

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO BIDIMENSIONAL DE FRATURAS NATURAIS DE TRAÇÃO
EM BACIAS SEDIMENTARES: ALGUMAS IMPLICAÇÕES PARA O
FRATURAMENTO HIDRÁULICO ESTIMULADO**

Thaís Trevisani Moura

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2020

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP
Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação: Sonia
Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Moura, Thaís Trevisani
Caracterização bidimensional de fraturas naturais
de tração em bacias sedimentares: algumas implicações
para o fraturamento hidráulico estimulado / Thaís
Trevisani Moura; orientador Claudio Riccomini. --
São Paulo, 2020.
141 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2020.

1. Fraturamento hidráulico. 2. Fraturas
naturais. 3. Bacia do Paraná. 4. Faixa Paraguai. I.
Riccomini, Claudio, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Caracterização bidimensional de fraturas naturais de tração em bacias sedimentares: Algumas implicações para o fraturamento hidráulico estimulado

THAIS TREVISANI MOURA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Tese de Doutorado

Nº 624

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Claudio Riccomini

Dr. Renato Paes de Almeida

Dr. Claudio Limeira Mello

Dr. Anderson Moraes

Dr. Norberto Morales

Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

SÃO PAULO
2020

Ao meu pai

AGRADECIMENTOS

Embora não seja uma tarefa fácil, tento aqui agradecer a todos que contribuíram de alguma forma com este trabalho, correndo risco de cometer alguma injustiça.

Ao Instituto de Geociências, minha segunda casa, e também ao seu corpo docente, agradeço pela formação acadêmica. Ao administrativo, pela sempre cortês assistência. Meu agradecimento se encaminha a todos aqueles que, de alguma forma, trabalham para manter as suas engrenagens ativas.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini, pela paciência e pelos ensinamentos. Foi recompensador ser orientada por alguém que sempre teve a minha admiração e respeito.

Ao Laboratório de Caracterização de Rochas de Sistemas Petrolíferos – IEE-USP, especialmente à Profa. Dr. Lucy Gomes Sant'Anna, por todo o tempo dispensado, pelas orientações e análises. À Erika Malo, por todo o auxílio.

Ao Eng. Luis José Marcelino Júnior e aos técnicos do Grupo Emal, ao Geól. Cleverson Cabral e aos técnicos da Império Minerações, à Érica da Pedreira Terconi, ao Eng. Marcelo Lopes Dall'Antônia do Calcário Amaral Machado e à Fazenda Jacobina, todos esses que nos consentiram acesso e cordialmente nos acompanharam durante os trabalhos de campo.

À Camille, pela revisão textual em tão breve tempo.

Aos meus colegas da Coordenação Municipal de Defesa Civil – COMDEC –, principalmente ao Vitor Nishimoto, pelo apoio nessa caminhada. Não poderia deixar de agradecer à Amanda, à Daiane, à Natália, à Pâmela e à Lívia – vocês são incríveis! Vocês me apoiaram e não me deixaram desistir. À Silvana pelo auxílio com os programas e análises de difratometria de raio x.

À Camila, agradeço a nossa amizade, a paciência em ouvir minhas reclamações, por todo apoio e incentivo. Pelo trabalho de campo e fotos, mesmo debaixo de um calor de quase 40°C! Pelos mapas e livros. Enfim, são muitas coisas a agradecer.

À Alexandra, pela amizade de longa data. Agradeço os textos sobre a Formação Irati e a revisão.

Aos meus pais, que se dedicaram para que eu pudesse alcançar os meus sonhos e ser quem eu desejasse ser. Amo vocês.

Ao meu irmãozinho coruja, por acreditar em mim.

Ao Felipe, por entender os momentos conturbados, as ausências e as loucuras.

Aos membros da Comissão Julgadora pelas valiosas sugestões apresentadas durante a sessão de defesa da tese.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de pós-graduação.

O desenvolvimento deste trabalho foi financiado principalmente com recursos oriundos do contrato/convênio no. 0114.0215.00, GASBRAS - Apoio à Rede de P&D em Gás Não Convencional no Brasil, celebrado entre a Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP e a Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo - FUSP. Contou também com recursos do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPQ, Processo 312510/2017-9, concedidos ao orientador.

“This is one corner... of one country, in one continent, on one planet that’s a corner of a galaxy that’s a corner of a universe that is forever growing and shrinking and creating and destroying and never remaining the same for a single millisecond. And there is so much, so much to see.”

— *The Doctor*

RESUMO

Moura, T.T., 2020, Caracterização bidimensional de fraturas naturais de tração em bacias sedimentares: algumas implicações para o fraturamento hidráulico estimulado [Tese de Doutorado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 141 p.

Entender a natureza e a extensão das fraturas trativas de ocorrência natural em maciços rochosos é um fator relevante na orientação de operações de *fracking*, de modo a se estabelecer distâncias de separação seguras entre os alvos a serem estimulados e as rochas que se pretende manter íntegras. Assim, o objetivo deste trabalho é a caracterização estrutural das fraturas de tração em rochas sedimentares e ígneas presentes em bacias sedimentares brasileiras, de forma a delimitar bidimensionalmente as faixas de estruturas trativas, suas características de formação e condicionantes de propagação. Nesse sentido, foram estudadas fraturas de tração em litotipos que poderão ser envolvidos no processo de fraturamento hidráulico - basalto e rochas associadas da Formação Serra Geral; sucessões multicamadas de dolomito e folhelho da Formação Irati e arenito da Formação Raizama - em duas bacias sedimentares brasileiras: a Bacia do Paraná e a Bacia Alto Paraguai (bacia precursora da Faixa Paraguai). Na Formação Serra Geral, fraturas trativas concentram-se em faixas de direção N-S, estendendo-se de alguns quilômetros até dezenas de quilômetros, com profundidades mínimas de 150 m. Na Formação Irati, duas famílias de fraturas trativas foram identificadas: uma orientada a NE-SW, mais antiga, que indica uma reativação permotriássica, com circulação de fluidos, e uma mais nova, de idade cretácea, orientada a NW-SE. Essas últimas estendem-se horizontalmente por pelo menos 2,8 km. Entretanto, sua propagação vertical foi prejudicada pela interface mecânica dos folhelhos. No segmento norte da Faixa Paraguai, fraturas com marcas em plumas na Formação Raizama estão restritas à unidade estratigráfica. O maior segmento contínuo de faixas de fraturas tem direção WNW-ESE e aproximadamente 1,6 km, com profundidades entre 130 e 570 m. Nos casos estudados, a extensão vertical de fraturas naturais de tração é da mesma ordem de grandeza de exemplos previamente descritos na literatura. Por outro lado, a extensão horizontal é apreciável, da ordem de quilômetros, ainda que em certos casos não haja boa conexão vertical. A propagação e continuidade horizontal de fraturas naturais de tração é, portanto, um aspecto relevante a ser mais bem considerado no fraturamento hidráulico estimulado.

Palavras-chave: Fraturamento hidráulico, fraturas naturais, Bacia do Paraná, Faixa Paraguai

ABSTRACT

Moura, T.T., 2020, Two-dimensional characterization of natural tensile fractures in sedimentary basins: some implications for stimulated hydraulic fracturing [Doctoral's Thesis], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 141 p.

Understanding the nature and extent of natural fractures in rock massifs is a relevant factor in guiding fracking operations, in order to establish safe separation distances between the targets to be stimulated and the rocks that are intended to remain intact. Thus, this work aimed to the structural characterization of tensile fractures in sedimentary and igneous rocks present in Brazilian sedimentary basins, in order to delimitate the bands of tensile structures two-dimensionally, their formation characteristics and propagation conditions. In this sense, tensile fractures in lithotypes that could be involved in the hydraulic fracturing process were investigated - basalt and associated rocks of the Serra Geral formation; multilayer successions of dolomite and shale of the Irati formation and sandstone of the Raizama formation - in two Brazilian sedimentary basins: the Paraná Basin and the Alto Paraguay Basin (precursory basin of the Paraguay Belt). In the Serra Geral formation, fractures are concentrated in clusters trending N-S, having lengths ranging from a few kilometers to tens of kilometers in extent, with average depths of 150 m, reaching up to 300 m. In the Irati formation, two families of fractures were identified. An older one, oriented to NE-SW, which indicates a Permian reactivation, with fluid circulation, and a newer one, of Cretaceous age, oriented to NW-SE. These NW-SE oriented fractures extend horizontally for at least 2.8 km. However, its vertical propagation was hindered by the shale's mechanical interface. In the Northern segment of the Paraguay Belt, tensile fractures with plumose marks in the Raizama formation are restricted to the stratigraphic unit. The largest continuous segment of fracture clusters present a WNW-ESE-oriented trending and approximately 1.6 km, with vertical extent ranging between 130 and 570 m. In all these cases, the vertical extent of natural tensile fractures is of the same order of magnitude as previously described in the literature. On the other hand, the horizontal extent is appreciable, on the order of kilometers, although in certain cases there is no good vertical connection. The propagation and horizontal continuity of natural traction fractures is, therefore, a relevant aspect to be better considered in stimulated hydraulic fracturing.

Keywords: Hydraulic fracturing, natural fractures, Paraná Basin, Paraguay Belt.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 -	PARTE INTRODUTÓRIA.....	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	INTRODUÇÃO	1
1.3	OBJETIVOS.....	4
1.4	ETAPAS REALIZADAS	6
1.5	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
1.5.1	<i>Fraturas</i>	7
1.5.2	<i>Zeólitas em rochas vulcânicas</i>	26
1.6	GEOLOGIA E TECTÔNICA	30
1.6.1	<i>Bacia do Paraná</i>	30
1.6.2	<i>Faixa Paraguai</i>	37
CAPÍTULO 2 -	ESTRUTURAS TRATIVAS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL, ESTADOS DE SANTA CATARINA E RIO GRANDE DO SUL.....	45
2.1	INTRODUÇÃO	45
2.2	TRABALHOS ANTERIORES.....	46
2.2.1	<i>Estratigrafia</i>	46
2.2.2	<i>Estrutura</i>	47
2.3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	51
2.4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	54
2.4.1	<i>Produtos de sensoriamento remoto</i>	54
2.4.2	<i>Análise estrutural</i>	55
2.4.3	<i>Fases minerais em veios</i>	66
2.5	CONCLUSÕES.....	72
CAPÍTULO 3 -	ESTRUTURAS TRATIVAS NA FORMAÇÃO IRATI, ESTADO DE SÃO PAULO	74
3.1	INTRODUÇÃO	74
3.2	GEOLOGIA E TECTÔNICA.....	75
3.3	TRABALHOS ANTERIORES	77
3.4	MATERIAIS E MÉTODOS	78
3.5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	79
3.5.1	<i>Diques clásticos</i>	79
3.5.2	<i>Estruturas de exalação de fluidos</i>	79
3.5.3	<i>Veios de quartzo, silixito e calcita</i>	81
3.5.4	<i>Intrusões ígneas</i>	82

3.5.5	<i>Fraturas de tração com betume</i>	83
3.5.6	<i>Análise dos dados estruturais e correlações regionais</i>	88
3.6	CONCLUSÕES	89
CAPÍTULO 4 - ESTRUTURAS TRATIVAS NA REGIÃO ENTRE CÁCERES E MIRASSOL D'OESTE - SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI, MT		
92		
4.1	INTRODUÇÃO	92
4.2	GEOLOGIA E TECTÔNICA.....	92
4.3	MATERIAIS E MÉTODOS	96
4.4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	97
4.4.1	<i>Análise estrutural</i>	97
4.4.2	<i>Fraturas com marcas em pluma</i>	110
4.5	CONCLUSÕES.....	119
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES		
120		
CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		
123		

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização das áreas de estudo.	6
Figura 1.2. [A] Modos de propagação de juntas. A seta preta indica o sentido de propagação, enquanto a seta branca indica o sentido do movimento (modificado de Younes & Engelder, 1999).	9
Figura 1.3. Estados de tensão e envelope de ruptura de Mohr. Círculos 1a a 1c: estado de tensão trativa; Círculo 2: estado de tensão onde a compressão atua em uma direção e a tração em outra; Círculos 3 a 6: estado de tensão predominantemente ou puramente compressivo (adaptado de Einstein & Dershowitz, 1990).	12
Figura 1.4. Diferentes padrões de fraturamento. Em [A] esforços compressivos e em [B] compressão induzida por um par de cisalhamento (adaptado de Einstein & Dershowitz, 1990).	13
Figura 1.5. Representação dos círculos de Mohr de quatro estados de tensão (linhas contínuas), sem ruptura. Com a pressão de fluidos (P_{H_2O}), os estados de tensão se movem para a esquerda e toca na envoltória de ruptura, causando fraturamento hidráulico (Cosgrove, 1995).	15
Figura 1.6. [A] Classificação de Woodworth (1896) e [B] Hodgson (1961). Adaptado de Bahat (1991).	18
Figura 1.7. Bloco diagrama indicando principais componentes de uma estrutura em pluma. 1. Plano de fraturas; 2. Franja; 3. Estruturas em pluma; 3a twist hackles 4. Juntas-F; 5. Fraturas-C; 6. Ombreira; 7. Traço da fratura principal; 8. Extensão paralela ao acamamento; 9. Linhas de hesitação; twist hackles de segunda ordem (adaptado de Pollard et al., 2004).	19
Figura 1.8. Classificação de plumas (adaptado de Bahat & Engelder, 1984).	20
Figura 1.9. Feições em fraturas em pluma (adaptado de Savalli & Engelder, 2005).	20
Figura 1.10. Campo de esforços na extremidade de ruptura. [A] Início da ruptura em um limite de camadas coesivo e plástico, onde há um contraste nas propriedades plásticas das rochas. [B] Início da ruptura em um limite de camadas rúptil e não coesivo (adaptado de Savalli & Engelder, 2005).	21
Figura 1.11. [A] Geometria das franjas, resultado da combinação entre o modo trativo e os modos cisalhantes. [B] Franjas no limite da junta parental (Adaptado de Younes & Engelder, 1999).	23
Figura 1.12. Franjas contínuas e descontínuas (Bahat et al., 2005)	24
Figura 1.13. Distribuição de zeólitas e quartzo em função da temperatura (adaptado de Apps, 1983; Kristmannsdóttir & Tómasson, 1978).	28
Figura 1.14. Coluna cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).	31
Figura 1.15. Distribuição do carbono orgânico residual do Membro Assistência (Araújo et al., 2000).	34
Figura 1.16. Mapa das estruturas regionais da Bacia do Paraná (Zalán et al., 1990). 1) Arco Alto Parnaíba; 2) Flexura Goiânia; 3) Eixo de depocentro Ipiáçu-Campina Verde; 4) Alto Cardoso; 5) Zona de falha Guapiara; 6) Falha Santo Anastácio; 7) Falha São Jerônimo-Curiúva; 8) Arco de Ponta Grossa; 9) Zona de falha Curitiba-Maringá; 10) Falha Rio Alonzo; 11) Zona de falha Cândido Abreu-Campo Mourão; 12) Lineamento Rio Piquiri; 13) Zona de Falha Caçador; 14) Sinclinal de Torres; 15) Arco de Rio Grande; 16) Zona de falha Transbrasileira; 17) Lineamento Araçatuba; 18) Falha Guaxupé; 19) Falha Jacutinga; 20) Zona de falha Taxaquara; 21) Zona de Falha Lancinha Cubatão; 22) Zona de falha Blumenal-Soledade; 23) Falha Leão; 24) Lineamento Açotea Cassilândia; 26) Lineamento Moji-Guaçu/Dourados; 27) Lineamento Taquara Verde; 29) Lineamento Bento Gonçalves; 30) Arco de Assunção; 31) Domo de Araguinha	37
Figura 1.17. Quadro litoestratigráfico do segmento norte da Faixa Paraguai na região de Nobres, Diamantino Mirassol D'Oeste, MT (Nogueira & Riccomini, 2006)	41

Figura 2.1. Localização da área de estudo (mapa cronoestratigráfico obtido em: http://geosgb.cprm.gov.br ;	45
Figura 2.2. Mapa geológico da área e localização. Em vermelho: locais de coleta de amostras (mapas cronoestratigráfico e geológico obtido em: http://geosgb.cprm.gov.br ; mapa estrutural da Bacia do Paraná adaptado de Zalán et al., 1991).	48
Figura 2.3. [A]: Lineamentos extraídos visualmente do DSM (escala 1:200.000). [B]: mapa de isobases com os principais lineamentos regionais extraídos visualmente.	54
Figura 2.4. Estereogramas e diagramas de rosetas. [A] Estereograma dos planos. [B] Diagrama de rosetas da direção dos planos. [C] Frequência dos mergulhos dos planos. [D] Estereograma das lineações. [E] Diagrama de rosetas da direção das lineações. [F] Frequência dos mergulhos das lineações.	56
Figura 2.5. Estereogramas das estruturas rúpteis.	56
Figura 2.6. Vista em planta de falhas transcorrentes sinistras de direção NE-SW, com fraturas antitéticas de direção N-S (CCS-011).	57
Figura 2.7. Fraturas relacionadas à tectônica transcorrente. Fraturas de direção NE-SW e N-S são mais persistentes, enquanto, por sua vez, as fraturas NW-SE são menos persistentes e parecem ser mais jovens. [A] Relação entre fraturas NE-SW, N-S e NW-SE. [B] Fraturas escalonadas, tipo R e R' de Riedel, indicam uma tectônica transcorrente sinistral.	57
Figura 2.8. Plumões em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. [A] Pluma em fratura com pelo menos cinco metros de comprimento. O início de propagação é vertical que passa a sub-horizontal. [B] Pluma em planos sub-horizontais, indicando distensão vertical. [C] Pluma com propagação vertical ascendente.	59
Figura 2.9. Gráfico semi-quantitativo da velocidade (v) versus intensidade de esforço (K_i) para marcas em plumões do tipo S e C em basaltos – em azul, basalto Ralston e em vermelho, diabásio Whin (baseado em dados de Atkinson & Meredith, 1987a, 1987b).	60
Figura 2.10. Veios em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. [A] Fratura condutora de fluidos que preenchem vesículas. [B] Veio vertical, com veios horizontais associados. [C] Brecha hidráulica. [D] Brecha hidráulica de dimensão centimétrica. [E] Veios paralelos de quartzo e zeólitas.	61
Figura 2.11. Estereogramas e diagramas de esforços.	63
Figura 2.12. Difratogramas resultantes das análises de veios	67
Figura 2.13. Relações isobáricas T- X_{Ca} . Variações de zeólitas para o sistema Albita - Anortita - Quartzo e Água. $P_{fluido} = 1000$ bar.s Em verde, campos de estabilidade da Heulandita + Laumontita; em vermelho, campos de estabilidade da stellerita (Adaptado de Liou et al., 1991).	70
Figura 3.1. Localização da área de estudo. (geológico e cronoestratigráfico obtido em www.geosgb.cprm.gov.br ; estruturas da Bacia do Paraná adaptado de Zalán et al., 1991; litoestratigráfico adaptado de Warren et al., 2017).	75
Figura 3.2. Corpos dômicos silicificados.	80
Figura 3.3. [A] - Estrutura dômica associada a provável conduto de exalação de metano. [B] Ocorrência de betume ao longo de fratura no domo silicificado.	80
Figura 3.4. Estruturas silicificadas na região de Paraisolândia.	81
Figura 3.5. Diagrama de rosetas e estereograma com polos dos planos das estruturas.	83
Figura 3.6. Marcas em pluma restritas aos calcários. Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas. [A] Rebarbas ausentes na camada de silexitos. [B] Fendas em échelon nos silexitos.	84
Figura 3.7. Marcas em pluma no topo da sequência de ritmitos. Notar o início da propagação intraestratal das plumões tipo-C rítmicas (fratura 241/86). Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas.	85

Figura 3.8. Marcas onduladas e em plumas rítmicas. Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas.....	86
Figura 3.9. Falha normal (NW-SE) deformando os ritmos da Formação Irati, com abatimento de 3 m do bloco do lado direito da imagem.	87
Figura 3.10. Estereogramas e diagrama de esforços, de fratura e veios na Formação Irati.	88
Figura 4.1. Localização da área objeto (em vermelho). [A] Compartimentação tectônica da Faixa Paraguai; [B] Perfil esquemático entre as regiões de Cáceres e Mirassol d'Oeste (adaptado de Alvarenga & Trompette, 1993). [C] Coluna litoestratigráfica da Faixa Paraguai (adaptado de Nogueira & Riccomini, 2006).	95
Figura 4.2. Estereogramas e diagramas de rosetas das estruturas da Formação Puga e dos grupos Araras e Alto Paraguai. A estruturação foi obtida a partir do GeoSGB - CPRM.....	98
Figura 4.3. Quadro litoestratigráfico das unidades aflorantes na região objeto de estudo (adaptado de Nogueira & Riccomini, 2006) e estereogramas das estruturas descritas.	100
Figura 4.4. Falhas e fraturas que interceptam os diamictitos da Formação Puga. [A] Fraturas conjugadas (NE-SW); [B] Falhas com crescimento mineral (NE-SW); [C] Fraturas distensivas (NW-SE) e foliação vertical (NE-SW).	101
Figura 4.5. Estruturas sin-sedimentares nas formações Mirassol d'Oeste e Guia. [A] Falha normal sin-sedimentar na Formação Guia; [B] Falha inversa na Formação Mirassol d'Oeste; [C] Falha inversa na Formação Guia. Estruturas pós-sedimentares. [D] Estilólitos horizontais; [E] e [F] Fraturas orientadas a E-W.	102
Figura 4.6. Estruturas sin-sedimentares na Formação Guia. [A] Veios intraformacionais; [B] Brechas; [C] Falhas sin-sedimentares; [D] Falha sin-sedimentar inversa.	103
Figura 4.7. Estruturas pós-sedimentares na Pedreira Emal. [A] Falha transcorrente de direção N-S; [B] Estilólitos; [C] Falha ramificada (NW-SE).	104
Figura 4.8. Estruturas rúpteis na Formação Raizama. [A] Fraturas com marcas em pluma (ENE-WSW); [B] Falha transcorrente com crescimento mineral (NW-SE); [C] Falha transcorrente subvertical com brecha de falha (NE-SW); [D] Marcas onduladas em plano quase verticais (NE-SW), indicando a atitude e o mergulho do acamamento no Sinclinal Carabaó; [E] Falha inversa de direção NNE-SSW com dobra de arrasto associada.	105
Figura 4.9. Fraturas conjugadas nos arenitos em [A] e [C]; e, nos dolomititos, em [B] e [D] (NE-SW e NW-SE)].	106
Figura 4.10. Estereogramas e diedros retos das estruturas sin-sedimentares na Zona Externa e Plataforma Cratônica	108
Figura 4.11. Estereogramas e diedros retos das estruturas rúpteis pós-sedimentares.....	109
Figura 4.12. Estereogramas das fraturas com marcas em pluma.	110
Figura 4.13. Afloramento da Formação Raizama, na Serra do Mangaval, Município de Cáceres. Observar a variação de espessura entre as camadas de arenito com intercalações de siltito e o intenso fraturamento horizontal.	111
Figura 4.14. [A] Pluma com início em fratura e término intraestratal. O término é marcado por fendas em échelon. Há duas franjas, uma é superior e a outra, inferior, no entanto, ambas possuem fendas em échelon sinistrais. O sentido, entretanto, é semelhante ao de propagação da pluma. [B] Pluma mais grosseira com ausência de fendas em échelon. [C] Início da pluma a partir de fratura preexistente. As franjas superior e inferior apresentam sentido de rotação contrários. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas em échelon. Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas em échelon. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.	112
Figura 4.15. [A] Pluma com franja descontínua. A pluma é assimétrica com eixo inclinado. As ombreiras são bem desenvolvidas. À esquerda da linha pontilhada, a franja é descontínua com fendas em échelon dextrais. À direita, a franja é contínua com fendas em échelon sinistrais, tendo propagação compatível com a pluma. [B] Pluma com franja contínua. Em amarelo, detalhe em [C] Fendas em echelon a partir do plano de acamamento. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas em échelon.	

Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas en échelon. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.	114
Figura 4.16. [A] Pluma com propagação vertical e horizontal. À esquerda, o eixo vertical divide as fendas en échelon sinistrais, enquanto, à direita, dextrais à direita. [B] Pluma com propagação bilateral. Notar as rebarbas que parecem evitar a fratura preexistente. O plano da fratura divide as fendas en échelon dextrais à esquerda e sinistrais à direita. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas en échelon. Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas en échelon. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.	115
Figura 4.17. Plum as na Formação Serra do Quilombo. [A] Pluma rítmica tipo-C, com ondulações em dolomitos maciços. [B] Pluma tipo-C, axial, com eixo sub-horizontal bem desenvolvido. Formação de franjas superior e inferior de mesmo sentido (dextrais) com propagação coerente com o sentido de propagação da pluma.	117
Figura 4.18. Gráfico semi-quantitativo da velocidade (V) versus intensidade de esforço (K _i) para marcas em plumas do tipo S e C em arenitos (baseado em dados de Atkinson & Meredith, 1987a, 1987b e Bahat et al., 2008). À direita, o gráfico esquemático exemplificando os tipos de marcas em superfícies esperados a diferentes velocidades (adaptado de Weinberger & Bahat, 2008).....	118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1. Aspectos descritivos das marcas de superfície de fraturas (conforme Bahat, 1991).	25
Tabela 1.2. Composição das zeólitas em rochas ígneas (R=Si: (Si+Al+Fe); U: rocha ultrabásica; B: rocha básica; I: rocha intermediária; A: rocha ácida – Adaptado de Lijima, 1980.	26
Tabela 2.1. Temperaturas dos limites dos zonamentos de zeólitas (adaptado de Murata et al., 1987).	70

1.1 APRESENTAÇÃO

A estrutura da tese é dividida em cinco capítulos.

O Capítulo 1 compreende a apresentação da estrutura da tese, introdução ao tema, objetivos do trabalho, etapas realizadas, descritas de forma sucinta, e uma revisão bibliográfica de tópicos de interesse central no trabalho: conceitos gerais sobre fraturamento, preenchimento de fraturas e cavidades por zeólitas, e geologia das áreas de estudo.

Os capítulos 2 – Estruturas trativas na Formação Serra Geral (Bacia do Paraná), estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul; 3 – Estruturas trativas na Formação Irati (Bacia do Paraná), Estado de São Paulo e; 4 – Estruturas trativas na Formação Raizama (Faixa Paraguai), na região entre Cáceres e Mirassol d'Oeste, Estado de Mato Grosso – são apresentados como artigos a serem submetidos e contemplam a introdução específica ao tema, assim como métodos detalhados e geologia regional. São apresentados os dados obtidos e conclusões.

Por fim, o Capítulo 5 – Conclusões – discute as conclusões de cada capítulo de forma integrada e o Capítulo 6 apresenta as referências bibliográficas utilizadas.

1.2 INTRODUÇÃO

Embora ainda se encontre em sua infância no Brasil, a exploração de reservatórios não convencionais de hidrocarbonetos já é uma atividade bem desenvolvida em países como Estados Unidos, Canadá e Inglaterra. Nos Estados Unidos, por exemplo, verificou-se um importante impacto na economia uma vez que existia uma perspectiva pessimista em relação às suas reservas de óleo e gás até a exploração maciça de reservatórios não convencionais a partir de 2008 (v.g. Cremonese et al., 2015; Frondel & Horvath, 2019).

Uma das técnicas mais utilizadas para a recuperação de óleo e gás em reservatórios não convencionais como os folhelhos gaseíferos – *shale gas* – é o

fraturamento hidráulico. Ainda que utilizada há décadas para aumentar a produtividade em poços de reservatórios convencionais, esta técnica em reservatórios não convencionais vem sendo constantemente aperfeiçoada, notadamente quanto ao aumento da segurança do processo e produtividade.

A técnica de fraturamento hidráulico induzido consiste no bombeamento de água, propante (areia ou alguns materiais cerâmicos) e aditivos químicos, através de poços horizontais. O bombeamento ocorre em estágios, que se iniciam no final do poço, sendo assim criadas fraturas na formação alvo que estimulam o fluxo de óleo e gás (Davies et al., 2013; King, 2012; National Research Council, 2013).

O fraturamento hidráulico ocorre quando a pressão de poro excede o esforço principal mínimo e a resistência à tração da rocha ou sedimento e pequenas fraturas orientadas perpendicularmente ao menor esforço começam a propagar (Hubbert & Willis, 1957; Pluijm & Marshack, 2004). Injectitos, diques ígneos, veios, fraturas em cunha em carvão e juntas, são exemplos de fraturas hidráulicas naturais (Davies et al., 2012).

Fratura de distensão é o termo empregado para as fraturas formadas ortogonalmente ao eixo de tensão principal mínimo, enquanto fratura de tração é a denominação usada para um caso especial de fratura de distensão, formada em posição normal a um eixo de tensão principal mínimo trativo (Secor, 1965).

Essas fraturas compreendem juntas de ocorrência natural ou que podem ter sua formação e propagação estimuladas pela injeção de fluidos em maciços rochosos.

Uma característica peculiar das juntas de tração é a morfologia plumosa de suas superfícies (v.g. Kulander & Dean, 1995), feição que auxilia na sua identificação em ocorrências naturais em maciços rochosos. Por vezes essas fraturas naturais encontram-se preenchidas por minerais ou associações de minerais, depositados penecontemporaneamente ao seu desenvolvimento, cujas composições fornecem indicações da natureza dos fluidos envolvidos no processo de fraturamento.

Nos siltitos devonianos da Bacia Apalachiana, por exemplo, marcas em pluma rítmicas sugerem que os mecanismos de propagação de fratura foram dirigidos por gás natural (Lacazette & Engelder, 1992). A propagação de fraturas já foi também

relacionada à presença de altos teores de carbono orgânico total (COT) e a geração de hidrocarbonetos (v.g. Rodrigues et al., 2009; Engelder et al., 2009).

A produção de hidrocarbonetos em reservatórios não convencionais pode ser melhorada com o conhecimento dos campos de esforços atuais e da distribuição das famílias de fraturas em formações alvo. As fraturas induzidas tendem a se propagar paralelamente ao eixo de maior esforço do campo atual, podendo interceptar assim famílias de fraturas com maior ou menor espaçamento (v.g. Engelder et al., 2009; Gale et al., 2017).

Daí decorre a necessidade de conhecimento da distribuição das fraturas naturais em reservatórios não convencionais, o que tem sido enfatizado em trabalhos recentes (v.g. Davies et al., 2012, 2013). Isso porque existe uma interação entre fraturas induzidas e fraturas naturais, resultando em uma complexa rede, que muitas vezes se comporta de maneira não esperada e/ou modelada, tendo consequências como a geração de sismos induzidos, a propagação de fraturas em aquíferos, e até mesmo a descompressão da camada alvo, o que diminui a eficiência do fraturamento hidráulico induzido.

Da mesma forma, a avaliação da distância de propagação das fraturas geradas por fraturamento hidráulico estimulado (*fracking*) tem sido também motivo de grande preocupação na atividade exploratória de óleo e gás de folhelho, pois também podem alcançar e interferir nos aquíferos ou gerar sismicidade induzida.

Uma compilação de dados obtidos de operações de fraturamento hidráulico realizadas nos campos de Marcellus, Barnett, Woodford, Eagle Ford e Niobrara (Estados Unidos) revelou um alcance máximo ascendente de fraturas hidráulicas de 588 metros (Davies et al. 2012). Outra compilação de dados de fraturas hidráulicas de ocorrência natural, identificadas a partir da interpretação de linhas sísmicas de reflexão em bacias offshore da costa oeste africana e da Noruega, mostrou que o alcance dessas fraturas pode chegar a 1106 metros, sendo que a probabilidade de uma fratura hidráulica natural ou estimulada propagar-se verticalmente por mais de 350 metros é de 1% e 33%, respectivamente (Davies et al. 2012). Note-se que nesses estudos o foco é a determinação da extensão vertical das fraturas hidráulicas naturais ou induzidas, sem maiores considerações sobre as características bidimensionais

dessas fraturas. Estudos sobre a extensão horizontal se restringem às modelagens de distâncias seguras entre poços horizontais e zonas de falha predispostas à reativação e a consequente geração de sismos induzidos. É recomendada a distância de 895 m entre poços horizontais orientados perpendicularmente ao eixo de esforço regional máximo e zonas de falha passíveis de reativação (Wilson et al., 2018).

Entender a natureza e a extensão das fraturas hidráulicas de ocorrência natural em maciços rochosos é um fator relevante na orientação de operações de *fracking*, de modo a se estabelecer distâncias de separação seguras entre os alvos a serem estimulados e as rochas que se pretende manter íntegras, como no caso de aquíferos.

Estudos sobre fraturamento hidráulico natural em bacias sedimentares brasileiras são ainda restritos. Na literatura aberta registra-se a descrição de fraturas hidráulicas plumosas contendo óleo em dolomito da Formação Irati, na Bacia do Paraná (Mateus et al. 2014). Merece ainda referência o único estudo com foco na estratigrafia mecânica, realizado na mesma unidade (Cerri, 2015). É certo que as companhias petrolíferas em atividade no país possuem dados obtidos a partir de ensaios de *fracking*, mas essas informações não são ostensivas.

Esse breve retrospecto revela a relevância do conhecimento da natureza e extensão bidimensional de fraturas hidráulicas naturais nas bacias sedimentares passíveis de exploração de gás e óleo não convencionais. Isso é particularmente relevante no caso das bacias sedimentares brasileiras, para as quais pouca ou nenhuma atenção tem sido dada ao tema.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é a caracterização estrutural das fraturas de tração em rochas sedimentares e ígneas presentes em bacias sedimentares brasileiras. Considerando-se os principais tipos de rochas que poderão ser envolvidas no processo de fraturamento hidráulico (*fracking*), a escolha dos tipos de rochas a serem estudados recaiu sobre basaltos e sucessões rítmicas multicamadas de dolomitos e folhelhos na área da Bacia do Paraná e arenitos na Bacia do Alto Paraguai (bacia precursora da Faixa Paraguai), de forma a delimitar bidimensionalmente as

faixas de estruturas trativas, suas características de formação e condicionantes de propagação.

Outra preocupação foi a de estabelecer a relação cronológica entre as fraturas hidráulicas naturais e outras estruturas tectônicas mais antigas ou mais novas, e respectivos campos de esforços responsáveis pelas suas gerações e deformações. A compreensão da relação das fraturas hidráulicas naturais com estruturas preexistentes, assim como sua delimitação, pode auxiliar na previsão do comportamento das fraturas hidráulicas induzidas em reservatórios naturalmente fraturados.

O estudo de fraturas de tração em basalto (e rochas relacionadas) foi realizado na região fronteira entre o sul de Santa Catarina e extremo leste do Rio Grande do Sul (Figura 1.1), na região do Planalto Meridional, onde afloram as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Capítulo 2).

Ainda na Bacia do Paraná, na porção centro-leste do Estado de São Paulo (Figura 1.1), a Formação Irati (Permiano) encerra sucessões rítmicas de folhelhos e rochas carbonáticas, essencialmente dolomitos (Capítulo 3). Essa unidade apresenta feições relacionadas à migração de hidrocarbonetos ao longo de fraturas, que podem ser relacionadas ao fraturamento hidráulico natural (Mateus et al., 2014).

Na região centro-sul do Estado de Mato Grosso, no segmento norte da Faixa Paraguai (Figura 1.1), arenitos da Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano-Cambirano) apresentam fraturas com marcas em pluma, que se sobrepõem a rochas carbonáticas e folhelhos pirobetuminosos do Grupo Araras (Nogueira & Riccomini, 2006). Essas fraturas trativas poderiam representar caminhos preferenciais para fluidos nas rochas da região. Os resultados referentes à esta região encontram-se no Capítulo 4.

Embora as áreas selecionadas neste trabalho já tenham sido objeto de levantamentos com foco na geologia estrutural rúptil, de maneira geral, em nenhum deles o tema do fraturamento hidráulico natural foi abordado, o que confere um caráter inédito ao estudo e preenche uma lacuna quanto à caracterização da deformação rúptil em partes das bacias do Paraná e Alto Paraguai.



Figura 1.1. Localização das áreas de estudo.

1.4 ETAPAS REALIZADAS

Com a finalidade de se atingir os objetivos propostos, foram empregados diferentes métodos e técnicas, em diferentes escalas de observação. Os métodos de estudo específicos para cada uma das três áreas estudadas são detalhados nos capítulos correspondentes. Em linhas gerais compreenderam:

- Compilação de material cartográfico para obtenção de dados de geologia e estrutura geológica regional, valendo-se do acervo do GEOSGB– CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), disponível no sítio <http://geosgb.cprm.gov.br>;
- Geração de modelo digital de elevação empregando-se dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) – global 1 arc second (amostragem de

aproximadamente 30 metros), resultado da cooperação entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration -US*), a NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency-US*) e agências espaciais da Alemanha e Itália, disponível no sítio <https://eros.usgs.gov>. A extensão temporal compreende o período entre 11 e 21 de fevereiro de 2000. Os dados SRTM possuem precisão horizontal e vertical de 20 metros e 16 metros, respectivamente.

- Extração de lineamentos regionais a partir de imagens ALOS World 3D (AW3D30), com aproximadamente 30 metros de resolução espacial, fornecido pela JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), mediante análise por sombreamento (iluminação com 0°, 45°, 90° e 315° de azimute e 45° de elevação).
- Confecção do mapa de isobases (ou mapa de nível de base), conforme procedimentos estabelecidos na literatura (v.g. Grohmann, 2004; Grohmann et al., 2011), para identificação de áreas-alvos para levantamentos de campo.
- Tratamento de dados georreferenciados empregando-se o programa QGIS 3.8.1.
- Levantamento de campo de dados estruturais empregando-se bússola de estrato – tipo Clar – com notação do tipo *dip direction/dip*, considerando as relações geométricas, angulares e de corte entre as estruturas, de modo a se determinar a cronologia relativa das fraturas, conforme proposto por (Angelier, 1994), dentre outros.
- Determinação da cinemática (sentido de deslocamento) das falhas, utilizando-se critérios de repetição de fraturas secundárias e degraus, o estriamento por objetos e cristalização em planos de falha propostos por Petit (1987), além de outras categorias de ressaltos de falhas (v.g. Doblas, 1987; Doblas et al., 1997; Angelier, 1994).
- Coleta de amostras dos veios encaixados nas rochas vulcânicas com a finalidade de determinar a sua mineralogia por meio da difração de raios x, para inferências relativas às suas prováveis condições de formação.

1.5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.5.1 Fraturas

Fraturas são resultantes da deformação rúptil onde a ruptura causa a perda da continuidade (Cosgrove, 2005). Compreendem heterogeneidades estruturais onde

superfícies opostas possuem movimentações relativas, independentemente de quais forem (Schultz & Fossen, 2008). Podem se referir a juntas, veios, diques e falhas (Pluijm & Marshack, 2004)

Já a definição de junta pode estar baseada no tipo de movimentação relativa, assim como na sua ausência ou presença. Secor (1965) atribui o termo a fraturas com pouco ou nenhum deslocamento tangencial, sendo associadas a fraturas de distensão, enquanto falha é aplicada à fratura com deslocamento tangencial. Nesse mesmo sentido, o termo seria restrito a fraturas com evidência de movimento perpendicular às paredes por Pollard & Aydin (1988). Já em Hancock (1985) o termo "junta" é aplicado a uma fratura fechada onde não há movimentação ou abertura que possa ser medida, assim como em Hodgson (1961) e Price (1966).

A compreensão da origem e da relação entre conjuntos de fraturas é fundamental em estudos tectônicos para a determinação dos campos de esforços que agiram durante sua gênese. As fraturas também apresentam relevância na permeabilidade de rochas, pois influenciam nas rotas de percolação de fluidos, sejam eles óleo e gás em reservatórios fraturados ou submetidos ao *fracking*, água em aquíferos fraturados, soluções mineralizantes, ou ainda formação e propagação de plumas de contaminantes. Também afetam o comportamento geomecânico de maciços rochosos, com implicações na estabilidade de obras de engenharia tais como aterros, taludes, barragens e túneis. Ainda, em escala litosférica, fraturas são caminhos importantes de condução de magmas.

Em níveis crustais sujeitos ao regime rúptil, os estados de esforços e a pressão de fluidos controlam a ruptura em rochas (Cox, 2010). A ruptura ocorre quando os esforços superam a resistência das rochas à tração, compressão ou cisalhamento (Zhang, 2019).

Assim, são reconhecidos três modos principais de fraturamento: o Modo I (abertura), que compreende a separação das paredes da fratura por ação de esforços trativos a ela ortogonais; o Modo II (deslizamento), no qual ocorre cisalhamento entre as paredes da fratura paralelo à direção de propagação; e o Modo III (rasgamento), no qual ocorre cisalhamento entre as paredes ortogonalmente à direção de propagação (Bahat, 1991; Lawn, 1993; Younes & Engelder, 1999) (Figura 1.2). Há

ainda o fraturamento no Modo IV (fechamento) onde há a formação de antifraturas , como as superfícies de dissolução por pressão e estilólitos (Mollema & Antonellini, 1996).

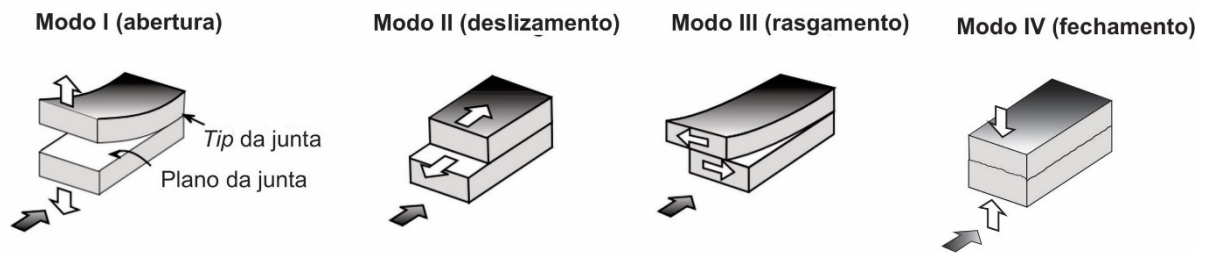


Figura 1.2. [A] Modos de propagação de juntas. A seta preta indica o sentido de propagação, enquanto a seta branca indica o sentido do movimento (modificado de Younes & Engelder, 1999).

A concentração de esforço ocorre quando há presença de pequenas imperfeições e microfraturas, essas que nucleiam a propagação de fraturas mais expressivas, mesmo em rochas aparentemente intactas com alta rigidez (Moraes, 2016; Zhang, 2019). Os trabalhos de Griffith (1921, 1924) apontam para a nucleação das fraturas em microfraturas com propagações paralelas aos eixos de esforço máximo, sendo que o esforço da extremidade da fratura seria maior que aquele imposto efetivamente (Moraes, 2016). O fator de intensidade de esforço (K) é usado para descrever esses esforços na extremidade das fraturas (Zhang, 2019). Assim, para uma microfratura elíptica, a intensidade de esforço K_i é definida por:

$$K_i = \sigma\sqrt{\pi a}$$

onde σ é o campo de esforço distante (*far-field*) e a é a metade do comprimento da microfratura, em um modo de propagação de abertura (Modo I). Para o início da propagação, o fator K deve atingir seu valor crítico ou tenacidade da fratura K_c (Zhang, 2019).

A velocidade de propagação na extremidade da fratura varia em função da intensidade de esforço K_i :

$$v = aK_i^n$$

onde a e n são constantes (chamados de índices de propagação subcrítico). A relação entre K e v permite a geração de gráficos semiquantitativo de v versus K ,

caracterizando três zonas: região I, de baixa velocidade de propagação; região II, onde v é essencialmente constante; e região III, de alta velocidade de propagação (Bahat et al., 2003).

O fator de intensidade de esforço crítico é um dos parâmetros utilizados no fraturamento hidráulico estimulado para caracterizar um determinado campo de esforços, responsável pela propagação de fraturas (Sheibani & Olson, 2013).

Os critérios de ruptura permitem prever a ocorrência de descontinuidades sob determinadas condições (Moraes, 2016). Desta maneira, os envelopes de ruptura são a expressão gráfica dos critérios de ruptura, que permitem representar as condições de esforços requeridos para o fraturamento rúptil nas rochas (Secor, 1965; Cosgrove, 1995). Considerando os modos de abertura e cisalhamento de propagação de fraturas, o critério de ruptura de Mohr-Griffith-Coulomb é uma importante ferramenta para explicar os diferentes modos de propagação, assim como a orientação das fraturas em função dos principais esforços (Brace, 1960; Secor, 1965; Cox, 2010; Bons et al., 2012).

O critério de Griffith é mais bem aplicado no campo trativo (Moraes, 2016; Zhang, 2019), respondendo assim pelas fraturas trativas e é representado por um envelope parabólico dado pela equação:

$$\tau^2 = 4T_0(T_0 + \sigma_n)$$

onde τ é o esforço cisalhante atuante; σ_n é o esforço normal e T_0 é a resistência à tração.

Já o campo cisalhante é melhor representado pelo critério de ruptura de Mohr-Coulomb e assim à formação de fraturas cisalhantes e falhas (Moraes, 2016; Zhang, 2019), representado por um envelope linear expresso pela equação:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \varphi$$

onde τ é o esforço cisalhante, σ_n é o esforço normal, c é a coesão e φ é o ângulo de fricção interna.

Dessa maneira, são descritos na literatura quatro tipos de fraturas: trativas, de compactação ou contração e de cisalhamento (v.g. Hancock, 1985; Pluijm & Marshack, 2004; Aydin et al., 2006; Schultz & Fossen, 2008). O quarto tipo estaria relacionado ao cisalhamento híbrido (fraturas trativas transicionais). De acordo com autores como Pluijm & Marshak (2004), fraturas híbridas seriam um conceito teórico não comprovado por experimentos ou por achados em trabalhos de campo.

As fraturas podem ser diferenciadas com base em sua orientação em relação ao eixo de maior esforço e no movimento relativo entre os blocos por elas separados (Cosgrove, 2005).

Fraturas trativas são formadas perpendicularmente ao eixo de menor esforço. Já fraturas de cisalhamento se formam inclinadas em relação ao eixo de maior esforço, podendo ocorrer de forma conjugada e com duas componentes de esforço - uma componente normal e outra de cisalhamento (Secor, 1965).

Para que fraturas de tração sejam formadas, o esforço diferencial deve ser pequeno, ou seja, menor que quatro vezes a resistência à tração do material. Para a formação de fraturas de cisalhamento, o esforço diferencial deve ser maior que quatro vezes a resistência à tração do material. Portanto, a orientação da fratura é determinada em resposta ao eixo principal de maior esforço, enquanto o tipo de fratura é determinado pela magnitude do esforço diferencial (Cosgrove, 2005).

As fraturas híbridas são previstas pelo envelope de ruptura de Mohr -Coulomb, que se apresenta como uma parábola ao cruzar o eixo de esforço cisalhante, e se aproxima do eixo de esforço normal. Por conta deste formato, os ângulos diedrais entre fraturas conjugadas diminuem com o decréscimo das pressões confinantes, ao ponto dos esforços cisalhantes se tornarem trativos. Sob um esforço trativo, ocorre uma distensão oblíqua (Engelder, 1987). Alguns experimentos apontam a existência de fraturas híbridas, mas que se formariam em ângulos menores do que aqueles previstos pelo envelope de ruptura de Mohr-Coulomb (v.g. Ramsey & Chester, 2004; Ferrill et al., 2012), no entanto, a sustentação de uma propagação híbrida em meio rochoso isotrópico e homogêneo, como postulado no diagrama de Mohr-Coulomb, ainda é frágil (Engelder, 1999).

Dessa maneira, considerando a representação dos diversos campos de esforços no Envelope de Ruptura de Griffith-Mohr-Coulomb (Figura 1.3), os estados de tração pura estariam representados nos círculos 1 (a, b, c), com a formação de fraturas em planos normais ao menor esforço principal.

No entanto, conforme o esforço diferencial decresce, as fraturas tornam-se progressivamente randômicas até atingir o ponto onde o esforço diferencial é igual a zero, sendo o estado de esforços considerado hidrostático. No estado hidrostático, não há direção preferencial de abertura de fraturas, produzindo, assim, a brechação da rocha.

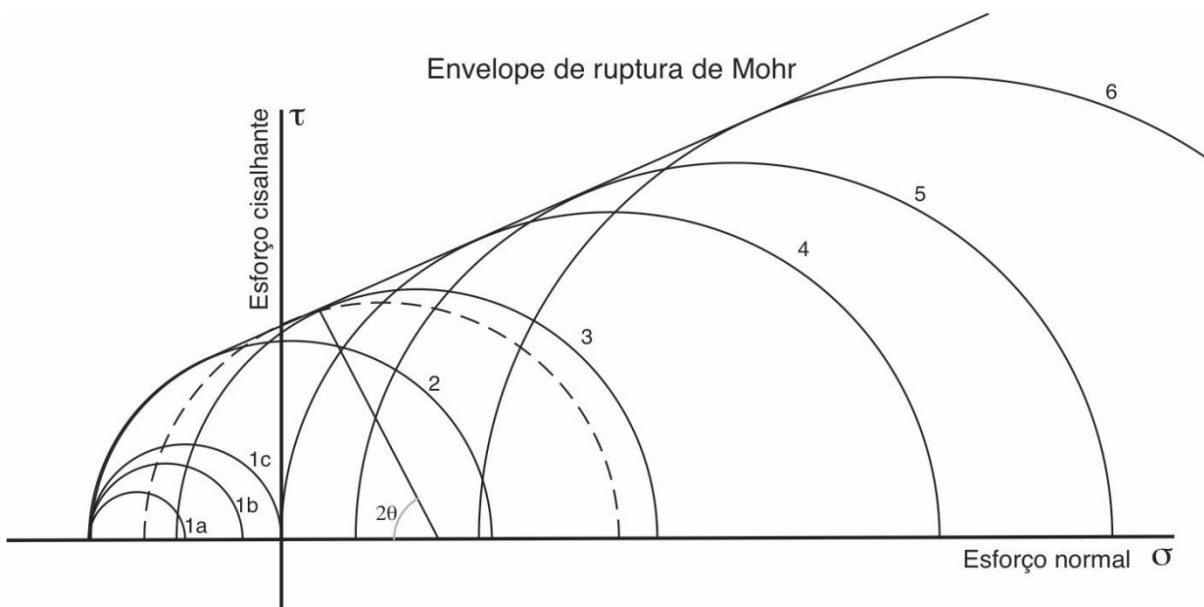


Figura 1.3. Estados de tensão e envelope de ruptura de Mohr. Círculos 1a a 1c: estado de tensão trativa; Círculo 2: estado de tensão onde a compressão atua em uma direção e a tração em outra; Círculos 3 a 6: estado de tensão predominantemente ou puramente compressivo (adaptado de Einstein & Dershowitz, 1990)

No círculo 2, compressão e tração coexistem, sendo as fraturas formadas da mesma maneira do que nos círculos 1, a despeito da existência de esforços compressivos. Os círculos 3 a 6 compreendem puramente ou predominantemente estados de esforços compressivos.

