



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TATIANE DE SOUZA NASCIMENTO

Estruturas tectônicas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) em Santa Catarina

Florianópolis

2023

Tatiane de Souza Nascimento

Estruturas tectônicas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) em Santa Catarina

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fernando J. Althoff

Florianópolis

2023

Nascimento, Tatiane de Souza

Estruturas tectônicas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) em Santa Catarina. / Tatiane de Souza Nascimento ; orientador, Fernando Jacques Althoff, 2023.

94 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2023.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Kink bands. 3. Dobras escalonadas. 4. Análise estrutural. 5. Formação Taciba. I. Althoff, Fernando Jacques . II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Título.

Tatiane de Souza Nascimento

**Estruturas tectônicas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) em Santa
Catarina**

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 04 de agosto de 2023, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Dr. Eduardo Salamuni
Universidade Federal do Paraná (UFPR)

Prof. Dr. Luís Guilherme Knauer
Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestra em Geologia.

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff
Orientador

Florianópolis, 2023

AGRADECIMENTOS

A autora agradece as pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador Fernando Althoff por me apoiar e me guiar durante todo o mestrado. Serei eternamente grata!

Ao professor Marivaldo pelas suas contribuições quanto à estratigrafia da área estudada, pela oportunidade de fazer parte do projeto de pesquisa e pelo apoio durante o processo. Foi especial este reencontro. Obrigada!

Aos professores Eduardo Salamuni e Luiz Guilherme Knauer pelas sugestões de melhorias para este trabalho. Muito obrigada!

Aos meus pais pelo suporte durante todo o processo e por cuidar do meu filho quando precisei me ausentar. Gratidão eterna a vocês!

E meu agradecimento especial ao Benjamim, meu amado filho, que mesmo tão pequeno me ajudou a superar o maior desafio que vivi durante o mestrado que foi a perda do seu pai. Obrigada filho, por aceitar e ficar bem em todas as vezes que precisei me ausentar para as práticas de campo.

RESUMO

A origem das estruturas de deformação visíveis em afloramentos do Grupo Itararé em Santa Catarina, no flanco leste da Bacia do Paraná, tem sido relacionada a deslizamento subaquosos (turbiditos) ou à ação de geleiras. Os estudos realizados nas últimas duas décadas concluem, essencialmente, que as estruturas se formaram em sedimentos inconsolidados (*soft sediment deformation*), antes da litificação. Neste trabalho são apresentados dois grupos de estruturas tectônicas que ocorrem na Formação Taciba do Grupo Itararé. *Kink bands* em folhelhos no município de Alfredo Wagner e dobras escalonadas na região limítrofe dos municípios de Apiúna e Presidente Nereu. *Kink bands* ocorrem em rochas foliadas, onde o acamamento age como plano de deslizamento, e podem afetar a porosidade de rochas reservatório. As *kink bands* analisadas em Alfredo Wagner se encontram em um mesmo nível estratigráfico, que aflora na cota de 500 m. São estruturas decimétricas a métricas em extensão, com espessuras centimétricas entre os planos de *kink*. Estas estruturas ocorrem associadas a falhas inversas e dobras em *chevron*. A existência de dobras em *chevron* com estruturas de acomodação indica que as *kink bands* se desenvolveram após a litificação. Os valores angulares obtidos na caracterização geométrica indicam que ocorrem *kink bands* em diferentes estágios de evolução. As estruturas que estão no estágio de abertura máxima podem funcionar como conduto de fluidos. Dobras escalonadas se formam em bacias sedimentares pela reativação de falhas transcorrentes do embasamento. Estas estruturas podem constituir armadilhas para petróleo e gás. Dobras escalonadas na região limítrofe dos municípios de Apiúna e Presidente Nereu ocorrem ao longo do vale onde se encaixam os córregos Boa Esperança e Rio Novo, que marca o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na Bacia do Paraná. São dobras métricas a decamétricas, simétricas, abertas a suaves, com superfícies axiais de alto ângulo e charneiras aproximadamente horizontais. As superfícies axiais das dobras têm orientações (de N30E a N50E) próximas da direção do traço da zona de cisalhamento. A persistência do estilo e orientação das dobras ao longo do perfil, com cerca de 10 km de extensão, indica que sua formação é relacionada esforços tectônicos. O paralelismo entre superfícies axiais e o traço da zona de cisalhamento, e as exposições de granitoide em meio a rochas da Formação Taciba, indicam que a superfície topográfica exposta na região está próxima do embasamento da bacia. A relação angular entre as charneiras de algumas dobras e o traço da zona de cisalhamento indica que a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó se deu com movimento lateral esquerdo. Os dados obtidos informam sobre a estratigrafia mecânica da Formação Taciba. Os folhelhos são incompetentes e apresentam níveis de descolamento, que facilitam a formação de *kink bands* centimétricas. Os arenitos são competentes e a espessura das suas camadas determina o comprimento de onda das dobras.

