UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUIS FERNANDO MOREIRA

NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DE TIJUCAS DO SUL

CURITIBA

2018

LUIS FERNANDO MOREIRA

NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DE TIJUCAS DO SUL

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de doutor, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

M838n Moreira, Luis Fernando
Neotectônica e sedimentação da bacia sedimentar de Tijucas do Sul / Luis Fernando Moreira. – Curitiba, 2018.
107 f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Eduardo Salamuni.

1. Tectônica ativa. 2. Neotectônica. 3. Bacia de Curitiba. 4. Rifte continental do sudeste do Brasil. 5. Transcorrência. I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Título.

CDD: 551.098162

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **LUIS FERNANDO MOREIRA** intitulada: **NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DE TIJUCAS DO SUL (BST)**
, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO
no rito de defesa.
A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 21 de Março de 2018.

EDUARDO SALAMUNI
Presidente da Banca Examinadora

ADILSON VIANA SOARES JÚNIOR
Avaliador Externo

NORBERTO MORALES
Avaliador Externo

CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES
Avaliador Externo

RODOLFO JOSÉ ANGULO
Avaliador Interno

À Ruth, Vitor, Felipe e Francisco

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pela vida com saúde e paz em abundância. A Ruth que teve paciência nesses quatro anos, nas horas de estudos, nas noites intermináveis e nos finais de semana retirados. Aos meninos que sem entender suportaram minha ausência. Aos familiares que acompanharam a luta diária, dando força e estimulo até a conclusão. Aos amigos e conservos que deram o suporte necessário, atenuando as ausências. Ao professor Fernando Vesely pelas idas a campo e horas de discussão. Ao professor Fernando Mancini pela importantíssima ajuda, relendo varias versões da estratigrafia e pelas incontáveis horas de discussão e ensinamentos, mesmo que não tenha percebido a importância de cada conversa. Ao professor Robson que foi imprescindível na reta final, abrindo o entendimento da paleontologia e mostrando a importância dos dados coletados, que estavam sendo deixados de lado. Aos colegas Jessica e Fabrício no empenho na finalização do artigo de geofísica e pelo estímulo em finalizá-lo quando havia desistido. Aos colegas de laboratório e da pós pelas discussões de geologia, muitas vezes sem saber ajudaram em problemas geológicos difíceis. Ao professor Leonardo (Geografia) pelo empréstimo de equipamento e pelo tempo disponibilizado para discussões. Ao professor Lagoeiro pelas discussões e ajuda na compreensão da estrutural, dando outra visão dos dados. Ao professor Guedes pelos ensinamentos, evitando alguns tropeços. Ao professor Fiori com o dom de explicar de uma forma simples coisas complexas. Aos professores Leonardo Cury, Cristina, Angulo, Elvo, Harara e Eleonora que em conversas me ensinaram muito. Ao Leandro (Técnico em informática do departamento) pela paciência em consertar as máquinas, sempre dando um jeitinho de ver o que precisávamos. A todos os técnicos que mantém a administração funcionando, especial agradecimento ao Kazuo, a Paula e a Rosalda. Ao pessoal da limpeza que mantinha nossa sala habitável, principalmente a Dona Benedita que nos atendia sempre que precisávamos. Especial agradecimento ao Eduardo Salamuni, por ter me aceitado como seu orientado, pela paciência em esperar os textos e realizar longas discussões de melhorias, estimulando o aperfeiçoamento, encorajando a busca por mais conhecimento e pela amizade. Agradecimento especial a Paraná Mineração, pela disponibilização dos dados de sondagem e por abrir as portas para a pesquisa, permitindo que seus técnicos nos acompanhassem.

"... tudo posso naquele que me fortalece."
Filipenses 4:13

RESUMO

A Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul está localizada na região sul de Curitiba, no município de Tijucas do Sul, distando da capital paranaense em aproximadamente 40 km. Em imagem aérea a bacia se destaca pela forma semicircular,circundado por regiões elevadas com desnível que pode chegar a 900 m e desenvolvendo morfologia do tipo *cuesta*, com *front* voltado para SW e reverso para NE. As *cuestas* correspondem a falhas normais, formadas em um regime transcorrente dextral, causado por tensões NW-SE. O evento tectônico é subdividido em três pulsos, caracterizados por padrões tectono estratigráficos específicos. No primeiro pulso foram geradas fraturas extensionais NW-SE paralelas, em um padrão escalonado, limitando blocos estruturais. No limite dos blocos são depositados leques aluvionares. No segundo pulso se instala o sistema transcorrente e os blocos estruturais são rotacionados e abatidos, desenvolvendo uma calha central com direção subparalela à direção do tensor máximo de tensão. O resultado é um processo de avulsão dos canais na direção norte e nordeste, destruindo parte dos leques aluvionares. Nesse pulso se desenvolve um sistema fluvial meandrante, no qual gradativamente o espaço de acomodação é superado fazendo com que o sistema avance para as áreas adjacentes. Com a diminuição do espaço de acomodação há uma conseqüente redução do gradiente hidráulico e da capacidade de transporte dos rios, favorecendo o transporte e a deposição de sedimentos finos. O terceiro pulso é caracterizado pela tectônica transtensiva, denunciado pela rotação dos blocos. Na borda nordeste e sudoeste dos blocos são geradas áreas de deposição e nas bordas opostas, noroeste e sudoeste, são geradas áreas de *stress*, caracterizadas por soerguimentos. No último pulso os canais passam a retrabalhar os depósitos anteriores, removendo o sedimento fino e remobilizando as areias quartzosas em um sistema fluvial meandrante. O sistema deposicional do último pulso se destaca pelas espessas camadas de turfeiras, sugerindo que as planícies de inundações eram formada por áreas alagadas, cobertas por vegetação de pequeno porte, e tiveram tempo para se desenvolver. As áreas alagadas com a cobertura vegetal serviram como catalisadoras do processo pedogenético que culminou com a especialização de espessas camadas de argilas cauliníticas, com expressiva concentração de óxidos de alumínio (Gibsita). As áreas alagadas foram gradativamente drenadas a partir da reorganização da drenagem regional por processos de captura, gerados pela denudação natural do terreno pós-pulso tectônico. O resultado da denudação é observado pela migração dos canais, denunciado pela superfície de erosão bem marcada e o abandono de ilhas de turfeiras. A migração dos canais é concomitante ao desenvolvimento dos canais aluvionares atuais, portanto, favorecendo a interpretação de que o desenvolvimento da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul está intimamente ligada com a evolução do relevo atual. A partir dessa perspectiva pode-se deduzir que a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul possui idade provável no final do Pleistoceno.

Palavra-chave: Tectônica ativa, Neotectônica, Bacia de Curitiba, *Rifte Continental do Sudeste do Brasil*, Transcorrência, Transtensão.

ABSTRACT

Tijucas do Sul Sedimetary Basin is located in the southern region of Curitiba, in the municipality of Tijucas do Sul, away from the capital of Paraná in approximately 40 km. In aerial image the basin stands out for the semicircular shape, surrounded by elevated regions with a difference in height that can reach 900 m and developing morphology of the *cuesta* type, with *front* for SW and reverse for NE. The slopes correspond to normal faults, formed in a dextral transcurrent regime, caused by NW-SE stress. The tectonic event is subdivided into three pulses, characterized by specific stratigraphic tectonic patterns. In the first pulse parallel NW-SE extension fractures were generated, in a stepped pattern, limiting structural blocks. At the limit of the blocks, alluvial fans are deposited. In the second pulse, the transcurrent system is installed and the structural blocks are rotated and lowered, developing a central core with a direction that is sub parallel to the direction of the maximum tension tensor (Sh_{max}). The result is a process of avulsion of the channels in the north and northeast direction, destroying part of the alluvial fans. In this pulse a meandering fluvial system is developed, that gradually the space of accommodation is surpassed causing the system to advance to the adjacent areas. With the decrease of the accommodation space there is a decrease of the hydraulic gradient and the transport capacity of the rivers, favoring the transportation and deposition of fine sediments. The third pulse is characterized by transtensive tectonics, denunced by the rotation of the blocks. At the northeast and southwest edges of the blocks are generated deposition areas and on the opposite edges, northwest and southeast, stress areas are generated, characterized by uplifts. At the last pulse the channels begin to rework the previous deposits, removing the fine sediment and remobilizing the quartz sands in a meandering fluvial system. The depositional system of the last pulse is highlighted by the thick layers of peat bogs, suggesting that the flood plains were formed by flooded areas, covered by small vegetation, and had time to develop. The areas flooded with vegetation cover served as catalysts for the pedogenetic process, culminating in the specialization of layers of kaolinite clays, with an expressive concentration of aluminum oxides (Gisbsite). The flooded areas were gradually drained from the reorganization of the regional drainage by capture processes, generated by the natural denudation of the post tectonic pulse terrain. The result of the denudation is observed by the migration of the canals, denounced by the well-marked erosion surface and the abandonment of peat islands. The migration of the channels is concomitant to the development of the current alluvial channels, thus favoring the interpretation that the development of the Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul is closely linked with the evolution of the current relief. From this perspective it can be deduced that the Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul is likely to be at the upper Pleistocene.

Keyword: Active tectonics, Neotectonics, Curitiba Sedimentary Basin, *Rifte Continental do Sudeste do Brasil*, Strike slip fault, Transtension

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul – Formação Tabatinga (em destaque)16
Figura 2 – Modelo de deformação Rúptil, compilado de Christie-Blick e Biddle (1985). A) falhas com indicação de movimento; B) Estruturas correlacionadas ao modelo de Riedel e o elipsoide de deformação. 21
Figura 3 – Experimento de Tchalenko (1970) em caixa de cisalhamento direto com caulim. A ordem de surgimento das fraturas é determinada pelo incremento de tensão e deformação das paredes da caixa e medidos em porcentagem de deslocamento relativo. 22
Figura 4 – Idealização de um sistema de falha transcorrente e seus principais elementos, adaptado de Christie-Blick e Biddle (1985) 22
Figura 5 – Estruturas associadas ao sistema transcorrente (adaptado de Woodcock e Fisher, 1986) 23
Figura 6 – Esquema evolutivo de rampas de alívio, *relay ramp*, (Peacock e Parfitt, 2002). 23
Figura 7 – Granitos da Província Serra da Graciosa (Kaul *et al*, 1982b; *apud* Kaul, 1997)..... 27
Figura 8 – Síntese da Geologia do primeiro planalto paranaense (Adaptado de Fiori et. al, 1984; Harara, 2001; Perrota, 2004 e Cury, 2009 32
Figura 9 – Localização da Bacia Sedimentar de Curitiba e Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul no esquema do sistema de cavalgamentos dos terrenos Proterozóicos proposto por Basei (2000)..... 33
Figura 10 – Divisão estratigráfica (A) e Domínios (B), segundo Basei *et al*. (1990), Siga Jr. (1995) e Basei (2000). Figura em cor verde=Formação Tabatinga. 36
Figura 11 – Compilação das estruturas interpretadas no Paraná: A) alinhamentos interpretados por Ferreira (1982) a partir da análise geofísica; B) alinhamentos interpretados por Zalán *et al*. (1987) para a Bacia do Paraná e adjacências, a partir de imagens aéreas e dados de poços; e C) fotolineamentos interpretados por Fiori *et al.*(1984)..... 37
Figura 12 – Mapa geológico da bacia de Tijucas do Sul e adjacências. Alinhamentos foto interpretados e compilados 39
Figura 13 – Bacia hidrográfica do alto rio da Várzea, a montante da cachoeira de Saltinho, divisão em sub-bacias de ordem 4. (explicação no texto). 41
Figura 14 – Rosetas dos azimutes dos canais, analisados nas suas respectivas ordens. 42
Figura 15 – Análise da direção dos canais de 1ª (A) e 2ª (B) ordens, em função das sub-bacias. 43
Figura 16 – Análise da direção dos canais de 3ª (A) e 4ª (B) ordens, em função das sub-bacias. 44
Figura 17 – Simetria de drenagem das sub-bacias alto rio da Várzea. 46
Figura 18 – Seção A-A', confeccionada a partir dos furos de sondagem, complementadas pelos afloramentos. Seção inferior é continuação da seção superior. A seção é locada na Figura 21. 48

Figura 19 – Seção B-B', confeccionada a partir dos furos de sondagem, complementadas pelos afloramentos. Seção inferior é continuação da seção superior. A seção é locada na Figura 21 49
Figura 20 – Contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul– Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul 50
Figura 21 – Bacia Sedimentar de Tijucas, colunas estratigráficas selecionadas, interpretação das associações de fácies 52
Figura 22 – Associação de fácies E, paraconglomerados matriz arcoseana. A) ocorrência Campo Alto; B) ocorrência Contenda (Mina Fazendinha). 53
Figura 23 – Fácies de canal da associação E. A) arenito arcoseano, mal selecionado, desenvolvendo estratificação cruzada acanalada, gradação inversa. B) arenito fino bem selecionado, maciço, desenvolve lentes dentro do conglomerado. 53
Figura 24 – Afloramento tipo associações de fácies E. Estrada Curitiba-Joinvile, BR-376 km 648. 54
Figura 25 – Fosseis da associação de fácies D. A) Impressão de folha de tamanho pequeno com veia pinada, ápice convexo e margem inteira; B) Folha com nervuras preservadas; C) Fragmento de caule; D) Fragmento de tecido Lenhoso mostrando os vasos em vista transversal. 55
Figura 26 – Fosseis associação C, bioturbações e restos de tecido lenho (caule ou raiz) dispostos perpendiculares depositados junto com o diamictito. 56
Figura 27 – Seção tipo da associação de fácies D, margem direita rio Colono, bairro Contenda, Tijucas do Sul. 57
Figura 28 – Fósseis de Campo Alto, encontrados na interface entre as associações de fácies B/E. Ponto 04, Figura 21. A) Fragmento de caule de *Araucaria angustifolia* (vista longitudinal); B) Provável região de colo de uma Dicotiledônea com parte do caule e de raízes; C) Detalhe de A, mostrando os anéis de crescimento na vista transversal; D) Parte do mesmo fragmento de caule de *Araucaria angustifolia*mostrado na figura A (fotos professor Dr. Robson Tadeu Bolzon, DEGEOL/UFPR, 2018)..... 58
Figura 29 – Palinologia. Ponto 21, Figura 21. Descrição das imagens da análise palinológica na figura (professor Dr. Mitsuru Arai, no Laboratório de palinologia UNESP, comunicação por e-mail, 2017) 59
Figura 30 – Contato entre associações C e D; A) área da mina Fazendinha, Paraná Mineração; B) terraplenagem Casa Limpa Transportes, bairro Campina, Tijucas do Sul. 60
Figura 31 – Canal da associação de fácies B escavando as argilas cauliníticas da associação C, detalhe para os sulcos na base preenchidos por clastos angulosos quartzo e nódulos de argila. 60
Figura 32 – Camada de caulim da Associação de fácies C, afloramento do poste, Mina Fazendinha. 61

Figura 33 – Afloramento 16, locado na Figura 21. Saprólito de Gnaisse sotoposto às associações C e B. 62
Figura 34 – Correlação lateral das colunas, visão de S para N. Locação na Figura 21 63
Figura 35 – Correlação em cerca das unidades geológicas da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Verde Associações A e B, Vermelho Associações C e D. 64
Figura 36 – Seção tipo da Formação Tabatinga 66
Figura 38 – Fotolineamentos obtidos a partir de imagem de satélite CBERS 4 68
Figura 37– Interpretação do histograma dosfotolineamentos a partir de observações de campo. Explicações no texto. 69
Figura 39 – Decomposição dos fotolineamentos em famílias de estruturas(legenda na Figura 12): A)Fotolineamentos E-W (R); B)Fotolineamentos NNW a NW (R'); C) Fotolineamentos NE (P); D) Fotolineamentos ENE (Y); E) Fotolineamentos NW (Junta T); F)Fotolineamentos N a NNE, interpretados como falhas inversas ou dobras *en échelon*, do modelo de deformação rúptil de Riedel. 71
Figura 40 – Sistema de cavalgamento ENE-WSW, Lineamento Piên-Cachoeira de Cima (Fiori et al., 1984). Afloramento 101 na Figura 58. 72
Figura 41 – Sistema de falhas de alto ângulo com rejeito oblíquo, lateral direita e inversa, orientação geral E-W, Formação Guaratubinha. Afloramento 106 na Figura 58. 73
Figura 42 – Estruturas rúpteis subparalelas e superimpostas à foliação milonítica (Sn paralelas às falhas Y). Afloramento 107, Figura 58. 74
Figura 43 – Zona de cisalhamento dúctil Proterozoica reativada por falhas rúpteis. Afloramento 125, Figura 58. 75
Figura 44 – Famílias de falhas do sistema Riedel na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Falhas preenchidas por pegmatitos de quartzo e feldspato. Granito Morro Redondo, ponto 133 da Figura 58. 76
Figura 45 – Relação espacial de falhas do modelo de deformação de Riedel. Região de Saltinho (ponto 119 da Figura 58). 77
Figura 46 – Sistemas falhas P e Y associados a falhas inversas, gerando blocos rotacionados e subida de blocos, "*contractional duplex*". Afloramento 119, Figura 58. 78
Figura 47 – Falha inversa NNE, detalhe da dobra falha. Ponto 100, Figura 58. 78
Figura 48 – Falha R' com rejeito normal seccionando planos de falhas reversas. Afloramento da cachoeira de Saltinho, rio da Várzea (ponto 119, Figura 58). 79
Figura 49 – Cruzamento das famílias de falhas antitéticas (R') e P. Blocos rotacionados e abatidos em R', caracterizando falha normal. Afloramento 100, Figura 58. 80

Figura 50 – Zona de falha Y. Evidências de dobras *en échelon*. Rotação interna de blocos. Evolução de falhas normais. Granito Palermo, a oeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, ponto 122 Figura 58. 81
Figura 51 – Sistema de falha R e R' desenvolvendo falhas normais, *relay ramps, grabens* e *horsts* em um sistema "*extensional duplex*". Afloramento 119, Figura 58..... 82
Figura 52 – Sistema Riedel, fraturas escalonadas, com a rotação de blocos e a formação de bacias *pull-apart*, caracterizando falha P, e falhas inversas e eixos de dobras. Afloramento 119, Figura 58. 83
Figura 53 – Falhas normais e *relay ramps* formadas na junção entre falhas Y e R'. Afloramento 119, Figura 58. 84
Figura 54 – Estruturas regionais traçadas sobre Modelo Digital de Elevação (MDE), confeccionado a partir de imagens SRTM com resolução aproximada de 30 m. 85
Figura 55 – Falhas normais NNW-NW na borda leste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Bairro Campina, Tijucas do Sul. Afloramento 112, Figura 58. 86
Figura 56 – Falha R deformando sedimentos da associação de fácies C, Mina Fazendinha. Afloramento 113, Figura 58..... 87
Figura 57 – Sistemas de falhas R, R' e P deformando o saprólito e o colúvio. PR-282, saída para Ambrósio, Tijucas do Sul. Afloramento 120, Figura 58. 88
Figura 58 – Locação dos pontos utilizados na análise estrutural. Análise de tensões: A) considerando todas as atitudes; B) considerando as atitudes do Embasamento, sem os dados da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul; e C) considerando as atitudes tomadas nos sedimentos e colúvios da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Todas as atitudes estão em Clar. 92
Figura 59 – Análise de tensões ponto a ponto, corrobora a Tabela 3. Setas em vermelho indicam pontos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Todas as atitudes estão em Clar 93
Figura 60 – Modelo de deformação rúptil com a rotação de blocos..... 97
Figura 61 – Modelo tectônico estratigráfico da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Legenda Figura 36..... 101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies descritas em campo e unidades litológicas do embasamento..... 51
Tabela 2 – Descrição das Associações de Fácies (AF)..... 51
Tabela 3 – Análise de tensões ponto a ponto (locação Figura 59) 91

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16
1.1 LOCALIZAÇÃO 16
1.2 JUSTIFICATIVA 16
1.3 OBJETIVO 17
1.4 SUBDIVISÃO DA TESE 17
2 MATERIAIS E MÉTODOS 16
2.1 MATERIAIS 16
2.1.1 Base Cartográfica 16
2.1.2 Base litogeológica 16
2.1.3 Imagens aéreas 16
2.1.4 Dados de sondagens 16
2.2 MÉTODOS 17
2.2.1 Análise morfométrica 17
2.2.1.1 Hierarquia de drenagem 17
2.2.1.2 Simetria de bacia hidrográfica 17
2.2.2 Análise estratigráfica 18
2.2.2.1 Análise das sondagens 18
2.2.3 Análise estrutural 19
2.2.4 LOE – Luminescência Opticamente Estimulada 20
3 CONTEXTO 20
3.1 REVISÃO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL 20
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO 24
3.2.1 Domínio Curitiba 24
3.2.2 Domínio Luíz Alves 25
3.2.3 Domínio Paranaguá 25
3.2.4 Suíte Intrusiva Serra do Mar 26
3.2.5 Bacia Guaratubinha 27
3.2.6 *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – RCSB 28
3.2.7 Bacia Sedimentar de Curitiba 29
3.2.8 Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul – Formação Tabatinga 30
3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL 33
4 RESULTADOS 40
4.1 MORFOESTRUTURAS 40
4.1.1 Hierarquia de drenagem 40

4.1.2 Simetria de bacia hidrográfica 45
4.2 ESTRATIGRAFIA 47
4.2.1 Distribuição dos sedimentos 47
4.2.2 Associações de fácies 53
4.3 ANÁLISE ESTRUTURAL 67
4.3.1 Análise fotogeológica 67
4.3.2 Análise geométrica das falhas 72
4.3.3 Análise cinemática e dinâmica 89
5 DISCUSSÃO 94
6 CONCLUSÕES 102
REFERENCIAS 103

1 INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia Sedimentar de Tijucas dos Sul (Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul) localiza-se 30 km ao sul de Curitiba, no município de Tijucas do Sul. Sua melhor exposição encontra-se nas redondezas da vila Tabatinga, às margens da PR-281, como mostra a Figura 1.

1.2 JUSTIFICATIVA

A Bacia de Curitiba foi inicialmente descrita por Bigarella e Salamuni (1962). Os autores sugeriram um ambiente do tipo "*playa-lacustre*", caracterizado pela deposição de "*...rios de lama de densidade elevada, incapazes de selecionar os sedimentos...*" e formando "*...um conjunto de leques aluviais coalescentes...*" (p.147). Do ponto de vista de Becker (1982), apoiado por Salamuni (1998), os leques aluvionares coalescentes foram formados em momentos de chuvas torrenciais, associados a rios perenes anastomosados, formados por areias arcoseanas e argilas, em clima semiárido. Lima (2010) discorre que a predominância de processos fluviais em canais e abundante quantidade de lama sugere que a condição climática seja adequada ao ambiente úmido, corroborando a proposta de Coimbra *et al.* (1996).

Em relação à Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, Aumond (1993) caracteriza os sedimentos de Tijucas do Sul como arenitos arcoseanos na base sobrepostos por argilas cauliníticas no topo. O autor questiona a contemporaneidade da deposição desses sedimentos com a Bacia Sedimentar de Curitiba, justificando, portanto, cunhar o nome Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul para se referir aos sedimentos da Formação Guabirotuba ao sul de Curitiba. Ele destaca que a sedimentação, a deposição e o posterior intemperismo desses sedimentos teriam ocorrido em condições de clima úmido, incompatível com o modelo semiárido proposto para a Bacia Sedimentar de Curitiba por Bigarella e Salamuni (1962), Becker (1982) e Salamuni (1998).

Santos (2000) caracterizou as argilas da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul como caulinítica, identificando que parte delas seriam primárias. As argilas pouco transportadas teriam sido depositadas por sistema de leques aluvionares coalescente e as argilas primárias teriam se formado a partir do intemperismo dos arcóseos. A autora corrobora com a interpretação de Aumond (1993), justificando que os processos de deposição e formação das argilas são compatíveis a ambiente úmido.

Segundo Salamuni *et al.* (2013), do ponto de vista geomórfico a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul possui características únicas e não aleatórias, sendo demarcada por relevo relativamente plano, com leve basculamento da drenagem para E, indicando escarpas com *front* voltado para W e reverso para E. Levando em consideração o padrão escarpado, semelhantes entre a

Bacia Sedimentar de Curitiba e a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, os autores sugerem que essa feição geomórfica seja correlacionada à transcorrência NE-SW do embasamento reativada no Pleistoceno (Salamuni, 1998), que seria responsável pela dissecação da Bacia Sedimentar de Curitiba e o desenvolvimento dos aluviões atuais.

Observa-se que há divergências em correlacionar a evolução da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul à Bacia Sedimentar de Curitiba. Aumond (1993), Santos (2000) e Salamuni *et al.* (2013) discorrem sobre eventos distintos, no transporte, na deposição e na deformação. É fato que a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul não possui estudo estratigráfico que interponha essas opiniões, portanto, possibilitando a pesquisa atual.

1.3 OBJETIVO

O objetivo principal é estudar a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul para detalhar sua evolução estratigráfica e estrutural de forma a compreender a inserção da bacia no contexto tectônico regional.

Os objetivos secundários serão: verificação da hipótese da conectividade entre a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul e a Bacia Sedimentar de Curitiba e a identificação do evento sin e pós deposicional da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

1.4 SUBDIVISÃO DA TESE

A tese está subdividida nos seguintes capítulos:

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO: São apresentados o problema, a hipótese e os objetivos.

Capítulo 2 – MATERIAIS E MÉTODOS: Materiais utilizados e as técnicas empregadas.

Capítulo 3 – CONTEXTO: Situa a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul na conjuntura geotectônica regional e realiza uma revisão sucinta da geologia estrutural rúptil.

Capítulo 4 – RESULTADOS: Apresenta os resultados obtidos, separando-os por assunto.

Capítulo 5 – DISCUSSÃO: Discute os resultados à luz dos objetivos propostos.

Capítulo 6 – CONCLUSÕES: Discorre sobre os objetivos alcançados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS: Traz todas as publicações de referência, citadas na pesquisa.

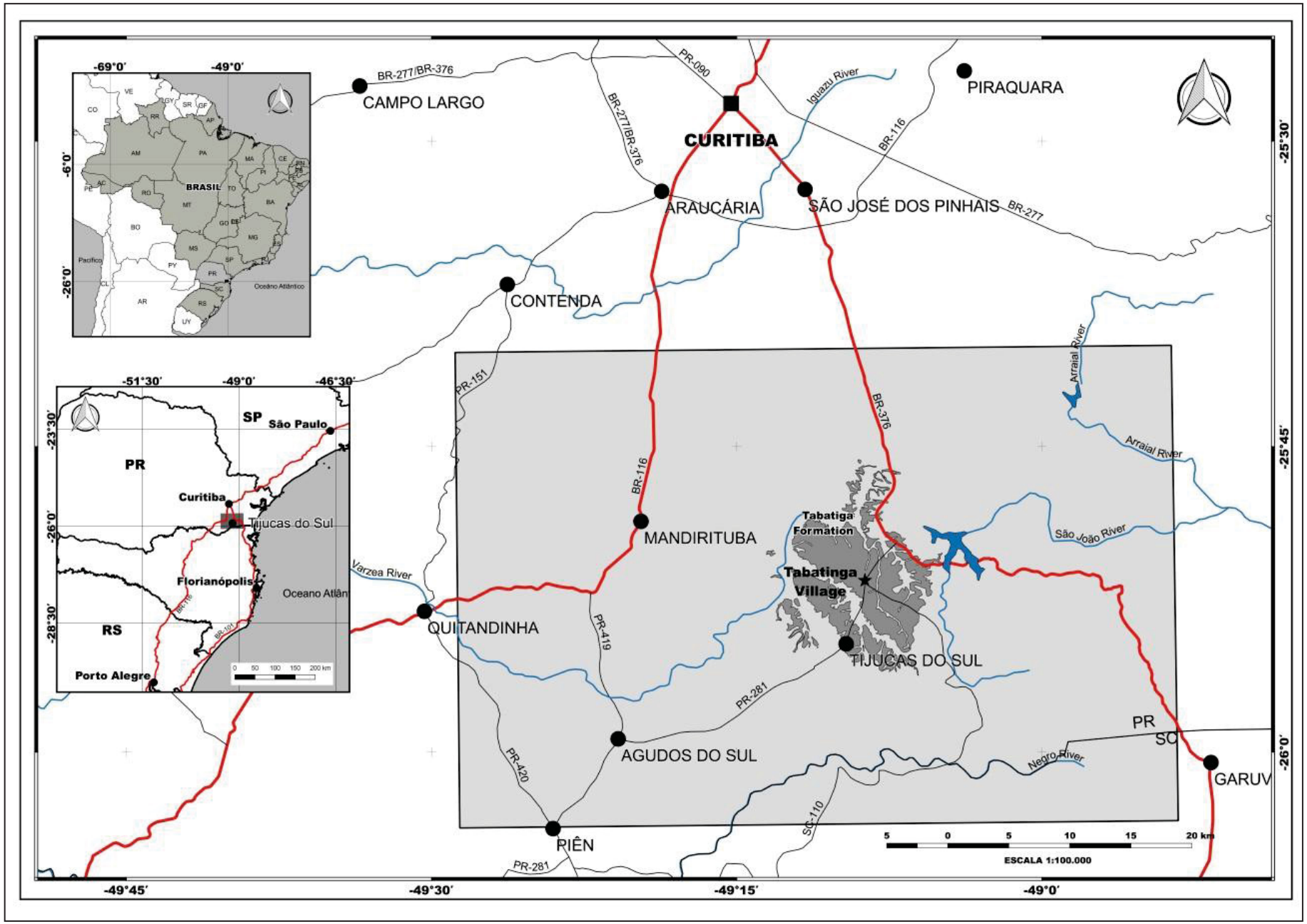


Figura 1 – Localização da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul – Formação Tabatinga (em destaque)

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 MATERIAIS

2.1.1 Base Cartográfica

A base cartográfica foi integrada a partir das cartas topográficas 1:25.000, da Divisão de Serviço Geográfico do Exército (2002): MI-2857-4 (NE, SE, SO e NO), MI-2858-3 (NO e SO), MI-2857-3 (SE), MI-2857-1 (SE), MI-2857-2 (SO e SE) e MI-2858-1 (SO). As bordas Oeste e Sul da área foram complementadas com as cartas na escala 1:50.000: MI-2857-3 (DSG, 1992, Folha Mandirituba); MI-2869-1 (SGB, 1969, Folha Campo Alegre) e MI-2869-2 (SBG, 1969, Folha São Miguel).

2.1.2 Base litogeológica

A base litogeológica local, referente aos sedimentos da Formação Guabirotuba, corresponde aos limites definidos por Trein *et al.* (1969a) na escala 1:70.000. A base litogeológica regional utilizadas foi adaptada de Perrota *et al.* (2004, Folha SG-22), na escala 1:1.000.000. As estruturas regionais foram obtidas de MINEROPAR (2005, SG.22-X-D Folha Curitiba), na escala 1:250.000, Fiori *et al.* (1984) na escala 1:250.000 e Siga Jr (1995) na escala 1:500.000 e as estruturas locais foram obtidas de Ribas (1993, anexo 1) na escala 1:50.000. Os limites dos corpos graníticos foram obtidos dos trabalhos de HARARA (2001, anexo 1) na escala 1:70.000 e Vilalva (2007, anexo 1) na escala 1:150.000. As idades e a evolução dos terrenos pré cambrianos ou arqueanos não são discutidas neste trabalho, pois se afastam do escopo proposto.

2.1.3 Imagens aéreas

Foram utilizadas as fotos aéreas ortorretificadas na escala 1:25.000 do Instituto de Terras e Cartografia do Paraná – ITCPR (1980, disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br/>); imagens *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM com resolução espacial de 1 segundo de arco, equivalente a aproximadamente 30 m (USGS, 2004) disponíveis em <http://earthexplorer.usgs.gov/>; e imagens de satélite CBERS 4 pancromática com resolução de 5 m, Banda 1 e 4, disponíveis em <http://www.inpe.br>.

2.1.4 Dados de sondagens

A Paraná Mineração S/C Ltda, disponibilizou dados de sondagens a trado e SPT, a uma profundidade média de 5 m, distribuídos em 12 áreas de pesquisa mineral. As sondagens foram disponibilizadas em plantas impressas (A0, A1 e A2), digitalizadas (*.pdf; *.tif; *.jpg), vetorizadas (*.cad) e na forma de planilhas Excel.

2.2 MÉTODOS

2.2.1 Análise morfométrica

A análise morfométrica foi realizada na bacia hidrográfica do rio da Várzea, englobando todos os canais a montante da cachoeira do Saltinho, na localidade de Lagoinha. Segundo critério de classificação de Horton (1945, p. 275) e Strahler (1952, p.923-938) a bacia do rio da Várzea é da ordem 6, divisível em 11 sub-bacias de ordem 4: Gama, Palha, Colono, Campina, rio Abaixo, Una, Agreste, Passo dos Pires (P. Pires), Marcelino, Fula e Varginha. As sub-bacias hidrográficas foram utilizadas nas análises de hierarquia de drenagem e simetria de bacia hidrográfica.

2.2.1.1 Hierarquia de drenagem

O objetivo da análise da hierarquia de drenagem é identificar padrões de direção de canais em função da ordem. Tratou-se estatisticamente os ângulos obtidos de todos os canais de ordem 1, 2, 3 e 4 para cada sub-bacia, e os resultados foram apresentados em histogramas e rosetas. Em uma análise conjunta das rosetas observa-se que cada ordem possui padrões de alinhamentos característicos.

Para realizar essa análise foi executada uma rotina de trabalho em todas as sub-bacias. A primeira etapa consistiu em identificar as ordens da bacia, a segunda etapa foi separar os segmentos de drenagem segundo sua ordem e a terceira etapa foi "quebrar" cada segmento de drenagem em segmentos menores – um segmento de drenagem corresponde a um trecho do canal limitado por dois vértices. O processo de quebra pode ser realizado em qualquer programa computacional que trabalhe com vetores, entretanto, utilizou-se a rotina disponível no *software* livre QGis.

Na etapa seguinte foi medido o azimute para cada segmento. Essas medidas foram tratadas estatisticamente e o resultado apresentado na forma de rosetas de frequência acumulada. A medida do azimute e a construção das rosetas foram automatizadas no Spring (*software* livre, desenvolvido pelo Inpe).

2.2.1.2 Simetria de bacia hidrográfica

O objetivo da simetria de drenagem é obter parâmetros quantitativos da deformação da drenagem. Os resultados são dados na forma vetores de deslocamento (tamanho e direção), apresentados em planta e diagramas de pontos. O método foi desenvolvido por Cox (1994) e consiste em medir a taxa de deslocamento do canal principal, do centro para as bordas da bacia. As taxas variam de 0 até 1: simétricas quando se aproxima de 0 e assimétricas quando se aproxima de 1. A simetria é medida manualmente em cartas topográficas, estando as cartas em formato raster ou vetor. O resultado quantifica o quanto a bacia hidrográfica está deslocada e em qual direção e associado a outras técnicas é possível identificar falhas que teriam induzido o movimento.

2.2.2 Análise estratigráfica

Os sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul foram descritos em 22 afloramentos distribuídos em cortes de estradas e nas jazidas de exploração de caulim. Em cada afloramento foi elaborada uma coluna estratigráfica. Em algumas, por serem extensas, optou-se por levantar mais de uma coluna para posteriormente correlacioná-las lateralmente e compor uma única coluna. Por exemplo, o afloramento da BR-376 (ponto 02 do Mapa geológico da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul) possui aproximadamente 2 km, portanto, foram levantadas quatro seções em cada lado da estrada e correlacionadas para compor uma coluna. As colunas de "construção" não são apresentadas.

A descrição dos sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul se baseou em características físicas dos sedimentos, textura, estrutura e no conteúdo fóssil. A relação entre essas características foram interpretados os processos deposicionais. Por exemplo, a fácies diamictito, descrito no ponto 11, é formada por conglomerado com matriz caulinítica em um processo de rompimento de canal (crevasse).

Foram identificadas 11 fácies. agrupadas em associações de fácies, que corresponde a interpretação do ambiente deposicional. Por exemplo, na Associação de fácies C foi interpretada como uma planície de inundação, formada pelas fácies diamictito e argila caulinítica.

As colunas estratigráficas dos afloramentos foram lançadas em mapa georreferenciado. A partir desse mapa foi possível criar um diagrama em cerca, correlacionando lateralmente às colunas estratigráficas. Criou-se também uma correlação lateral das colunas, representando todas elas em um plano imaginário passando ao norte da área, utilizando como nível de referência a base da Associação de fácies C. Optou-se por esse nível por entender que assa associação representa o máximo de inundação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Detalhes serão apresentados no desenvolvimento dos resultados.

2.2.2.1 Análise das sondagens

O objetivo das sondagens foi verificar a continuidade das camadas sedimentares em subsuperfície e identificar o topo do embasamento. As investigações foram realizadas pela Paraná Mineração, portanto possui o viés da pesquisa mineral, que se distingue do científico. Por exemplo, um dos critérios de parada das sondagens é quando se chega ao topo da camada de areia abaixo do caulim. Esse critério favoreceu para que muitas sondagens não cruzassem toda a coluna sedimentar, deixando a informação incompleta nesses pontos.

As plantas das locações das sondagens que não estavam em meio digital foram digitalizadas, georreferenciadas e vetorizadas. As plantas que já estavam digitalizadas foram georreferenciadas e vetorizadas. As elevações (z) foram obtidas das cotas das imagens SRTM. A partir dos dados das sondagens (x,y,z e descrições dos furos) criou-se um banco de dados para

posterior processamento do contorno estrutural da bacia. Para a execução do contorno tomou-se como topo as argilas vermelhas, amarelas, roxas e rosas.

2.2.3 Análise estrutural

O objetivo da análise estrutural foi identificar padrões estruturais que sirvam de base para a interpretação tectônica da área. Para identificar esses padrões utilizou-se diversas técnicas: fotointerpretação, análise morfométrica, análise estratigráfica, sondagens, compilação de dados estruturais e principalmente a descrição de afloramentos, de onde se obteve parâmetros quantitativos para a análise de deformação.

Os lineamentos foram traçados a partir de fotointerpretação, baseado nas técnicas propostas por Soares e Fiori (1976, p.71). Fixou-se a escala das imagens de satélite em 1:50.000 e das cartas ortorretificadas em 1:25.000, o que corresponde a comprimentos no terreno de 500 e 250 metros, respectivamente.. Os lineamentos foram traçados nas fotos aéreas e os alinhamentos nas imagens de satélite.

Realizou-se compilação de dados geológicos (sobretudo estrutural) nas diversas publicações disponíveis. Para remover a sobreposição de informações optou-se por utilizar as estruturas que possuem maior apelo na comunidade científica. Os lineamentos e alinhamentos foram mesclados aos dados geológicos compilados, gerando um mapa geológico base. Entende-se por estruturas as falhas, fraturas, juntas, foliações, eixo de dobra e lineações, sendo que manteve-se o foco nas estruturas rúpteis.

Com o objetivo de identificar padrões estruturais que pudessem condicionar a morfologia dos rios, sobrepôs-se os resultados das análises morfométricas ao mapa geológico base. O resultado dessa técnica foi a geração de um mapa com indicação de anomalias de drenagem.

O mapa de contorno estrutural foi comparado aos resultados das análises morfométricas, estratigráficas e ao mapa geológico base, principalmente às estruturas. O objetivo foi identificar estruturas que pudessem ter controlado a sedimentação ou a deformação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

Em campo foram visitados os locais das anomalias de drenagem, afloramentos nas estradas e jazidas minerais em atividade ou desativadas. O resultado foi um banco de dados com as atitudes das estruturas medidas (principalmente as rúpteis).

O banco de dados foi utilizado para alimentar o software WinTensor, a partir do qual foi possível realizar as análises dinâmica para a determinação dos campo de paleotensão. O programa foi utilizado como ferramenta de apoio já que boa parte do modelo tectônico foi desenvolvido pela pesquisa de campo. A principal aplicação do WinTensor está na determinação das tensões, pois ele faz iterações estatísticas automatizadas de fácil manipulação, utilizando a técnica dos diedros retos proposta por Angelier e Mechler (1977).

A interpretação dos resultados foi realizada cruzando-se todas as informações, tecendo cenários de possíveis tensões e deformações. Esse processo passou por diversas etapas de retroanálise, permitindo que modelo tectônico se tornasse mais robusto. O resultado da interpretação é apresentado no desenvolvimento do texto, na forma de figuras, diagramas, fotos, esquemas e, ao final, na forma de um mapa litogeológico que sintetiza todas as informações litológicas e estruturais.

2.2.4 LOE – Luminescência Opticamente Estimulada

Nos pontos 01 e 20 (Figura 21) foram coletadas amostras para datação por LOE – Luminescência Opticamente Estimulada. A datação foi realizada pela professora Sonia Hatsue Tatumi, no Laboratório de Datação de sedimentos através da técnica da luminescência de cristais, LOE, USP, campus Baixada Santista, e análise de conteúdo palinológico, realizado pelo professor Dr. Mitsuru Arai, no Laboratório de palinologia da UNESP. Para o LOE a amostra 01 foi coletada nos sedimentos arenosos da associação D, enquanto a amostra 20 nos sedimentos arenosos da associação B. Para a palinologia a amostra no ponto 01 foi coletada nos sedimentos argilosos da associação C, e no ponto 20 a amostra foi coletada na associação A.

3 CONTEXTO

3.1 REVISÃO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL

O modelo de deformação rúptil proposto por Riedel (1929, *apud* Tchalenko, 1970; Wilcox *et al.*, 1973) é comprovado experimentalmente por Tchalenko (1970), Tchalenko e Ambraseys (1970), Bartlett *et al.* (1981) e Wilcox *et al.* (1973), sumarizado nas Figura 2 e Figura 4 por Christie-Blick e Biddle (1985). A Figura 2A traz o par conjugado R e R', as falhas sintéticas (destrais) P, Y e falha T idealizando um sistema transcorrentes lateral direito ou dextral; na Figura 2B o sistema transcorrente é analisado do ponto de vista do elipsoide de deformação, demonstrando as relações com as falhas normais e os eixos de dobras *en échelon*.

Tchalenko (1970) simulou uma zona de cisalhamento de alto ângulo, com rejeito direcional transcorrente, mostrando uma ordem cronológica entre o surgimento das fraturas na medida em que ocorre a deformação (Figura 3). O primeiro conjunto de fraturas ocorre logo após o pico de tensão máxima (Figura 3 "a"), com inclinação próxima a 20º, correspondendo às falhas C-C' de Wilcox *et al.* (1973), ou falhas R do modelo de Riedel (Christie-Blick e Biddle, 1985) (Figura 2). No segundo conjunto de fraturas (Figura 3 "b"), prevalecem falhas de baixa inclinação, que correspondem à nucleação das falhas Y e P, esta última com inclinação negativa. Nos estágios "c" e "d" (Figura 3) o desenvolvimento das falhas Y é evidenciado pela conexão dos segmentos de falhas Y e P.