Fraturas distensivas também podem ser geradas em contextos compressivos como nos círculos 4 a 6. Na Figura 1.4 são demonstrados dois modelos simplificados para a formação de fraturas distensivas sob a ação de campos compressivos. São esperadas fraturas distensivas individuais, fraturas distensivas conectando uma fratura de cisalhamento e fraturas de cisalhamento (Einstein & Dershowitz, 1990).

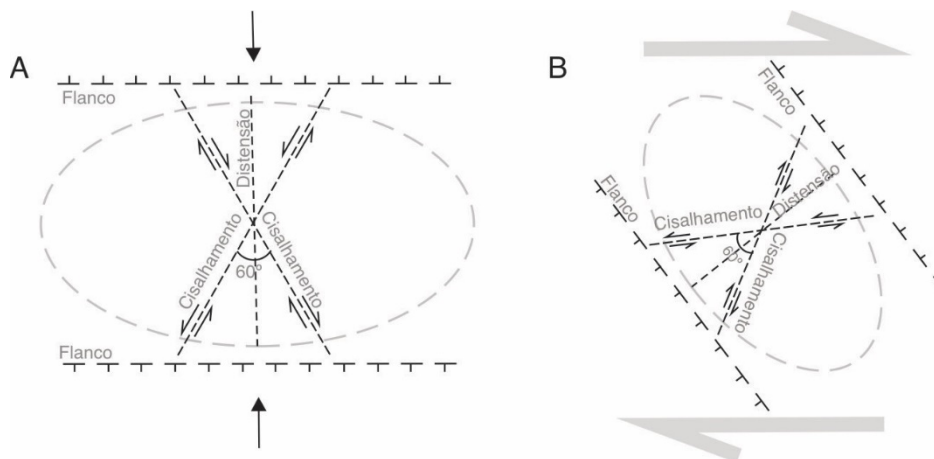


Figura 1.4. Diferentes padrões de fraturamento. Em [A] esforços compressivos e em [B] compressão induzida por um par de cisalhamento (adaptado de Einstein & Dershowitz, 1990).

Além dos campos de esforços, outro fator relevante é a existência de pressão de fluidos, que afeta diretamente a resposta mecânica das rochas, induzindo a formação de fraturas de distensão mesmo quando apenas fraturas de cisalhamento são esperadas.

O estado de esforços na crosta é predominantemente compressivo, o que na teoria não ensejaria a formação de estruturas distensivas. Considerando que há aumento da pressão de fluidos com o aumento da profundidade, o estado de esforço dentro do poro é hidrostático, que age opostamente à pressão litostática, reduzindo-a. Assim, o círculo original de esforço litostático é movido no sentido do campo trativo e, ao encostar no envelope de ruptura ocorre o fraturamento. Esse fraturamento induzido por fluido é chamado fraturamento hidráulico (Cosgrove, 2005). São exemplos de fraturas hidráulicas naturais: injectitos, diques ígneos, veios, fraturas em cunha em carvão e juntas (Davies et al., 2012).

Em um maciço rochoso saturado os esforços normais são reduzidos aos seus valores efetivos (Sibson, 2004):

$$\sigma'_n = (\sigma_n - \alpha P_f)$$

onde σ'_n é o esforço normal efetivo, σ_n é o esforço normal, α é o parâmetro poroelástico, que pode se aproximar de 1 e P_f é a pressão de fluidos. Dessa maneira, os esforços compressivos principais efetivos são:

$$\sigma'_1 = (\sigma_1 - P_f) > \sigma'_2 = (\sigma_2 - P_f) > \sigma'_3 = (\sigma_3 - P_f)$$

Em uma dada profundidade z , a pressão de fluidos P_f pode ser correlacionada com o esforço vertical σ_v através do fator de poro-fluido:

$$\lambda_v = \frac{P_f}{\sigma_v} = \frac{P_f}{\rho g z}$$

onde ρ é a densidade média da crosta e g é a aceleração da gravidade. Assim, o esforço vertical efetivo é dado por:

$$\sigma'_v = (\sigma_v - P_f) = \rho g z (1 - \lambda_v)$$

Considerando o modelo andersoniano, em regime compressivo $\sigma_v = \sigma_3$ e em distensivo $\sigma_v = \sigma_1$.

Em condições de equilíbrio, quando poros e fraturas estão saturados e conectados ao nível freático da superfície terrestre, tem-se que o estado da pressão de fluidos é hidroestático ($\lambda_v \sim 0,4$) (Sibson, 2004). No entanto, em áreas com geração de fluidos confinados por camadas de menor permeabilidade, bacias sedimentares em soterramento, arcos acrecionários, áreas sujeitas a metamorfismo ou magmatismo há sobrepressão acima da pressão hidroestática, que pode se aproximar ou exceder os valores litoestáticos ($\lambda_v \rightarrow 1$) (Bons et al., 2012).

Considerando os modos de fraturamento em uma determinada profundidade, sujeitos aos regimes de pressão de fluidos, os critérios de ruptura podem ser representados por gráficos do esforço cisalhante τ pelo esforço normal efetivo σ'_n (Sibson, 2004):

Para o campo trativo, aplicando-se o critério de Griffith:

$$\tau^2 = 4\sigma'_n T_0 + 4T_0^2$$

em condições onde $\tau = 0$, a expressão se reduz ao critério de fraturamento hidráulico, que descreve condições de formação de fraturas puramente distensionais, perpendicularmente a σ_3 (Sibson, 2004):

$$\sigma'_3 = -T \quad \text{ou} \quad P_f = \sigma_3 + T$$

Quando $\sigma'_n > 0$ o fraturamento é melhor representado pelo critério de Mohr-Coulomb, com a formação de fraturas no campo compressivo:

$$\tau = c + \mu_i \sigma'_n \approx 2T + \mu_i (\sigma_n - P_f)$$

onde μ_i é o coeficiente de fricção interna.

O deslocamento do Círculo de Mohr quando a pressão de fluidos é maior que o menor esforço principal está representado na Figura 1.5.

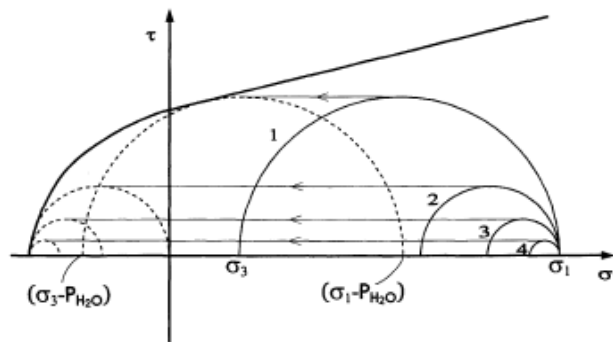


Figura 1.5. Representação dos círculos de Mohr de quatro estados de tensão (linhas contínuas), sem ruptura. Com a pressão de fluidos (P_{H_2O}), os estados de tensão se movem para a esquerda e toca na envoltória de ruptura, causando fraturamento hidráulico (Cosgrove, 1995).

Portanto, a formação de fraturas trativas sob campos de esforços compressivos pode ser relacionada à pressão de fluidos, exceto em casos específicos como contração de camada por perda de água ou resfriamento de corpos ígneos (Cosgrove, 2005).

Fraturas trativas podem se desenvolver em grandes profundidades e ser reabertas pela pressão de fluidos, sendo, assim, caminhos importantes de migração de água subterrânea, hidrocarbonetos e fluidos mineralizados (Secor, 1965).

Ainda, autores como Engelder (1985) e Bahat (1991) propuseram uma classificação genética das fraturas, considerando as trajetórias de soterramento em bacias sedimentares. A classificação foi baseada em dados de campo da morfologia das fraturas e suas respectivas superfícies, sendo aplicável, principalmente, a rochas estratificadas. Juntas de soterramento e sintectônicas estão relacionadas à ruptura resultante do aumento da pressão de poro. Já as fraturas de soerguimento são resultado de esforços trativos, relacionados ao relaxamento das pressões confinantes.

Fraturas pós-soerguimento refletem condições locais e são influenciadas por processos geomorfológicos (Bahat, 1991).

1.5.1.1 Propagação de fraturas no Modo I

A propagação de fraturas em rochas é dirigida pelas seguintes premissas (Bahat, 1991):

- i) a rocha é considerada um meio elástico, homogêneo e isotrópico;
- ii) fraturas em rochas possuem maiores dimensões que microfraturas estudadas em corpos de prova;
- iii) pode-se dividir o fraturamento em iniciação, propagação, interação e impedimento;
- iv) deve-se considerar ainda a pressão litoestática;
- v) a pressão de fluídos tem função importante no fraturamento.

A iniciação de fraturas parte de descontinuidades, que podem variar desde os limites intergrãos, passando por inclusões até cavidades. Geralmente ocorrem em concentradores de esforços como o limite intercamadas ou fraturas pré-existentes (Bahat, 1991). Dessa maneira, o critério de ruptura para fraturas trativas sujeitas a uma pressão de poro interna P é (Secor, 1969):

$$\sigma'_3 = -S = -\left[\frac{\pi E \gamma}{2c} (1 - \nu^2)\right]^{1/2}$$

Onde σ'_3 é o menor esforço principal efetivo, $-S$ é a resistência à tração da rocha (notar que a tração é considerada negativa), E é o módulo de Young, ν é a razão de Poisson, γ é a energia específica de superfície e c é a metade do comprimento da microfratura.

Assim, para que a fratura se inicie, a pressão interna P deve exceder σ_3 e se tornar efetivo. Isso ocorre quando o fluído atinge o volume crítico (Secor, 1969):

$$v_{cr} = \frac{16}{3} \left[\frac{\pi \gamma (1 - \nu^2)}{2E}\right]^{1/2} c^{5/2}$$

A propagação ocorre então paralelamente à direção de esforço principal e ortogonalmente à direção mínima de compressão σ_3 . A junta se propaga então normal ao Modo I. No entanto, quando os esforços cisalhantes são também importantes, modos combinados I+II e I+III, também podem ocorrer, resultando em feições características (Bahat, 1991), tratadas mais adiante.

O impedimento da propagação pode ocorrer em quatro situações (Bahat, 1991):

- i) pelo efeito da diminuição da pressão de fluídos;
- ii) pelo aumento da compressão principal mínima remota σ_3 com a profundidade:

$$\sigma_3 = \frac{v}{(1 - v)\rho g z}$$

- iii) pelo contato com uma superfície livre;
- iv) em uma junta de soerguimento, quando este cessa.

1.5.1.2 Fraturas com estruturas em pluma

A formação das marcas na superfície das fraturas é dependente dos modos de propagação das fraturas. Considerando a morfologia da superfície, fraturas criadas sob a ação de campo trativo apresentariam estruturas em pluma enquanto as fraturas de cisalhamento desenvolveriam estruturas em degrau (Einstein & Dershowitz, 1990).

Estruturas em pluma evidenciam ausência de movimento lateral significativo, sendo o centro das "plumas" indicativo do local onde a fratura se originou (Roberts, 1961). Plumás com eixos bem desenvolvidos são comuns em camadas uniformes entre rochas de diferentes competências (Kulander & Dean, 1995). Bahat (1991) menciona plumas com dezenas de metros de extensão. No Platô Apalachiano foram descritas estruturas em pluma de até 48 metros.

Woodworth (1896) foi o primeiro a descrever a morfologia de superfície de fraturas de distensão em rochas pelíticas, reconhecendo as estruturas em pluma e as diferenciando dos ressaltos de falhas (*slickenside*), estes últimos atribuídos a fraturas de cisalhamento. Assim, as interpretou como uma característica inerente a uma fratura que foi aberta. A superfície da fratura foi separada em quatro elementos principais: plano da fratura, franja da fratura, ombreira e o "aro" (*rim*) da fratura conchoidal, este último presente apenas em juntas discoides (Hodgson, 1961).

No plano da fratura aparecem pequenas elevações que divergem de um eixo central, com a aparência de uma pluma ou pena. Tal plano é geralmente limitado por uma franja de pequenas fendas escalonadas (*en échelon*). Woodworth (1896) se refere a essas fraturas como fraturas-b. Os intervalos entre as fraturas-b são

interceptados por fraturas-c. As estruturas em pluma podem ocorrer ainda nas fraturas-b. Já as ombreiras compreendem uma borda curva que conecta o plano da junta e a franja. Tal estrutura é muito proeminente em algumas fraturas.

A classificação de Woodworth (1896) compreendia uma sistematização das estruturas da superfície, indicando sua ausência ou presença assim como sua geometria. Hodgson (1961) revisou esta classificação, separando as juntas sistemáticas das não sistemáticas. As classificações de Woodworth (1896) e Hodgson (1961) são apresentadas na Figura 1.6.

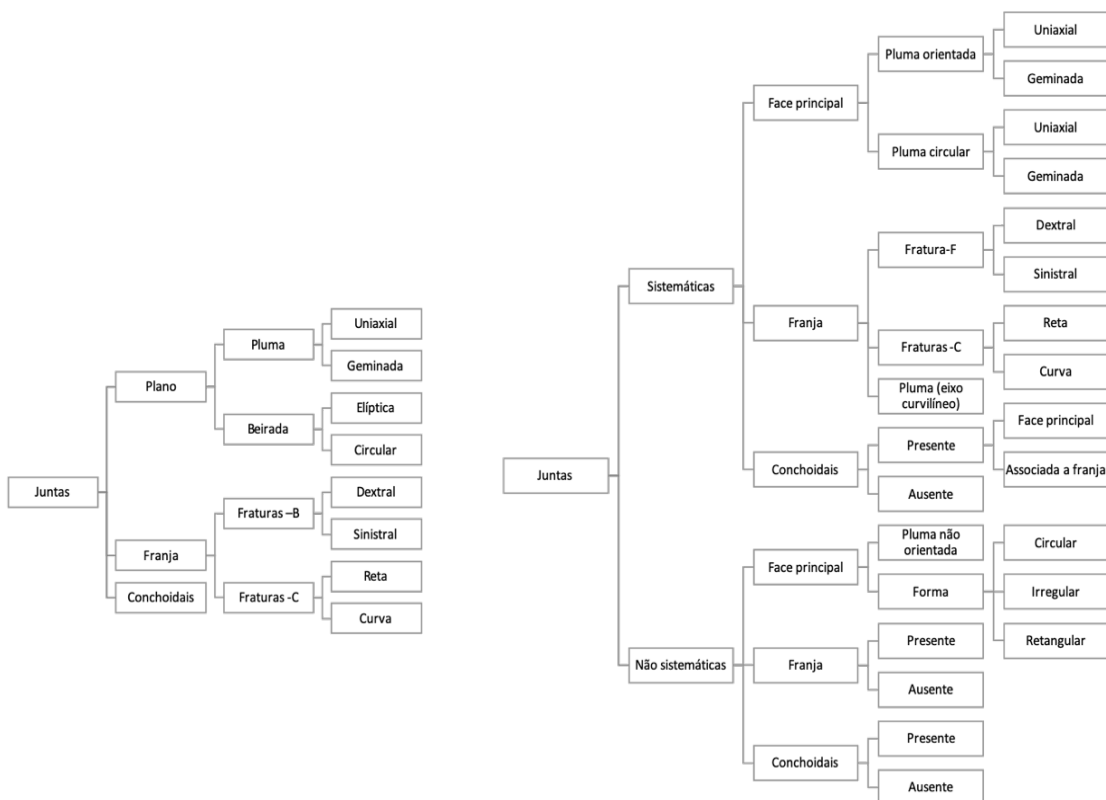


Figura 1.6. [A] Classificação de Woodworth (1896) e [B] Hodgson (1961). Adaptado de Bahat (1991).

As principais feições observadas em fraturas em pluma compreendem o ponto de início, a região de espelho, a região de névoa, bifurcação de fratura, *twist hackle*, e linhas de hesitação (Kulander & Dean, 1995). A Figura 1.7 mostra os principais componentes de uma estrutura em pluma ideal.

O ponto de início é a descontinuidade de onde partem os eixos das plumas. O espelho compreende a região sem relevo que se forma ao redor do ponto de início, e varia da escala microscópica até a escala de afloramento. A região do espelho não é

geralmente distinguível em rochas sedimentares, sendo mais comum em experimentos com corpo de prova, ou em alguns granitos.

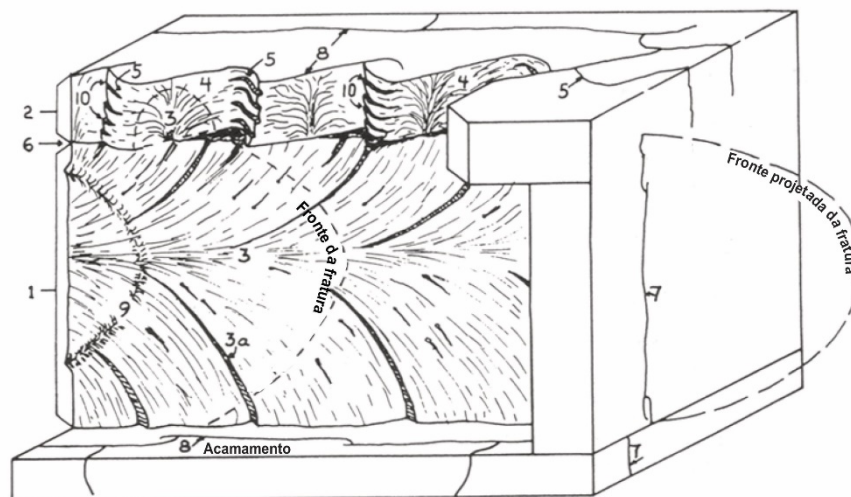


Figura 1.7. Bloco diagrama indicando principais componentes de uma estrutura em pluma. 1. Plano de fraturas; 2. Franja; 3. Estruturas em pluma; 3a twist hackles 4. Juntas-F; 5. Fraturas-C; 6. Ombreira; 7. Traço da fratura principal; 8. Extensão paralela ao acamamento; 9. Linhas de hesitação; twist hackles de segunda ordem (adaptado de Pollard et al., 2004).

As linhas finas curvadas ou sinuosas que marcam a direção local da propagação da fratura são denominadas de rebarbas (*barb*) (Bahat, 1991). Baseados nos padrões observados em siltitos do Platô Apalachiano, três variações de rebarbas em fraturas em pluma são reconhecidas: pluma tipo-S, pluma tipo-C e pluma rítmica tipo-C (Bahat & Engelder, 1984), conforme pode ser observado na Figura 1.8.

A pluma do tipo-S é retilínea, com um eixo linear paralelo ao acamamento. As rebarbas partem do eixo em direção aos limites superiores e inferiores da camada. A pluma do tipo-C apresenta um eixo que geralmente se divide em diversas ramificações, sendo as rebarbas mais irregulares do que na pluma tipo-S, com uma razão (R) entre altura e o comprimento horizontal inferior as da pluma tipo-S. As plumas rítmicas são uma variação da pluma tipo-C, onde as rebarbas formam leques que se repetem ao longo da superfície da fratura (Engelder & Bahat, 1984).

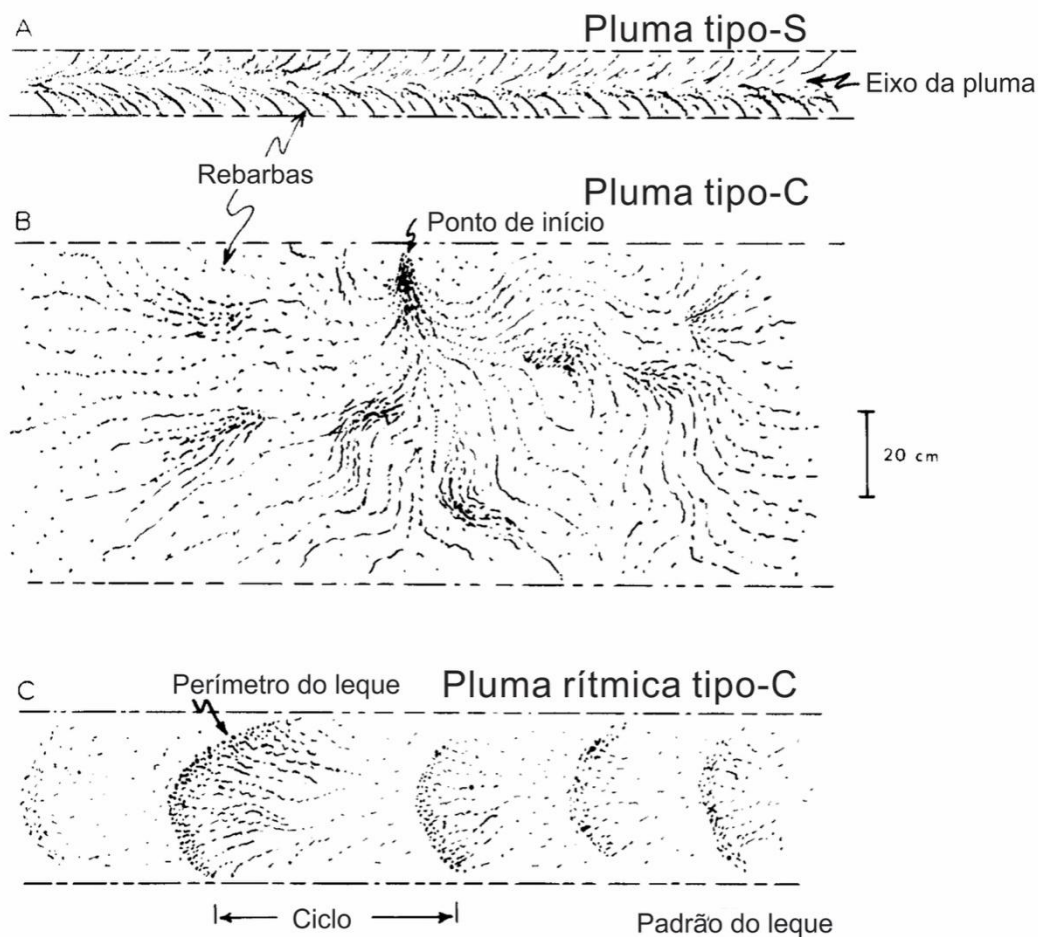


Figura 1.8. Classificação de plumas (adaptado de Bahat & Engelder, 1984).

As marcas em pluma divergem de um ponto de início (Figura 1.9) que pode ocorrer no limite entre estratos de diferentes competências ou intracamada, a partir de discontinuidades como estruturas sedimentares de formatos irregulares, grãos de maior granulometria, fósseis, concreções, entre outros (Savalli & Engelder, 2005).

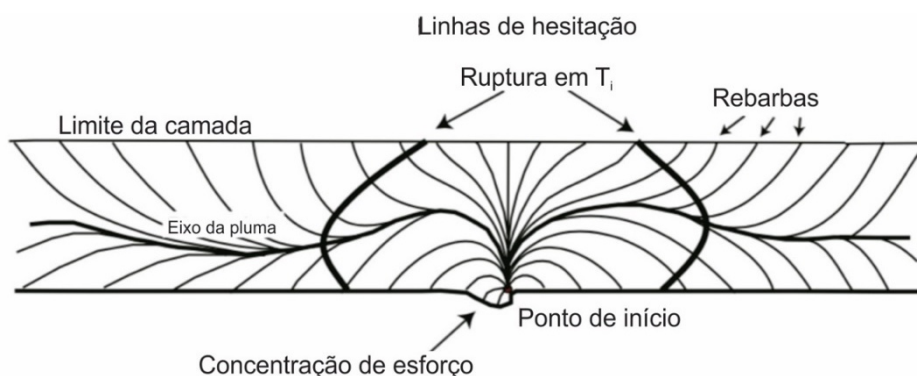


Figura 1.9. Feições em fraturas em pluma (adaptado de Savalli & Engelder, 2005).

Em sucessões multicamadas, o crescimento de rupturas abertas ou fechadas, com início de propagação no limite entre camadas, é indicativo das diferenças de

competência (Figura 1.10). Uma ruptura fechada é identificada por plumas de curvatura suave, de vários comprimentos, que se propagam para o interior da camada e sugerem uma interface coesiva, plástica, com abertura máxima no centro da camada (Savalli & Engelder, 2005). Em uma ruptura aberta, as plumas são retas, se propagam a partir do ponto de início para o interior da camada, e indicam um limite não coesivo, rúptil, onde a máxima abertura se dá nos limites das camadas, podendo haver movimentação ao longo da interface do acamamento (Savalli & Engelder, 2005).

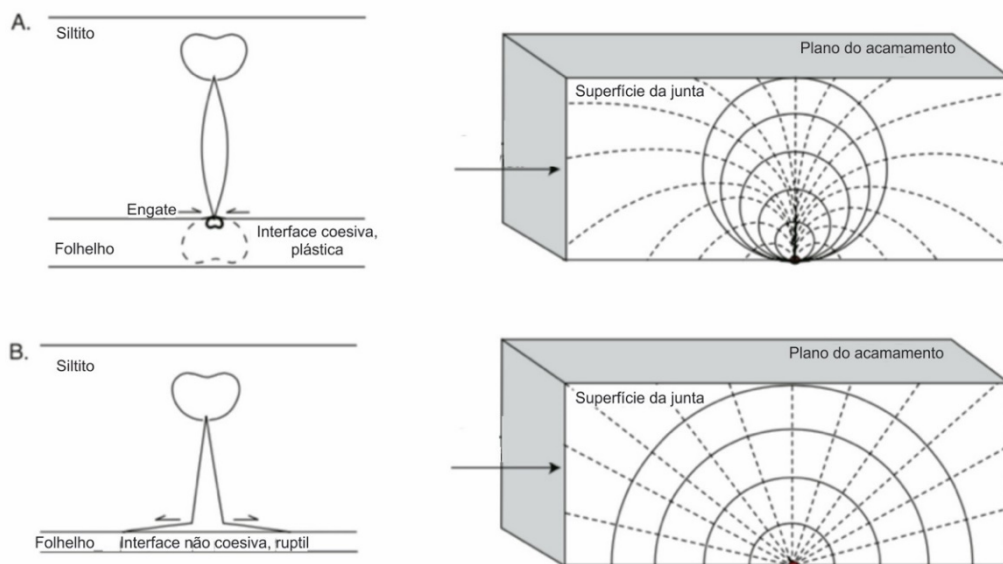


Figura 1.10. Campo de esforços na extremidade de ruptura. [A] Início da ruptura em um limite de camadas coesivo e plástica, onde há um contraste nas propriedades plásticas das rochas. [B] Início da ruptura em um limite de camadas rúptil e não coesivo (adaptado de Savalli & Engelder, 2005).

A força do contato entre as camadas controla a propagação de fraturas através das camadas. Essas podem: (i) terminar no limite entre as camadas; (ii) continuar diretamente através do limite entre as camadas; ou (iii) divergir para a direita ou esquerda (Bahat et al., 2005). Por exemplo, as interfaces entre siltitos e folhelhos da sucessão multicamada do Grupo Genesee (New York, Estados Unidos) limitam a continuidade vertical dos traços das juntas, restritas às camadas de siltito (Helgeson & Aydin, 1991). Observadas perpendicularmente às suas superfícies, essas apresentam pontos iniciais de propagação verticalmente alinhados, mas quando observadas paralelamente à sua orientação, seus traços entre uma camada de siltito e outra apresentam deslocamentos laterais. De modo geral, este deslocamento lateral aumenta à medida que a espessura da camada inibidora de folhelho aumenta, diminuindo, portanto, o grau de comunicação vertical entre as juntas (Helgeson &

Aydin, 1991). Esse deslocamento é resultado da criação de duas zonas de esforços, simétricas em relação ao plano original da junta, por ocasião da mudança de camada. A continuidade do fraturamento na camada após aquela inibidora se dará a partir de uma dessas duas zonas, dependendo do tamanho, formato ou orientação de descontinuidades prévias (Helgeson & Aydin, 1991). Desta maneira, em maciços rochosos compostos por unidades multicamadas, a permeabilidade vertical e horizontal das fraturas é fortemente influenciada pela existência de camadas inibidoras de propagação e pela descontinuidade dos planos de fratura (Helgeson & Aydin, 1991).

Em condições de soterramento raso, baixo esforço diferencial e propagação condicionada por fluidos, as fraturas tendem a terminar no limite intercamada (Bahat et al., 2005).

Hackles de velocidade são pequenas marcas que delimitam a região do espelho e são formadas quando a propagação se torna instável. Essas dão origem à região de névoa, de natureza caótica (Kulander & Dean, 1995).

A bifurcação de fratura ocorre quando há aumento da velocidade induzida pelo aumento do esforço nas extremidades da região da névoa, havendo a bifurcação em dois ou mais planos divergentes (Kulander & Dean, 1995).

Fraturas em uma estrutura em degraus, escalonadas, são denominados de *twist hackles* (Kulander & Dean, 1995). Compreendem os planos-b da classificação de Woodworth (1896), e as fendas *en échelon*, em trabalhos como Bahat (1991) e Bahat et al. (2005).

O termo *hackle* já foi considerado controverso (v.g. Rice, 1984; Bahat, 1991), pois a generalização do termo, tanto em mecânica de rochas quanto em geologia, causa confusão quanto ao mecanismo de formação das fraturas. Por esta razão diferencia-se *hackle*, que compreende marcas secundárias de forma parabólica, com plano de propagação em ângulo agudo com o plano principal (Bahat et al., 2005), das fendas *en échelon* formadas nas franjas das fraturas principais.

O modo trativo (Modo I) pode ser combinado com os modos cisalhantes (Modos II e III), como consequência de rotação dos esforços ao longo do tempo ou da ação

de esforços remotos (v.g. Younes & Engelder, 1999). No Modo I as fraturas são planares. No Modo I+II as fraturas são encurvadas ou em *kink*, em função da combinação entre abertura e deslizamento. No Modo I+III as fraturas apresentam franjas escalonadas, formadas pela combinação entre abertura e rasgamento (Figura 1.11).

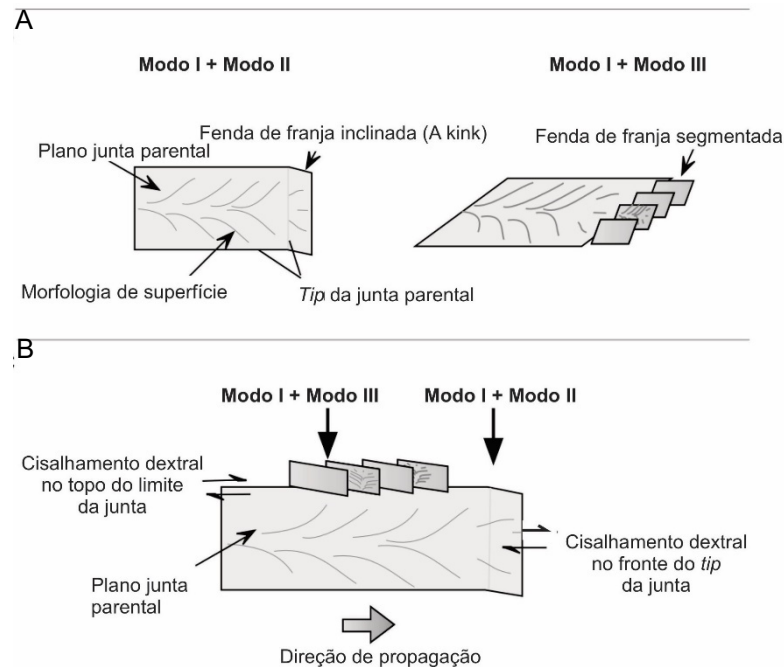


Figura 1.11.[A] Geometria das franjas, resultado da combinação entre o modo trativo e os modos cisalhantes. [B] Franjas no limite da junta parental (Adaptado de Younes & Engelder, 1999).

Assim franjas podem ser contínuas, seguindo o traço principal da fratura, ou descontínuas, originadas a partir das ombreiras (Figura 1.12). A primeira estaria relacionada com uma rotação gradual, enquanto a segunda forma de ruptura estaria relacionada a um processo abrupto de rotação, com carregamento do modo I+III entre o desenvolvimento da fratura principal e a franja (Bahat et al., 2005).

As franjas podem ser dextrais ou sinistras. É possível observar rotações opostas em franjas acima e abaixo da junta parental, o que sugere que as franjas responderam a diferentes modos de propagação (Bahat et al., 2005).

As linhas de hesitação correspondem a pausas no crescimento da ruptura, ou uma diminuição da velocidade de propagação devido à mudança abrupta de direção e magnitude do esforço de tração principal na frente da fratura. São muitas vezes eficientes para inferir e comparar a configuração e magnitude relativa dos esforços e

velocidade de propagação relativa. Essas formam ângulos normais com as linhas das plumas (Bahat, 1991).

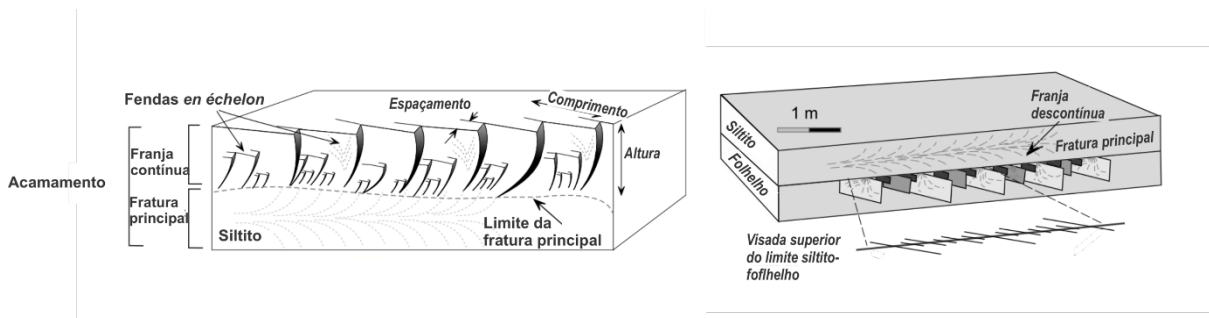


Figura 1.12. Franjas contínuas e descontínuas (Bahat et al., 2005)

As linhas de hesitação podem ser: retas, e indicam velocidade de propagação constante, sem mudanças na magnitude e direção do esforço; circulares, com mudanças dos esforços principais máximos e intermediários a uma taxa constante e; parabólicas, cujas indicam alternância entre esforços principais máximo e intermediário gerada pelas mudanças na velocidade, magnitude ou direção de propagação (Bahat, 1991).

O termo “linha de hesitação” não é aceito amplamente, pois pode ser utilizado como sinônimo de ondulação e, portanto, não estaria relacionado à mudança de velocidade ou de direção e magnitude do esforço de tração principal, mas sim à interação entre esforços locais e ondas de esforços (Bahat, 1991).

No entanto, características morfológicas podem auxiliar na diferenciação entre as duas estruturas, uma vez que as linhas de hesitação (ou *arrest marks*) são marcadas por estrias que se juntam em uma única estria e são assimétricas, enquanto as ondulações apresentam morfologia quase simétrica (Bahat et al. 2005).

De qualquer forma, as marcas circulares que não são caracterizáveis geneticamente são denominadas genericamente de marcas onduladas

A identificação das plumas pode ser controversa, uma vez que as técnicas utilizadas para abertura de estradas ou avanço das frentes de lavra envolvem explosões, as quais são responsáveis por gerar marcas de superfície que mimetizam marcas em superfície naturais. A diferenciação entre fraturas em pluma naturais e aquelas formadas por detonação se dá pela relação entre o comprimento da região

do espelho e dos *hackles*. Em fraturas naturais, a região do espelho é maior, enquanto os *hackles*, possuem menor comprimento. Por outro lado, em fraturas artificiais, a região do espelho é limitada por longos e estreitos *hackles*. Isso se dá pela diferença da intensidade dos esforços, a qual é menor no caso das fraturas naturais (Bahat, 1986). Além disso, a característica mais distinta das marcas de superfície induzidas é a formação de múltiplos *hackles* em cúspide, o que indicaria que a propagação ocorreu em diferentes direções (Bahat, 1991).

De maneira a sistematizar a caracterização das marcas em superfície, foram utilizados os aspectos descritivos de Bahat (1991), elencados Tabela 1.1. Aspectos descritivos das marcas de superfície de fraturas (conforme Bahat, 1991)..

Aspecto	Característica
Geometria	Marcas onduladas
	Plumas
Simetria	Em relação ao eixo da pluma
Inclinação	Inclinadas
	Paralelas aos limites intraestratais
Confinamento	Intraestratal
	Não confinada
Franjas (<i>hackles</i> e/ou <i>en échelon</i>)	Acima e/ou abaixo
	Lateral
Início	Nos limites inferior ou superior
	Intraestratal
Término	Final da fratura principal
	Meio da fratura
Relevo	Dependente da granulometria, mas geralmente inferior a 1mm
Conjunto de juntas	Direção preferencial em determinados <i>sets</i>
Ortogonalidade	Plumas são geralmente ausentes em <i>sets</i> ortogonais
Sequência	Relação cronológica entre os <i>sets</i>
Sobreposição das marcas	Ausente
	Presente
Preenchimento mineral	Ausente
	Presente

Tabela 1.1. Aspectos descritivos das marcas de superfície de fraturas (conforme Bahat, 1991).

1.5.2 Zeólitas em rochas vulcânicas

Zeólitas são alumino-silicatos hidratados de elementos alcalinos (Na e K) e alcalino-terrosos (Ca, Ba, e Sr) e constituem um grupo com um grande número de minerais, de diferentes composições químicas, mas com propriedades similares (Haldar & Tišljár, 2014). As zeólitas podem ser classificadas de acordo com a razão $R=Si:(Si+Al+Fe)$ em básicas com $0.50 < R < 0.625$, intermediárias com $0.625 < R < 0.75$, e ácidas com $0.75 < R$, que parece estar relacionada com a composição da rocha hospedeira (Iijima, 1980), como pode ser observado na Tabela 1.2

Espécimes	R	Cátion dominante	Rocha			
Gismondina	0.50-0.57	Ca	U	B		
Phillipsita	0.52-0.77	Ca, Na ou K	U	B	I	A
Thomsonita	0.50-0.52	Ca	U	B		
Gonnardita	0.52-0.58	Na	U	B		
Asheroftina	0.55	K	U			
Mesolita	0.60	Ca, ou Na	U	B	I	
Escolécita	0.60	Ca	U	B		
Natrolita	0.60	Na	U	B	I	
Cowlesita	0.60	Ca		B		
Edingtonita	0.60	Ba				
Garronita	0.63	Ca		B	I	
Analcima	0.63-0.74	Na	U	B	I	A
Chabazita	0.63-0.80	Ca, ou Na	U	B	I	A
Gmelinita	0.67	Ca, ou Na		B		
Levyna	0.67	Ca		B		
Laumontita	0.66-0.71	Ca	U	B	I	A
Wairakita	0.67	Ca		B	I	A
Faujasita	0.71	Na	U	B		
Offretita	0.72	Ca, ou Mg		B		
Harmotoma	0.73	Ba		B		
Mazzita	0.73	Na		B		
Estilbita	0.72-0.78	Ca, ou Na		B	I	A
Heulandita	0.73-0.80	Ca		B	I	A
Erionita	0.74-0.79	Ca, Na ou K		B	I	A
Yugawaralita	0.75	Ca		B	I	A
Brewsterita	0.75	Sr				
Epistilbita	0.75	Ca		B	I	A
Barrerita	0.77	Na				A
Stellerita	0.78	Ca				
Paulingita	0.78	K		B		
Dachiardita	0.78-0.86	Ca, ou Na		B		A
Clinoptilolita	0.80-0.85	Ca, Na ou K		B	I	A
Mordenita	0.81-0.85	Ca, ou Na		B	I	A
Ferrierita	0.85	Mg, ou K		B	I	A

Tabela 1.2. Composição das zeólitas em rochas ígneas ($R=Si:(Si+Al+Fe)$); U: rocha ultrabásica; B: rocha básica; I: rocha intermediária; A: rocha ácida – Adaptado de Lijima, 1980.

Zeólitas podem ser resultantes de atividades hidrotermais (como em depósitos hidrotermais de ouro e prata, formação tardia em pegmatitos e reações entre fluidos e rochas feldspáticas), de processos sedimentares (depósitos formados em lagos em sistemas abertos ou fechados a partir de sedimentos vulcânicos), de alteração de baixa temperatura em sedimentos marinhos, do metamorfismo de baixo grau, da gênese magmática (mesmo que rara), e da percolação de fluidos hidrotermais com a consequente cristalização em amígdalas e geodos em rochas básicas (e.g. Gottardi, 1989; Lijima, 1980).

A origem de zeólitas em amígdalas em rochas vulcânicas é comumente relacionada a processos hidrotermais. No entanto, há certos depósitos de zeólitas que parecem ser correlacionáveis com a percolação de água meteórica, em temperatura ambiente, através de fraturas em rochas que contem vidro (Gottardi, 1989). Como exemplo tem-se os basaltos terciários de *Barrington Highlands*, onde zeólitas estão associadas a argilominerais (Nashar & Davies, 1960).

As características comuns a esses ambientes é a presença de fluidos neutros a alcalinos, baixas temperaturas (<300°C), muitas vezes associados à presença de rochas vulcânicas portadoras de materiais amorfos. Desta maneira, a atividade de fluidos silicosos, as concentrações de cátions e o pH - potencial hidrogeniônico – são parâmetros que interferem no tipo de zeólita a ser formada, assim como a temperatura (Gottardi, 1989) (Figura 1.13). A pressão é uma variável de menor influência na paragénesis de zeólitas (Chipera & Apps, 2001).

Embora algumas variações nas assembleias de zeólitas podem ser correlacionadas com variações composicionais da rocha vulcânica ou dos fluidos percolantes, o efeito da temperatura geralmente predomina (Chipera & Apps, 2001).

Quartzo, albita, adularia, calcita e filossilicatos são minerais que comumente ocorrem associados a zeólitas (Boles, 1981).

Na Bacia do Paraná, as zeólitas podem ser encontradas em vesículas e fraturas em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e em arenitos da Formação Botucatu, próximos aos derrames. Dentre os espécimes de zeólitas identificados na bacia estão: analcima, chabazita, thomsonita, ptilolita (mordenita), natrolita, esolecita, mesolita, laumontita, estilbita, stellerita e heulandita, associadas à calcita, calcedônia, quartzo,

micas e argilominerais, além de cobre metálico e carbonatos associados (Franco, 1952; Bergmann et al., 2013, 2015).

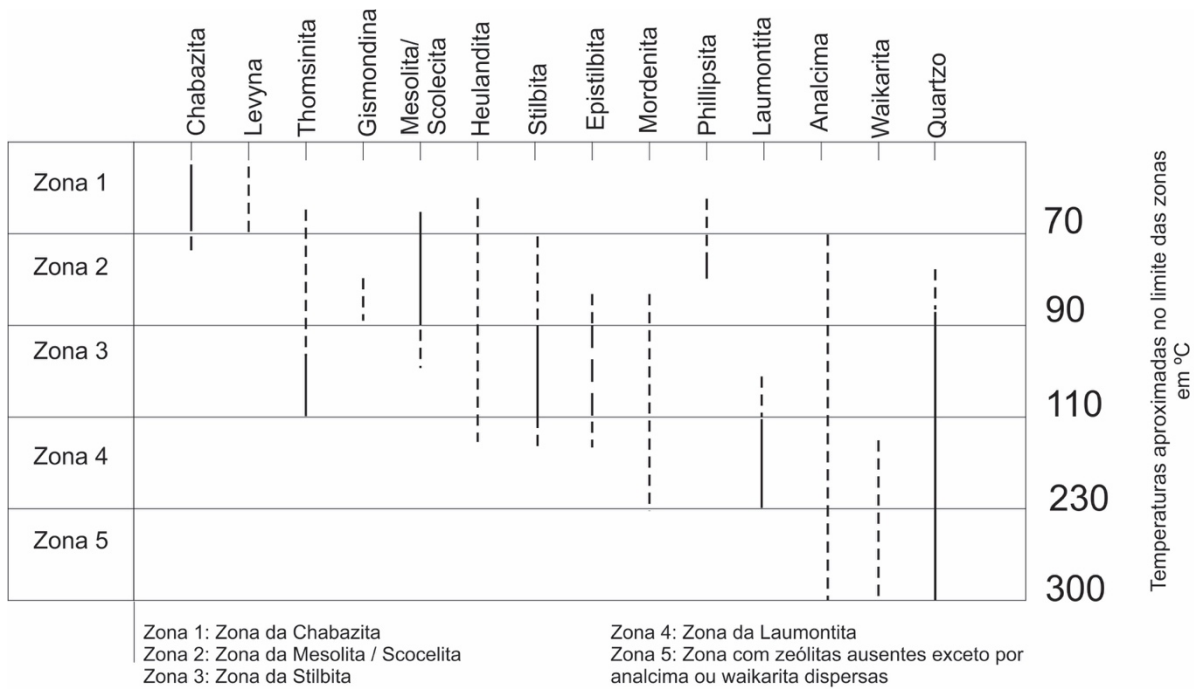


Figura 1.13. Distribuição de zeólitas e quartzo em função da temperatura (adaptado de Apps, 1983; Kristmannsdóttir & Tómasson, 1978).

A origem de zeólitas em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná é considerada como hidrotermal, sendo as zeólitas minerais secundários, resultado do forte fluxo de calor, relacionado a centros de espalhamento, assim como ocorre atualmente na Islândia (Murata et al., 1987), ou até mesmo resultado de metamorfismo de baixo grau, produto da albitização dos plagioclásios (Schenato et al., 2003). Alguns autores, no entanto, as consideram como minerais tardios, cristalizados a partir de fluidos do próprio derrame (v.g. Franco, 1952).

Três eventos hidrotermais afetaram as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná (Hartmann et al., 2012): no primeiro evento, as vesículas formadas pela degaseificação do magma foram preenchidas por zeólitas, e selam as fraturas existentes, com formação de cobre nativo; o segundo evento está relacionado a fluidificação das areias do paleodeserto Botucatu, com a injeção de areia e silicificação; o terceiro evento está relacionado à formação de geodos preenchidos por minerais silicáticos como celadonita, calcedônia e ametista, com alteração dos basaltos e areias silicificadas e a dissolução parcial das zeólitas.

Os eventos de transcorrência que afetaram a região seriam posteriores aos eventos hidrotermais (Hartmann et al., 2012). Celadonitas que preenchem os geodos datadas pelo método K/Ar forneceram idades entre 120 e 110 Ma (Santos & Bonhomme, 1993), indicando que os eventos hidrotermais ocorreram logo após a fase do magmatismo.

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral são interceptadas por três tipos de fraturas preenchidas: (i) microfraturas precoces, não visíveis macroscopicamente, que ocorrem na forma de veios preenchidos por material micro a criptocristalino, de paredes irregulares, interpenetrativos com mesóstase adjacente, cuja abertura não provoca ruptura dos minerais; (ii) fraturas precursoras de disjunções colunares, que compreende o fraturamento mais pronunciado, não havendo continuidade com a mesóstase intergranular, preenchidas por quartzo, argilominerais, calcita, cobre nativo e anidrita e; (iii) fraturas tardias, que apresentam limites bem definidos, cuja abertura se deu pela ruptura da rocha, com preenchimento por calcita, quartzo e zeólitas (Gomes, 1996).

Considerando-se a temperatura, atividade iônica e a natureza da assembleia mineral neoformada, a alteração hidrotermal pode ser dividida em três grupos: alcalino, intermediário e ácido. Zeólitas estão apenas incluídas no grupo alcalino, em um ambiente alcalino a muito alcalino, com alto pH, sendo dividido no tipo Ca-silicato e Na-silicato, com um membro intermediário Ca-Na-silicato (Utada, 2001).

Ca-silicato zeólitas são formadas em ambientes geológicos diversos, como arcos vulcânicos, dorsais mesoceânicas, *hot spots* e zonas tectônicas e compreendem waikarita, laumontita, estibilita, heulandita e chabazita (Utada, 2001). As zeólitas do membro intermediário, Na-Ca-silicato, compreendem analcima, clinoptilolita, dachiardita, erionita, heulandita, mordenita, wairakita e yugawaralita. O modo de ocorrência deste membro em veios é geralmente monominerálico, podendo no entanto, ocorrer associados a quartzo, argilominerais e carbonatos. Já as zeólitas do tipo Na-silicato compreendem analcima, mordenita, natrolita, clinoptilolita e ferrierita, geralmente em associação com rochas silicáticas, sendo sua ocorrência em veios menos comum do que zeólitas do tipo Ca-silicato (Utada, 2001).

São esperadas relações de estabilidade P-T em assembleias de zeólitas, considerando o sistema $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Soluções sólidas ocorrem na série waikarita-analcima e na série heulandita-clinoptilolita, com uma menor substituição de Na em laumontita e estilbita (Liou et al., 1991).

Embora a temperatura seja a variável mais importante nas paragêneses de zeólitas, a presença de SiO_2 é fator determinante nas assembleias. Algumas reações também são sensíveis à pressão, como na série composicional da heulandita, que só possui estrutura estável em baixas temperaturas com uma composição mais sódica (Liou et al., 1991)

A composição da rochas também é fator importante, uma vez que a ocorrência de zeólitas como yugawaralita, estilbita e laumontita são favorecidas em rochas hospedeiras ricas em cálcio (Liou et al., 1991).

1.6 GEOLOGIA E TECTÔNICA

1.6.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica, com preenchimento vulcanossedimentar de até 7.000 m de espessura (Milani et al., 2007), de idade ordoviciana até cretácea, estabelecida sobre a Plataforma Brasileira após a estabilização ocorrida no final do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1981).

A origem da Bacia do Paraná ainda é assunto controverso. Alguns autores consideram a subsidência inicial da bacia como resposta intraplaca aos esforços compressivos gerados pela colisão entre o Terreno Precordilheira e o Gondwana em seu domínio sul-ocidental (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998). Outros ao resfriamento pós-Ciclo Brasileiro, que teria induzido subsidência térmica, gerando a depressão inicial da bacia (Zalán et al., 1990). Ou ainda à formação de uma série de aulacógenos tardios de direção NW-SE, preenchidos por sedimentos tipo molassa (Fúlfaro et al., 1982). O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná (Figura 1.14) tem sido organizado sob a forma de sequência por diferentes autores já há mais de 50 anos (Gomes, 1968; Almeida, 1969; Ghignone, 1972; Fulfaro & Landim, 1976; Assine et al., 1994; Milani, 1997).

