Oeste (SANTOS & CARVALHO, 2004).

Encerrando o Grupo Serra Grande, a Formação Jaicós é aproximadamente correlacionável a porção superior da Formação Tacaratu e teria sido, provavelmente, depositada do fim do Siluriano ao início do Devoniano. É composta por arenito cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzadas, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionado, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular. Teria sido depositada em ambiente fluvial entrelaçado em um contexto regressivo (SANTOS & CARVALHO, 2004).

A Formação Itaim, basal do Grupo Canindé, seria cronocorrelata a porção da transição entre as formações Tacaratu e Inajá. É composta por arenitos sílticos, e finos a médios, argilosos, amarelados a vermelhos, com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade, também micáceos, com estruturas de lobos sigmoidais e intercalações de folhelhos bioturbados. São recobertos por arenitos com estratificação cruzada *hummockys* da Formação Pimenteiras (SANTOS & CARVALHO, 2004). De acordo estas autoras, esses sedimentos teriam se acumulado sob efeito de aumento da lamina d'água, em plataforma

marinha proximal de ambientes deltaico e plataformal influenciados por marés e tempestades e constituiriam o limite inferior do sistema deposicional transgressivo estabelecido na plataforma a partir de então. Entretanto, segundo Della Favera (1990), nota-se granocrescência ascendente nesses depósitos.

Com a continuidade da transgressão, e representando a ingressão marinha mais importante da bacia, depositar-se-ia a Formação Pimenteiras, a qual seria cronocorrelata, aproximadamente, a porção inferior da Formação Inajá. Consiste, principalmente, de folhelhos e folhelhos sílticos, cinza esbranquiçados ou verde-claros (SANTOS & CARVALHO, 2004), em parte bioturbados, radioativos, ricos em matéria orgânica e intercalados com siltitos e arenitos (VAZ et al., 2007). Registram-se também indícios de sedimentação carbonática e oolítica nas exposições (OLIVEIRA & BARROS, 1976 apud SANTOS & CARVALHO, 2004). Segundo estas autoras, em porção intermediária da Formação Pimenteiras, arenitos amalgamados em laminações gradadas *hummocky*, intercalados com folhelhos com laminações em ondas (*wavy*) e lenticular (*linsen*), com evidências de fósseis costeiros e marcados por níveis de *hardground* com bioturbações, indicam regressão no sistema de mar alto. E, finalmente, na porção superior dessa formação, folhelhos radioativos com alto teor de carbono orgânico indicam uma nova transgressão e registrariam, inclusive, uma superfície de inundação máxima (DELLA FAVERA, 1990). Ademais icnofósseis e algas protosalvinia são citados (GRAHN 1992 apud SANTOS & CARVALHO, 2004).

Sobreposta, mas também apresentando relações de contato lateral com a Formação Pimenteiras, a Formação Cabeças, é considerada cronocorrelata, aproximadamente, à porção superior da Formação Inajá. Considerada como depositada em contexto regressivo, é composta, principalmente, por arenitos cinza claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos, onde se interpreta ambiente plataformal influenciado por maré. Diamictitos ocorrem, eventualmente (na sua porção superior), o que evidencia ambiente glacial ou periglacial. Tempestitos registrados na transição para a Formação Pimenteiras marca influência de tempestades. Ambiente fluvial estuarino também é considerado (VAZ et al., 2007).

Já a Formação Longá, apenas em sua porção inferior, é considerada cronocorrelata à porção superior da Formação Inajá, onde aquela é composta por folhelhos cinza escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, e bioturbados (VAZ et al., 2007). Segundo Santos & Carvalho (2004) apresenta, nessa porção, icnofósseis abundantes e fauna de invertebrados, que representariam transgressão com rápido afogamento da

plataforma decorrente da deglaciação e, de maneira geral, em um ambiente plataformal dominado por tempestades.

Bigarella & Salamuni (1977) realizaram importante estudo sobre as configurações paleogeográficas dos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná e possíveis ligações e limites com as demais bacias paleozoicas da plataforma brasileira. Entre detalhes de variações faciológicas, a Formação Furnas é considerada cronocorrelata ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, em contexto onde os autores consideraram que existem muitas semelhanças nos padrões de circulação nas duas Bacias no Devoniano.

Sobre possível conexão entre as bacias do Paraná e Amazonas no Devoniano, os autores consideram que paleocorrentes medidas na parte norte da Bacia do Paraná, indicam que estas fluíam para além dos limites atuais da bacia, o que explicaria afloramentos devonianos isolados ao longo do Rio Tocantins.