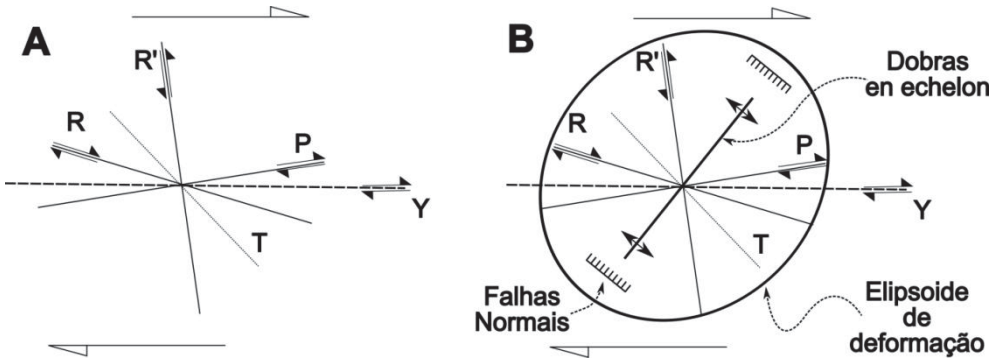


Figura 2 – Modelo de deformação Rúptil, compilado de Christie-Blick e Biddle (1985). A) falhas com indicação de movimento; B) Estruturas correlacionadas ao modelo de Riedel e o elipsoide de deformação.

Para Wilcox *et al.* (1973) antes do surgimento das falhas R (sintéticas), portanto, no trecho elástico da curva de tensão e deformação de Tchalenko (1970) (Figura 3), ocorrem dobras com eixos escalonados perpendiculares ao tensor máximo de tensão – eixos das dobras *en échelon* na Figura 2 B. Os autores observam outro sistema de falhas de alto ângulo em contrapartida às falhas sintéticas R, às quais denominam antitéticas ou simplesmente R' (Christie-Blick e Biddle, 1985) (Figura 4).

Wilcox *et al.* (1973) descrevem o desenvolvimento de duas estruturas durante o "crescimento" das falhas Y. A primeira se refere ao abatimento de blocos aproveitando as falhas sintéticas R (*hors*t e *graben*), formando falhas normais, e a segunda estrutura corresponde a falhas transcorrentes com rejeito oblíquo inverso nas falhas P, ou fraturas de ângulo negativo em Tchalenko (1970).

Christie-Blick e Biddle (1985) descrevem o sistema de falha transcorrente como um sistema linear onde há simultaneamente diferentes taxas de deformação, em regimes compressionais e extensionais, sintetizados na Figura 4. O regime compressional é relativo ao que foi observado por Wilcox *et al.* (1973) para as dobras *en échelon* e as falhas inversas de alto ângulo (*restraining bend*). Inversamente, o regime extensional sugere uma componente normal se formando entre o eixo de tensão máxima e as falhas sintéticas R (*releasing bend*).

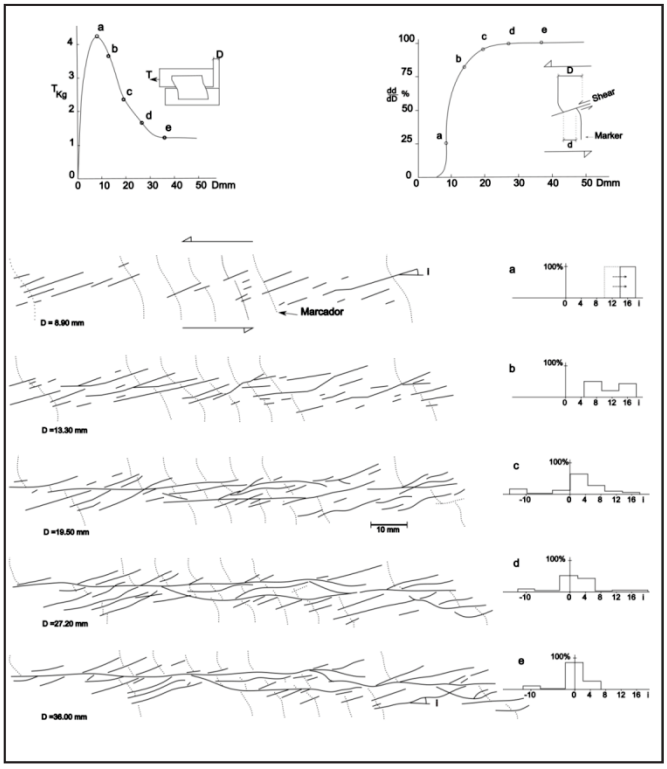


Figura 3 – Experimento de Tchalenko (1970) em caixa de cisalhamento direto com caulim. A ordem de surgimento das fraturas é determinada pelo incremento de tensão e deformação das paredes da caixa e medidos em porcentagem de deslocamento relativo.

Woodcock e Fisher (1986) dão especial atenção às porções do sistema transcorrente onde ocorrem a compressão e a extensão, evidenciando o imbricamento que as falhas associadas a esse sistema formam, sugerindo denominá-las *strike-slip* duplex ou simplesmente duplex. Segundo os autores, o duplex é formado por duas zonas de falhas contínuas (*major fault zones*) ou por duas zonas de alta densidade de fraturas (*zone of high fracture density*), conectadas por falhas transcorrentes *en èchelon*, com a componente de rejeito normal no regime extensional e componente de rejeito inverso no compressional (Figura 5).

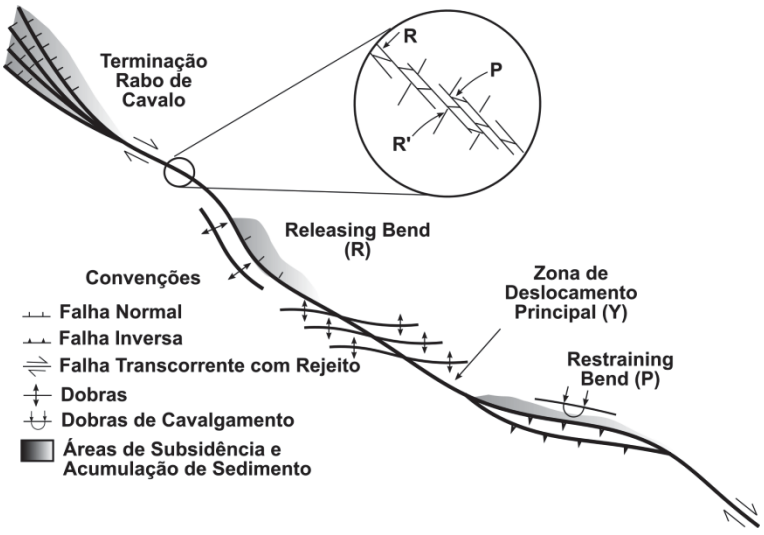


Figura 4 – Idealização de um sistema de falha transcorrente e seus principais elementos, adaptado de Christie-Blick e Biddle (1985)

A partir da proposta de Woodcok e Fisher (1986), a seção do "*releasing bend*" é marcada por duplex extensional com a formação de estruturas em flor negativa. Para o "*restraining bend*" o duplex é do tipo contracional, desenvolvendo estrutura em flor positiva, como mostra a Figura 5. No experimento de Tchalenko (1970) o duplex compressional corresponde ao evento "e" (Figura 3), quando as fraturas sub-horizontais passam a se conectar. No experimento de Wilcox *et al.* (1973) os duplex correspondem ao "*convergent and divergent wrenching*".

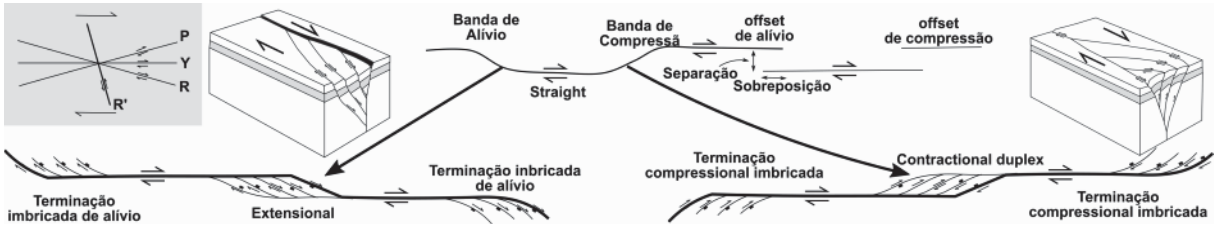


Figura 5 – Estruturas associadas ao sistema transcorrente (adaptado de Woodcock e Fisher, 1986)

Peacock e Sanderson (1995) demonstram que as falhas extensionais do sistema transcorrente – falhas R – se conectam a partir de rampas, denominadas "*relay ramp*". Essa estrutura evolui junto com o sistema transcorrente, podendo formar falhas normais aparentemente desconectadas, como mostra a Figura 6 (Peacock e Parfitt, 2002).

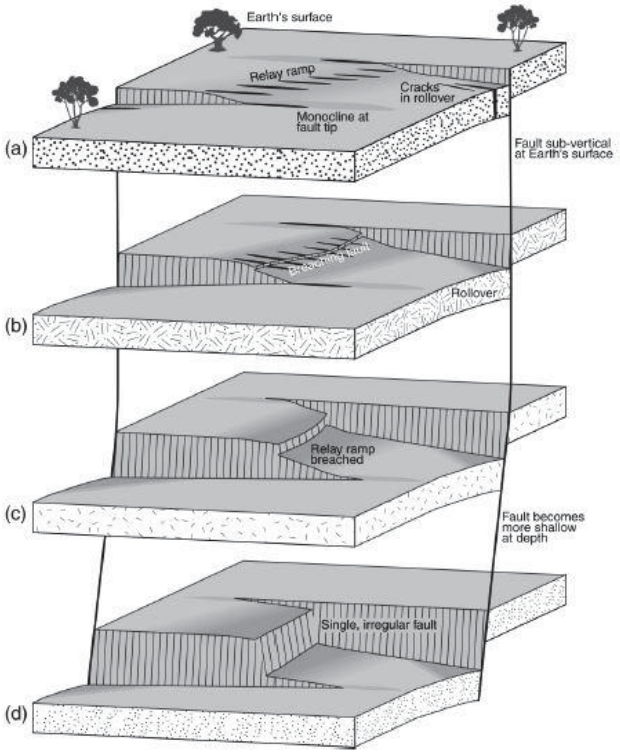


Figura 6 – Esquema evolutivo de rampas de alívio, *relay ramp*, (Peacock e Parfitt, 2002).

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Antes de discorrer sobre o contexto geológico regional é importante realizar algumas considerações sobre os critérios usados na pesquisa. Utilizou-se a denominação Domínios Tectônicos (Siga Jr, 1995) para os terrenos metamórficos do proterozoico e o termo Bacia Vulcano-Sedimentar para a Formação Guaratubinha. Os granitos que ocorrem intrudidos nos terrenos proterozoicos são tratados como Suíte Intrusiva Serra do Mar, proposto por Kaul *et al.* (1982b; *apud* Kaul, 1997). Utilizou-se a denominação Formação Guabirotuba dada por Bigarella e Salamuni (1962) para os depósitos sedimentares de Curitiba e parte do primeiro planalto, enquanto para os depósitos sedimentares de Tijucas do Sul foi adotado o termo Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul). Ao sistema de bacias sedimentares e estruturas tectônicas correlatas da borda leste do Brasil foi empregada a denominação proposta por Riccomini (1989), como "O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil".

3.2.1 Domínio Curitiba

Siga Jr (1995) descreve para o Domínio Curitiba dois conjuntos de rochas. O primeiro conjunto denominado Rochas Gnáissico–Migmatíticas ou simplesmente Complexo Atuba, composto por gnaisses, caracterizados por mesossoma de biotita-anfibólios e leucossoma de tonalito – granodiorito, normalmente leucocráticas a mesocráticas, de granulação média e textura granoblástica, muitas vezes intercalados por anfibolitos granatíferos. O segundo conjunto, denominado Suíte Granítica Rio Piên, é composto por granitóides heterogeneamente deformados, de granulação grossa a média, leucocrático, cinza rosada (Siga Jr, 1995). Machiavelli *et al.* (1993) sugerem que a Suíte Granítica Rio Piên deve ter sido gerada em uma raiz de um provável arco magmático, durante evento tectônico Brasiliano.

Compõem parte do Domínio Curitiba as rochas dos grupos Açungui e Ribeira, ao norte do Complexo Atuba (Figura 8), formados por rochas metamórficas de baixo grau e diversos granitos intrudidos, provenientes de eventos cíclicos com início no Mesoproterozóico, se estendendo até o Neoproterozóico (Siga Jr *et al.*, 2008; Cury, 2009). Ao sul o Domínio Curitiba faz contato com Domínio Luiz Alves, o qual é caracterizado por rochas de alto grau metamórfico, incluindo sequências básicas a ultrabásicas, com idades que variam desde o arqueano até o neoproterozoico (Siga Jr, 1995).

Segundo Siga Jr. (1995) no Neoproterozóico (Sm-Nd 585 Ma; K-Ar 640-560 Ma; e Rb-Sr 620-580 Ma) ocorreu metamorfismo regional de fácies anfibolito com intensa migmatização, caracterizado pela formação do neossoma dos migmatitos do Complexo Atuba. Kaul (1997) sugere que esse mesmo evento teria gerado os granitóides deformados da Suíte Granítica Rio Piên, devido às idades semelhantes obtidas nos métodos Rb-Sr 600 Ma e K-Ar 620-560 Ma, corroborando as idades encontradas por Harara (2001): 650-595 Ma (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar). Harara (2001) sugere que

o protólito dessas rochas teria sido formado no Paleoproterozóico, evidenciado pelas idades obtidas no paleossoma dos gnaisses: U-Pb 2.2-2.1 Ga; Rb-Sr 2.2-1.8 Ga; e Sm-Nd (TDM) 2.8-2.7 Ga.

3.2.2 Domínio Luíz Alves

O Domínio Luiz Alves é limitado a norte e oeste pelo Domínio Curitiba e a leste pelo Domínio Paranaguá. É constituído por rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses granulíticos, metabásicas e metaultrabásicas (Ribas, 1993; Harara, 2001). Os gnaisses caracterizam-se pela alternância de bandas quartzo feldspáticas e bandas de anfibólios-piroxênios-biotitas xisto. A foliação desenvolve granulação fina a média em tons que variam de cinza a esverdeado, normalmente leuco a mesocrática (Siga Jr, 1995; Kaul, 1997). As rochas básicas e ultrabásicas ocorrem sob a forma de lentes centimétricas a métricas, de coloração cinza, granulação fina a média, constituídas por piroxênios e olivinas, parcialmente serpentinizadas (Siga Jr., 1995).

Ribas (1993) descreve a ocorrência localizada de sequências sedimentares sob a forma de lentes de magnetita quartzitos de caráter itabirítico, granada quartzitos e granada silimanita quartzitos, com a presença de clinopiroxênios e ortopiroxênios de origem metamórfica em formação ferrífera. Machiavelli (1991), Basei *et al.* (1992) e Siga Jr, (1995) concordam que as rochas básicas e ultrabásicas, associadas às rochas meta sedimentares, sejam parte de um fundo oceânico obductado no Neoproterozóico, como parte de uma possível sutura dos domínios Luiz Alves e Curitiba. Harara (2001) observa que essas rochas têm maior ocorrência nas proximidades do contato com a Suíte Rio Piên, diminuindo a ocorrência ao se distanciar dessa Suíte.

Cury (2009) sugere que o Domínio Luiz Alves tenha se desenvolvido desde o arqueano até o Paleoproterozóico. Para Harara (2001) o terreno Luiz Alves teria sofrido uma reativação termotectônica em decorrência de um contato frontal e quente com a Suíte Rio Piên no Neoproterozóico, que teria gerado a foliação NE-SW generalizada e a serpentinização das rochas básicas-ultrabásicas da Suíte Granítica Rio Piên.

3.2.3 Domínio Paranaguá

O Domínio Paranaguá é limitado pela linha de costa na sua porção leste e por alinhamentos tectônicos a norte e a oeste, separando-o do Domínio Luiz Alves. É constituído por corpos graníticos encaixados em rochas de diferentes graus metamórficos, como gnaisses, mica-xistos, quartzitos e anfibolitos, definidos por Lopes (1987a) como Sequência Rio das Cobras. Lopes (1987a b) definiu cinco granitos: Morro Inglês, Canavieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela. Siga Jr (1995) e Kaul (1997) indicaram a existência de diversos corpos menores intrudidos nesses granitos, que sugerem importante atividade plutônica tardi a pós tectônica, não cartografados em função das suas pequenas dimensões.

O Granito Morro Inglês possui coloração cinza, equigranular, com pórfiros de feldspato potássico e comumente ocorrem enclaves centimétricos a decimétricos de dioritos ou quartzo dioritos, fracamente isótropos, por vezes com aspecto migmatítico. O Granito Canavieiras é cinza rosado, caracterizado pela marcante foliação cataclástica ou milonítica NE-SW. O granito Cubatãozinho possui pórfiros de feldspato potássico e foliação cataclástica NE-SW, ocorre em uma faixa central do Domínio Paranaguá e é limitado a norte e a sul por zonas de cisalhamento NE-SW. Os granitos Rio do Poço e Estrela correspondem a corpos restritos e de pequenas dimensões, de coloração cinza, equigranular, granulação média e raramente porfiríticos (Lopes, 1987a b; Siga Jr, 1995; Kaul, 1997; Cury, 2009).

As idades obtidas pelos métodos U-Pb (zircão) e Rb-Sr (isócronas) caracterizam a cristalização dos litotipos entre 620-570 Ma com padrão de resfriamento entre 560-480 Ma (K-Ar em micas) (Siga Jr, 1995; Basei *et al.*, 1990; Cury, 2009).

3.2.4 Suíte Intrusiva Serra do Mar

Maack (1947) identificou diferentes granitos na Serra do Mar, agrupados por Kaul *et al.* (1982 *apud* Kaul, 1997) na Suíte Intrusiva Serra do Mar, contemplando treze corpos graníticos desde o litoral sul de São Paulo até o nordeste de Santa Catarina, formando uma faixa estreita e alongada NE-SW. Esses granitos são Agudos, Morro Redondo, Anhangava, Graciosa, Marumbi, Mandira, Guaraú, Corupa, Alto Turvo, Dona Francisca, Piraí, Serra Alta e Serra da Igreja (Figura 7). A área do presente trabalho contempla uma parcela da Província Serra da Graciosa, no que diz respeito em parte aos granitos Agudos (Trein *et al.*, 1969) e Morro Redondo (Maack, 1953).

Kaul (1997) subdividiu o granito Agudos em cinco unidades: Piador-Cabral (hornblenda biotita sienogranito); Lavras (sienogranito rosa); Serra do Tronco (biotita sienogranito); Rio Palmital 1 (monzogranitos); e Rio Palmital 2 (monzogranitos a granodioritos). Harara (2001), embasado em análises químicas e datações, dividiu o granito Agudos em quatro granitos distintos: Palermo, Agudos do Sul, Rio Negro e Tarumã.

O Granito Morro Redondo foi definido por Maack (1953) como "*rochas alcalinas ácidas, paisanito, arfverdsonita-sienito e barkevicita-biotita-granito"* intrudidas em um evento que o autor denominou de "*post-Açunguí*". Gois (1995), a partir de dados petrográficos e geoquímicos, subdivide o norte do corpo em duas unidades litogeológicas distintas: Unidade Vulcânica constituída por riolitos maciços e fluidais, andesito-basaltos e basaltos; e Granito alcalino e peralcalino Morro Redondo.

Kaul (1997) sugere três unidades para o Granito Morro Redondo: Unidade Papanduva, constituído por álcali feldspato granito; Unidade Quiriri, formado por sienogranitos; e Rochas vulcânicas associadas, desde ácidas até básicas. Vilalva (2007) sugere elevar o Granito Morro Redondo para Complexo, descrevendo para ele três unidades: Rochas Vulcânicas associadas,

constituídas essencialmente por basaltos, andesitos-basaltos e riolitos; Plúton Quiriri, constituído por hornblenda-biotita-sienogranitos a monzogranitos; e Plúton Papanduva, constituído por álcali feldspato granitos cataclasados.

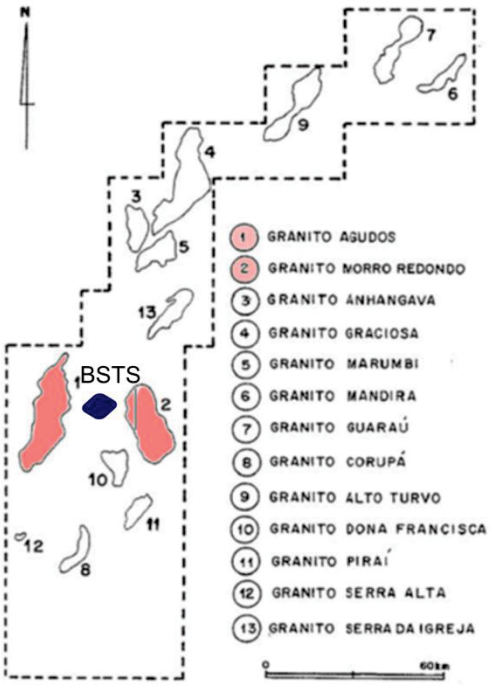


Figura 7 – Granitos da Província Serra da Graciosa (Kaul *et al*, 1982b; *apud* Kaul, 1997)

3.2.5 Bacia Guaratubinha

Maack (1953) fez a primeira referência sobre as rochas dessa unidade, todavia ele classificou-as junto com as demais rochas graníticas da região. Fuck *et al.* (1967) descreveu e nomeou a unidade como Formação Guaratubinha. Daitx (1979) revisaram a unidade e a subdividiram como Sequência Vulcânica Ácida, Sequência Vulcânica Intermediária e Sequência Sedimentar, dispostas em discordância angular sobre os migmatitos e granitoides do embasamento cristalino. Segundo Siga Jr (1995) a isócrona da relação Rb^{87}/Sr^{86} de rocha total indicou idade de 570±10 Ma e para zircão 602±11 Ma para em U-Pb.

Barão (2016) mapeou a Formação Guaratubinha elevando-a a categoria de Bacia, na qual reconheceu e descreveu três unidades distintas: Formação Miringuava, ortoconglomerados, arenitos e argilitos; Formação Vossoroca, andesitos e riodacitos; Formação Serra do Salto, subdividida em três membros: Membro Osso da Anta, composta por ignimbritos, brechas vulcânicas e tufos; Membro Castelhanos, tufos, cinzas, vidros e lápilli tufos; e Membro Escutador, riolitos, riodacitos e depósitos vulcanoclásticos.

3.2.6 *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – RCSB

No final do Cretáceo e início do Cenozoico a borda leste da plataforma Sulamericana passou por um processo de soerguimento epirogenético que teria gerado uma superfície de aplainamento generalizada segundo Almeida (1976). Essa superfície foi descrita por Maack (1947) como "peneplano pré-devoniano" no Paraná e discutida longamente por Ab'Sáber e Bigarella (1961 a b). Almeida (1976) denominou essa feição de Superfície de Aplainamento Japi (SAJ), nome mais aceito na comunidade científica. Zalan e Oliveira (2005), em um sentido mais amplo, sugerem a denominação de Serra do Mar Cretácea (SMC).

O desmantelamento da SAJ teria principiado no início do Cenozoico, evidenciado por fósseis de vertebrados na bacia de Itaborai, descritos por Couto (1953; *apud* Riccomini, 1989) e Cunha (1982; *apud* Riccomini, 1989) com idades do Paleoceno, e rochas vulcânicas (ankaramito) de idades entre 43,8±6,2 Ma e 41,7±5,7 Ma (K/Ar) intercaladas a lamitos no Gráben Casa de Pedra Riccomini (1983).

Zalan e Oliveira (2005) sugerem que a quebra da SAJ teria ocorrido em um evento tectônico distensivo NW-SE, perdurando desde o Eoceno até o Mioceno (58-20 Ma). Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004) propõem mais de um evento, os quais possuem padrões estruturais específicos de tensão e deformação, refletindo na abertura de bacias com sedimentação característica para cada evento. A esse conjunto de bacias que caracterizam a quebra da SAJ Riccomini (1989) denominou de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).

Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004) sugerem, portanto, quatro eventos tectônicos à evolução do *rift*: evento extensional NNW-SSE no Paleógeno, caracterizado pelo desenvolvimento de hemi-grabens com basculamento de blocos para NW; evento compressional NE-SW no Mioceno, gerando transcorrências sinistrais; evento compressional NW-SE do Plioceno até o final do Pleistoceno, gerando transcorrências dextrais; e evento extensional E-W entre o Pleistoceno e o início do Holoceno, o qual deforma, por falhas extensionais, os terraços aluvionares e colúvios construídos no Pleistoceno.

Esses eventos tectônicos foram responsáveis pela criação de treze grandes estruturas de acumulação de sedimentos continentais (bacias sedimentares), constituintes da RCSB (Riccomini *et al.*, 2004): Bacia de Itaboraí, Gráben de Barra de São João, Bacia do Macacu, Bacia de Volta Redonda, Bacia de Resende, Bacia de Taubaté, Bacia de São Paulo, Gráben de Sete Barras, Formação Pariquera-Açu, Formação Alexandra, Gráben de Guaraqueçaba, Bacia de Curitiba e Gráben de Cananéia.

Para Zalan e Oliveira (2005) o RCSB é constituído por quatro "corredores de grabens", englobando as áreas de deposição e feições geomórficas: Corredor Paraíba do Sul, composto pelos grábens São Paulo, Taubaté, Queluz, Resende-Volta Redonda, Baixo Paraíba do Sul; Corredor

Litorâneo, formado pelos grábens Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá; Corredor Ribeira, composto por gráben Sete Barras e gráben Alto Ribeira; e Corredor Marítimo, contendo os grábens Bertioga, Camburu, Santos e demais estruturas inferidas. No conceito desses autores a Bacia Sedimentar de Curitiba (Bacia Sedimentar de Curitiba) não configura uma feição típica de um gráben, portanto, ficou fora da contextualização dada pelos autores.

3.2.7 Bacia Sedimentar de Curitiba

A alcunha "Bacia Sedimentar de Curitiba" foi dada por Bigarella e Salamuni (1959) na intenção de descrever os sedimentos de Curitiba e região. Os sedimentos em questão foram então descritos e apresentados formalmente como Formação Guabirotuba por Bigarella e Salamuni (1962), nome dado em função da seção tipo ter sido apresentada no bairro homônimo, na cidade de Curitiba.

Posteriormente, a Comissão da Carta Geológica do Paraná (década de 1960-1970) identificou outras áreas de ocorrência em praticamente toda a região metropolitana de Curitiba, formando corpos isolados da Formação Guabirotuba em Campo Largo, Piraquara, Quatro Barras, São José dos Pinhais, Tijucas do Sul, entre outras. Becker (1982) incrementa a estratigrafia da Bacia Sedimentar de Curitiba duas unidades litoestratigráficas: Formação Tinguis, formada pelo retrabalhamento da Formação Guabirotuba e Formação Boqueirão, correspondente a sedimentos arenosos fluviais.

Para Coimbra *et al.* (1995) a Formação Tinguis corresponde ao produto de alteração intempérica da Formação Guabirotuba, sugerindo o desuso desse termo e portanto da unidade. Os mesmos autores, entretanto, descrevem sedimentos em contato brusco ou gradual com a Formação Guabirotuba na região da cidade de Piraquara, sugerindo para essa ocorrência a denominação Formação Piraquara. Contudo, a Formação Tinguis, a Formação Boqueirão e a Formação Piraquara carecem de seção tipo, localização e a devida cartografia das unidades.

Em uma abordagem a partir de análise de fácies, Lima (2010) conclui que a Formação Guabirotuba é formada por seis associações de fácies, cada um correspondendo a porções diferentes de leques aluviais, desde proximal até distal. Ele observa que os eventos de transporte e deposição sugerem ambiente úmido e transporte para norte e nordeste. O autor associa a Formação Tinguis a um período de "*pós calmaria*" dentro da Bacia Sedimentar de Curitiba. Em relação à Formação Piraquara, Lima (2010) atesta persistir a dúvida sobre sua localização e associação de fácies, já que ela não possui coluna estratigráfica definida ou a localização dos pontos descritos por Coimbra *et al.* (1997).

Segundo Machado (2012), o estudo de proveniência dos sedimentos da Bacia Sedimentar de Curitiba mostrou duas populações de minerais pesados: alto zircão (78-100%), associado à

Província Granítica Graciosa e baixo zircão (20-61%), proveniente do Complexo Atuba e Grupo Açungui, corroborando a proposta de Maack (1947) e Bigarella e Salamuni (1962) como origem dos sedimentos a "Serra do Mar".

Salamuni (1998) sugere que a abertura da Bacia Sedimentar de Curitiba tenha ocorrido por distensão, entre o Paleoceno e Eoceno, na direção E-W ou WNW-ESE, justificado por falhas NE-SW com blocos mergulhando para E em um sistema de hemi grábens. Segundo o autor a sedimentação da Formação Guabirotuba teria ocorrido entre o Oligoceno e o Plioceno, finalizada por uma inversão do tensor máximo para E-W, evidenciado por transcorrências associadas à subida de blocos.

Conforme Salamuni (1998), o evento transcorrente teria adentrado o Pleistoceno, gerando a erosão da Formação Guabirotuba e a deposição da Formação Tinguis. Entre o Pleistoceno e Holoceno o tensor máximo de tensão teria se reorganizado na direção NW-SE gerando a dissecação da Formação Tinguis e o desenvolvimento dos aluviões atuais – Formação Boqueirão, conforme proposto por Becker (1984).

Salamuni (1998) descreve três conjuntos de fraturas e de falhas nos sedimentos da Formação Guabirotuba (p. 139-140): fraturas, "*N40-60 ou N210-230 (medidas em Clar), N150-N160 ou N340-N350 e N100-N110 ou N280-290; e falhas, N160-180 ou N330-350, N100-110 ou N280-290 e N50-60 ou N230-240*". O autor conclui que as descontinuidades NE-SW configuram-se nas estruturas geradoras e deformadoras da Bacia Sedimentar de Curitiba, criando altos e baixos na bacia (*horst* e graben).

Chavez-Kuz e Salamuni (2008) ponderam a respeito de uma tensão N-S compressiva, no Neógeno, a qual teria reativado zonas de cisalhamento NE-SW do pré-cambriano, caracterizadas por ultracataclasitos a epidotos. Fazem parte desse sistema falhas N60W verticais, afetando a Formação Guabirotuba.

Para Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004) no Holoceno o RCSB é marcado por terraços aluvionares deformados, ocasionados por regime extensinal WNW-ESE, com tensor $\sigma 1$ variável. Para Salamuni (1989) esse período é evidenciado por uma tensão horizontal NW-SE, com a reativação de falhas NE-SW.

3.2.8 Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul – Formação Tabatinga

O Mapa Geológico de Tijucas do Sul (Trein *et al.*, 1969a) traz a primeira menção de sedimentos da Formação Guabirotuba no município de Tijucas do Sul. Entretanto, foi Aumond (1993) quem descreveu a primeira coluna estratigráfica desses depósitos: da base para o topo a coluna é formada por lentes de conglomerados, camadas de areias médias a grossas, sobrepostas por espessas camadas de caulim. As argilas ocorrem em contanto brusco no topo com camadas de espessura variável de solo orgânico rico em matéria orgânica (turfa).

Nas conclusões de Aumond (1993) há indícios suficientes de que os sedimentos de Tijucas do Sul não correspondem à Formação Guabirotuba, cunhando o nome Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul) para se referir a essa ocorrência sedimentar. Dentre as justificativas, a principal se baseia na diferença do clima, que seria incompatível entre a Bacia Sedimentar de Curitiba e a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Enquanto para a Bacia Sedimentar de Curitiba clima da época de sedimentação era semiárido a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul o clima teria que ser úmido para justificar a concentração da gibsita.

Com foco no caulim da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, Santos (2000) realiza diversas análises químicas, nas quais possibilita determinar cinco fácies geoquímicas em função da concentração de alumínio (gibbsita), fácies argila siltosa com turfa (ASt); fácies argila siltosa rica em nódulos e grânulos (Asng); fácies argila siltosa pobre em nódulos e grânulos (AS); fácies argilosa (A); e fácies argila orgânica (Ao). O padrão ascendente do alumínio distingue duas associações de fácies: associação superior, formada por ASng+AS+A e associação inferior, formada por ASng+AS. No topo de cada associação há a concentração anômala de Fe^2O^3: 3,88% no topo da associação superior e 5,77% no topo da associação inferior.

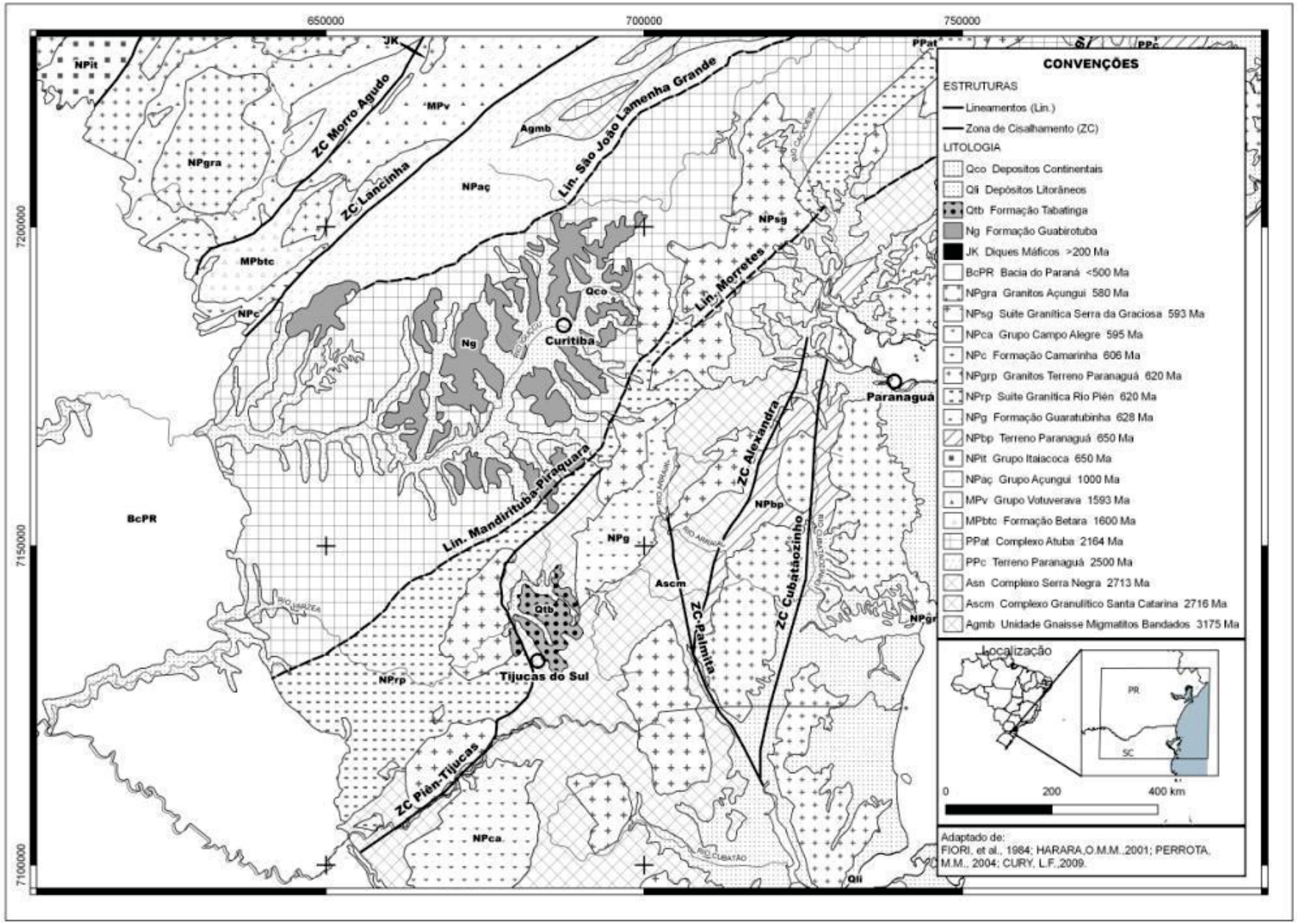


Figura 8 – Síntese da Geologia do primeiro planalto paranaense (Adaptado de Fiori et. al, 1984; Harara, 2001; Perrota, 2004 e Cury, 2009

3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A Bacia Sedimentar de Curitiba e a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul assentam-se sobre terrenos pré Cambrianos colocados no Proterozóico a partir uma colisão dos domínios Curitiba e Cinturão Dom Feliciano sobre o Domínio Luis Alves (Basei, 2000), como mostra a Figura 8 e o perfil esquemático da Figura 9.

Como efeito, uma foliação S2 generalizada se desenvolveu na direção NE-SW. Nos terrenos ao sul do Luis Alves essa foliação tende a mergulhar para os quadrantes do sul e nos terrenos ao norte tende a mergulhar para os quadrantes do norte (Basei et al 1990; Machiavelli, 1991; Machiavelli, 1993; Siga Jr, 1995) (Figura 9). A S2 transpõe uma foliação S1 de direção NW, que segundo Harara (2001) teria se desenvolvido no Paleoproterozóico. São comuns milonitos e gnaisses cataclasados, desenvolvendo uma terceira foliação (S3), de direção E-W a NE-SW (Siga Jr, 1995).

Salamuni (1998) descreve duas foliações para o Complexo Atuba (Domínio Curitiba), S1 e S2. Os planos S1 (Sn-1 para o autor), apresentam orientação entre N35-50W e mergulhos variando de 40 a 20 NE ou SW – provavelmente indicando dobra; os planos S2 (ou Sn) variam entre N40-60E e mergulhos entre 80 e 40º para NW ou SE, desenvolvendo padrão anastomosado e é marcante em toda a unidade. O autor observa não raro planos E-W (Sn+1), verticais, associados a milonitos e protomilonitos (p.123, Fig 49), corroborando observações de Siga Jr (1995) de milonitos e gnaisses nessa mesma direção.

Na Suíte Rio Piên (SRP) (Domínio Curitiba) Siga Jr (1995) verifica a existência da foliação S2 desenvolvendo o bandamento gnáissico (NE-SW). A superfície S2 é caracterizada por feldspatos rotacionados, estiramento mineral com mergulho relativamente baixo, indicando transporte de NW para SE. Segundo esse autor a SRP é limitada a norte pelo lineamento Mandirituba-Piraquara e ao sul pelo zona de cisalhamento Piên-Tijucas do Sul, os quais são caracterizados por protomilonitos e milonitos (Figura 8).

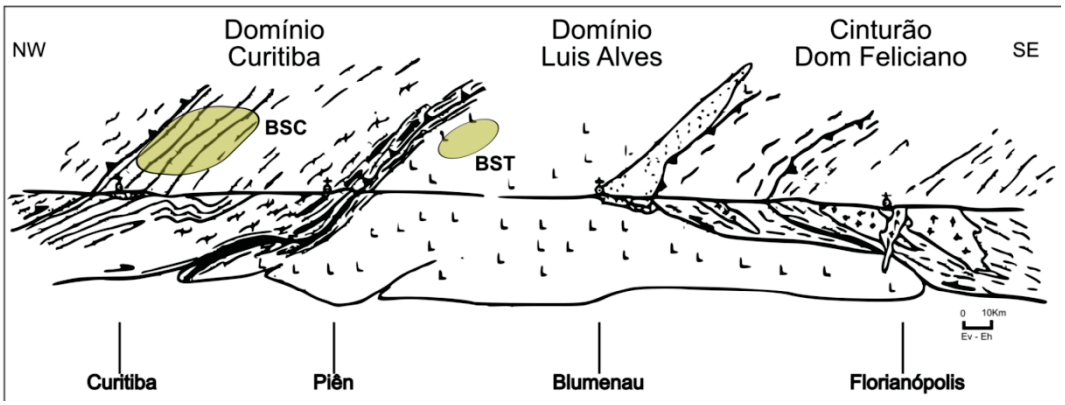


Figura 9 – Localização da Bacia Sedimentar de Curitiba e Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul no esquema do sistema de cavalgamentos dos terrenos Proterozóicos proposto por Basei (2000).

No Domínio Luis Alves (Figura 8), Harara (2001) sugere que a S1 tenha sido gerada no Paleoproterozoico, em condições de fácies anfibolito a granulito, formando dobras com plano axial sub-horizontais NW-SE paralelo ao bandamento composicional dos gnaisses, mergulhando para NE ou SW.

No Domínio Paranaguá, Cury (2009) descreve, na porção setentrional (região de Cananéia), uma foliação Sn de direção E-W, de baixo ângulo (10-40º), de regime rúptil-dúctil, fracamente dúctil. Essa foliação é caracterizada por estiramento mineral, com recristalização mineral, feldspatos rotacionados e desenvolvimento de pares S-C. Nos granitos essa foliação constitui a fase S1 e nas rochas metassedimentares a segunda fase (S2). O eixo de dobras isoclinais sub-horizontais (D2) com flancos rompidos, o estiramento mineral, sombras de pressão assimétricas e superfícies S-C sugerem transporte tectônico de SSE para NNW. (Figura 8).

Na porção setentrional do Domínio Paranaguá ocorre uma foliação Sn+1 de direção WNW-ESE transpondo a foliação Sn (Cury, 2009), desenvolvendo zonas de cisalhamento denunciadas por estiramento mineral, com recristalização de minerais, porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados, boudins, caracterizando zona de cisalhamento transcorrente sinistral de alto ângulo – direção semelhante descrita por Siga Jr (1995) para os milonitos e gnaisses cataclásticos dos domínios Luis Alves e Curitiba. Do centro para a borda W do domínio Paranaguá ocorre Sn+2 segundo a direção N-S ou NNW-SSE, mergulhando para W (80-70º) cinemática, indicando sinistral (Cury, 2009), corroborando a falha do Palmital (Figura 8). Essa reorientação é interpretada como zonas de cisalhamento rúptil-dúctil oriundas da colocação do terreno Paranaguá no Neoproterozóico.

Salamuni (1998) sugere que a abertura da BSC tenha ocorrido por distensão, entre o Paleoceno e Eoceno, na direção E-W ou WNW-ESE, justificado por falhas NE-SW com blocos mergulhando para E em um sistema de hemi grábens. Segundo o autor a sedimentação da Formação Guabirotuba teria ocorrido entre o Oligoceno e o Plioceno, finalizada por uma inversão do tensor máximo para E-W, evidenciado por transcorrências associadas à subida de blocos.

Conforme Salamuni (1998) o evento transcorrente teria adentrado o Pleistoceno gerado a erosão da Formação Guabirotuba e a deposição da Formação Tinguis. Entre o Pleistoceno e Holoceno o tensor máximo de tensão teria se reorganizado na direção NW-SE gerando a dissecação da Formação Tinguis e o desenvolvimento dos aluviões atuais – Formação Boqueirão conforme proposta por Becker (1984).