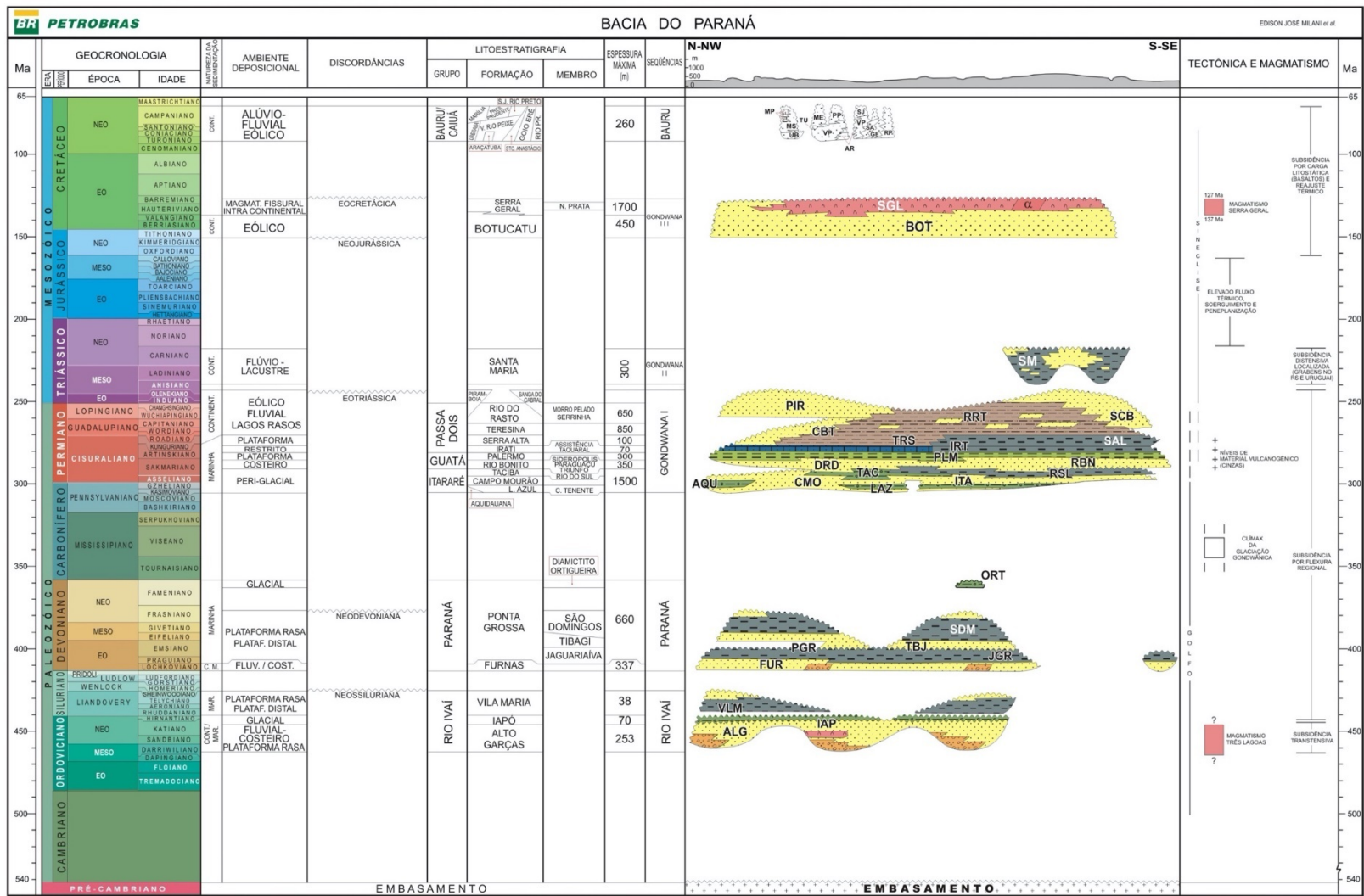


Figura 1.14. Coluna cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007)

Na proposta mais recente (Milani et al, 2007), o preenchimento da bacia é subdividido em supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso- a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo), sendo as três primeiras relativas a grandes ciclos transgressivos paleozoicos e as demais representadas por pacotes de rochas sedimentares e ígneas associadas (Figura 1.14).

A Supersequência Rio Ivaí representa o primeiro ciclo de sedimentação e compreende as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (Assine et al., 1994; Milani, 1997), com depósitos sedimentares de origem fluvial/costeira, glacial e costeira sujeita a maré, respectivamente. Esta supersequência tem seus pacotes mais espessos aparentemente confinados em um sistema de grábens de direção NE-SW, evidenciados pela presença de anomalias gravimétricas e magnetométricas (Marques et al., 1993).

Os basaltos da Formação Três Lagoas, intercalados à Formação Alto Garças, sugerem a vigência de atividade tectônica sinsedimentar de caráter distensivo (Milani et al., 1994), provavelmente relacionada ao rifteamento por reativação de estruturas preexistentes (Milani & Ramos, 1998), no contexto regional da Orogenia Oclóyca (Milani & Ramos, 1998).

A Supersequência Paraná, que abrange as formações Furnas, com depósitos fluviais na base e com influência marinha rumo ao topo, e Ponta Grossa, com depósitos marinhos rasos, cobre discordantemente a Rio Ivaí (Assine et al., 1994; Milani et al., 1998). O sítio deposicional experimentou subsidência ao final do ciclo relacionada à Orogenia Precordilheirana, na porção meridional do Gondwana (Milani & Ramos 1998).

A Supersequência Gondwana I assenta-se discordantemente sobre os depósitos das formações Furnas e Ponta Grossa. Seus pacotes basais encerram diamictitos e arenitos da Formação Aquidauana, na parte norte da bacia, e do Grupo Itararé, nas partes central e sul, depositados sob influência glacial (Milani et al., 1994). Acima encontram-se os arenitos associados a depósitos de carvão, siltitos e folhelhos da Formação Rio Bonito, depositados em ambiente deltaico em sua base e marinho no

topo, resultado de reativação de áreas-fonte em resposta à Orogenia Tardiherciniana (Zalán et al., 1990). A Formação Palermo representa o evento de máxima inundação marinha da supersequência, representando a retomada das condições transgressivas (Milani et al., 1998). No Estado de São Paulo as formações Rio Bonito e Palermo não foram individualizadas e são reunidas sob a designação de Formação Tatuí.

Rumo ao topo da supersequência são observadas seções cada vez mais rasas e que culminam nos depósitos da Formação Irati, um dos alvos de estudo neste trabalho, compreendendo rochas de ambiente de golfos e baías (Milani et al., 1994). Esta unidade tem uma espessura média de 130 m (Zalán et al., 1990), e é rica em fósseis de répteis, além de peixes, crustáceos, restos vegetais e palinóforos (Schneider et al., 1974).

A Formação Irati (White, 1908), como originalmente definida, foi posteriormente, e embora sem formalização, elevada à categoria de Subgrupo Irati (Hachiro et al., 1993; Hachiro, 1996), divisão de fácil reconhecimento e operacional no Estado de São Paulo. A Formação Irati compreende dois membros: o inferior, denominado Membro Taquaral, e o superior, Membro Assistência (Barbosa & Gomes, 1958). Se considerada como subgrupo (Hachiro et al., 1993; Hachiro, 1996), os dois pacotes recebem as designações de Formação Taquaral, com folhelhos, por vezes com intercalações de lentes carbonáticas e nódulos de silicite, e Formação Assistência, composta essencialmente de dolomitos e folhelhos betuminosos, em arranjo rítmico especialmente rumo ao topo da unidade.

Ao sul do Arco de Ponta Grossa, as rochas carbonáticas do Membro Assistência são substituídas por folhelhos, em direção ao topo da Formação Irati e ao centro da bacia, gradando para folhelhos da Formação Serra Alta (Hachiro, 1996).

Segundo Zalán et al. (1990), o teor de carbono orgânico total (COT) na Formação Irati varia entre 0,1% a 23%, com médias em torno de 2%. Os maiores valores de COT ocorrem na parte leste da bacia, onde a Formação Irati é ainda considerada imatura. Na parte leste da bacia o Membro Assistência possui querogênio do tipo I (algálico, rico em lipídios, com tendência para formar óleo), enquanto no Membro Taquaral pode ser encontrado querogênio do tipo III (lenhoso, com tendência para formar gás). A distribuição média de carbono orgânico residual no Membro Assistência apresenta

maiores concentrações na porção centro-leste da Bacia do Paraná (Araújo et al., 2000, Figura 1.15).

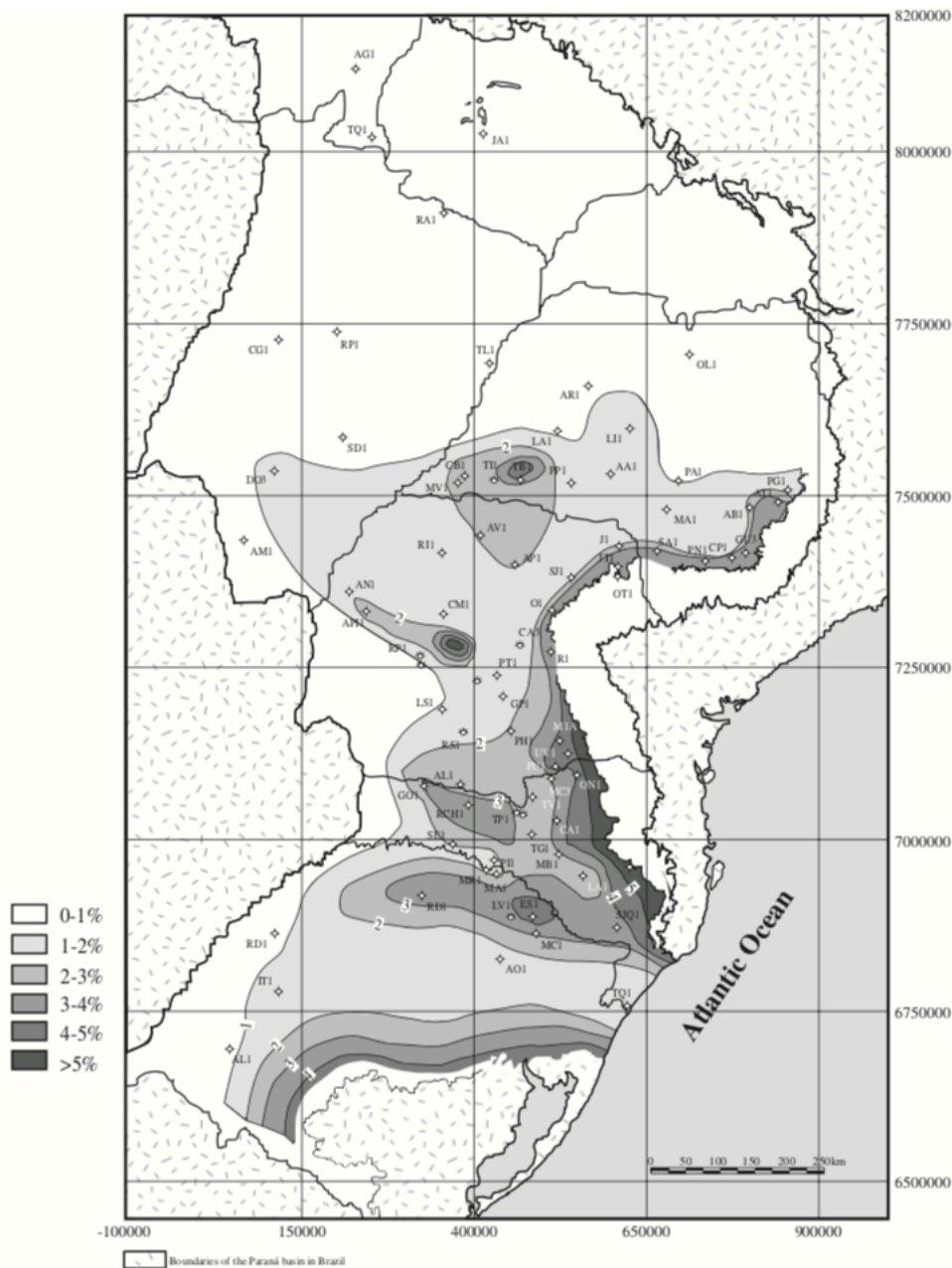


Figura 1.15. Distribuição do carbono orgânico residual do Membro Assistência (Araújo et al., 2000).

A maturação termal tem sido relacionada a dois fatores: processo normal de maturação, por sobrecarga, nas porções mais espessas da bacia, ou pela influência das intrusões básicas (Zalán et al., 1990, 1991; Araújo et al., 2000, 2005). Em trabalho mais recente foram apresentadas evidências de maturação permotriássica das rochas do Membro Assistência, anterior, portanto, à Formação Serra Geral (Mateus et al., 2014).

A plataforma rasa marinha relacionada à Formação Irati foi afogada, sendo tal inundação registrada nas rochas da Formação Serra Alta, que representa a última incursão do mar na Bacia do Paraná (Milani et al., 1998). Uma clara continentalização é demonstrada pelas rochas que passam de ambiente nerítico a costeiro na Formação Teresina, depositadas em ambiente marinho sujeito a ondas e marés (Milani et al., 1994).

Acima ocorrem arenitos lacustres-fluviais e folhelhos da Formação Rio do Rastro. Ao norte da bacia, rochas areno-argilosas cinzas a avermelhadas em seu topo, constituem a Formação Corumbataí, cronocorrelata às formações Teresina e Rio do Rastro. O soerguimento dos arcos, causados pela tectônica compressiva ao longo da margem do Gondwana, gradualmente interrompe a ligação entre as áreas continentais e os oceanos. Assim, as sequências deposicionais tornam-se inteiramente controladas pelo clima e pela tectônica, não havendo registros de dinâmica sedimentar envolvendo corpos de água contínuos (Milani et al., 1994).

No sul da Bacia do Paraná são desenvolvidos campos de dunas com os arenitos da Formação Sanga do Cabral. Já ao norte tem-se a Formação Pirambóia, que compreende depósitos de arenitos eólicos com sistemas fluviais subordinados (Milani et al., 1998).

A Supersequência Gondwana II é formada pelos depósitos lacustres e fluviais da Formação Santa Maria (Milani et al., 1994) e encontra-se restrita à porção sul da bacia, onde uma série de pequenos grábens se originaram em pulsos distensivos, após um período compressivo relacionado à Orogenia Cabo – La Ventana (Milani et al., 1998).

A Supersequência Gondwana III é composta pelas formações Botucatu e Serra Geral. A Formação Botucatu é formada por arenitos finos a médios, bem selecionados, e representa uma das mais extensas ocorrências de sedimentação continental eólica no mundo, parte do processo de desertificação do Gondwana que precedeu o seu rompimento (Milani, et al., 1998).

No topo da sequência há intercalação entre os arenitos e os primeiros fluxos de lava associados à Formação Serra Geral, que juntamente com Etendeka, na Namíbia, forma uma única província magmática, associada ao início da separação América do

Sul – África e formação do Oceano Atlântico Sul. A Formação Serra Geral, um dos alvos de estudo neste trabalho, compreende um pacote de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas que cobrem atualmente cerca de $1,6 \cdot 10^6$ km² e superam 1.500 m de espessura na parte central da Bacia do Paraná (Renne et al., 1992), extravasadas principalmente entre 133 e 132 Ma (e.g. Renne et al., 1992, 1996). As rochas apresentam composições básicas e toleíticas, sendo identificados também andesitos toleíticos, assim como riodacitos e riólitos subordinados (Piccirilo & Melfi, 1988). Além dos derrames, uma série de rochas intrusivas na forma diques e *sills* relacionados são identificadas no pacote sedimentar (Milani et al., 1994).

A Supersequência Bauru corresponde aos grupos Bauru e Caiuá e recobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, acomodada em depressão flexural gerada pela sobrecarga das lavas basálticas (Milani et al., 1998).

Os limites atuais da Bacia do Paraná estão relacionados ao afinamento das unidades, de natureza erosiva, ou à tectônica, sendo esta última mais comum. Os arcos de Assunção e Goiânia/Alto Paranaíba delimitam as bordas oeste/sul e norte, respectivamente (Zalán et al., 1990), enquanto o flanco leste é delimitado pela erosão causada pelo soerguimento relacionado à abertura do Proto-Oceano Atlântico (Milani et al., 2007).

A existência de duas direções principais de estruturas, NNE-NE e NW, ambas antigas, que influenciaram o desenvolvimento da bacia, é reconhecida desde os trabalhos pioneiros com foco na tectônica (v.g. Almeida, 1981). A primeira seria correlacionada com as estruturas do embasamento e a segunda é evidenciada pela direção dos arcos de Ponta Grossa e Campo Grande assim como o Alinhamento Estrutural de Guapiara (Almeida, 1981). Posteriormente, foi apontada a existência de uma terceira direção, WNW-ESE a ENE-WSW, secundária (Zalán et al., 1990).

Tais estruturas muitas vezes dividem o embasamento em vários blocos e megablocos (Zalán et al., 1991, Figura 1.16), o que teria permitido a dissipação dos esforços intraplaca através de movimentos verticais (de algumas centenas de metros) e horizontais (de até alguns quilômetros). Estes movimentos teriam influenciado a distribuição das fácies sedimentares e depocentros, como evidenciado pelos mapas de isópacas das sequências sedimentares. Além disso, serviram como condutos do

magmatismo basáltico que afetou a Bacia do Paraná durante o Mesozoico, ou ainda favorecido a instalação de altos estruturais na intersecção das duas direções principais, NE-SW e NW-SE (Zalán et al., 1990).

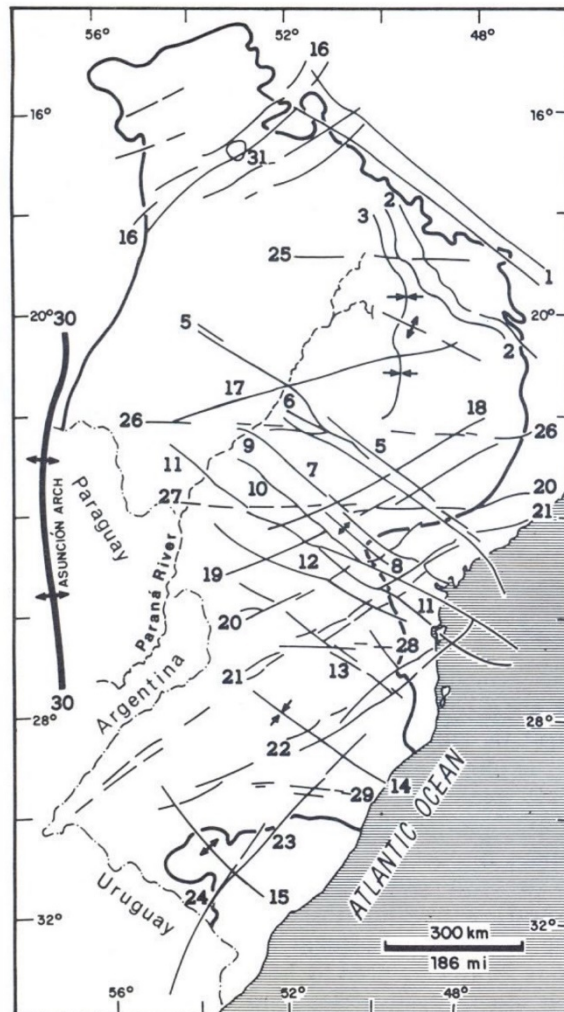


Figura 1.16. Mapa das estruturas regionais da Bacia do Paraná (Zalán et al., 1990). 1) Arco Alto Parnaíba; 2) Flexura Goiânia; 3) Eixo de depocentro Ipiáçu-Campina Verde; 4) Alto Cardoso; 5) Zona de falha Guapiara; 6) Falha Santo Anastácio; 7) Falha São Jerônimo- Curiúva; 8) Arco de Ponta Grossa; 9) Zona de falha Curitiba-Maringá; 10) Falha Rio Alonzo; 11) Zona de falha Cândido Abreu-Campo Mourão; 12) Lineamento Rio Piquiri; 13) Zona de Falha Caçador; 14) Sinclinal de Torres; 15) Arco de Rio Grande; 16) Zona de falha Transbrasiliãna; 17) Lineamento Araçatuba; 18) Falha Guaxupé; 19) Falha Jacutinga; 20) Zona de falha Taxaquara; 21) Zona de Falha Lancinha Cubatão; 22) Zona de falha Blumenal-Soledade; 23) Falha Leão; 24) Lineamento Açotea Cassilândia; 26) Lineamento Moji-Guaçu/Dourados; 27) Lineamento Taquara Verde; 29) Lineamento Bento Gonçalves; 30) Arco de Assunção; 31) Domo de Araguainha

1.6.2 Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai é um cinturão de dobramentos que orla a parte sul do Cráton Amazônico. Ela integra a Província Tocantins (Almeida et al., 1977; Almeida, 1984) e foi formada no contexto colisional de três blocos continentais: Amazônia a oeste, São Francisco-Congo a leste e Paraná ou Rio de La Plata ao sul. Inclui ainda uma

cobertura cratônica, remanescente pouco deformada da bacia precursora da faixa dobrada. A Faixa Paraguai é coberta pelas rochas paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná e pelos sedimentos cenozoicos da Bacia do Pantanal. Geograficamente, é dividida em dois segmentos, situados ao norte e ao sul da Bacia do Pantanal: o segmento sul, em Mato Grosso do Sul, compreendendo a região de Corumbá, da Serra da Bodoquena e Maciço do Urucum; e segmento norte, em Mato Grosso, que inclui a Baixada Cuiabana e a Província Serrana (Almeida, 1984).

Considerada inicialmente como de idade brasileira, entre 940 e 630 Ma (Almeida, 1968; Hasui & Almeida, 1978), os trabalhos mais recentes apontam para idades ediacaranas-eocambrianas para a deposição e cambrianas para a deformação e orogênese da faixa, relacionada ao final da formação do Gondwana ocidental (Tohver et al., 2010; McGee et al., 2012, 2015). A faixa é constituída essencialmente de rochas sedimentares/metassedimentares e metavulcanossedimentares. Aparecem ainda diques e plugues de rochas ultramáficas alcalinas e carbonatíticas ao longo do Rifte do Rio dos Cavalos, intrudindo as rochas do Grupo Cuiabá (De Min et al., 2013). A ocorrência de magmatismo granítico pós-orogênico, datado em torno de 500 Ma (Almeida & Mantovani, 1975) e 518 ± 4 Ma (McGee et al., 2012), marca a idade máxima de deposição das rochas da Faixa Paraguai.

A deformação, pouco perceptível nas bordas do cráton, passa a muito intensa com dobras apertadas e isoclinais em seu núcleo, com metamorfismo de baixíssimo grau (Alvarenga et al., 2000). A Faixa Paraguai é dividida em três domínios estruturais: (i) zona interna, intensamente dobrada e metamorfozada em fácies xisto verde baixa, com intrusões graníticas; (ii) zona externa, dobrada, com vergência para o cráton, com pouco ou nenhum metamorfismo, presença de falhas reversas ou de empurrão associadas aos dobramentos regionais ou sistemas de falhas transcorrentes; e (iii) coberturas sedimentares de plataforma, que compreendem estratos sub-horizontais a levemente ondulados em discordância angular com o embasamento, afetados majoritariamente por falhas normais (Alvarenga & Trompette, 1993)

Há ainda diferentes interpretações estratigráficas principalmente quanto à transição entre a zona interna, mais deformada e a externa. A primeira considera a presença de duas grandes unidades estruturais e estratigráficas, onde a zona interna, caracterizada pelo Grupo Cuiabá, seria mais antiga do que as rochas da zona externa

e cobertura cratônica (e.g. Almeida, 1968, 1984; Almeida et al., 1977; Ribeiro Filho & Figueiredo, 1974). A segunda considera parcialmente contemporânea a base das coberturas sedimentares, as rochas da zona externa e os metassedimentos da faixa interna (e.g. Alvarenga & Trompette, 1992; Alvarenga & Trompette, 1993).

As rochas mais antigas da Faixa Paraguai no segmento norte compreendem formações ferríferas bandadas, cálcio-filitos, lentes de rochas vulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, filitos, metacherts e quartzitos, da Unidade Nova Xavantina (Pinho, 1990; Lacerda Filho et al., 2004), que afloram em uma janela estrutural (De Min, 2013). A mineralização aurífera de Araés intercepta essa unidade e tem idade aproximada de 500 Ma, representando o período tardio da orogenia formadora da Faixa Paraguai (Geraldés et al., 2008). As rochas vulcanossedimentares Nova Xavantina são consideradas como uma fase embrionária da abertura de um fundo oceânico na Faixa Paraguai (Lacerda Filho et al., 2004). Há, no entanto, alguns autores que defendem que esta unidade vulcanossedimentar faria parte do embasamento da Faixa Paraguai, e não parte dela (Ruiz & Santos, 1999).

Em contato transicional estão as rochas do Grupo Cuiabá, que compreendem filitos, metaconglomerados, metarenitos, quartzitos, diamictitos, mármore calcíticos e dolomíticos, interpretadas como uma sequência turbidítica, em posição de talude, com influência glacial (Lacerda Filho et al., 2004). O topo do Grupo Cuiabá grada lateralmente a oeste para os diamictitos da Formação Puga. Os depósitos glacio-marinhos da Formação Puga e Grupo Cuiabá podem ser enfeixados em três sistemas deposicionais: plataformais, talude e talude externo (Alvarenga & Trompette, 1992). Zircões detríticos datados da Formação Puga revelaram idade máxima de deposição de 706 ± 9 Ma (Babinski et al., 2013).

O Grupo Araras, sobrepõe os diamictitos e compreende uma sucessão carbonática de espessura de até 600 m e compreende, da base para o topo, as formações Mirassol d'Oeste (dolomitos), Guia (pelitos, calcários betuminosos por vezes dolomitizados, dolomitos e folhelhos), Serra do Quilombo (dolomitos) e Nobres (dolomitos). A coluna estratigráfica do Grupo Araras foi revista por Nogueira & Riccomini (2006, Figura 1.17), que retomaram a categoria de grupo proposta por Almeida (1964).

Isócronas Pb/Pb resultaram em idade de 633 ± 25 Ma para a deposição das rochas carbonáticas da Formação Mirassol D'Oeste (Babinski, 2011). Palinomorfos encontrados no topo da Formação Nobres (*Leiospharidia* e *Tanarium*) indicam idade ediacarana (Rudnitzki et al., 2016).

Inserida no Grupo Araras, fora da área de estudos, a Formação Pacu compreende calcissiltitos e calcilutitos, filitos vermelhos, calcários laminados, estromatólitos, dolomitos, arenitos e arenitos ferruginosos e brechados, com ocorrência restrita à porção leste da Província Serrana (Souza et al., 2012).

Sobrepostos aos calcários dolomíticos do Grupo Araras estão as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, composto pelas formações Serra Azul, Raizama, Sepotuba e Diamantino.

As rochas da Formação Serra Azul ocorrem em afloramentos descontínuos, também fora da área de estudos, no sinclinal Serra Azul, recobrando as rochas carbonáticas do Grupo Araras (Figueiredo et al., 2008). Compreendem diamictitos e siltitos, por vezes interestratificados com arenitos finos, sendo sobrepostos pelas rochas da Formação Raizama. Representa o segundo registro de glaciação no segmento norte da Faixa Paraguai (Alvarenga et al., 2007), provavelmente relacionada com a Glaciação Gaskiers (Bowring et al., 2003), do Ediacarano Médio. A idade máxima de deposição para a Formação Serra Azul é de 640 ± 15 Ma (McGee et al., 2015).

A Formação Raizama compreende arenitos e lamitos, com carbonatos substituídos por sílex, interpretados como depósitos de plataforma rasa influenciada por tempestade e maré (Nogueira et al., 2007). Icnofósseis identificados nos depósitos siliciclásticos da Formação Raizama indicam idades cambrianas para essas rochas (Santos et al., 2017). Sobreposta à Formação Raizama ocorre a Formação Sepotuba, formada por folhelhos arenosos com laminação plano-paralela a ondular, intercalados com arenitos finos com laminação cruzada, sendo o ambiente de sedimentação atribuído a uma plataforma dominada por tempestade (Rudnitzki et al., 2016).

O topo do Grupo Alto Paraguai é caracterizado por uma sucessão de siltitos intercalados com arenitos (Rudnitzki et al., 2016), sendo interpretado como depósitos deltaicos progradando sobre um lago ou mar restrito (Bandeira et al., 2012).

Muscovitas detríticas no topo do Grupo Alto Paraguai tem idades de 544 ± 7 Ma, consistente com evidências de uma idade cambriana para a orogenia da Faixa Paraguai (McGee et al., 2015).

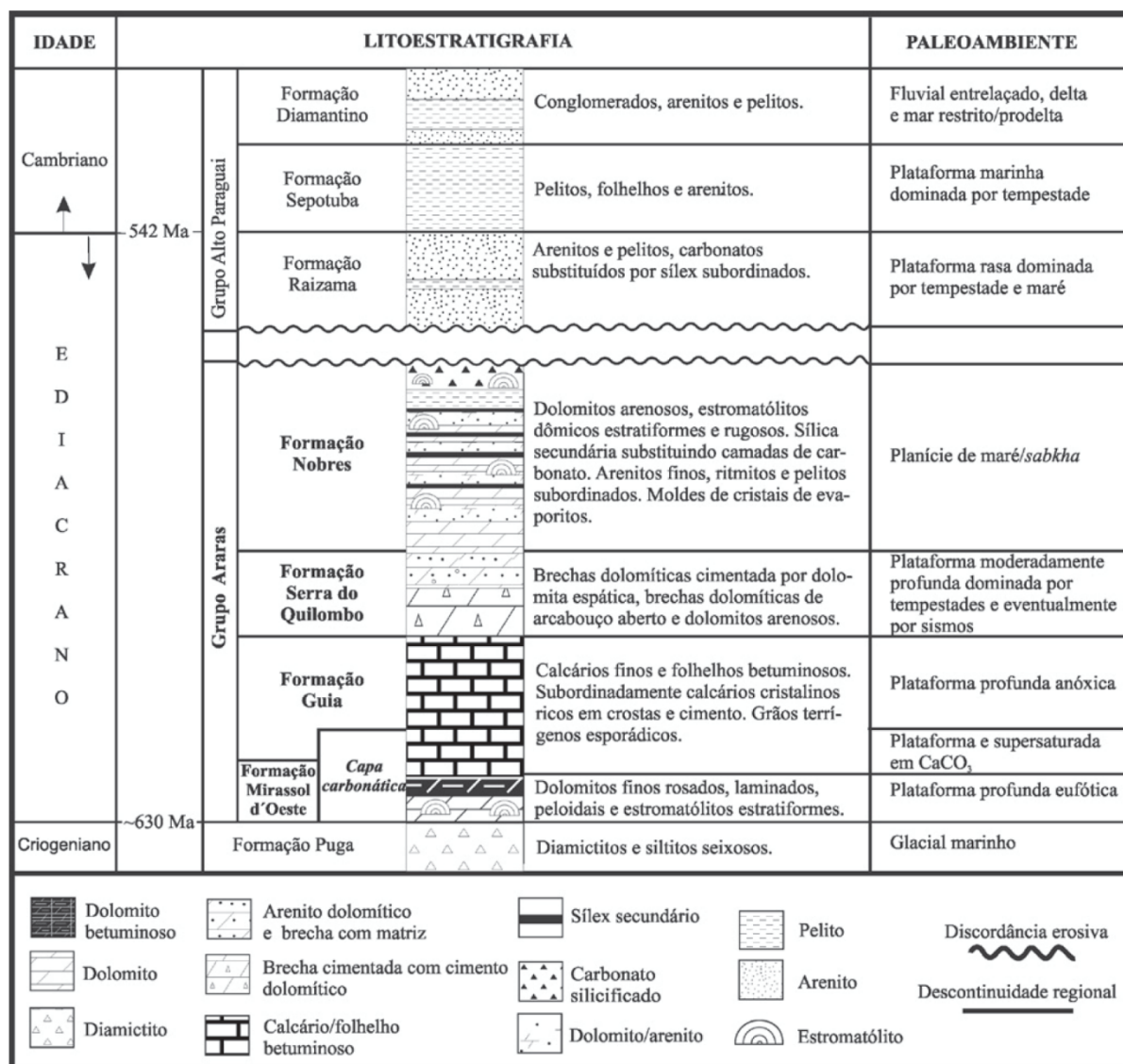


Figura 1.17. Quadro litoestratigráfico do segmento norte da Faixa Paraguai na região de Nobres, Diamantino Mirassol D'Oeste, MT (Nogueira & Riccomini, 2006)

Embora as rochas carbonáticas dos segmentos norte e sul da Faixa Paraguai possuam idade ediacarana, a evolução dos segmentos é considerada diacrônica, não havendo consenso sobre uma correlação estratigráfica. As principais divergências quanto à correlação das áreas estão relacionadas às incertezas sobre a origem glacial da Formação Puga e Grupo Jacadigo no segmento sul, a ausência de unidades clásticas no topo do Grupo Araras, tal como ocorre no Grupo Corumbá com as Formação Tamengo e Guaicurus e o registro de dois episódios de glaciação no

segmento norte (criogeniana na Formação Puga e ediacarana da Formação Serra Azul) (Alvarenga et al., 2011).

Para Alvarenga et al. (2011), as rochas clásticas do segmento norte seriam mais antigas do que aquelas do segmento sul, baseados nas datações da Formação Sepotuba (569 ± 20 Ma) por Cordani et al. (1985) e da Formação Tamengo (543 ± 2 Ma) por Babinski et al., (2008). No entanto, considerando as datações mais recentes de McGee et al. (2015) para o topo do Grupo Alto Paraguai em 544 ± 7 Ma, é possível observar uma correlação de idades radiométricas entre o Grupo Alto Paraguai e o topo do Grupo Corumbá.

O primeiro registro de hidrocarbonetos no Grupo Araras (descrito no trabalho como Formação Araras) é encontrado em Nogueira et al. (2001). De característica compacta e vítrea, quando fresco, o betume preenche fraturas, estilólitos e cavidades de dissolução, além da porosidade primária (fenestral) e secundária (móldica e intragranular).

Os teores de Carbono Orgânico Total (COT) são baixos para diferentes porções da coluna estratigráfica do Grupo Araras, variando entre 0,09% e 0,45% (Sansjofre et al., 2014). Especificamente para as rochas carbonáticas da área de cobertura cratônica (formações Mirassol d'Oeste e Guia), os teores de COT determinados entre 0,13 a 0,67% foram considerados muito baixos, sem evidências de geração *in situ*, indicando uma possível migração endógena (Sousa Júnior et al., 2016). A origem da matéria orgânica foi apontada como algal, com possível influência de cianobactérias, correlacionada à matéria orgânica do Tipo II, com maturidade térmica, sem indicação de intenso processo de biodegradação. O ambiente de deposição pode ser considerado anóxico, estagnado, hipersalino e/ou uma coluna de água bem estratificada (Sousa Júnior et al., 2016).

No segmento norte da Faixa Paraguai foram identificadas quatro fases de deformação principais, tendo a segunda e terceira caráter local (Alvarenga & Trompette, 1993).

A primeira e principal é marcada por dobramento que pode ser observado nas zonas interna e externa, caracterizado por dobramentos abertos, com planos axiais com alto mergulho na zona externa que passam a fechados, inversos e isoclinais e

com planos axiais de mergulho moderado na zona interna, com vergência no sentido contrário ao Cráton Amazônico. A foliação observada está relacionada à clivagem de plano axial, com penetratividade maior em direção ao sul. Já as falhas apresentam alto mergulho e são de caráter inverso. Em sua maioria apresentam-se como grandes feições regionais, muitas vezes próximas aos flancos inversos de algumas dobras, demonstrando serem contemporâneas a tardias aos dobramentos (Alvarenga & Trompette, 1993).

A segunda fase de deformação é descrita apenas na zona interna. Compreende uma clivagem de crenulação, de direção principal NE-SW, localmente associada à tectônica de cisalhamento. Já a terceira fase de deformação mostra vergência em direção ao Cráton Amazônico e compreende uma clivagem de crenulação e dobras abertas, localmente associadas a arrastos em zonas de falha (Alvarenga & Trompette, 1993).

A quarta fase de deformação é representada por dobras abertas, com eixo perpendicular aos das demais fases de deformação. Compreende também intenso fraturamento de direção NW-SE (N50-70W), de alto mergulho, descrito também no Granito São Vicente, e relacionado ao último registro da orogenia, de caráter rúptil e distensivo, consequência do resfriamento. Veios de quartzo se desenvolvem paralelamente a esse fraturamento, muitas vezes associados a mineralizações auríferas na região (Alvarenga & Trompette, 1993).

A evolução da Faixa Paraguai é ainda debatida, principalmente quando considerada a idade da amalgamação do Gondwana. Diversos autores atribuem à Faixa Paraguai idade brasileira e defendem que a amalgamação completa do Gondwana se deu até o Ediacarano, sendo a Faixa Paraguai, portanto, Brasileira (Dalziel, 1992; Cordani et al., 2009, 2013). A deposição das rochas mais jovens ocorreria em um contexto distensivo intracontinental, sem o desenvolvimento de crosta oceânica, talvez associado à separação do Laurentia do Gondwana, logo após 600 Ma (Cordani et al., 2013).

Nesta mesma linha, considerando a continuidade entre as rochas da Faixa Paraguai e da Faixa Tucavaca, na Bolívia, a deposição teria ocorrido em um contexto distensivo, com uma idade deposicional entre 600 e 540 Ma, acumulada na borda de

um aulacógeno ou de um rift intracontinental (Alvarenga & Trompette, 1992; Alvarenga et al., 2000).

Alguns autores consideram a idade de deformação e metamorfismo seria mais jovem que o Brasileiro, entre 540 e 500 Ma e as unidades mais jovens do segmento norte da Faixa Paraguai corresponderiam à Bacia Paraguai, com deposição em uma bacia de antepaís desenvolvida em frente ao prolongamento da Faixa Brasília, entre 600 e 570 Ma. Já o segmento sul seria resultado da deposição em grábens, em um evento distensivo sincrônico à deformação da Faixa Brasília (Trompette et al., 1998).

Para outros autores (Trindade et al., 2006; Tohver et al., 2010; Bandeira et al., 2012; McGee et al., 2012) a Faixa Paraguai, juntamente com as faixas Araguaia e Pampeana, resultaria do fechamento de um oceano (Oceano Clymene, Trindade et al., 2006) entre o Cambriano Inferior e Médio. Portanto, a amalgamação do Gondwana se daria por três orogenias principais: Orogenia Moçambique (Brasileiro/Pan-Africano), entre 800 e 650 Ma, a Orogenia Kuunga (570-530 Ma) e por fim, a Orogenia Pampeana-Araguaia (540-520 Ma). A idade cambriana de resfriamento do evento metamórfico seria corroborada pelas datações $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ das rochas da mineralização de ouro de Araés, em torno de 541-531 Ma (Geraldés et al., 2008), e de illita metamórfica, entre 496 a 484 Ma (Tohver et al., 2010).

As rochas do Grupo Alto Paraguai registrariam a passagem de deposição em ambiente marinho de margem passiva para uma antefossa com depósitos lacustres/deltaicos, por ocasião do fechamento do Gondwana entre 540 e 520 Ma. A deposição da Formação Raizama é tida como tectonicamente controlada pelo início da Orogenia Paraguai (McGee et al., 2015). A Formação Sepotuba caracterizaria a última transgressão marinha, representando o estágio final da incursão do Oceano Clymene. A sucessão regressiva registrada no topo do Grupo Alto Paraguai seria característica do preenchimento de uma bacia de antefossa. Assim, o ambiente marinho restrito ou lacustre explicaria a ausência de fósseis tipicamente marinhos no topo do Grupo Alto Paraguai (Bandeira et al., 2012).

CAPÍTULO 2 - ESTRUTURAS TRATIVAS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL, ESTADOS DE SANTA CATARINA E RIO GRANDE DO SUL

2.1 INTRODUÇÃO

O estudo de fraturas de tração em basalto e rochas relacionadas foi realizado na região fronteira dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, na região da Serra Geral e Campos de Cima da Serra, onde afloram as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. A área é balizada pelas cidades de Orleans e Lages (Santa Catarina) e Vacaria e São Francisco de Paula (Rio Grande do Sul) (Figura 2.1).

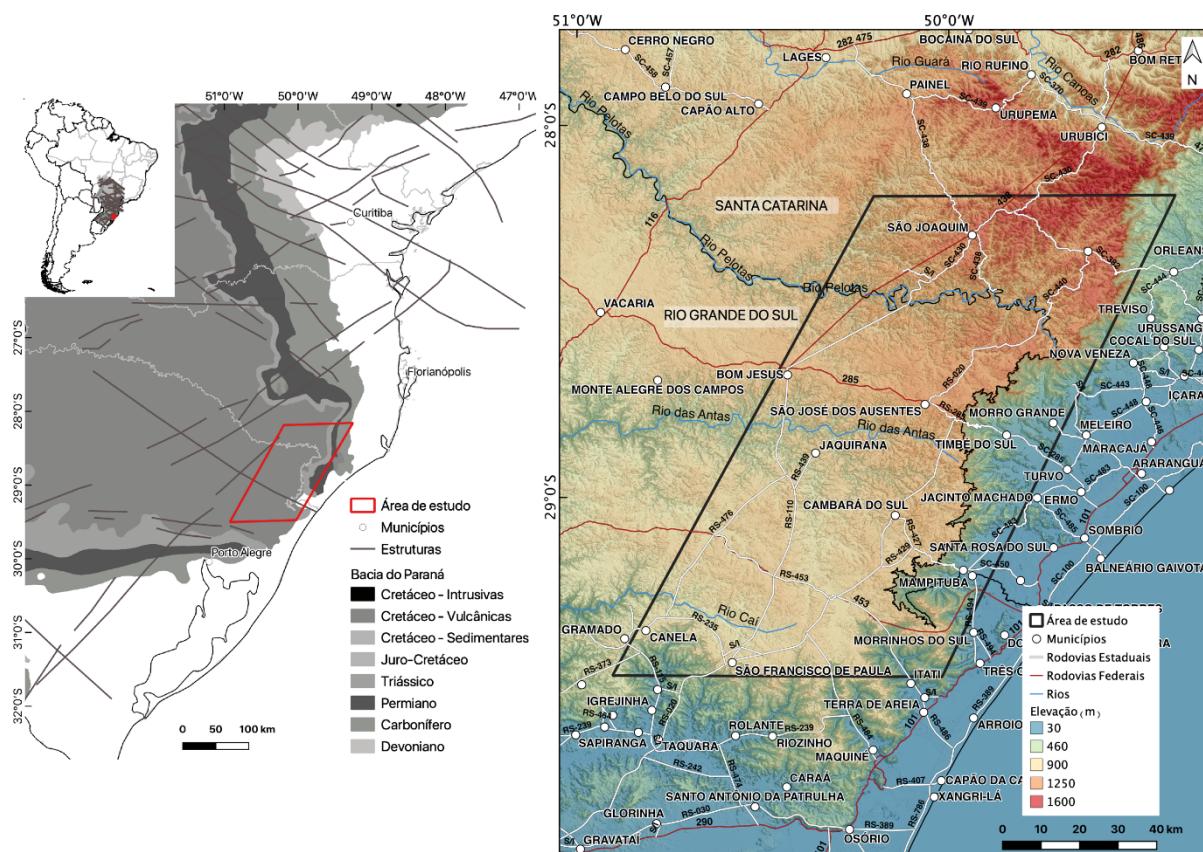


Figura 2.1. Localização da área de estudo (mapa cronoestratigráfico obtido em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>;

Em função do acentuado desnível topográfico do planalto basáltico (Serra Geral) em relação à planície costeira, da ordem de 1000 m, pode-se obter medidas realistas do comprimento das fraturas a partir de produtos de sensoriamento remoto e também estimar e extensão vertical dessas estruturas em seções de alta declividade ao longo da escarpa.

As rochas vulcânicas exibem intensa circulação de fluidos tardios resultantes do magmatismo, aos quais provavelmente estão relacionadas fraturas de tração com marcas em pluma e veios. Desta maneira, os dados estruturais obtidos possibilitaram a correlação entre a geração de fraturas trativas nas rochas vulcânicas e os eventos deformacionais que afetaram a região. Ademais, amostras dos preenchimentos de veios e fraturas nas rochas vulcânicas, sobretudo zeólitas, foram analisadas através de difração de raios X.

Zoneamentos de associações de zeólitas descritos em regiões hidrotermais como a Islândia (Kristmannsdóttir & Tómasson, 1976), Nova Zelândia (Browne, 1978) e Japão (Liou et al., 1985), são dependentes da temperatura e profundidade. Dessa forma, as assembleias de zeólitas em veios podem fornecer indicações da pressão e temperatura na qual a fratura foi formada.

2.2 TRABALHOS ANTERIORES

2.2.1 Estratigrafia

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica com preenchimento vulcanossedimentar de até 7.000 m (Milani et al., 2007), de idade ordoviciana até cretácea, desenvolvida sobre a Plataforma Sul-americana após a sua estabilização com o fim do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1981). O preenchimento da bacia encerra seis superseqüências, dentre as quais a Gondwana III, que abrange os arenitos eólicos da Formação Botucatu, na base, e os derrames lavas associados à Formação Serra Geral, rumo ao topo.

A Formação Serra Geral compreende um pacote de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas que cobrem atualmente cerca de $1,6 \times 10^6$ km² e superam 1.500 m de espessura na parte central da Bacia do Paraná (Renne et al., 1992), extravasadas principalmente entre 133 e 132 Ma (e.g. Renne et al., 1992, 1996). Em conjunto com as rochas vulcânicas da região de Etendeka (Namíbia), forma uma única província magmática, relacionada ao início da separação América do Sul – África e formação do Oceano Atlântico Sul.

As rochas da Formação Serra Geral apresentam composições básicas, toleíticas, ocorrendo também andesitos toleíticos, riódacitos e riólitos subordinados. As rochas ácidas são encontradas próximo à margem continental ou no topo das sucessões de derrames, correspondendo, portanto, às últimas fases de atividades vulcânicas na bacia (Piccirilo & Melfi, 1988). São reconhecidos seis tipos de magma, de acordo com a abundância de elementos traços. Os magmas basálticos são divididos nos tipos Gramado, Esmeralda e Ribeira (baixo titânio) e Urubici, Pitanga e Paranapanema (alto titânio). Já os magmas riolíticos são divididos nos tipos Palmas (subcategorizados em Santa Maria e Caxias do Sul) e Chapecó (subcategorizados em Guarapuava e Ourinhos) (Peate et al., 1999).

Além dos derrames, uma série de rochas intrusivas na forma de diques e sills relacionados são identificadas tanto no pacote sedimentar (Milani et al., 1994) como nas rochas do embasamento, constituindo os enxames de diques de Ponta Grossa, Florianópolis e Serra do Mar. Os diques possuem espessura de até centenas de metros e comprimentos de até 100 km, como os descritos no Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1987). A extrusão de lavas iniciou-se através de estruturas de direção NE-SW, migrando para lineamentos de direção NW-SE e, por fim, para estruturas NE a NNE (Riccomini et al., 2005).

2.2.2 Estrutura

Regionalmente, vários trabalhos reconhecem a existência de duas direções principais de estruturas, NNE-NE e NW, ambas antigas, que influenciaram o desenvolvimento da bacia (v.g. Almeida, 1981). A primeira seria correlacionada com as estruturas do embasamento e a segunda evidenciada pela direção dos arcos de Ponta Grossa e Campo Grande, assim como o Alinhamento Estrutural de Guapiara (Almeida, 1981). Posteriormente, foi apontada a existência de uma terceira direção, WNW-ESE a ENE-WSW, secundária (Zalán et al., 1990). Tais estruturas muitas vezes dividem o embasamento em vários blocos e megablocos (Zalán et al., 1991, Figura 2.2), o que teria permitido a dissipação dos esforços intraplaca através de movimentos verticais (de algumas centenas de metros) e horizontais (de até alguns quilômetros). Estes movimentos teriam influenciado a distribuição das fácies sedimentares e depocentros, como evidenciado pelos mapas de isópacas das sequências sedimentares, bem como servido como condutos do magmatismo basáltico que afetou

a Bacia do Paraná durante o Mesozoico, ou ainda favorecido a instalação de altos estruturais na intersecção das duas direções principais, NE-SW e NW-SE (Zalán et al., 1990).

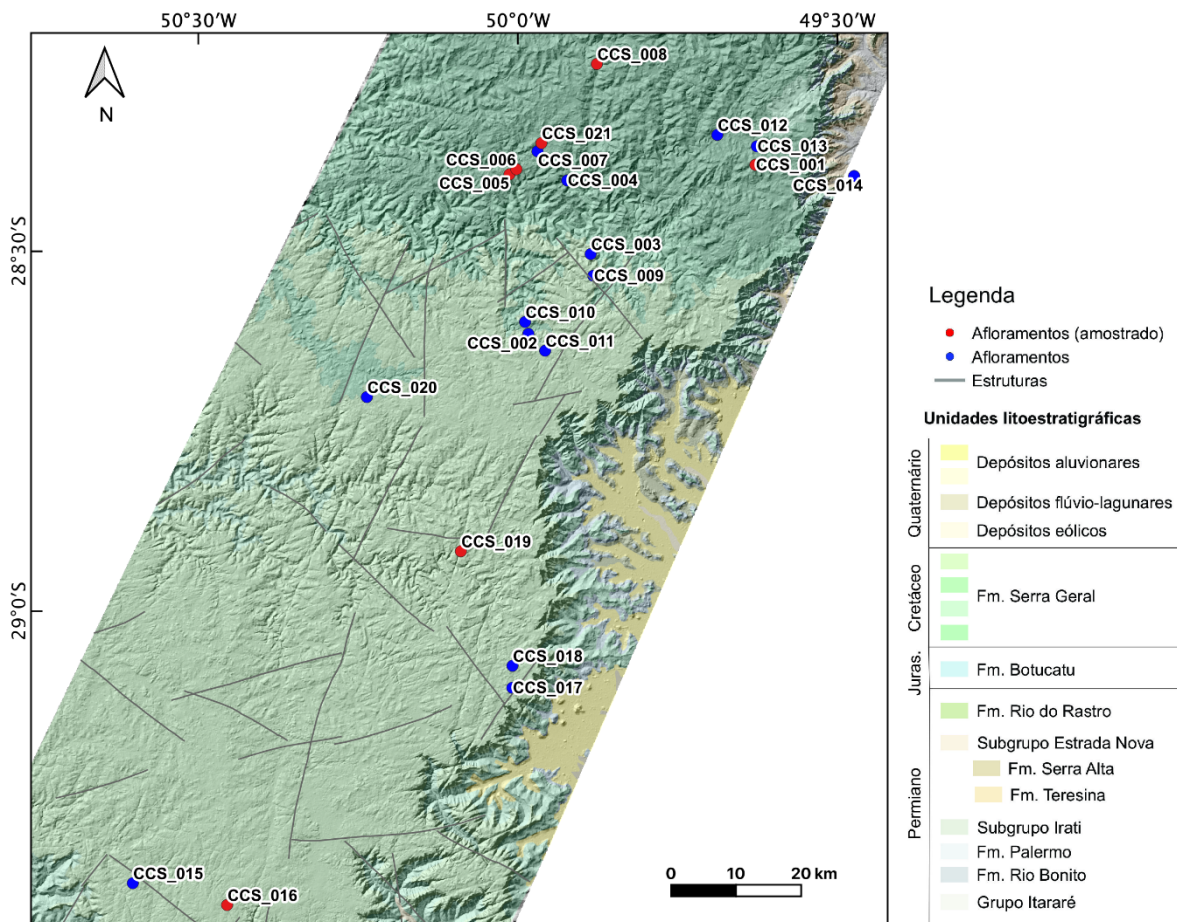


Figura 2.2. Mapa geológico da área e localização. Em vermelho: locais de coleta de amostras (mapas cronoestratigráfico e geológico obtido em: <http://geosgb.cprm.gov.br> ; mapa estrutural da Bacia do Paraná adaptado de Zalán et al., 1991).