Ademais, estratos paleozoicos presentes na Bacia do Amazonas, em destaque as formações que compõem o Grupo Trombetas (silurodevoniano, formações Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu), o Grupo Urupadi (eo-mesodevoniano, formações Ererê e Maecuru) e a parte meso-neodevoniano do Grupo Curuá (mesodevoniano a eocarbonífero, formações Barreirinha e Curiri), podem ser consideradas cronocorrelatas aos do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

A Formação Nhamundá é formada por arenitos neríticos e glaciogênicos, a Formação Pitinga por folhelhos e diamictitos marinhos, Manacapuru por arenitos e pelitos neríticos e Jatapú por arenitos e siltitos marinho parálicos (CUNHA et al., 2007).

Já as formações Maecuru e Ererê são compostas respectivamente por arenitos e siltitos neríticos a deltaicos e por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e parálicos (CUNHA et al., 2007).

Por fim, a formação Barreirinha é composta por folhelhos cinza escuros a pretos, e claros e a Curiri principalmente por diamictitos e subordinadamente por folhelhos, siltitos e arenitos e ambiente glacial a periglacial (CUNHA et al., 2007).

De acordo com Santos & Carvalho (2004) as sequências estratigráficas do Grupo Serra Grande podem ser correlacionadas com unidades sincrônicas na América do Sul e na África. Segundo as autoras são evidências que comprovam a união pretérita do Supercontinente Gondwana e as mudanças sofridas neste arranjo ao longo da deriva.

Os sedimentos da Formação Ipu podem ser correlacionados com os da Formação Nhamundá da Bacia do Amazonas e também com os sedimentos de mesma idade com características glaciais que ocorrem na África (CAPUTO & LIMA, 1984). São depósitos

presentes no Grupo Tichit da Bacia de Taoudeni, as formações Asemkaw e Ajua da Bacia de Accra, Gana e a Série N'khom no Gabão (SANTOS & CARVALHO, 2004).

A Formação Tianguá é considerada cronocorrelata a Formação Pitinga na Bacia do Amazonas e a Formação Vila Maria na Bacia do Paraná (SANTOS & CARVALHO, 2004) e na África pode ser correlacionada a Formação Imirhou do Saara argelino, ao arenito Elmina da Bacia de Accra, Formação Pakhuis e folhelhos Cedarberg do Grupo Table Mountain na África do Sul (CAPUTO & LIMA, 1984).

A figura 11 apresenta uma tabela contendo depósitos correlacionáveis do Paleozoico nas bacias do Parnaíba, Araripe, Tucano Norte-Jatobá, Tucano Sul-Central, Recôncavo e Sergipe-Alagoas.



Figura 11 - Depósitos correlacionáveis do Paleozoico das bacias do Parnaíba, Araripe, Tucano Norte-Jatobá, Tucano Sul-Central, Recôncavo e Sergipe-Alagoas.

Bacia	Parnaíba			Araripe		Tucano Norte-Jatobá			Sergipe-Alagoas			Tucano Central-Sul		Recôncavo				
Período																		
Jurássico																		
Triássico	CONTINENTAL/MARINHO	Desértico	Gr. Balsas	Fm. Sambaíba							CONTINENTAL							
		Desértico/Lacustre		Fm. Motuca								Lacustre						
Permiano		Plat. Rasa/Litorâneo Tempestades Sabkha		Fm. Pedra de Fogo									Restrito a litorâneo	Fm. Afli-gidos	Mb. Cazumba			
		Fluvial desértico/Litorâneo	Fm. Piauí							MARINHO								
Carbonífero		Delta/Plataforma Maré/Tempestades	Gr.	Fm. Poti								CONTINENTAL	Deltaico (leques)	Gr. Igreja Nova	Fm. Acararé	Mb. Boacica	Mb. Pedrão	
		Plataforma Tempestades Plataforma maré estuarino periglacial	Canindé	Fm. Longá									MARINHO	Glacial	Fm. Baatinga	Mb. Boacica	Mb. Mungulungu	
Devoniano		Plataforma Tempestades Deltas Marés Tempestades		Fm. Cabeças	Fm. Pimenteiras							CONTINENTAL						
		Fluvial entrelaçado		Gr. Serra Grande	Fm. Itaim								CONTINENTAL	Marinho Raso	Fm. Inajá			
Siluriano		Plataforma Rasa	Fm. Jaicós									CONTINENTAL		Fluvial	Fm. Tacaratu			
		Glacio-Fluvial	Fm. Tianguá										CONTINENTAL					
Ordoviciano																		
Cambriano	CONT.	Fluvio-aluvial Lacustre	-	Fm. Jaibaras														

Fonte: O autor , 2013.