Salamuni (1998) descreveu três conjuntos de fraturas e de falhas nos sedimentos da Formação Guabirotuba (p. 139-140): fraturas, "*N40-60 ou N210-230 (medidas em Clar), N150-N160 ou N340-N350 e N100-N110 ou N280-290; e falhas, N160-180 ou N330-350, N100-110 ou N280-290 e N50-60 ou N230-240*". O autor conclui que as descontinuidades NE-SW configuram-se nas estruturas geradoras e deformadoras da BSC, criando altos e baixos na bacia (horst e graben).

Chavez-Kuz e Salamuni (2008) ponderam a respeito de uma tensão N-S compressiva, no Neógeno, a qual teria reativado zonas de cisalhamento NE-SW do pré-cambriano, caracterizadas por ultracataclasitos a epidotos. Faz parte desse sistema, falhas N60W verticais, afetando a Formação Guabirotuba.

Para Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004) no Holoceno o RCSB é marcado por terraços aluvionares deformados, ocasionados por regime extensinal WNW-ESE, com tensor $\sigma 1$ variável. Para Salamuni (1989) esse período é evidenciado por uma tensão horizontal NW-SE, com a reativação de falhas NE-SW.

Na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul são encontradas unidades estratigráficas representativas do Pré Cambriano, Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico (Figura 10A). O Pré Cambriano é subdividido em Cinturão Ribeira, Domínio Curitiba, Domínio Luis Alves e Domínio Paranaguá; o Paleozoico é constituído pelas rochas da Bacia do Paraná (nessa porção da borda da Bacia); e o Cenozoico é formado pelos sedimentos inconsolidados do litoral, os sedimentos nos aluviões e os sedimentos da Bacia Sedimentar de Curitiba/Bacia Sedimentar de Curitiba. O Mesozoico ocorre na forma de enxame de diques, paralelos ao alinhamento estrutural Ponta Grossa (Figura 11).

Ferreira (1982) identificou diversas anomalias magnéticas e gravimétricas alinhadas na plataforma continental, sendo que quatro delas cruzam o estado do Paraná desde Paranaguá a SE até Paranavaí a NW (Figura 11), as quais o autor definiu como “Alinhamentos”. Especial atenção para o Alinhamento Rio Alonzo, que cruza o centro da Bacia Sedimentar de Curitiba, e o Alinhamento Ponta Grossa, que limita o norte da Bacia de Curitiba (Figura 11B). Zalán *et al.* (1987), utilizando dados de poços, interpretação de imagens aéreas e descrição de campo sugerem para a Bacia do Paraná e adjacências diversas zonas de falhas, algumas coincidentes com as anomalias encontradas por Ferreira (1982) (Figura 11). Duas delas interessam diretamente a área da pesquisa: a Zona de Falha Candido de Abreu – Campo Mourão que cruza a Bacia Sedimentar de Curitiba no sentido NW-SE no ramal norte e a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul no ramal sul (Figura 11).

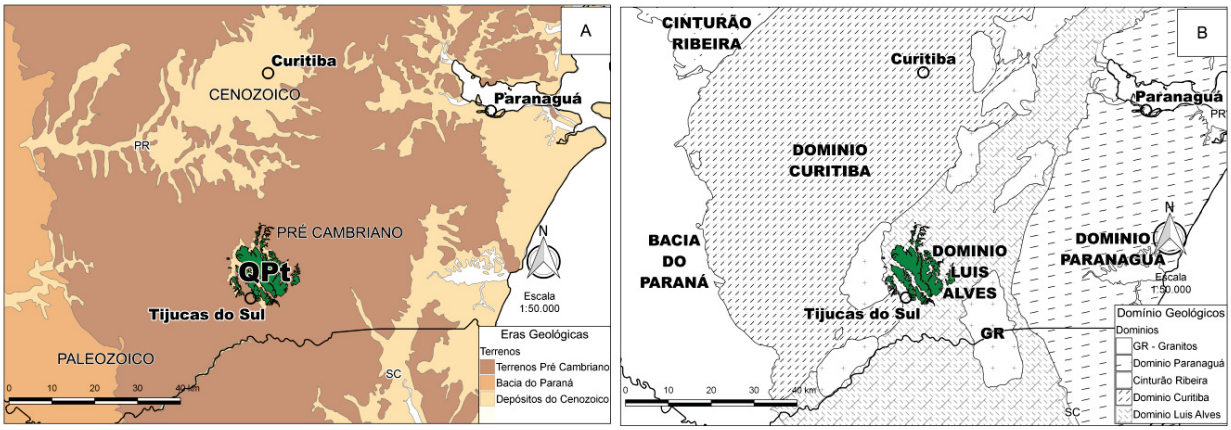


Figura 10 – Divisão estratigráfica (A) e Domínios (B), segundo Basei *et al*. (1990), Siga Jr. (1995) e Basei (2000). Figura em cor verde=Formação Tabatinga.

Na interpretação de Fiori *et al*. (1984), diversas zonas de falhas são identificadas no primeiro planalto paranaense, corroborando os alinhamentos estruturais observados por Zalán *et al*. (1987) e Ferreira (1982). A compilação das estruturas na Figura 11 demonstram que as falhas possuem caráter continental, afetando rochas do proterozoico até os sedimentos inconsolidados do Cenozoico, como é o caso dos lineamentos Catanduva – Colonia Murici, ao sul da Bacia Sedimentar de Curitiba e o lineamento Piên – Cachoeira de Cima, cruzando a zona de falha Cândido de Abreu – Campo Mourão no centro da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

A zona de falha Cândido de Abreu – Campo Mourão apresenta sua expressão na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul como falhas e fraturas NW-SE, ora WNW-ESE, geralmente desenvolvendo rejeito normal oblíquo (Figura 12). Esse sistema de falhas controla o curso dos rios da margem esquerda da bacia hidrográfica do alto rio da Várzea, denunciados como escarpas com o *front* voltado para o ocidente e o reverso voltado para o oriente. O lineamento Piên – Cachoeira de Cima passa pelo centro da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul no sentido NE-SW, caracterizado pelos rios encaixados em vales alinhados, pouco pronunciados.

Ferreira (1982), analisando anomalias magnéticas na Bacia do Paraná (BP) definiu diversas estruturas alinhadas, duas delas próximas a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul: Arco de Ponta Grossa, que se estende desde a baía de Paranaguá até o interior da Bacia do Paraná na direção aproximada NW-SE; e Alinhamento Rio Alonzo, paralela à primeira. (Figura 11).

A partir dos dados de poços, fotointerpretação e integração de dados geofísicos, Zalán *et al.* (1987) identificaram diversas zonas de falhas na Bacia do Paraná e entorno. Uma delas, a Zona de Falha Cândido de Abreu/Campo Mourão, afeta diretamente o centro da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, , com direção geral NW-SE (Figura 11). Por sua vez, Fiori *et al.* (1984) fotointerpretaram diversos alinhamentos no Pré cambriano paranaense, identificando diferentes zonas de falhas. Uma delas tem especial interesse para a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, Lineamento Piên-Cachoeira de Cima, que cruza o centro da bacia na direção NE-SW (Figura 11).

Em escala de semi-detalhe muitos autores contribuíram para a definição do mapa geológico utilizado como base para o estudo atual (Figura 12). Trein *et al.* (1969a) (trabalho realizado no âmbito da Comissão da Carta Geológica do Paraná, na década de 1960), descreveram a geologia da Folha de Tijucas do Sul, na escala 1:70.000, apresentando o contorno da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul que é utilizado no trabalho atual. Ribas (1993) detalha a geologia da porção sudeste da bacia e apresenta diversas zonas de cisalhamento de alto ângulo e transcorrências (dextral e sinistral) na direção NE-SW.

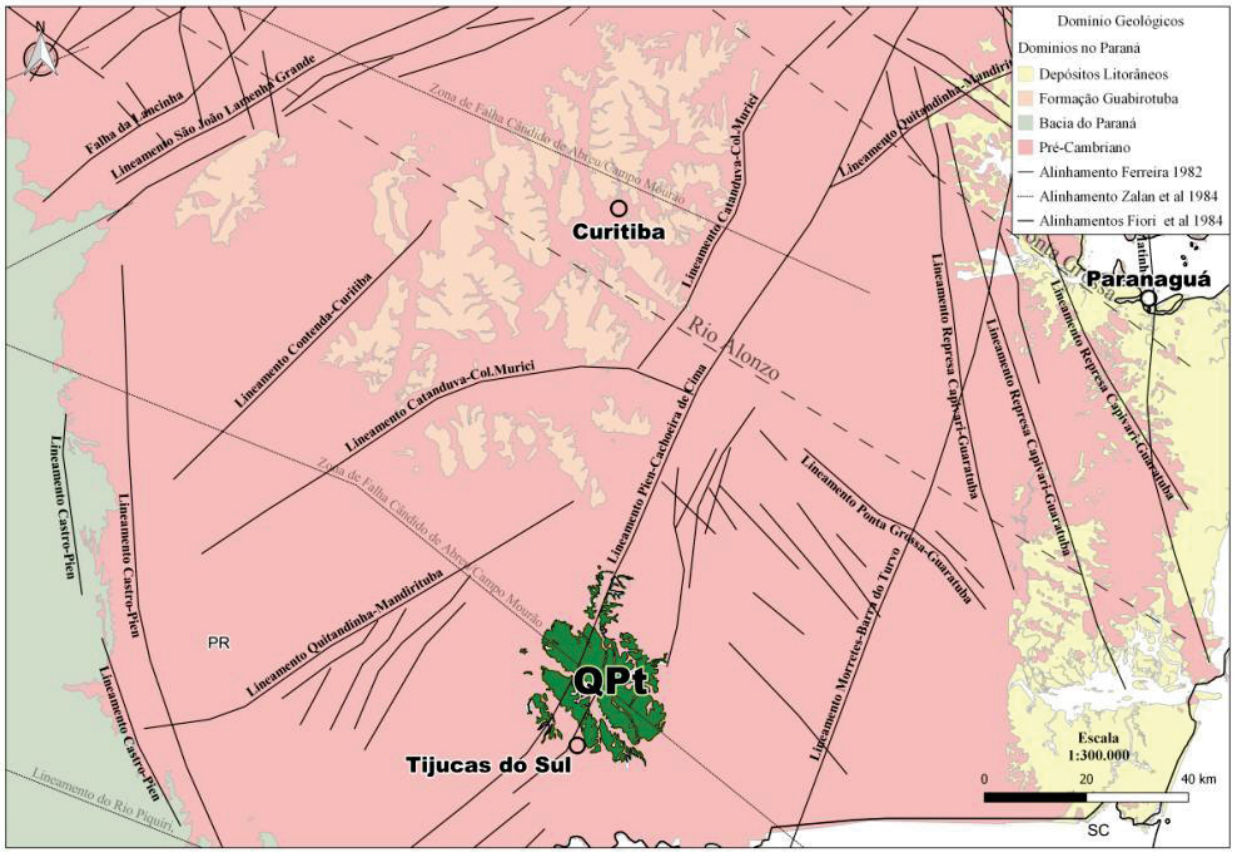


Figura 11 – Compilação das estruturas interpretadas no Paraná: A) alinhamentos interpretados por Ferreira (1982) a partir da análise geofísica; B) alinhamentos interpretados por Zalán *et al*. (1987) para a Bacia do Paraná e adjacências, a partir de imagens aéreas e dados de poços; e C) fotolineamentos interpretados por Fiori *et al.*(1984).

Harara (2001) discorre longamente sobre a geoquímica e geocronologia dos terrenos a oeste e sudoeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, desmembrando o granito Agudos em corpos menores, sendo que ao corpo contíguo à Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul ele denominou granito Palermo. O autor detalha o lineamento Piên-Cachoeira de Cima (Fiori *et al.,*1984) como uma zona de cisalhamento de alto ângulo, denominando-a localmente como Zona de Falha de Tijucas do Sul (ZFTS). Tanto Harara (2001) como Ribas (1993) concordaram com uma terminação brusca da ZFTS em um alinhamento NW-SE que encaixa o rio da Palha (Figura 12).

Perrota *et al*. (2004) fizeram a integração das cartas geológicas da Comissão da Carta Geológica do Paraná (diversos autores) e de trabalhos de detalhe realizados pelo DNPM nas décadas de 1970 e 1980. Entretanto, esses autores não levaram em consideração diferentes trabalhos realizados no primeiro planalto paranaense, alguns com especial interesse para a pesquisa atual, como por exemplo, Harara (2001) e Ribas (1993), que influenciam diretamente na interpretação da evolução da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Portanto, a Figura 12 compila os dados desses autores como primeiro resultado obtido da pesquisa.

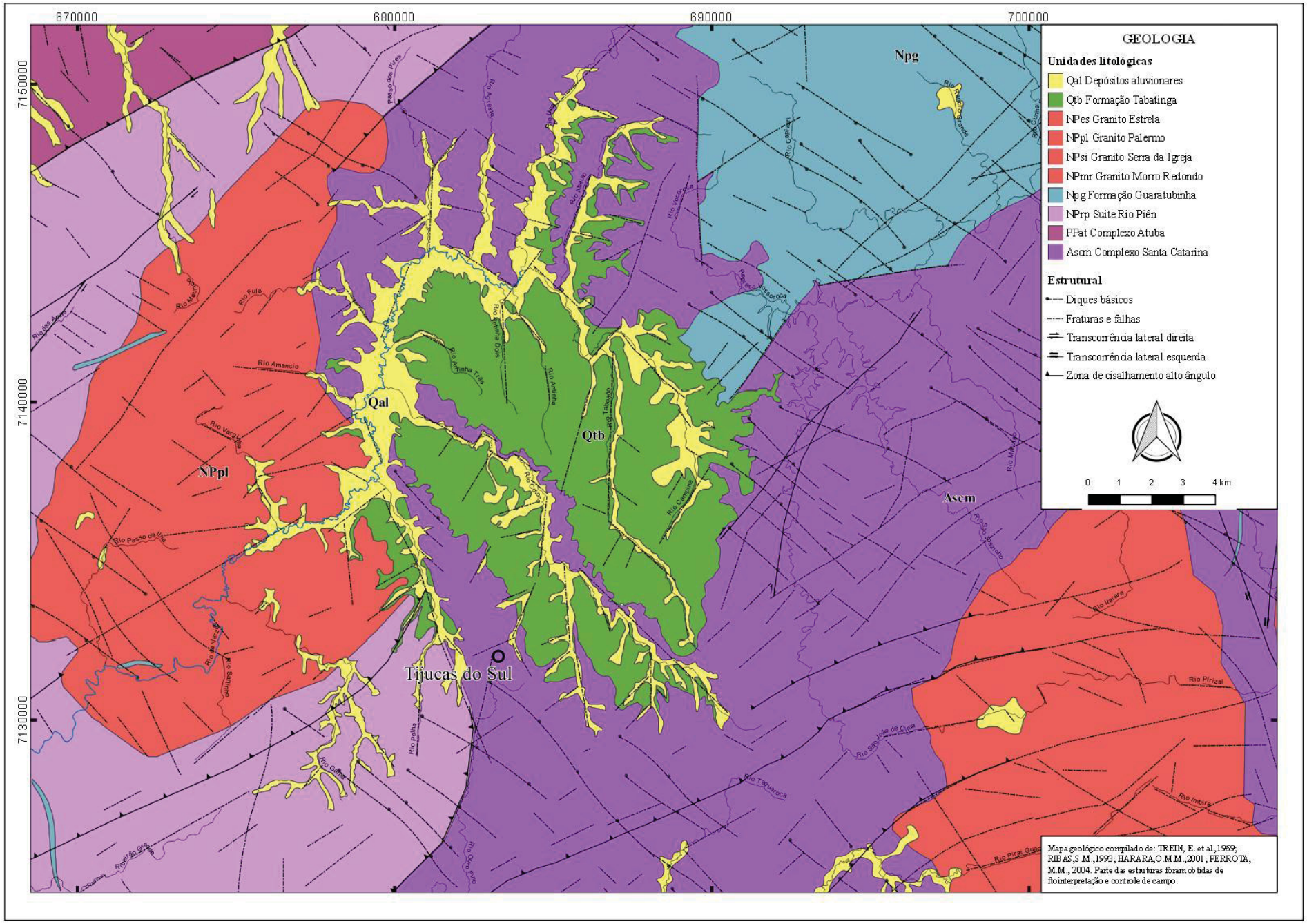


Figura 12 – Mapa geológico da bacia de Tijucas do Sul e adjacências. Alinhamentos foto interpretados e compilados

4 RESULTADOS

4.1 MORFOESTRUTURAS

4.1.1 Hierarquia de drenagem

Segundo a proposta de hierarquização de drenagem de Horton (1945) e Strahler (1952), a bacia do alto rio da Várzea é da ordem 6 e pode ser organizada em onze sub-bacias de ordem 4: Una, Agreste, Passo dos Pires, Colônia Marcelino (Marcelino), Fula, Varginha, Gama, Palha, Colono, Abaixo e Campina (rios Campina e rio Taboleiro) (Figura 13). Os canais ou sub-bacias de ordem 3 e 2, que deságuam diretamente no rio da Várzea, são agrupados na bacia Várzea,a qual forma a bacia central e coletora de todas as demais bacias (Figura 13).

Na Figura 14 são apresentadas as direções dos segmentos dos canais da bacia hidrográfica do rio da Várzea, analisados em função das ordens – são considerados nessa análise apenas os segmentos de canais maiores que 1mm na escala 1:100.000, ou seja 100m no terreno. São observados que os canais das ordens 1 e 2 são dispersos, com uma tendência sutil na direção E-W. Os canais de ordem 3 tendem a se dispersar menos, formando concentrações em torno das direções N-S ou NNW-SSE e ENE-WSW. Nos canais de ordem 4, destacam-se duas concentrações de vetores, NW e NNE, enquanto os canais de ordem 5 se ajustam em duas direções, WNW e ENE. Nos canais de ordem 6 prevalece o azimute N-S, justificando a direção que corre o rio da Várzea desde a sua nascente até a cachoeira de Saltinho.

Na Figura 15 se destacam algumas direções de segmentos canais nas ordens 1 e 2: N90-80W e N90-80E (E-W), N80-60W (WNW), N80-60E (ENE), N60-30W (NW), N60-30E (NE) e N30E-N30W (NS). A direção E-W sobressai às demais, seguida pela direção WNW, NW e NE.

A direção E-W de 1ª ordem (Figura 15A) se destaca nas sub-bacias Campina, Abaixo, Una, Agreste, Passo dos Pires, Varginha, Gama, Palha e Várzea, chamando a atenção pela diminuição nas sub-bacias Marcelino, Fula e Colono. Na 2ª ordem, Figura 15B, a mesma direção se repete nas sub-bacias Campina, Abaixo, Agreste, Passo dos Pires, Gama, Várzea, e fracamente em Fula, Varginha e Palha, inexistindo em Marcelino e Colono. Nas ordens 3 e 4 (Figura 16A e B), a direção E-W é pouco expressiva, ocorrendo em segmentos de canais dispersos.

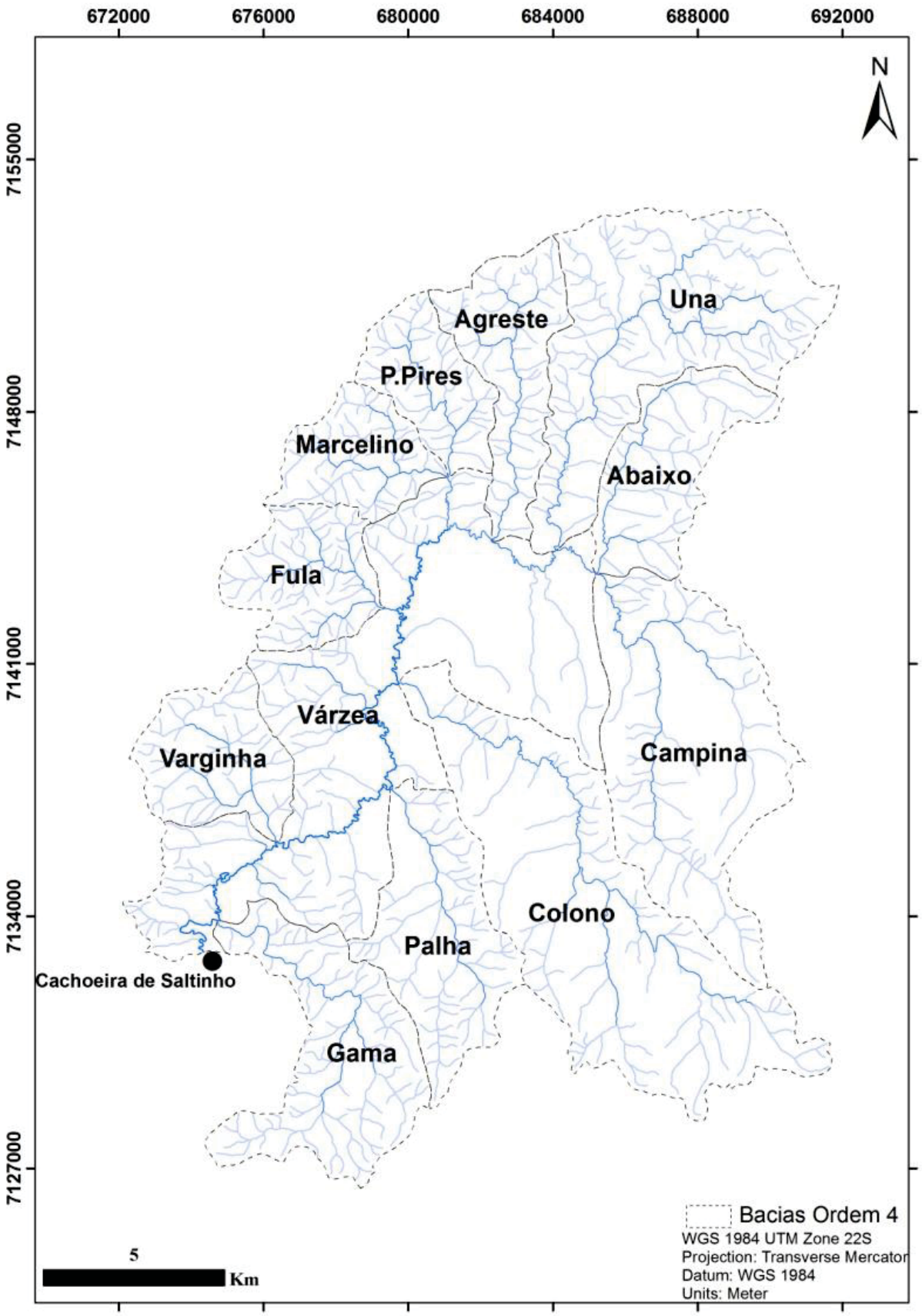


Figura 13 – Bacia hidrográfica do alto rio da Várzea, a montante da cachoeira de Saltinho, divisão em sub-bacias de ordem 4. (explicação no texto).

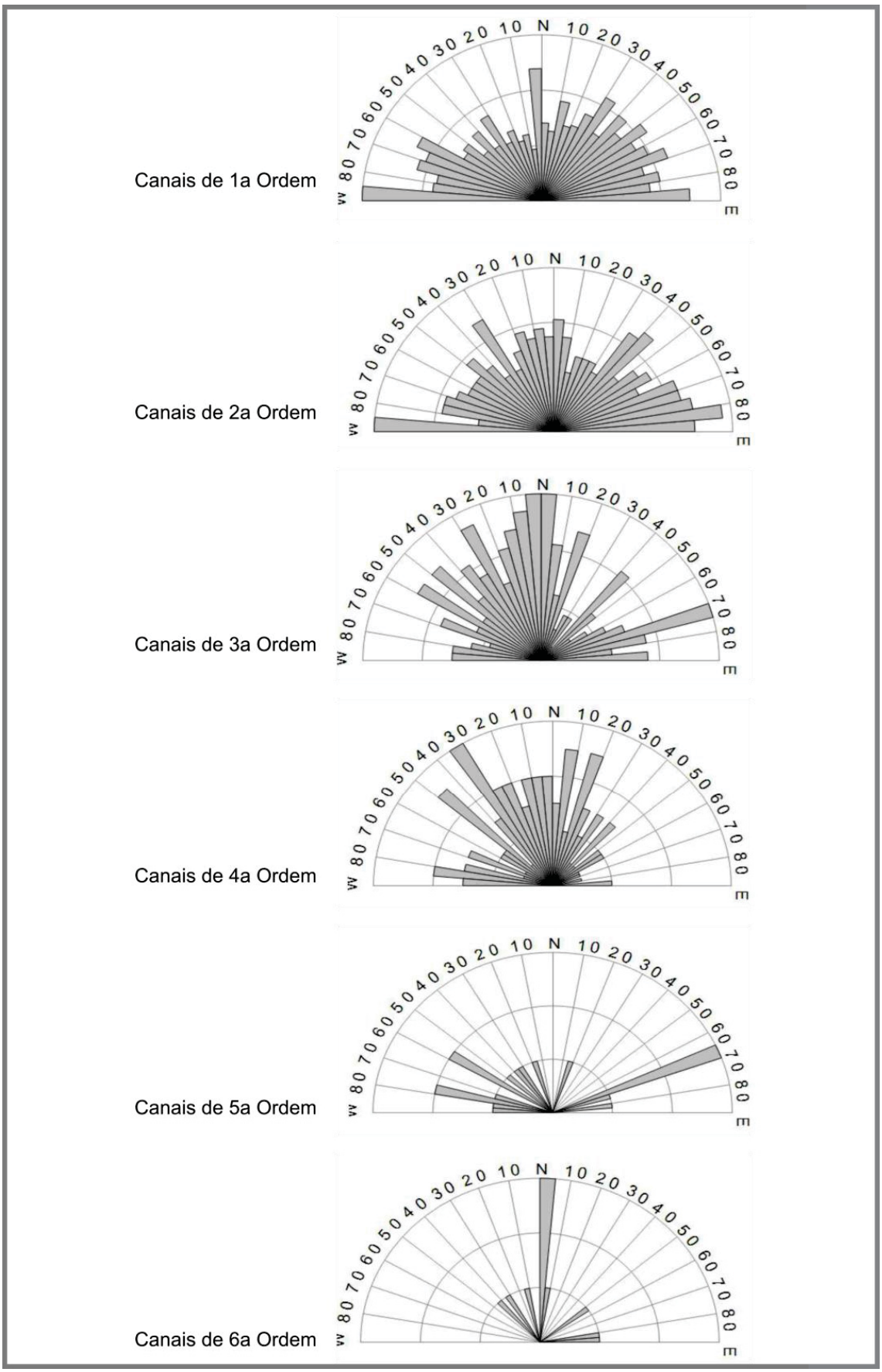


Figura 14 – Rosetas dos azimutes dos canais, analisados nas suas respectivas ordens.

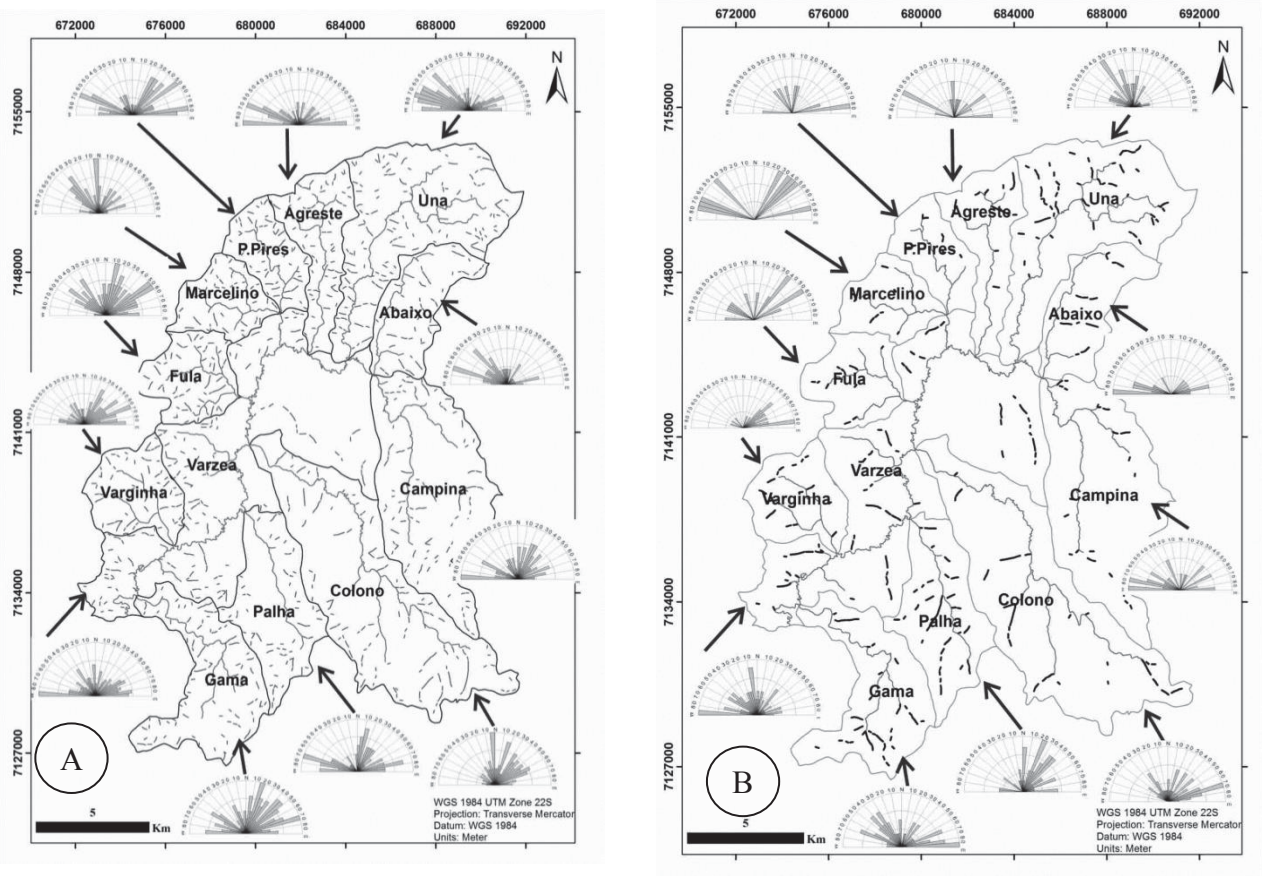


Figura 15 – Análise da direção dos canais de 1ª (A) e 2ª (B) ordens, em função das sub-bacias.

A direção WNW se manifesta nas ordens 1 e 2, praticamente inexistindo nos canais de ordens 3 e 4. Na ordem 1 (Figura 15A) é presente nas sub-bacias Abaixo, Una, Agreste e Passo dos Pires, diminuição do aparecimento nas sub-bacias Campina, Gama, Palha, e tênue ocorrência em Varginha, Várzea e o desaparecimento em Colono, Marcelino e Fula. Na ordem 2, Figura 15B, se destaca em Campina, Abaixo, Agreste, Marcelino, Gama, diminuindo em Una, Fula, Varginha, Várzea, Palha, inexistindo em Passo dos Pires e Colono.

Os segmentos de canais de direção ENE são expressivos na 1ª ordem, diminuem na 2ª ordem e praticamente desaparecem na 3ª e 4ª ordens (Figura 16A/B). Na 1ª ordem (Figura 15A) se destacam nas sub-bacias Varginha, Gama e Palha, com reduzida expressão em Campina, Una, Agreste, Passo dos Pires, Marcelino, Fula, Várzea e Colono. Na 2ª ordem (Figura 15B) se destacam em Colono, Campina, Abaixo e Varginha, enquanto nas demais sub-bacias os segmentos são dispersos.

Os segmentos posicionados na direção NW são expressivos na 1ª e na 2ª ordens, dispersos na 3ª e na 4ª ordens. Na 1ª ordem (Figura 15A) destacam-se nas sub-bacias Abaixo, Una, Marcelino, Fula, Gama, fracamente em Agreste, Passo dos Pires, Varginha, Várzea, Palha e Colono, inexistindo na sub-bacia Campina. Na 2ª ordem (Figura 15B), os segmentos NW se destacam nas sub-bacias Colono, Una, Agreste, Várzea e Gama, com diminuição em Campina, Fula e Palha. Na 3ª ordem (Figura 16A) é expressiva nas sub-bacias Palha, Colono, Campina, Una e Varginha, com

diminuição em Fula, Marcelino e Várzea, e inexistência em Abaixo, Passo dos Pires e Gama. Na 4ª ordem (Figura 16B) se destaca nas sub-bacias Colono, Una, Marcelino, Fula, Varginha e Palha, desaparecendo nas demais.

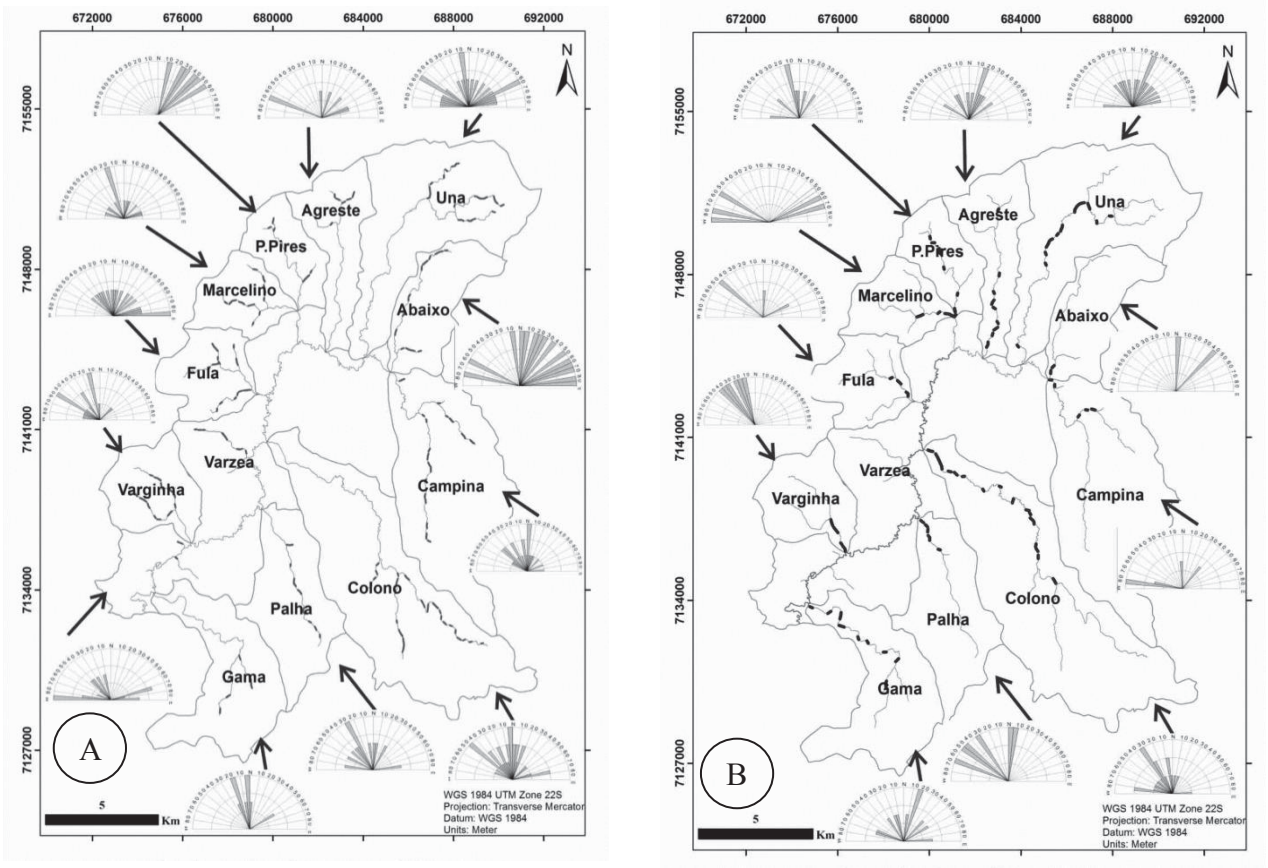


Figura 16 – Análise da direção dos canais de 3ª (A) e 4ª (B) ordens, em função das sub-bacias.

Os segmentos de direção NE são menos marcantes que os canais nas demais direções, entretanto, são expressivos na 1ª ordem, com diminuição de 2ª até 4ª ordens. Na 1ª ordem (Figura 15A) é marcante na sub-bacia Passo dos Pires, Fula, Varginha, Gama e Colono, com reduzida expressão em Campina, Una, Agreste, Marcelino, Várzea, Palha e inexistente em Abaixo. Na 2ª ordem (Figura 15B) é marcante em Marcelino, Agreste, Fula, Varginha e Palha, e a ocorrência diminui em Colono, Abaixo, Una, Várzea e inexiste em Passo dos Pires. Na 3ª ordem (Figura 16A), esta caraterística chama a atenção nas sub-bacias Abaixo, Una, Passo dos Pires e é pouco expressiva em Agreste, Marcelino, Fula e Campina, inexistindo nas demais. Na 4ª ordem os segmentos de direção NE são pouco expressivos, todavia, ocorre nas sub-bacias Campina, Abaixo, Una, Agreste e Gama.

A direção NS se mostra a mais heterogênea das orientações dos canais. Na 1ª ordem (Figura 15A) é marcante nas sub-bacias Campina, Marcelino, Fula, Varginha, Gama, Colono e Palha, com menor expressão em Abaixo, Una, Agreste, Passo dos Pires e Várzea. Na 2ª ordem (Figura 15B) destaca-se em Una, Várzea e Palha, com menor destaque para Colono, Campina, Agreste, Passo dos Pires e Gama.

A hierarquia de drenagem associada aos vetores dos canais demonstrou que a direção destes podem indicar padrões, sobretudo nos canais das menores ordens, formando talvegues bem definidos. Por exemplo, os rio Una ou rio Colono possuem direção geral bem definida no curso inferior, contudo nas cabeceiras a direção é obliqua à direção principal do curso do rio. Os canais de maior ordem, ou canais em rios muito meandrantes, onde o talvegue é indefinido, a definição da direção do vetor fica comprometida. Por exemplo, o rio da Várzea possui canal meandrante, com planície de inundação que varia de alguns metros a quilômetros, o que dificulta a definição de um padrão de direção do canal; ora o canal tem comportamento para uma direção, ora para outra.Simetria de bacia hidrográfica

4.1.2 Simetria de bacia hidrográfica

Os resultados da simetria de bacia são apresentados na Figura 17. Os cursos superior dos rios Palha, Colono e Campina mostram evidências de deslocamento dos canais para nordeste, com brusca inflexão para sudoeste na porção jusante. Os rios Abaixo e Una apresentam deslocamentos para noroeste, concordantes com o trecho central dos rios Passo dos Pires e Agreste, que possuem (em?) suas nascentes e foz vetores de direção oeste para leste.

Os rios Marcelino, Fula e Varginha apresentam deslocamentos para sul e sudoeste. No rio Varginha os valores de deslocamentos, no trecho montante, chegam a 1400 m, enquanto na porção jusante o deslocamento é menor que 60 m. A mudança do curso desse rio é brusca e marcada por uma feição geomórfica de dois cotovelos unidos por um segmento retilíneo com direção NE (Figura 17). A bacia hidrográfica do rio Gama é mais heterogênea, apresentando deslocamentos em todos os quadrantes, embora se alterne entre nordeste e sudoeste da porção central até a foz e noroeste/ sudeste na porção central.

Os traços cheios da Figura 17 indicam regiões com concentração de vetores de deslocamentos semelhantes entre as bacias contíguas. Os traços pontilhados separam deslocamentos internos em uma bacia. Essa técnica de separação é semelhante à identificação de zonas homólogas na foto interpretação e se pretende analisar a continuidade dos deslocamentos entre as bacias. Os gráficos circulares indicam a direção azimutal dos deslocamentos medidos com relação T – quanto mais próximo o ponto estiver do centro, menos deformada é a bacia, e quanto mais próximo da borda, mais deformada (Cox, 1994).

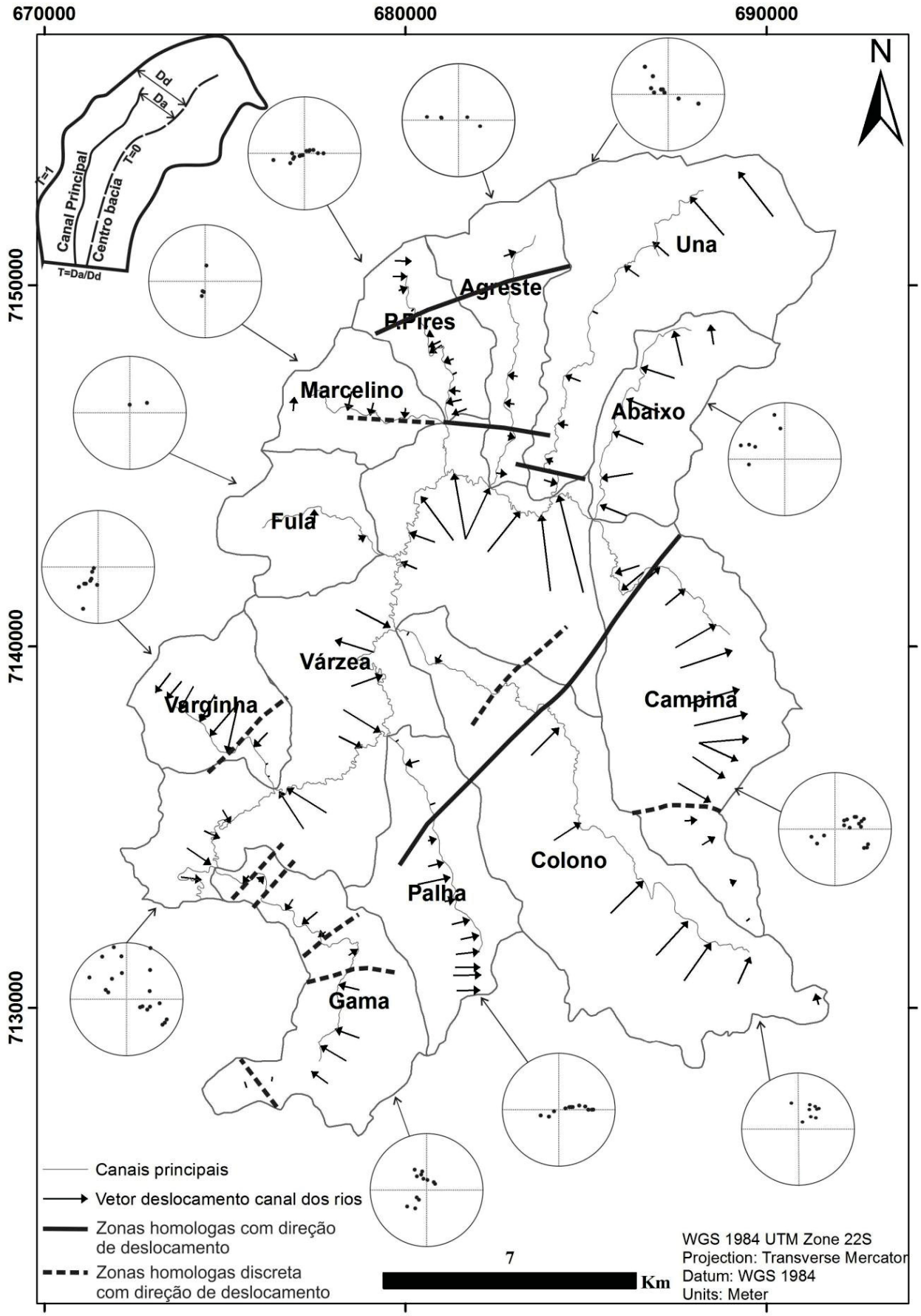


Figura 17 – Simetria de drenagem das sub-bacias alto rio da Várzea.