Vários trabalhos analisaram a distribuição de lineamentos interpretados a partir de produtos de sensoriamento remoto na região sul do Brasil (Rostirolla et al., 2000; Freitas et al., 2006; Loutfi et al., 2010; Jacques, 2013; Jacques et al., 2014, dentre outros). São reconhecidas quatro famílias de lineamentos mais importantes, de direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S (Freitas et al., 2006; Loutfi et al., 2010, Morales et al., 2012, Jacques, 2013).

Permotriássico

As estruturas rúpteis mais antigas são provavelmente aquelas identificadas na região carvoeira de Santa Catarina, arredores de Criciúma (Loutfi et al., 2010). São falhas com orientação E-W, seccionadas por falhas de direção NE-SW que impõem

rejeitos sinistrais às primeiras. Na região do Alto Estrutural de Quatiguá, norte do Estado do Paraná, também foram identificadas duas reativações tectônicas de falhas de direção NE-SW do embasamento, sendo a mais antiga transpressiva sinistral (Rostirolla et al., 2000). Nos dois casos a reativação de falhas NE-SW foi relacionada com a propagação intraplaca dos esforços compressivos da Orogenia Cabo - La Ventana, na passagem entre o Permiano e o Triássico.

Eocretáceo

Na região do Arco de Ponta Grossa, o enxame de diques de diabásio relacionado ao magmatismo Serra Geral apresenta conspícua orientação NW-SE. Sua colocação envolveu cisalhamento praticamente puro, com estiramento de direção NE-SW, durante o Eocretáceo (Riccomini et al. 2005). Já nas regiões centro-norte (Riccomini et al., 2016) e sul (Comin-Chiaramonti et al., 2010) do Rio Grande do Sul as principais falhas relacionadas ao magmatismo apresentam orientação NE-SW, o que implicaria em estiramento na direção NW-SE.

Na região costeira de Santa Catarina, falhas de direção N-S, ocupadas por rochas intrusivas, seccionam falhas de direção NE-SW, com deslocamentos sinistrais, estendem-se para a região dos derrames basálticos da Formação Serra Geral e foram interpretadas como diques alimentadores da formação (Loutfi et al., 2010). Entretanto, é provável que essas estruturas estejam associadas à colocação do enxame de diques de Florianópolis, ainda no Eocretáceo, mas posterior à fase de extravasamento das lavas (Riccomini et al., 2005).

Reativação transcorrente dextral ao longo de falhas e diques de direção NW-SE foi verificada na região costeira do Estado do Paraná. Uma vez que envolveu o encurtamento dúctil de diques de diabásio, sua ação foi penecontemporânea à intrusão, no Eocretáceo, mas provavelmente após o pico do vulcanismo, uma vez que parte desse diques secciona as lavas (Soares, 1991; Riccomini et al., 2005). O segundo evento de reativação tectônica na região do Alto Estrutural de Quatiguá também envolveu transcorrência dextral distensiva, ao longo de falhas de direção NE-SW, concomitante e/ou posterior ao magmatismo Serra Geral (Rostirolla et al., 2000). Da mesma forma, na região de Criciúma as falhas dextrais de direção NW-SE seccionam transversalmente os diques de direção N-S (Loutfi et al. 2010). Ainda, na

porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul (leste do estado), são reconhecidas falhas dextrais eocretáceas de direção NW-SE, para as quais foi proposto um campo de tensões com compressão de direção N-S (Nummer et al., 2014).

Neocretáceo - Paleógeno

Falhas de direções N-S a NNE-SSW, dextrais, e de direções ENE-WSW a E-W, sinistrais, seccionando rochas vulcânicas eocretáceas, foram identificadas na região leste do Planalto do Rio Grande do Sul (Numer et al., 2014). Esse arranjo de falhas e seus respectivos deslocamentos implica em um campo de tensões com encurtamento máximo orientado segundo NE-SW, ao qual os autores atribuíram idade neocretácea, por seccionar rochas alcalinas do Domo de Lajes, datadas de 75 Ma e por anteceder as falhas de idade paleógena (Numer et al., 2014), abaixo referidas.

Cenozoico - atual

Na região do Domo de Lajes, Sul de Santa Catarina, são descritos dois eventos de deformação (Jacques, 2013). O mais antigo, relacionado à geração de falhas dextrais de direção NNE-SSW e sinistrais entre ENE-WSW e ESE-WNW, tem o eixo de esforço principal máximo orientado na direção NE-SW e foi correlacionado pela autora à deformação iniciada no Paleógeno que deu origem às bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Essa direção de esforços foi também identificada nas rochas alcalinas do Maciço de Cananéia (sul do Estado de São Paulo), com idades que partem do final do Neocretáceo até o Paleógeno (Riccomini, 1995). O segundo evento foi gerador de falhas dextrais NE-SW e sinistrais NW-NE, com eixo de esforço principal máximo a E-W, de idade holocênica. A compressão E-W é identificada nas rochas do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Salvador & Riccomini, 1995; Assumpção, 1998) causando a reativação inversa de falhas N-S, oblíqua a transcorrente dextral das falhas NNE-SSW e oblíqua a transcorrente sinistral das falhas NNW-SSE (Jacques, 2013).

O único dado de esforços recentes disponível para o Estado do Rio Grande do Sul foi obtido a partir de fraturas de cisalhamento próximo à Bagé e corresponde a uma direção de encurtamento WNW-ESE (Riccomini & Assumpção, 1999). Em Santa Catarina um dado de *breakout* em poço forneceu direção de encurtamento próxima de E-W (Heidbach et al., 2018).

2.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos compreenderam inicialmente a compilação do material cartográfico, obtendo-se assim os dados de geologia e estrutura geológica regional. Os mapas geológicos foram obtidos através do GeoSGB – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil), disponível no sítio <http://geosgb.cprm.gov.br>).

O modelo digital foi obtido a partir dos dados ALOS World 3D (AW3D30), com aproximadamente 30 metros de resolução espacial, fornecido pela JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), disponível no sítio <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>. Desse modelo foram extraídos lineamentos regionais, mediante análise por sombreamento (iluminação de 0°, 45°, 90° e 315° de azimute e 45° de elevação).

Os dados AW3D30 foram empregados também na confecção do mapa de isobases (ou mapa de nível de base). Elas representam superfícies erosivas entre drenagens de uma mesma ordem, exprimindo assim eventos erosivos-tectônicos regionais. Foram extraídas as drenagens que foram posteriormente classificadas aplicando-se o método de Strahler (Strahler, 1952; Horton, 1955). Esse método hierarquiza as drenagens a partir de suas confluências. Os pontos de elevação foram interpolados com drenagens de 2ª e 3ª ordem, diminuindo, dessa maneira, a influência de estruturas relacionadas à evolução do relevo. Com a remoção das drenagens de 1ª ordem, foi produzido o mapa com isolinhas. Elas foram analisadas visualmente, identificando-se mudanças abruptas em sua orientação, as quais poderiam ser correlacionadas a estruturas tectônicas ou mudanças abruptas da litologia (Grohmann, 2004; Grohmann et al., 2011).

Empregando-se os mapas, produtos de geoprocessamento e imagens de satélite, foram identificadas estruturas-alvo para coleta de dados estruturais nas regiões da Serra Geral e Campos de Cima da Serra, fronteira entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Para compilar todo o material cartográfico, como também analisar os modelos digitais de elevação e a geração de isobases, utilizou-se o programa QGIS 3.8.1.

Os dados estruturais foram coletados valendo-se de bússola tipo Clar, com notação *dip direction/dip*, considerando as relações geométricas, angulares e de corte, a fim de determinar a cronologia relativa das fraturas (conforme proposto por Angelier, 1994, entre outros).

Os ressaltos presentes nas superfícies de falhas rúpteis são importantes na dedução dos esforços geradores de movimento. Petit (1987) sistematizou os principais critérios para definição do sentido de movimento, considerando a repetição de fraturas secundárias e degraus, o estriamento por objetos e cristalização em planos de falha. Outros trabalhos incluíram mais categorias de ressaltos de falhas (v.g. Doblas, 1987; Doblas et al., 1997; Angelier, 1994). Contudo, é no trabalho de Doblas (1998) que os ressaltos de falhas foram classificados em marcas crescentes, degraus, fraturas, estruturas planares inclinadas, material de arrasto, elevações assimétricas, elementos deformados e feições assimétricas, num total de 61 subclassificações, indicando graus de confiança e escala de ocorrência.

A reconstrução da orientação dos principais campos de esforços se deu através da inversão de dados de rejeito de falha (*fault slip data inversion*). Isso consiste em métodos numéricos e gráficos que utilizam, como base de cálculo, dados sobre a orientação das falhas e sentido de movimento. Este último é inferido a partir de estrias e ressaltos do plano de falha, de forma a determinar as direções de esforço principal e deformação mais adequados.

Arthaud (1969) e Angelier & Mechler (1977) desenvolveram os principais métodos gráficos de determinação de paleotensões. O mais amplamente utilizado é o Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977), empregado neste estudo, o qual permite a definição de regiões de confiança onde estariam os principais eixos de esforços, considerando um número de falhas que possua dados de direção e mergulho, assim como direção e sentido das estrias e ressaltos. Dessa maneira, a orientação do eixo de máximo esforço (σ_1) situa-se no diedro compressivo, enquanto, por sua vez, a orientação do eixo de mínimo esforço (σ_3) pertence ao diedro distensivo (Angelier, 1994). Com isso, pode-se definir regiões de confiança onde se situam os principais eixos de esforços.

Para a determinação de paleotensões foi utilizado o programa Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), o qual analisa dados estruturais com a determinação de campos de esforços a partir da inversão de dados. Utiliza como base o método dos diedros retos, porém com modificações que melhoram a sua aplicabilidade, tais como: (i) estimativa do razão de esforço ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$); (ii) uso de fraturas rúpteis de cisalhamento (i.e. fraturas conjugadas), compressivas (i.e. estilólitos) e distensivas (i.e. fraturas em pluma, veios), além dos dados de rejeito de falha; e (iii) teste de compatibilidade para os dados selecionados.

A inversão de dados de rejeito de falhas tem suas limitações, como em cenários onde há interação entre falhas e a reativação de planos preexistentes (v.g. Pollard et al., 1993; Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez, 1997; Maerten, 2000). Alguns autores discutem que a inversão de dados resultaria em eixos de deformação, uma vez que a crosta não é homogênea (v.g. Twiss & Unruh, 1998). Assim, os dados utilizados na inversão foram separados com base em observações de campo. Além disso, optou-se por utilizar os quadrantes de esforços e não as direções das paleotensões.

Também foram coletadas amostras dos veios encaixados nas rochas vulcânicas com a finalidade de determinar a sua mineralogia através da difração de raios X, realizada no Laboratório de Caracterização de Rochas de Sistemas Petrolíferos do Instituto de Energia e Ambiente, Universidade de São Paulo. O equipamento empregado foi um difratômetro Bruker D8 Advance, com detector LYNXEYE XE. As amostras foram fragmentadas e moídas manualmente com auxílio de almofariz e pistilo de ágata. Para determinação das fases cristalinas utilizou-se material pulverizado, com radiação Cu K alpha (1,54059 Å), 40 kV, 25 mA, passo de 0,02 grau 2 theta e tempo de aquisição de 10 segundos. Os difratogramas foram obtidos entre 2 e 70 graus 2 theta. A base de dados utilizada para identificar as fases minerais foi o Power Diffraction File (PDF), disponibilizado pelo International Centre for Diffraction Data (ICDD).

2.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

2.4.1 Produtos de sensoriamento remoto

As estruturas foram extraídas manualmente na escala 1:200.000, a partir do modelo digital de superfície AW3D30 (*digital surface model* – DSM, sensor ótico “ALOS”- *Advanced Land Observing Satellite*). Já as isobases foram obtidas a partir de drenagens de segunda e terceira ordem, permitindo identificar, a partir de sua inflexão, feições indicativas de controle estrutural. Dessa maneira, os lineamentos foram interpretados e traçados visualmente, objetivando identificar as estruturas de natureza regional (Figura 2.3). A aplicação do mapa de isobases permite identificar lineamentos de maior relevância regional, diminuindo a influência da evolução do relevo e de feições da superfície topográfica, como planos das escarpas, auxiliando na escolha de afloramentos-alvo.

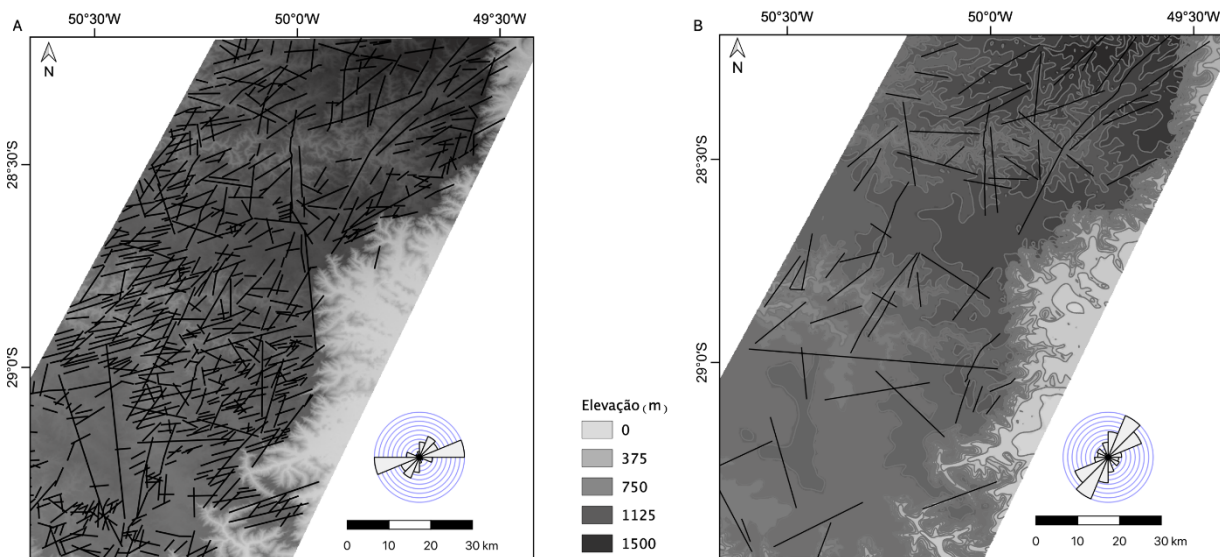


Figura 2.3. [A]: Lineamentos extraídos visualmente do DSM (escala 1:200.000). [B]: mapa de isobases com os principais lineamentos regionais extraídos visualmente.

Os lineamentos extraídos do modelo digital de superfície (MDS) apresentam direção predominante ENE-SSW (Figura 2.3 A). Já no mapa de isobases (Figura 2.3 B), observa-se que as estruturas tem orientação preferencial NE-SW a N-S, podendo indicar, portanto, que grande parte das estruturas E-W observadas no MDS estariam relacionadas à evolução da topografia. Ainda, o segmento sul da área possui menor adensamento das isobases, com menos estruturas do que o segmento norte, onde afloram rochas basálticas e dacíticas. Nota-se a predominância de estruturas NE-SW, e NNE-SSW, além de ENE-WSW e N-S, subordinamente. Embora observados em

produtos de sensoriamento remoto (vg. Soares et al., 1982, Rostirolla et al., 2000), os lineamentos de direção NW-SE não são importantes no modelo digital de superfície e no mapa de isobases. A direção aproximadamente N-S é predominante, tendo os maiores comprimentos. Já as estruturas E-W a NE-SW são menos extensas.

Baseando-se nos dados estruturais obtidos em campo, comparados às direções dos lineamentos a partir dos produtos de sensoriamento remoto, observa-se que as fraturas trativas concentram-se em faixas de direção N-S, possuindo comprimentos que variam de alguns quilômetros até pouco mais de 10 km de extensão em seu menor segmento e até 30 km, se considerada a sua provável continuidade. As profundidades mínimas das superfícies associadas, baseadas nas amplitudes no relevo, são em média 150 m e podem chegar até 300 m. O espaçamento é quilométrico, muitas vezes superior a 10 km.

Fraturas trativas ocorrem ainda com direções ENE-WSW, porém em escala e frequência menor. Possuem comprimentos de até uma dezena de quilômetros e com desníveis topográficos de até 100 metros.

Faixas de estruturas trativas de direção N-S e subordinadamente E-W se manifestam em maiores produtividades de poços de água subterrânea no aquífero fraturado Serra Geral, com vazões superiores a 20 m³/h. Os lineamentos com direções N00 – 14 E e N80 – 90W apresentam maior associação de poços produtivos (Reginato & Strieder, 2006).

2.4.2 Análise estrutural

Com base nos produtos de geoprocessamento, identificou-se uma série de lineamentos regionais de direções N-S e NE-SW, além de NW-SE e E-W, subordinadamente, o que orientou a busca de exposições no campo para a análise estrutural. No total, foram coletados 177 dados de planos e 48 dados de lineações (estrias e eixos de plumas), como sintetizados na Figura 2.4

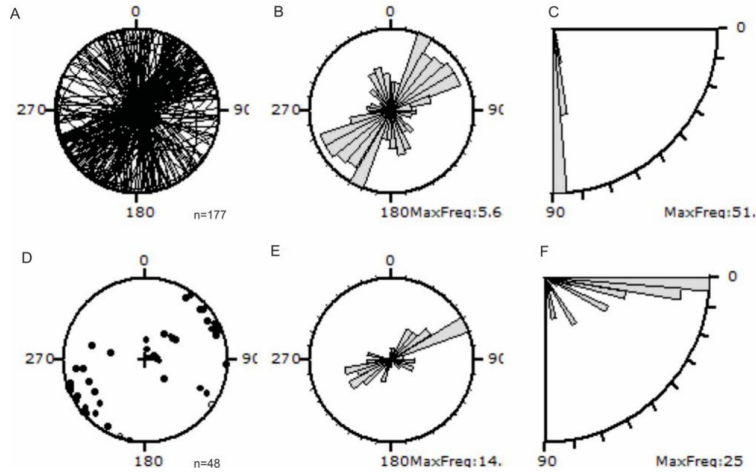


Figura 2.4. Estereogramas e diagramas de rosetas. [A] Estereograma dos planos. [B] Diagrama de rosetas da direção dos planos. [C] Frequência dos mergulhos dos planos. [D] Estereograma das lineações. [E] Diagrama de rosetas da direção das lineações. [F] Frequência dos mergulhos das lineações.

As estruturas predominantes apresentam direção NE-SW e NNW-SSE, assim como mergulhos dos planos maiores que 80° .

As falhas apresentam três direções principais: NE-SW, NW-SE e E-W (Figura 2.5). São predominantemente transcorrentes, tendo mergulho alto e estrias de baixo caimento. Há ainda falhas normais e inversas, com altos mergulhos, podendo indicar assim, uma reativação de falhas transcorrentes.

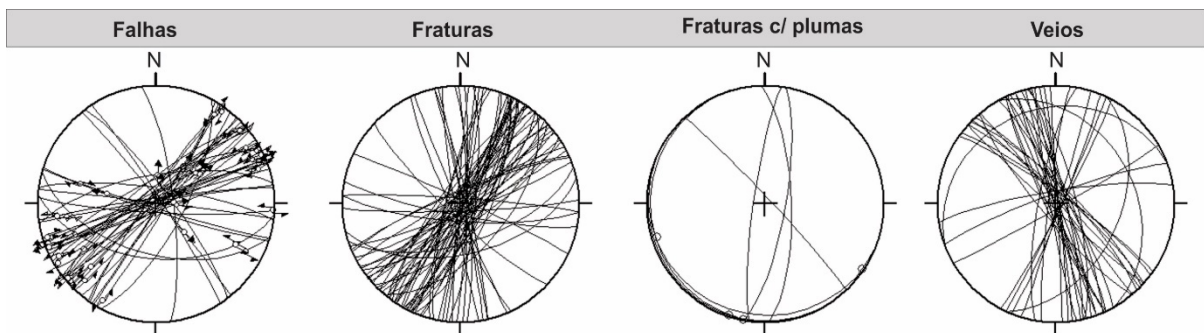


Figura 2.5. Estereogramas das estruturas rúpteis.

As falhas transcorrentes apresentam direção NE-SW predominante, sendo as sinistras mais comuns (Figura 2.6). As falhas de direção NW-SE são dextrais, mas ocorrem menos frequentemente. Falhas de direção NE-SW e com preenchimento mineral são dextrais, assim como as falhas E-W (WNW-ESE e WSW-ESE) são dextrais e sinistras. A relação de corte entre as falhas e planos com mais de uma direção de estrias mostra que as falhas dextrais são mais jovens que as falhas sinistras, muitas delas reativadas em ao longo de direções não ideais.

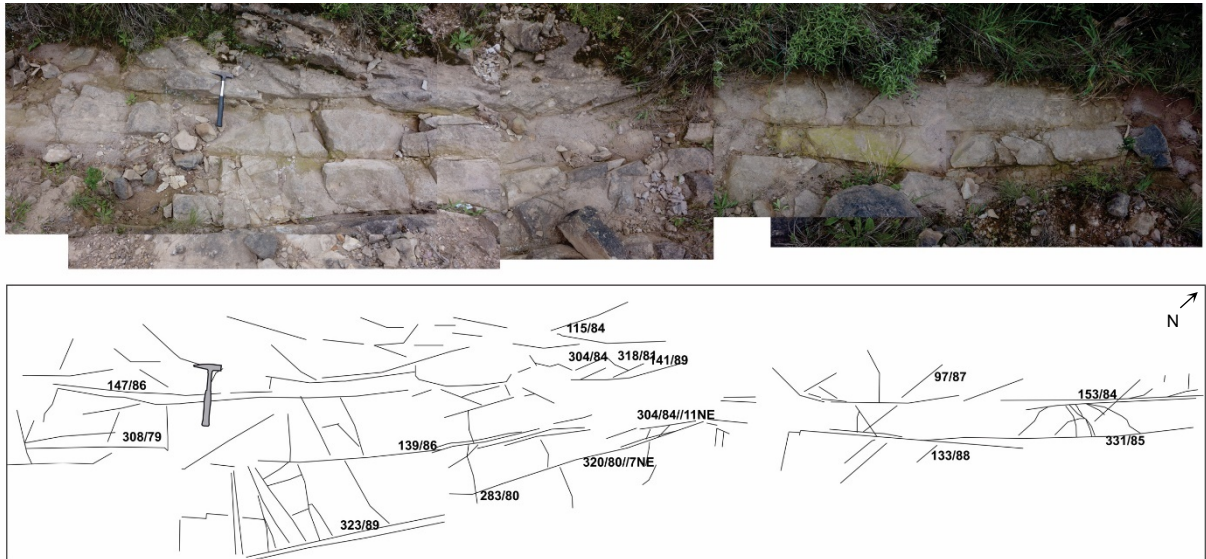


Figura 2.6. Vista em planta de falhas transcorrentes sinistras de direção NE-SW, com fraturas antitéticas de direção N-S (CCS-011).

As fraturas também possuem direção NE-SW predominante. Muitas delas estão associadas à tectônica transcorrente, indicado pelo padrão escalonado e pela presença de pares conjugados (Figura 2.7).



Figura 2.7. Fraturas relacionadas à tectônica transcorrente. Fraturas de direção NE-SW e N-S são mais persistentes, enquanto, por sua vez, as fraturas NW-SE são menos persistentes e parecem ser mais jovens. [A] Relação entre fraturas NE-SW, N-S e NW-SE. [B] Fraturas escalonadas, tipo R e R' de Riedel, indicam uma tectônica transcorrente sinistral.

O padrão característico de zonas de falhas transcorrentes é a organização das estruturas em um padrão escalonado *ou en échelon* (Zalán, 1986). Essas estruturas e seus pares conjugados são comumente referidos como "fraturas de cisalhamento de Riedel" ou "conjugados de Riedel" (v.g. Tchalenko, 1970). Dessa maneira, a geometria dos arranjos *en échelon* e suas estruturas permitem inferir o sentido de movimentação relativa em zonas de falhas transcorrentes.

As fraturas NW-SE ocorrem em menor frequência e parecem ser mais jovens do que as de direção NE-SW. Ocorrem ainda, fraturas de direção E-W.

As fraturas com marcas em pluma têm frequência bimodal: N-S e NW-SE (WNW-ESE). Plumões em planos sub-horizontais e em plano vertical, mas com propagação descendente, possuem direção NW-SE. As demais plumões, com eixos verticais, têm direção N-S.

Plumões são uma das marcas de superfície mais importantes, pois são ferramentas para a compreensão relativa da direção, velocidade e interrupção de propagação. Ocorrem em planos de fraturas trativas, sendo a frente de propagação perpendicular às rebarbas. Além disso, podem ser utilizadas como indicadores de paleoesforços, uma vez que os eixos de esforços máximo e intermediário (σ_1 e σ_2 , respectivamente) estão contidos em seu plano e sua abertura é perpendicular ao eixo de mínimo esforço (σ_3) (v.g. Bahat et al., 2008).

As marcas em pluma descritas na Formação Serra Geral são, na maioria das vezes, do tipo-S a tipo-C, tendo o eixo vertical e ascendente (Figura 2.8 C), e podem atingir extensão da ordem de metros (Figura 2.8 A). Há presença de fendas *en échelon*. As marcas em pluma se concentram em superfícies de juntas que compõem faixas de direção N-S, compatíveis com outras estruturas trativas descritas na região, tais como diques, diques clásticos, mineralizações de fluorita e veios (Reginato & Strieder, 2006; Strieder et al., 2015)

No caso dos basaltos, que são afetados por fortes gradientes termiais, o esforço se concentra ao longo de linhas de descontinuidade, onde plumões são verticais e se iniciam na descontinuidade inferior (v.g. Bahat, 1991). Fraturas com marcas em pluma em basalto podem, ainda, registrar o resfriamento progressivo. No entanto, tais fraturas possuem feições características, como bandas que contém uma única pluma.

Representam, assim, um segmento formado durante um discreto evento de fraturamento (Bahat, 1991), o qual não foi observado nos afloramentos.

Além das fraturas N-S, outra família de direção NW-SE apresenta marcas em pluma, embora em planos sub-horizontais. As lajes são bem definidas por planos de fratura e indicam uma distensão vertical, provavelmente associada à descompressão relacionada ao alívio de sobrecarga (Figura 2.8 B).

É notável o contraste entre o relevo das plumas em fraturas verticais e horizontais. Nessas últimas, o relevo é mais rugoso, indicando uma menor velocidade de propagação em relação às fraturas verticais.

Uma das fraturas orientadas a NW-SE, apresenta marcas em plumas tipo-C, com um eixo vertical de propagação descendente (Figura 2.8 A). As rebarbas são mais delicadas e a superfície da fratura apresenta cobertura por precipitado mineral. Não há presença de linhas de hesitação ou *hackles*.

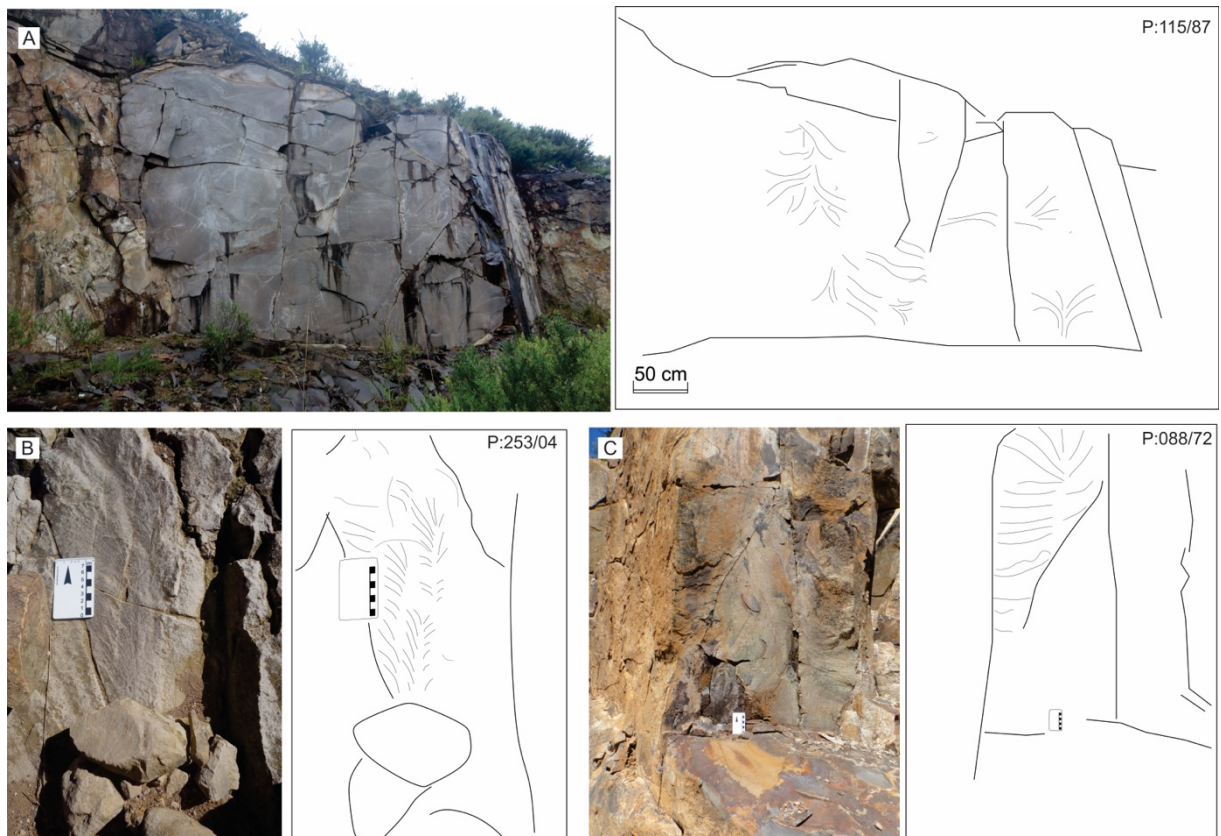


Figura 2.8. Plumãs em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. [A] Pluma em fratura com pelo menos cinco metros de comprimento. O início de propagação é vertical que passa a sub-horizontal. [B] Pluma em planos sub-horizontais, indicando distensão vertical. [C] Pluma com propagação vertical ascendente.

Fraturas extensas e verticais (alguns metros até dezenas de metros), feições indicativas de pausas na propagação, preenchimento mineral e presença de marcas em plumas verticais que se propagam de cima para baixo, são características de juntas de soerguimento (v.g. Bahat, 1991; Bahat et al., 2005). As fraturas de soerguimento estão relacionadas aos processos de denudação, resultado de esforços trativos gerados pelo relaxamento das pressões confinantes. Podem ou não ser associadas ao campo de esforços regionais, sendo as condições locais mais dominantes. A direção resultante da fratura está associada, portanto, à contraposição dos esforços remotos e locais (Bahat, 1991). Tais características, inerentes ao relaxamento da pressão confinante, estão presentes nas fraturas com marcas em pluma de direção NW-SE.

Os tipos de marcas em plumas – tipo S e tipo C – refletem a velocidade de propagação das fraturas, sendo mais alta nas do tipo S e mais lentas nas do tipo C (v.g. Bahat, 1991). Posto isto, gerou-se um gráfico semiquantitativo de V versus K para as marcas em pluma nas fraturas das rochas vulcânicas (Figura 2.9), utilizando-se o método descrito por Bahat et al., 2008. Os valores de K (inicial) e K (crítico), assim como n (índice de propagação subcrítica), foram obtidos a partir de Atkinson & Meredith (1987a, 1987b).

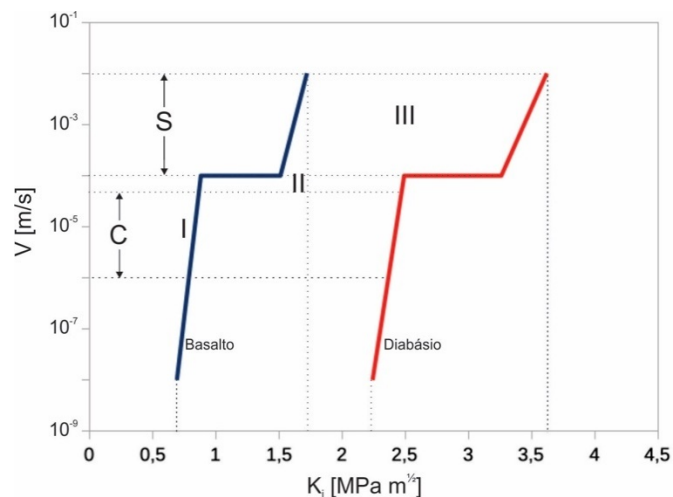


Figura 2.9. Gráfico semi-quantitativo da velocidade (v) versus intensidade de esforço (K) para marcas em plumas do tipo S e C em basaltos – em azul, basalto Ralston e em vermelho, diabásio Whin (baseado em dados de Atkinson & Meredith, 1987a, 1987b).

É importante ressaltar que o gráfico é calculado com base em rochas similares. Foram escolhidas duas rochas vulcânicas: um basalto análogo ao vidro (Basalto Ralston) e um diabásio intrusivo (Sill Whin) (v.g. Atkinson & Meredith, 1987b),

resultando em uma curva de menor e outra de maior fator de intensidade de esforço. Para curvas intermediárias, não foram encontradas na literatura os fatores de intensidade de esforço críticas, o que impediu sua construção. Além disso, as velocidades de propagação das plumas são baseadas em suposições a partir do comportamento de materiais (como o vidro) em ensaios triaxiais. No entanto, o gráfico permite uma compreensão das grandezas dos fatores de intensidade de esforços assim como da velocidade de propagação das fraturas.

As fraturas com marcas em pluma do tipo-S (de direção N-S) se propagaram na região III – velocidades entre 10^{-4} e 10^{-2} (m/s). Já a fratura orientada a NW, com marcas do tipo C, se propagou na região I a II, a velocidades de 10^{-6} a 10^{-4} (m/s) (Figura 2.9).

Os veios (Figura 2.10) têm direções quase predominantemente N-S a NW-SE e, subordinadamente E-W. A família de veios orientados a NW-SE é mais antiga, a de direção E-W, a mais nova.

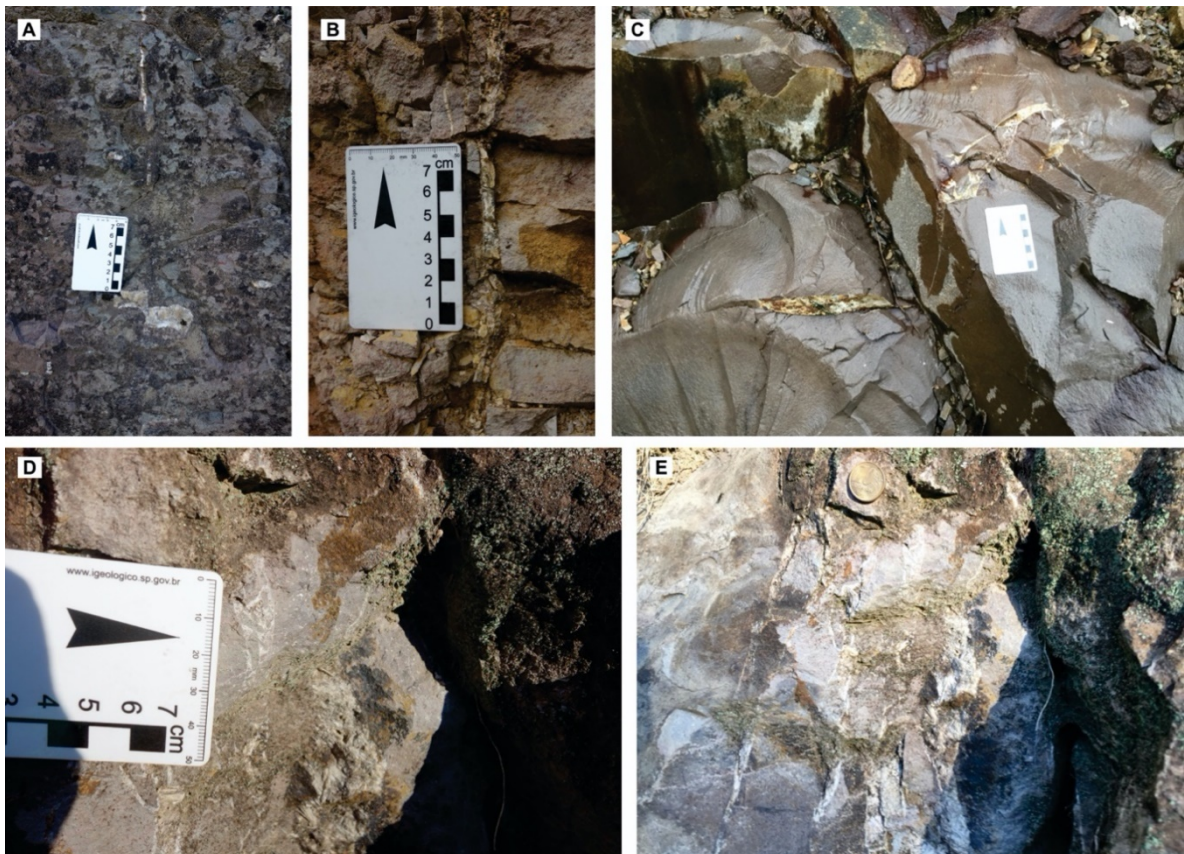


Figura 2.10. Veios em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. [A] Fratura condutora de fluidos que preenchem vesículas. [B] Veio vertical, com veios horizontais associados. [C] Brecha hidráulica. [D] Brecha hidráulica de dimensão centimétrica. [E] Veios paralelos de quartzo e zeólitas.

Há predominância de veios com altos mergulhos, sendo os veios de menor mergulho a eles associados (Figura 2.10 B). É comum a presença de brechas hidráulicas (Figura 2.10 C e D), assim como fraturas relacionadas a amígdalas, as quais aparecem como condutos de fluidos (Figura 2.10 A). Os veios são sintaxiais e foram preenchidos por quartzo e zeólitas (Figura 2.10 E), essas últimas, com hábito granular e acicular. Não foi identificada evidência de mecanismos de *crack-seal*, demonstrando assim, um evento de fraturamento único.

Considerando as relações geométricas, angulares e de corte, a fim de determinar a cronologia relativa das fraturas (como proposto por Angelier, 1994, entre outros), e o uso do Método dos Diedros Retos, identificaram-se três eventos deformacionais na área objeto, no limite entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, apresentados na Figura 2.11

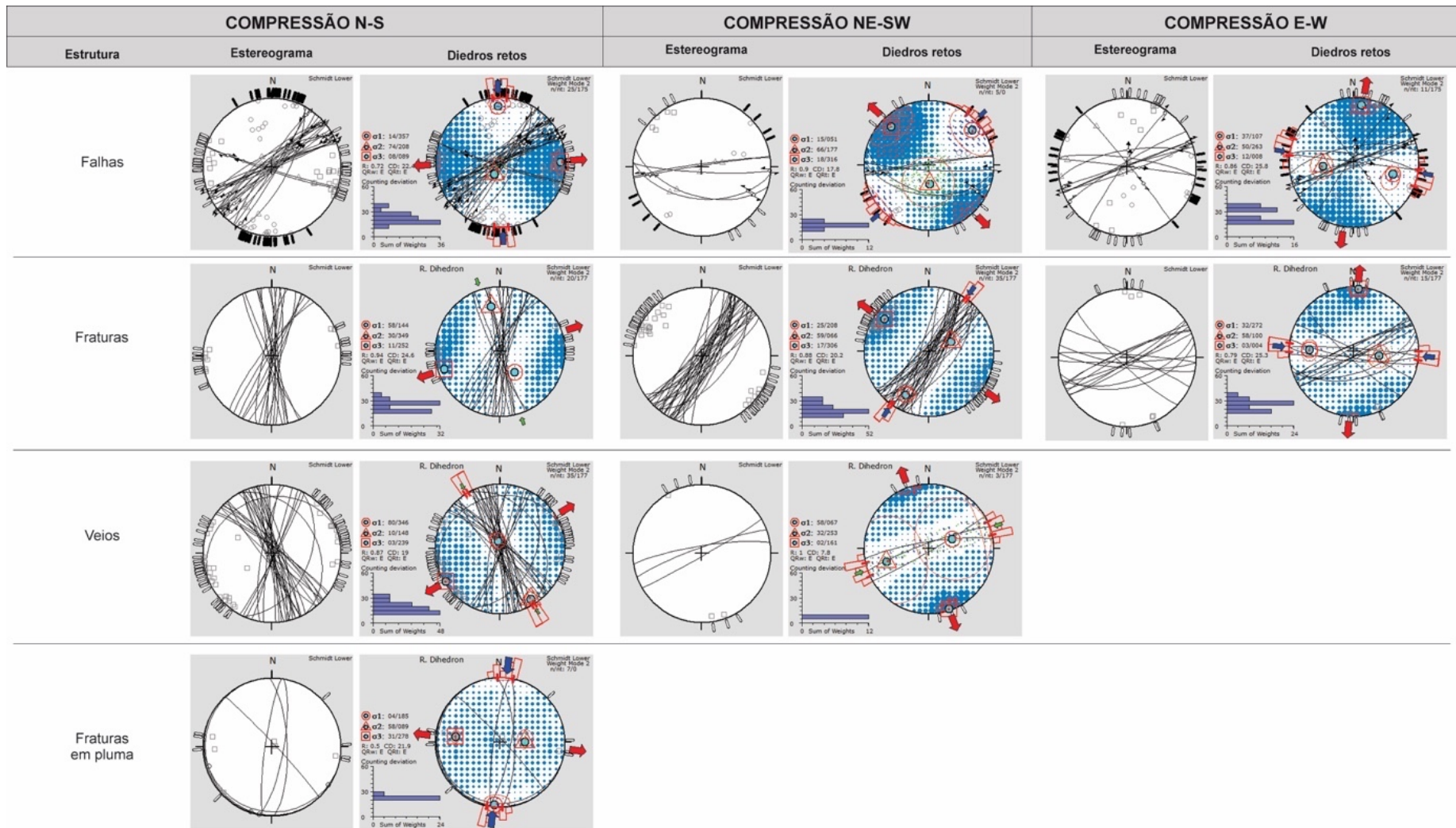


Figura 2.11. Estereogramas e diagramas de esforços.

O primeiro evento, de compressão N-S, gerou falhas sinistrais NE-SW e dextrais WNW-ESE, da mesma maneira que as fraturas conjugadas de direção aproximada N-S, os veios com preenchimento por zeólitas e quartzo NW-SE a NNE-SSW e as fraturas com marcas em plumas de direção N-S. Variações nos campos de esforços durante o Cretáceo, em uma distensão a NE-SW relacionada à colocação de diques (Riccomini, 1992), pode estar relacionada com os veios orientados a NW-SE.

Grande parte das fraturas de tração foi formada durante esse evento e possuem direção predominantemente N-S. Estruturas trativas de direção N-S foram ainda descritas por Strieder et al. (2015), como diques clásticos de arenitos em basaltos vesiculares, veios e fraturas abertas.

Esse evento compressivo de direção N-S foi reconhecido também em áreas vizinhas àquela do presente estudo (Freitas et al., 2006; Strugale et al., 2007; Reginato & Strieder, 2006; Nummer et al., 2014; Jacques et al., 2015; Strieder et al., 2015; Santos et al., 2019). Salvo exceções (Freitas et al., 2006; Santos et al., 2019), foi relacionado aos esforços vigentes durante o Eocretáceo.

A compressão N-S é compatível com o campo de esforços vigentes durante os estágios finais de extrusão das lavas da Formação Serra Geral e contemporâneo às intrusivas associadas, na região mais próxima à costa. Anomalias magnéticas são bem marcadas na direção N-S, além da ocorrência de diques de mesma direção, associados a pulsos de magmatismo. Essas estruturas podem estar correlacionadas à abertura do Atlântico Sul, durante o rifteamento cenozoico (v.g. Loufí et al., 2010).

Alguns autores referem este campo compressivo N-S na região do planalto de São Joaquim ao Neógeno (Santos et al., 2019), ou ao Pleistoceno ou mais recente, considerando a geração de falhas transcorrentes conjugadas que deslocam diques de diabásio e lamprófiro, nas proximidades da Bacia de Curitiba (v.g. Chavez-Kus & Salamuni, 2008). Esse campo de esforços estaria relacionado à alternância cíclica do esforço compressivo E-W, a partir do Holoceno (v.g. Salvador & Riccomini, 1995), ao qual está sujeita a borda leste do Continente Sul-Americano (Chavez-Kus & Salamuni, 2008). Certamente trata-se de um campo de esforços mais recente e de mesma direção.

Veios de quartzo e zeólita de direção ENE-WSW seriam formados em um regime compressivo de direção ENE-WSW, diferentemente dos veios de direção NNW-SSE. Observações de campo, como a relação de corte, indicam que esses veios são mais jovens, porém menos persistentes que aqueles de direção N-S a NNW-SSE.

Assim como os diques clásticos, que apresentam direção N-S e E-W, veios e fraturas abertas são descritos com a mesma ortogonalidade na região de Caxias do Sul (Strieder et al., 2015). A ocorrência de veios quase que ortogonais seria resultado da permutação dos eixos compressivos (v.g. Caputo, 1995) entre N-S para E-W, ainda durante o Eocretáceo. Uma alternância entre os eixos de esforços máximo (σ_1) e mínimo (σ_3), causada por esforço remoto e não local, seria a origem de estruturas trativas ortogonais (v.g. Strieder et al., 2015).

Há de se considerar ainda, que, embora o grande volume das extrusões da Formação Serra Geral tenha se dado durante o Eocretáceo, com a reativação da Plataforma Sul-Americana, intrusões alcalinas e eventos hidrotermais continuaram nas bordas da Bacia do Paraná e regiões costeiras até o Eoceno.

Dados de traço de fissão em apatita de arenitos no contato com os derrames vulcânicos indicam que as temperaturas diminuíram drasticamente – de 240° C a 160°C – em um período de 10 Ma. No entanto, as temperaturas se mantiveram quase estáveis por 70 Ma. As idades centrais são da ordem de 50 Ma (Karl et al., 2013).

Na região costeira de Santa Catarina, veios de quartzo e fluorita, de direção N-S a ENE-SSW, marcam três eventos hidrotermais com temperaturas entre 170°C e 70°C, durante o Cretáceo. O mais antigo possui idades entre 131±7 e 107±4 Ma, o segundo entre 98±4 a 93±5 Ma, e o terceiro de 89±8 a 76±5 Ma (Jelinek et al., 1999).

Assim, é possível que ainda houvesse circulação de fluidos hidrotermais na bacia após o Eocretáceo, porém em menor volume. Mudanças nos campos de esforços – de N-S para NE-SW, ainda durante o Cretáceo, poderiam estar relacionadas com veios de direção ENE-WSW.

As falhas sinistrais de direção E-W, assim como as fraturas distensivas de direção NE-SW, estariam relacionadas a campos de esforços compressivos de direção NE-SW. Esse campo é reconhecido na região do Domo de Lages, onde diques

de lamprófios de direção NE-SW teriam sido encaixados em fraturas T de Riedel. Ainda, falhas transcorrentes de direção E-W interceptam as rochas alcalinas, com idade aproximada de 75 Ma (Machado et al., 2012, Nummer et al., 2014 e Jacques et al., 2015). A direção dos diques de lamprófios, tal como as relações de corte das falhas, indicaria uma idade neocretácea a paleógena desse evento.

Falhas dextrais de direção NE-SW a E-W, sinistrais NW-SE e falhas reativadas como normais e inversas de direção E-W podem ser correlacionadas a um regime compressivo de direção E-W, da mesma maneira que as fraturas conjugadas de direção ENE-WSW a WNW-ESE. É observada uma maior dispersão dos planos, uma vez que houve a reativação de planos não ideais. Esse campo compressivo também foi identificado em trabalhos anteriores (v.g. Freitas et al., 2006; Strugale et al., 2007; Reginato & Strieder, 2006; Nummer et al., 2014; Jacques et al., 2015; Strieder et al., 2015; Santos et al., 2019) e foi relacionado ao campo de esforços de compressão E-W, atuante na borda leste do continente Sul-Americano, a partir do Holoceno (v.g. Assumpcao, 1992; Assumpção, 1998; Salvador & Riccomini, 1995).

2.4.3 Fases minerais em veios

Os veios descritos na Formação Serra Geral possuem preenchimento por quartzo e zeólitas. A estabilidade das assembleias de zeólitas é dependente da temperatura e da pressão, essa última em menor grau (Chipera & Apps, 2001). Dessa maneira, a determinação das fases minerais em veios pode indicar a temperatura de formação.

Foram coletadas 16 amostras de veios, em sete afloramentos (ver localização da amostragem na Figura 2.2), as quais foram analisadas por difratometria de raios X. A zeólita predominante é a stellerita, sendo identificadas também Ca-estilbita, epistilbita, além de clinoptilolita, heulandita e laumontita subordinadas. Ocorrem também quartzo e dolomita, além de filossilicatos, como a muscovita e argilominerais, como a caolinita (Figura 2.12)

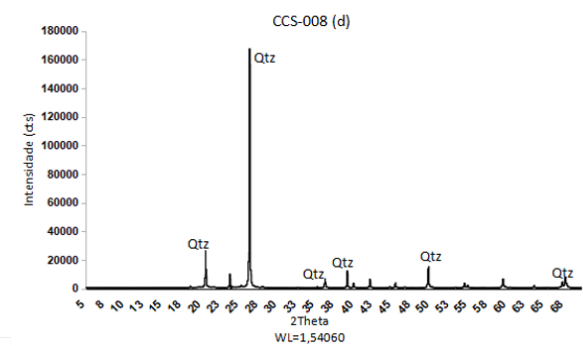
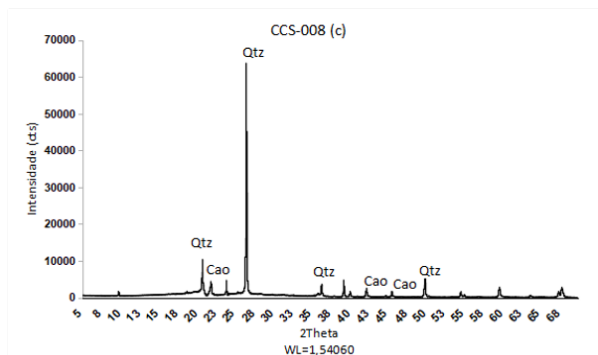
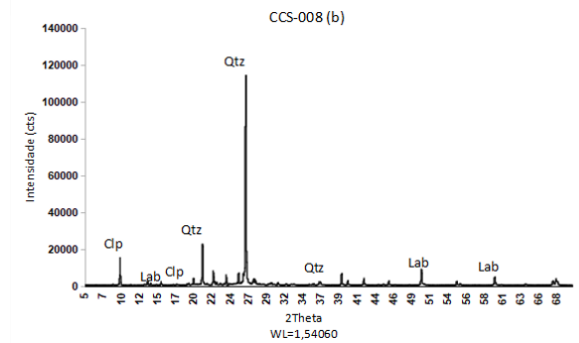
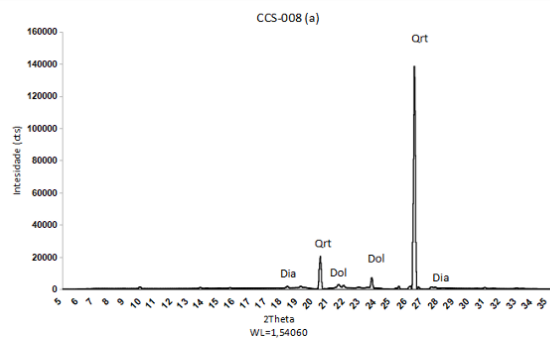
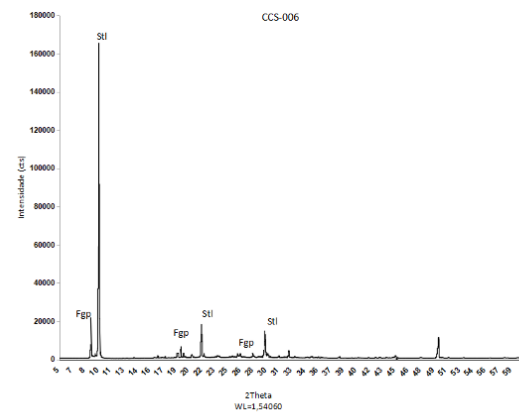
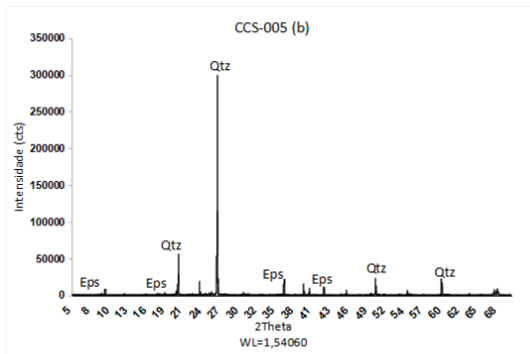
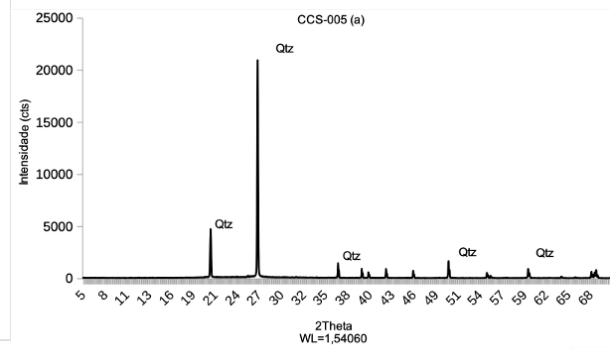
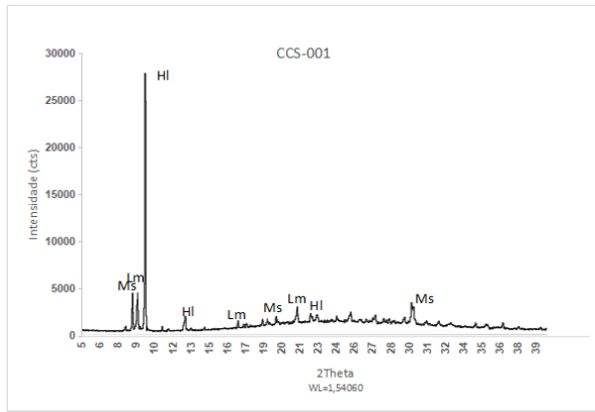
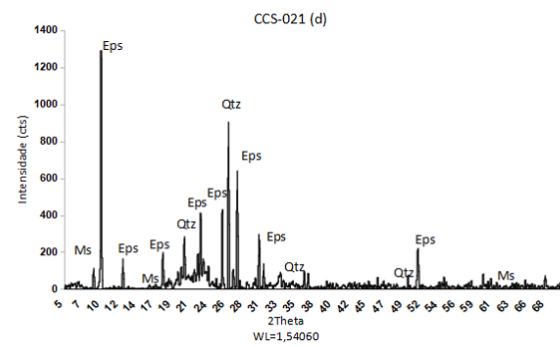
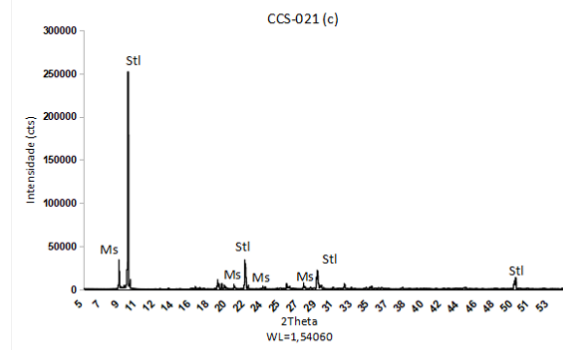
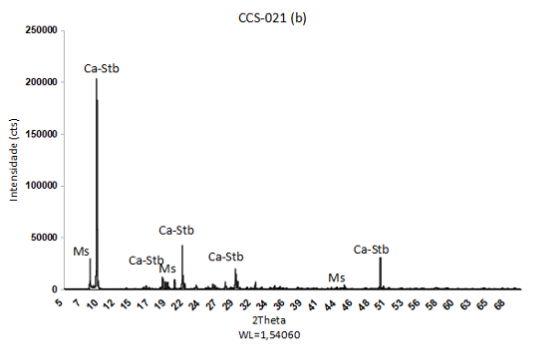
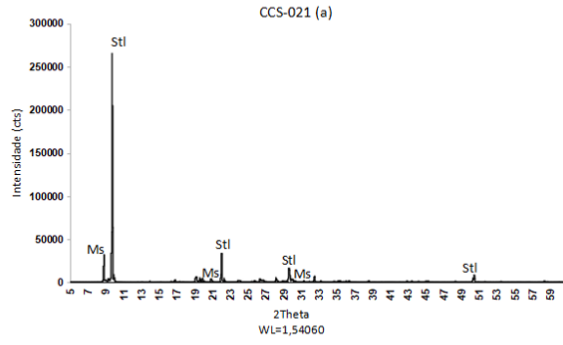
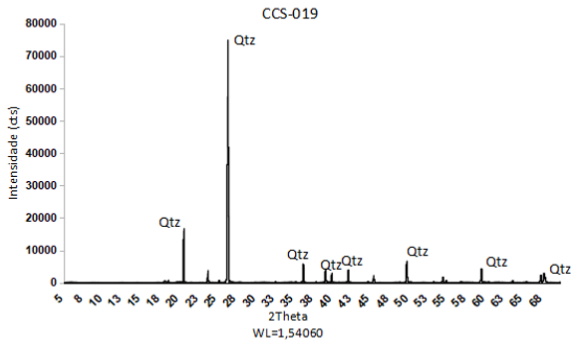
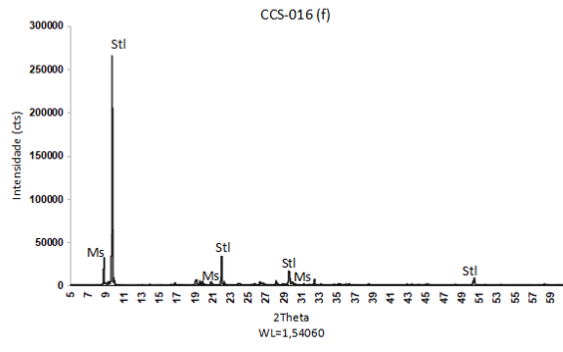
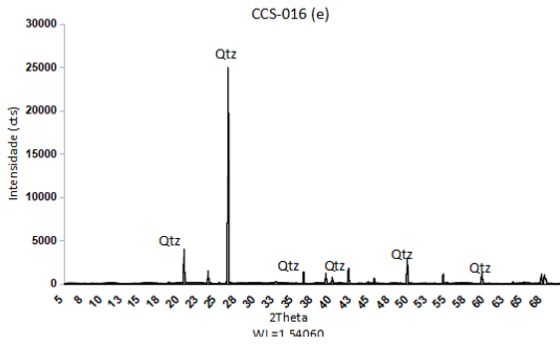
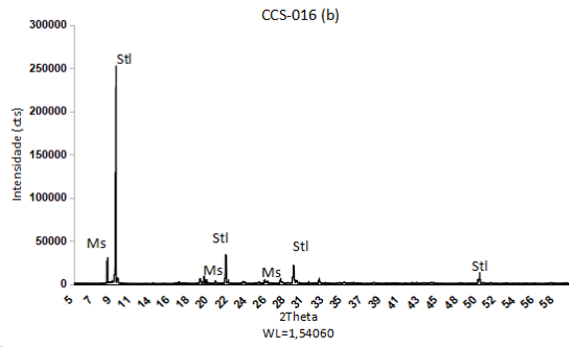
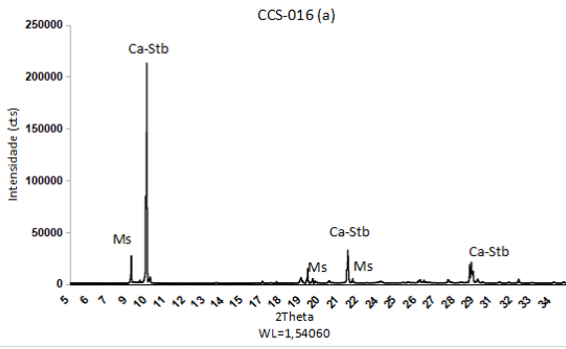


Figura 2.12. Difractogramas resultantes das análises de veios



continuação da Figura 2.12

Na região objeto de estudo, afloram predominantemente (em área) rochas ácidas (tipo Caxias do Sul), precedidas por dacitos (na parte mais setentrional) e rochas básicas subordinadas, dos subtipos Gramado e Paranapanema (Figura 2.2).

As assembleias de zeólitas podem ser influenciadas pelas variações composicionais das rochas, sendo divididas em básicas, intermediárias e ácidas, de acordo com a razão $R = \text{Si} : (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$ (v.g. Iijima, 1980).

Todos os espécimes em veios amostrados correspondem a zeólitas intermediárias a ácidas as quais ocorrem em rochas básicas a ácidas. Posto isso considera-se que a composição das rochas hospedeiras teve menor contribuição na determinação das assembleias de zeólitas, sendo o efeito da temperatura determinante. Com exceção da laumontita, em associação com a heulandita, todas as demais fases minerais são formadas em baixas temperaturas.

Estilbita e stellerita são membros finais de uma solução sólida de baixa temperatura – entre 110° e 120°C – (Fridriksson et al., 2001). Epistilbita, juntamente com a estilbita, é uma zeólita mais hidratada (Mehegan et al., 1982). A clinoptilolita é uma zeólita mais silicosa e forma uma solução sólida com a heulandita. Possui temperatura de formação de 125° C (Coombs et al., 1959), porém, geralmente é estável a não mais que 100°C, exceto quando em soluções saturadas em sílica, podendo assim se manter estável até 150°C (Chipera & Bish, 1997). É encontrada nas amostras apenas em associação com quartzo.

A heulandita está entre os campos de estabilidade da estilbita e a laumontita, ocorrendo somente em pressões de fluidos maiores que o ponto invariante (600 bars). Em menores pressões, a transição da estilbita para laumontita é favorecida. A laumontita é o melhor mineral índice da fácies zeólita (Liou et al., 1991).

As assembleias minerais em veios indicam baixas temperaturas de formação, entre 100° e 140°C. A exceção ocorre na amostra CCS-001, em que a presença de laumontita indica temperaturas em torno de 150°C (Figura 2.13). A presença de quartzo em grande parte das amostras dificulta estimar com precisão a temperatura de formação, uma vez que é estável em temperaturas entre 90° e 300°C (v.g. Kristmannsdóttir & Tómasson, 1978; Chipera & Apps, 2001).

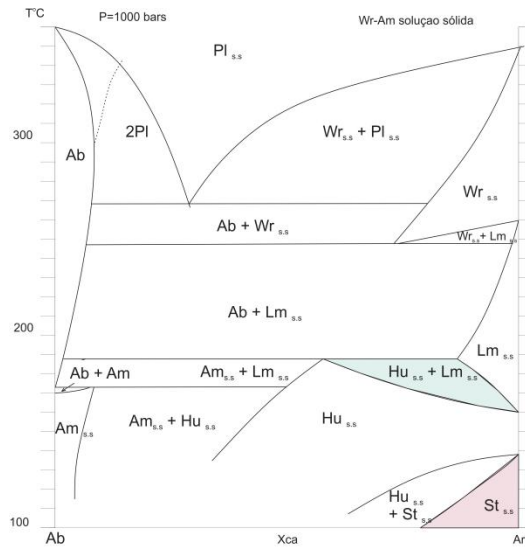


Figura 2.13. Relações isobáricas T-X_{Ca}. Variações de zeólitas para o sistema Albita - Anortita - Quartzo e Água. P_{fluido} = 1000 bar.s Em verde, campos de estabilidade da Heulandita + Laumontita; em vermelho, campos de estabilidade da stellerita (Adaptado de Liou et al., 1991).

Em amígdalas em rochas vulcânicas na Bacia do Paraná, a sequência das assembleias de zeólitas, considerando um aumento da profundidade, compreende mordenita /heulandita-estilbita > scolecita > laumontita. Quartzo e zeólitas silicosas são encontradas sempre no topo da sequência (Murata et al., 1987).

Zonamentos de assembleias de zeólitas são identificados em pilhas de lavas basálticas como, por exemplo, na Islândia (Tabela 2.1), de idade terciária, na Índia, de idade cretácea-paleógena e nos Estados Unidos, de idade pré-cambriana. A extensão e natureza desses zonamentos foram relacionadas como resultado do fluxo geotérmico (v.g. Murata et al., 1987).

Temperatura aproximada dos limites das zonas de zeólitas e epídoto em campos geotermiais ativos na Islândia	
Zona	Temperatura (°C)
Chabazita	50 – 70
Mesolita – scolecita	60 – 100
Heulandita – estilbita	60 – 170
Laumontita	100 – 230
Waikarita	170 – 300
Epídoto	> 230

Tabela 2.1. Temperaturas dos limites dos zonamentos de zeólitas (adaptado de Murata et al., 1987).

No caso da Bacia do Paraná, Hartmann et al., (2012) consideraram que o hidrotermalismo nas rochas vulcânicas ocorreu em três eventos. O primeiro evento

teria selado as fraturas existentes e preenchido vesículas tardi-magmáticas presentes nas partes superiores e inferiores dos derrames, principalmente com zeólitas. O segundo evento teria causado a injeção de areias fluidizadas, seguido de selagem da nova porosidade então formada. O terceiro evento corresponderia a intensa alteração das rochas vulcânicas produzindo argilominerais e favorecendo a abertura de cavidades por dissolução. O resfriamento dos fluidos teria acarretado a precipitação de minerais hidrotermais em geodos, como ametista, calcita e gipso nos geodos. Logo, a precipitação de zeólitas poderia estar relacionada a diferentes estágios de hidrotermalismo, particularmente o segundo acima referido, e os zoneamentos à posição no pacote de lavas.

Outra alternativa seria uma origem posterior ao episódio magmático para as zeólitas em fraturas.

Modelos de denudação das escarpas (v.g Gilchrist & Sommerfeld, 1994) mostram diferentes taxas de denudação da planície costeira, da frente da escarpa e da área atrás da escarpa. Essas diferentes taxas acarretam na elevação da frente da escarpa por reajuste isostático, resultando em bordas das escarpas com maiores elevações. Assim, a presença de laumontita em afloramentos mais próximos à frente da escarpa poderia estar relacionada a essa maior denudação, com veios gerados em maior profundidade.

O gradiente geotérmico na região atualmente é entre 20° a 30° C/km (Hurter & Pollack, 1996). Dados de traço de fissão em apatita indicam que o último evento de aquecimento na região foi há 130 Ma e, a partir de então, o gradiente tem se mantido constante (Gallagher et al., 1995). No entanto, dados de traço de fissão de apatita e zircão em arenitos permianos, assim como do embasamento neoproterozoico na região, indicariam uma sobrecarga de 4 a 5 km e extrusões das rochas vulcânicas com menos de 5,5 km de espessura. Para preencher esses requisitos, um gradiente geotérmico de 40°C/km é necessário (Karl et al., 2013).

É possível, entretanto, que o fluxo geotérmico durante a circulação de fluidos fosse ainda maior. Em outras localidades com vulcanismo e hidrotermalismo ativos, como na Islândia, são observados gradientes de até 90°C/km. Assim, o gradiente geotermal na Bacia do Paraná durante o hidrotermalismo, poderia ter chegado a

70°C/km, considerando-se a espessura da zona da scolecita e respectivas temperaturas limites (Murata et al., 1987).

Considerando que apenas o fluxo geotérmico está associado aos zonamentos de zeólitas, é possível que os veios na área de estudo tenham se formado em profundidades entre um pouco menos de um quilômetro até 2 km.

2.5 CONCLUSÕES

Faturas trativas naturais, como veios, juntas com morfologia de superfície em pluma e diques, podem ser consideradas análogas às geradas pelo fraturamento hidráulico induzido. Suas relações com os campos de esforços geradores, tal como sua distribuição e extensão, são relevantes para se avaliar o comportamento de fraturas induzidas.

Na Bacia do Paraná, na região limítrofe entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, rochas vulcânicas da Formação Serra Geral afloram em um relevo escarpado, com desníveis da ordem de 1.000 m, permitindo a obtenção da extensão e profundidade das estruturas, incluindo as trativas.

A análise multiescalar das estruturas na região objeto de estudo permitiu identificar faixas de fraturas trativas que se propagam verticalmente na ordem de centenas de metros e horizontalmente em mais de uma dezena de quilômetros.

A determinação das fases minerais presentes em veios indica um preenchimento por zeólitas de baixa temperatura, com exceção da amostra mais próxima da frente da escarpa. Com base em idades de traço de fissão de apatita, obtidas na literatura, tem-se um gradiente geotérmico de 70°C/km. Assim, obtêm-se profundidades entre pouco menos de 1 e 2 km para a geração dos veios com mineralizações.

As estruturas de direção N-S têm relevância regional, e aparecem em escala de afloramento como veios e fraturas distensivas. As marcas em pluma nas superfícies das fraturas permitem inferir, ainda, velocidade de propagação entre 10^{-4} e 10^{-2} (m/s).

Ademais, ocorrências minerais de fluorita em Santa Catarina, bem como diques clásticos de arenitos em basaltos, na região de Caxias do Sul, diques ígneos, assim

como a maior produtividade de poços de água subterrânea na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul demonstram a persistência de estruturas de orientação N-S.

As fraturas trativas de direção N-S são resultado de um campo de esforços compressivos de direção N-S, ativo durante o Cretáceo. Uma outra família de direção ENE-WSW ocorre de maneira subordinada, podendo estar relacionada a uma rotação ortogonal do campo compressivo N-S, durante o Eocretáceo.

Os veios e fraturas distensivas orientados a ENE-WSW poderiam, ainda, estar relacionados com o hidrotermalismo tardio, evidenciado pelos veios de fluorita e corpos alcalinos na borda da Bacia do Paraná, em uma rotação dos campos compressivos de N-S para NE-SW.

3.1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná apresenta uma série de ocorrências de hidrocarbonetos, como arenitos asfálticos em São Paulo e em Santa Catarina, presença de óleo em fraturas em rochas carbonáticas e derrames de basalto e sills de diabásio, e de gás em poços exploratórios. As formações Irati e Ponta Grossa são consideradas as rochas geradoras (Zalán et al., 1991). A maturação termal tem sido relacionada a dois fatores: processo normal de maturação por soterramento nas porções mais profundas da bacia, ou aquecimento por conta das intrusões básicas (Zalán et al., 1990).

No interior do Estado de São Paulo, rochas carbonáticas e folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati apresentam arranjo multicamadas, com fraturas trativas de direção NE-SW e NW-SE com ocorrências de óleo. A maturação de hidrocarbonetos na Formação Irati é tradicionalmente considerada como resultado do magmatismo basáltico da Formação Serra Geral (v.g. Zalán et al., 1990, 1991; Araújo et al., 2000, 2005). Entretanto, trabalho mais recente aponta a presença de fraturas mais antigas com percolação de óleo na Formação Irati, indicando a existência de maturação permotriássica, com sucessivos estágios de migração (Mateus et al., 2014).

Assim, na Formação Irati, a caracterização das fraturas hidráulicas naturais de tração, particularmente aquelas de provável idade permotriássica, foi o objetivo central do estudo. Os trabalhos foram conduzidos na porção centro-leste do Estado de São Paulo (Figura 3.1), onde a sucessão permotriássica apresenta boas exposições, sobretudo em função das movimentações tectônicas pós-deposicionais ali ocorridas (v.g. Riccomini, 1995).

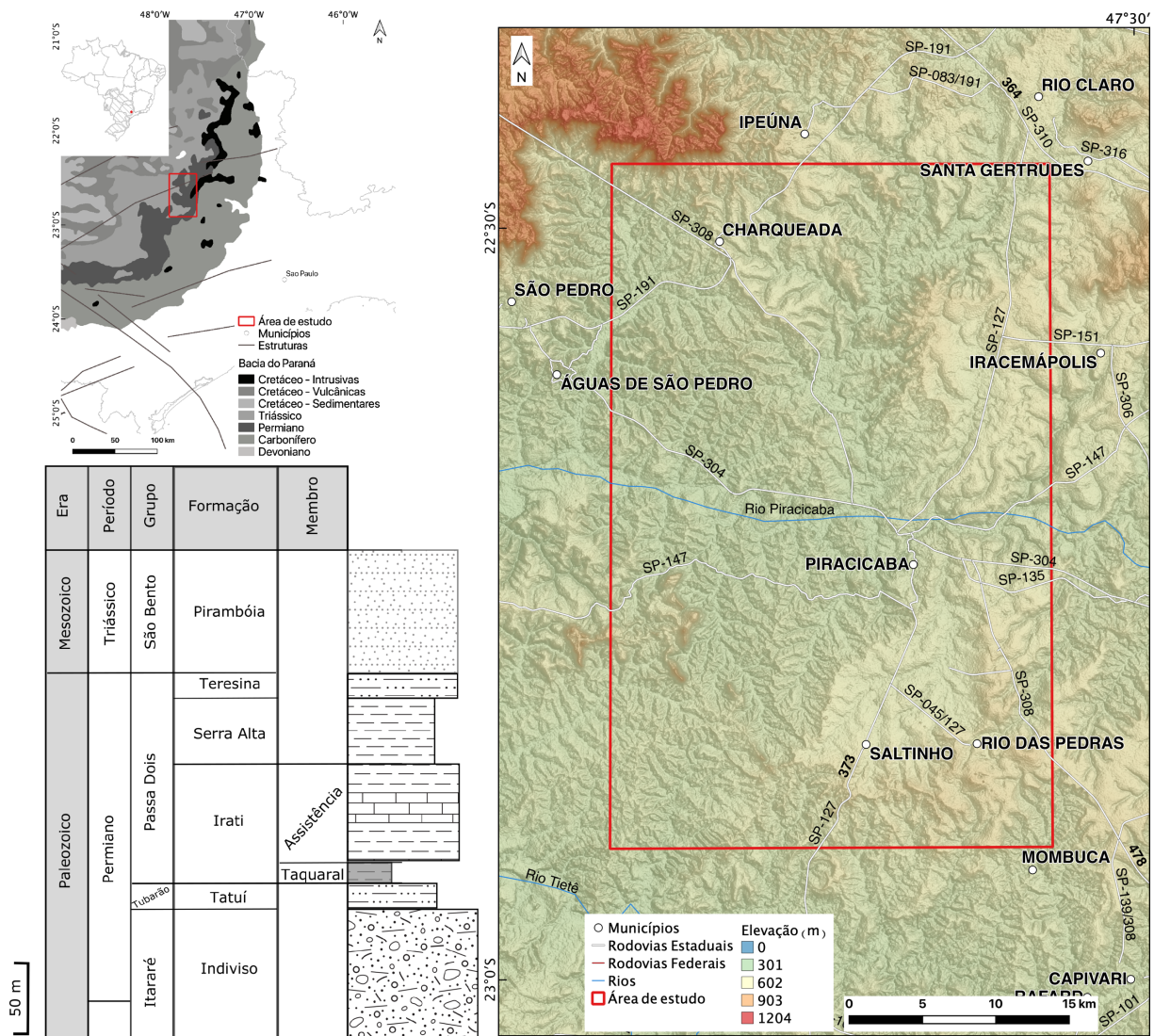


Figura 3.1. Localização da área de estudo. (geológico e cronoestratigráfico obtido em www.geosgb.cprm.gov.br; estruturas da Bacia do Paraná adaptado de Zalán et al., 1991; litoestratigráfico adaptado de Warren et al., 2017).

3.2 GEOLOGIA E TECTÔNICA

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica desenvolvida entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, com uma área que ultrapassa os 1.500.000 km², compreendendo uma sucessão sedimentar com até 7.000 m de espessura (Milani, 2004). Seu preenchimento foi dividido em sequências em diferentes trabalhos, e a proposta mais recente engloba seis supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Milani et al., 1997). As três primeiras são relativas a grandes ciclos transgressivos

paleozoicos, enquanto as demais são representadas por pacotes de rochas sedimentares e ígneas associadas.

A Supersequência Gondwana I abrange os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, além da Formação Pirambóia. O Grupo Passa Dois, de idade permiana, compreende as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Milani et al., 1998).

A Formação Irati tem uma espessura média de 130m (Zalán et al., 1990). Hachiro et al. (1993) a elevou à categoria de subgrupo, adotando divisão de fácil reconhecimento e operacional no Estado de São Paulo: Formação Taquaral, na base, composta por folhelhos não betuminosos, por vezes com intercalações de lentes carbonáticas, nódulos de sílex, arenitos conglomeráticos e arenitos finos que gradam para lamitos em sua base nas bordas nordeste, norte e oeste; e a Formação Assistência, no topo, subdividida nos membros Ipeúna e Morro do Alto.

O Membro Morro do Alto, base da Formação Assistência, é formado por calcilutitos dolomitizados e silicificados, intercalados com folhelhos pretos e betuminosos. No topo são encontrados folhelhos siltosos não betuminosos e lamitos com pelotilhas de glauconita e restos de peixes (Hachiro, 1996).

O Membro Ipeúna é formado por dololutitos laminados e doloarenitos com presença de nódulos e lentes de sílex. Característica marcante é a presença de pares interestratificados de folhelhos e rochas carbonáticas delgados e regulares na porção intermediária da unidade, sendo mais espessos e lentiformes no topo (Hachiro, 1996).

Uma movimentação tectônica, contemporânea à sedimentação permocarbonífera, manifesta-se na reativação de lineamentos do embasamento da bacia, destacando-se os eventos no Eopensilvaniano, no Eopermiano e no Neopermiano, este último associado aos processos geotectônicos da Orogenia San Rafaélica (Cabo-La Ventana). Anticlinais formados próximos a lineamentos regionais de direção NE-SW, seriam associados a esse evento (v.g. Milani, 2004). Todavia, a sucessão sedimentar Neopermiana (formações Irati e Serra Alta) não parece apresentar uma grande influência tectônica, refletida pelo depocentro elíptico localizado no centro geométrico da bacia. As estruturas E-W tornam-se relevantes a partir do Triássico até o Jurássico, afetando a deposição das formações Pirambóia e Botucatu (Zalán et al., 1990).

Durante o Cretáceo, um novo evento de escala litosférica reativou as estruturas do embasamento da Bacia do Paraná, culminando com a ruptura do Gondwana e a formação do Atlântico Sul (Milani, 2004). Este evento resultou na extrusão dos volumosos derrames de lavas continentais da Formação Serra Geral, em área de 1.200.000 km², com idades centradas entre 133 e 132 Ma (e.g. Renne et al., 1992, 1996).

A extrusão de lavas se iniciou através de estruturas de direção NE-SW, migrando para lineamentos de direção NW-SE e, por fim, para estruturas NE a NNE (v.g. Riccomini et al., 2005). A família de estruturas de direção NW-SE é a de maior expressão, compreendendo numerosos diques de diabásio, sobretudo na região do Arco de Ponta Grossa. Essas foram as estruturas preferencialmente reativadas durante o Eocretáceo, durante o vulcanismo Serra Geral (Zalán et al., 1990).

3.3 TRABALHOS ANTERIORES

Na área de trabalho os estudos voltados à estrutura geológica de interesse ao fraturamento da Formação Irati apresentam cunho essencialmente regional (v.g. Soares, 1974; Souza Filho, 1983; Riccomini, 1995; Sousa, 1997, 2002). Neles são caracterizadas as principais falhas e particularmente sua influência na compartimentação de altos estruturais.

A única referência a feições em pluma em juntas de tração na Formação Irati é a de Mateus et al. (2014). Neste trabalho os autores descreveram juntas de direção NE-SW, percoladas por óleo, em áreas distantes das ocorrências de rochas intrusivas básicas (Itapetininga, Pereiras, SP). Essas juntas foram relacionadas ao fraturamento hidráulico de sucessões multicamadas, com forte contraste de permeabilidade (maior no dolomito e menor no folhelho), sujeitas às pressões supralitostáticas de fluidos (Mateus et al., 2014).

Cerri (2015) realizou estudo de detalhe sobre a estratigrafia mecânica da Formação Irati. O autor verificou que as fraturas impregnadas com óleo apresentam essencialmente direção NW-SE, verticais, são de distensão e, independentemente da espessura das intercalações de folhelhos, que podem chegar a 40 cm logo acima do banco carbonático do Membro Ipeúna. A maioria destas intercalações age como

interfaces mecânicas, que obstruem a propagação das fraturas, restritas às rochas carbonáticas. Eventuais propagações além dos folhelhos estão relacionadas com a presença de falhas de expressão regional. Em adição, as fraturas de direção NE-SW são de menor persistência em relação às fraturas de direção NW-SE e quase sempre são barradas na interface mecânica das camadas de folhelhos (Cerri, 2015).

Famílias de fraturas NE-SW e NW-SE são reconhecidas na sucessão permotriássica da bacia, bem como veios de calcita e quartzo de mesmas direções, os quais têm sido relacionados à circulação de fluidos resultantes do magmatismo da Formação Serra Geral (Oliveira, 2012; Nomura et al., 2014; Teixeira et al., 2016). No entanto, a presença de geiseritos (Yamamoto et al., 2005) e campo de exsudação de metano, com direções preferenciais NE-SW (Warren et al., 2017) indicam a circulação de fluidos na bacia ainda durante o Permiano, conforme proposto em estudo recente (Mateus et al, 2014). Ademais, diques clásticos nas formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, alinhados preferencialmente a NE, indicam reativações tectônicas permotriássicas (v.g. Riccomini et al., 2005; Turra, 2009). Assim, a sucessão permotriássica poderia registrar duas famílias de juntas trativas: uma mais antiga, relacionada a eventos tectonotermiais permianos e, outro mais jovem, ao magmatismo eocretáceo da Formação Serra Geral.

3.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada inicialmente a compilação do material cartográfico, com foco em dados referentes à geologia e estrutura geológica regional. Os mapas geológicos foram obtidos através do GeoSGB – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), disponível no sítio <http://geosgb.cprm.gov.br> e relatórios técnicos da Petrobras. O material cartográfico foi compilado empregando-se o programa QGIS 3.8.1.

Os dados estruturais foram coletados empregando-se bússola tipo Clar e registrados na notação rumo de mergulho/mergulho. Nos levantamentos de campo procurou-se separar as diferentes gerações de estruturas (fraturas, veios) com base em suas relações estratigráficas (confinamento ou não a uma determinada formação ou parte dela), ou relações de corte entre as estruturas.

Para facilitar o processamento dos dados estruturais empregou-se o programa Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), o qual permite a dedução das prováveis direções de esforços relacionadas com uma população de dados estruturais.

3.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.5.1 Diques clásticos

Diques clásticos da Formação Corumbataí apresentam orientações predominantes segundo NNE-SSW a NE-SW e secundariamente NNW-SSE, indicando direção de distensão WSW-ENE a NW-SE (Turra, 2009). A distribuição dos diques clásticos e de outras estruturas de liquefação ao longo faixa de afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná tem levado os autores a relacioná-los à reativação da Zona de Falha de Jacutinga, sob a bacia (Riccomini et al., 2005; Turra 2009).

3.5.2 Estruturas de exalação de fluidos

Estruturas dômicas decimétricas silicificadas interpretadas como geiseritos foram descritas nas regiões de Anhembi (Yamamoto et al., 2005) e Saltinho (Mateus et al., 2014). No primeiro caso ocorrem em meio a siltitos com intercalações de lâminas de rochas carbonáticas da Formação Teresina, topo do Grupo Passa Dois (Neopermiano). No segundo foram encontradas na base do Membro Assistência da Formação Irati. As eventuais relações estruturais dessas ocorrências ainda não foram estabelecidas. Ambas se encontram confinadas a estratos permianos, indicando a presença de atividade hidrotermal dessa idade na bacia.

Às margens do Ribeirão Paraíso, no município de Charqueada, ocorrem estruturas dômicas de diâmetros decimétricos, inseridas estratigraficamente no topo da Formação Irati, no contato com a Formação Serra Alta (Warren et al., 2017) (Figura 3.2). São domos silicificados, de alinhamento aproximadamente NE-SW, com estruturas de colapso em seu centro e fraturas radiais preenchidas por quartzo criptocristalino. A morfologia, o alto teor de carbono orgânico total e as estruturas típicas de degaseificação são indicativos de *vents* de exalação de metano. Ademais, a orientação preferencial nordeste, alinhada a grandes lineamentos regionais, poderia

pressupor uma sismicidade precursora de fraturas e movimentação de fluidos, afetando a sucessão permotriássica (Warren et al., 2017).



Figura 3.2. *Corpos dômicos silicificados*

Novas observações no local revelaram a presença de betume em fraturas das estruturas dômicas (Figura 3.3). O caráter confinado das estruturas dômicas e das fraturas nelas presentes à parte superior da Formação Irati abre a possibilidade de interpretar essa geração e migração de hidrocarboneto como penecontemporânea à formação dos domos.

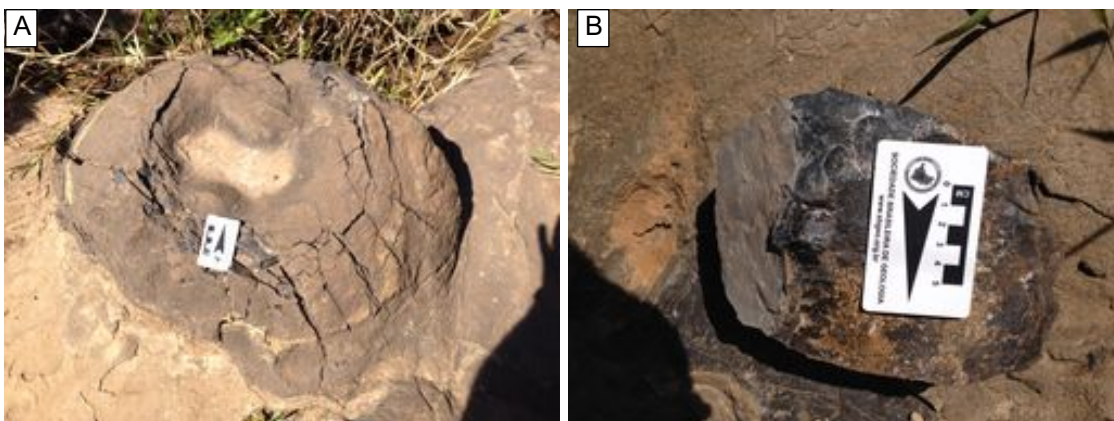


Figura 3.3. [A] - Estrutura dômica associada a provável conduto de exalação de metano. [B] Ocorrência de betume ao longo de fratura no domo silicificado.

3.5.3 Veios de quartzo, silexito e calcita

Cerca de 800 m a sudeste da ocorrência das estruturas de exalação de metano, às margens do Ribeirão do Paraiso, ocorrem veios tabulares de silexito com espessuras decimétricas a pouco mais de 1 m e continuidade mínima horizontal de 3 m, injetados nos folhelhos da base da Formação Irati (Figura 3.4 C). Esses veios apresentam orientação preferencial NE-SW, subvertical (Figura 3.4), com certa sinuosidade em seção vertical (Figura 3.4 B). A estrutura interna é geralmente maciça (Figura 3.4 B), mas ocorrem porções com tênue estruturação subplanar horizontal, sugerindo que suas colocações ocorreram com o sedimento hospedeiro ainda inconsolidado e sujeito à compactação posterior. O caráter confinado dos veios à base da Formação Irati evidencia a circulação de fluidos penecontemporânea à sua deposição.

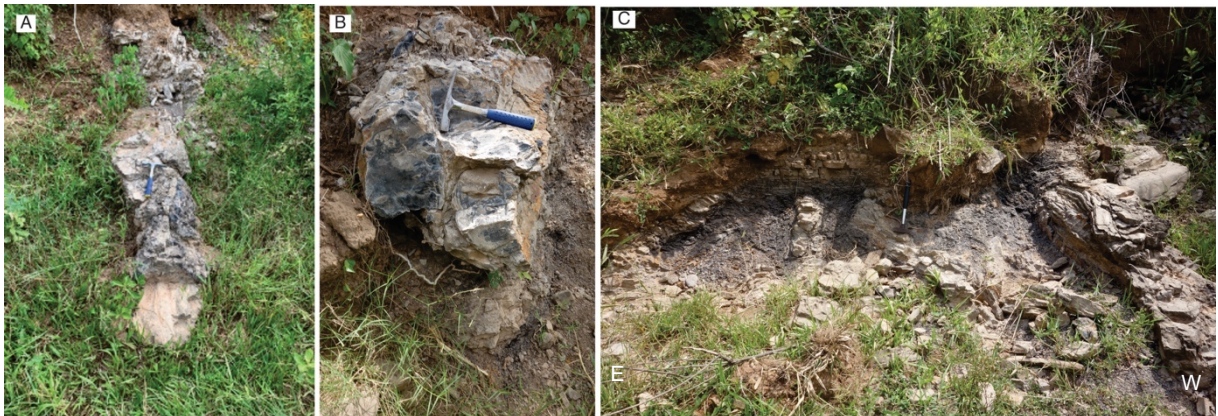


Figura 3.4. Estruturas silicificadas na região de Paraisolândia.

Considerando o contexto estratigráfico e atitude, é possível que esses veios de silexito tenham sido submetidos ao mesmo controle estrutural dos condutos para fluidos exsudados nos domos silicificados no topo da Formação Irati, cuja espessura na região é em torno de 40 m (Andrade & Soares, 1971).

Veios de quartzo seccionando unidades permianas ocorrem em algumas localidades da faixa de exposição da Bacia do Paraná. No local de ocorrência das estruturas de exalação de metano, veios de quartzo de direção NE-SW são seccionados por veios de calcita orientados a NW-SE (Oliveira, 2012). Análises de inclusões fluidas desses veios demonstram que inclusões de hidrocarbonetos nos veios de calcita apresentam apenas uma fase. Por outro lado, os veios de quartzo apresentam evidências de modificações posteriores, com inclusões de

hidrocarbonetos de dois tipos: um condensado e um óleo volátil (Oliveira, 2012). Os veios calcíticos foram relacionados ao magmatismo da Formação Serra Geral, do Cretáceo (Oliveira, 2012; Nomura et al., 2014; Teixeira et al., 2016). Os veios de quartzo estariam relacionados a um evento anterior, já com migração de óleo. Veios de calcita na Formação Serra Alta são sintaxiais, sem indicativos de deformação, e portanto o preenchimento por calcita ocorreu em fraturas abertas previamente, em eventos mais antigos (Teixeira et al., 2018).

Análises de inclusões fluidas dos veios de quartzo do Membro Assistência indicaram paleotemperaturas entre 120-130°C (Oliveira, 2012). Na região de São Mateus do Sul, PR, argilominerais illíticos neoformados presentes em arenito da Formação Rio Bonito, datados de 263 Ma pelo método K-Ar, indicaram paleotemperaturas entre 100 e 155°C (Sant'Anna et al., 2006). Esta ocorrência está situada no prolongamento da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão, de direção NE-SW, sob a Bacia do Paraná.

Para os veios calcíticos as análises de inclusões fluidas forneceram paleotemperaturas entre 100 e 150°C para veios da Formação Irati, entre 60 e 120°C na Formação Corumbataí e 70-200°C para a Formação Teresina (Oliveira, 2012; Nomura et al., 2014; Teixeira et al., 2018). Minerais illíticos na Formação Rio Bonito e seus equivalentes em São Paulo, datados por K-Ar, indicaram paleotemperaturas entre 100 e 155°C há 132 Ma em Anhembi, SP, enquanto na região de Ortigueira, PR, as paleotemperaturas obtidas foram maiores do que 155°C há 135 Ma e entre 100 e 155°C há 116 Ma (Sant'Anna et al., 2006).

As formas de ocorrência, suas composições e paleotemperaturas comprovam que houve a percolação de fluidos hidrotermais no Neopermiano e também no Eocretáceo, neste durante o auge do episódio magmático (cf. Renne et al., 1992). Sugerem também que a circulação de fluidos possa ter perdurado por cerca de 20 Ma após o extravasamento dos derrames.

3.5.4 Intrusões ígneas

Na área abrangida pelas quadrículas geológicas de Rio Claro e Piracicaba (Maia & Soares, 1971), escala 1:100.000 (pouco mais de 5.700 km²), entre São Carlos e

Capivari, ocorrem diques e *sills* de diabásio. Embora o dique de maior expressão, com cerca de 16 km de comprimento, encontre-se orientado na direção NW-SE, dos 36 diques ou segmentos de diques irregulares mapeados, cerca de 53% encontram-se orientados segundo as direções WNW-ESE a ENE-WSW, e outros 36% nas direções NNW-SSE a NNE-SSW, aproximadamente ortogonais. A distribuição dos diques sugere a vigência de um campo de esforços com encurtamento vertical e estiramento com alternância ora para E-W, ora para N-S. Esse arranjo é semelhante ao de juntas ortogonais de distensão (Caputo, 1995).

3.5.5 Fraturas de tração com betume

Na área de estudo as juntas de tração com betume no Membro Assistência da Formação Irati estão orientadas preferencialmente na direção NW-SE e subordinadamente NE-SW (Cerri, 2015).

Neste trabalho observou-se localmente, na região de Saltinho, SP, que as fraturas com betume, que não apresentam marcas em pluma, possuem orientações mais dispersas (Figura 3.5). Apenas a família de direção E-W é persistente, sendo a família orientada a NE-SW subordinada. São descritas ainda fraturas de direção N-S e NW-SE. É possível observar uma ortogonalidade entre as duas famílias principais de fraturas, a E-W e a N-S.

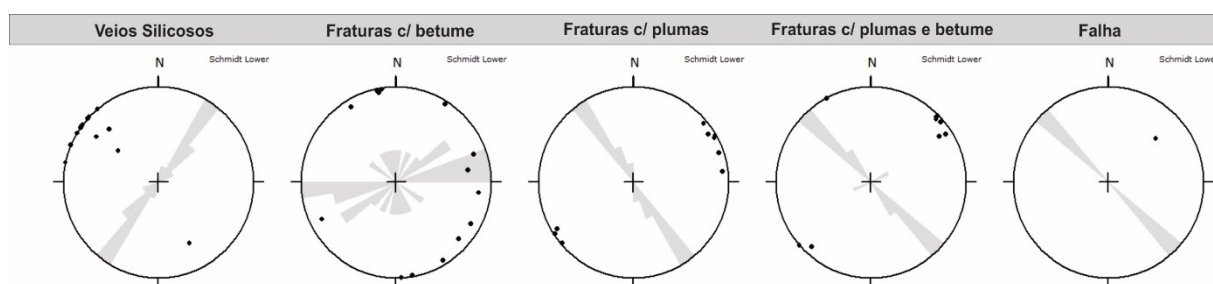


Figura 3.5. Diagrama de rosetas e estereograma com polos dos planos das estruturas.

As fraturas com marcas em pluma demonstram um paralelismo persistente e estão orientadas a NW-SE, com mergulhos subverticais, independente se são portadoras de betume ou não. A orientação uniforme dos planos de juntas indica um esforço horizontal (σ_h) bem definido (Engelder, 2004), e estão restritas às camadas calcárias (Figura 3.6 A). São plumas do tipo-C rítmicas, com eixos horizontais e verticais (Figura 3.7). O início é sempre intraestratal, geralmente em concreções de

silexito. Nota-se que, em estratos calcários onde há camadas de silexitos, as rebarbas passam a marcas onduladas ou desaparecem ao atravessarem os silexitos, retornando com o contato com os calcários. Observou-se também a formação de franjas com fendas *en echelon* nos silexitos, demonstrando a redistribuição de esforços com a propagação em Modo I (tração) + Modo III (rasgamento) (Figura 3.6 B). Tal comportamento deve estar relacionado com a diferença de competência entre o silexito e o folhelho.



Figura 3.6. Marcas em pluma restritas aos calcários. Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas. [A] Rebarbas ausentes na camada de silexitos. [B] Fendas en échelon nos silexitos.

Considerando a posição onde as fraturas com marcas em pluma sem óleo foram identificadas, no topo da sequência de ritmitos, no limite com a Formação Serra Alta, a qual já se encontra intemperizada, é possível que o óleo tenha sido degradado. Nesta porção de topo, onde as rochas carbonáticas apresentam espessuras decimétricas, são observadas fraturas com marcas em pluma indicando uma propagação no Modo I – trativo (v.g. Younes & Engelder, 1999) (Figura 3.7)

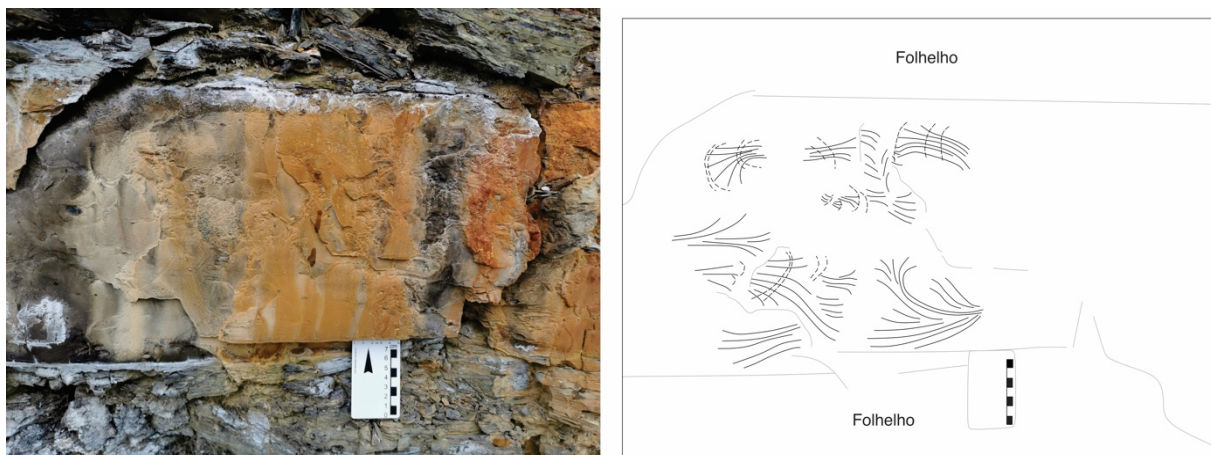


Figura 3.7. Marcas em pluma no topo da sequência de ritmos. Notar o início da propagação intraestratal das plumas tipo-C rítmicas (fratura 241/86). Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas.

As fraturas com marcas em pluma orientadas a NW-SE apresentam continuidade ao longo dos afloramentos estudados, indicando uma faixa de pelo menos 2,8 km de extensão. Estão restritas aos intervalos de rochas carbonáticas do Membro Assistência, o qual possui espessura de até 30 m na região (Andrade & Soares, 1971).

Marcas de superfície em pluma são ferramentas para a compreensão relativa da direção, velocidade e interrupção de propagação. Ocorrem em planos de fraturas trativas, sendo a frente de propagação perpendicular às rebarbas. Além disso, são indicadoras de paleoesforços, uma vez que os eixos de esforços máximo e médio (σ_1 e σ_2 , respectivamente) estão contidos em seu plano, além de sua abertura ser perpendicular ao eixo de mínimo esforço (σ_3) (v.g. Bahat, 1991; Bahat & Rabinovitch, 1988; Engelder, 2004). Plumais rítmicas têm como característica se iniciarem usualmente dentro das camadas e, embora se propaguem lateralmente, há pausas e retomadas da propagação (Bahat & Engelder, 1984), característica observada também nos litotipos calcários.

Nas fraturas com pluma são observados sinais de periodicidade, como marcas onduladas e a própria ritmicidade das plumas (Figura 3.8). Esses sinais são resultado de episódios repetitivos de propagação, muito provavelmente relacionados à disponibilidade de fluidos no sistema. Um período de quiescência é necessário para que se atinja um volume de fluido crítico no poro, antes que haja o fraturamento. Dessa maneira, a velocidade de propagação diminui até que haja pressão de fluido suficiente

para suplantam e resistência da rocha com a conseqüente retomada da propagação (Bahat, 1991).



Figura 3.8. Marcas onduladas e em plumas rítmicas. Linhas em preto são as rebarbas e linhas pontilhadas são as marcas onduladas.

As marcas onduladas se desenvolvem como resposta aos campos de esforços que tendem a rotacionar o frente de propagação de fratura, gerando segmentação com redistribuição dos esforços (v.g. Bahat, 1991). O modelo de fraturamento por pressão de poro aplicada (Secor, 1969; Bahat & Engelder, 1984) tem como conceito fundamental a periodicidade da propagação. Assim, considera-se a pressão de poro como mecanismo dominante de fraturamento (Bahat, 1991). A presença de altos teores de carbono orgânico totais (COT) e a geração de hidrocarbonetos podem estar relacionados com a propagação de fraturas (v.g. Rodrigues et al., 2009; Engelder et al., 2009).