4.2 ESTRATIGRAFIA

A Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul se destaca pelo relevo relativamente plano, desenvolvendo feições do tipo *cuesta* com *front* voltado para oeste e reverso para leste. As *cuestas* são apontadas pelo padrão de drenagem característico, rios subsequentes com direção de fluxo de SE para NW, rios consequentes e resequentes SW para NE e rios obsequentes NE para SW.

Nas seções A-A' (Figura 18) e B-B’ (Figura 19) – locadas na Figura 20 e na Figura 21 – as *cuestas* são evidenciadas, formando blocos altos e baixos, basculados para leste, sugerindo sistema de falhas normais. Quatro *cuestas* são evidentes e denominadas segundo o rio na base do *front*: rios Campina, da Palha, Colono e Taboado, todas com desnível de até 10 m. Observa-se nas seções que as *cuestas* estão suavizadas, descaracterizadas pelo recuo da camada sedimentar na cornija – em alguns locais a erosão removeu toda a camada sedimentar de topo deixando exposto apenas o embasamento.

O embasamento apresenta-se intemperizado, formado por solos argilo-arenosos de coloração vermelha, rosa, amarelo e em algumas ocasiões branco a cinza claro, caracterizado nas sondagens pela maior rigidez – impenetrável ao trado manual. As sondagens sugerem que o contato do embasamento com os sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul acontece de forma brusca, o qual é identificado em campo como superfície de erosão, geralmente associada a cascalheiras, formadas por fragmentos líticos e areias quartzosas.

4.2.1 Distribuição dos sedimentos

As seções A-A’ e B-B’ foram confeccionadas a partir de informações de sondagens a trado e complementadas por descrição de afloramentos. Observa-se uma camada caulinítica contínua envolvendo lentes de areias – correspondentes às associações de fácies C e D, que serão apresentadas na sequência. Sobre essa camada há uma camada de solo orgânico, que corresponde às associações de fácies A e B, não discriminadas nas seções por questão de escala. Há locais em que se observam colúvios sobrepostos aos sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul e diretamente sobre o embasamento. O colúvio é caracterizado pela coloração vermelha ou amarela, silte arenoso, com clastos angulosos milimétricos a centimétricos de quartzo e fragmentos líticos. A fração areia é formada por quartzo mal selecionado e anguloso.

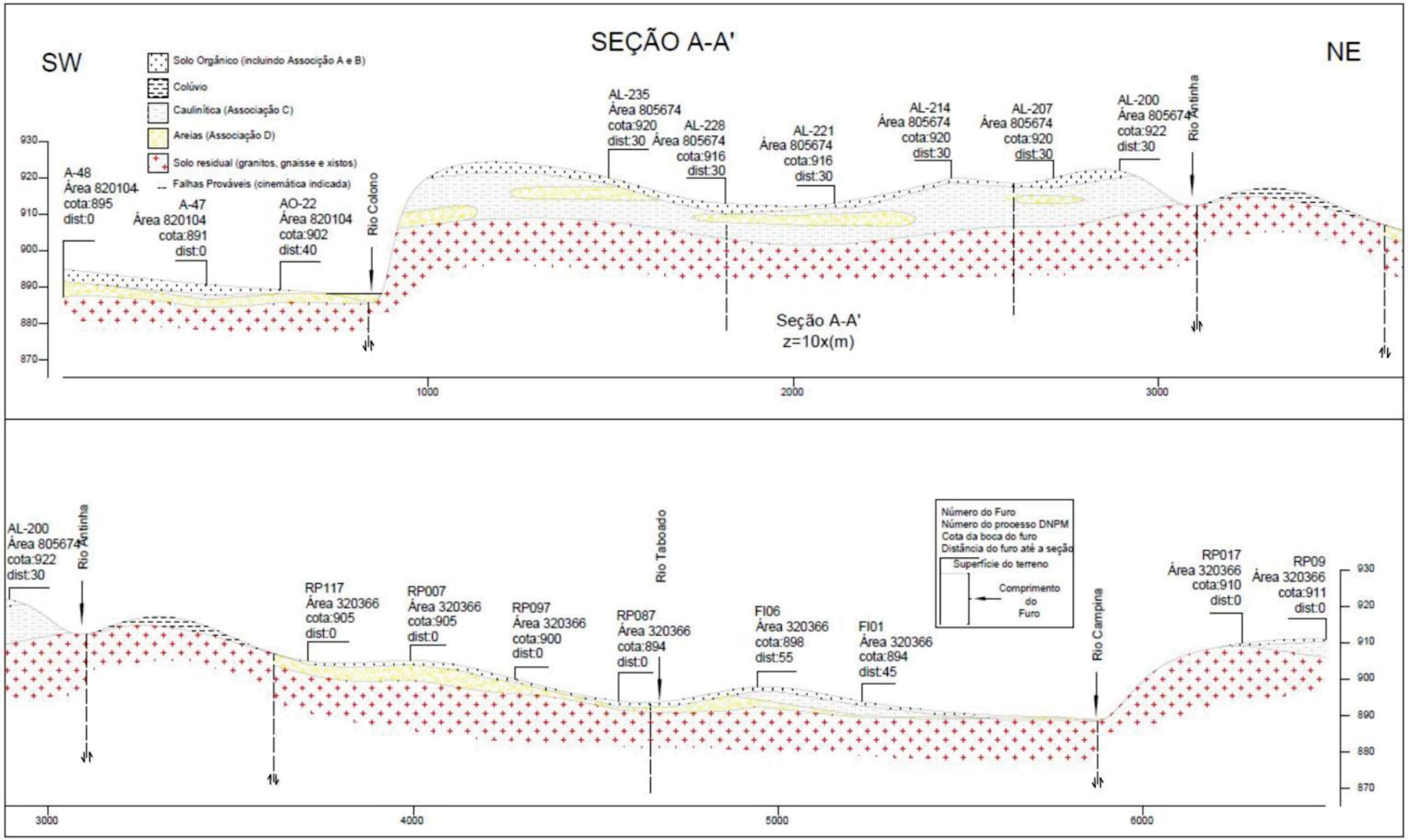


Figura 18 – Seção A-A', confeccionada a partir dos furos de sondagem, complementadas pelos afloramentos. Seção inferior é continuação da seção superior. A seção é locada na Figura 21.

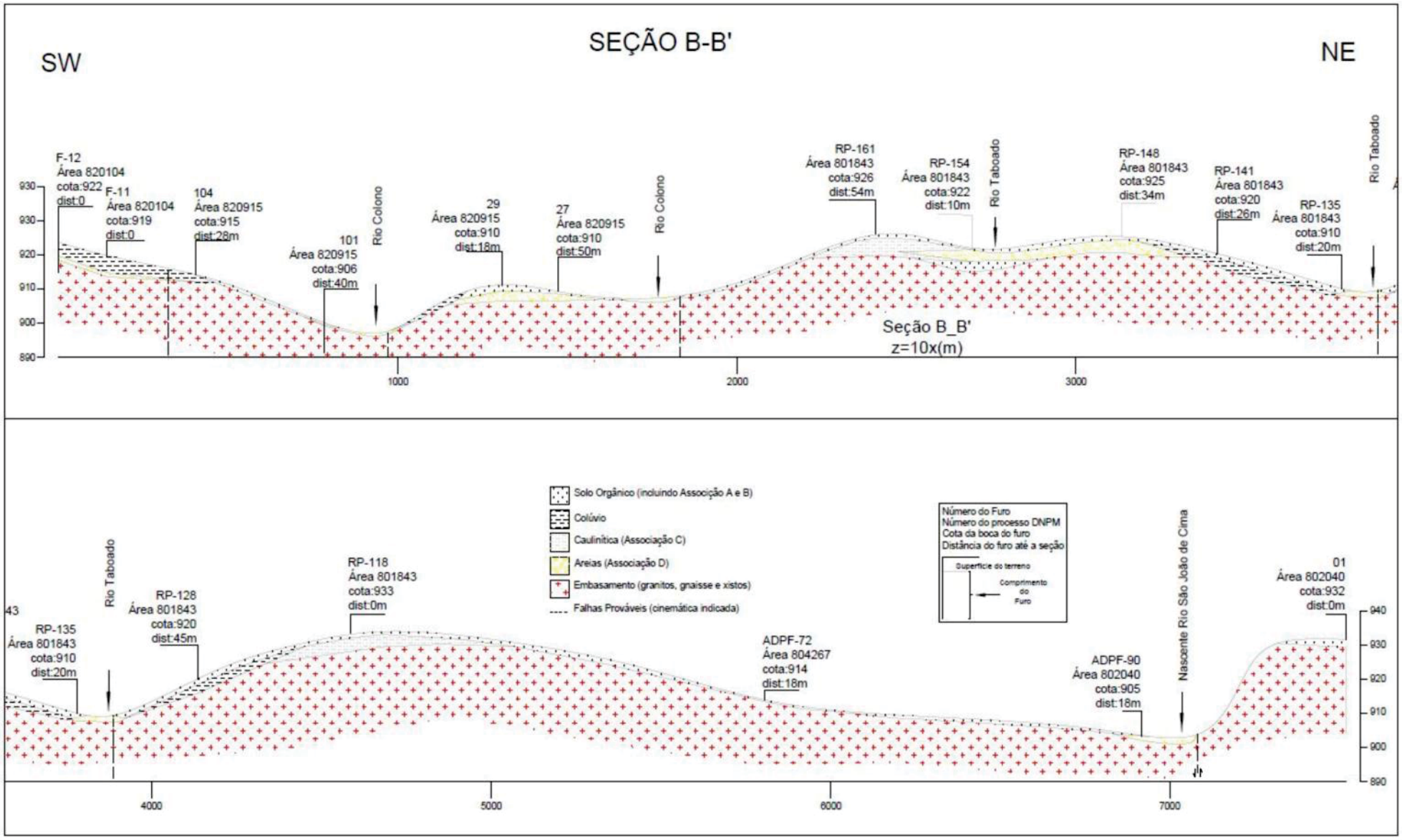


Figura 19 – Seção B-B’, confeccionada a partir dos furos de sondagem, complementadas pelos afloramentos. Seção inferior é continuação da seção superior. A seção é locada na Figura 21

O contorno estrutural da Figura 20 foi obtido a partir da interpolação de dados de sondagens e leva em consideração o contato entre os sedimentos que preenchem a bacia e o topo do embasamento. As áreas em vermelho correspondem ao embasamento raso (inferior a 1 m) e em azul as áreas mais profundas (máximo 30 m). A NE da Figura 20 se destaca uma depressão alongada, de direção NW-SE, entre os rios Colono (E) e Campina (W) (ver seções A-A' e B-B' na Figura 18 e Figura 19). Essa depressão foi interpretada como área inicial de deposição na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, limitada a W por uma rampa suave e a E por uma escarpa. Na seção A-A' observa-se que a depressão ocorre entre o reverso da escarpa do rio Colono e o *front* da escarpa do rio Campina, corroborando o corpo principal da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

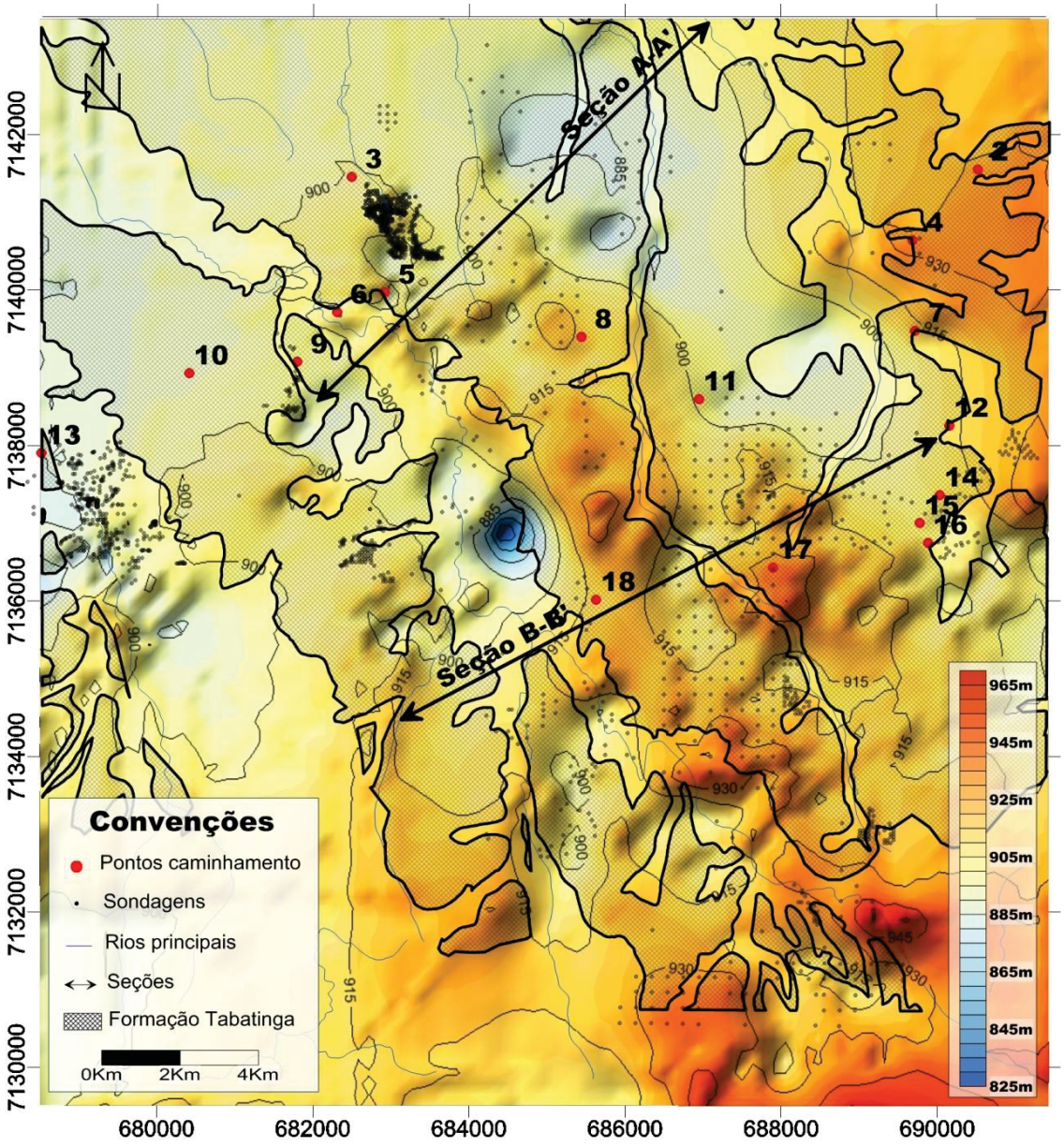


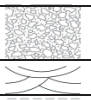
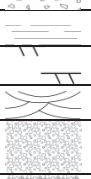
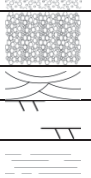
Figura 20 – Contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul– Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul

Foram descritos 21 afloramentos, indicados na Figura 21, e identificadas 12 fácies sedimentares descritas na Tabela 1, as quais foram organizadas em 5 associações de fácies em função do ambiente de sedimentação apresentado na Tabela 2. Foram preparadas nove seções colunares de nove afloramentos selecionados, apresentados na Figura 21.

Tabela 1 - Fácies descritas em campo e unidades litológicas do embasamento.

FIGURA	FÁCIES	DESCRIÇÃO DAS FÁCIES
	Lama	Argila e areia muito fina intercalando-se em lâminas plano-paralela. São comuns ocorrência de gretas de contração. Caules e raízes fósseis
	Cascalheira	Linha de seixos e grânulos de quartzo sub arredondados e imbricados (incipiente), intraclastos de silte orgânico ou caulim.
	Argila caulinítica	Caulim branco, verde claro, cinza ou marrom, maciço. Grânulos de quartzo anguloso (<10%). Nódulos (mm-cm) de gibbsita.
	Diamictito	Arcabouço composto por seixos e grânulos de quartzo, plagioclásios e fósseisvegetais, bioturbado. Grada verticalmente para argila caulinítica. Caules e raízes fósseis, bioturbações.
	Cruzadas acanaladas	Nas associações de fácies D e E formada por arcóseos e na associação de fácies B a areia é essencialmente quartzosa.
	Cruzada baixo ângulo	Arcóseos médios a grossos, imaturo, clastos de quartzo anguloso e fragmentos líticos.
	Orto conglomerado	Polimítico matriz arcoseana imatura, seixos sub arredondados, tênue imbricamento.
	Para conglomerado	Polimítico clastos sub arredondados, matriz arcoseana imatura. Pouco estratificado.

Tabela 2 – Descrição das Associações de Fácies (AF)

FIGURA	AF	INTERPRETAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES
	A	Planície de inundação alagada.
	B	Canais rasos e estreitos
	C	Planície de inundação, formada por areias muito finas intercaladas por argila cauliníticas. Constantes camadas centimétricas a milimétricas de depósitos de rompimento de canal (crevasse). Bioturbada, fósseis de caules e raízes.
	D	Canais em acresção lateral de barras. Comumente bioturbadas e fossilíferas.
	E	Leques aluvionares coalescente, com canais distributários perenes e planície de inundação restrita.

.

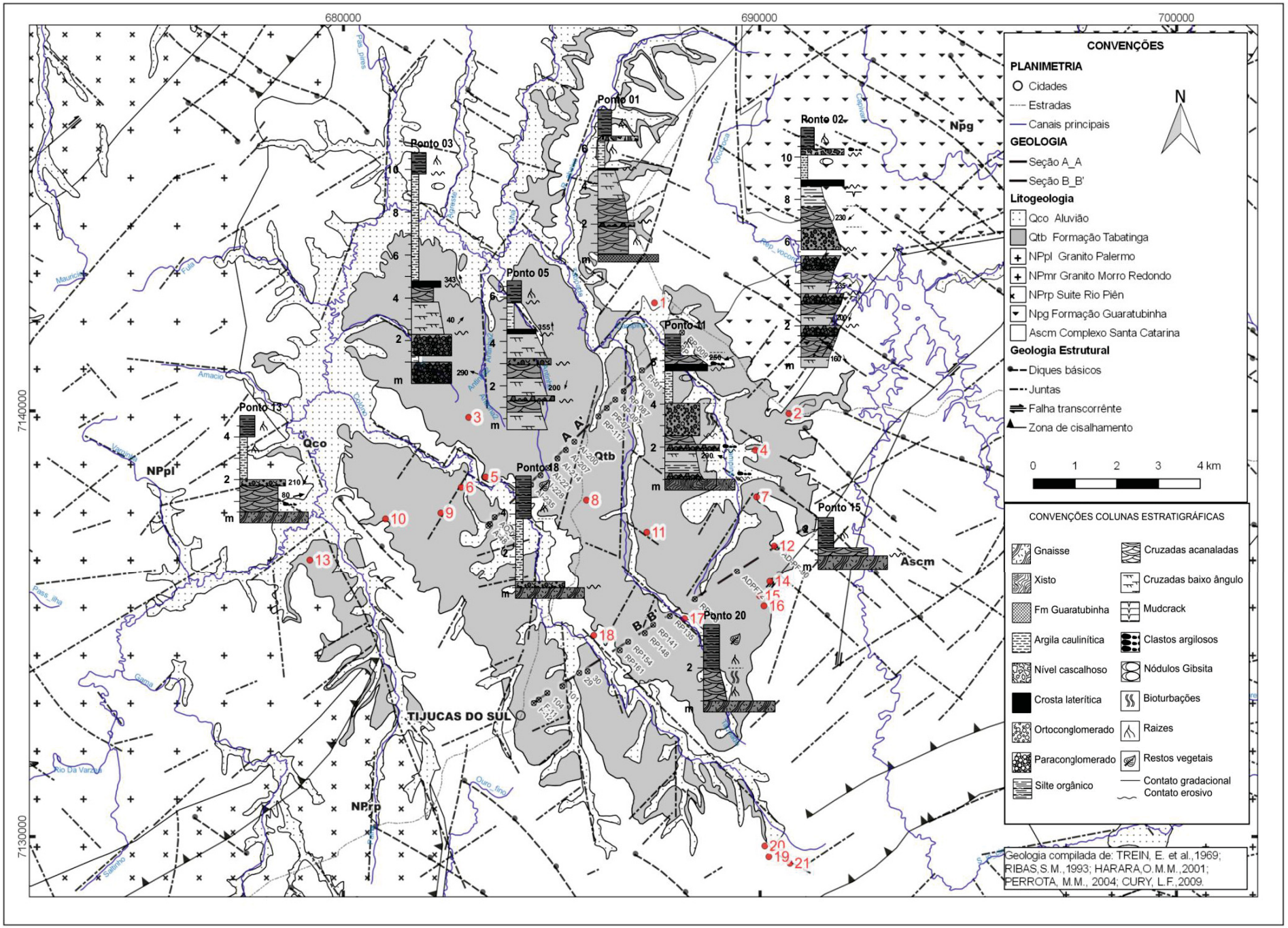


Figura 21 – Bacia Sedimentar de Tijucas, colunas estratigráficas selecionadas, interpretação das associações de fácies

4.2.2 Associações de fácies

A associação de Fácies E é composta por conglomerados (Figura 22), arenitos arcoseanos (Figura 23) e, subsidiariamente, depósitos de lama. Essa associação foi descrita nas bordas leste e centro noroeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, locados nos pontos 02 e 03 da Figura 21 e interpretada como depósitos de leques aluvionares.

Os conglomerados são polimíticos, matriz arcoseana grossa imatura, interpretados como os lobos dos leques aluvionares. Foram identificados diversos canais escavando a sequência de conglomerados: na borda leste são caracterizados como arenitos arcoseanos imaturos e na borda oeste os canais são formados por arenitos finos, desenvolvendo estratificação cruzada acanalada a estrutura maciça (Figura 23A B), localmente sobrepostos por camadas de lamas – interpretados como canais abandonados (Figura 24).

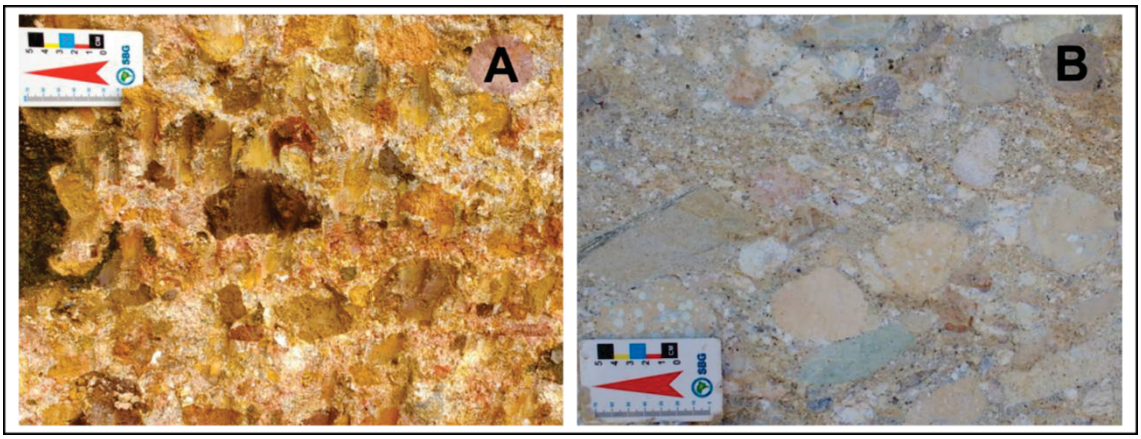


Figura 22 – Associação de fácies E, paraconglomerados matriz arcoseana. A) ocorrência Campo Alto; B) ocorrência Contenda (Mina Fazendinha).

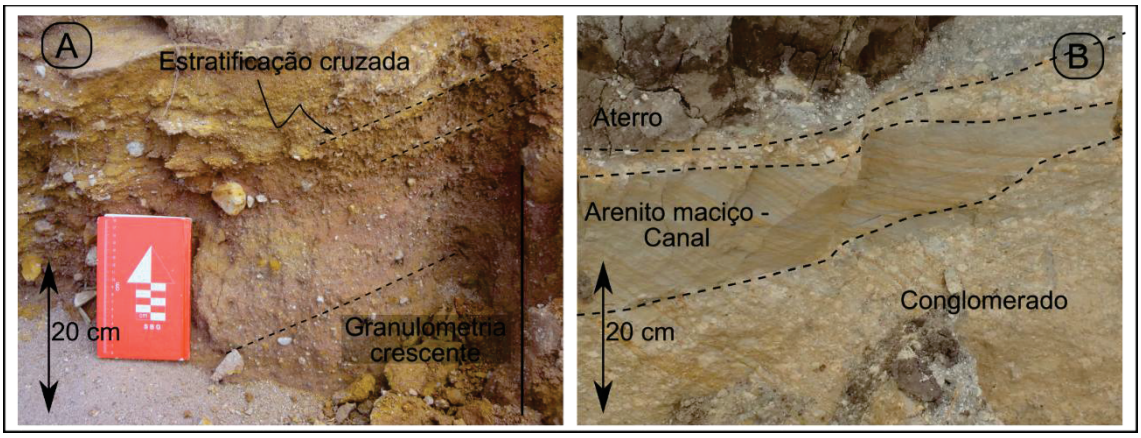


Figura 23 – Fácies de canal da associação E. A) arenito arcoseano, mal selecionado, desenvolvendo estratificação cruzada acanalada, gradação inversa. B) arenito fino bem selecionado, maciço, desenvolve lentes dentro do conglomerado.

A associação E é limitada no topo por uma superfície erosiva, comum em ambas as ocorrências – pontos 02 e 03 da Figura 21 e Figura 34. Na borda leste ela é sobreposta por arenitos arcoseanos finos a médios moderadamente selecionados, desenvolvendo estratificação plano

paralela, cruzadas acanaladas, comumente apresentando clastos subarredondados (Figura 24). Na ocorrência centro noroeste (ponto 03 da Figura 21) a associação E é sobreposta pela associação D, que é caracterizada nesse ponto por argilas cauliníticas maciças e arenitos arcoseanos moderadamente selecionados, desenvolvendo feições de barra em progradação lateral, internamente podendo apresentar lentes de areia muito fina, bem selecionada, desenvolvendo estratificação cruzada (lâminas de 1-5cm). Os arenitos e argilas caulinitica citadas caracterizam a associação de fácies D.

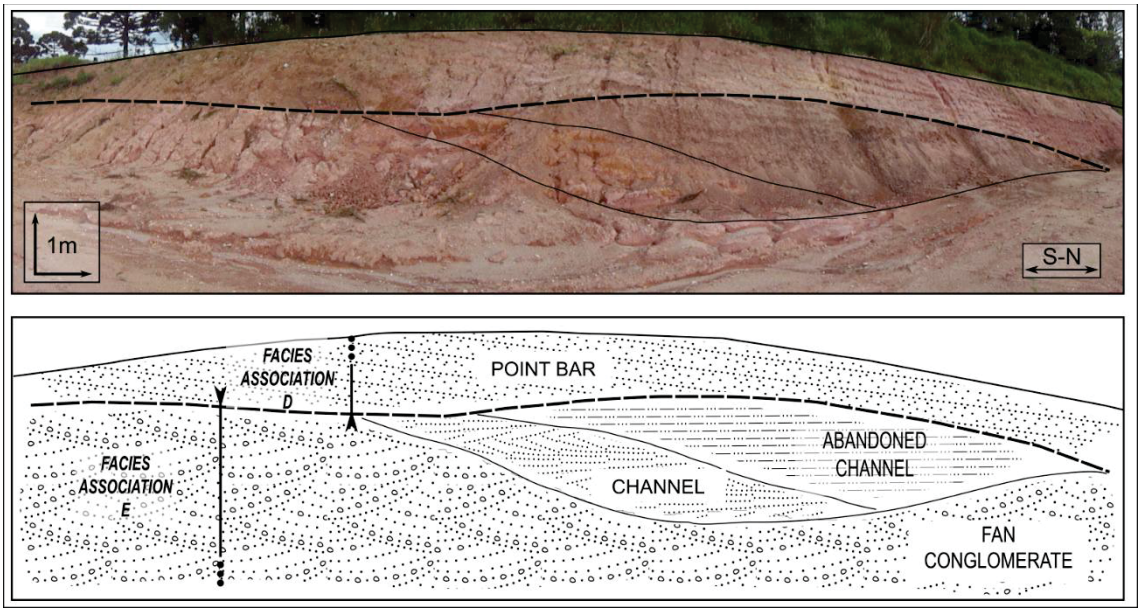


Figura 24 – Afloramento tipo associações de fácies E. Estrada Curitiba-Joinvile, BR-376 km 648.

Associação de fácies D é constituída por arenitos finos a médios, arcoseanos, formando estratificação cruzada, acanalada e plano paralela, desenvolvendo feições de barras em pontal, migrando para o primeiro e quarto quadrantes. Ocorrem comumente lentes com espessuras decimétricas de ortoconglomerados polimíticos e lentes milimétricas a métricas de argila caulinítica maciça, coloração cinza – condizente com a associação de fácies C. As melhores exposições da associação D ocorrem na borda leste, sobrepondo à associação E (Figura 24), no centro da bacia, às margens do rio Taboado e na margem direita do rio Colono, na estrada secundária Tabatinga – Contenda, a qual foi escolhida como seção tipo dessa associação (Figura 27).

Na borda leste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (ponto 01, Figura 21), em uma crosta laterítica de 5 cm de espessura por aproximadamente 5m, foram encontrados fósseis de dezenas de tecidos lenhosos e caules, com tamanhos inferiores a 1 cm, e no mínimo três centenas de folhas inteiras ou fragmentadas, com tamanhos que podem variar de 3 cm a 0,5 cm (Figura 25).

A crosta se desenvolveu preservando uma feição de canal, na interface entre as associações D e C, corroborado pela orientação das folhas indicando direção de paleocorrente. Em área contígua à ocorrência dos fósseis, a crosta laterítica preservou uma estrutura do tipo *mudcracks*, sugerindo que transporte das folhas e fragmentos vegetais em uma enxurrada e depositados na planície de

inundação. A crosta laterítica é sobreposta por uma camada de até 5 m de espessura formada por colúvio, indicando que o soterramento do sítio foi relativamente rápido, embora não se tenha evidências de que o colúvio tenha se depositado em um único evento. Segundo Bolzon *et al.* (2017) "*a morfologia das folhas indica uma associação de florestas úmidas de latitude e temperaturas altas*" do tipo arbórea com elementos de campo, igual ao que ocorre atualmente.

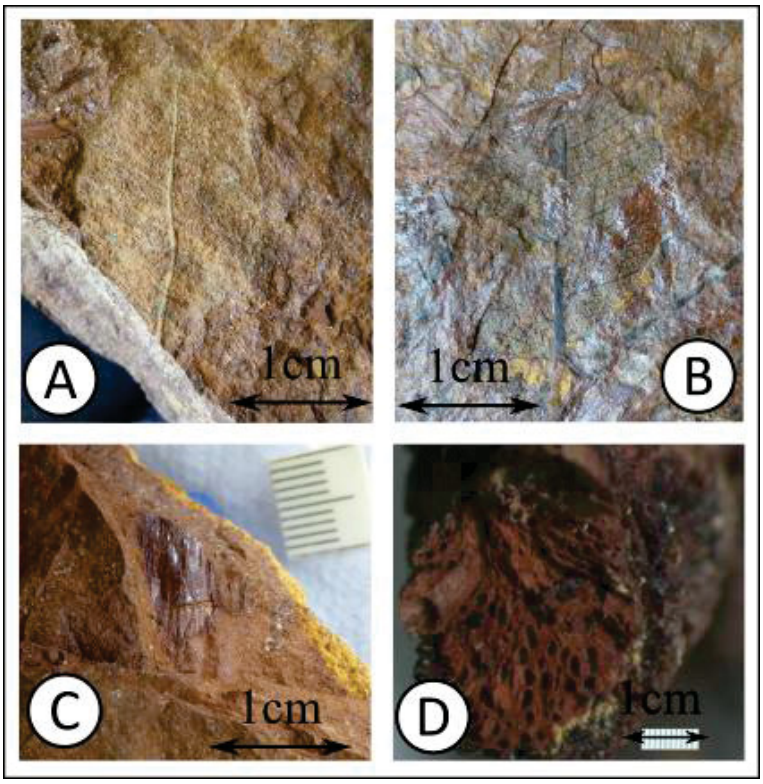


Figura 25 – Fosseis da associação de fácies D. A) Impressão de folha de tamanho pequeno com veia pinada, ápice convexo e margem inteira; B) Folha com nervuras preservadas; C) Fragmento de caule; D) Fragmento de tecido Lenhoso mostrando os vasos em vista transversal.

A associação de fácies C é composta por diamictitos, argilas caulinítica e lentes de areia muito finas e bem selecionadas. Os diamictitos ocorrem na base da associação, geralmente no contato com a associação D e são compostos por matriz caulinítica envolvendo clastos milimétricos a centimétricos de quartzo anguloso, fragmentos milimétricos de rocha e fragmentos diversos de fósseis vegetais e bioturbações (Figura 26). As argilas cauliníticas ocorrem na forma de camadas bem definidas, associadas a lentes de areia muito fina desenvolvendo estratificação plano paralela, em contato brusco com a associação D, lateral, e em contato gradual com os diamictitos. No contato das associações C e D geralmente se forma crosta laterítica, gretas de contração e bioturbações.

As areias arcoseanas da associação D sugerem que a deposição teria ocorrido em um canal fluvial, levando em consideração a granulometria e o conjunto de fácies. A associação C teria se depositado em uma planície de inundação, com recorrentes períodos de transbordamento do canal principal em momentos de excesso de chuvas, explicando a deposição dos diamictitos. A posição relativa das associações C e D sugere contemporaneidade entre elas, coerente a um sistema fluvial meandrante com planície de inundação bem desenvolvida.

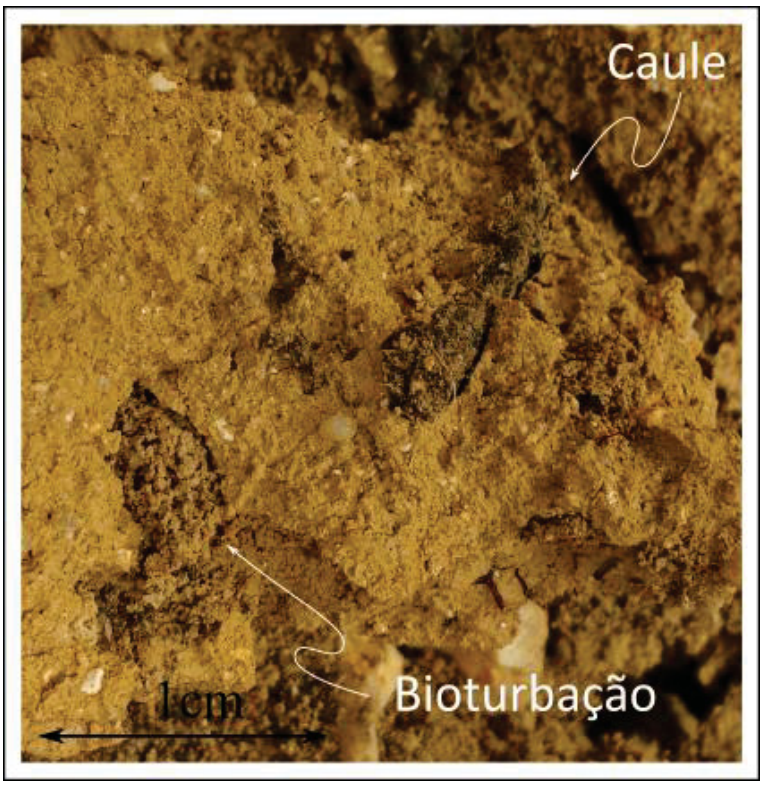


Figura 26 – Fosseis associação C, bioturbações e restos de tecido lenho (caule ou raiz) dispostos perpendiculares depositados junto com o diamictito.

O topo da associação C/D é definido por superfície de erosão sobreposta por sedimentos das associações de fácies A ou B (Figura 31 e Figura 32). A associação B é caracterizada por lentes de areias finas a grossas, ora cascalhosas, essencialmente quartzosas, desenvolvendo estratificação cruzada acanalada e cruzadas de baixo ângulo, frequentemente bioturbadas. São comuns a essa associação lentes delgadas de cascalho subarredondados, formados por quartzo e intraclastos de solo orgânico (Figura 31).

A associação de fácies A é caracterizada pela cor preta, com elevada concentração de matéria orgânica e composta por silte e lâmina de areia muito fina, desenvolvendo tênue estratificação cruzada. É comum a ocorrência de fósseis de tecido lenhoso e bioturbação causada por raízes muito finas (inferior ao milímetro).

As associações A e B são distintas das demais associações de fácies (C, D e E). Na associação B, por exemplo, a fração areia é formada por quartzo anguloso, mal selecionado, produto do retrabalhamento das fácies C, D e E. A ocorrência das associações A e B é generalizada em toda a bacia, entretanto, no centro é mais evidente, podendo alcançar espessuras de até 5 m. Interpreta-se contemporaneidade das associações A e B em um sistema fluvial possivelmente meandrante, justificando a interdigitação entre elas.

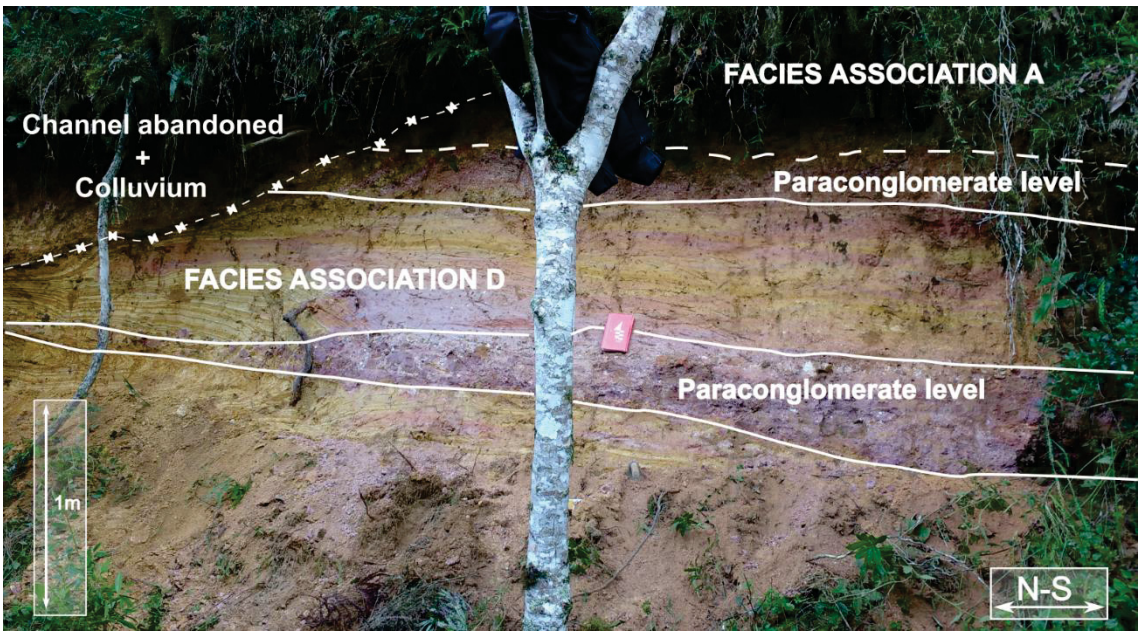


Figura 27 – Seção tipo da associação de fácies D, margem direita rio Colono, bairro Contenda, Tijucas do Sul.

No sudeste da área, em um areal (ponto 04, Figura 21), foram encontradas dezenas de fragmentos lenhosos com tamanhos que podem variar de milímetros até centímetros. Dentre os fósseis identificaram-se fragmentos de caules da divisão Coniferófita afim a *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze 1898, com 10 cm e 15 cm; provável região de colo que é aregião de transição entre o caule e as raízes, característica da Classe Dicotiledônea (Figura 28). Esse material foi depositado na interface entre as associações B/E, interpretado como retrabalhamento fluvial da borda sudeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

Na análise por LOE, a amostra 01 apresentou resultado “saturado”, por isso não foi obtida idade, enquanto a amostra 20 demonstrou idade de 60mil ± 8mil (113±16 Gy e 188,1±35Gy/ano). Na análise de conteúdo palinológico a amostra 01 foi descartada por apresentar-se oxidada e a amostra 20 apresentou os resultados mostrados na Figura 29. Segundo Mitsuru Arai (comunicação por e-mail, 2017) a amostra 20 (Figura 29) é composta por matéria orgânica amorfa não sapropélica (70%), Charcoals (20%) e Fitólitos (10%).

Descritivamente o professor Arai cita a existência de matéria orgânica herbácea (Figura 29 2833), matéria orgânica lenhosa estruturada (Figura 29 2835 e 2839), exemplares de fitólitos (Figura 29 2836, 2838), palinomorfos, confirmados com o uso da fluorescência (Figura 29 2837), microalgas (Figura 29 2840 e 2841), grãos de pólen de *Cyperaceae* (Figura 29 2842 e 2843), indicando a existência de “pântanos” dominados por essa espécie (corroborado pela presença de fitólitos, restos silicosos de plantas) e exemplares de "charcoals" (matéria orgânica vegetal carbonizada, fragmentos pretos), indicando incêndios na época (2834).