Assim, a migração do óleo/gás gerado na Formação Irati seria o mecanismo deflagrador do fraturamento. Entretanto, o fraturamento hidráulico natural no Membro Assistência não atingiu condições para romper e se propagar através das camadas de folhelhos, independentemente das espessuras destes.

Diferentemente do observado por Cerri (2015) na região de Saltinho, verificou-se que a região de ocorrência das fraturas com estruturas em pluma impregnadas de óleo encontra-se na extremidade sudeste de importante estrutura de direção NW-SE, a Falha de Monte Branco, que controla o *Horst* de Pau D'Alho e aloja potente dique de diabásio eocretáceo (Maia & Soares, 1971). Dessa forma, sugere-se relação de causa e efeito entre a presença de diabásio e hidrocarboneto. No pacote carbonático do Membro Ipeúna, na localidade topônima, faixas brechadas de direção NE-SW, impregnadas de óleo, também não se propagam além da interface mecânica do

folhelho sobrejacente, com espessura de 40 cm. No local (Pedreira Bonança) as fraturas de direção NW-SE exibem impregnações de óleo restritas à zona de intersecção com as estruturas de direção NE-SW (Cerri, 2015). As faixas brechadas de direção NE-SW impregnadas de óleo, descritas na região de Ipeúna (Cerri, 2015), também não se propagam além da interface mecânica do folhelho sobrejacente, com espessura de 40 cm. No local (Pedreira Bonança) as fraturas de direção NW-SE exibem impregnações de óleo restritas à zona de intersecção com as estruturas de direção NE-SW (Cerri, 2015). Esta observação sugere que as fraturas de direção NE-SW sejam anteriores às de direção NW-SE e as impregnações de óleo relacionadas a um evento gerador anterior ao magmatismo da Formação Serra Geral.

Existem evidências de uma maturação permotriássica das rochas do Membro Assistência, anterior, portanto, à Formação Serra Geral. Essa maturação seria correlacionável com um gradiente geotérmico elevado, evidenciado por características mineralógicas e petrográficas das rochas do Membro Assistência, as quais não foram intrudidas por diques ou *sills* associados à Formação Serra Geral, além dos registros de hidrotermalismo permotriássico na bacia (Mateus et al., 2014).

Ocorre ainda na área uma falha normal orientada a NW-SE (Riffel et al., 2019), com até três metros de rejeito, que desnivela o banco carbonático em exploração e também os pares de folhelho/rocha carbonática (Figura 3.9).



Figura 3.9. Falha normal (NW-SE) deformando os ritmitos da Formação Iratí, com abatimento de 3 m do bloco do lado direito da imagem.

3.5.6 Análise dos dados estruturais e correlações regionais

A análise dos dados estruturais, através do Método dos Diedros Retos, permitiu identificar dois eventos deformacionais na região, apresentados na Figura 3.10.

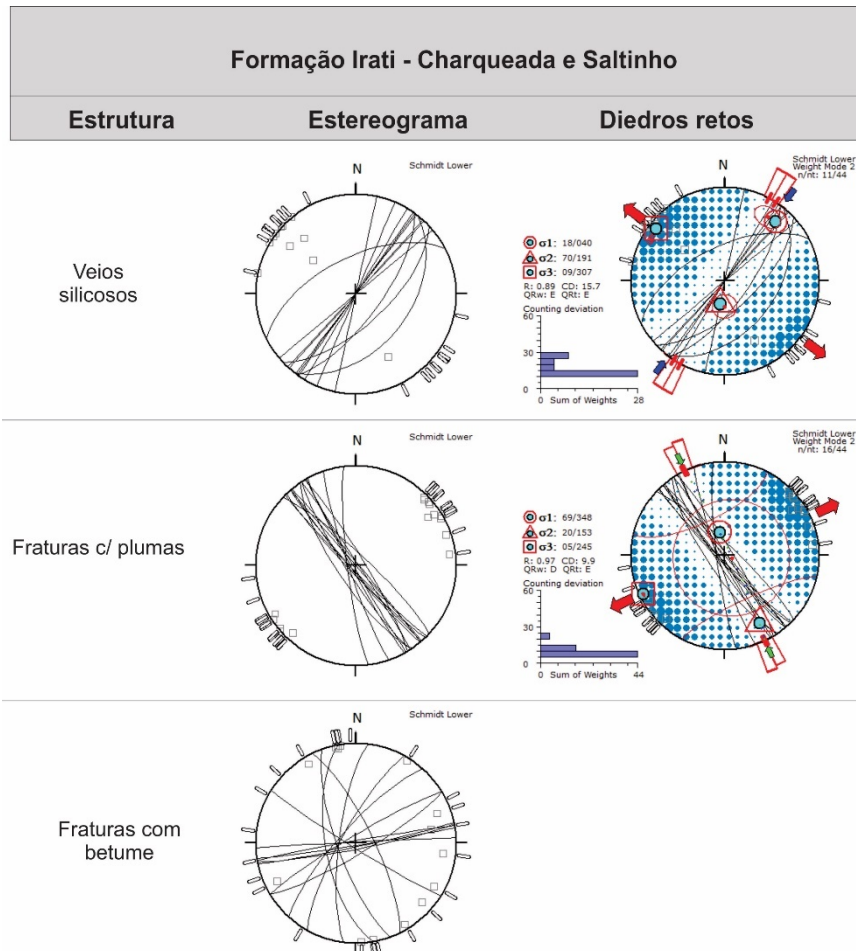


Figura 3.10. Estereogramas e diagrama de esforços, de fratura e veios na Formação Irati.

O primeiro evento, restrito à sucessão permotriássica, compreende distensão orientada a NW-SE e compressão a NE-SW. Está provavelmente relacionado com estruturas do embasamento, de direção geral NE-SW. Reativações de falhas de direção NE-SW (Riccomini, 1992; Rostirolla et al., 2003), deformação sin-sedimentar (Perinotto et al., 2008; Turra, 2009) e circulação de fluidos (Yamamoto et al., 2005; Warren et al., 2017) indicam uma reativação de lineamentos regionais durante o Permotriássico. Regionalmente, as direções são compatíveis com esforços remotos relacionados à Orogênese Cabo-La Ventana, no limite sul da Bacia do Paraná, também de idade permiana, caracterizada por compressão orientada segundo NE-SW a N-S (Cobbold et al., 1991; Rossello et al., 1997).

O segundo evento foi gerador das fraturas com marcas em pluma de direção NW-SE, compreendendo distensão orientada a NE-SW. Essa deformação é compatível com colocação dos diques de direção NW-SE, relacionados ao magmatismo da Formação Serra Geral, do Cretáceo, além da geração de falhas de importância regional.

3.6 CONCLUSÕES

Nas rochas da Formação Irati, na porção leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, há evidências de hidrotermalismo e fraturamento hidráulico associado, representado por veios de sílexito, quartzo e calcita, estruturas de emanação de fluidos, diques de rochas intrusivas básicas e fraturas de tração com marcas em plumas, estas últimas ocupadas ou não por hidrocarbonetos. Outras feições ocorrem também em pacotes mais antigos ou mais jovens, do Permiano ao Triássico, tais como diques clásticos e outras estruturas de liquefação nas formações Corumbataí, Teresina e Pirambóia, ocorrências de arenitos asfálticos quase que exclusivamente na Formação Pirambóia, e neoformação de illita associada à circulação de fluidos na Formação Rio Bonito e sua equivalente em São Paulo.

Os veios de sílexito e quartzo e as estruturas de emanação de fluidos são intraformacionais à Formação Irati e apresentam orientação predominante NE-SW. Fraturas em pluma, intraformacionais ao Irati, por vezes apresentam preenchimento por hidrocarboneto, mesmo em regiões desprovidas de manifestações magmáticas ou muito distantes dessas. Os diques clásticos e outras estruturas de liquefação são intraformacionais às formações Corumbataí, Teresina e Pirambóia e, assim como a neoformação de argilominerais illíticos, ocorrem ao longo de estruturas de direção NE-SW relacionadas às falhas do embasamento.

Esse conjunto de feições indica a vigência de um campo de esforços com distensão na direção geral NW-SE, durante o Permotriássico. Essas feições estão provavelmente relacionadas com estruturas do embasamento da Bacia do Paraná, como as zonas de cisalhamento de Jacutinga e a de Lancinha Cubatão. Deformações tectônicas contemporâneas à sedimentação se manifestaram na reativação de lineamentos do embasamento da bacia, destacando-se os eventos no Eopensilvaniano, no Eopermiano e no Neopermiano, este último associado a

processos geotectônicos da Orogenia San Rafaélica (La Ventana-Cabo) (v.g. Milani, 2004), a qual é caracterizada por uma compressão orientada segundo a direção NE-SW a N-S (Cobbald et al., 1991; Rossello et al., 1997).

Os veios de calcita apresentam orientação predominante NW-SE e cortam os veios de quartzo. Dique de diabásio de maior porte também apresenta orientação NW-SE, embora na área de estudos esses diques apresentem orientações preferenciais N-S e E-W.

Fraturas com estruturas em plumas apresentam orientação preferencial NW-SE e percolação de betume, mais frequente nas proximidades de rochas intrusivas básicas (diques e soleiras). As plumas são caracterizadas como do tipo-C rítmicas, com marcas onduladas e pausas na propagação. Seu início é intraestratal, geralmente associado às concreções de silexito. Os indicativos de periodicidade na propagação apontam para a pressão de poro como mecanismo dominante de fraturamento. Assim, a migração do óleo/gás gerado na Formação Irati seria o mecanismo deflagrador do fraturamento.

Uma vez que plumas podem ser utilizadas como indicadores de paleoesforços, já que os eixos de esforços máximo e médio (σ_1 e σ_2 , respectivamente) estão contidos em seu plano, além de sua abertura ser perpendicular ao eixo de mínimo esforço (σ_3), conclui-se que tais estruturas foram geradas a partir de um campo de esforço distensivo de direção NE-SW. Não obstante, as fraturas hidráulicas tendem a se propagar paralelamente ao eixo de maior esforço do campo vigente à época (v.g. Engelder et al., 2009).

As faixas de fraturas trativas de direção NW-SE se estendem por pelo menos 2,8 km e apresentam pacotes de camadas afetadas por elas até 30 metros de profundidade, considerando-se a continuidade entre os afloramentos analisados e a profundidade do Membro Assistência na região. Entretanto, a conectividade entre as camadas carbonáticas é dada essencialmente por falhas de maior expressão, uma vez que as camadas de folhelhos agiram como interface mecânica e impediram a propagação (cf. Cerri 2015).

Os dados disponíveis de paleotemperaturas evidenciam a ação de fluidos hidrotermais no Neopermiano (~263 Ma) e também no Eocretáceo, durante o

magmatismo da Formação Serra Geral (~135 Ma). A circulação de fluidos provavelmente prolongou-se por cerca de 20 Ma após o auge do magmatismo.

Assim, conclui-se que o fraturamento hidráulico natural não atingiu as condições necessárias para ultrapassar o folhelho e promover a conectividade das fraturas. Provavelmente seriam necessárias maiores pressões de fluido para romper a integridade do maciço rochoso multicamadas.

CAPÍTULO 4 - ESTRUTURAS TRATIVAS NA REGIÃO ENTRE CÁCERES E MIRASSOL D'OESTE - SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI, MT

4.1 INTRODUÇÃO

Fraturas com marcas de superfície em pluma são descritas em arenitos da Formação Raizama, unidade da base do Grupo Alto Paraguai (Nogueira & Riccomini, 2006), na porção sul do segmento norte da Faixa Paraguai. As principais exposições estão localizadas na Serra do Mangaval, a leste de Cáceres, MT, e também na porção equivalente da faixa, a cobertura cratônica situada sobre a borda sul do Cráton Amazônico, na região de Mirassol d'Oeste. As formações sotopostas, unidades do Grupo Araras, compreendem dolomitos e folhelhos onde betume foi descrito em fraturas, estilólitos e porosidade fenestral (Nogueira et al., 2001).

Fraturas trativas podem se desenvolver em grandes profundidades e propagam-se devido à pressão de fluidos. Elas são caminhos importantes de migração de água subterrânea, hidrocarbonetos e fluidos mineralizados (Secor, 1965). As marcas em pluma permitem a compreensão da propagação das fraturas, como a velocidade, mecanismo de formação e direção relativa do eixo de menor esforço (σ_3) (v.g. Bahat, 1991; Bahat & Rabinovitch, 1988; Engelder, 2004).

A análise estrutural das fraturas trativas da Formação Raizama foi efetuada de modo a caracterizar sua geometria, extensão vertical e horizontal, como também os campos de esforços que as geraram. A análise destas estruturas em conjunto com as estruturas rúpteis presentes em unidades mais antigas permite situá-las num contexto estrutural evolutivo.

4.2 GEOLOGIA E TECTÔNICA

Parte da Província Tocantins (Almeida et al., 1977; Almeida, 1984), a Faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos e respectiva cobertura cratônica que bordeia o Cráton Amazônico e o Bloco do Rio Apa, formado no contexto colisional de três blocos continentais: Amazônia a oeste, São Francisco-Congo a leste e Paraná ou Rio de La Plata a sul. Possui depósitos equivalentes pouco deformados como parte da cobertura

cratônica, na extremidade sul do Cráton Amazônico. Encontra-se recoberta por rochas paleozoicas/mesozoicas da Bacia do Paraná e por sedimentos cenozoicos da Bacia do Pantanal (Almeida, 1984), que mascaram sua provável ligação entre os seus segmentos norte e sul. Os depósitos da bacia precursora desta faixa de dobramentos são de natureza sedimentar e minoritariamente vulcânica e os processos que culminaram com sua inversão e orogênese são datados do Cambriano (Tohver et al., 2010; McGee et al., 2012).

Na região entre as localidades de Cáceres e Mirassol d'Oeste, afloram rochas da Formação Puga e dos grupos Araras e Alto Paraguai. A Formação Puga, de idade marinoana (v.g. Alvarenga et al., 2004), consiste em diamictitos, arenitos e argilitos depositados em um ambiente glaciomarinho (v.g. Maciel, 1959; Almeida, 1964). Sobre os depósitos glaciogênicos, em contato abrupto, estão as rochas carbonáticas do Grupo Araras (Almeida, 1964a; Nogueira & Riccomini, 2006).

A Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras, compreende dolomitos finos e dolomitos com peloides, os quais são sobrepostos diretamente sobre os diamictitos da Formação Puga. Apresenta laminações microbianas, com estromatólitos raramente dômicos, níveis de brechas, estruturas de sobrecarga e de injeção (Nogueira & Riccomini, 2006).

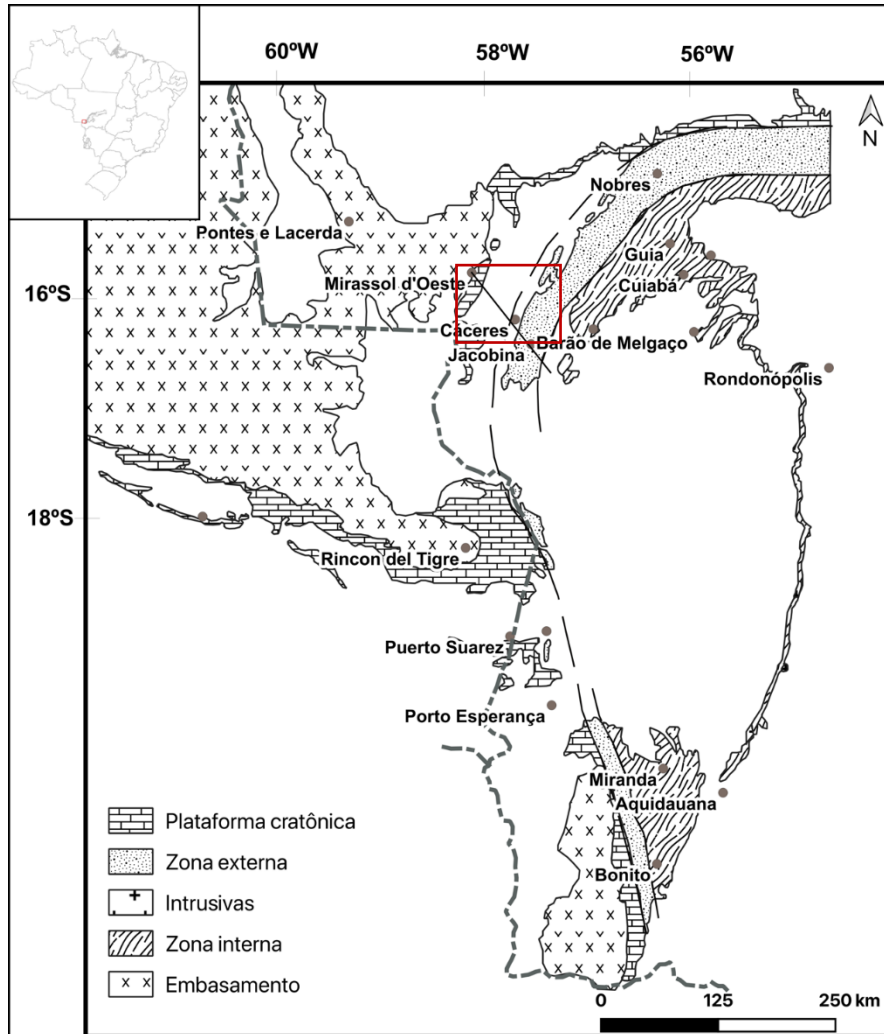
Sobreposta a essa, a Formação Guia é formada por pelitos vermelhos, sucedidos por calcários finos betuminosos, com partições de lâminas de folhelhos, lateralmente contínuos por centenas de metros (Nogueira & Riccomini, 2006). Ocorrem camadas brechadas, falhas sin-deposicionais, estruturas de escorregamento (*slumping*) e diques netunianos, indicando uma instabilidade gravitacional e choques sísmicos (Nogueira et al., 2003; Soares et al., 2013). É comum ainda a presença de estilólitos, resultando em uma pseudo-estratificação. São registradas ocorrências de hidrocarbonetos, preenchendo fraturas, estilólitos e cavidades de dissolução, além da porosidade primária (fenestral) e secundária (móldica e intragranular) (Nogueira et al., 2001).

A Formação Serra do Quilombo compreende dolomitos grossos, dolomitos arenosos e dolomitos finos, por vezes, com estratificação do tipo *hummocky*, gradando lateralmente para camadas brechadas (Nogueira & Riccomini, 2006).

O topo do Grupo Araras é caracterizado pelas rochas dolomíticas da Formação Nobres. Compreende dolomitos finos, dolomitos arenosos, brechas intraclásticas, além de estromatólitos dômicos, estratiformes e rugosos. Aparecem também moldes evaporíticos, gretas de contração e arenitos dolomíticos e, no topo, próximo ao contato com a Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai, ocorrem pacotes pelíticos, intercalados com arenitos finos e carbonatos silicificados (Nogueira & Riccomini, 2006).

Base do Grupo Alto Paraguai, a Formação Raizama é formada por arenitos com siltitos e folhelhos subordinados, depositados em ambientes flúvio-costeiros influenciados por maré e por tempestades. Há presença de estratificações tipo *hummocky*, cruzadas acanaladas e tangenciais (Santos et al., 2014). Sobrepostas a essas, as rochas da Formação Sepotuba compreendem pelitos, folhelhos e arenitos finos a médios (Silva Júnior et al., 2007).

A região objeto de estudo (Figura 4.1) está inserida no contexto tectônico da Zona Externa - onde as rochas da Formação Puga e os grupos Araras e Alto Paraguai foram afetados pela Orogênese Brasileira, com dobras abertas, falhas inversas, e pouco ou nenhum metamorfismo - e da Plataforma Cratônica, que foi afetada por uma tectônica rúptil com falhas normais e ondulações suaves (Alvarenga & Trompette, 1993).



Era	Período	Idade	Litoestratigrafia		
			Formação	Descrição	
Paleozoico	Cambriano	542 Ma	Gr. Alto Paraguai	Fm. Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos
			Fm. Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos	
			Fm. Raizama	Arenitos finos a médios, pelitos e carbonatos silicificados subordinados	
	Ediacarano	635 Ma	Gr. Araras	Fm. Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos, estratiformes e rugosos. Silica secundária substituindo camadas de carbonatos. Arenitos finos, ritmicos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos
				Fm. Serra do Quilombo	Dolomitos finos e dolomitos arenosos/oolíticos. Brechas dolomíticas cimentadas por dolomita espática e brechas dolomíticas com matriz
				Fm. Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimentos
Neoproterozoico	Ediacarano	635 Ma	Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes	
			Fm. Puga	Diamictitos e siltitos seixosos	

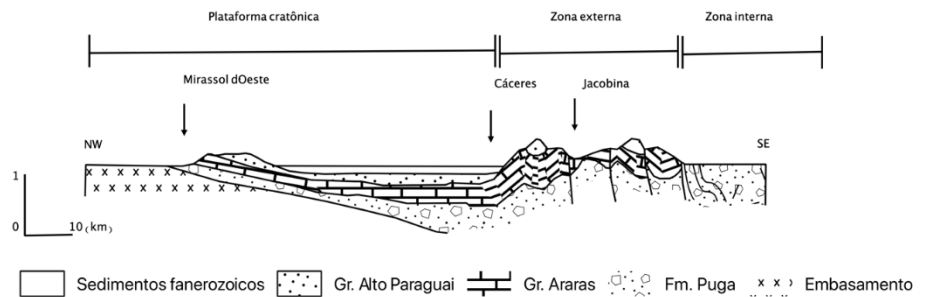


Figura 4.1. Localização da área objeto (em vermelho). [A] Compartimentação tectônica da Faixa Paraguaí; [B] Perfil esquemático entre as regiões de Cáceres e Mirassol d'Oeste (adaptado de Alvarenga & Trompette, 1993). [C] Coluna litoestratigráfica da Faixa Paraguaí (adaptado de Nogueira & Riccomini, 2006).

4.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos partiram da compilação do material cartográfico, obtendo-se assim os dados de geologia e estruturação regional. Os mapas geológicos foram obtidos através do GeoSGB – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais).

O modelo de elevação digital foi obtido a partir dos dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) – global 1 arc second (amostragem de aproximadamente 30 metros), que possuem precisão horizontal e vertical de 20 metros e 16 metros, respectivamente. Esses dados permitiram a extração de lineamentos regionais, valendo-se da análise por sombreamento (iluminação de noroeste, com 315° de azimute e 45° de elevação).

A compilação do material cartográfico e análise dos modelos digitais de elevação foram realizadas com o emprego do programa QGIS 3.8.1.

Os dados estruturais foram medidos com bússola de estrato (tipo Clar), com notação do tipo azimute do rumo de mergulho/ângulo de mergulho. Considerou-se também as relações geométricas, angulares e de corte entre as estruturas, assim como as relações dessas com a estratigrafia, de modo a se determinar a cronologia relativa entre elas.

Na análise das falhas rúpteis foram empregados critérios de reconhecimento de deslocamento relativo com base em ressaltos presentes em suas superfícies (Petit, 1987; Doblas, 1987, 1998; Doblas et al., 1997; Angelier, 1994).

A reconstrução da orientação dos principais campos de esforços se deu através da inversão de dados de rejeito de falha (*fault slip data inversion*). Isso consiste em métodos numéricos e gráficos que utilizam, como base de cálculo, dados sobre a orientação das falhas e sentido de movimento. Este último é inferido a partir de estrias e ressaltos do plano de falha, de forma a determinar os tensores de esforço e deformação mais adequados.

Um dos principais métodos de determinação de paleotensões que segue este princípio de inversão é o de Angelier & Mechler (1977), denominado Método dos Diedros Retos. Este método permite a delimitação de regiões de confiança, onde

estariam os principais eixos de esforços, considerando um número de falhas que possua dados de direção e mergulho, assim como direção e sentido das estrias e ressaltos. Dessa maneira, a orientação do eixo de máximo esforço (σ_1) situa-se no diedro compressivo, enquanto, por sua vez, a orientação do eixo de mínimo esforço (σ_3) pertence ao diedro distensivo. (Angelier, 1994). Com isso são delimitadas regiões de confiança onde se situam os principais eixos de esforços. Para isso, foi utilizado o programa Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), o qual analisa dados estruturais com a determinação de campos de esforços a partir da inversão de dados. Utiliza como base o método dos diedros retos, porém, com modificações que melhoram a aplicabilidade do método através de: (i) estimativa da razão de esforço [$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$]; (ii) uso de fraturas rúpteis de cisalhamento (i.e. fraturas conjugadas), compressivas (i.e. estilólitos) e distensivas (i.e. fraturas em pluma, veios), além dos dados de rejeito de falha; e (iii) teste de compatibilidade para os dados selecionados.

A inversão de dados de rejeito de falhas tem suas limitações, como em cenários onde há interação entre falhas e a reativação de planos preexistentes (v.g. Pollard et al., 1993; Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez, 1997; Maerten, 2000). Ainda, alguns autores discutem que a inversão de dados resultaria em eixos de deformação (v.g. Twiss and Unruh, 1998), uma vez que a crosta não é homogênea. Assim, os dados utilizados na inversão foram separados com base em relações de campo. Além disso, optou-se por utilizar os campos de esforço e não as direções das paleotensões.

4.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.4.1 Análise estrutural

Na análise estrutural rúptil foram empregados dados de falhas estrias e juntas que interessam às seguintes unidades estratigráficas: Formação Puga, Grupo Araras (formações Mirassol d'Oeste, Guia e Serra do Quilombo) e Grupo Alto Paraguai (formações Raizama e Sepotuba). Os estereogramas com os polos das estruturas, assim como os diagramas de rosetas estão apresentados na Figura 4.2. Esta figura oferece uma visão geral das principais estruturas rúpteis da área em estudo.

As rochas mais antigas que afloram na região são os diamictitos da Formação Puga. Nas proximidades da Fazenda Jacobina, situada a 20 km a sudeste de Cáceres,

a Zona Externa (conforme divisão proposta por Alvarenga & Trompette, 1993) compreende diamictitos de matriz arenosa avermelhada a arroxeada, maciços, com clastos angulosos de rochas básicas, granitos, gnaisses, quartzitos e xistos. Por outro lado, entre Mirassol d'Oeste e Cáceres (em afloramento de corte da Rodovia BR-174), é possível encontrar siltitos e arenitos laminados da Plataforma Cratônica nesta formação (Alvarenga & Trompette, 1993).

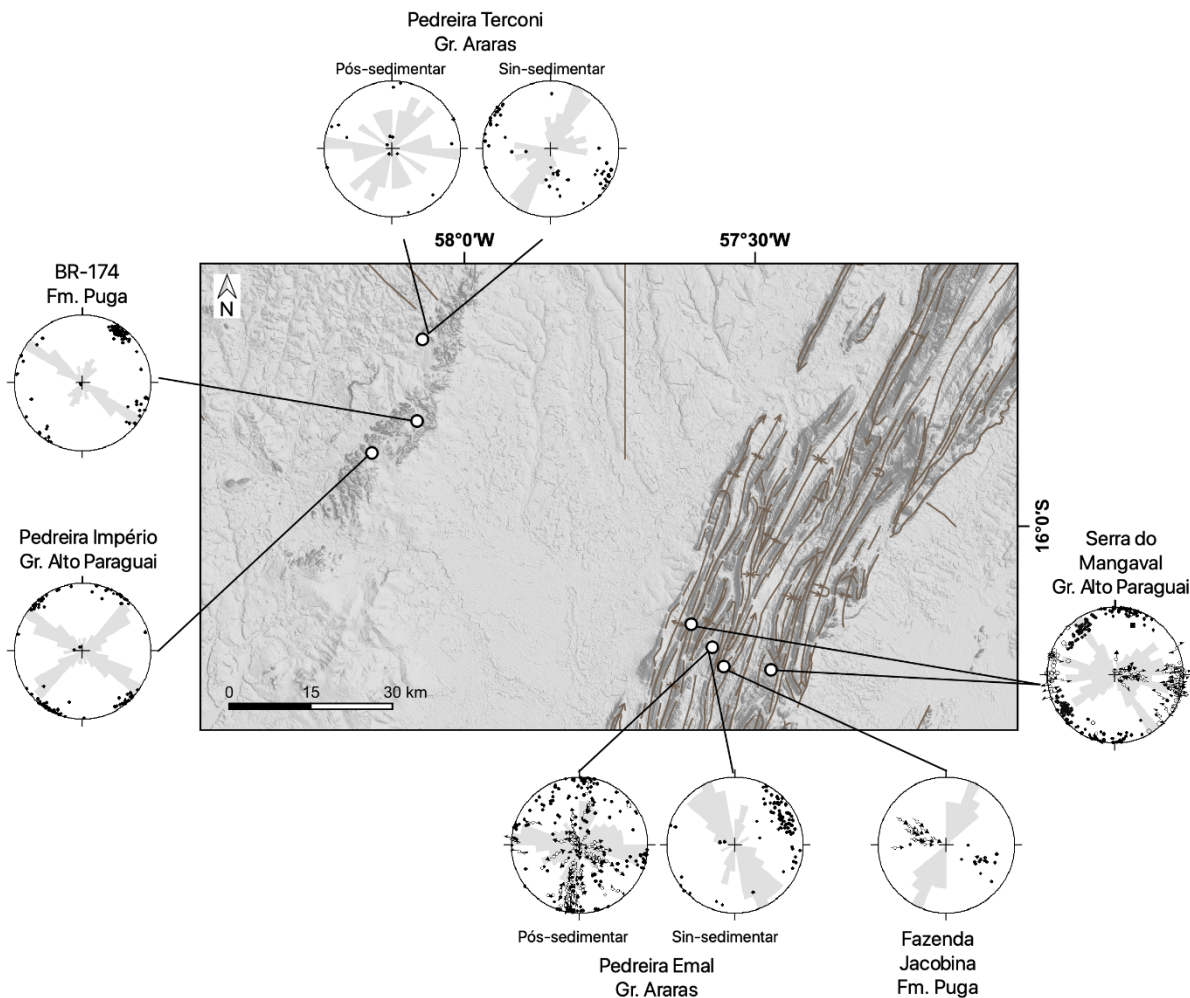


Figura 4.2. Estereogramas e diagramas de rosetas das estruturas da Formação Puga e dos grupos Araras e Alto Paraguai. A estruturação foi obtida a partir do GeoSGB - CPRM.

Na Fazenda Jacobina há o predomínio de estruturas de direção NE-SW a NNE-SSW, seguidas por estruturas de direção NW-SE. A direção E-W (ENE-WSW a WNW-ESE) aparece subordinadamente. Os mergulhos são, em geral, subverticais, embora muitas estruturas tenham mergulho entre 50° e 70°. As lineações apresentam direção preferencial NW-SE com mergulhos médios, indicando movimentação inversa ou normal. No domínio da Plataforma Cratônica, há uma nítida predominância das

estruturas NW-SE, sendo as direções NE-SW a NNE-SSW subordinadas. Os mergulhos são subverticais, enquanto o acamamento é sub-horizontal.

Na Pedreira EMAL, distante cerca de 15 km a sudeste da saída de Cáceres, MT, afloram as rochas das formações Guia e Serra do Quilombo. A primeira aparece como calcários escuros betuminosos, sendo o contato com a Formação Serra do Quilombo marcado por intensa brechação. A segunda é caracterizada por dolomitos arenosos com estratificação cruzada a plano-paralela. A frente de lavra apresenta indicações de tectônica sin-sedimentar, compreendendo falhas e fraturas sin-deposicionais. A direção NW-SE é predominante dentre as estruturas sin-sedimentares, sendo a direção N-S a NW-SE subordinada. Os mergulhos são altos a médios.

Ainda na Pedreira EMAL, as estruturas pós sedimentares exibem duas direções bem marcadas, aproximadamente E-W e N-S, com grande dispersão nas demais direções. Há predomínio de mergulhos verticais a subverticais.

Na Pedreira Terconi, em Mirassol d'Oeste, também afloram rochas com deformação sin-sedimentar, como fraturas, falhas e diques clásticos. Compreendem litotipos das formações Puga, Mirassol d'Oeste e Guia. As estruturas têm direção predominantemente N-S a NE-SW e subordinadamente E-W. Grande parte dos mergulhos é vertical, entre 70° e 90°. As estruturas pós-sedimentares são mais escassas, compreendendo fraturas de direção NNW-SSE a NNE-SSW e E-W, com mergulhos entre 70° e 90°.

Na Serra do Mangaval, em corte situados entre 27 e 29 km a sudeste de Cáceres, afloram arenitos e siltitos da Formação Raizama. Foram identificadas três famílias importantes, com direções NW-SE, NE-SW e E-W. Predominam mergulhos verticais a subverticais.

A oeste da área, nas proximidades do município de Glória d'Oeste, na Pedreira Império, afloram as rochas das formações Raizama e Sepotuba, do Grupo Alto Paraguai. As estruturas compreendem fraturas conjugadas NE-SW e NW-SE, com mergulhos subverticais. A distribuição das estruturas rúpteis nos diversos litotipos da Faixa Paraguai está sumarizada na Figura 4.3.

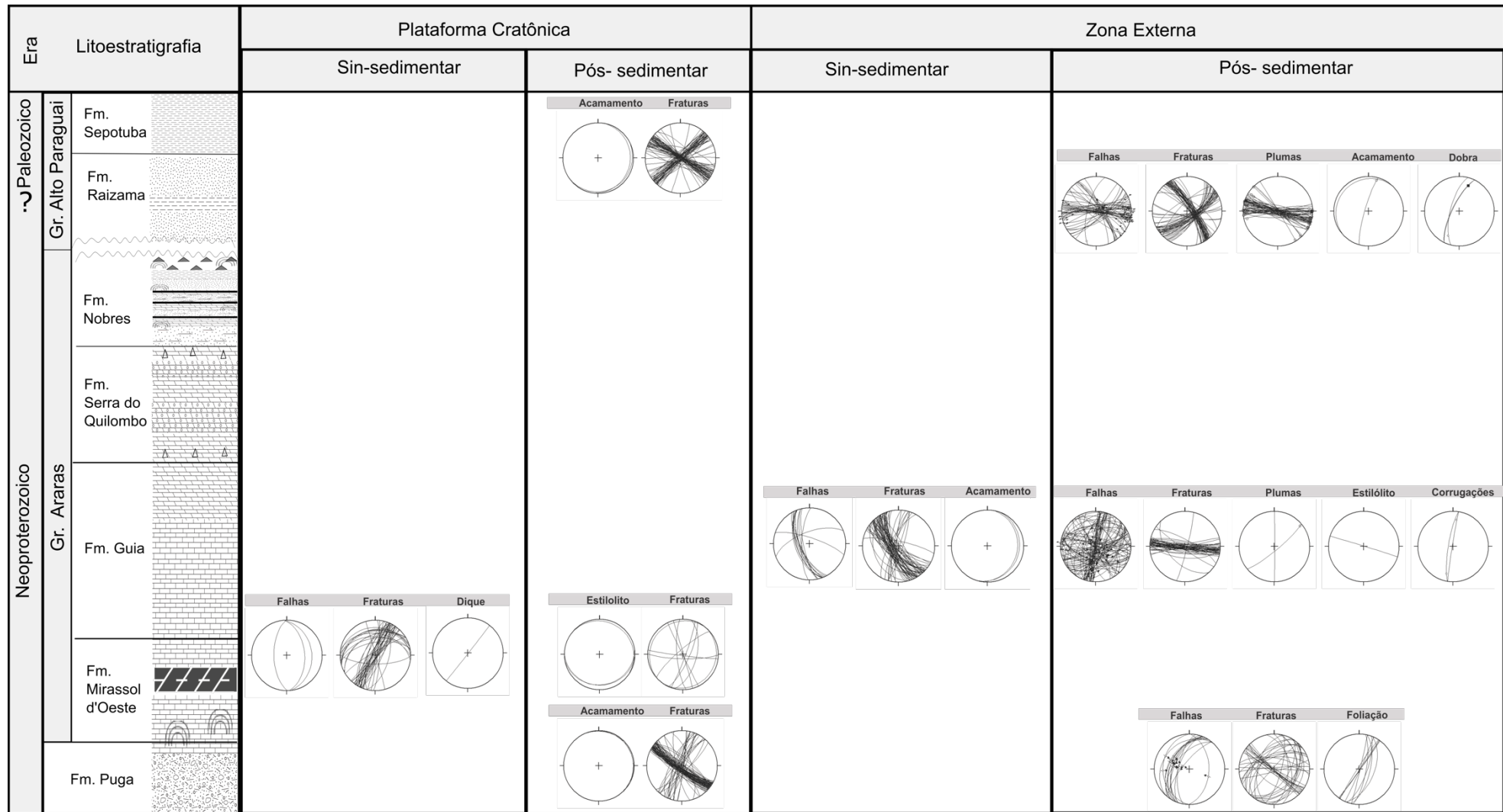


Figura 4.3. Quadro litoestratigráfico das unidades aflorantes na região objeto de estudo (adaptado de Nogueira & Riccomini, 2006) e estereogramas das estruturas descritas.

As estruturas na Formação Puga, base da coluna litoestratigráfica, permitem observar diferença significativa entre aquelas que se encontram na Zona Externa e as que estão na Plataforma Cratônica. Na primeira ocorrem falhas inversas de direção NE-SW a NNE-WSW, com mergulhos menores que 70° . As foliações primárias dos diamictitos ocorrem na mesma direção, com mergulhos acima de 60° . Quanto às fraturas, é possível observar três famílias importantes: a de direção NW-SE, com um paralelismo persistente, podendo indicar, portanto, fraturas distensivas; a direção NE-SW, com fraturas conjugadas; e a direção E-W, a qual aparece subordinada (Figura 4.4).

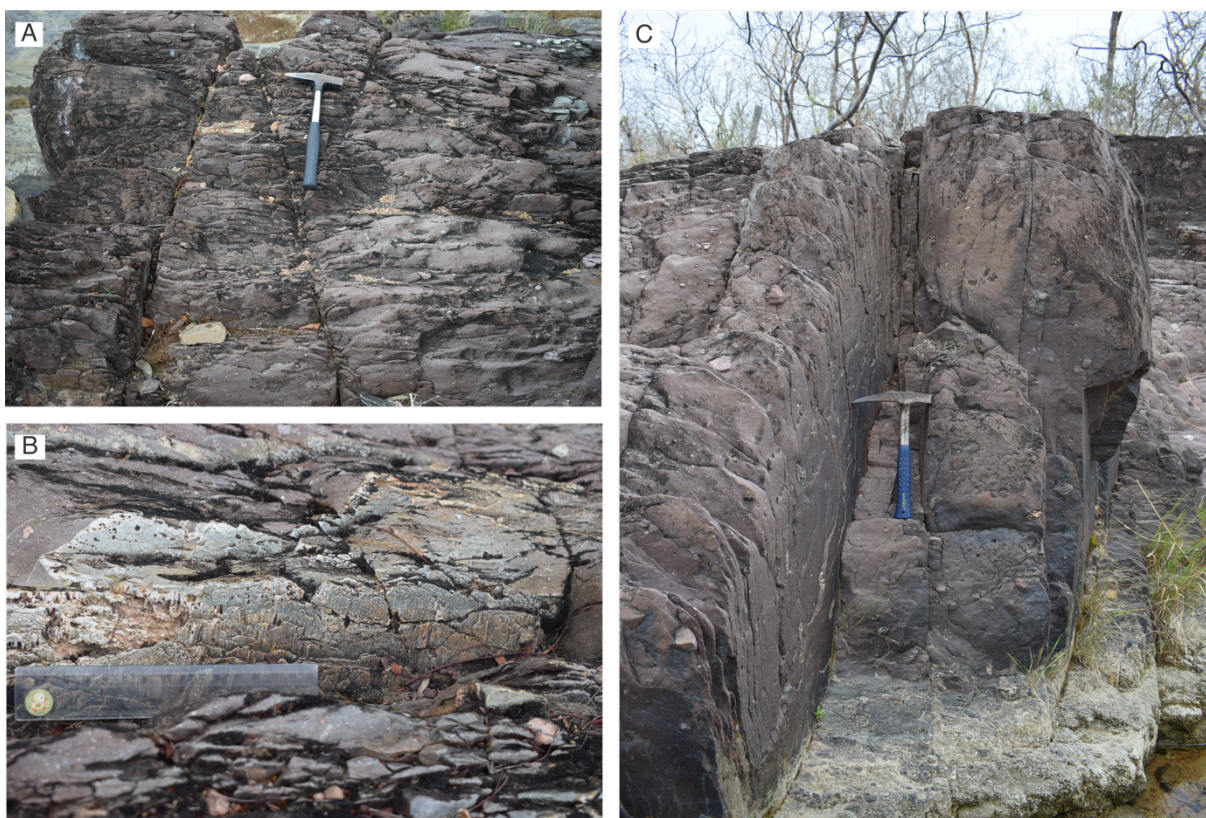


Figura 4.4. Falhas e fraturas que interceptam os diamictitos da Formação Puga. [A] Fraturas conjugadas (NE-SW); [B] Falhas com crescimento mineral (NE-SW); [C] Fraturas distensivas (NW-SE) e foliação vertical (NE-SW).

Por sua vez, na Plataforma Cratônica, o acamamento é sub-horizontal e aparecem três famílias de fraturas. A primeira, semelhante à Zona Externa, de direção NW-SE, também tem um paralelismo persistente; a segunda, de direção NE-SW, é sub-vertical; enquanto, a terceira, é N-S (NNE a NNW) de mergulhos menores.

Na Plataforma Cratônica, as formações Mirassol d'Oeste e Guia são deformadas por falha sin-sedimentares normais e inversas, de direção N-S (Figura 4.5). Por outro

lado, as fraturas possuem duas famílias bem marcadas: de direção NE-SW e as de direção E-W, estas últimas compreendendo fraturas do tipo-T, com características distensivas. Um dique clástico tem direção NE-SW.

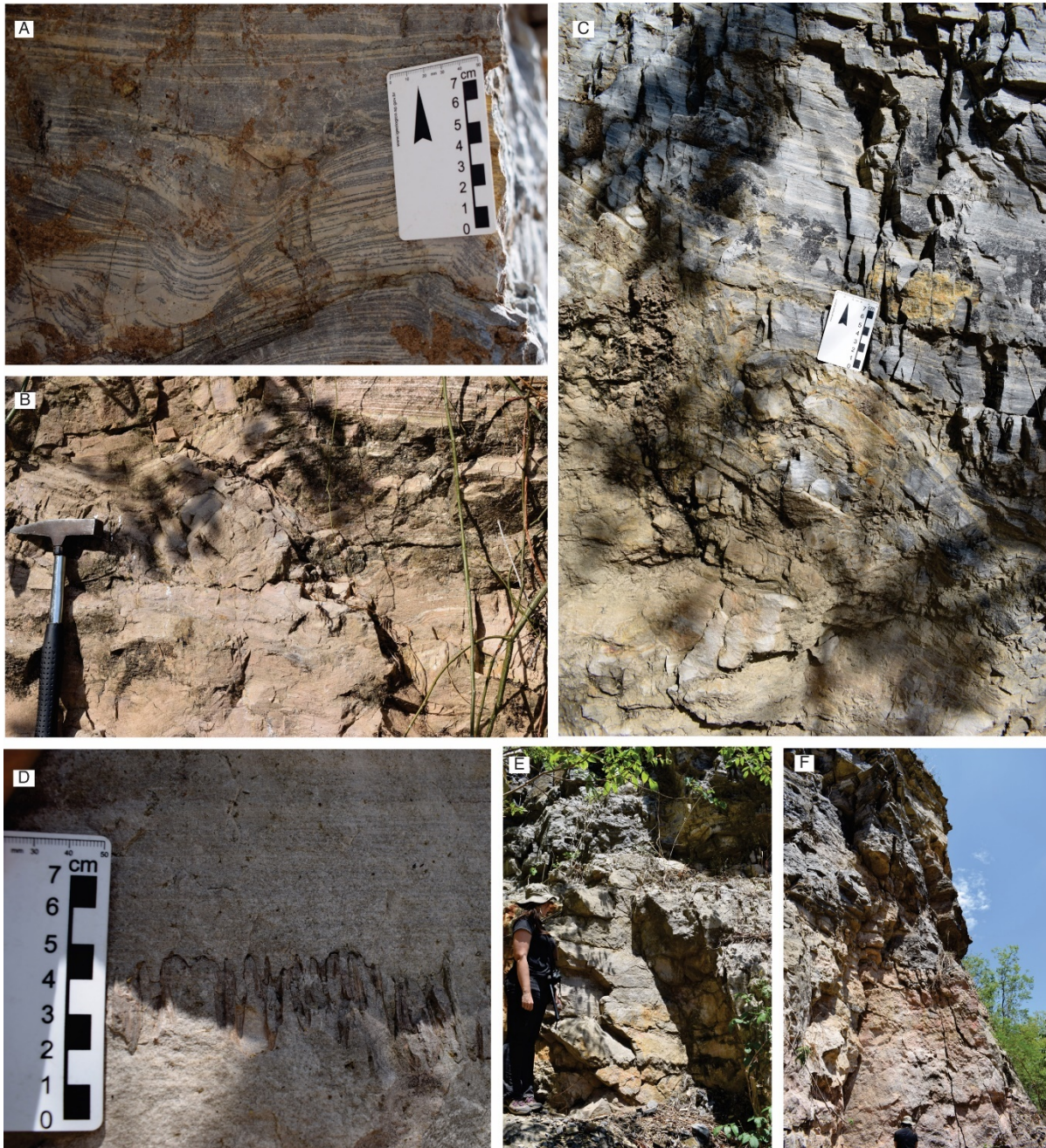


Figura 4.5. Estruturas sin-sedimentares nas formações Mirassol d'Oeste e Guia. [A] Falha normal sin-sedimentar na Formação Guia; [B] Falha inversa na Formação Mirassol d'Oeste; [C] Falha inversa na Formação Guia. Estruturas pós-sedimentares. [D] Estilólitos horizontais; [E] e [F] Fraturas orientadas a E-W.

As estruturas pós-sedimentares compreendem apenas fraturas e estilólitos, esses quase sempre horizontais. As fraturas pós-sedimentares são divididas em duas

famílias: conjugadas de direção NW-SE a NNE-SSW; e as de direção E-W (Figura 4.5 D, E, F).

Na Pedreira EMAL, onde afloram as rochas das formações Guia e Serra do Quilombo, as falhas sin-sedimentares são normais e de direção predominante NW-SE a N-S, com mergulhos para SW, entre 50° e 70°. Há ainda duas falhas normais quase E-W. Por outro lado, as fraturas têm orientação predominante NW-SE, sendo N-S a NE-SW subordinadas. O acamamento é sub-horizontal ou de baixo ângulo, entre 10° e 20° (Figura 4.6).

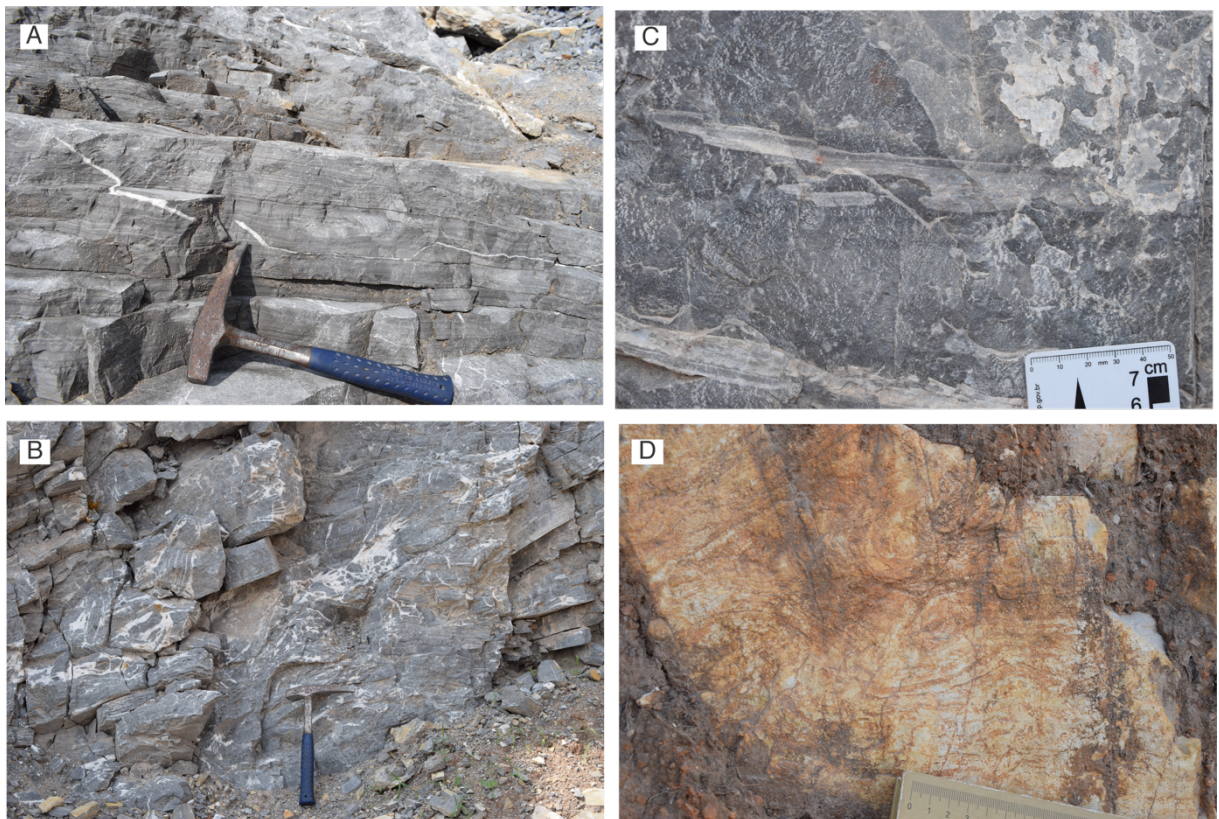


Figura 4.6. Estruturas sin-sedimentares na Formação Guia. [A] Veios intraformacionais; [B] Brechas; [C] Falhas sin-sedimentares; [D] Falha sin-sedimentar inversa.

As falhas pós-sedimentares apresentam grande dispersão. Aquelas orientadas a N-S (a NNE-SSW), verticais, são falhas coplanares ao acamamento, a maior parte de componente reversa. Uma segunda família, também N-S, é transcorrente. As falhas de direção E-W são de cavalgamento, com baixos ângulos. Falhas mais jovens, igualmente orientadas a E-W, são transcorrentes. Já as fraturas apresentam uma direção E-W, vertical a subvertical proeminente (Figura 4.7).