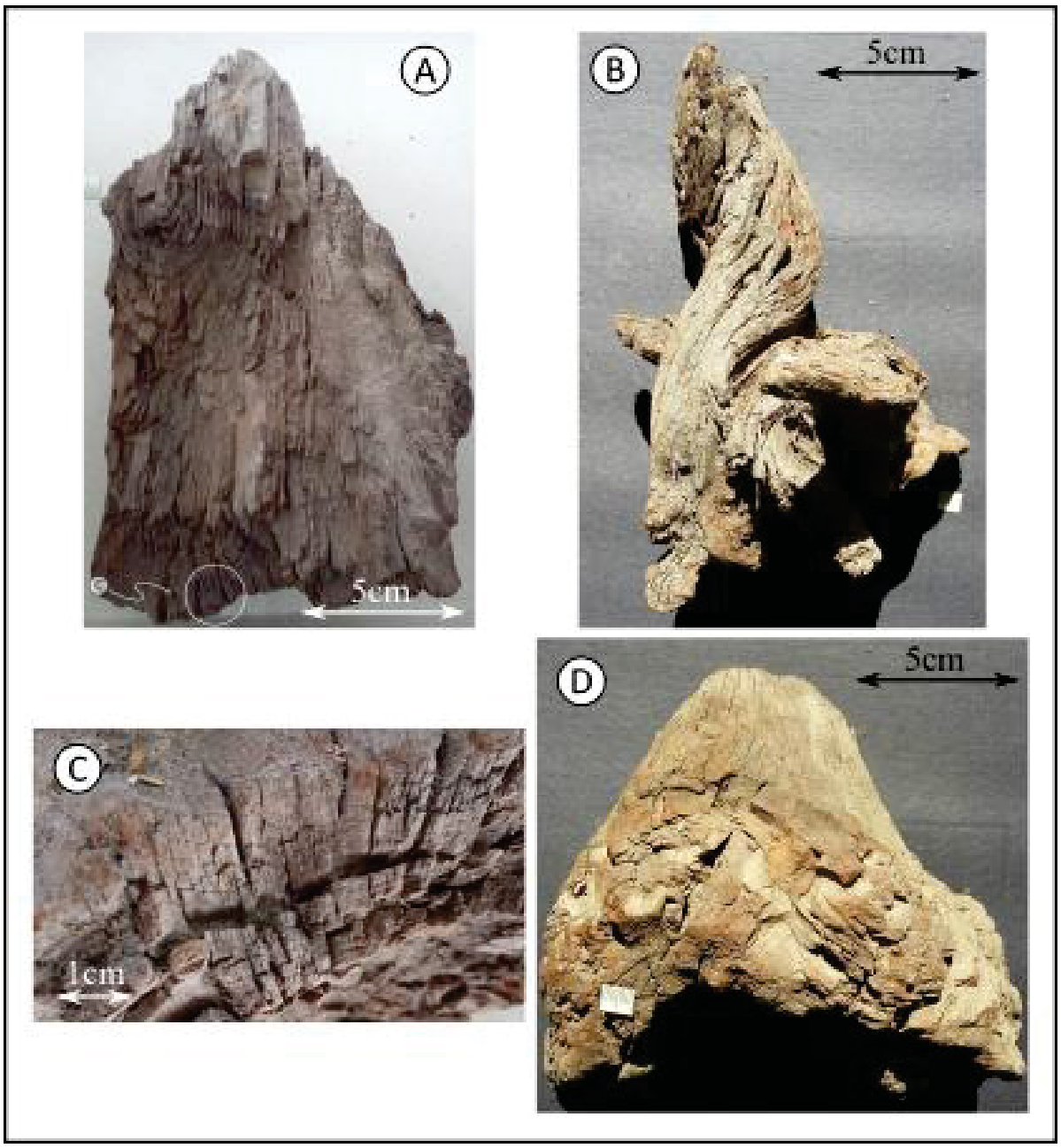


Figura 28 – Fósseis de Campo Alto, encontrados na interface entre as associações de fácies B/E. Ponto 04, Figura 21. A) Fragmento de caule de *Araucaria angustifolia* (vista longitudinal); B) Provável região de colo de uma Dicotiledônea com parte do caule e de raízes; C) Detalhe de A, mostrando os anéis de crescimento na vista transversal; D) Parte do mesmo fragmento de caule de *Araucaria angustifolia*mostrado na figura A (fotos professor Dr. Robson Tadeu Bolzon, DEGEOL/UFPR, 2018).

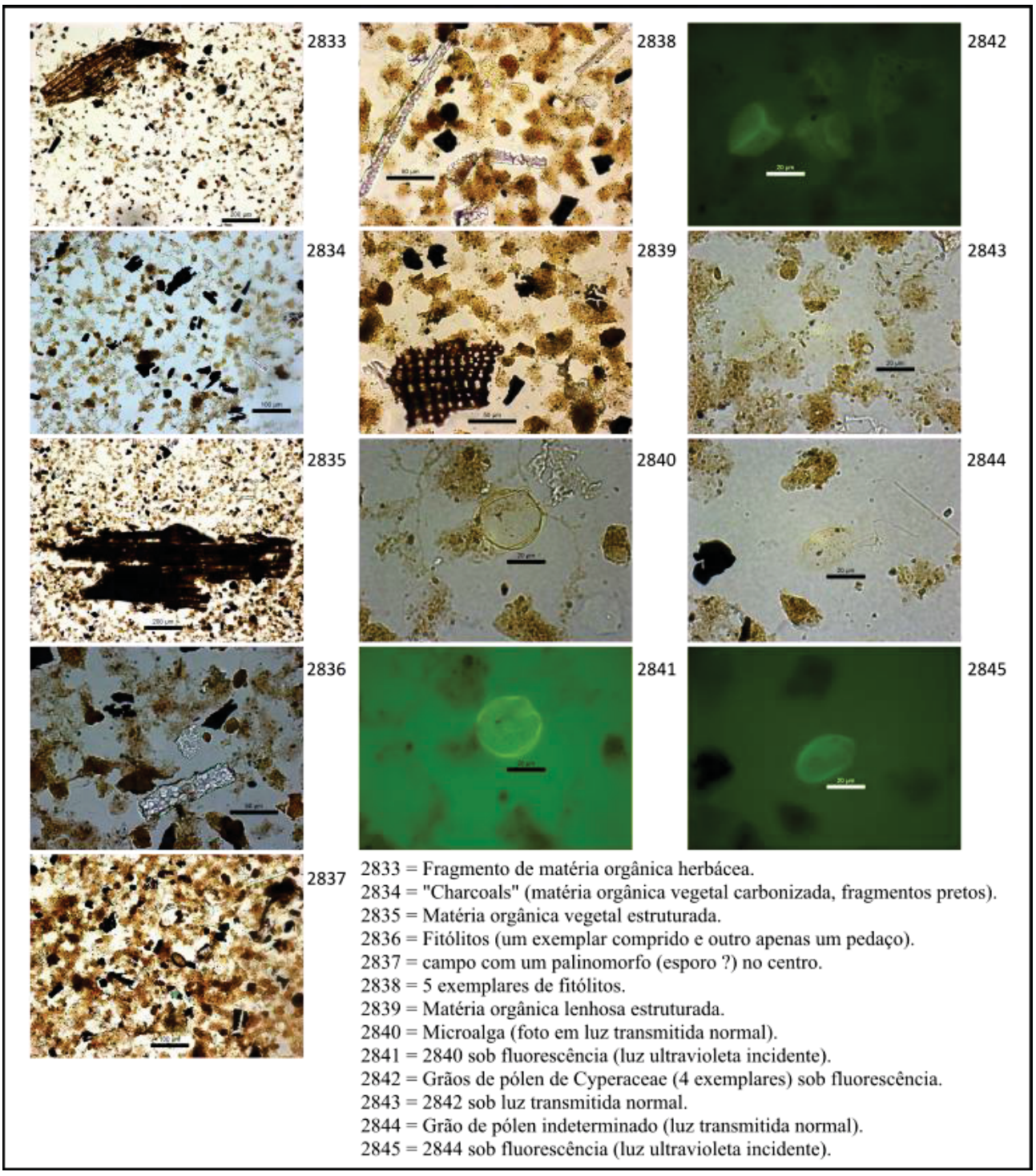


Figura 29 – Palinologia. Ponto 21, Figura 21. Descrição das imagens da análise palinológica na figura (professor Dr. Mitsuru Arai, no Laboratório de palinologia UNESP, comunicação por e-mail, 2017)

A sedimentação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul é controlada por duas discordâncias importantes, a partir das quais há significativa mudança no ambiente sedimentar e nas características do sedimento. A primeira discordância separa a associação E das associações D/C (Figura 24) e a segunda limita as associações C/D das associações A/B (Figura 31 e Figura 32). Na primeira discordância o ambiente passa de leques aluvionares para fluvial meandrante. A Figura 24 mostra a progradação de uma barra da associação D sobre a associação E sugerindo que houve

mudança na geometria da bacia, provocando avulsão dos canais para NE ou N (Figura 24), demonstrado pela mudança brusca na direção da paleocorrente. O mesmo ocorre na borda oeste com o contato brusco dos conglomerados com as associações C/D (Ponto 3, Figura 21).

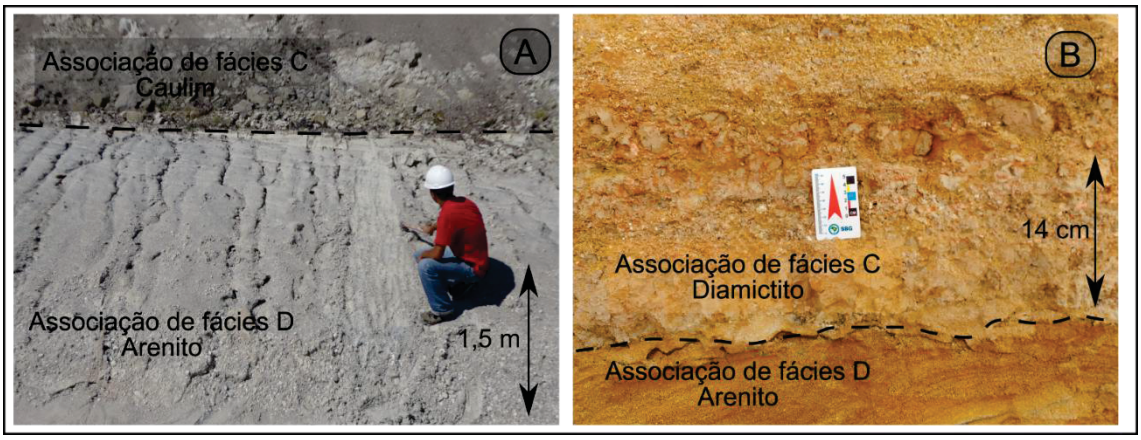


Figura 30 – Contato entre associações C e D; A) área da mina Fazendinha, Paraná Mineração; B) terraplenagem Casa Limpa Transportes, bairro Campina, Tijucas do Sul.

A segunda discordância, entre as associações C/D e associações A/B, determina o máximo de inundação da bacia (Figura 34). Essa superfície foi criada por retrabalhamento fluvial, denunciado pela superfície erosiva regional e é correlacionada à evolução da associação de fácies B. O ambiente criado é caracterizado por amplas áreas alagadas, explicada pelas espessas camadas de solos orgânicos da associação A, com fósseis de vegetaçãoarbustiva.

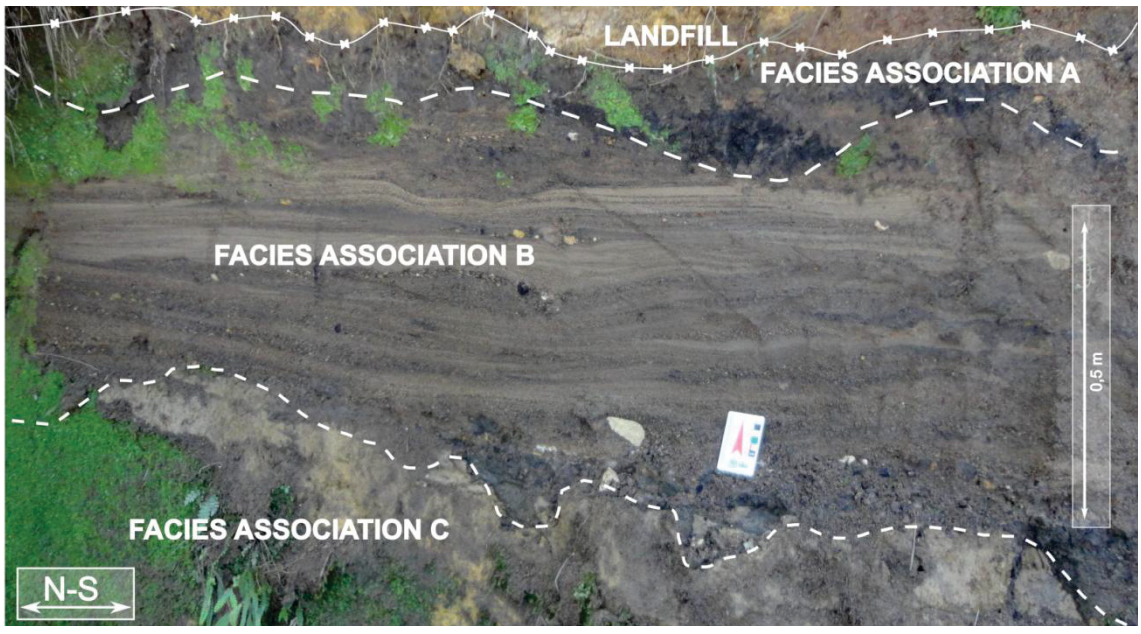


Figura 31 – Canal da associação de fácies B escavando as argilas cauliníticas da associação C, detalhe para os sulcos na base preenchidos por clastos angulosos quartzo e nódulos de argila.

A Figura 34 correlaciona lateralmente as colunas estratigráficas dos afloramentos descritos, nivelando-as na base da associação B – interpretando-se que esse foi o máximo de inundação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Observa-se que nas colunas das bordas sul e sudeste (ver locação na Figura 21) não há registros das associações E e D, por outro lado, a

deposição da associação C ocorre diretamente sobre o embasamento, sugerindo possível erosão das camadas E e D. Corrobora essa hipótese o fato de existir em alguns afloramentos “restos” das associações C e B, comumente recobertos por colúvios, como mostra a Figura 33.

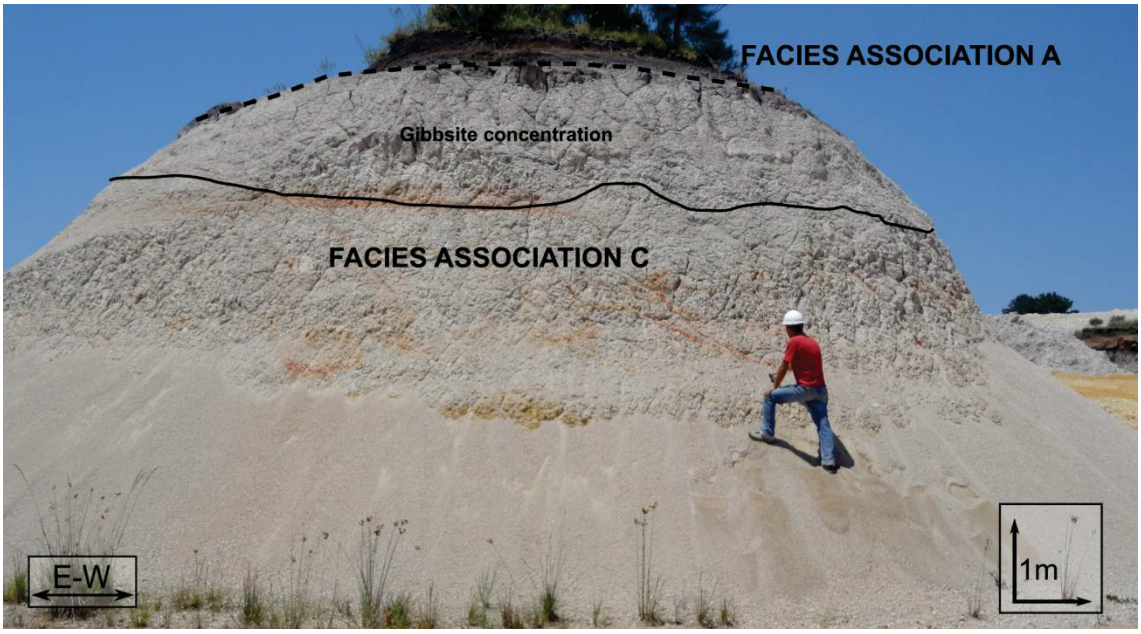


Figura 32 – Camada de caulim da Associação de fácies C, afloramento do poste, Mina Fazendinha.

Na Figura 33 são observadas três superfícies erosivas não contemporâneas, a primeira na interface entre a associação C e o saprólito, correlaciona-se com a primeira discordância da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (discutida no texto acima), a qual gerou a avulsão dos canais para o norte e a deposição das associações C e D. A segunda superfície ocorre na interface entre a associação B e o saprólito, correlacionada com a segunda discordância da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, que marca o máximo de inundação da bacia. A terceira superfície da Figura 33 é definida pelo contato do colúvio com a associação B e corresponde a uma superfície comum à base dos colúvios em toda a região.

Verificou-se em campo que há muitos depósitos coluvionares, preenchendo canais abandonados, ou em meia encosta, denunciando antigos movimentos de massa gravitacional. Os colúvios não são representados nas colunas estratigráficas, porém, chamam a atenção pelo fato de muitas vezes serem condicionados pelos mesmos processos que afetam a sedimentação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, sugerindo contemporaneidade estrutural e sedimentar, como demonstrado na Figura 33. Na Figura 27 observa-se um canal abandonado, suspenso na cornija da escarpa do rio Colono, ora preenchido por colúvio. Muitas feições semelhantes são verificadas nos *fronts* das escarpas, indicando que a geometria da bacia teria sido alterada bruscamente, deixando suspensos esses canais com o posterior processo de movimentação da massa gravitacional preenchendo-os.

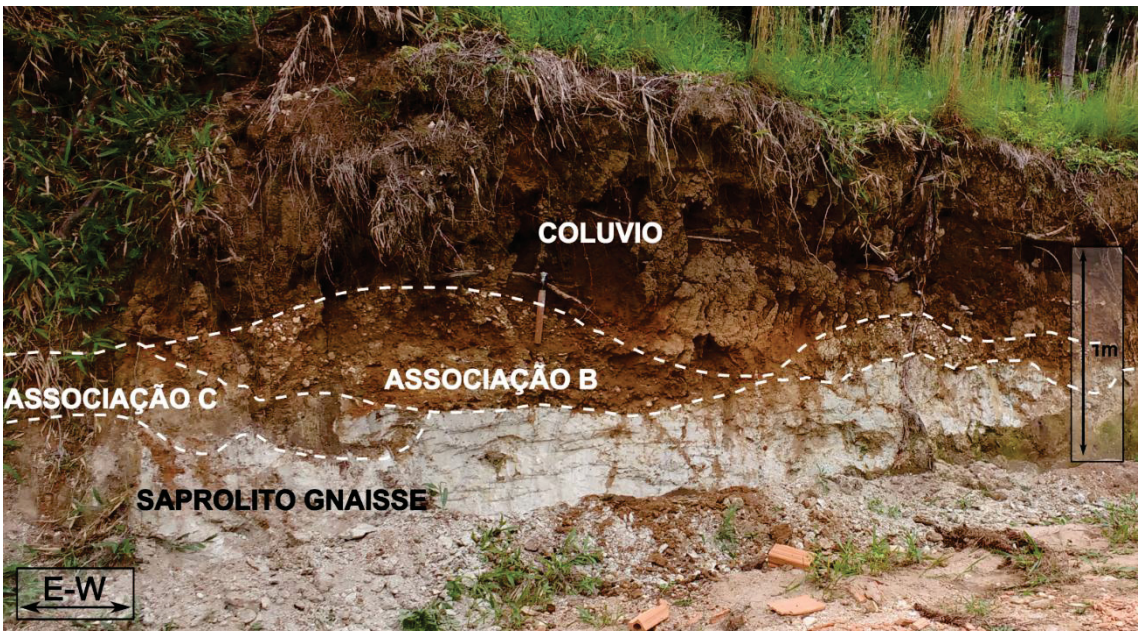


Figura 33 – Afloramento 16, locado na Figura 21. Saprólito de Gnaisse sotoposto às associações C e B.

A partir das seções colunares da Figura 21 elaborou-se uma correlação estratigráfica em cerca, apresentada na Figura 35. Nota-se que após a primeira discordância (entre as associações E e C/D) há um aumento da espessura da coluna sedimentar em direção ao norte e nordeste, corroborando a hipótese de avulsão dos canais nessa direção. Por outro lado, há um espessamento das associações A e B para o lado oposto, em direção ao sul, sugerindo que a bacia teria "crescido" nessa direção durante o período de atividade dos canais da associação B. É possível que as associações A e B tenham sido bruscamente interrompidas na borda leste, tanto por um evento tectônico quanto pela geometria da bacia se adequando a uma condição hidrográfica nova, como a captura do canal principal pela bacia do rio Negro, ao sul, e a bacia hidrográfica do Atlântico, a leste e Sudeste.

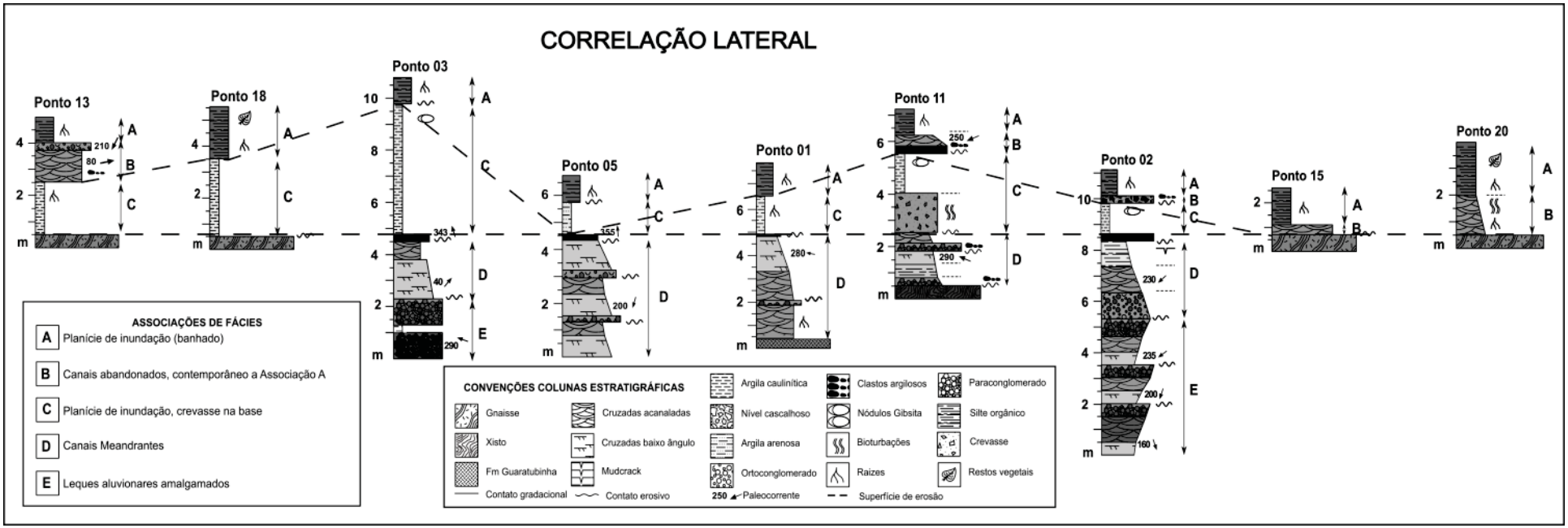


Figura 34 – Correlação lateral das colunas, visão de S para N. Locação na Figura 21

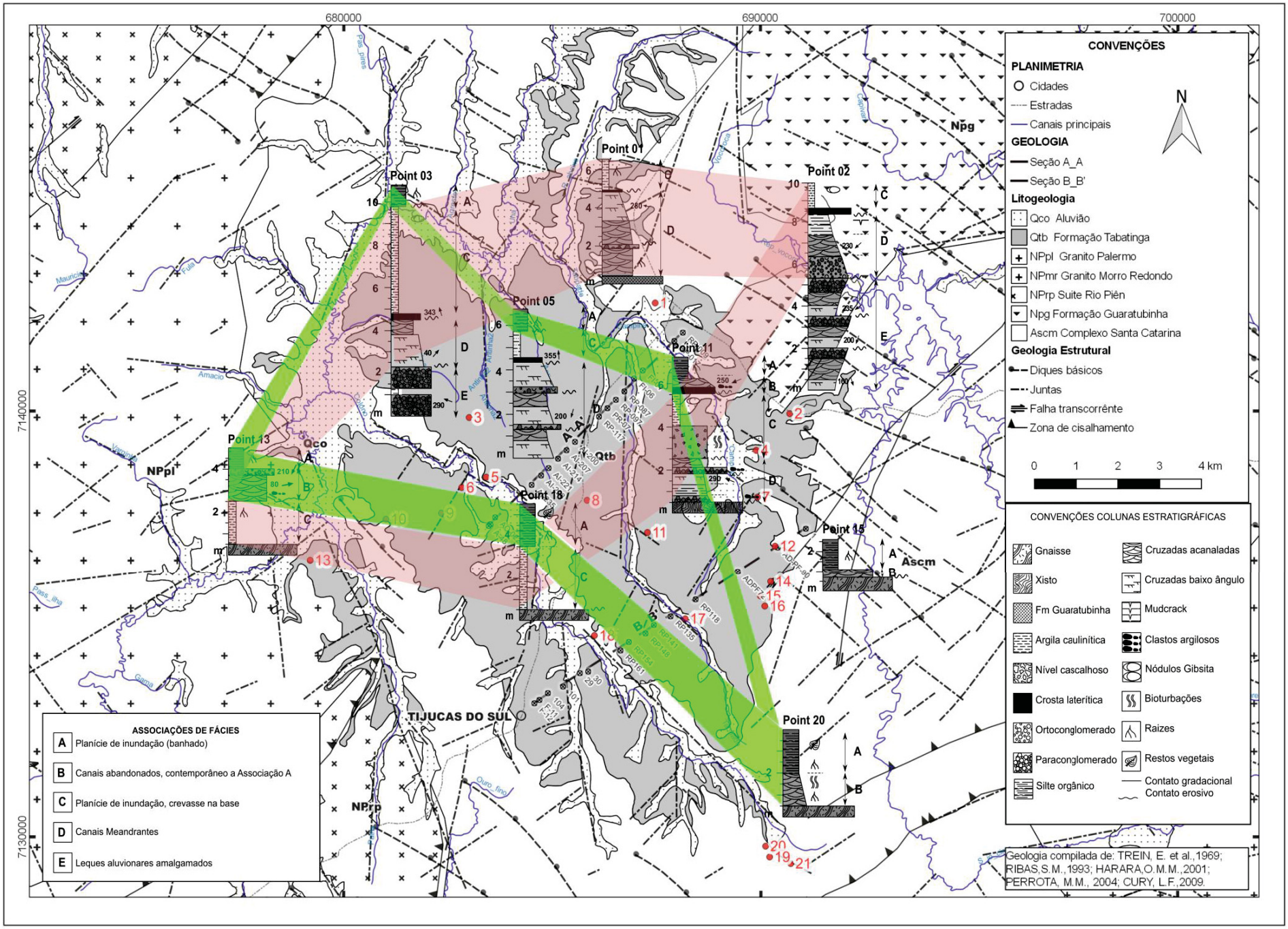


Figura 35 – Correlação em cerca das unidades geológicas da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Verde Associações A e B, Vermelho Associações C e D.

Levando em consideração as características sedimentares das associações de fácies e os seus respectivos ambientes deposicionais, limitadas por indiscutíveis discordâncias regionais, sugere-se aqui que doravante se abandone o nome Formação Guabirotuba para os depósitos sedimentares da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul e, considerando a unidade ora pesquisada como uma unidade litogeológica individualizada, se utilize o nome Formação Tabatinga como unidade estratigráfica fundamental da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. O nome Tabatinga é utilizado em função de uma vila homônima que se localizar no centro da bacia, cuja etimologia da palavra, em Tupi Guarani, faz referência direta a argilas brancas ou barro branco(Bueno, 2008), característica fundamental na distinção da Associação de fácies C.

Como foi mencionado ao longo do texto a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul é marcada por duas discordâncias, as quais delimitam três períodos característicos na história geológica da bacia. Portanto, se justifica a separação da Formação Tabatinga em três Membros distintos, (Figura 36): **Membro Campo Alto**, na base da Formação Tabatinga, correspondente aos leques aluvionares da associação de fácies E, truncado no topo por superfície erosiva, colocando em contato brusco com as associações D na borda leste, C na borda oeste e B na borda sul (afloramento 04 Figura 21). A seção tipo é definida pelos afloramentos dos cortes da BR-376 Curitiba-Joinville, especificamente localizados no retorno da localidade de Campo Alto, no Km 648 Sul. No mapa geológico da Figura 21 são apresentados nos pontos 02 (coordenadas UTM 690.703 E, 7.139.937 N, fuso 22S) e ponto 04 (coordenadas UTM 689.899 E, 7.139.075 N, fuso 22S) (Figura 34 e Figura 36 – Seção tipo da Formação Tabatinga).

Membro Colono corresponde ao sistema aluvionar meandrante das associações de fácies C e D (Figura 21 e Figura 34 e Figura 36). Possui contato erosivo na base com a associação E e no topo com as associações A e B. Seção tipo na mina Fazendinha, ponto 03 (coordenadas UTM 683.003 E, 7.139.845 N, fuso 22S) e ponto 05 (coordenadas UTM 683.412 E, 7.138.446 N, fuso 22S), este localizado na margem direita do Rio Colono, no corte da estrada secundária Tabatinga – Contenda, em Tijucas do Sul.

Membro Taboado, correspondente a associação de fácies A e B melhor representado no ponto 11, (coordenadas UTM 687.275 W, 7.137.148 S, fuso 22S), localizado na estrada secundária Tabatinga – Postinho, após a ponte do Rio Taboado (Figura 21 e Figura 34 e Figura 36). Possui contato erosivo na base com as associações C, D, E e com o saprólito.

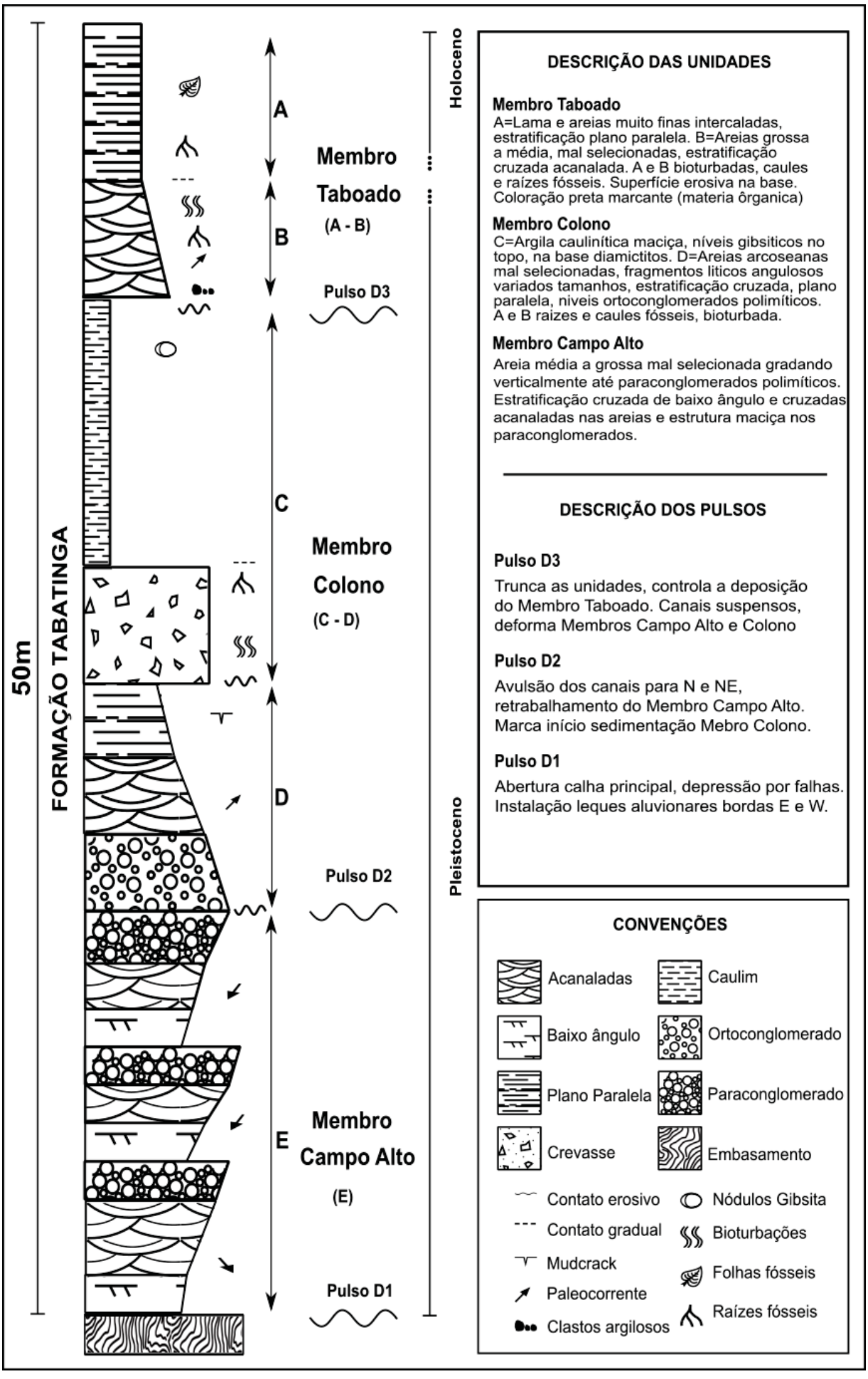


Figura 36 – Seção tipo da Formação Tabatinga

4.3 ANÁLISE ESTRUTURAL

4.3.1 Análise fotogeológica

A Figura 37 traz todos os alinhamentos fotointepretados sem fazer nenhum tipo de análise. Em detalhe, no canto superior direito é apresentada a roseta correspondente a frequência acumulada das direções dos lineamentos, arranjadas em classes com amplitude de 5°. A partir da distribuição de classes observam-se três famílias de lineamentos bem definidas, E-W (80-90W e 80-90E), NE (60-70E) e NW (45-65W). Outros grupos de lineamentos também ocorrem, porém em menor proporção.

Os lineamentos da Figura 37 quando analisados em um histograma da frequência relativa, na forma de barras, como mostra a Figura 38, observam-se que os lineamentos se agrupam em torno de médias locais, porém sem gerar uma informação conclusiva. Todavia, ajustando o modelo de Riedel às escarpas da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, aproximadamente NW-SE (paralela as fraturas T), os lineamentos passam a ter alguma conexão com o modelo deformacional que teria gerado as escarpas – justificando o gráfico do modelo de Riedel no canto inferior esquerdo da Figura 37 e no centro a esquerda da Figura 38.

Portanto, reanalisando a Figura 38 é possível identificar que os lineamentos posicionados entre 80-90W e 80-90E possuem correspondente com as fraturas sintéticas de Riedel, os lineamentos na direção 40-80E correspondem a fraturas P ou Y e os lineamentos posicionados entre 30-65W se relacionam às fraturas antitéticas de Riedel ou às juntas T. Sem levar em consideração a reologia das rochas (ângulo de atrito e coesão), apenas considerando ângulos arbitrários entre as famílias de fraturas, é possível identificar as seis estruturas comuns ao modelo de Riedel na Figura 38.

Logo, arbitrando um ângulo de 20° (Wilcox *et al.*, 1973) entre a fratura R (80E) e a fratura Y, pode-se arbitrariamente determinar que a fratura Y deve variar desde 60-80E. Aplicando-se o mesmo ângulo entre a Y e a P, obtêm-se que as fraturas P variam 60-40E. Do outro lado do elipsoide de tensão a fratura antitética (R') deveria estar posicionada no mínimo 60° da fratura sintética (R)(Wilcox *et al.*, 1973), ou seja, 20W. Todavia, a partir de controle de campo observou-se que isso não ocorre e que as fraturas R' posicionam-se entre N0-55W, ou próximo a essa direção e que as juntas T se posicionam entre 55-80W – esse assunto será retomado no capítulo que trata da geometria das falhas. Pelo modelo de Riedel a direção entre 0-40E ocorrem dobras *en échelon* ou falhas inversas (Wilcox *et al.*, 1973) como mostra a Figura 38.

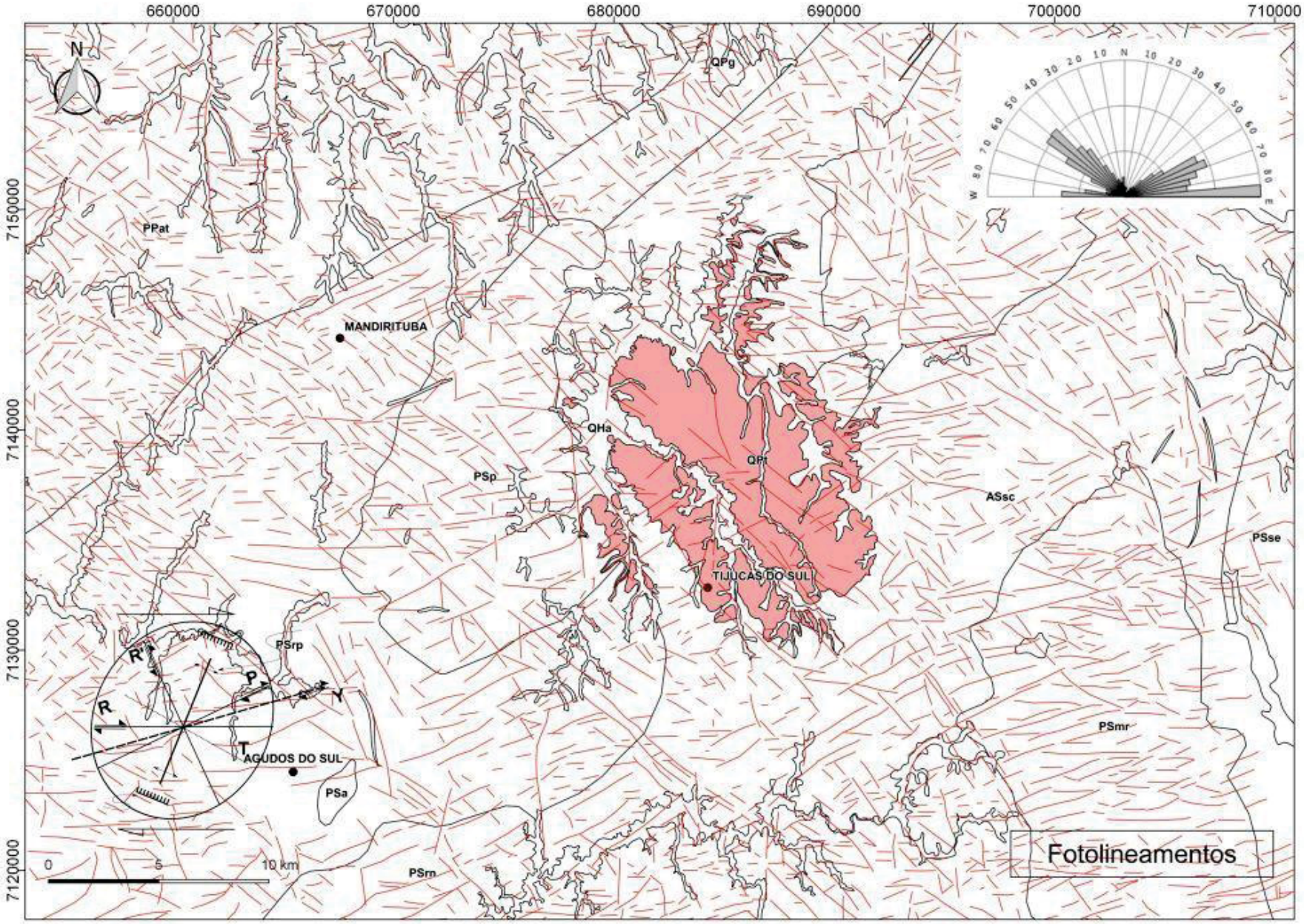


Figura 37 – Fotolineamentos obtidos a partir de imagem de satélite CBERS 4

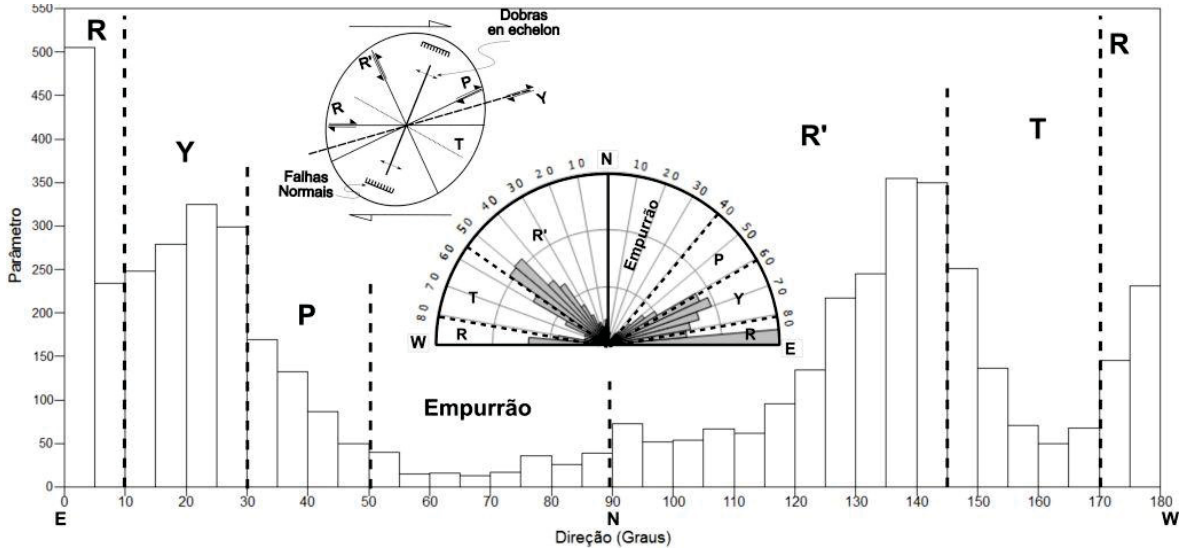


Figura 38– Interpretação do histograma dos fotolineamentos a partir de observações de campo. Explicações no texto.

Os lineamentos E-W (R) são descontínuos lateralmente, ocorrem em feixes e quando observados em imagem aérea verificam-se estruturas contínuas (Figura 39A). Observam-se três faixas de lineamentos R cruzando a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul: uma na porção norte, uma na porção central e uma na porção sul. A da porção norte condiciona a cabeceira dos rios da margem direita da bacia hidrográfica do rio da Várzea, limita os rios da margem esquerda do rio Iguaçu e limita a parte norte do granito Palermo (PSp). Os lineamentos da porção central marcam pouco a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, entretanto é evidenciada no granito Palermo (PSp). Os lineamentos do sul não marcam diretamente a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, todavia condicionam o seu limite sul e praticamente todos os aluviões dessa região.

Os lineamentos R' (Figura 39B) possuem traçado retilíneo e contínuo por dezenas de quilômetros, ocorrem isolados ou em feixes concentrados e cruzam indiscriminadamente toda a região. Localmente os fotolineamentos R' são paralelos á zona de Falha Cândido de Abreu – Campo Mourão (Zalán *et al*., 1984) e regionalmente aos Alinhamentos Rio Alonzo e Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1982). Na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul é marcado pela orientação dos talvegues dos rios Colono e Campina e paralelos a principal direção das escarpas dos rios Campina, Colono e Palha (seções A-A' e B-B', Figura 18 e Figura 19).

Os lineamentos P (Figura 39C) são orientados na direção N50-65E e na foto interpretação são evidenciados por traçado descontínuo, esporádicos, na forma de feixes ou isolados. Esses lineamentos cruzam o centro da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, orientando as nascentes da rio Palha (SW da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul). Na porção SE da bacia ocorre um feixe de alinhamentos que sugerem controlar o limite SE da bacia e o limite NW do granito Morro Redondo (PSmr), além de condicionar parte do rio Negro (aluvião ao sul na Figura 39B)

Os lineamentos Y (Figura 39D) são orientados na direção N60-80E e são definidos por lineamentos com traços contínuos e dezenas de quilômetros, na forma de feixes, raramente isolados,

caracterizando estruturas regionais, nitidamente condicionando os limites do granito Morro Redondo (PSmr), do granito Palermo (PSp) e o contato entre os domínios Luiz Alves e Curitiba na região norte da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Figura 39D)

As juntas T da Figura 39E estão orientadas na direção em torno de N80-60W, possuem traçado descontínuo, na forma de feixes isolados ou na forma de traços isolados. Ocorre uma concentração na borda NE da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, paralela a escarpa da Campina (seções A-A' e B-B', Figura 18e Figura 19), as quais sugerem controle dessa borda (Figura 39E).

Os lineamentos das falhas de empurrão ou inversa se orientam aproximadamente na direção N-S até N30E, são descontínuos, isolados e raramente em feixe (Figura 39F).

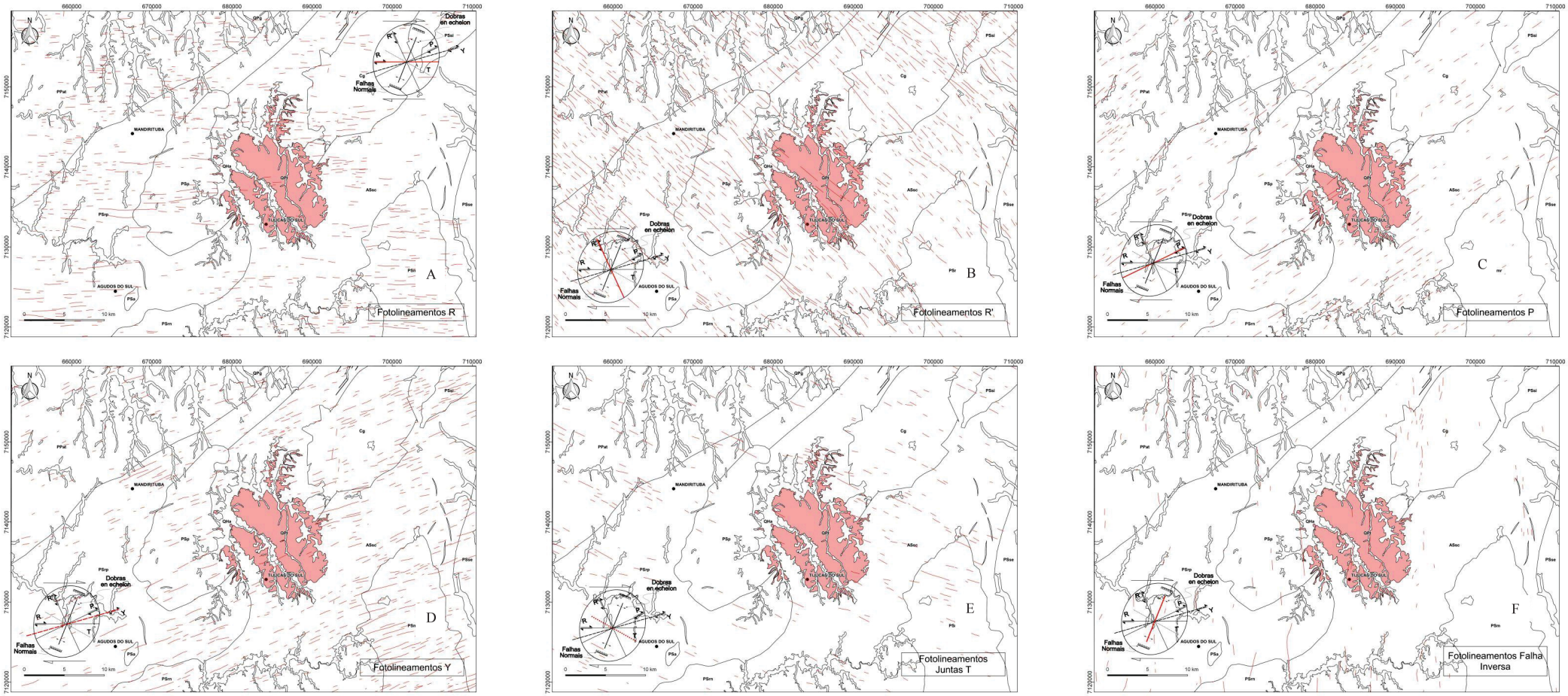


Figura 39 – Decomposição dos fotolineamentos em famílias de estruturas(legenda na Figura 12): A)Fotolineamentos E-W (R); B)Fotolineamentos NNW a NW (R'); C) Fotolineamentos NE (P); D) Fotolineamentos ENE (Y); E) Fotolineamentos NW (Junta T); F)Fotolineamentos N a NNE, interpretados como falhas inversas ou dobras *en échelon*, do modelo de deformação rúptil de Riedel.

4.3.2 Análise geométrica das falhas

As estruturas tectônicas encontradas na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul foram divididas em dois grupos: estruturas dúcteis – relacionadas ao proterozoico – e as estruturas rúpteis, pós proterozoicas. As estruturas dúcteis possuem expressiva continuidade lateral, são facilmente identificadas em imagens de satélite, além de deformarem significativamente a rocha, apresentando produto típico de rochas metamórficas: estiramento mineral, desenvolvimento de foliações diversas, dobras com características variadas, etc. As estruturas rúpteis na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul são caracterizadas por dimensões significativamente menores, ordinariamente cristalização de calcitas nos planos de falhas, zonas de cisalhamento caracterizadas por cataclase em planos bem definidos, geralmente formando estrias de falha ou degraus; as dobras são milimétricas a decimétricas, comumente com flanco rompido.

Exemplos de estruturas dúcteis-rúpteis são apresentados na Figura 40 (ponto 101 na Figura 58) e na Figura 41 (ponto 106 na Figura 58). A primeira é caracterizada por foliação de baixo ângulo, desenvolvida em um sistema de cavalgamento na forma de dúplex com vergência de NW para SE, orientado na direção NE-SW. São comuns a essa estrutura lascas métricas de gnaisse inseridas entre os duplex. A estrutura da Figura 40 foi retratada por Fiori *et al.* (1984) como alinhamento regional, ao qual denominaram Lineamento Piên-Cachoeira de Cima (Figura 11) e descrita por Siga Jr. (1995) como lineamento Mandirituba-Piraquara. Em imagem aérea esta estrutura é identificada por feixes de lineamentos NE-SW (Figura 39) desde a divisa do Paraná com São Paulo, passando por Piraquara, Mandirituba, Quitandinha, se estendendo nesse sentido Bacia do Paraná adentro (Figura 11).



Figura 40 – Sistema de cavalgamento ENE-WSW, Lineamento Piên-Cachoeira de Cima (Fiori et al., 1984). Afloramento 101 na Figura 58.

A Figura 41 evidencia outra estrutura dúctil-rúptil, caracterizada por uma zona de cisalhamento de alto ângulo na Formação Guaratubinha. As dobras e as estrias indicam que a vergência é de norte para sul, com sentido principal E-W, desenvolvendo rejeito direcional oblíquo, cinemática lateral direita e sugerindo movimento inverso – planos N80E/60NW e estria N350/55. Pelas dimensões das estruturas e pelo padrão de dobramento dúctil-rúptil interpretam-se como falhas proterozoicas, possivelmente associadas ao evento Brasiliano. Entretanto, no centro do afloramento ocorre uma zona de cisalhamento rúptil paralela às estruturas dúcteis-rúpteis "Brasilianas", caracterizada pela cominuição da rocha (brecha de falha).

As estruturas rúpteis na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul são orientadas em variadas direções, visto que são estruturas que vêm se desenvolvendo desde a abertura do Atlântico Sul, ou mais antigas, reflexos da alternância de eventos compressivos e distensivos. No que tange à Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, observa-se na sua morfologia um indicativo importante para a interpretação da evolução da bacia. Arbitrariamente, a geometria do modelo de deformação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul foi ajustada às falhas normais orientadas desde NW-SE até WNW-ESE, conforme descrito no sub capítulo de Análise fotogeológica, segundo modelo de deformação rúptil apresentado por Wilcox *et al.* (1973), corriqueiramente denominado modelo de Riedel.



Figura 41 – Sistema de falhas de alto ângulo com rejeito oblíquo, lateral direita e inversa, orientação geral E-W, Formação Guaratubinha. Afloramento 106 na Figura 58.

Pelo modelo de Riedel, as falhas normais são orientadas paralelamente às juntas T ou mais próximas à família R (Wilcox *et al.*, 1973, Christie-Blick e Biddle, 1985 e Woodcock e Fisher, 1986). Todavia as falhas normais apresentam indicativos de rotação horária, sugerido pelo traçado senoidal das escarpas Campina e Colono, além de indicativos observados em afloramentos, que serão descritos ao longo desse capítulo. Independente de estarem rotacionadas, as falhas normais

são paralelas ao eixo do Arco de Ponta Grossa (Lineamentos Rio Alonzo e Ponta Grossa), definido por Ferreira (1982) e Zona de Falha Candido de Abreu/Campo Mourão, descrita por Zalán *et al.* (1984), como mostra a Figura 11.

Diversas situações apontam para a reativação de estruturas pretéritas como na Figura 42 e na Figura 43, em que a foliação milonítica e cataclástica – estruturas dúcteis do proterozoico (Siga Jr. 1995 e Harara 2000) – estão cisalhadas por falhas rúpteis, sugerindo que o plano da foliação foi "reaproveitado" no desenvolvimento dessas fraturas. Na Figura 42, as fraturas R, R', P e Y ajustam-se ao modelo de Riedel de forma que seja compatível ao desenvolvimento das falhas normais na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Na Figura 43, são evidenciados dois conjuntos de falhas de alto ângulo, formando um ângulo entre elas maior que 90º e indicadores cinemáticos contrários, interpretados como falhas R' (N30-60W), compatíveis com as falhas normais na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

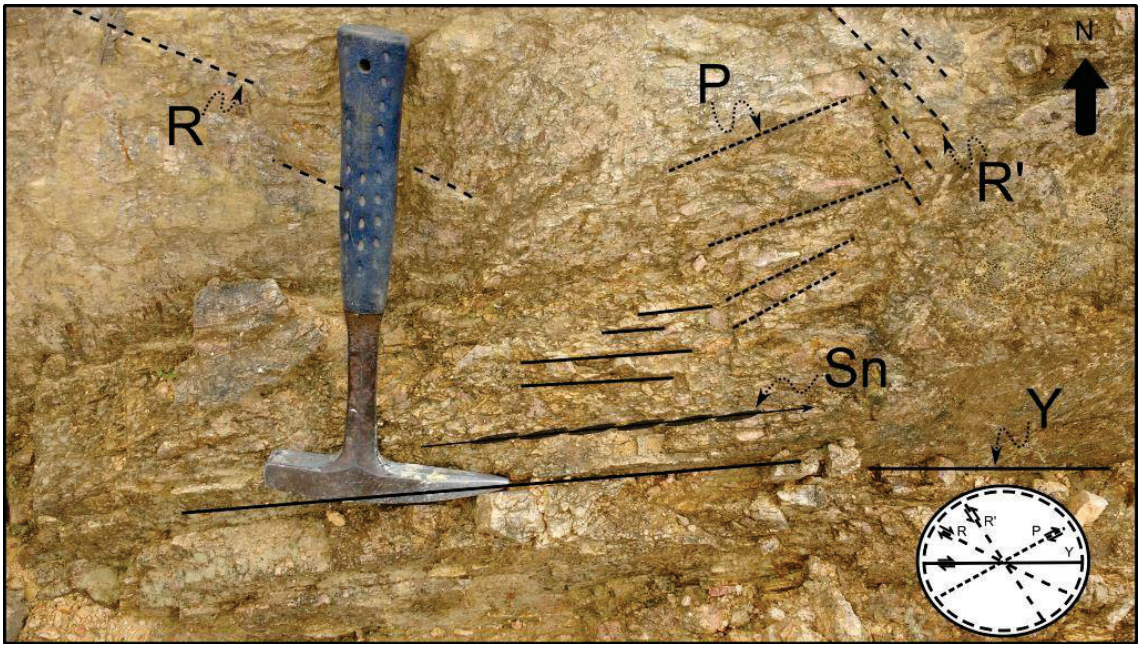


Figura 42 – Estruturas rúpteis subparalelas e superimpostas à foliação milonítica (Sn paralelas às falhas Y). Afloramento 107, Figura 58.

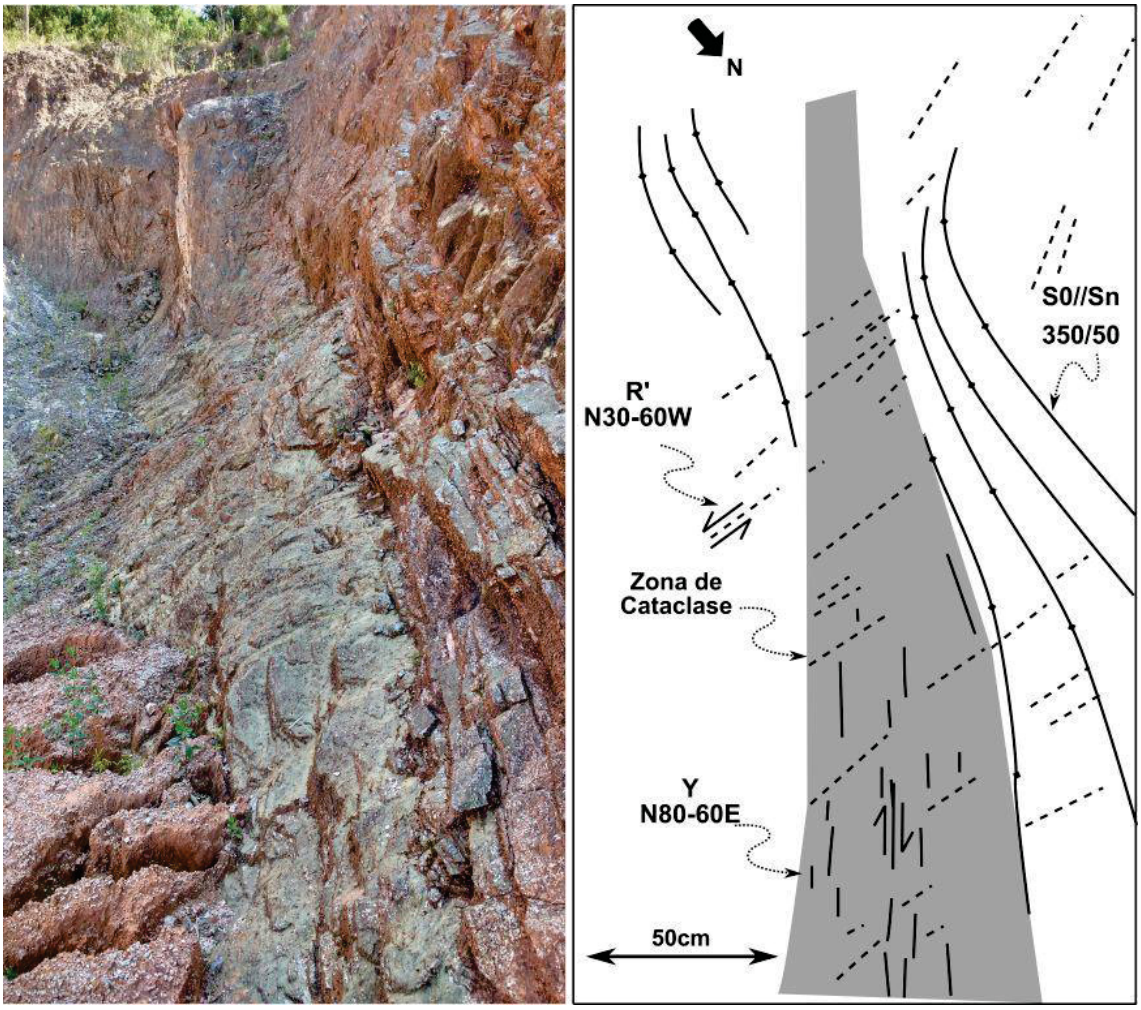


Figura 43 – Zona de cisalhamento dúctil Proterozoica reativada por falhas rúpteis. Afloramento 125, Figura 58.

Segundo Woodcock e Fisher (1986), uma zona de falha transcorrente ideal é dividida em três partes: zona retilínea (*straight*), zona de compressão (*restraining bend*) e zona de alívio (*releasing bend*). Na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul a zona retilínea é caracterizada pelas falhas Y prevalecendo sobre as demais famílias de falhas. Na Figura 44 (ponto 133 da Figura 58) observa-se que as falhas Y obliteram significativamente as demais famílias de falhas, apagando o sinal, por exemplo, das falhas R'. Essa figura retrata perfeitamente o experimento de Tchalenko (1970), que começa desenvolvendo as falhas R até chegar às falhas Y. Levando em consideração a preservação das falhas preenchidas por feldspatos caulinizados, admite-se que após o alívio da tensão não houve novo evento tectônico.

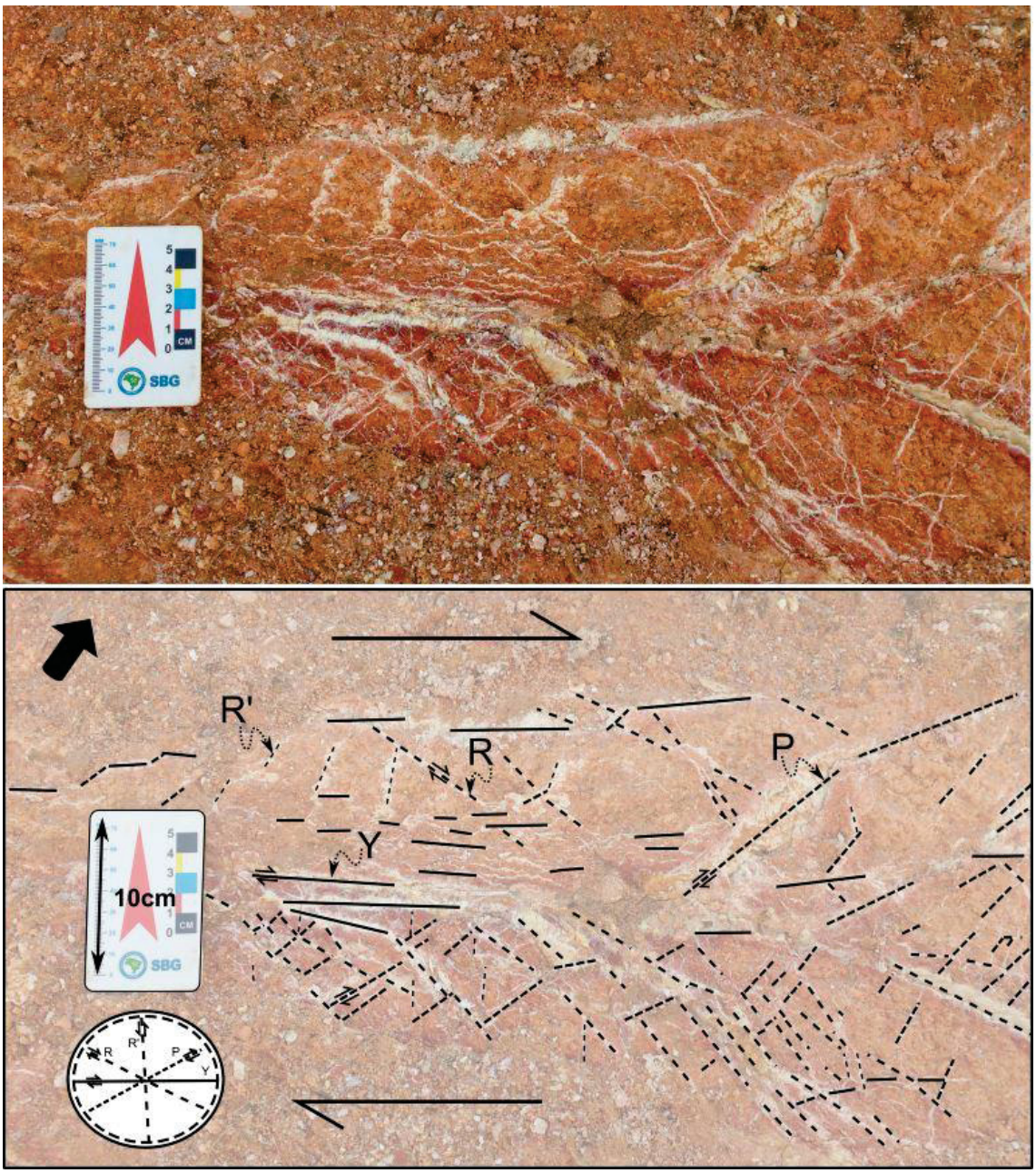


Figura 44 – Famílias de falhas do sistema Riedel na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Falhas preenchidas por pegmatitos de quartzo e feldspato. Granito Morro Redondo, ponto 133 da Figura 58.

O granito Morro Redondo (ponto 133 da Figura 58, Figura 44) possui a particularidade de apresentar as falhas compatíveis com o sistema Riedel da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul preenchidas por pegmatitos, comumente intemperizados em caulim e quartzo. O granito Palermo, por outro lado, apresenta as falhas sem preenchimento e com as paredes com pouca ou nenhuma estria. Na Figura 45 observam-se as falhas R, R', P e Y em planos bem definidos, desenvolvidos na zona retilínea do regime transcorrente. Notar que as falhas P e R' possuem um ângulo distinto do modelo rúptil idealizado por Wilcox *et al.* (1973). A família P está aproximadamente ortogonal ao eixo de maior tensão e a família R' está em um ângulo próximo à junta T.

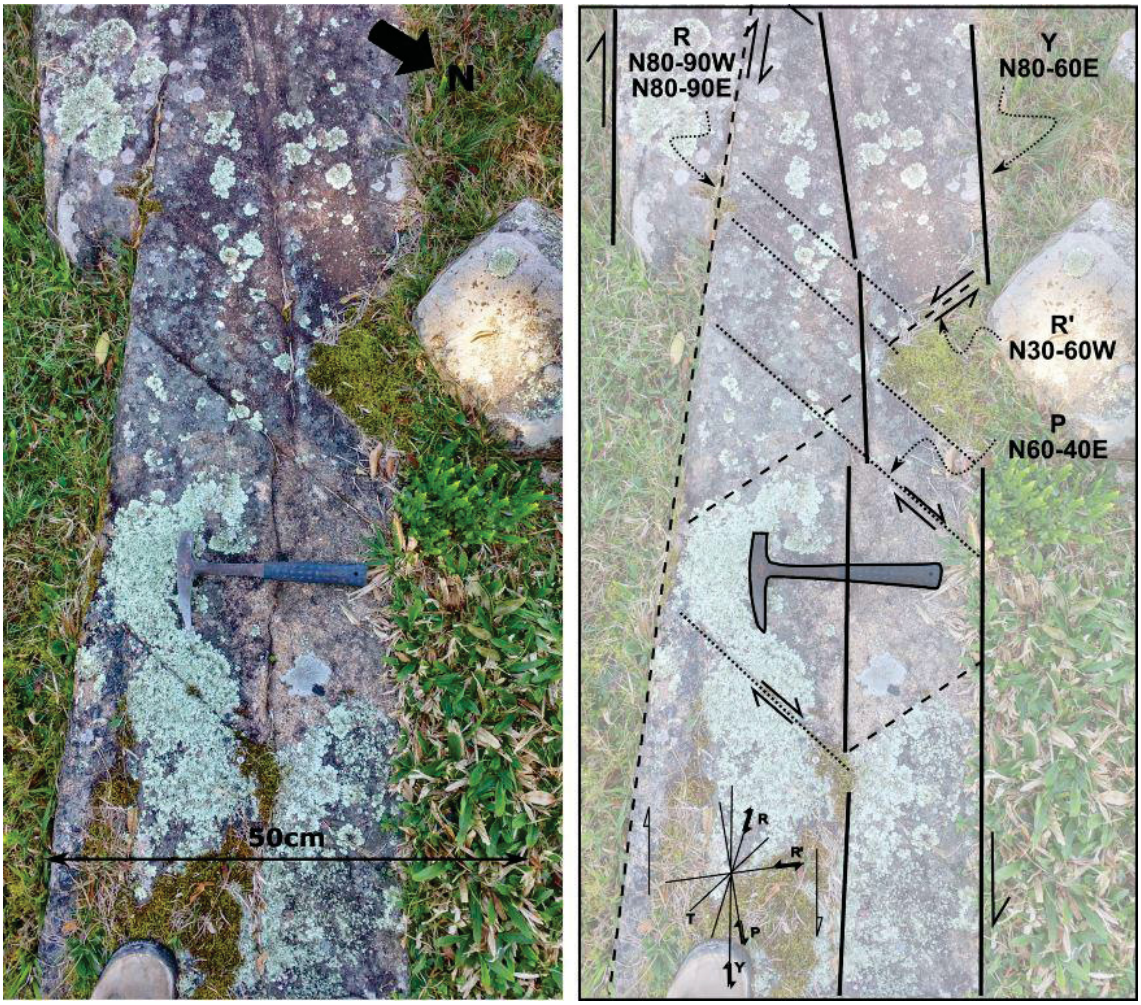


Figura 45 – Relação espacial de falhas do modelo de deformação de Riedel. Região de Saltinho (ponto 119 da Figura 58).

A zona de compressão (*restraining bend*) ou *contractional duplex* (Woodcock *et al.,* 1986) se forma perpendicular ao eixo de maior tensão e é caracterizada por falhas reversas, dobras falhas, dobras *en échelon*, e comumente desenvolvem blocos rotacionados e "empurrados" para cima. Na Figura 46 são mostrados blocos limitados pelas falhas P, R, Y e falhas reversas. As falhas P são verticais e possuem alto ângulo em relação à falha principal Y. As falhas de empurrão são paralelas ao sentido N-S e a SE do empurrão central blocos irregulares são formados denunciados por escarpas em forma de meia lua.

A Figura 47 exemplifica uma falha reversa orientada na direção NNE-SSW, subparalela à direção das dobras *en échelon* – posição esperada pelo modelo de Wilcox et al. (1973). Essa estrutura é caracterizada por planos ondulados e estriados (*slickenside* e *slikenline*), localmente desenvolve *gouge* de falha e dobras falhas (detalhe na Figura 47), assinalando vergência de SE para NW. A falha apresentada na Figura 47 possui elementos cinemáticos que não corroboram a geometria discutida no presente trabalho; são pelo menos duas famílias de estrias e *steps* com direção e sentidos variados. Entretanto, esses indicadores não são frequentes e quando ocorrem estão superpostos pelos indicadores que caracterizam a falha inversa. Em outras palavras, essa é

uma estrutura pretérita, que foi reativada inúmeras vezes, no mínimo três eventos, a contar com o evento Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

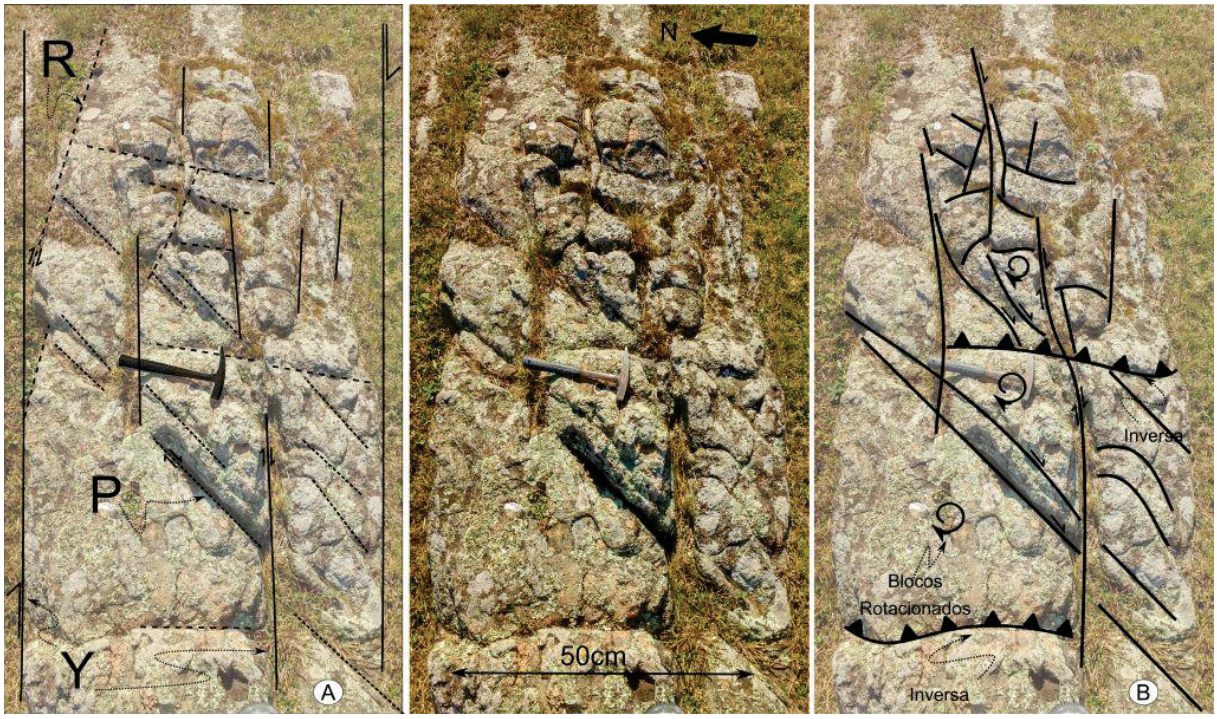


Figura 46 – Sistemas falhas P e Y associados a falhas inversas, gerando blocos rotacionados e subida de blocos, "*contractional duplex*". Afloramento 119, Figura 58.



Figura 47 – Falha inversa NNE, detalhe da dobra falha. Ponto 100, Figura 58.

Na Figura 48 é apresentada uma situação muito particular: uma família de falhas sinistral com rejeito oblíquo normal cruzando outra família de falhas, com cinemática dextral com rejeito oblíquo reverso. A direção, o ângulo e a cinemática da falha sinistral é compatível com a família de falha R', enquanto a falha dextral possui apenas a cinemática compatível com a família P, pois a direção NNE e o ângulo de mergulho sugerem fazer parte da família de falhas inversas. Pela

imagem é possível identificar que houve contemporaneidade no desenvolvimento das duas famílias de falhas, pois se observam os blocos ou lascas gerados pelas falhas inversas cortando as falhas normais R' e vice-versa. Os blocos rotacionaram em dois sentidos: visto em planta no sentido horário com um eixo de rotação subvertical, paralelo aos planos de falhas e visto em corte (como é mostrado na Figura 48) no sentido anti-horário com um eixo de rotação sub-horizontal. A resultante dessa movimentação é um conjunto de blocos basculados, formando feições do tipo *cuestas*, com o *front* voltado para SW e reverso para NE.

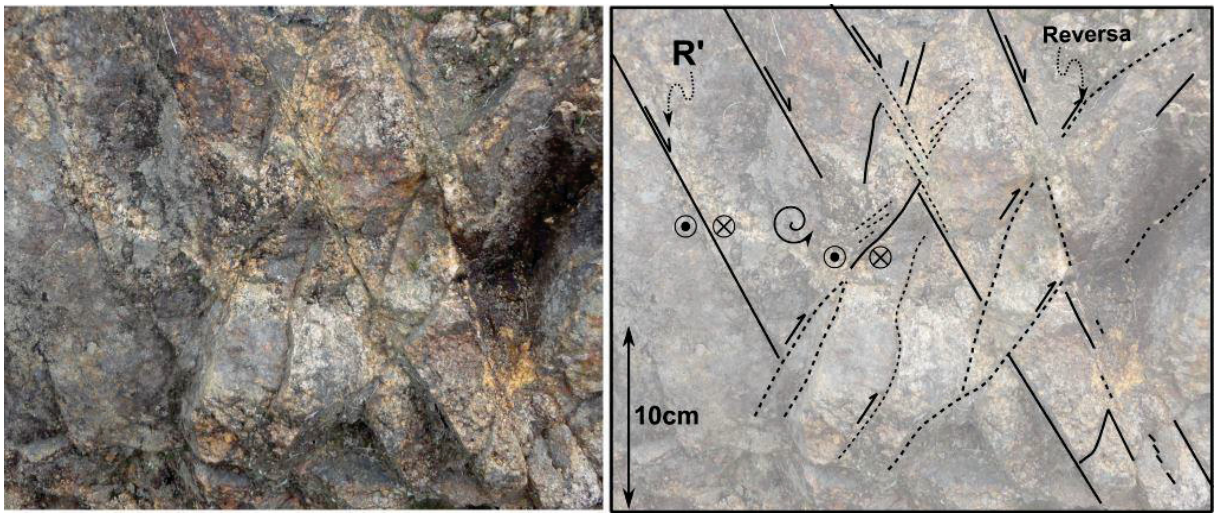


Figura 48 – Falha R' com rejeito normal seccionando planos de falhas reversas. Afloramento da cachoeira de Saltinho, rio da Várzea (ponto 119, Figura 58).

A Figura 49 apresenta outra particularidade da geometria da deformação na região da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul: de um lado uma família de falhas sinistrais com rejeito oblíquo normal, que compatibiliza com as falhas R', e de outro lado falhas dextrais com rejeito oblíquo também normal, que se ajusta às características da família P. A resultante do cruzamento dessas duas famílias de falhas é dada por blocos rotacionados e abatidos, semelhante à situação da Figura 48. Todavia, nesse caso, os blocos são abatidos sem a formação de *cuestas*. Nota-se no detalhe da Figura 49 que o espelho das falhas R' apresenta-se marcado por estrias e degraus com direção sub verticais, sugerindo falha normal.

Na porção oeste da Figura 50 (ponto 122 da Figura 58) verificam-se cristas paralelas e alongadas, orientadas no sentido NNE-SSW, interpretadas como micro dobras *en échelon* (1-2 cm de altura e 5 cm de largura). Na base das dobras observam-se depressões interpretadas como falhas inversas de baixo ângulo. As dobras e as falhas inversas são seccionadas bruscamente por uma zona de falha vertical controlada por duas falhas dextrais. Internamente à zona de falha ocorrem fraturas escalonadas R, desenvolvendo blocos rotacionados. Na porção centro leste da figura, onde há o cruzamento das falhas R, R', P e Y, a falha P passa a se comportar como antitética, gerando um vórtice de sentido horário, resultando em uma extensão NE-SW, denunciada pelas escarpas

perpendiculares a essa direção. Nesse caso é possível identificar que da família R' evoluiu da família R a partir da rotação interna da zona de falha Y.

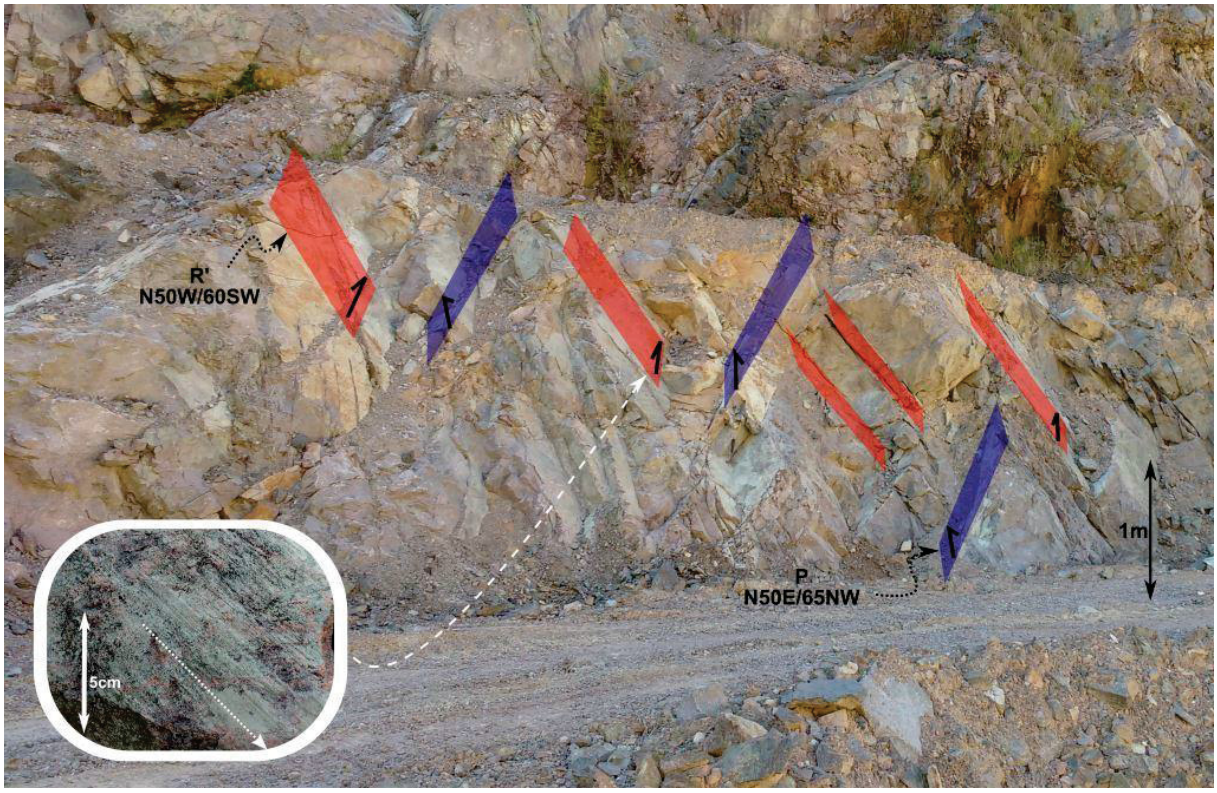


Figura 49 – Cruzamento das famílias de falhas antitéticas (R') e P. Blocos rotacionados e abatidos em R', caracterizando falha normal. Afloramento 100, Figura 58.

Na evolução da *releasing bend* são comuns falhas normais conectando duas zonas de falhas paralelas, gerando uma estrutura denominada por Peacock e Sanderson (1995) como *relay ramps*. Na Figura 51 observa-se que as falhas R são conectadas pelas falhas R', as quais separam blocos nitidamente rotacionados e abatidos, gerando áreas deprimidas (*grabens*) e áreas elevadas (*horsts*). Na Figura 52 a junção entre as fraturas escalonadas R, as fraturas R' e a falha P geram blocos rotacionados e abatidos, formando rampas e "micro bacias". Na Figura 53 as falhas R' conectam as falhas R, gerando rampas abatidas na direção sudeste. Nesse caso chama a atenção não haver rotação de blocos.

As três situações (Figura 51, Figura 52 e Figura 53) se formaram simultaneamente sob as mesmas condições de tensão, porém apresentam diferentes respostas. No início as falhas R' são nucleadas e a evolução do sistema gera abatimento de blocos por extensão pura (Figura 53). Progressivamente as falhas R são rotacionadas, nos locais onde há a junção com as falhas P, e nesse local inicia-se o abatimento de blocos e a formação de micro bacias (Figura 50 e Figura 52). Uma vez formadas as micro bacias, elas passam a desenvolver *grabens* na porção deprimida das rampas e *horst* nas porções elevadas (Figura 51). Na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul essa situação se verifica pela geometria das *cuestas*; na borda leste a escarpa do rio Campina forma um sigmoide que sugere rotação horária. Desde o leste até o oeste a cornija das escarpas passa gradativamente de

senoidal para retilínea (Figura 54), sugerindo evolução da bacia desde NE até SW e o crescimento da falha da Campina (escarpa do rio Campina).

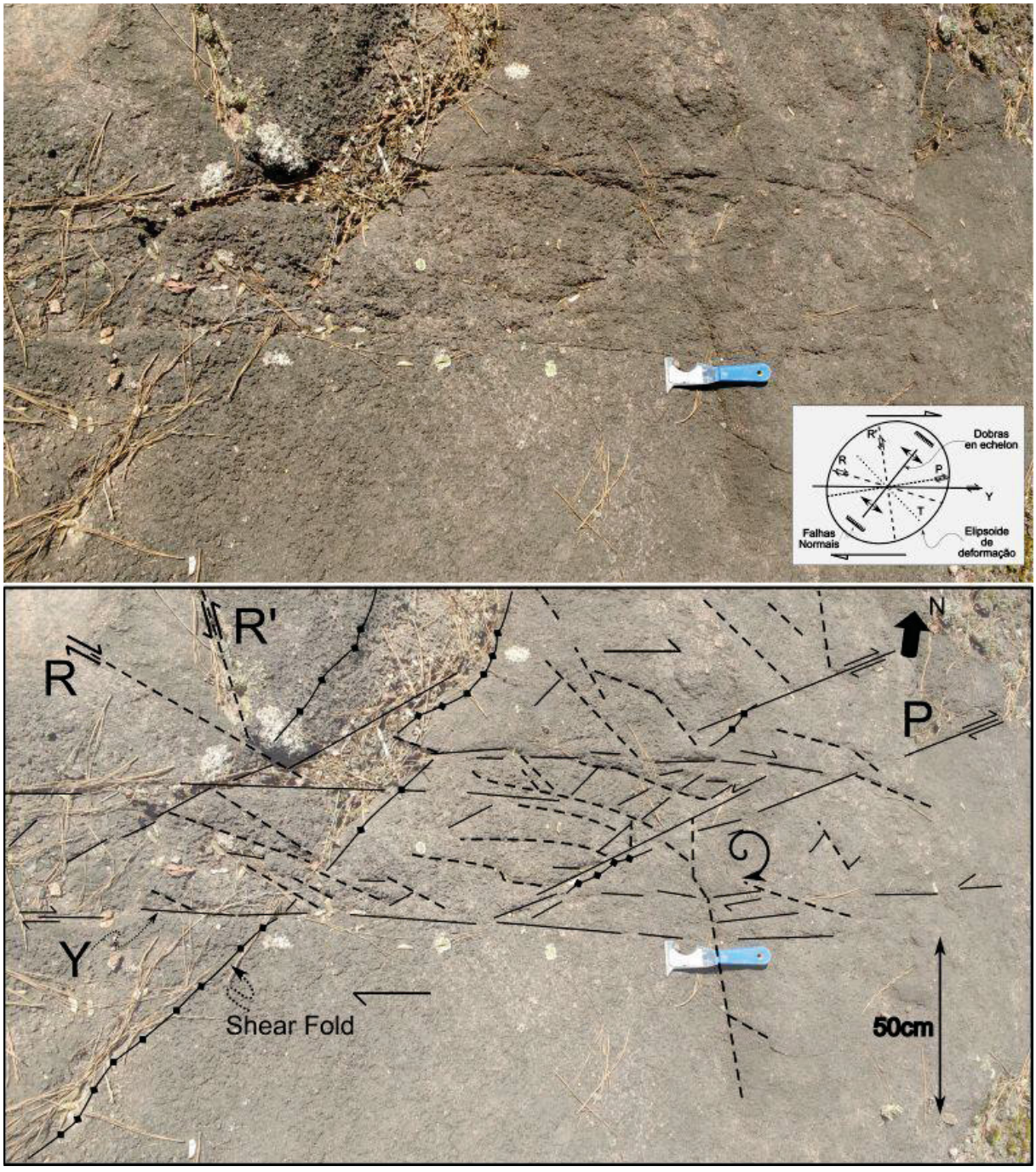


Figura 50 – Zona de falha Y. Evidências de dobras *en échelon*. Rotação interna de blocos. Evolução de falhas normais. Granito Palermo, a oeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, ponto 122 Figura 58.