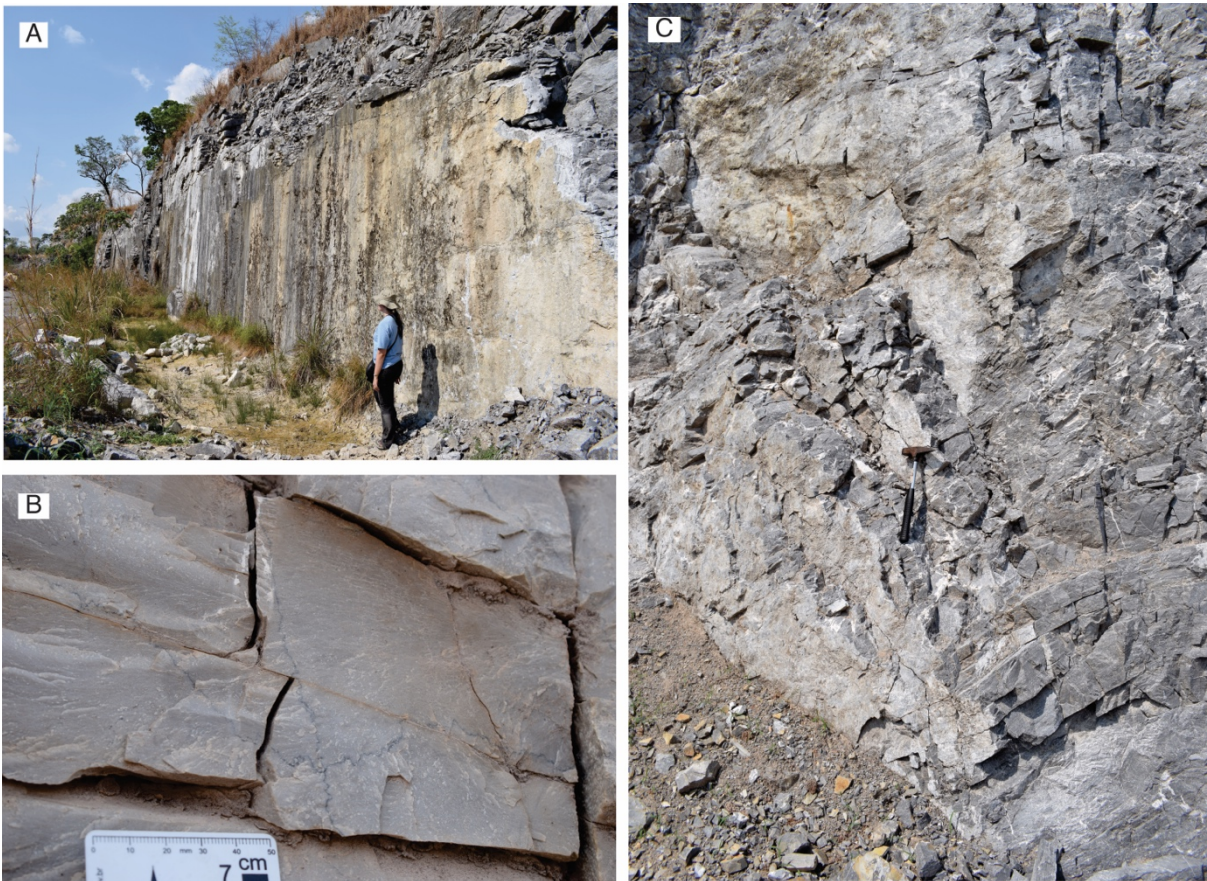


Figura 4.7. Estruturas pós-sedimentares na Pedreira Emal. [A] Falha transcorrente de direção N-S; [B] Estilólitos; [C] Falha ramificada (NW-SE).

Na Serra do Mangaval afloram arenitos e siltitos da Formação Raizama. No topo da serra os acamamentos são sub-horizontais, interceptados por falhas transcorrentes e fraturas, enquanto no Sinclinal Carabaó, às margens da Rodovia BR-070, os acamamentos são subverticais, com falhas inversas e dobras de arrasto (Figura 4.8).

As falhas são divididas em três famílias principais: a de direção E-W, com falhas transcorrentes subverticais; a orientada a NW-SE, predominantemente normais; e NE-SW, inversas. Aparecem duas orientações bem marcadas em fraturas, uma a NW-SE, e a outra, a NE-SW. Dobras de arrasto foram observadas associadas às falhas inversas NNE-SSW.

Fraturas com marcas em superfície em pluma possuem direções persistentes entre ENE a WNW.

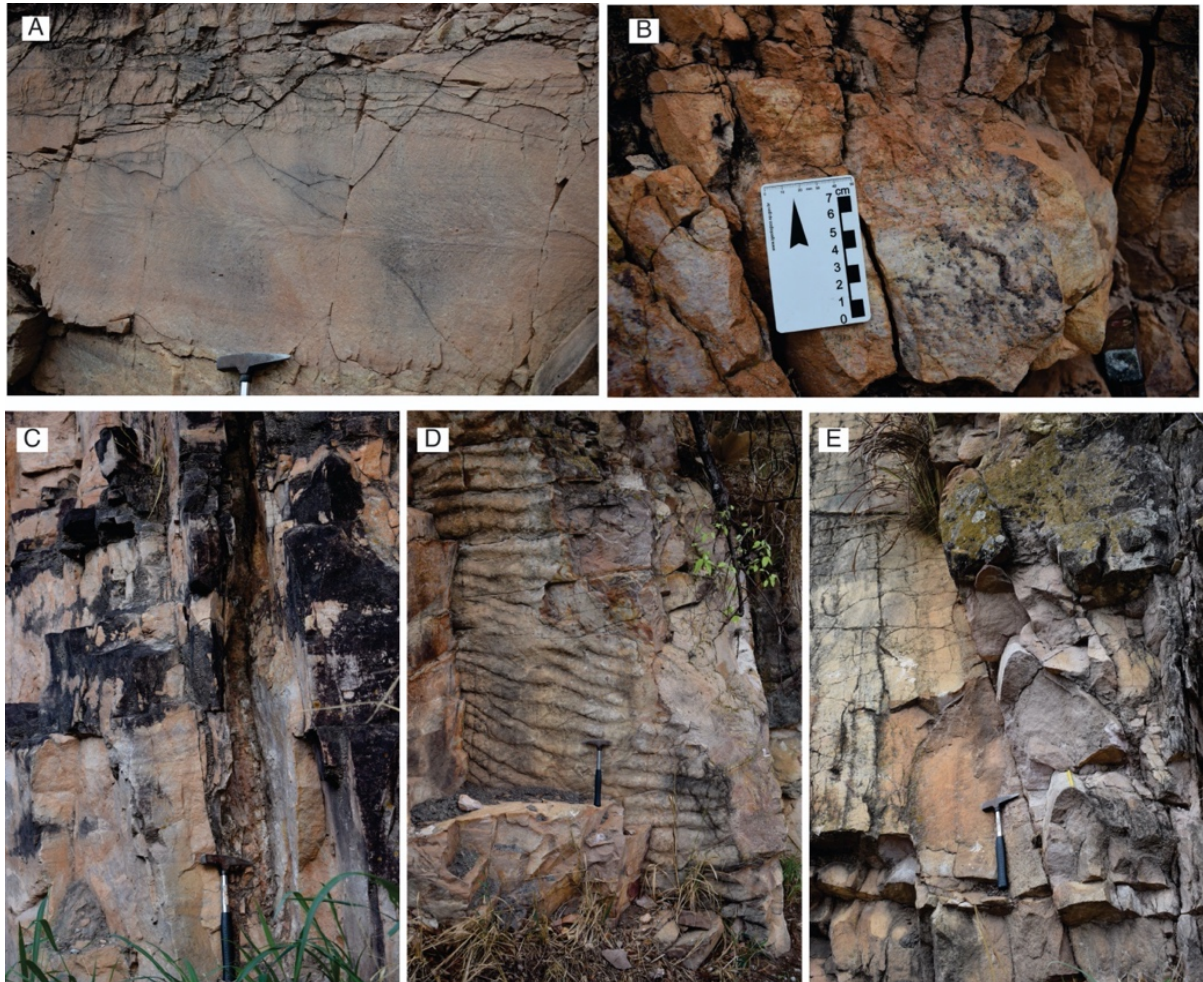


Figura 4.8. Estruturas rúpteis na Formação Raizama. [A] Fraturas com marcas em pluma (ENE-WSW); [B] Falha transcorrente com crescimento mineral (NW-SE); [C] Falha transcorrente subvertical com brecha de falha (NE-SW); [D] Marcas onduladas em plano quase verticais (NE-SW), indicando a atitude e o mergulho do acamamento no Sinclinal Carabaó; [E] Falha inversa de direção NNE-SSW com dobra de arrasto associada.

Na Pedreira Império as rochas das formações Guia, Raizama e Sepotuba são deformadas por fraturas conjugadas de direções WNW a W e NE-SW (Figura 4.9).

Os dados estruturais foram sistematizados e analisados através do Método dos Diedros Retos, de forma a determinar os campos de esforços predominantes durante a geração das estruturas rúpteis. O objetivo é correlacionar os campos de esforços afins, auxiliando na determinação da extensão das faixas de estruturas trativas.

Considerando as estruturas sin-sedimentares, na Zona Externa é possível observar a predominância de um campo distensivo de direção NE-SW (Figura 4.10). Na Plataforma Cratônica, as estruturas mais apropriadas para definição de paleocampos de esforços são as falhas e fraturas sin-sedimentares, além do dique clástico, que indicam direção de distensão NW-SE a E-W. As estruturas compressivas podem estar relacionadas às acomodações locais intraestratais, resultantes da

abertura de espaço no desenvolvimento das estruturas distensivas. Regionalmente, as estruturas sin-sedimentares na Plataforma Cratônica foram relacionadas a cinco eventos distintos. Os dois primeiros eventos, assim como o último, estariam relacionados aos fatores locais. Os terceiro e quarto eventos são correlacionáveis a uma tectônica distensiva e sismicidade (Soares et al., 2013).

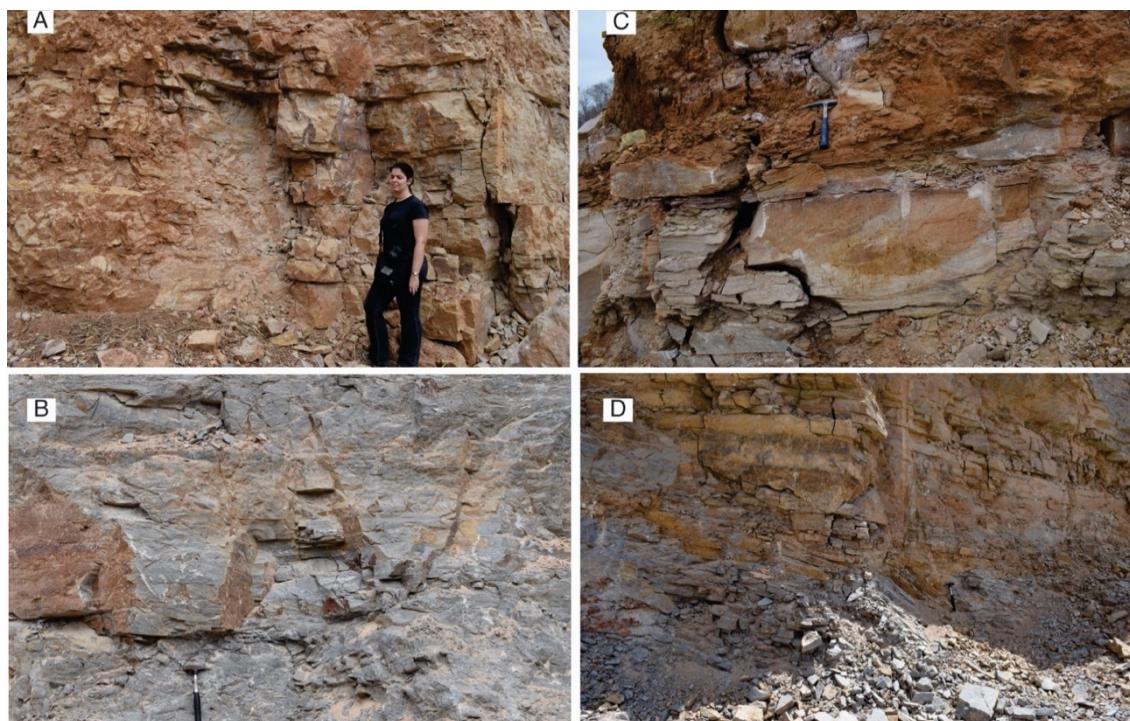


Figura 4.9. Fraturas conjugadas nos arenitos em [A] e [C]; e, nos dolomitos, em [B] e [D] (NE-SW e NW-SE).

A ocorrência de estruturas sin-sedimentares é bem documentada ao longo do Segmento Norte da Faixa Paraguai. Elas são predominantemente distensivas e refletem a tectônica regional durante a abertura da Bacia Araras (v.g. Nogueira et al., 2003; Soares et al., 2013). Campos distensivos têm sido associados à ruptura do paleocontinente Rodínia, com a instalação de uma bacia de margem passiva a sul-sudeste do Cráton Amazônico e a formação do Oceano Clymene (Trindade et al., 2006; Bandeira et al., 2012; McGee et al., 2015; Tohver et al., 2010; Barboza et al., 2018). Todavia, a existência de um oceano após o Brasileiro (~620 Ma) é discutida por alguns autores, que situam a colisão do Cráton Amazônico e a formação do proto-Gondwana ainda no Neoproterozoico, e que a sedimentação na Faixa Paraguai teria ocorrido em bacias do tipo rifte, invertidas posteriormente (Cordani et al., 2013, 2009).

Analisando as estruturas pós-sedimentares, é possível observar quatro campos de esforços principais distintos.

Na Formação Puga, fraturas distensivas de direção NW-SE demonstram um claro campo distensivo a NE-SW, compatível com o campo de esforços que gerou as estruturas sin-sedimentares nas formações Guia e Serra do Quilombo, estratigraficamente superiores aos diamictitos.

Ainda na Formação Puga, assim como nas formações Mirassol d'Oeste e Guia, uma segunda família de fraturas é observada. São fraturas conjugadas de direções NE a NW, indicando uma compressão N-S. Um encurtamento N-S é relacionado ao fechamento do Oceano Clymene (Silva, 2018). Falhas de cavalgamento e de baixo ângulo foram observadas na Zona Externa, nas formações Guia e Serra do Quilombo, as quais também estariam relacionadas a uma compressão de direção N-S.

Um terceiro campo de esforços, compressivo e de direção NW-SE (Figura 4.11), é deduzido a partir das falhas inversas na Zona Externa, de direção NE-SW, que foram identificadas nas formações Puga e Raizama, assim como nas falhas com preenchimento mineral e conjugadas nas formações Guia e Serra do Quilombo. Pode estar relacionado ao evento principal de deformação, na Faixa Paraguai, o qual gerou as dobras com eixos orientados NE-SW e falhas de importância regionais (v.g. Alvarenga & Trompette, 1993).

Deduzido a partir de fraturas mais jovens orientadas a E-W nas formações Mirassol d'Oeste e Guia e de fraturas conjugadas ENE a WNW, nas formações Guia e Raizama, o quarto campo de esforços identificado compreende uma compressão a E-W. Falhas normais ENE-WSW e transcorrentes NW-SE, além de falhas N-S, paralelas ao acamamento, parecem estar relacionadas a esse evento.

Estas estruturas podem ser correlacionáveis àquelas de direção N50 - 70 W que afetam o Batólito São Vicente, intrusivo nas rochas do Grupo Cuiabá (Alvarenga & Trompette, 1993) e datado de 518 ± 4 Ma (McGee et al., 2012).

As fraturas com marcas em pluma na Formação Raizama parecem ter sido geradas por esse evento. Embora as marcas em plumas em fraturas de direção ENE a WNW sejam restritas à Formação Raizama na Serra do Mangaval, a análise estrutural regional permitiu identificar uma família de fraturas distensivas de direção E-W, as quais são formadas no mesmo evento e que deformam as formações Guia e Serra do Quilombo, ainda na Zona Externa. Fraturas orientadas a E-W, porém com

maiores mergulhos, foram observadas também nos diamictitos da Fazenda Jacobina. Dessa forma, é provável que o fraturamento trativo tenha afetado toda a Zona Externa. Na Plataforma Cratônica, o evento compressivo E-W se reflete em fraturas conjugadas, sendo as fraturas trativas pouco importantes.

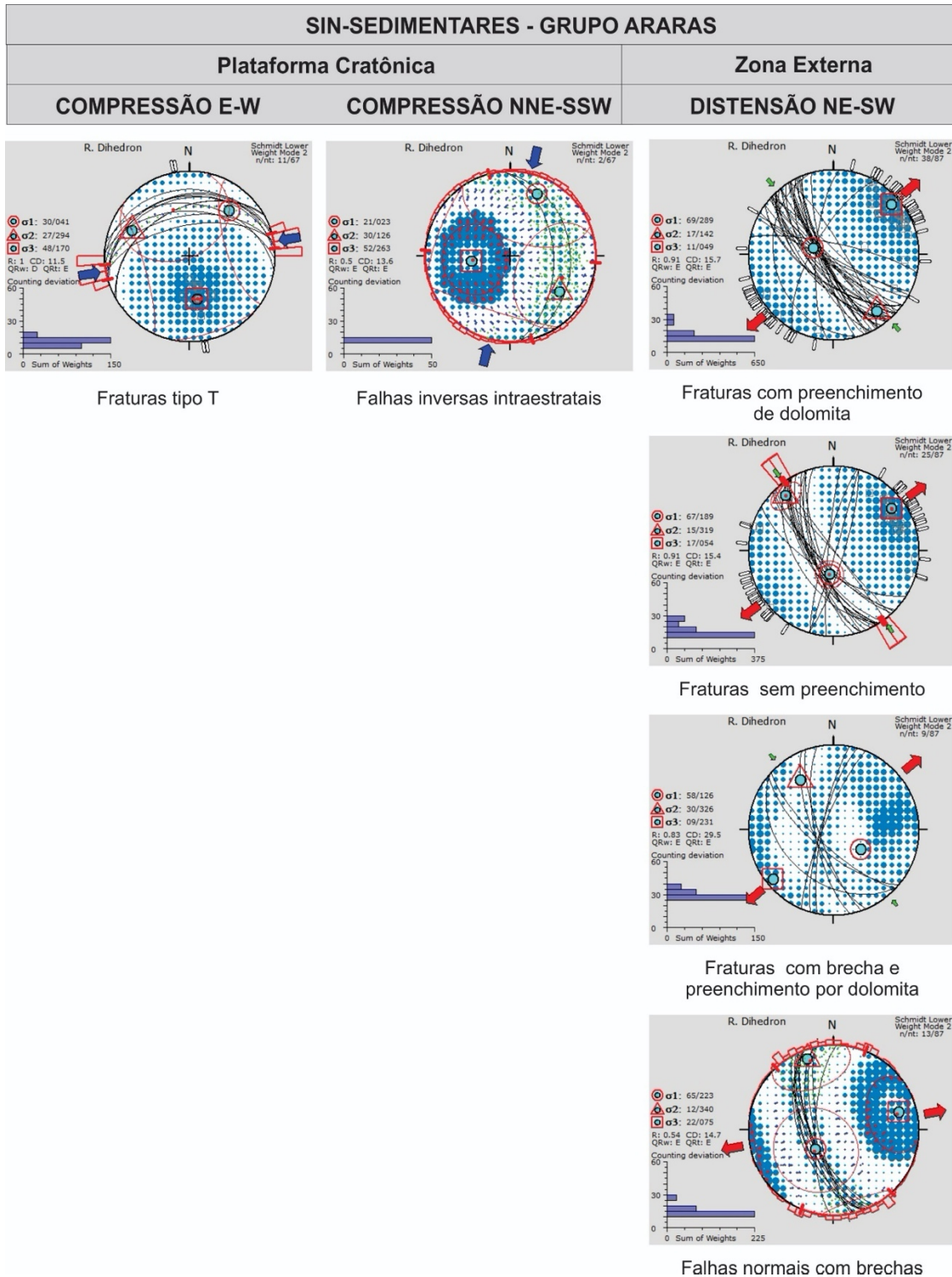


Figura 4.10. Estereogramas e diedros retos das estruturas sin-sedimentares na Zona Externa e Plataforma Cratônica

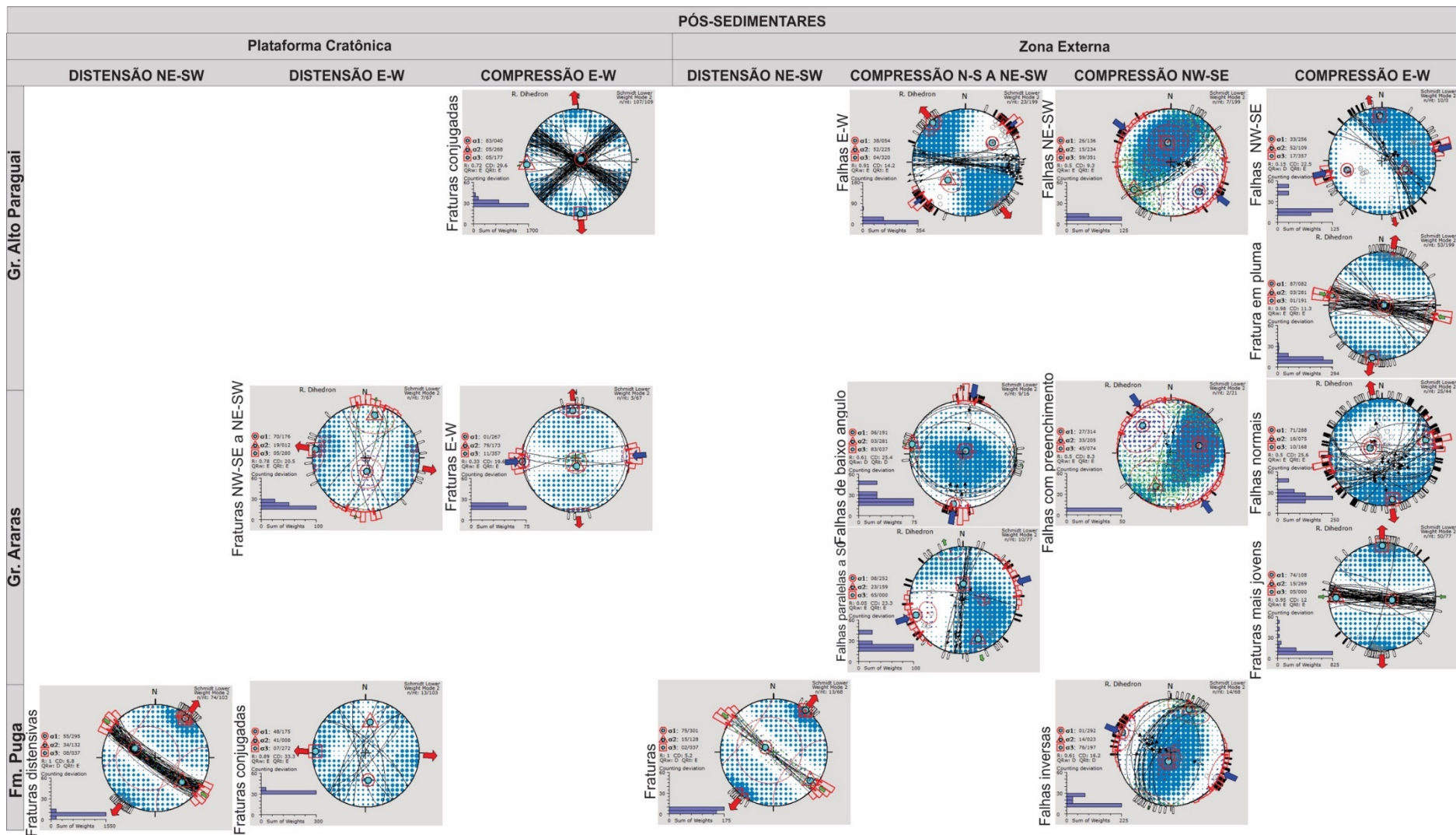


Figura 4.11. Estereogramas e diedros retos das estruturas rúpteis pós-sedimentares.

4.4.2 Fraturas com marcas em pluma

Foram identificadas fraturas com marcas em pluma em magníficas exposições na Serra do Mangaval, onde afloram arenitos da Formação Raizama (Figura 4.12). Ainda, embora de maneira mais localizada, foram observadas marcas em plumas nos dolomitos da Formação Serra do Quilombo, na Pedreira EMAL.



Figura 4.12. Estereogramas das fraturas com marcas em pluma.

Plumas são uma das marcas de superfície mais importantes, pois são ferramentas para a compreensão relativa da direção, velocidade e interrupção de propagação. Ocorrem em planos de fraturas trativas, sendo a frente de propagação perpendicular às rebarbas.

Além disso, podem ser utilizadas como indicadores de paleoesforços, uma vez que os eixos de esforços máximo e médio (σ_1 e σ_2 , respectivamente) estão contidos em seu plano. A sua abertura, por sua vez, é perpendicular ao eixo de mínimo esforço (σ_3) (v.g. Bahat, 1991; Bahat & Rabinovitch, 1988; Engelder, 2004).

A Formação Raizama na Serra do Mangaval se apresenta como ritmitos entre arenitos e siltitos, em camadas tabulares a lenticulares (Figura 4.13), de estratificação cruzada, cruzada acanalada e *hummocky*. Há uma variação considerável de espessura entre as camadas, influenciando o desenvolvimento das marcas de superfície.

A orientação das fraturas trativas é persistente, sendo que as plumas são apenas observadas em fraturas de orientação ESE-WNW com mergulhos quase verticais, aproximadamente ortogonais ao acamamento. Há um intenso fraturamento horizontal, sendo os estratos bem marcados por fraturas de decompressão.



Figura 4.13. Afloramento da Formação Raizama, na Serra do Mangaval, Município de Cáceres. Observar a variação de espessura entre as camadas de arenito com intercalações de siltito e o intenso fraturamento horizontal.

A orientação uniforme dos planos de juntas indica um esforço horizontal (σ_h) bem definido. Uma morfologia mais uniforme e pronunciada, com rupturas bem organizadas, com uma única frente de propagação, são características de propagação dirigida por esforço (v.g. Engelder, 2004), não se relacionando ao fraturamento resultado de processos de evolução do relevo.

Considerando que as plumas na Formação Raizama apresentam curvatura suave, as quais se propagam para o interior da camada (v.g. Savalli & Engelder, 2005), pode-se inferir que o início da propagação se deu em uma interface coesiva e/ou plástica, o que pode indicar que essas são anteriores às fraturas horizontais de descompressão.

As rebarbas formam plumas entre os tipos S e C, segundo Bahat & Engelder, (1984). A propagação ocorre de forma contínua e não há sinais de periodicidade, como plumas rítmicas, linhas de hesitação ou *rib marks* (Figura 4.14). Sinais de periodicidade estariam relacionados com a disponibilidade de fluidos, com episódios de propagação mais rápida, os quais decaem com a diminuição da pressão de fluidos.

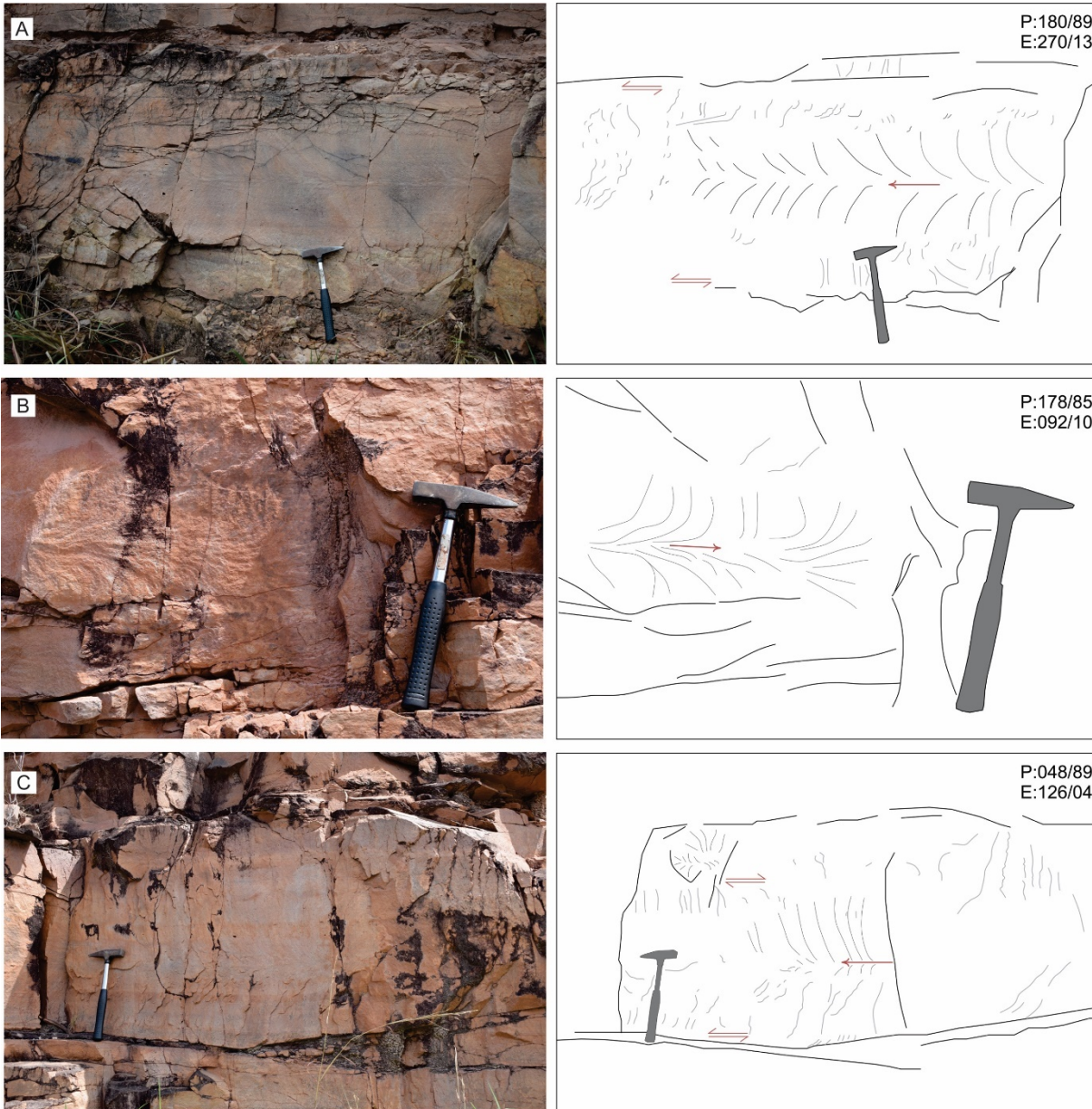


Figura 4.14. [A] Pluma com início em fratura e término intraestratal. O término é marcado por fendas em échelon. Há duas franjas, uma é superior e a outra, inferior, no entanto, ambas possuem fendas em échelon sinistrais. O sentido, entretanto, é semelhante ao de propagação da pluma. [B] Pluma mais grosseira com ausência de fendas em échelon. [C] Início da pluma a partir de fratura preexistente. As franjas superior e inferior apresentam sentido de rotação contrários. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas em échelon. Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas em échelon. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.

Foram observadas apenas marcas em plumas, sendo as marcas onduladas ausentes. Em geral as plumas são assimétricas e com eixo de propagação aproximadamente horizontal, paralelo aos limites das camadas. As plumas são delimitadas por mudanças no litotipo ou por fraturas preexistentes. Não há marcas em superfície nos siltitos, uma vez que não possuem espessura maior do que alguns centímetros.

Assim, a ausência de linhas de hesitação demonstra um maior reservatório hidráulico, com maior velocidade de propagação (v.g. Bahat, 1991). Longas plumas, não associadas a linhas de hesitação, estão relacionadas a uma propagação monótona e de mesma velocidade (Bahat 2005).

As plumas possuem franjas superiores e/ou inferiores, sendo que, em algumas exposições, essas eram laterais, indicando o término da fratura (Figura 4.14 A). As franjas são predominantemente contínuas. No entanto, algumas fraturas apresentam a formação de ombreiras com a ocorrência de franjas descontínuas (Figura 4.15 A).

A ocorrência de franjas descontínuas poderia registrar dois eventos de propagação diferentes. O plano de fratura parental, portador de marcas em pluma, registraria o evento de propagação mais antigo, enquanto, por sua vez, as franjas registrariam um evento mais novo. Já uma quebra contínua implicaria em um único evento (Bahat, 1991).

As fendas *en échelon* em franjas descontínuas poderiam ser utilizadas como indicadores de rotação de paleoesforços remotos (v.g. Younes & Engelder, 1999). No entanto, a predominância é de franjas contínuas e com fendas *en échelon* sinistrais e dextrais (Figura 4.15 B e C). Ainda, foram observadas fraturas com duas franjas, uma superior e outra inferior, muitas vezes com sentidos opostos de rotação dos degraus (Figura 4.14 C). Em plumas bidirecionais, o sentido de rotação muda a partir do ponto de início de propagação da fratura (Figura 4.16).

Fendas *en échelon* deveriam ser minimizadas pela sobrecarga do soterramento. Dessa maneira, é esperado que se formem em baixas profundidades. No entanto, pressões de fluidos altas poderiam se sobrepor a pressão litostática, induzindo uma segmentação, similarmente ao que ocorre com fraturas de tração formadas pelo Modo I (Bahat et al. 2005).

As simetrias podem ser observadas com relação a um plano ou a um eixo e estariam relacionadas com a propagação na combinação entre Modos I (abertura) e III (rasgamento). Assim, as franjas em continuidade com a junta parental, as quais possuem sentidos opostos, estariam relacionadas a mudanças de distribuição do esforço local, na escala da frente de propagação (Simón et al., 2006).

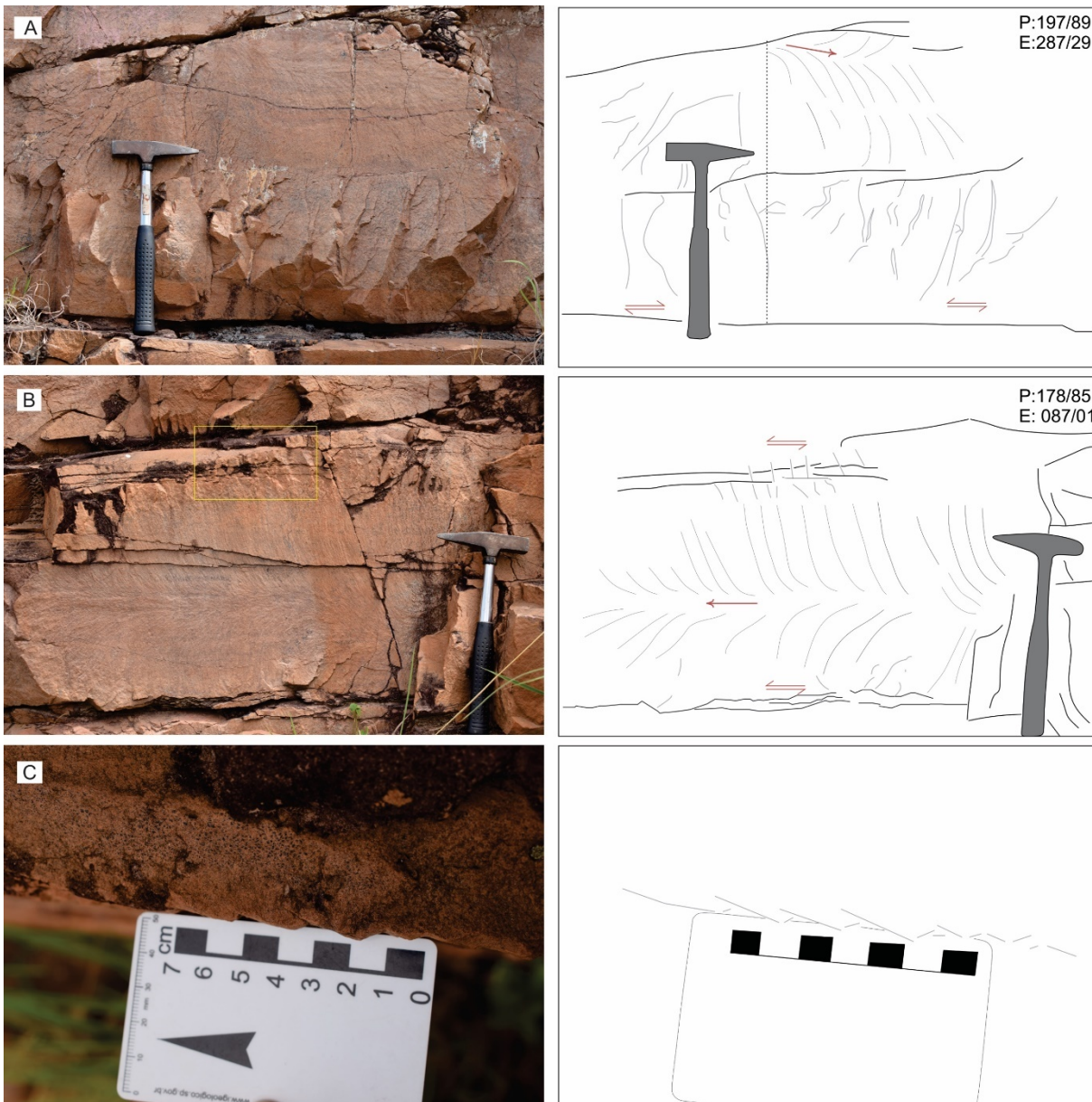


Figura 4.15. [A] Pluma com franja descontínua. A pluma é assimétrica com eixo inclinado. As ombreiras são bem desenvolvidas. À esquerda da linha pontilhada, a franja é descontínua com fendas en échelon dextrais. À direita, a franja é contínua com fendas en échelon sinistrais, tendo propagação compatível com a pluma. [B] Pluma com franja contínua. Em amarelo, detalhe em [C] Fendas em echelon a partir do plano de acamamento. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas en échelon. Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas en échelon. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.

Essa redistribuição poderia estar relacionada com a proximidade de superfícies, tais como o acamamento. Nesse sentido, as diferentes morfologias de franjas estariam relacionadas ao cisalhamento nas bordas da camada, o qual pode ser oblíquo (com a criação de fendas *en échelon*), perpendicular ao plano (sem franjas) ou paralelo ao plano (com a criação de *kinks*) (v.g. Ramsay & Lisle, 2000).

O início da propagação é predominantemente interestratal. Todavia, observou-se que algumas plumas se originavam em fraturas preexistentes, ou seja, no interior das camadas. Por sua vez, o término foi observado nas duas posições, ao final da fratura e em seu meio.

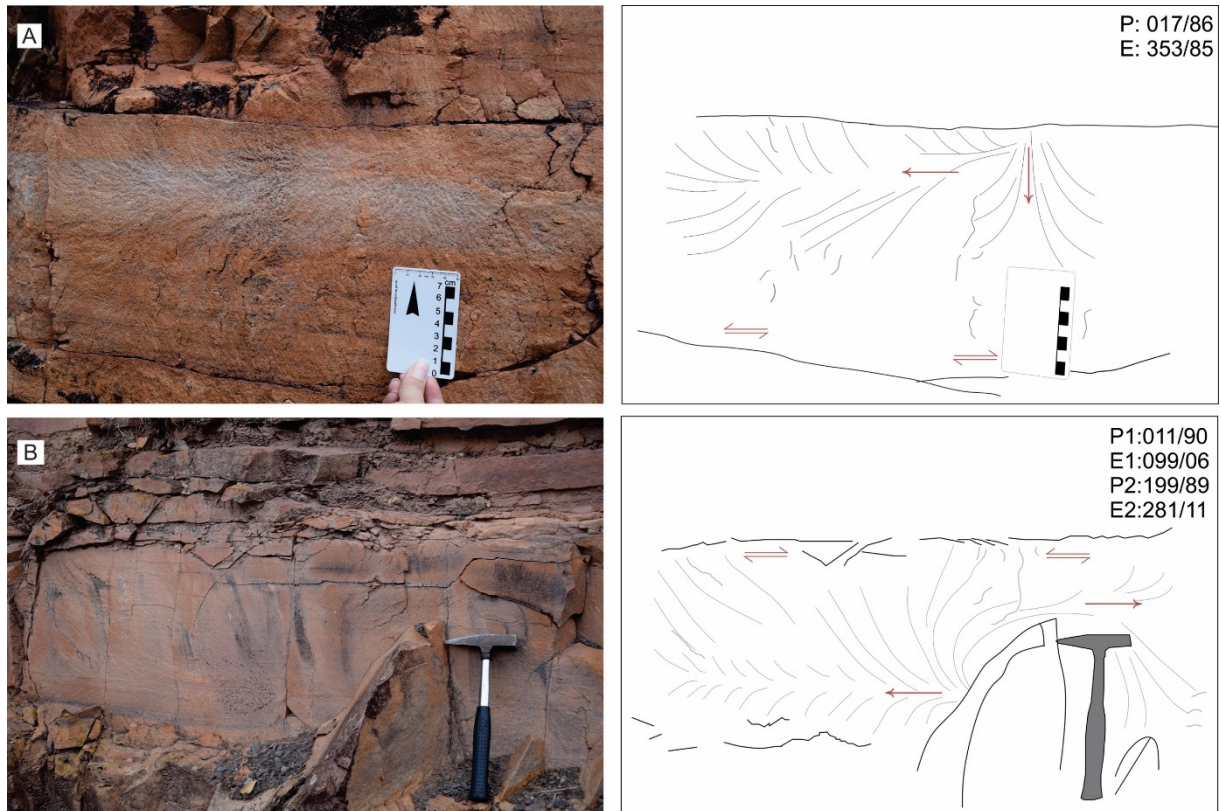


Figura 4.16. [A] Pluma com propagação vertical e horizontal. À esquerda, o eixo vertical divide as fendas em *échelon* sinistrais, enquanto, à direita, dextrais à direita. [B] Pluma com propagação bilateral. Notar as rebarbas que parecem evitar a fratura preexistente. O plano da fratura divide as fendas em *échelon* dextrais à esquerda e sinistrais à direita. As linhas mais finas representam a distribuição das plumas. As linhas em cinza são as fendas em *échelon*. Duas setas em vermelho marcam o sentido de rotação das fendas em *échelon*. A seta indica a direção e o sentido do eixo de propagação da pluma.

O relevo das fraturas é praticamente uniforme, sendo, no entanto, observadas algumas plumas de textura mais grosseira. O relevo das plumas pode estar relacionado com mudanças na granulometria/granulação. Quanto menor o tamanho dos grãos/cristais, mais delicada será a pluma (v.g. Bahat, 1991). Porém, considerando que as diferenças granulométricas entre arenitos no afloramento não parecem ser relevantes, a diferença de rugosidade da pluma pode estar relacionada com a velocidade de propagação. Quanto menor a velocidade de propagação, mais grosseiras serão as plumas. A presença de fendas *en échelon* em plumas mais grosseiras também são mais incomuns (Bahat et al., 2005), conforme pode ser observado na Figura 4.14B.

Não há sobreposição de marcas. Assim, é possível que as plumas registrem o último evento importante de deformação observado na Formação Raizama, na Serra do Mangaval, uma vez que as marcas em superfície são delicadas e sujeitas a serem sobrepostas por impressões de outros eventos deformacionais.

Mineralizações por dendritos de óxidos/hidróxidos de manganês e ferro também foram observadas, o que corrobora com a origem natural das fraturas.

Foram identificadas, ainda, duas marcas em pluma na Formação Serra do Quilombo, na pedreira dolomítica da EMAL (Cáceres-MT). No trecho em que foram identificadas as plumas, a Formação Serra do Quilombo se apresenta como dolomitos maciços de coloração acinzentada. As plumas têm direção N-S a NE-SW, diferente daquelas descritas na Serra do Mangaval. São pouco comuns, sendo observadas apenas em alguns poucos planos com fraturas em pluma.

A primeira pluma (Figura 4.17 A) é rítmica tipo-C, onde cada segmento da pluma forma um pequeno plano com marcas onduladas. As ondulações se desenvolvem como resposta aos campos de esforços que tendem a rotacionar o fronte de propagação de fratura, gerando, dessa maneira, segmentação com redistribuição dos esforços (v.g. Bahat, 1991)

As características da pluma indicam que houve decréscimo de velocidade, provavelmente relacionado à diminuição da disponibilidade de fluidos. Há formação de fendas *en échelon* sinistrais na parte inferior da pluma.

Por sua vez, a segunda pluma (Figura 4.17 B) apresenta um eixo bem desenvolvido, classificada como tipo-C. No entanto, não há indícios de pausa na propagação, seu eixo é quase paralelo ao acamamento. Há formação de franjas superior e inferior a ambas possuem o sentido dextral. O início da pluma é intraestratal.

Os tipos de marcas em plumas – tipo S e tipo C – refletem a velocidade de propagação das fraturas, sendo mais alta nas do tipo S e, por outro lado, mais lenta nas do tipo C (v.g. Bahat, 1991). A velocidade depende do fator de intensidade de esforço (K) – esforço multiplicado pela raiz quadrada do comprimento da fratura – e da força aplicada (Wiederhorn & Bolz, 1970). Considerando isso, gerou-se um gráfico

semiquantitativo de V versus K (Figura 4.18) para as marcas em pluma nas fraturas nos arenitos da Formação Raizama, utilizando-se o método descrito por Bahat et al. (2008). Os valores de K (inicial) e K (crítico), assim como n (índice de propagação subcrítica), foram obtidos a partir de Atkinson & Meredith (1987a, 1987b).

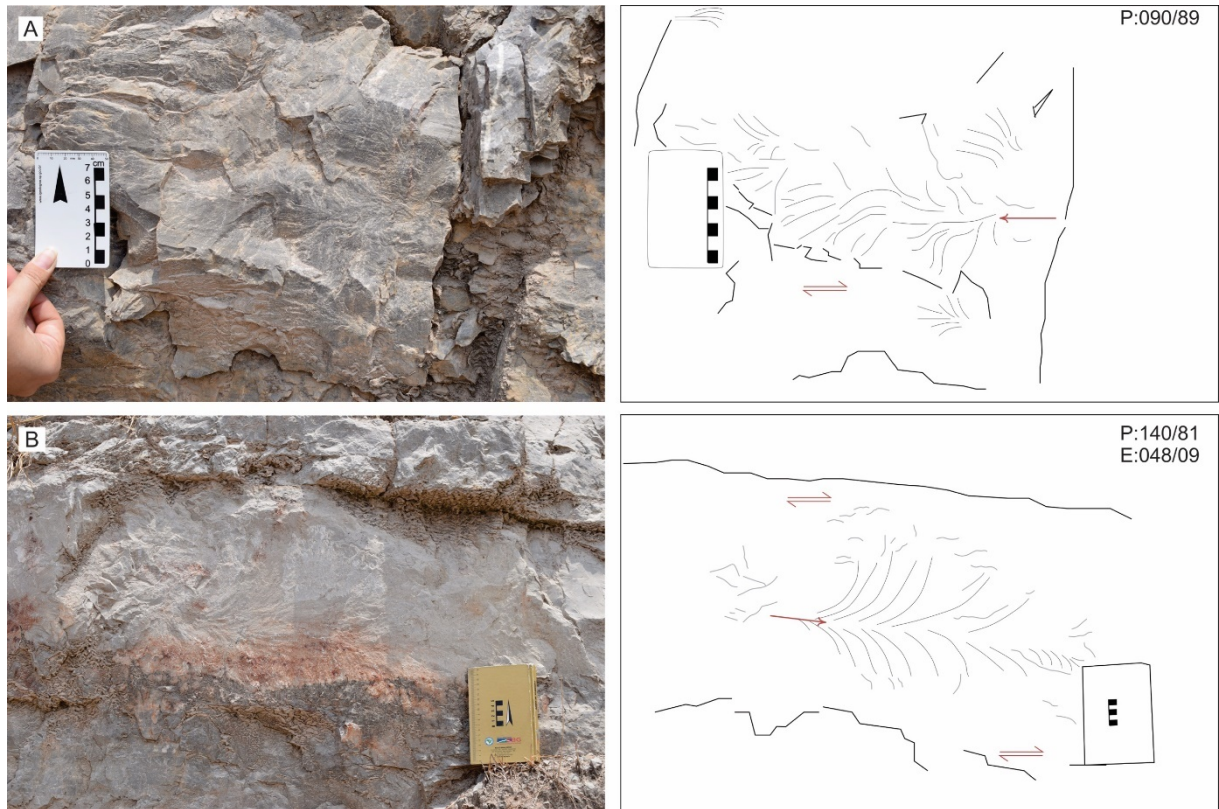


Figura 4.17. Plumas na Formação Serra do Quilombo. [A] Pluma rítmica tipo-C, com ondulações em dolomitos maciços. [B] Pluma tipo-C, axial, com eixo sub-horizontal bem desenvolvido. Formação de franjas superior e inferior de mesmo sentido (dextrais) com propagação coerente com o sentido de propagação da pluma.

É importante ressaltar que o gráfico é calculado com base em rochas similares. Foram usados como parâmetros os dados dos arenitos Tennessee (v.g. Atkinson & Meredith, 1987b, conforme Bahat et al., 2008),

Além disso, as velocidades de propagação das plumas são baseadas em suposições a partir do comportamento de materiais (como o vidro) em ensaios triaxiais. No entanto, o gráfico permite uma compreensão das grandezas dos fatores de intensidade de esforços assim como da velocidade de propagação das fraturas.

O segundo gráfico foi adaptado de Weinberger & Bahat (2008). Compreende um esboço esquemático, indicando as regiões de velocidade das marcas em superfície. Na Região I são esperadas marcas onduladas, envolvendo baixas velocidades; nas regiões I – II plumas com marcas onduladas e com velocidades intermediárias; e na

Região III seriam observadas plumas com franjas *en échelon*, as quais possuem as maiores velocidades.