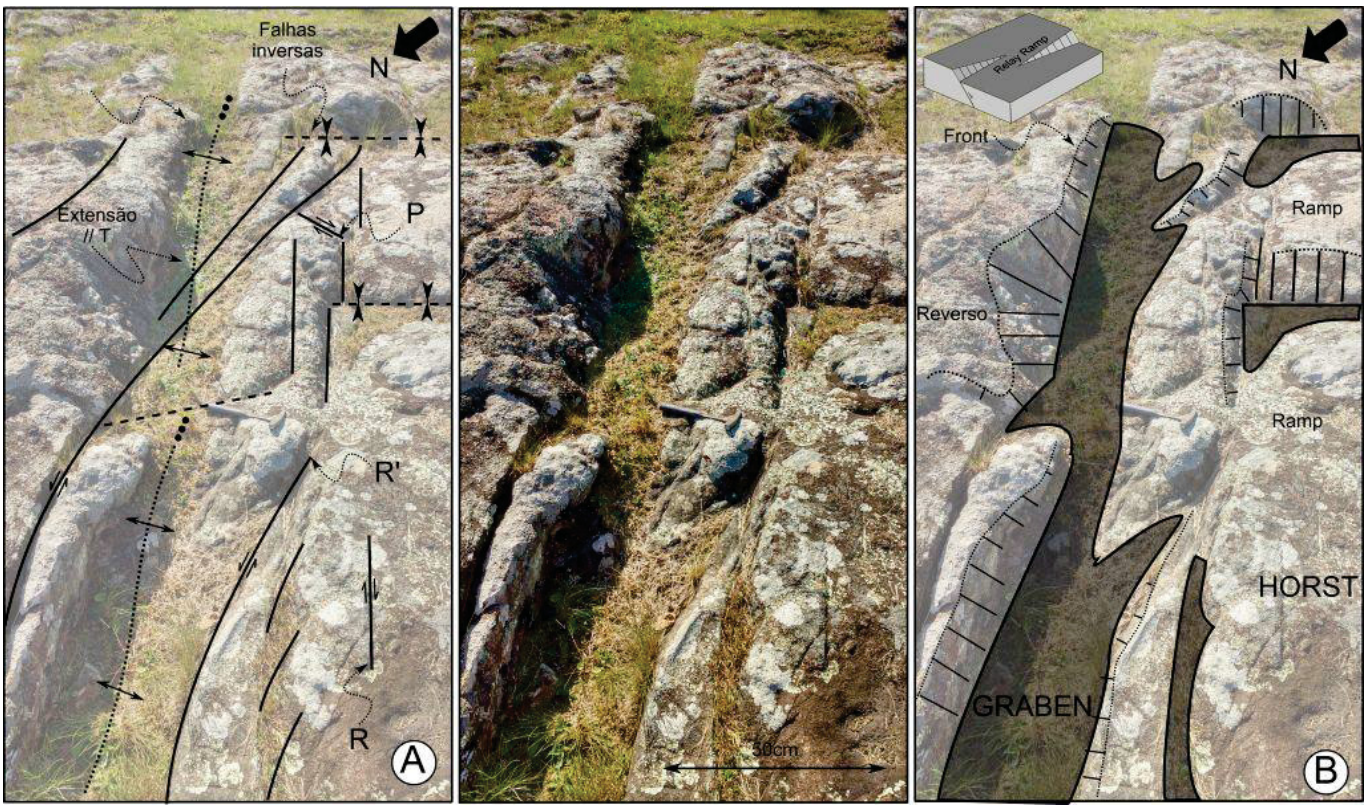


Figura 51 – Sistema de falha R e R' desenvolvendo falhas normais, *relay ramps, grabens* e *horsts* em um sistema "*extensional duplex*". Afloramento 119, Figura 58.

Diversas rampas podem se desenvolver paralelamente, formando microbacias isoladas. Por exemplo, na Figura 53 observa-se que distintas microbacias desconectadas se formaram no reverso das *cuestas*. Algumas diferenças entre o exemplo da Figura 51 e da Figura 53 devem ser anotados. No primeiro caso há evidente rotação de blocos e uma *releasing bend*, com as falhas R' formando sigmoides (estruturas em flor negativa). No segundo exemplo não há rotação de blocos e as *cuestas* se desenvolvem em uma extensão do tipo dominó. Ou seja, é possível que as falhas normais sejam nucleadas e desenvolvam o princípio por extensão tipo dominó?. Sendo assim, verificou-se que tanto é possível ocorrer transtensão como extensão, sem que haja mudança nos tensores.

A Figura 54 mostra em escala de mapa um padrão de fraturas que corrobora o modelo de deformação rúptil de Riedel. No sentido E-W são observados alinhamentos interpretados como fraturas R, no sentido ENE-NE fraturas Y, no sentido NE-ENE fraturas P e no sentido NW-NNW fraturas R'. Paralelas aos alinhamentos R' se desenvolvem *cuestas*, caracterizadas pelo *front* voltado para SW e reverso para NE. A *cornija* é marcada pelas linhas tracejadas (R'), com os quadrados preenchidos, indicando a direção de mergulho da falha.

Os alinhamentos R' na Figura 54, no que se refere à Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, separam blocos paralelos visualmente rotacionados, semelhante ao que se observa na Figura 51 e Figura 52, onde as fraturas escalonadas, que definem as falhas P/Y, ocorrem rotacionadas e abatidas, formando uma estrutura conhecida como *pull-apart-basin* (micro estrutura na Figura 51 e Figura 52). A porção central da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul corrobora a feição observada na

Figura 51, com depressões interdependentes no reverso de *cuestas*, desenvolvendo um *graben*. Na porção SW da bacia as depressões são confinadas e os blocos não sugerem rotação, igualmente ao que se observa na Figura 53, com blocos escalonados na forma de rampas desde os alinhamentos Y. Essa última observação sugere crescimento das falhas normais em R', desde leste até oeste. A nucleação delas ocorre sem rotação (porção oeste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul) e a sua evolução está associada a rotação dos blocos na porção leste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Figura 54).

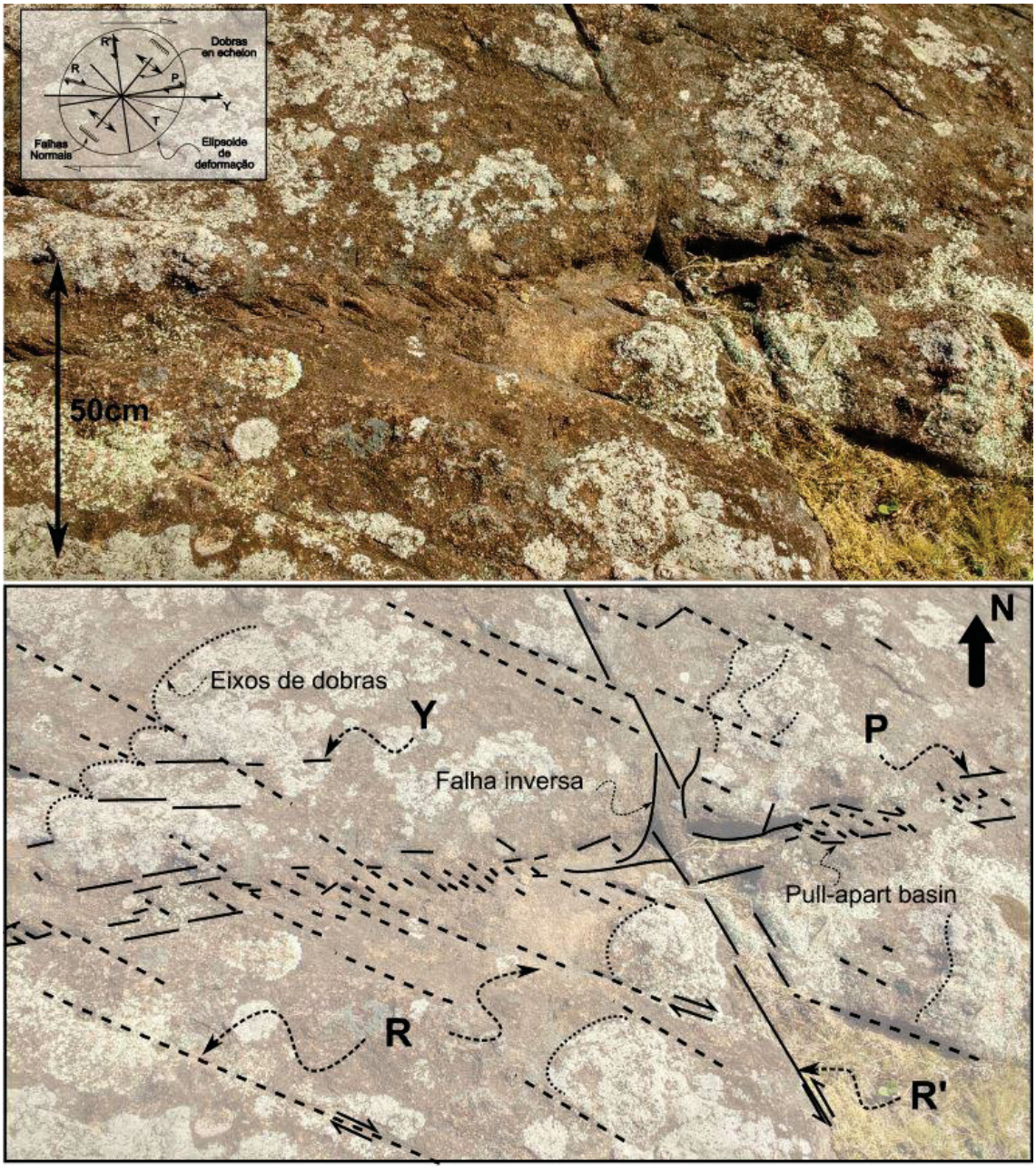


Figura 52 – Sistema Riedel, fraturas escalonadas, com a rotação de blocos e a formação de bacias *pull-apart*, caracterizando falha P, e falhas inversas e eixos de dobras. Afloramento 119, Figura 58.

O exemplo do crescimento das falhas normais (R') na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul é dado pela escarpa de falha do rio Campina (seção A-A', Figura 18). Na cornija são observados sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, no espelho rochas intemperizadas da Formação

Guaratubinha e na base voltam a ocorrer os sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (sondagens da seção A-A'). Os sedimentos da cornija são sobrepostos por colúvio e a interface marcada por uma crosta laterítica. Tanto a crosta quanto os sedimentos abaixo dela ocorrem falhados (Figura 55), sugerindo que após o abandono do canal e a formação da crosta cristalina teria havia um novo evento tectônico.

A Figura 55 mostra um conjunto de falhas normais, compatíveis com a família R', deformando os sedimentos arenosos da associação de fácies C. Nota-se que a deformação abrange não somente os sedimentos, como também o produto da evolução pedogenética, crosta laterítica e os anéis de *liesegang*.

Outros exemplos da deformação pós deposicional também são demonstrados na Figura 56 e na Figura 57, onde se observam os sistemas de falhas R e R' deformando a camada de caulim da associação de fácies C. No primeiro caso as fraturas desenvolvem sigmoides que sugerem cinemática sinistral, enquanto no segundo não há evidências de deslocamento, tanto no colúvio quanto no saprólito.

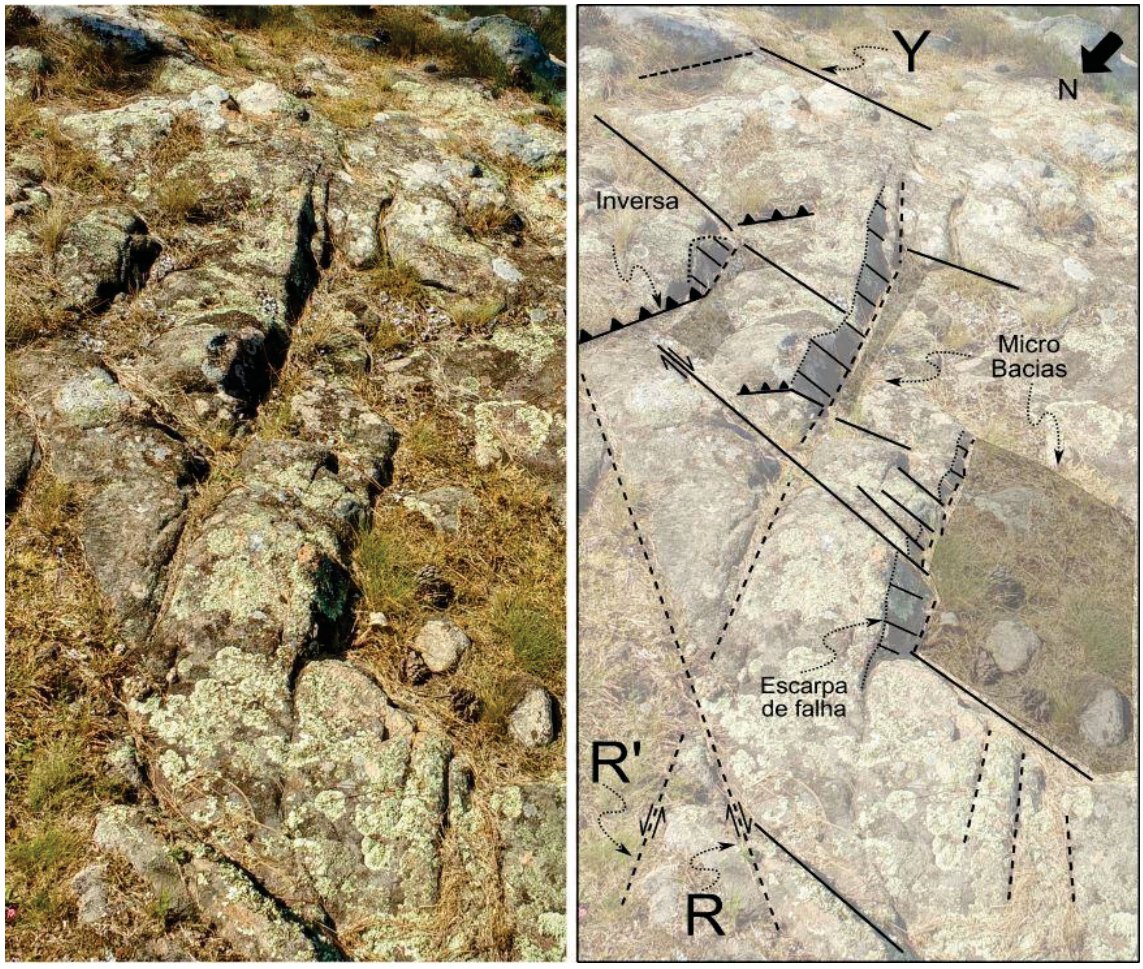


Figura 53 – Falhas normais e *relay ramps* formadas na junção entre falhas Y e R'. Afloramento 119, Figura 58.

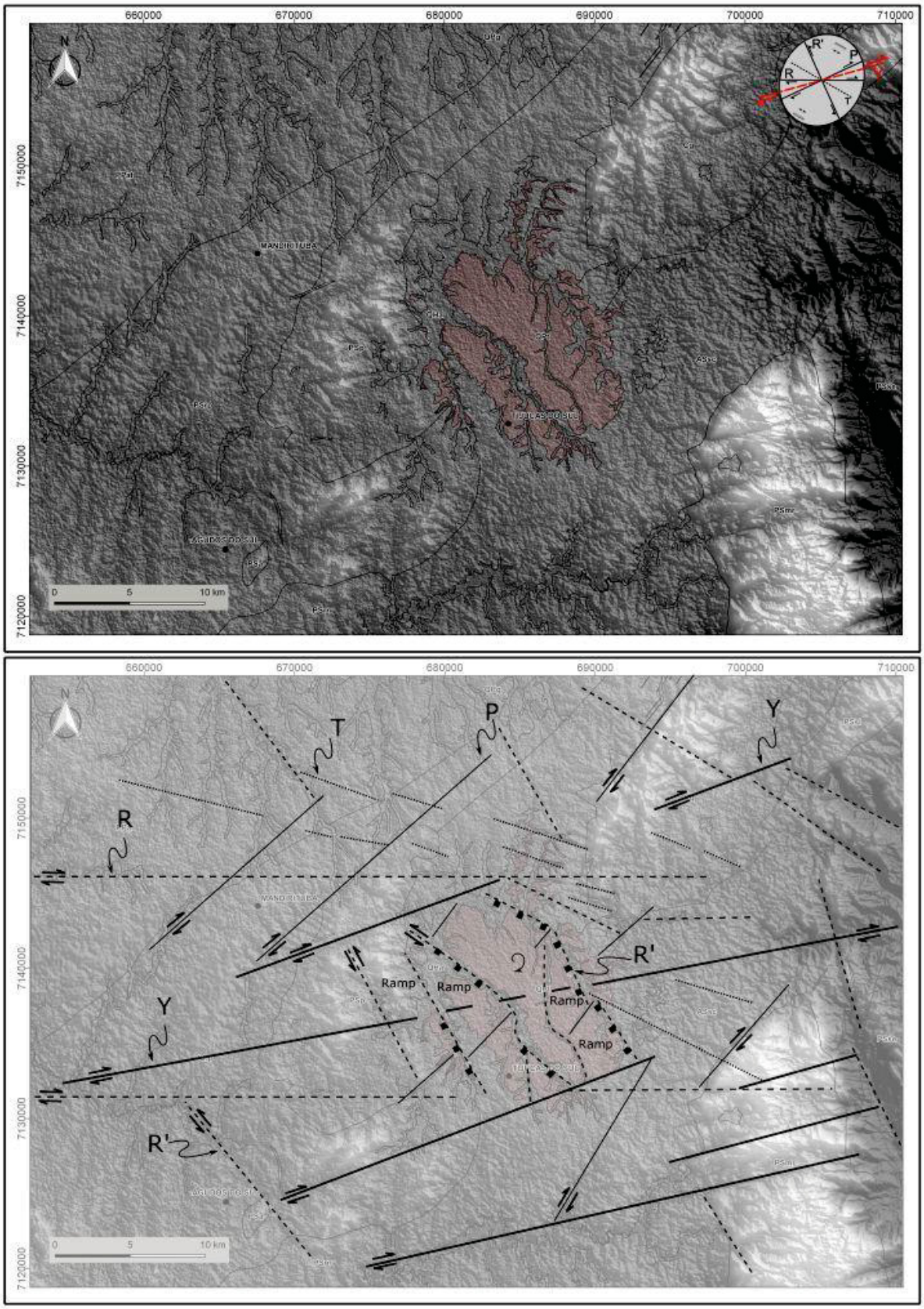


Figura 54 – Estruturas regionais traçadas sobre Modelo Digital de Elevação (MDE), confeccionado a partir de imagens SRTM com resolução aproximada de 30 m.

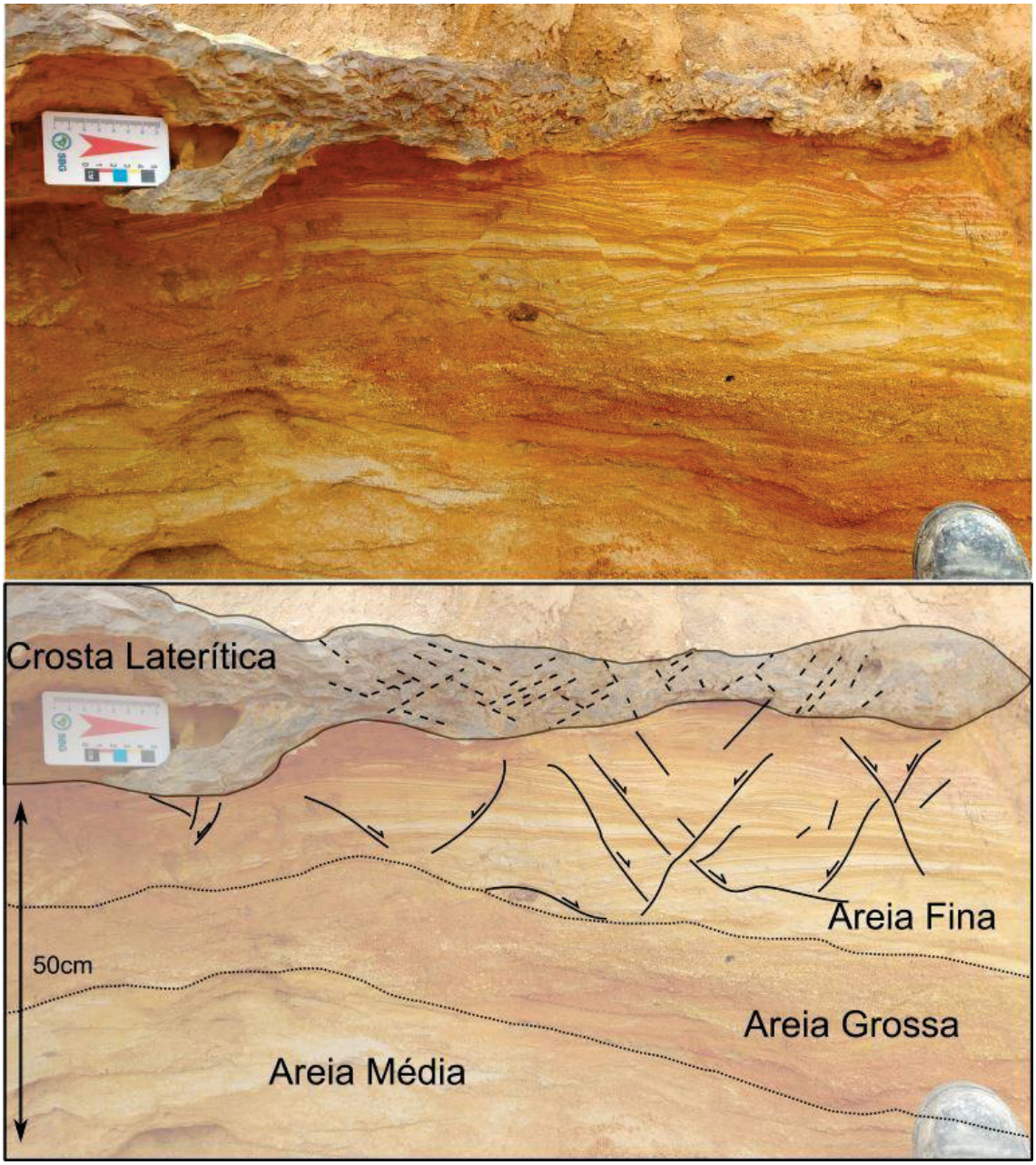


Figura 55 – Falhas normais NNW-NW na borda leste da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Bairro Campina, Tijucas do Sul. Afloramento 112, Figura 58.

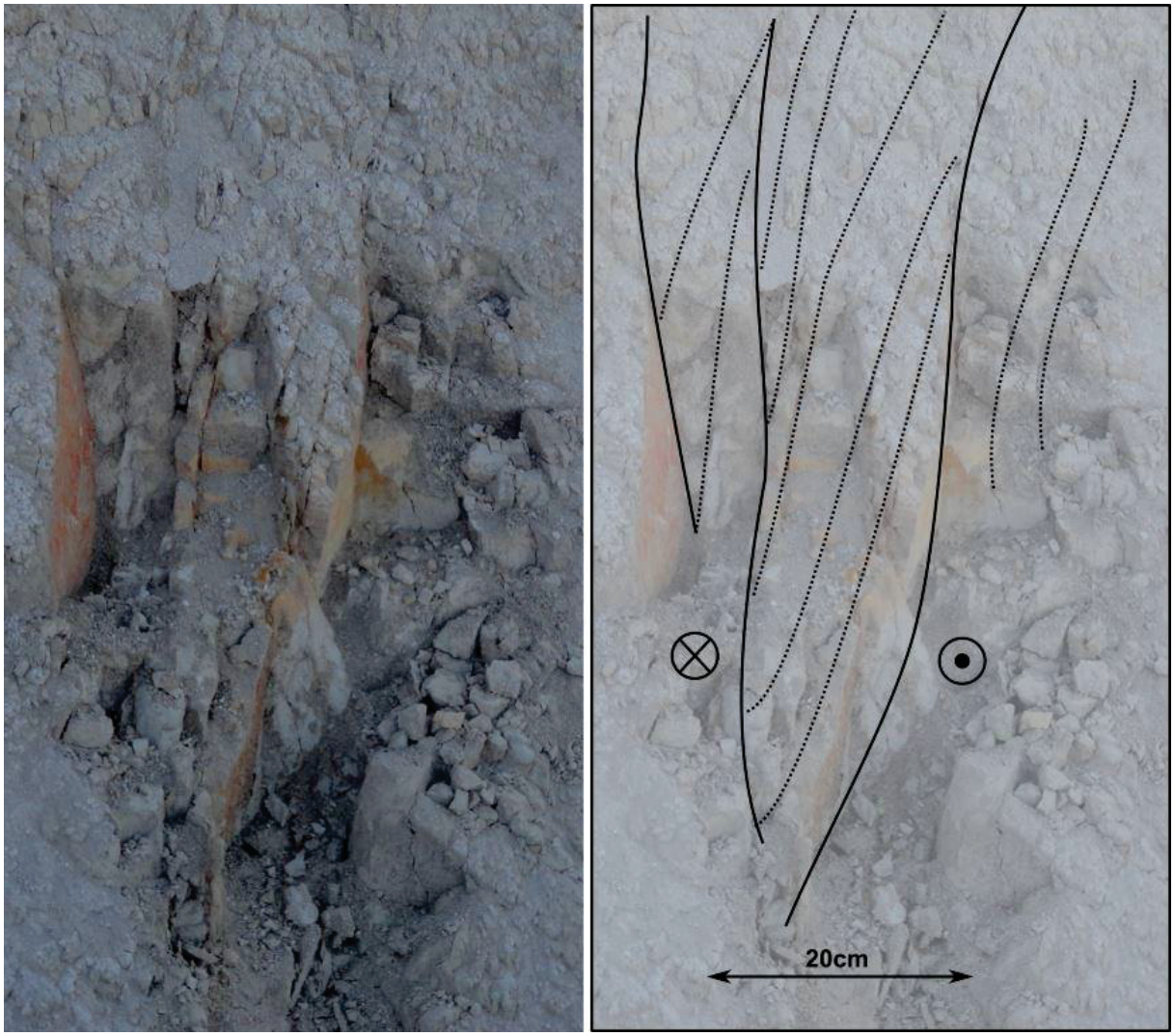


Figura 56 – Falha R deformando sedimentos da associação de fácies C, Mina Fazendinha. Afloramento 113, Figura 58.

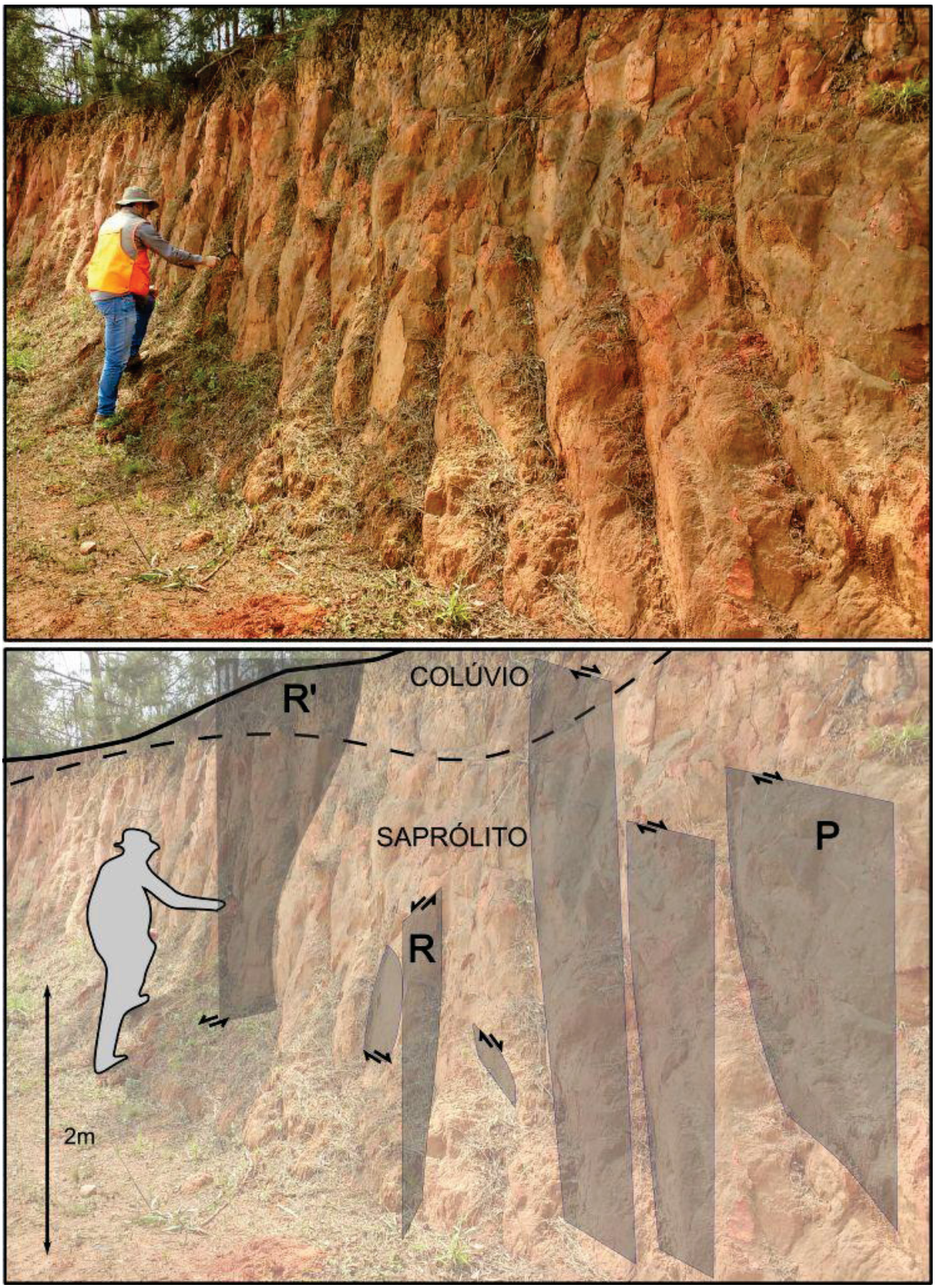


Figura 57 – Sistemas de falhas R, R' e P deformando o saprólito e o colúvio. PR-282, saída para Ambrósio, Tijucas do Sul. Afloramento 120, Figura 58.

4.3.3 Análise cinemática e dinâmica

Para montar um modelo de deformação cinemático e dinâmico coerente foi necessário estabelecer um critério a partir de um dado conhecido: as escarpas NW-NNW (Figura 54) que nitidamente controlam a sedimentação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (ver capítulo de estratigrafia).

As falhas normais, ou escarpas de falha NW-NNW da Figura 54, se desenvolvem paralelas às falhas R' ou às juntas T. Quando as falhas são verticais e observadas de cima é possível identificar fraturas escalonadas R. Quando observadas no espelho, verificam-se estrias horizontais a sub-horizontais e degraus, quanto menor o mergulho das falhas, mais inclinada é a estria. Geralmente as falhas R' são identificadas pela descontinuidade longitudinal, formando planos bem definidos entrecortados pelas falhas R ou P (Figura 43, Figura 48, Figura 53, Figura 55 e Figura 57).

A família de falhas R é caracterizada pelo paralelismo e continuidade lateral. São sub-verticais e desenvolvem indicadores cinemáticos formados por *slinckensides* e *slinkenlines* horizontais a sub-horizontais, fraturas escalonadas em R' e T, indicando direção de movimento dextral. No granito Agudos foram observadas as falhas R desenvolvendo estrutura em flor positiva, com estrias sub-horizontais e degraus indicando movimento dextral. É comum observar falhas R paralelas formando blocos rotacionados, os quais são limitados nas bordas por falhas Y ou P (Figura 50). A rotação desses blocos gera áreas deprimidas que se conectam às escarpas das falhas R', gerando depressões ou *grabens* (Figura 51).

As famílias de falhas P e Y comumente se confundem em campo, separadas geometricamente apenas no contexto das famílias R e R'. Ambas são verticais, anastomosadas, identificadas em planta por fraturas escalonadas em R (Figura 52). No espelho formam *slinckensides* e *slinkenlines* horizontais a sub-horizontais. As falhas P e Y constantemente aproveitam estruturas pretéritas, como foliações e falhas (Figura 42 e Figura 43). As estruturas pretéritas são incompatíveis com o regime tectônico rúptil, pois desenvolvem milonitização, foliações diversas, dobras falhas, estiramento mineral, etc. Por outro lado, as falhas P e Y são comumente associadas à cominuição da rocha ou "farinha de rocha", como é mostrado na Figura 41 (zona de cataclase).

Uma quinta família de estruturas foi identificada em campo. São falhas inversas com dobras falhas associadas (Figura 47). São orientadas entre NE-SW e N-S e possuem desde alto até baixo ângulo de mergulho. As falhas de alto ângulo são caracterizadas por estrias de baixo ângulo de mergulho e quando vistas em planta desenvolvem fraturas escalonadas R', denunciando cinemática sinistral. À medida que essas falhas diminuem o ângulo de mergulho, a componente cinemática costuma variar, desde rejeito lateral oblíquo até falhas de empurrão. Mergulho menor

que 45° para SE tende a desenvolver falhas inversas e dobras falhas com vergência para o quarto quadrante (Figura 47). Por outro lado, mergulho menor que 45° para NW pode gerar o oposto, desenvolvendo dobras falhas e falhas inversas com vergência para SE (Figura 46). Em planta, na escala de afloramento, essas estruturas são identificadas por micro ondulações, com terminações bruscas, limitadas lateralmente por falhas do sistema Riedel, como mostram a Figura 50, Figura 46, Figura 51 e Figura 53.

Levando em consideração a geometria das falhas e a cinemática, foi possível realizar a análise dinâmica de tensão, a qual demonstrou uma tensão máxima aproximadamente N300/04, média N061/82 e mínima N211/07 (Figura 58 e Tabela 3). Devido ao baixo ângulo da tensão máxima, é comum que ela se alterne entre o quarto e o segundo quadrante, como mostra a Figura 58. Três situações foram previstas para a análise dinâmica: todos os dados (Figura 58A) – significam dados da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul e do Embasamento analisados juntos; apenas os dados do embasamento (Figura 58B); e apenas os dados da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Figura 58C). Os três resultados quando observados lado a lado demonstram que as mesmas condições dinâmicas estão condicionando tanto a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul como seu entorno.

A Figura 59 apresenta a análise individual de alguns pontos e demonstra que, embora localmente possam haver pequenas variações na tensão máxima, a direção preferencial é aproximadamente NW-SE. Na porção sul da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul há uma tendência dos tensores máximos se posicionarem mais próximos a E-W, enquanto a norte da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul os tensores podem se posicionar próximos a NNW-SSE. O resultado da análise cinemática e dinâmica é coerente com um regime transcorrente, com regiões favorecendo a transpressão e outras a transtensão.

A Tabela 3 traz um sumário da análise dinâmica ponto a ponto: o resultado das tensões obtidas no conjunto universal dos dados, dos dados do embasamento e dos dados da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. A tabela traz ainda o número de dados utilizados em cada ponto, o litotipo preponderante e as coordenadas E, N de cada ponto (em UTM, fuso 22S, Datum WGS84).

Tabela 3 – Análise de tensões ponto a ponto (locação Figura 59)

Ponto	E	N	σ1	σ2	σ3	N. Atitudes utilizadas	Geologia
100	688.536	7.158.500	126/05	032/36	223/54	15	Granitóide
101	683.731	7.156.170	146/19	264/54	045/30	35	Granitóide
102	694.901	7.155.603	132/06	321/84	222/01	23	Riolito
103	685.694	7.153.296	122/09	291/81	032/02	17	Gnaisse
104	690.996	7.152.437	140/27	240/18	359/56	23	Riolito
105	706.089	7.154.194	311/38	073/34	190/34	15	Granito
106	686.800	7.151.043	107/08	326/79	198/07	34	Gnaisse
107	680.298	7.150.946	305/23	214/04	114/66	13	Milonito Gnaisse
108	678.614	7.149.303	294/12	114/78	204/00	10	Granito
109	675.430	7.145.738	300/08	030/01	128/82	20	Granito
110	673.363	7.143.883	Dados Insuficientes				Gnaisse
111	685.971	7.142.034	154/20	004/67	248/10	9	Embasamento
112	683.003	7.139.845	315/02	060/81	225/09	11	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
113	685.834	7.139.561	124/04	034/03	267/84	24	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
114	693.045	7.139.468	298/12	168/72	030/13	4	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
115	685.252	7.135.721	320/24	074/42	209/38	11	Gnaisse
116	686.028	7.134.710	Dados Insuficientes				Gnaisse
117	674.653	7.133.018	146/03	350/86	236/01	3	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
118	684.098	7.132.553	303/16	165/69	037/13	12	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
119	682.244	7.130.905	287/30	104/60	196/01	22	Granito
120	672.207	7.129.944	314/01	058/84	224/06	14	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
121	681.213	7.129.545	265/16	076/74	174/02	9	Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul
122	690.352	7.129.362	114/31	352/41	228/33	4	Granito
123	682.584	7.126.328	309/04	077/83	219/06	12	Cataclasito
124	690.921	7.128.719	291/18	157/65	027/17	7	Gnaisse
125	680.033	7.127.909	124/03	014/81	215/08	21	Meta sedimento
126	683.545	7.127.744	117/03	222/80	027/10	8	Meta arenito
127	688.560	7.126.906	141/07	267/79	050/09	8	Cataclasito
128	686.763	7.123.033	121/05	351/82	212/06	8	Meta arenito
129	703.431	7.119.785	Dados Insuficientes				Granito/Gnaisse
130	688.560	7.126.906	287/15	173/57	025/29	13	Gnaisse
131	685.462	7.126.873	Dados Insuficientes				Meta sedimento
132	686.763	7.123.033	118/07	351/79	209/09	12	Meta básica
133	703.431	7.119.785	115/08	299/82	205/01	25	Granito
Todos os dados			300/04	061/82	211/07	443/443	Litotipos diversos
Somente embasamento			300/05	066/82	211/07	365/365	Litotipos diversos
Somente Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul			300/02	134/88	030/00	77/77	Sedimentos/colúvios

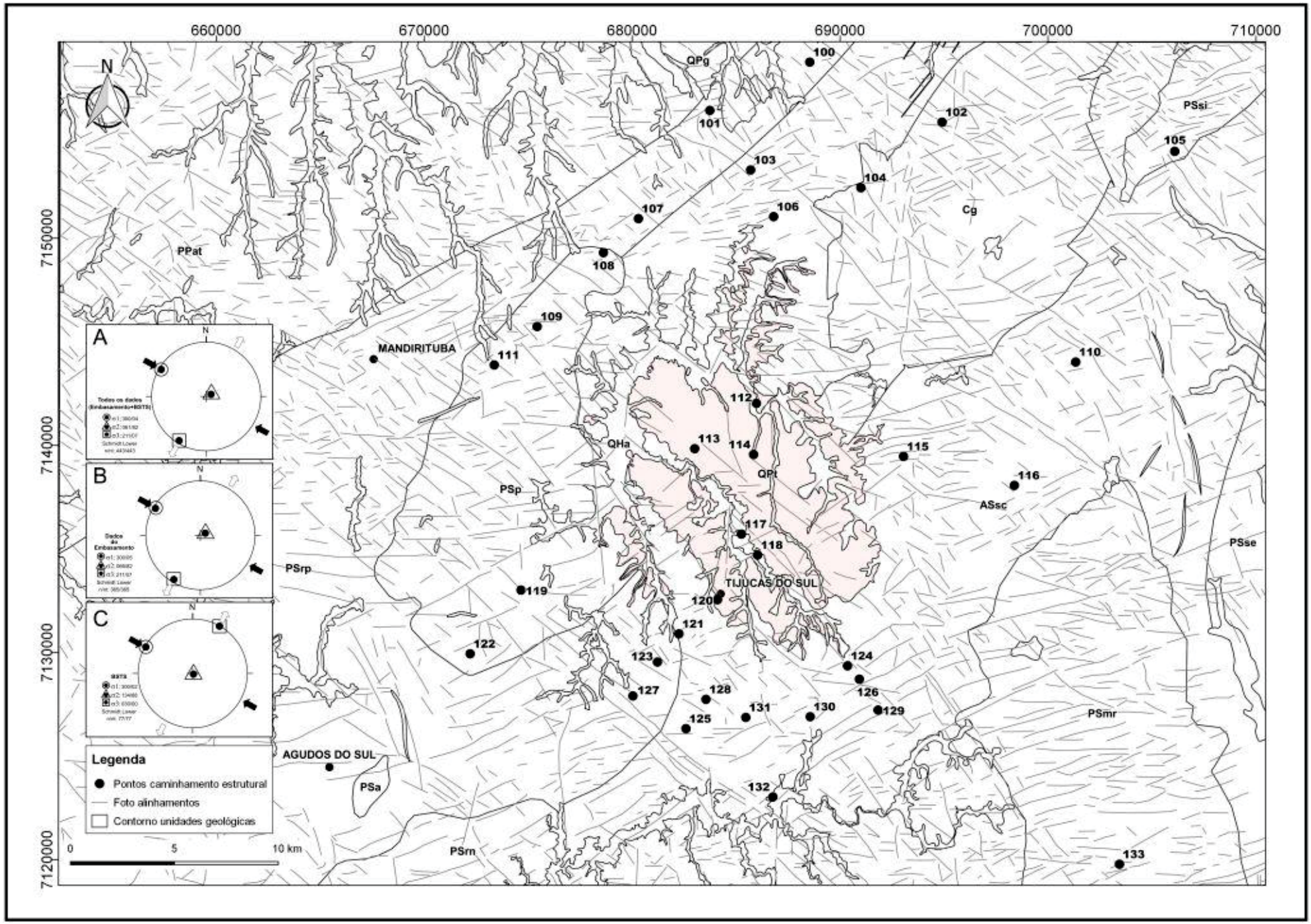


Figura 58 – Locação dos pontos utilizados na análise estrutural. Análise de tensões: A) considerando todas as atitudes; B) considerando as atitudes do Embasamento, sem os dados da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul; e C) considerando as atitudes tomadas nos sedimentos e colúvios da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Todas as atitudes estão em Clar.

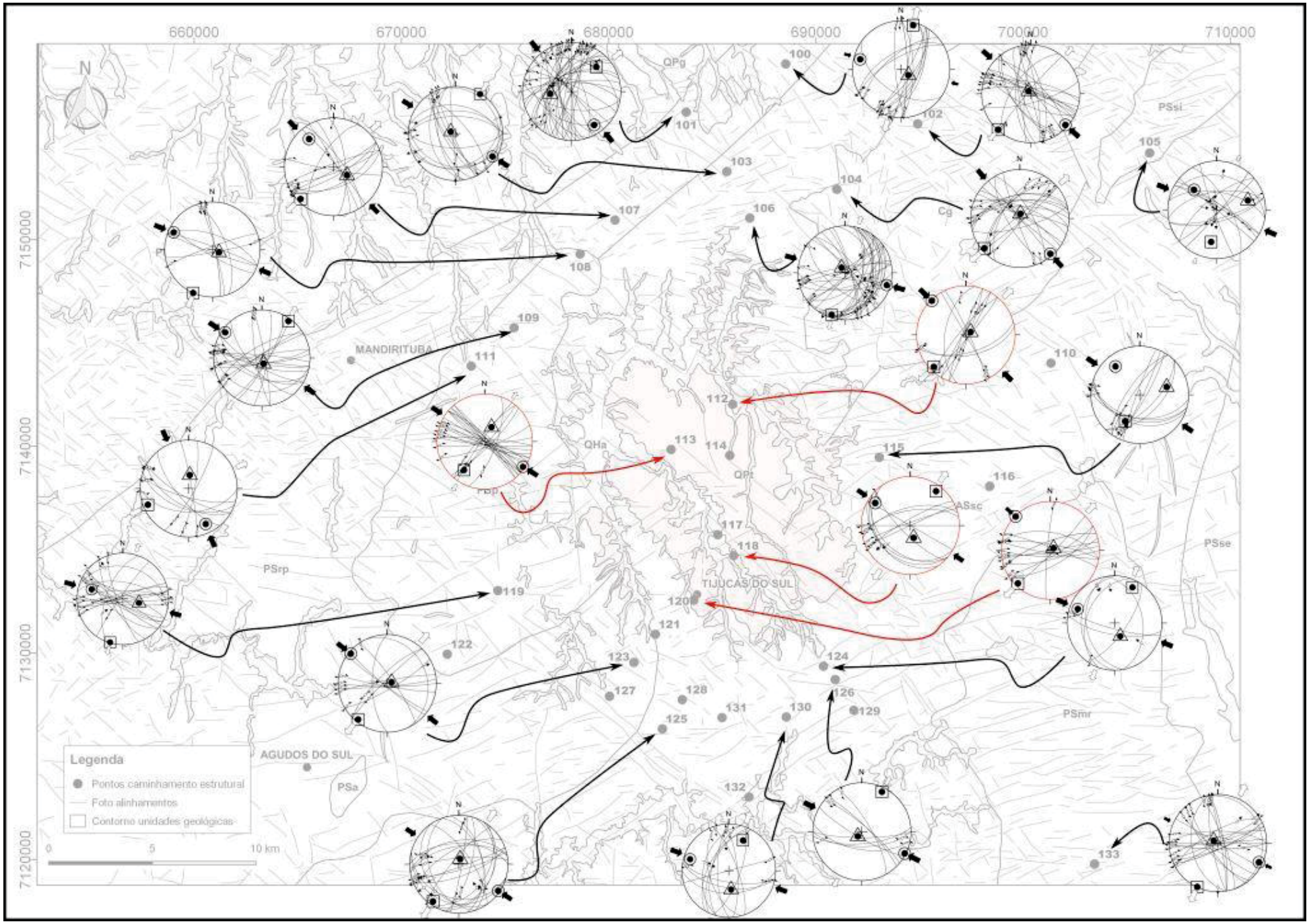


Figura 59 – Análise de tensões ponto a ponto, corrobora a Tabela 3. Setas em vermelho indicam pontos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Todas as atitudes estão em Clar

5 DISCUSSÃO

A formação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul se deu pela instalação de tensores compressivos aproximadamente N300° (Figura 58), gerando fraturas na crosta, compatíveis com um regime transcorrente dextral. Essas estruturas seriam responsáveis pela abertura e o desenvolvimento da bacia em um evento formado por três pulsos tectônicos, definidos a partir de evidências tectônicas e estratigráficas. Cada um dos três pulsos tectônicos possui características que os distinguem em um processo contínuo de construção e destruição de espaços de acomodação. Ou seja, da mesma forma que um pulso tectônico, por exemplo, está "criando" uma área de deposição dentro da bacia, ele também está soerguendo outra área anteriormente criada; em outras palavras, a está consumindo. Portanto, a tectônica formadora e deformadora desenvolvem-se juntas em um processo contínuo.

No pulso 01 as tensões sub-horizontais NW-SE (Figura 58) geraram juntas T, paralelas a essa direção, e um par conjugado de falhas sintéticas (R) e antitéticas (R'). As falhas R' teriam se desenvolvido reativando zonas de "fraqueza" na crosta desde NNW até NW – estruturas rúpteis-dúcteis relacionadas ao evento Brasiliano, como mostram as Figura 41, Figura 42 e Figura 43.

No pulso 01 foram gerados eixos de tensões mínimas NE-SW (Figura 58), ortogonais aos eixos de tensões máximas, e eixos de tensões médias verticais, explicando a instalação e abertura das falhas normais. As falhas normais foram geradas tanto nas juntas T quanto nas falhas R'. Quando as falhas R' possuem baixo ângulo em relação à estrutura principal, as falhas normais são abertas nessa posição (Figura 53). Do contrário elas são abertas nas juntas T (Figura 51). A Figura 45 mostra a solução para o desenvolvimento do pulso 01: fraturas formando um padrão escalonado, limitando blocos estruturais paralelos. É importante observar que esses blocos são pouco rotacionados.

No pulso 01 foram geradas falhas normais, que favoreceram a instalação dos leques aluvionares do Membro Campo Alto nas bordas da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. As medidas de correntes nos leques aluvionares (Figura 21 e Figura 34) da borda leste sugerem fluxo para sul, enquanto na borda oeste indicam fluxo na direção norte, sugerindo que a abertura da bacia deve ter ocorrido de forma heterogênea, com blocos basculados tanto para o norte quanto para o sul.

O pulso 02 foi favorecido pelo início da rotação horária dos blocos tectônicos, gerados no pulso anterior. Pela Figura 60 conclui-se que a rotação dos blocos é inerente à instalação do sistema de falhas que obedecem o modelo de Riedel, portanto correspondente à tensão residual do gráfico de tensão x deformação de Tchalenko (1970) (Figura 3), ou após a instalação das falhas P e Y de Wilcox *et al.* (1973) (Figura 2). Por essa razão sugere-se que até o pulso 02 não haveriam as falhas P e Y se manifestado na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul e região.

Na Figura 53 se observa um análogo da morfologia gerada pelo pulso 02, identificado pelas fraturas próximas a NW-SE (R') e a criação de áreas de deposição na base das escarpas. Nota-se que as micro-bacias são desconectadas, gerando áreas de possíveis lagoas suspensas entre um degrau e outro, justificando a variação na direção de fluxo. As escarpas são marcadas pelo padrão retilíneo e descontínuo, pronunciadas em alguns locais e praticamente inexistentes em outros. As rampas (*relay ramps*) se desenvolvem a partir de blocos escalonados paralelos às falhas Y sem haver rotação deles.

Entre as falhas do sistema Riedel se instalaram também as falhas inversas na direção ortogonal ao tensor máximo de tensão (SHmax), NE-SW até N-S. Nas falhas com baixo ângulo prevalece a componente inversa, enquanto nas falhas com alto ângulo (dextral/sinistral) prevalece a transcorrência, entretanto possui uma componente inversa. Essas estruturas não são observadas dentro da bacia, mas em seu entorno, e indicam áreas de transpressão, como mostram as Figura 46, Figura 47 e Figura 48.

Na Figura 46 observam-se falhas de alto ângulo e blocos irregulares rotacionados e "empurrados" para cima da falha P. Na Figura 47 é observado o espelho de uma falha com baixo ângulo, estrias e dobras com eixos rompidos, sugerindo se tratar de uma falha de empurrão. Na Figura 48 as falhas inversas ocorrem cruzando falhas normais R' em um sistema complexo, no qual os blocos são rotacionados vertical e horizontalmente.

Os depósitos sedimentares formados pelo pulso 01 foram praticamente destruídos pelo pulso 02 e os rios se organizaram em uma nova rede de drenagem. Exemplo tectono estratigráfico é a superfície de erosão que define o contato entre os membros Campo Alto e Colono, gerada pela avulsão dos canais para norte, evidenciado pelas medidas de corrente e pelas feições de barras progradando nessa direção, mostradas na Figura 24.

É possível que a área de deposição gerada pelo pulso 02 tenha sido estreita, diminuindo rapidamente o espaço de acomodação com a contínua sedimentação. A hipótese de uma calha estreita é discutida pelo fato de que a ocorrência da associação de fácies D possui maior potência a leste do rio Colono, com flagrante afinamento para oeste, o que justifica, inclusive, o baixo estrutural do embasamento mostrado na Figura 20.

O sistema meandrante era composto pelo canal principal e de planície de inundação, limitados pelo vale tectônico do pulso 02. No princípio a planície de inundação deveria ser pequena ou inexistente e foi tomando maiores proporções à medida em que o espaço de acomodação foi diminuindo. Essa proposta se baseia na granulometria decrescente para o topo, associada à proporção de nódulos de argila crescente para o topo. Na base da associação D são esporádicos os nódulos de argila e subindo na estratigrafia os nódulos passam a ser constantes, em alguns casos formando lâminas de argila.

O membro Colono é formado por sistema fluvial meandrante, predominando depósitos de canais na base, gradando verticalmente para planície de inundação no topo. Há uma passagem que marca o domínio da planície de inundação, caracterizado pelo surgimento de depósitos sedimentares do tipo *crevasse*. Estes depósitos são esporádicos, ocorrendo somente na porção central da bacia, entre os rios Colono e Taboado, nas proximidades da Vila de Tabatinga (ponto 11 da Figura 21). São caracterizados pela natureza caótica dos sedimentos e pelo conteúdo fóssil, representados pelos fragmentos lenhosos e folhas. Sugere-se que esse momento da bacia deve ser marcado pelo baixo gradiente hidráulico (caracterizado pela diminuição da granulometria transportada), sensível à flutuação do nível de água nos canais. O gradiente hidráulico baixo perdurou até o topo da deposição da associação C.

Nos pontos 8, 9, 10, 14 e 16 (Figura 21), fora da área da calha central (definido pelo contorno estrutural da Figura 20 e seções A-A' e B-B', Figura 18 e Figura 19), a associação C se deposita diretamente sobre o embasamento, sugerindo expansão dos limites da calha criada no pulso 02. O "avanço" dos limites da bacia deve ter ocorrido suficientemente rápido, preservando parte do "paleo" solo sob os sedimentos da Formação Tabatinga, como mostrado na Figura 33.

O pulso 03 corresponde à continuidade do evento NW-SE que gerou e deformou a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul nos pulsos 01 e 02. Este pulso marca significativamente a morfologia e sedimentação na Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, gerando reativação das falhas normais NW-SE e a reorganização da drenagem na bacia (pulso 03 da Figura 61 e, Figura 36).

A partir do pulso 03 são identificados diversos blocos estruturais, com destaque para os dois localizados entre os rios Palha e Campina, como idealiza o modelo da Figura 61: o bloco a oeste, denominado Tijucas, e o bloco a leste, denominado Tabatinga, limitados de leste para oeste pelas escarpas rio Campina, rio Colono e rio Palha (seções A-A' e B-B', Figura 18 Figura 19). No capítulo Análise Geométrica e Cinemática discutiu-se a movimentação desses blocos estruturais, definindo uma rotação no sentido horário, corroborando uma transtensão dextral, como mostrado na Figura 54.

A rotação gerou áreas de deposição na porção nordeste/sudoeste dos blocos e áreas de erosão nas porções noroeste e sudeste (Figura 61 e Figura 54). As áreas de erosão são corroboradas por sedimentos das associações A e B, depositados diretamente sobre o embasamento, com parte das associações C preservadas nas bordas sudeste do bloco Tabatinga (pontos 12, 15 e 16, Figura 21 Figura 33) e na porção noroeste do bloco Tijucas (pontos 9, 10 e 13, Figura 21). As áreas de deposição são confirmadas pelo espessamento da associação A em direção ao norte do bloco Tabatinga (pontos 03 e 01, Figura 34) e na direção sudeste do bloco Tijucas (ponto 20, Figura 34).

A simetria de drenagem, por sua vez, mostrou que há fortes indícios da relação entre a migração dos canais e às áreas de deposição geradas pela rotação dos blocos (Figura 21). No

nordeste do bloco Tabatinga, há uma notável migração do canal principal do rio da Várzea para o norte na direção da confluência dos rios Campina, Abaixo, Una e Agreste (Figura 13 e Figura 21).

A mudança no vetor de deslocamento do canal do rio da Várzea, na confluência com o rio Colono, sugere a área de "afundamento" nordeste do bloco Tijucas. Os vetores do rio da Palha apontando para o *front* do bloco Tijucas denunciam o basculamento e a rotação desse bloco. Nota-se a migração, para o primeiro quadrante, dos canais no reverso dos blocos Tabatinga e Tijucas pelos rios da bacia do rio Campina e rio Colono. As áreas soerguidas são denunciadas na simetria de drenagem pelo limite físico das bacias hidrográficas. Por exemplo, as bacias hidrográficas do rio Campina e do rio da Palha com seus limites sudeste bruscos.

Sugere-se que o pulso 03 seja o resultado de uma tectônica em alguns episódios. O primeiro seria a reativação da falha normal do rio Campina, resultando na mudança da direção do fluxo dos canais para a confluência dos rios Campina, Abaixo, Una e Agreste, justificando a deposição da associação de fácies A no ponto 01 (Figura 21). O pulso provocou a avulsão dos canais para o norte, justificando a superfície erosiva na base da associação B, em alguns locais denunciados por cascalheiras (Figura 31 e Figura 33). Esse episódio é responsável pela interrupção brusca dos canais da associação D, no ponto 01 da borda leste e ponto 05 no centro da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul (Figura 21), deixando-os suspensos nas escarpas Campina e Colono.

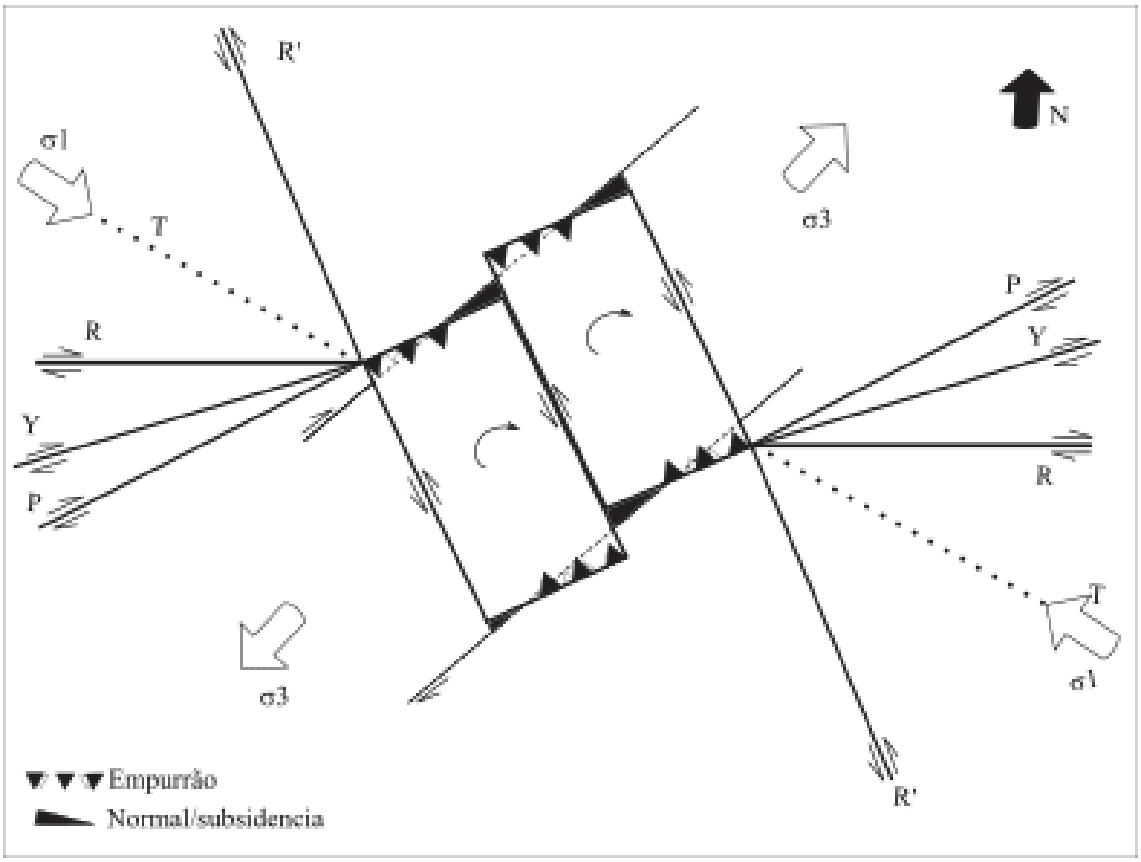


Figura 60 – Modelo de deformação rúptil com a rotação de blocos.

Um segundo episódio do pulso 03 teria colocado o "rio Colono" primordial na direção atual, a partir da instalação da falha homônima. Aventa-se a hipótese de que antes desse episódio o

rio Colono se configurasse no canal principal da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, justificado pela existência dos depósitos de canais abandonados nos pontos 20, 17, 11 e 8 (Figura 21). Nesse episódio houve também a instalação da falha do rio da Palha e o desenvolvimento das associações A e B na borda oeste.

Um derradeiro episódio seria responsável pela colocação dos blocos na posição atual, ocasionando a captura dos rios da bacia hidrográfica pretérita pelo rio Negro ao sul. O resultado desse episódio seria a formação dos terraços aluvionares compostos pelas associações A/B, Membro Taboado, e os depósitos aluvionares recentes do rio da Várzea. A marca mais contundente desse episódio seria a superfície erosiva na base da associação B (Figura 31 e Figura 32) e as ilhas de sedimentos das associações A, B, C e D (seções A-A' e B-B', Figura 18 e Figura 19).

A Figura 51 apresenta um possível homólogo de campo pós pulso 03, onde se observam que os blocos foram rotacionados, gerando áreas altas (*horsts*) e baixas (*grabens*). Notar que os *grabens* se configuram como potenciais áreas alagadas, desenvolvendo condições de pouca circulação de água, com esporádicas deposições de sedimentos transportados desde áreas a montante (*horsts*).

Santos (2000) sugere que o topo da associação C (argilas cauliníticas) tenha sido depositado por leques aluvionares coalescentes, constituídos por sedimentos finos, justificando a intercalação de lâminas de caulim detrítico e areia muito fina. Aumond (1993) discorre que a formação do caulim do Membro Colono estaria relacionado a processos pedogenéticos em uma bacia hidrográfica restrita, com pouca circulação de água, obtendo como subproduto a concentração do alumínio e a formação de minerais de gibsita.

Portanto, corroborando Santos (2000) e Aumond (1993) e às observações estruturais e estratigráficas discutidas no texto propõe-se que os sedimentos da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul tenham sido intemperizados a partir de hidrólise, catalisada pela formação de turfeiras da associação A. Esse processo cessou com a mudança do nível de base gerado pela captura dos canais da bacia hidrográfica do rio Negro.

Os resultados da paleontologia fecham um círculo de discussão a respeito da evolução da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul corroborando a estratigrafia, construída a partir das descrições de afloramentos em campo. A paleoflora das folhas fósseis, descritas no ponto 01 (Figura 21), associações de fácies C e D, indicam que durante o desenvolvimento da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul a vegetação era composta por florestas e campos, em uma clima úmido. A análise palinológica dos sedimentos da associação A (ponto 20, Figura 21) demonstraram que a condição climática permaneceu constante desde a associação D, entretanto faz uma referência direta à instalação de lagos, sugeridos pela existência de *Cyperaceae* e restos silicosos de plantas (fitólitos).

Os fósseis encontrados em Campo Alto, sudeste da bacia, sugerem retrabalhamento desse material dentro de um sistema fluvial (associação B). Levando em consideração o arredondamento

do material, a textura e o diâmetro, sugere-se que o transporte deve ter sido na ordem de centenas de metros, indicando que o sítio onde viveram os espécimes deve ser próximo ao sítio de sepultamento. Reforçando a hipótese de florestas e campos coexistindo durante o desenvolvimento da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul.

Por último, atendendo ao objetivo da pesquisa a respeito da conectividade entre a Bacia Sedimentar de Curitiba e a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, e tendo em vista os resultados obtidos, é possível afirma que não há correspondente evolutivo entre as duas bacias se levar em consideração a Formação Guabirotuba como unidade litoestratigráfica fundamental da Bacia Sedimentar de Curitiba. Com relação à Formação Tinguis, Formação Boqueirão (Becker, 1982) e Formação Piraquara (Coimbra *et al.*, 1996), é impossível fazer qualquer correlação, uma vez que os autores não formalizaram as unidades, inexistindo, por exemplo, colunas estratigráficas, e os dados existentes são descritivos.

Quanto às idades é importante considerar que Bigarella e Salamuni (1962), quando sugeriram a idade Pleistocena para a Bacia Sedimentar de Curitiba, o faziam relacionando superfícies aluvionares e coluvionares, a partir de processos de agradação e degradação do relevo. Segundo os autores, corroborado por Becker (1982), esses processos ocorriam na alternância de clima; quando árido ou semiárido ocorria a agradação, com a ampliação dos vales e formação de sedimentos, e quando úmido ocorria a degradação, com a mudança do nível de base, gerando vales incisos.

Segundo Becker (1982), a Bacia Sedimentar de Curitiba teria se depositado num período de clima semiárido (agradação), corroborando a superfície de pediplanação Curitiba (Pd1) de idade Plioceno inferior a Pleistoceno superior, dissecando a superfície do Alto Iguaçu (Pd2), com idade entre o Mioceno superior a Plioceno inferior. A autora explica que a Pd1 recebe nomes locais em diversos lugares do Brasil, por exemplo, Neógena em São Paulo e Tabuleiro em Pernambuco.

A proposta de Bigarella e Salamuni (1962), corroborada por Becker (1982) e Salamuni (1998), fundamentadas em correlações regionais e baseadas no clima semiárido, não se sustenta diante do exposto por Lima (2010), que defende clima úmido para o desenvolvimento da Bacia Sedimentar de Curitiba. Esse último autor discorre ainda que os processos deposicionais da Bacia Sedimentar de Curitiba não apresentam características com significativas mudanças climáticas, mas que há variações nas fácies, agregadas em diversas associações de fácies, as quais resultam em um sistema deposicional que caracteriza leques aluvionares em clima úmido. Por outro lado a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul não apresenta mudanças climáticas no seu preenchimento, desenvolve-se integramente no clima úmido.

Levando em consideração as superfícies Pd1 e Pd2 de Becker (1982) é possível determinar que a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul não deveria ser atribuída à idade da Bacia Sedimentar de Curitiba, uma vez que ocorre dissecando as superfícies Alto Iguaçu e Curitiba, evidenciado pela

evolução contínua até o desenvolvimento dos aluviões atuais, correlacionados aos aluviões do rio Iguaçu, rio Negro e rio da Várzea jusante. Portanto, em termos de idade relativa, sugere-se que idade da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul esteja em torno do final do Pleistoceno superior, concordando com a idade obtida por LOE, para os sedimentos da associação A, no sul da bacia.

Com relação à tectono estratigrafia, Salamuni (1998) discorre que o início da sedimentação da Bacia Sedimentar de Curitiba teria ocorrido a partir de uma depressão criada por uma distensão (E-W), no Oligoceno. Esse evento foi seguido por uma compressão (E-W), no Mioceno, a qual teria gerado a dissecação da Formação Guabirotuba. No Pleistoceno teriam se instalado tensores NW-SE, gerando falhas transcorrentes dextrais, rotacionando os blocos no sentido horário e desenvolvendo a Formação Tinguis. A Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, por sua vez, corrobora a tectônica compressional NW-SE do Pleistoceno, entretanto, não é possível correspondê-la aos sedimentos da Formação Tinguis, pois essa unidade não possui uma coluna ou uma seção tipo que possibilite correlação.

Tanto a Bacia Sedimentar de Curitiba como a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul foram datadas com uma amostra cada; a primeira apresentou idade Mioceno a partir de análise palinológica e a segunda apresentou idade de 60mil pela análise LOE. Ou seja, enquanto a Bacia Sedimentar de Curitiba estava sendo invertida a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul estava sendo formada, um processo que dá continuidade ao outro.

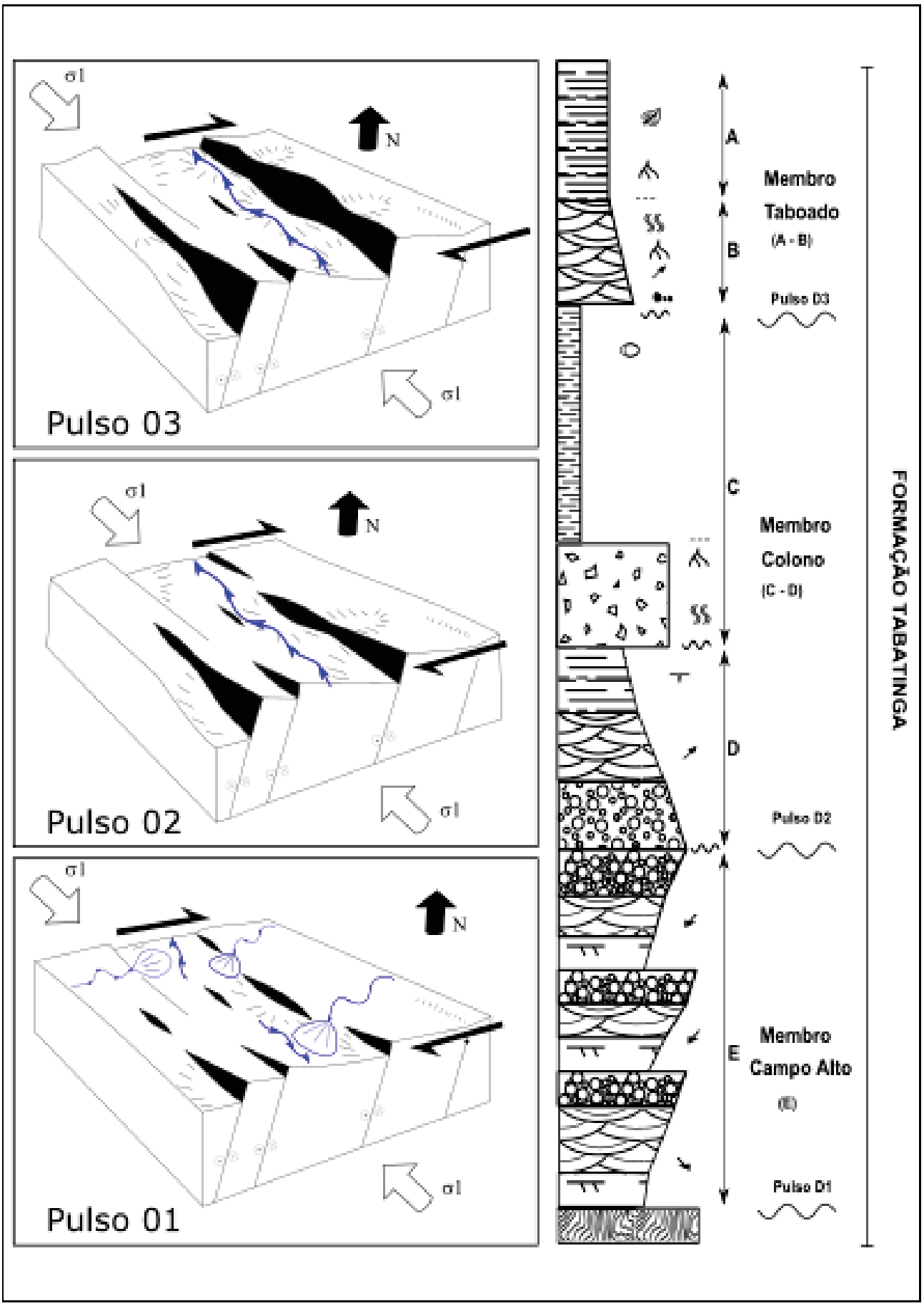


Figura 61 – Modelo tectônico estratigráfico da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul. Legenda Figura 36

6 CONCLUSÕES

A Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul passou por três pulsos tectono-estratigráficos até o desenvolvimento completo da Formação Tabatinga. O primeiro pulso é caracterizado por uma fase compressional NW-SE, gerando fraturas locais delimitando blocos retangulares paralelos ao tensor de tensão máximo. No espelho das falhas formaram-se leques aluvionares.

O segundo pulso é caracterizado pela continuidade da compressão e o desenvolvimento de um sistema transcorrente dextral, rotacionando os blocos gerados no pulso anterior. Nesse pulso os canais passam por avulsão para o norte, destruindo parte dos leques da fase anterior, e se instala um sistema fluvial meandrante que gradativamente passa a se comportar predominantemente como uma planície aluvionar ampla.

O terceiro pulso deforma a bacia a partir da rotação dos blocos outrora formados, gerando escarpas de falhas em um sistema de *cuestas* com *front* voltado para SW e reverso para NE. Um novo sistema fluvial meandrante se forma, retrabalhando parte dos sedimentos gerados no pulso anterior. Nesse pulso, áreas alagadascom pouca circulação de água são formadas, favorecendo o intemperismo dos sedimentos gerados nos pulsos 01 e 02, ocasionando o desenvolvimento de camadas de argila caulinitica e gibsita.

Os pulsos 01, 02 e 03 correspondem a um evento tectônico único, correspondente a uma transcorrência dextral, com a sua falha principal orientada na direção aproximada ENE e tensores máximos NW-SE. Nesse contexto observa-se que a evolução da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul não é compatível com a Bacia Sedimentar de Curitiba, sendo a tectônica geradora e deformadora daquela compatível com a deformação pós-sedimentar desta última.

O capítulo derradeiro da história geológica da Formação Tabatinga, escrito pelo Membro Taboado, é coerente com o início da sedimentação dos aluviões atuais, formados pelos rios Iguaçu e rio Negro no primeiro planalto paranaense. Portanto, tendo em vista a continuidade do evento tectônico, diluído em três pulsos, é possível atribuir idade Quaternária para a sedimentação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul, podendo se aproximar do limite entre o Holoceno e o Pleistoceno.

Tendo em vista toda essa conjuntura tectônica, estratigráfica e a provável idade, é possível afirmar que a Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul é um produto neotectônico na borda leste da plataforma Sulamericana, um novo capítulo da plataforma Sulamericana, independente do *Rift Continental do Sudeste do Brasil*, justificando, portanto, o título da tese "*Neotectônica e sedimentação da Bacia Sedimentar de Tijucas do Sul* ".

REFERENCIAS

ANGULO, R.J. 1992. Geologia da planície costeira do estado do Paraná. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 360 p.

AUMOND, J.J. 1993. Aspectos geológicos de algumas argilas para cerâmica branca da Bacia de Tijucas do Sul. **Cerâmica**, 39:24-26.

BECKER.C. 1982. *Distribuição dos sedimentos cenozoicos na região metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio

BOLZON, R.T.; E.*et al.* Morfotectônica da Bacia de Tijucas do Sul – PR. XIX Paleo SC/PR, Chapecó, Santa Catarina. Caderno de resumos, p. 29. Dezembro, 2017.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2857-4 NE**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2857-4 NO**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2857-4 SE**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2857-4 SO**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2858-1 SO**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2858-3 NO**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Divisão de Serviço Geográfico – DSG. **MI-2858-3 SO**. Brasília: Exército Brasileiro, 2002. Escala 1:25.000.

BRASIL. Projeto RADAM Brasil. **Folha SG.22-X-D**. Brasília, CPRM, 1975. Folha Curitiba. Escala 1:250.000. disponível em: <http://www.cprm.gov.br/>.

BRASIL. Serviço Geográfico Brasileiro – SGB. **MI-2869-1, Folha Campo Alegre**. Brasília: Exército Brasileiro, 1969. Escala 1:50.000.

BRASIL. Serviço Geográfico Brasileiro – SGB. **MI-2869-1, Folha São Miguel**. Brasília: Exército Brasileiro, 1969. Escala 1:50.000.

CHAVEZ-KUS, L.; SALAMUNI, E. Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba – região de Curitiba (PR). **RBG**. V. 38, n. 3, p. 439-4545, set. 2008.

CLARKE, F.W.; WASHINGTON, H.S. **The Composition of th Earth's Crust**. Washington, United State Geological Survey – USGS, 1924. 122 p. Professional paper 127.

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; SANT'ANA, L.G.; VALARELLI, J.V. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. XXXIX CBG, Anais, v.1, sessões temáticas p.135-137, Salvador, SBG 1996.

COX, T.C. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, p. 571-581, may 1994.

CHRISTIE-BLICK, N.; BIDDLE, K.T. deformation and basin formation along strike-slipe faults. In BIDDLE, K.T.; CHRISTIE-BLICK, N., Ed.: Strike slipe deformation, basin formation, and sedimentation. **SEPM Spec. Publ**. n.37, p.1-34. 1985.

CURY, L.F. **Geologia do terreno Paranaguá**. 202 f. (Tese em geoquímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 2009.

DAITX, E. C., 1979. **Mapa geológico, folhas parciais de São José dos Pinhais - SG-22-X-D-IV** e Paranaguá - SG-22-X-D-V. Scale 1:100.000. In: Carvalho, M. A. da S. et al. Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Píen, relatório final, 1.

ETCHEBEHERE, M.L et. Al. detecção de provável deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (relação declividade-extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**. São Paulo, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M.L. et al. Aplicação do ídice "relação declividade-extensão – RDE" na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências – USP**. São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, out. 2004.

FERREIRA, F.J.F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e cãolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. (Dissertação de Mestrado) – IGC-USP. São Paulo. 1982.

FERREITA, et al. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. Geophysics, v. 78, n. 3, J33-J41, 2013.

FIORI, A.P. **Análise do caráter polidiapírico do granito agudos grandes na região de Agudos do Sul – PR**. Curitiba: Mineropar, 1983. 28 p. (Processo 40.0738/83 – GC). Projeto concluído.

FIORI, A.P. et al. **Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no Pré Cambriano paranaense Vol.1 e 2**. Curitiba, Out/1984. 261 p. Mineropar. (Convênio UFPR-MINEROPAR). Projeto concluído (relatório interno).

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. A Formação Guaratubinha. **Boletim paranaense de geociências**. Curitiba, n. 23-25, p. 237-255, 1967.

GOES, J.R. de. Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do Complexo Vulcano-Plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina. 99 f. (Dissertação em gequímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 1995.

GUALDA, G.A.R.; VLACH, S.R.F. The Serra da Graciosa A-type granites and syenites, south Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 3, p. 405-430, 2007.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of U.S. Geological Survey**. *Washington*, v. 1, n. 4, p. 421-429, *jul.-aug.* 1973.

HACK, J.T. **Studies fo longitudinal streams profiles in Virginia and Maryland**. Washington, U.S. Department of the Interior, p. 59, 1957. Geological Survey Professional Paper 294-B. Preliminary results.

HARARA, O.M.M. Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR_SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III. 244 f. (Tese em geoquímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 2001.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological of America – Geological Society of America**. USA, v. 56, p. 275-370, march 1945.

INSTITUTO DE TERRA E CARTOGRAFIA DO PARANA – ITCPR. Curitiba: ITCPR, 1980. Fotos aéreas da quadrícula 91º28'54" Oeste, 25º40'22" Sul e 90º53'13" Oeste e 26º.3'21" Sul. Escala 1:25.000. Disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br/>.

KAUL, P.F.T. **O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Proterozóico e seus condicionantes tectônicos**. 331 f. (Tese em geoquímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 1997.

LASA Engenharia e Prospecção S/A. Projeto Aerogeofísico Complemento do Tocantins - Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Rio de Janeiro, CPRM, 2011. Relatório Final, 27 volumes, Texto e Anexos (Mapas), Folha SG-22-X-D-4.

LIMA, F.M. de. **Faciologia e ambientes deposicionais da Formação Guabirotuba, bacia de Curitiba, PR**. 103 f. (Dissertação em Geologia Exploratória) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba, 2010.

LOPES, O.F. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do Pré Cambriano do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987a. Curitiba. **Atas**. SBG, v.1, p. 303-312.

LOPES, O.F. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987b. Curitiba. **Atas**. SBG, v.2, p. 481-490.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Instituto de biologia e pesquisas tecnológicas**. Curitiba, v. 2, n. 7, 1947.

MAACK, R. Instituto de biologia e pesquisas tecnológicas. **Mapa geológico do estado do Paraná**. Curitiba, 1953. 1:750.000.

MACHADO, D. A. M. M. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudo de minerais pesados. **SBGEO**. V. 43, n. 3, p. 563-572, set 2012.

MACHIAVELLI, A. **Os granitóides deformados da região de Piên (PR): um provável arco magmático do Proterozóico superior**. 105 f. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 1991.

MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. Suíte granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico superior na Microplaca Curitiba. **Geochimistry**. Brasil. v. 7, n.2, p. 113-129. 1993.

MIALL, A.D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.13, 1-62, 1977.

MIALL, A.D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, n. 13, p. 1-62, 1977.

MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. 3rd. Berlim: Springer, 2000.

MINEROPAR. **SG.22-X-D**. Curitiba: Mineropar, 2005. Folha de Curitiba. Escala 1:250.000.

PARANÁ. Comissão da Carta Geológica do Paraná. **Folha geológica de Tijucas do Sul – XXIV-I6**. 1969. Escala 1:70.000.

PEACOCK, D.C.P.; PARFITT, E.A. Active relay ramps and normal fault propagation on Kilauea volcano, Hawaii. **Journal of structural geology**. V. 24

PEACOCK, D.C.P.; SANDERSON, D.J. S*trike-slip relay ramps.* ***Journal of strucutral geology***. V.17, .10, p. 1351-1360, 1995.

PERROTA, M.M. et al. **SG-22 – Curitiba**. Brasilia: CPRM, 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Programa de Geologia do Brasil. Escala 1:1.000.000.

RIBAS, S.M. Complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas. 131 f. (Mestrado em geologia) – Instituto de Geociências, UNICAMP. Campinas, 1993.

RIBAS,S.M. O Complexo Máfico-Ultramáfico de Tijucas so Sul, correlação com o Complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas. 134 f. Dissertação. (Mestre em Geologia) – Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 1993.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 319 f. (Tese em geologia sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológca do sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NET et al (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Primeira edição. São Paulo (capital): editora Beca, 2004. p. 383-405.
SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 235 f. (Tese doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP. Rio Claro, dez/1998.

SALAMUNI, E.*et al.* Moroftectônica da Bacia de Tijucas do Sul – PR. VII Simpósio Sulbrasileiro de Geologia. Apresentação oral. Julho, 2013.

SANTOS, E.R. **Caracterização mineralógica e contexto geológico das argilas da mina fazendinha Tijucas do Sul – PR**. 2000. 160 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2000.

SEEBER. L.; GORNITZ. V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tecnophysics**. Amsterdam, v. 92, p 335-367, jul. 1982.

SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicosdo sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. 232 f. Tese (Tese em geoquímica e geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 1995.

SIMPOSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, IV, 2010, Brasília. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Brasília: SBGf, 2010.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. Logica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104, dez. 1976.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Bulletin of the Geological of America – Geological Society of America**. USA, v. 63, p. 923-938, sep. 1952.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions, American Geophysical Union**. USA, v. 38, n. 6, p. 913-920, dec. 1957b.

TCHALENKO, J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes. **Bulletin of the Geological of America – Geological Society of America**. USA, v. 81 n.6, p. 1625-1640, jun. 1970

TCHALENKO, J.S.; AMBRASEYS, N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. **Bulletin of the Geological of America – Geological Society of America**. USA, v. 81 n.1, p. 41-60. 1970

TRANVERSE, A. **Paleopalynology.** 2ed. Dordrecht: Springer. 816p. 2007.

TREIN, E. et al. **Folha Geológica de Tijucas do Sul**. Paraná: Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1969a. Escala: 1:70.000.

TREIN, et al. Comissão da carta geológica do Paraná. **Mapa geológico de Tijucas do Sul**. Curitiba, 1969b. 1:70.000.

TREIN, et al. Comissão da carta geológica do Paraná. **Mapa geológico de Pien.** Curitiba, 1969c. 1:70.000.

TREIN, et al. Mapa Geológico de Tijucas do Sul. (inédito).

USA.USGS. **Shuttle Radar Topography Mission – SRTM**, 2004. Maryland, USA, Global Land Cover Facility, University of Maryland, 2004. 1 Arc Second scene SRTM_u03_n008e004, Unfilled Unfinished 2.0. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

VILALVA, F.C.J. **Petrografia e mineralogia de granitos peralcalinos: o plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo (PR/SC)**. 323 f. (Dissertação em mineralogia e petrologia). – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (Capital), 2007.

WILCOX, R.E.; HARDING, R.P.; SELLY, D.R. *Basic wrench tectonics.**Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.***, v. 57, p. 291-313, 1973.

WILFORD, J.R.; BIERWITH, P.N.; CRAIG, M.A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**. Camberra, v. 17, n. 2, p. 201-216, 1997.

WOODCOCK, N.H.; FISCHER, M. *Strike-slip duplexes.* ***Journal o strucutral geology,*** v. 8, n. 7, p. 725-735, 1986.

ZALÁN, P.V. *et al.* Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. **Simpósio sul brasileiro de geologia.** SBG. Curitriba. Atal p. 441-474.

ZALAN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim Geológico da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, maio/nov. 2005.