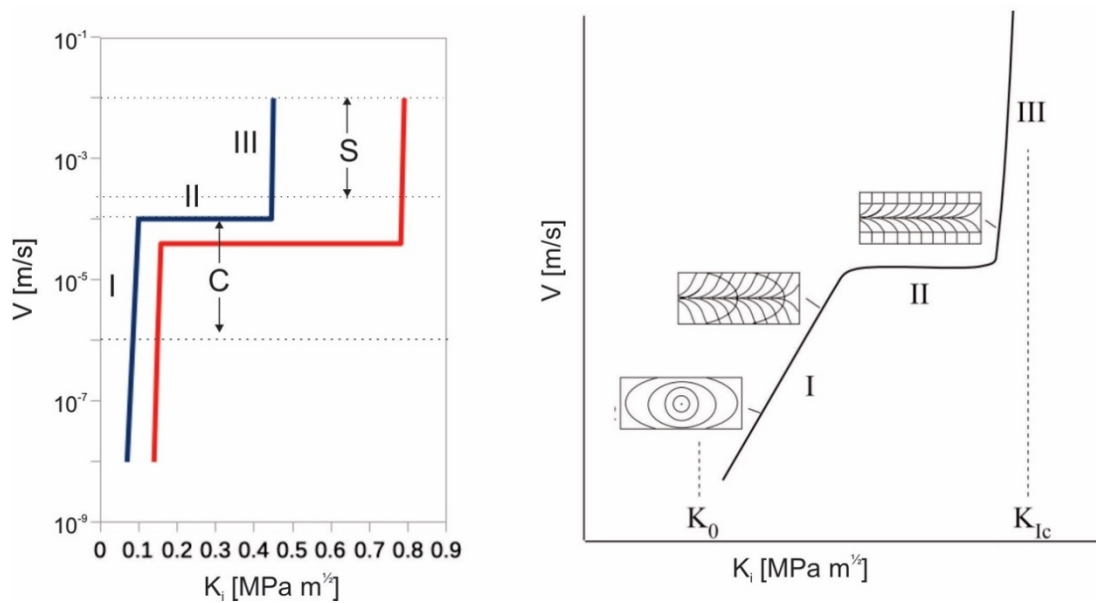


Figura 4.18. Gráfico semi-quantitativo da velocidade (V) versus intensidade de esforço (K_i) para marcas em plumas do tipo S e C em arenitos (baseado em dados de Atkinson & Meredith, 1987a, 1987b e Bahat et al., 2008). À direita, o gráfico esquemático exemplificando os tipos de marcas em superfícies esperados a diferentes velocidades (adaptado de Weinberger & Bahat, 2008).

As marcas em pluma nos arenitos da Formação Raizama são do tipo S a C, com predominância de plumas do tipo S. São fraturas que se propagaram entre as regiões II e III (v.g. Bahat et al., 2008), cujas velocidades são de intermediárias a altas. A existência da ornamentação por franjas *en échelon* corrobora com a hipótese de altas velocidades de propagação.

Embora as marcas em pluma estejam delimitadas pelas diferenças de competência verticais, tais como a alternância de litotipos, elas são observadas da base ao topo dos afloramentos. Fraturas com marcas em pluma de direções ENE-WSW a WNW-ESE só foram observadas nos arenitos da Formação Raizama. Considera-se, portanto, que essas fraturas estariam delimitadas pelos limites da formação e, assim, à espessura desta. Levando isso em consideração, é possível que as fraturas trativas cheguem a 570 m de continuidade vertical, extrapolando-se para a espessura da formação (v.g. Santos et al., 2014). Em estimativas mais conservadoras, tendo em vista as amplitudes topográficas da Serra do Mangaval, as fraturas trativas teriam profundidades de até 130 m. Considerando a continuidades

das fraturas com marcas em pluma, é possível notar a persistência dos segmentos por até 1,6 km de extensão.

4.5 CONCLUSÕES

As análises estruturais, pelo Método dos Diedros Retos nas unidades estudadas, retornaram quatro campos de esforços: o primeiro, com distensão NE-SW, está relacionado às estruturas sin-sedimentares no Grupo Araras e pós-sedimentares na Formação Puga; os demais campos são pós-sedimentares e foram associados ao desenvolvimento da faixa, com compressões N-S, NW-SE e aproximadamente E-W, a qual gerou as estruturas trativas descritas.

Fraturas com marcas em plumas foram descritas na Formação Raizama, na Zona Externa do segmento norte da Faixa Paraguai. Tais fraturas estão restritas à unidade estratigráfica. O maior segmento contínuo de faixas de fraturas tem direção WNW-ESE e, aproximadamente, 1,6 km, com profundidades entre 130 e 570 m (a depender da extrapolação utilizada).

Embora as marcas em pluma estejam restritas aos arenitos, fraturas distensivas de direção E-W foram identificadas nos dolomitos das formações Guia e Mirassol d'Oeste, indicando uma possível continuidade das faixas de fraturas trativas. Essas estruturas, no entanto, estão restritas à Zona Externa da Faixa Paraguai.

A orientação uniforme dos planos de juntas indica um esforço horizontal (σ_h) bem definido, sugerindo uma propagação dirigida por esforços.

Os eixos de propagação horizontal, rebarbas do tipo S a C, a persistência das fraturas e a ausência de marcas onduladas ou sinais de periodicidade, assim como a ornamentação de franjas *en échelon*, indicam uma alta velocidade de propagação, sem pausas. Ademais, a ausência de sobreposição das marcas em superfície e a excelente preservação das plumas poderiam indicar que essas fraturas foram formadas em um último grande evento tectônico na região, o que corrobora com as relações de corte das estruturas formadas pela compressão E-W e aquelas que seriam mais antigas.

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

Grande preocupação tem sido dada à propagação vertical de fraturas hidráulicas estimuladas, tendo em vista as possíveis interações com aquíferos, decompressão das camadas alvos, ascensão de fluidos para a superfície e atmosfera, ou como agente causador de sismicidade induzida, dentre outras. Estudos prévios mostram que a probabilidade de uma fratura hidráulica natural ou estimulada se propagar verticalmente por mais de 350 metros é de 1% e 33%, respectivamente. No entanto, o mesmo grau de preocupação não é dado à propagação horizontal de fraturas e, por conseguinte, às características bidimensionais dessas descontinuidades. Em vista disso, o objetivo principal deste trabalho foi a caracterização das fraturas trativas em bacias sedimentares com potencial exploratório de hidrocarbonetos, especialmente em reservatórios não convencionais, onde o uso da técnica de fraturamento hidráulico induzido é requerido, delimitando-as bidimensionalmente.

Nos basaltos e rochas relacionadas da Formação Serra Geral (Eocretáceo) na região entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, a análise multiescalar das estruturas permitiu identificar faixas de fraturas trativas orientadas a N-S, que se propagam verticalmente na ordem de centenas de metros e horizontalmente por mais de uma dezena de quilômetros. As estruturas de direção N-S tem relevância regional, e aparecem em escala de afloramento como veios e fraturas distensivas. As fraturas trativas de direção N-S são resultado de um campo de esforços compressivos de direção N-S, ativo durante o Cretáceo. Uma outra família de direção ENE-WSW ocorre de maneira subordinada e pode estar relacionada a uma rotação ortogonal do campo compressivo N-S, ainda durante o Eocretáceo. Veios presentes nas rochas vulcânicas estão preenchidos principalmente por quartzo e zeólitas, essas em geral de baixa temperatura.

Na Formação Irati (estado de São Paulo), o fraturamento hidráulico natural está relacionado a dois eventos distintos, um permotriássico e outro neocretáceo. Veios de sílexito e quartzo, estruturas de emanção de fluidos e fraturas em pluma intraformacionais por vezes com hidrocarbonetos, apresentam orientação predominante NE-SW. Diques clásticos e outras estruturas de liquefação intraformacionais às unidades permotriássicas (formações Corumbataí, Teresina e

Pirambóia), assim como a neoformação de argilominerais illíticos, ocorrem ao longo ao longo de estruturas de direção NE-SW relacionadas às falhas do embasamento. Este evento aponta para um campo de esforços com distensão na direção geral NW-SE, durante o Permotriássico. Já os veios de calcita, diques de diques de diabásio e fraturas com estruturas em plumas com percolação de betume apresentam orientação preferencial NW-SE. A morfologia das plumas indica periodicidade na propagação e a pressão de poro como mecanismo dominante de fraturamento, provavelmente relacionado à migração do óleo/gás, durante o Eocretáceo. As faixas de fraturas trativas de direção NW-SE se estendem horizontalmente por pelo menos 2,8 km e as camadas afetadas por elas até 30 metros de profundidade. Entretanto, há baixa conectividade vertical, pois as camadas de folhelhos agiram como interface mecânica impedindo a propagação. Dessa forma, o fraturamento hidráulico natural não atingiu as condições necessárias para ultrapassar o folhelho e promover a conectividade das fraturas.

No segmento norte da Faixa Paraguai as fraturas em arenitos da Formação Raizama apresentam notáveis marcas em plumas restritas à unidade, geradas por uma compressão aproximadamente E-W. A orientação uniforme dos planos de juntas indica um esforço horizontal (σ_h) bem definido e a propagação sem pausas é dirigida por esforços. O maior segmento contínuo de faixas de fraturas tem direção WNW-ESE é, aproximadamente, 1,6 km, com profundidades entre 130 e 570 m (a depender da extrapolação utilizada). Diferentemente da Formação Irati na Bacia do Paraná, as rochas carbonáticas neoproterozoicas, na área de ocorrência das fraturas com marcas em pluma, possuem teores de COT muito baixos, sem evidências de geração *in situ*. Portanto, não são esperados grandes volumes de óleo/gás suficientes para o fraturamento trativo sem pausas. Não foram observadas, ainda, evidências de percolação de fluidos, como veios. Sendo assim, a propagação foi dirigida por esforços tectônicos.

Os resultados obtidos mostram que, nos casos estudados, a extensão vertical de fraturas naturais de tração é da mesma ordem de grandeza de exemplos previamente descritos na literatura. Por outro lado, a extensão horizontal é apreciável, da ordem de quilômetros, ainda que em certos casos não haja boa conexão vertical. Embora seja esperado que fraturas induzidas tenham menor dimensão que fraturas naturais, uma vez que as últimas são geradas por um volume maior de fluidos e em

uma escala de tempo muito superior, os resultados fornecem dimensões máximas dos caminhos de fluxo de fluídos nas regiões estudadas. A propagação e continuidade horizontal de fraturas naturais de tração é, portanto, um aspecto a ser melhor considerado no fraturamento hidráulico estimulado.

Nos três casos estudados, com base em evidências independentes das orientações das fraturas de tração, verificou-se que as orientações destas são compatíveis com as direções dos campos de esforços horizontais máximos (SHmax) vigentes durante as suas formações. Este fato reforça o princípio básico do fraturamento hidráulico (*fracking*) de orientar a perfuração paralelamente à direção de SHmax atualmente vigente em uma dada região. Nesse sentido, os dados obtidos permitiriam orientar os poços de *fracking* de forma a otimizar a recuperação de hidrocarbonetos, produzindo fraturas induzidas que interceptam famílias de fraturas naturais.

Baseando-se nos resultados obtidos por este trabalho, futuros tópicos ainda podem ser explorados, dentre os quais a caracterização da dispersão da orientação das fraturas e sua conectividade através da topologia de fraturas, identificando, assim as possibilidades de fluxo, bem como a descrição geométrica das fraturas (abertura, comprimento e altura) assim como sua abundância (intensidade e espaçamento) e intersecção.

CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1969, Diferenciação tectônica da plataforma brasileira, *in* 23º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Salvador, 23º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 23, p. 29–46.
- Almeida, F.F.M., 1987, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 325–349, doi: 10.25249/0375-7536.1986325349.
- Almeida, F.F.M., 1968, Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 285–296.
- Almeida, F.F.M., 1964a, Geologia do centro-oeste mato-grossense: *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral*, v. 219, p. 1–53.
- Almeida, F.F.M., 1964b, Glaciação eocambriana em Mato Grosso: *Notas Preliminares*, v. 117, p. 1–10.
- Almeida, F.F.M., 1984, Província Tocantins: setor sudeste, *in* Almeida, F.F.M., Hasui, Y. eds., *O pré-cambriano do Brasil*, São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 265–281.
- Almeida, F.F.M., 1981, Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná, *in* 3º Simpósio Regional de Geologia, Curitiba. Atas, Curitiba, p. 1–20.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. de, Fuck, R.A., 1977, Províncias estruturais brasileiras, *in* 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas, Campina Grande, v. 8, p. 363–391.
- Almeida, F.F.M., Mantovani, M.S.M., 1975, Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, p. 451–458.
- Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P.C., Babinski, M., Dardenne, M.A., Figueiredo, M.F., Dantas, E.L., Uhlein, A., Santos, R.V., Sial, A.N., Trompette, R., 2011, Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Belt, Brazil, *in* Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. eds., *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, London, The Geological Society of London, v. 36, p. 487–497, doi: 10.1144/M36.45.
- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinski, M., Pinho, F.E.C., 2007, Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 23, p. 236–241.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S. de S., Abreu, F.A.M., 2000, Paraguay and Araguaia Belts, *in* Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. eds., *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 183–194.

- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Dantas, E.L., 2004, C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil: *Precambrian Research*, v. 131, p. 1–21, doi: 10.1016/j.precamres.2003.12.006.
- Alvarenga, C.J.S., Trompette, R., 1992, Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 92, p. 85–105, doi: 10.1016/0031-0182(92)90136-S.
- Alvarenga, C.J.S., Trompette, R., 1993, Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá: *Revista Brasileira de ...*, v. 23, p. 18–30, doi: 10.1590/S0006-87051997000100015.
- Andrade, S.M., Soares, P.C., 1971, Geologia de semi detalhe do centro- leste de São Paulo. Petrobrás. Relatório Interno, DESUL.
- Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction., *in* Hancock, P.L. ed., *Continental deformation*, Pergamon Press Ltd, p. 53–100.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977, Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. S7-XIX, p. 1309–1318, doi: 10.2113/gssgfbull.s7-xix.6.1309.
- Apps, J.A., 1983, Hydrothermal evolution of repository groundwaters in basalt, *in* Alexander, D.H. Birchard, G.F. eds., *NRC Nuclear Waste Geochemistry '83*, Reston, U.S. Nuclear Regulatory Commission.
- Araújo, L.M. de, Trigüis, J.A., Cerqueira, J.R., Freitas, L.C. d. S., 2000, The Atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil (M. R. Mello & B. J. Katz, Eds.): *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*, v. AAPG Memoir, p. 377–402, doi: 10.1306/M73705C26.
- Araújo, C.C. de, Yamamoto, J.K., Rostirolla, S.P., Madrucci, V., Tankard, A., 2005, Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and magmatic controls of hydrocarbon charge: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 671–685, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2005.01.006.
- Arthaud, F., 1969, Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, doi: 10.2113/gssgfbull.s7-xi.5.729.
- Assine, M.L., Soares, P.C., Milani, E.J., 1994, Sequências tectono-sedimentares mesopaleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, p. 77–89, doi: 10.25249/0375-7536.19947789.
- Assumpção, M., 1998, Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 88, p. 160–169.
- Assumpção, M., 1992, The regional intraplate stress field in South America: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, doi: 10.1029/91jb01590.

- Atkinson, B.K., Meredith, P.G., 1987a, Experimental fracture mechanics data for rocks and minerals, *in* Atkinson, B.K. ed., *Fracture Mechanics of Rock*, London, Academic Press, p. 477–525, doi: 10.1016/B978-0-12-066266-1.50016-8.
- Atkinson, B.K., Meredith, P.G., 1987b, The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks, *in* Atkinson, B.K. ed., *Fracture Mechanics of Rock*, London, Academic Press, p. 111–166, doi: 10.1016/B978-0-12-066266-1.50009-0.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006, Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 83–98, doi: 10.1016/j.jsg.2005.07.008.
- Babinski, M., 2011, *Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil Central: Tese de Livre Docência*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 182 p.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Fanning, C.M., Fairchild, T.R., Simon, C.M., Sial, A.N., 2008, U-Pb shrimp geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil, *in* Book of abstracts, San Carlos de Bariloche, VI South American Symposium on Isotope Geology, p. 160.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F., Fanning, C.M., 2013, Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v. 23, p. 988–997, doi: 10.1016/j.gr.2012.06.011.
- Bahat, D., 1986, Criteria for the differentiation of en echelons and hackles in fractured rocks: *Tectonophysics*, v. 121, p. 197–206, doi: 10.1016/0040-1951(86)90043-0.
- Bahat, D., 1991, *Tectonofractography*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, 354 p., doi: 10.1007/978-3-642-76162-1.
- Bahat, D., Bankwitz, P., Bankwitz, E., 2003, Preuplift joints in granites: Evidence for subcritical and postcritical fracture growth: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 115, p. 148–165, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0148:PJIGEF>2.0.CO;2.
- Bahat, D., Engelder, T., 1984, Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania: *Tectonophysics*, v. 104, p. 299–313, doi: 10.1016/0040-1951(84)90128-8.
- Bahat, D., Rabinovitch, A., 1988, Paleostress determination in a rock by a fractographic method: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 193–199, doi: 10.1016/0191-8141(88)90116-2.
- Bahat, D., Rabinovitch, A., Frid, V., 2008, Correlation of plume morphologies on joint surfaces with their fracture mechanic implications: *Geological Magazine*, v. 145, p. 733–744, doi: 10.1017/S0016756808004974.
- Bahat, D., Rabinovitch, A., Frid, V., 2005, *Tensile fracturing in rocks: Tectonofractographic and electromagnetic radiation methods*: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1–569 p., doi: 10.1007/b137741.

- Bandeira, J., McGee, B., Nogueira, A.C.R., Collins, A.S., Trindade, R., 2012, Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil: *Gondwana Research*, v. 21, p. 323–340, doi: 10.1016/j.gr.2011.04.006.
- Barbosa, O., Gomes, F. de A., 1958, Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo: *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral*, v. 171, p. 40.
- Barboza, E.D.S., Santos, A.C. dos, Fernandes, C.J., Geraldés, M.C., 2018, Paraguay Belt lithostratigraphic and tectonic characterization: implications in the evolution of the orogen (Mato Grosso-Brazil): *Journal of Sedimentary Environments*, v. 3, p. 54–73, doi: 10.12957/jse.2018.34219.
- Bergmann, M., Silveira, C.A.P., Bandeira, R., Bamberg, A.L., Martinazzo, R., Grecco, M., 2013, Basaltos amigdalóides à zeólitas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná: Potencial para uso agrônômico, *in* 2º Congresso Brasileiro de Rochagem. Anais, Poços de Caldas, Petrobras: Embrapa, v. 2, p. 862.
- Bergmann, M., Wagner Simas, M., Posser, A., Silveira, D.A., Martinazzo, R., Bamberg, A.L., Grecco, M., 2015, Espécies de zeólitas nas diversas ambiências dos basaltos amigdalóides da Formação Serra Geral no Rio Grande do Sul, *in* 9º Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Atas, Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 208.
- Boles, J.R., 1981, Zeolites in low-grade metamorphic rocks, *in* Mumpton, F.A. ed., *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, Chelsea, Mineralogical society of america, p. 103–136.
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures: *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 33–62, doi: 10.1016/j.jsg.2012.07.005.
- Bowring, S.A., Myrow, P., Landing, E., Ramezani, J., Grotzinger, J.P., 2003, Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of Metazoan: *Geophysical Research Abstracts*, v. 5, p. 13219.
- Brace, W.F., 1960, An extension of the Griffith theory of fracture to rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 65, p. 3477–3480, doi: 10.1029/JZ065i010p03477.
- Caputo, R., 1995, Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints: *Terra Nova*, v. 7, p. 479–490, doi: 10.1111/j.1365-3121.1995.tb00549.x.
- Cerri, R.I., 2015, Estratigrafia mecânica aplicada às rochas carbonáticas da Formação Irati (Permiano) na região do Alto Estrutural de Pitanga - SP, Bacia do Paraná. Monografia de conclusão de curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista., 77 p.
- Chavez-Kus, L., Salamuni, E., 2008, Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 439–454, doi: 10.25249/0375-7536.2008383439454.

- Chipera, S.J., Apps, J.A., 2001, Geochemical stability of natural zeolites: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 45, p. 117–161, doi: 10.2138/rmg.2001.45.3.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., 1991, Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina: Journal of Structural Geology, v. 13, p. 743–758, doi: 10.1016/0191-8141(91)90001-Y.
- Comin-Chiaramonti, P., Riccomini, C., Slejko, F., De Min, A., Ruberti, E., Gomes, C.B., 2010, Cordierite-bearing lavas from Jaguarão, southern Brazil: Petrological evidence for crustal melts during early rifting of Gondwana: Gondwana Research, v. 18, p. 514–527, doi: 10.1016/j.gr.2009.12.007.
- Coombs, D.S., Ellis, A.J., Fyfe, W.S., Taylor, A.M., 1959, The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 17, p. 53–107, doi: 10.1016/0016-7037(59)90079-1.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade De Araujo, C.E., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2013, Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? American Journal of Science, v. 313, p. 517–539, doi: 10.2475/06.2013.01.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I., 2009, The position of the Amazonian Craton in supercontinents: Gondwana Research, v. 15, p. 396–407, doi: 10.1016/j.gr.2008.12.005.
- Cordani, U.G., Thomaz-Filho, A., Brito-Neves, B.B., Kawashita, K., 1985, On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil: Giornale di geologia, v. 47, p. 253–280.
- Cosgrove, J.W., 2005, Tectonics: Fractures (Including Joints), in Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. eds., Encyclopedia of Geology, Amsterdam, Elsevier, p. 352–361, doi: 10.1016/B0-12-369396-9/00134-9.
- Cosgrove, J.W., 1995, The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments: Geological Society Special Publication, v. 92, p. 187–196, doi: 10.1144/GSL.SP.1995.092.01.10.
- Cox, S.F., 2010, The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones: Geofluids, v. 10, p. 217–233, doi: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x.
- Cremonese, L., Ferrari, M., Flynn, M.P., Gusev, A., 2015, Shale Gas and Fracking in Europe A shale gas rig in the USA.:
- Dalziel, I.W.D., 1992, On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia: GSA Today,.
- Davies, R., Foulger, G., Bindley, A., Styles, P., 2013, Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons: Marine and Petroleum Geology, v. 45, p. 171–185, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.03.016.

- Davies, R.J., Mathias, S.A., Moss, J., Hustoft, S., Newport, L., 2012, Hydraulic fractures: How far can they go? *Marine and Petroleum Geology*, v. 37, p. 1–6, doi: 10.1016/J.MARPETGEO.2012.04.001.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003, New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program: Geological Society, London, Special Publications, v. 212, p. 75–100, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06.
- Doblas, M., 1987, Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos): *Estudios Geológicos*, doi: 10.3989/egeol.87431-2570.
- Doblas, M., 1998, Slickenside kinematic indicators: *Tectonophysics*, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00120-6.
- Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M., López-Ruiz, J., 1997, Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic Cordilleras, Granada, southern Spain: *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/S0191-8141(96)00086-7.
- Einstein, H.H., Dershowitz, W.S., 1990, Tensile and shear fracturing in predominantly compressive stress fields—a review: *Engineering Geology*, v. 29, p. 149–172, doi: 10.1016/0013-7952(90)90004-K.
- Engelder, T., 1987, Joints and shear fractures in rock, *in* Atkinson, B.K. ed., *Fracture Mechanics of Rock*, London, Elsevier, p. 27–69, doi: 10.1016/C2009-0-21691-6.
- Engelder, T., 1985, Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 459–476, doi: 10.1016/0191-8141(85)90049-5.
- Engelder, T., 2004, Tectonic implications drawn from differences in the surface morphology on two joint sets in the Appalachian Valley and Ridge, Virginia: *Geology*, v. 32, p. 413–416, doi: 10.1130/G20216.1.
- Engelder, T., 1999, Transitional–tensile fracture propagation: a status report: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1049–1055, doi: 10.1016/S0191-8141(99)00023-1.
- Engelder, T., Lash, G.G., Uzcátegui, R.S., 2009, Joint sets that enhance production from Middle and Upper Devonian gas shales of the Appalachian Basin: *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 857–889, doi: 10.1306/03230908032.
- Ferrill, D.A., McGinnis, R.N., Morris, A.P., Smart, K.J., 2012, Hybrid failure: Field evidence and influence on fault refraction: *Journal of Structural Geology*, v. 42, p. 140–150, doi: 10.1016/j.jsg.2012.05.012.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M., Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C., 2008, Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: *Formação Serra Azul: Geologia USP - Serie Científica*, v. 8, p. 65–75, doi: 10.5327/Z1519-874X2008000200005.
- Franco, R.R., 1952, Zeólitas dos Basaltos do Brasil Meridional (Gênese e Pagênese): *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Mineralogia*, v. 150, p. 5–69, doi: 10.11606/bmffclusp.v0i10.121460.

- Freitas, R.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J., 2006, Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 14, p. 71–93.
- Fridriksson, T., Neuhoff, P.S., Arnórsson, S., Bird, D.K., 2001, Geological constraints on the thermodynamic properties of the stilbite-stellerite solid solution in low-grade metabasalts: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 3993–4008, doi: 10.1016/S0016-7037(01)00629-9.
- Frondele, M., Horvath, M., 2019, The U.S. Fracking boom: Impact on oil prices: *Energy Journal*, v. 40, p. 235–253, doi: 10.5547/01956574.40.4.mfro.
- Fulfaro, V.J., Landim, P., 1976, Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 4, p. 150–168.
- Fulfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M. V., Vianna, R.B., 1982, Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná: São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 12, 590–611 p.
- Gale, J.F.W.W., Laubach, S.E., Olson, J.E., Eichhubl, P., Fall, A., 2017, Natural fractures in shale: A review and new observations: *AAPG Bulletin*, v. 101, p. 2165–2216, doi: 10.1306/08121413151.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S., 1995, Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 65–77, doi: 10.1016/0895-9811(94)00042-Z.
- Geraldes, M.C., Tassinari, C.C.G., Babinski, M., Martinelli, C.D., Iyer, S.S., Barboza, E.D.S., Pinho, F.E.C., Onoe, A.T., 2008, Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500-550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil: *International Geology Review*, v. 50, p. 177–190, doi: 10.2747/0020-6814.50.2.177.
- Ghignone, J.I., 1972, Ensaio de paleogeologia do nordeste e as sequências sedimentares, *in* 26º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Belém, 26º Congresso Brasileiro de Geologia, p. 21–28.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1994, Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development: 55–84 p.
- Gomes, F. de A., 1968, Fossas tectônicas do Brasil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 255–271.
- Gomes, M.E.B., 1996, Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná - região de Frederico Westphalen (RS) - Brasil: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 219 p.
- Gottardi, G., 1989, The genesis of zeolites: *European Journal of Mineralogy*, v. 1, p. 479–487, doi: 10.1127/ejm/1/4/0479.
- Griffith, A.A., 1924, *Proceedings of the First International Congress on Applied Mechanics*: Delft. J. Waltman Jr, Delft, p. 55–63.

- Griffith, A.A., 1921, The phenomena of rupture and flow in solids: Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character, v. 221, p. 163–198, doi: 10.1098/rsta.1921.0006.
- Grohmann, C.H., 2004, Morphometric analysis in geographic information systems: Applications of free software GRASS and R: Computers and Geosciences, v. 30, p. 1055–1067, doi: 10.1016/j.cageo.2004.08.002.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Chamani, M.A.C., 2011, Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps: Hydrology and Earth System Sciences, v. 15, p. 1493–1504, doi: 10.5194/hess-15-1493-2011.
- Hachiro, J., 1996, O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná.: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 p.
- Hachiro, J., Coimbra, A.M., Matos, S.L.F., 1993, O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati, *in* 1º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Resumos, Rio Claro, p. 62–63.
- Haldar, S.K., Tišljár, J., 2014, Chapter 2 - Basic Mineralogy, *in* Haldar, S.K. Tišljár, J. eds., Introduction to Mineralogy and Petrology., Elsevier, p. 39–79.
- Hancock, P.L.L., 1985, Brittle microtectonics: principles and practice: Journal of Structural Geology, v. 7, p. 437–457, doi: 10.1016/0191-8141(85)90048-3.
- Hartmann, L.A., da Cunha Duarte, L., Massonne, H.-J., Michelin, C., Rosenstengel, L.M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K.R., Duarte, S.K., Pinto, V.M., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Wildner, W., 2012, Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdales and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay: International Geology Review, v. 54, p. 1–14, doi: 10.1080/00206814.2010.496253.
- Hasui, Y., Almeida, F.F.M., 1978, As estruturas brasileiras, *in* 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Recife, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, p. 2423–2438.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Zoback, M.-L., Zoback, M., 2018, The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales: Tectonophysics, v. 744, p. 484–498, doi: 10.1016/j.tecto.2018.07.007.
- Helgeson, D.E., Aydin, A., 1991, Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks: Journal of Structural Geology, v. 13, p. 897–911, doi: 10.1016/0191-8141(91)90085-W.
- Hodgson, R.A., 1961, Classification of structures on joint surfaces: American Journal of Science, v. 259, p. 493–502, doi: 10.2475/ajs.259.7.493.
- Horton, R.F., 1955, Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology: Nihon Ringakkai Shi/Journal of the Japanese Forestry Society, v. 37, p. 79–82, doi: 10.11519/jjfs1953.37.9_417.

- Iijima, A., 1980, Plenary Paper – Geology and Mineralogy: Geology of natural zeolites and zeolitic rocks: *Pure and Applied Chemistry*, v. 52, p. 2115–2130, doi: 10.1351/pac198052092115.
- Jacques, P.D., 2013, Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Jacques, P.D.P.D., Machado, R., Nummer, A.R., 2015, Análise estrutural da formação serra geral na porção centro-sul do estado de santa catarina, Brasil: *Geociencias*, v. 34, p. 390–401.
- Jacques, P.D., Salvador, E.D., Machado, Rô., Grohmann, C.H., Nummer, A.R., 2014, Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil: *Geomorphology*, v. 213, p. 13–23, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.12.037.
- Karl, M., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A.O.B., Stockli, D.F., Hackspacher, P.C., 2013, Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data: *Tectonophysics*, v. 604, p. 224–244, doi: 10.1016/J.TECTO.2013.06.017.
- King, G.E., 2012, Hydraulic Fracturing 101: What Every Representative, Environmentalist, Regulator, Reporter, Investor, University Researcher, Neighbor and Engineer Should Know About Estimating Frac Risk and Improving Frac Performance in Unconventional Gas and Oil Wells, *in* SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference, The Woodlands, Texas, USA, Society of Petroleum Engineers, p. 80, doi: 10.2118/152596-MS.
- Kristmannsdóttir, H., Tómasson, J., 1978, Zeolite zones in geothermal areas in Iceland, *in* *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*, p. 277–284.
- Kulander, B.R., Dean, S.L., 1995, Observations on fractography with laboratory experiments for geologists (M. S. Ameen, Ed.): Geological Society, London, Special Publications, v. 92, p. 59–82, doi: 10.1144/GSL.SP.1995.092.01.05.
- Lacazette, A., Engelder, T., 1992, Fluid-driven Cyclic Propagation of a Joint in the Ithaca Siltstone, Appalachian Basin, New York: *International Geophysics*, v. 51, p. 297–323, doi: 10.1016/S0074-6142(08)62827-2.
- Lacerda Filho, J.V. de, Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C. de, Albuquerque, M.C. de, 2004, Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso - Programa integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, subprograma mapas geológicos estadual- Esc. 1:1.000.000: , p. 200 + mapas geológicos.
- Lawn, B., 1993, *Fracture of Brittle Solids*: Cambridge, Cambridge University Press, 378 p., doi: 10.1017/CBO9780511623127.
- Liou, J.G., de Capitani, C., Frey, M., 1991, Zeolite equilibria in the system CaAl₂Si₂O₈ - NaAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 34, p. 293–301, doi: 10.1080/00288306.1991.9514467.

- Loutfi, I.S.I.S., Pereira, E., Rodrigues, R., Cardozo, C.L.C.L., 2010, Controle tectonoestratigráfico dos processos de geração, migração e traçamento do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, na região carbonífera de Santa Catarina: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 18, p. 271–290.
- Machado, R., Roldan, L.F., Jacques, P.D., Fassbinder, E., Nummer, A.R., 2012, Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages - Santa Catarina: Revista Brasileira de Geociências, v. 42, p. 799–811, doi: 10.5327/Z0375-75362012000400011.
- Maciel, P., 1959, Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso: Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 8, p. 31–39.
- Maerten, L., 2000, Variation in slip on intersecting normal faults: Implications for paleostress inversion: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, doi: 10.1029/2000jb900264.
- Maia, S., Soares, P., 1971, Mapa geológico semidetalhe do centro-leste de São Paulo, escala 1:100.000, Folhas SF-23-M-I e SF-23-M-III. Petrobras, DESUL, SEGES, Relatório 407.:
- Marques, A., Zanotto, O.A., França, A.B., Astolfi, M.A.M., Paula, O.B., 1993, Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná: Relatório Interno PETROBRAS, Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná,.
- Mateus, A., Riccomini, C., Ferreira, E.J.E.C.B., Tassinari, C.C.G., 2014, Permian-Triassic maturation and multistage migration of hydrocarbons in the Assistência Formation (Irati Subgroup), Paraná Basin, Brazil: implications for the exploration model: Brazilian Journal of Geology, v. 44, p. 355–360, doi: 10.5327/Z2317-4889201400030002.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., 2012, G'day Gondwana - the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil: Gondwana Research, v. 21, p. 316–322, doi: 10.1016/j.gr.2011.04.011.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., Payne, J., 2015, Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil: Geological Society of America Bulletin, v. 127, p. 76–86, doi: 10.1130/B30842.1.
- Mehegan, J.M., Robinson, P.T., Delaney, J.R., 1982, Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reydarfjordur drill core, eastern Iceland: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 87, p. 6511–6524, doi: 10.1029/JB087IB08P06511@10.1002/(ISSN)2169-9356.ICDRILL1.
- Milani, E.J., 2004, Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná, *in* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C., Brito-Neves, B.B. eds., Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Beca, p. 265–291.

- Milani, E.J., 1997, Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M., Araújo, L.M. de, Cupertino, J.A., 1998, Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil: *Boletim IG-USP*, v. 29, p. 125–173.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L., 1994, Bacia do Paraná: *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 8, p. 473–484.
- Milani, E.J., Henrique, J., Melo, G. De, Souza, P.A. De, Fernandes, L.A., França, A.B., 2007, Bacia do Paraná: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 265–287.
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998, OROGENIAS PALEOZÓICAS NO DOMÍNIO SUL-OCIDENTAL DO GONDWANA E OS CICLOS DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA DO PARANÁ: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 473–484, doi: 10.25249/0375-7536.1998473484.
- De Min, A., Hendriks, B., Slejko, F., Comin-Chiaramonti, P., Girardi, V., Ruberti, E., Gomes, C.B., Neder, R.D., Pinho, F.C., 2013, Age of ultramafic high-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 41, p. 57–64.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996, Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone: *Tectonophysics*, v. 267, p. 209–228, doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00098-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00098-4).
- Moraes, A., 2016, *Mecânica do contínuo para a geologia estrutural* (A. Moraes, Ed.): São Paulo, PerSe, 798 p.
- Morales, N., Hasui, Y., Souza, I.A. de, Soares, A.V.J., Machado, F.B., Salamuni, E., 2012, Padrão de fraturamento nas Serras Gaúchas: Indícios de deformação pós-mesozoica a recente em corredores de fraturas., *in* 46 Congresso Brasileiro de Geologia e 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, Anais..., Santos/SP, Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo de São Paulo e Sociedade Geológica de Portugal.
- Murata, K.J., Formoso, M.L.L.L., Roisenberg, A., 1987, Distribution of Zeolites in Lavas of Southeastern Parana Basin, State of Rio Grande Do Sul: *The Journal of Geology*, v. 95, p. 455–467, doi: 10.1086/629143.
- Nashar, B., Davies, M., 1960, Secondary minerals of the Tertiary basalts, Barrington, New South Wales: *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, v. 32, p. 480–491, doi: 10.1180/minmag.1960.032.249.07.
- National Research Council, 2013, *Induced Seismicity Potential in Energy Technologies*: Washington, DC, The National Academies Press, v. 1, 282 p., doi: 10.17226/13355.

- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, v. 270, p. 197–206, doi: 10.1016/S0040-1951(96)00216-8.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., 2006, O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Craton Amazônico, Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 576–587.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Kerkis, A., Fairchild, T.R., Hidalgo, R.L., 2001, Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai Basin, Mato Grosso, Brazil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73, p. 464.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R., 2003, Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth: *Geology*, v. 31, p. 613–616, doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0613:SDATBO>2.0.CO;2.
- Nomura, S.F., Sawakuchi, A.O., Bello, R.M.S., Méndez-Duque, J., Fuzikawa, K., Giannini, P.C.F., Dantas, M.S.S., 2014, Paleotemperatures and paleofluids recorded in fluid inclusions from calcite veins from the northern flank of the Ponta Grossa dyke swarm: Implications for hydrocarbon generation and migration in the Paraná Basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 52, p. 107–124, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.01.010.
- Nummer, A.R., Machado, R., Jacques, P.D., 2014, Tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil: *Pesquisas em Geociências*, v. 41, p. 121–130, doi: 10.22456/1807-9806.78078.
- Oliveira, A.F., 2012, Paleotemperaturas e paleofluidos da Formação Irati na borda leste da Bacia do Paraná: implicações para a geração e migração de hidrocarbonetos: *Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, 115 p.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.M.S., Rogers, N.W., Turner, S.P., 1999, Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal'-Type Mantle in the South Atlantic Region:
- Perinotto, A. de J., Etchebehere, L.D.C., Simões, M.S.A., Antenor, L.Z., 2008, Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da Bacia do Paraná, SP: Análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas: *Geociências*, v. 27, p. 469–491.
- Petit, J.P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/0191-8141(87)90145-3.
- Piccirilo, E.M., Melfi, A.J., 1988, The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico,.
- Pinho, F.E.C., 1990, Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada “Garimpo dos Araés” Nova Xavantina, estado

- de Mato Grosso: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 114 p.
- Pluijm, van der B.A., Marshack, S., 2004, Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics (B. A. van der Pluijm & S. Marshak, Eds.): London, W.W. Norton & Company, 656 p., doi: 10.1038/471573a.
- Pollard, D.D., Bergbauer, S., Mynatt, I., 2004, Using differential geometry to characterize and analyse the morphology of joints: Geological Society Special Publication, v. 231, p. 153–182, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.231.01.10.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., Rubin, A.M., 1993, Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions? *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 1045–1054, doi: 10.1016/0191-8141(93)90176-B.
- Ramsay, J.G., Lisle, R.J., 2000, Applications of continuum mechanics in structural geology, *in* Techniques of modern structural geology, Academic Press, v. 3, p. 560.
- Ramsey, J.M., Chester, F.M., 2004, Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture: *Nature*, v. 428, p. 63–66, doi: 10.1038/nature02333.
- Reginato, P.A.R., Strieder, A.J., 2006, Caracterização estrutural dos aquíferos fraturados da Formação Serra Geral na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 12–22, doi: 10.25249/0375-7536.20063611322.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Fe´raud, G., Piccirillo, E.M., 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 199–211, doi: 10.1016/0012-821X(96)00155-0.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992, The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary: *Science*, v. 258, p. 975–979, doi: 10.1126/science.258.5084.975.
- Ribeiro Filho, W., Figueiredo, A.J. de A., 1974, Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso, *in* 27º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Porto Alegre, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 28, p. 17–35.
- Riccomini, C., 1992, Estilos estruturais da região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP: *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, v. 0, p. 93, doi: 10.11606/issn.2317-8078.v0i12p93-94.
- Riccomini, C., 1989, O Rift Continental do Sudeste do Brasil: Tese de Doutorado, Geociências, Universidade de São Paulo, 319 p., doi: 10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.
- Riccomini, C., 1995, Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós gondwânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas: Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100 p.

- Riccomini, C., Almeida, R.P. de, Turra, B.B., Chamani, M.A.C., Fairchild, T.R., Hachiro, J., 2005, Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no permotriássico da Bacia do Paraná: 10º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e 4º International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Curitiba, PR. Boletim,.
- Riccomini, C., Assumpção, M., 1999, Quaternary tectonics in Brazil: Episodes, v. 22, p. 221–225.
- Riccomini, C., Sant’Anna, L.G., Fambrini, G.L., 2016, The Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered volcanoclastic–epiclastic accumulation at the top of the Paraná Basin, southern Brazil: *Cretaceous Research*, v. 59, p. 111–128, doi: 10.1016/j.cretres.2015.10.020.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B., 2005, Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central- southeastern Brazilian Platform, *in* Comin-Chiaramonti, P. Gomes, C. de B. eds., *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*, São Paulo, EDUSP/FAPESP, p. 31–57.
- Rice, R.W., 1984, Ceramic fracture features, observations, mechanisms, and uses, *in* Mecholsky, J.J. Powell, S.R.J. eds., *Fractography of ceramic and metal failures*, Philadelphia, ASTM, p. 1–51.
- Riffel, S.H., Souza, I.A., Soares Júnior, A.V., Silva, P.R.C. d., Morales, N., Dall’Antônia, M., 2019, Falhas, fraturas e hidrocarbonetos na Formação Irati, região de Saltinho - SP, *in* 16º Simpósio de Geologia do Sudeste. Anais, Campinas, p. 105.
- Roberts, J.C., 1961, Feather-fracture, and the mechanics of rock-jointing: *American Journal of Science*, v. 259, p. 481–492, doi: 10.2475/ajs.259.7.481.
- Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Løseth, H., 2009, Physical modelling of sand injectites: *Tectonophysics*, v. 474, p. 610–632, doi: 10.1016/J.TECTO.2009.04.032.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundí, O.R., Cobbold, P.R., Gapais, D., 1997, Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 389–402, doi: 10.1016/S0895-9811(97)00028-X.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A., Artur, P.C., 2000, Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do Alto Estrutural de Quatingá: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 639–648, doi: 10.25249/0375-7536.2000304639648.
- Rostirolla, S.P., Mancini, F., Rigoti, A., Kraft, R.P., 2003, Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 287–300, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00065-8.
- Rudnitzki, I.D., Romero, G.R., Hidalgo, R., Nogueira, A.C.R., 2016, High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the neoproterozoic carbonate platform in southern Amazon Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.006.

- Ruiz, A.S., Santos, A.A., 1999, O Domínio Interno da Faixa Paraguai na região de Nova Xavantina-MT. Dados preliminares [abs.], *in* 7º Simpósio do centro-Oeste e 10º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Boletim de Resumos, Brasília, p. 10.
- Salvador, E.D., Riccomini, C., 1995, Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil): *Revista Brasileira de Geociências*, p. 151–164, doi: 10.25249/0375-7536.1995151164.
- Sansjofre, P., Trindade, R.I.F., Ader, M., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Tribovillard, N., 2014, Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record: *Precambrian Research*, v. 241, p. 185–202, doi: 10.1016/j.precamres.2013.11.004.
- Sant'Anna, L.G., Clauer, N., Cordani, U.G., Riccomini, C., Velázquez, V.F., Liewig, N., 2006, Origin and migration timing of hydrothermal fluids in sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America: *Chemical Geology*, v. 230, p. 1–21, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.11.009.
- Santos, R.P., Bonhomme, M.G., 1993, Datação k/ar de argilas associadas às mineralizações e aos processos diagenéticos, em relação com a história da abertura do oceano Atlântico Sul: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, p. 61–67.
- Santos, H.P., Mángano, M.G., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Rudnitzki, I.D., 2017, Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history: *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2017.03.008.
- Santos, J.M. dos, Salamuni, E., Silva, C.L. da, Sanches, E., Gimenez, V.B., Nascimento, E.R. do, 2019, Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina: *Geomorphology*, v. 328, p. 138–156, doi: 10.1016/j.geomorph.2018.12.016.
- Santos, H.P., Silva Júnior, J.B.C. da, Nogueira, A.C.R., Abrantes Júnior, F.R., 2014, Depósitos flúvio-costeiros da formação raizama, Ediacarano-Cambriano da faixa Paraguai norte, região de nobres, Mato Grosso, Brasil: *Geologia USP. Série Científica*, v. 14, p. 19–38, doi: 10.5327/Z1519-874X201400040002.
- Savalli, L., Engelder, T., 2005, Mechanisms controlling rupture shape during subcritical growth of joints in layered rocks: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 117, p. 436–449, doi: 10.1130/B25368.1.
- Schenato, F., Formoso, M.L., Dudoignon, P., Meunier, A., Proust, D., Mas, A., 2003, Alteration processes of a thick basaltic lava flow of the Paraná Basin (Brazil): petrographic and mineralogical studies: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 423–444, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00098-1.
- Schneider, R., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A. de, Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974, Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, *in* 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Porto Alegre, v. 28, p. 41–65.

- Schultz, R.A., Fossen, H., 2008, Terminology for structural discontinuities: AAPG Bulletin, v. 92, p. 853–867, doi: 10.1306/02200807065.
- Secor, D.T., 1969, MECHANICS OF NATURAL EXTENSION FRACTURING AT DEPTH IN THE EARTH'S CRUST: Canada. Geol Survey-Paper 68-52, p. 3–48.
- Secor, D.T., 1965, Role of fluid pressure in jointing: American Journal of Science, v. 263, p. 633–646, doi: 10.2475/ajs.263.8.633.
- Sheibani, F., Olson, J.E., 2013, Impact of Fracture Height on Mixed Mode Fracture Propagation: Insights from 3D Displacement Discontinuity Modeling: 47th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium,.
- Sibson, R.H., 2004, Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 1127–1136, doi: 10.1016/j.jsg.2003.11.003.
- Silva, M.F., 2018, Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai-Mato Grosso , Brasil Central: Universidade de Brasília, 198 p.
- Silva Júnior, J.B.C. da, Nogueira, A.C.R., Petri, S., Riccomini, C., Trindade, R.I.F., Sial, A.N., Hidalgo, R.L., 2007, Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso: Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 595–606, doi: 10.25249/0375-7536.2007373595606.
- Simón, J.L.L., Arlegui, L.E., Pocoví, A., 2006, Fringe cracks and plumose structures in layered rocks: stepping senses and their implications for palaeostress interpretation: Journal of Structural Geology, v. 28, p. 1103–1113, doi: 10.1016/J.JSG.2006.03.015.
- Soares, P.C., 1974, Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese, *in* 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Porto Alegre, v. 28, p. 107–121.
- Soares, P.C., 1991, Tectônica Sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles: Tese de concurso para professor titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 141 p.
- Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Domingos, F., Riccomini, C., 2013, Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 48, p. 58–72, doi: 10.1016/j.jsames.2013.08.001.
- Sousa, M.O.L., 1997, Caracterização estrutural do Domo de Pitanga-SP: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 116 p.
- Sousa, M.O.L., 2002, Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia-centro do Estado de São Paulo: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 206 p.

- Sousa Júnior, G.R., Nogueira, A.C.R., Santos Neto, E. V., Moura, C.A.V., Araújo, B.Q., Reis, F. de A.M., 2016, Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian Craton, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 72, p. 7–24, doi: 10.1016/j.jsames.2016.07.012.
- Souza Filho, E.E., 1983, Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga, *in* 4º Simpósio de Geologia. Anais, São Paulo, p. 191–196.
- Souza, J.O., Santos, D.R.V., Borges, F.R., Gollmann, K., 2012, Projeto Planalto da Serra, Folhas Paranatinga, Cacimba, Brasilândia e Caiana. Escala 1:100.000:
- Strahler, A.N., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 63, p. 1117–1142, doi: 10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2.
- Strieder, A.J., Heemann, R., Reginato, P.A.R., Acauan, R.B., de Amorim, V.A., Remde, M.Z., 2015, Jurassic–cretaceous deformational phases in the Paraná intracratonic basin, southern Brazil: *Solid Earth Discussions*, v. 7, p. 1263–1314, doi: 10.5194/sed-7-1263-2015.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.F.J.F., de Freitas, R.C., Vieira, C., Filho, P., José, F., Ferreira, F.F.J.F., Corrêa De Freitas, R., 2007, Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 24, p. 203–227, doi: 10.1016/j.jsames.2007.05.003.
- Tchalenko, J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes: *Bulletin of the Geological Society of America*, doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2.
- Teixeira, C.A., Sawakuchi, A.O., Bello, R.M.S., 2016, Estudo de inclusões fluidas do sistema petrolífero Irati-Pirambóia/Rio Bonito, da Bacia do Paraná, *in* 43º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia.
- Teixeira, C.A.S., Sawakuchi, A.O., Bello, R.M.S., Nomura, S.F., Bertassoli, D.J., Chamani, M.A.C., 2018, Fluid inclusions in calcite filled opening fractures of the Serra Alta Formation reveal paleotemperatures and composition of diagenetic fluids percolating Permian shales of the Paraná Basin: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 84, p. 242–254, doi: 10.1016/j.jsames.2018.04.004.
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C., 2010, Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton: *Geology*, v. 38, p. 267–270, doi: 10.1130/G30510.1.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B., 2006, Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, p. 361–377, doi: 10.1016/j.epsl.2005.12.039.

- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S., Walde, D., 1998, Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 587–597, doi: 10.1016/S0895-9811(98)00036-4.
- Turra, B.B., 2009, Diques Clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana Ocidental: Dissertação do Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100 p.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998, Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi: 10.1029/98jb00612.
- Utada, M., 2001, Zeolites in hydrothermally altered rocks, *in* Bish, D.L. Ming, D.W. eds., *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications*, Washington, Mineralogical society of america, p. 305–322.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Simões, M.G., Assine, M.L., Alessandretti, L., Luvizotto, G.L., Riccomini, C., Strikis, N.M., 2017, A Permian methane seep system as a paleoenvironmental analogue for the pre-metazoan carbonate platforms: *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, p. 722–733, doi: 10.1590/2317-4889201720170125.
- Weinberger, R., Bahat, D., 2008, Relative fracture velocities based on fundamental characteristics of joint-surface morphology: *Terra Nova*, v. 20, p. 68–73, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00788.x.
- White, I.C., 1908, Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil.:
- Wiederhorn, S.M., Bolz, L.H., 1970, Stress Corrosion and Static Fatigue of Glass: *Journal of the American Ceramic Society*, v. 53, p. 543–548, doi: 10.1111/j.1151-2916.1970.tb15962.x.
- Wilson, M.P., Worrall, F., Davies, R.J., Almond, S., 2018, Fracking: How far from faults? *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources*, doi: 10.1007/s40948-018-0081-y.
- Woodworth, J.B., 1896, On the fracture system of joints, with remarks on certain great fractures: *Boston Society of Natural History Proceedings*,.
- Wu, K., Olson, J.E., 2014, Mechanics Analysis of Interaction Between Hydraulic and Natural Fractures in Shale Reservoirs, *in* *Unconventional Resources Technology Conference (URTeC)*, Denver, Colorado, p. 18, doi: 10.15530/urtec-2014-1922946.
- Yamamoto, J.K., Fairchild, T.R., Boggiani, P.C., Montanheiro, T.J., de Araújo, C.C., Kiyohara, P.K., de Matos, S.L.F., Soares, P.C., 2005, A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil: *Nature*, v. 438, p. 205–207, doi: 10.1038/nature04252.
- Younes, A.I.A.I., Engelder, T., 1999, Fringe cracks: Key structures for the interpretation of the progressive Alleghanian deformation of the Appalachian plateau: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 111, p. 219–239, doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<0219:FCKSFT>2.3.CO;2.

- Zalán, P.V., 1986, A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão: Revista Brasileira de Geociências, v. 16, p. 245–257, doi: 10.25249/0375-7536.1986245257.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Concelcao, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990, The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins, *in* Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. eds., Interior Cratonic Basin, Tulsa, AAPG Special Volumes, v. 51, p. 681–708.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1991, Tectônica da Bacia do Paraná, *in* 3º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Atas, Curitiba, p. 441–447.
- Zhang, J.J., 2019, Applied Petroleum Geomechanics (J. J. Zhang, Ed.): Gulf Professional Publishing, 534 p., doi: 10.1016/c2017-0-01969-9.