Palavras-chave: Formação Taciba; análise estrutural; projeção estereográfica.

ABSTRACT

The origin of deformation structures in outcrops of the Itararé Group in Santa Catarina, on the eastern limb of the Paraná Basin, has been related to subaqueous landslides (turbidites) or the action of glaciers. Studies carried out in the last two decades conclude that the structures were formed by soft sediment deformation mechanisms, before lithification. In this work, two groups of tectonic structures that occur in the Taciba Formation of the Itararé Group are presented. Kink bands in shales in the region of Alfredo Wagner and *en-echelon* folds in the region of Apiúna and Presidente Nereu. Kink bands occur in foliated rocks, where bedding acts as a slip plane. These structures can affect the porosity of reservoir rocks. The kink bands are decimetric to metric in extension, with centimeter thicknesses between the kink planes, and occur associated with inverse faults and chevron folds. The existence of accommodation structures in chevron folds indicates that kink bands developed after lithification. The angular values obtained in the geometric characterization indicate that kink bands occur at different stages of evolution. Structures that are in the maximum opening stage can function as a fluid conduit. En-echelon folds are formed in sedimentary basins by the reactivation of faults in the basement and can be traps for oil and gas. En-echelon folds occur along the valley of Boa Esperança and Rio Novo streams, which marks the trace of the Itajaí-Perimbó Shear Zone in the Paraná Basin. They are metric to decametric, symmetrical, open to gentle, with high-angle axial surfaces and approximately horizontal hinges. The axial surfaces of the folds have orientations (from N30E to N50E) close to the direction of the shear zone trace. The persistence of the style and orientation of the folds along the profile, about 10 km long, indicates that its origin is related to tectonic efforts. The parallelism between axial surfaces and the trace of the shear zone, and the exposures of granitoid among rocks of the Taciba Formation indicate that the topographic surface exposed in the region is close to the basement of the basin. The angular relationship between the hinges of some folds and the shear zone trace indicates that the reactivation of the Itajaí-Perimbó Shear Zone occurred with a left lateral slip. The data obtained provide information about the mechanical stratigraphy of the Taciba Formation. The shales are incompetent and present levels of detachment, which facilitate the formation of centimetric kink bands. The sandstones are competent and the thickness of their layers determines the wavelength of the folds.

Keywords: Taciba Formation; structural analysis; stereographic projection.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	9
1.1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	9
1.2	SOBRE A CONCEPÇÃO DO PROJETO DE MESTRADO	9
1.3	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	10
1.4	OBJETIVOS.....	11
1.5	MÉTODOS.....	11
1.6	LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	12
2.	ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM ROCHAS SEDIMENTARES	15
2.1	ESTRUTURAS ATECTÔNICAS	15
2.1.1	Estruturas sinsedimentares em turbiditos	16
2.1.2	Sismitos	18
2.1.3	Estruturas de compactação	20
2.1.4	Estruturas glacioteclônicas	22
2.2	ESTRUTURAS TECTÔNICAS.....	24
2.2.1	<i>Kink bands</i> e dobras associadas	25
2.2.2	Falhas de rejeito direcional e dobras escalonadas	29
3.	BACIA DO PARANÁ	36
3.1	CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E TECTÔNICO.....	36
3.2	GRUPO ITARARÉ	42
3.3	PETRÓLEO NA BACIA DO PARANÁ	44
4.	<i>KINK BANDS</i> DA REGIÃO DE ALFREDO WAGNER	46
4.1	AFLORAMENTOS ESTUDADOS	47
4.2	DESCRIÇÃO DA ROCHA.....	47
4.3	DESCRIÇÃO DAS <i>KINK BANDS</i>	50
4.4	ESTIMATIVA DAS DIREÇÕES DE PALEOESFORÇOS	56
4.5	CARACTERIZAÇÃO ANGULAR DAS <i>KINKS BANDS</i>	58
4.5.1	Caracterização segundo Anderson (1987)	58
4.5.2	Caracterização segundo Cosgrove (1998)	61
4.6	CONCLUSÕES.....	63
5.	DOBRAS ESCALONADAS NO GRUPO ITARARÉ EM APIÚNA-PRESIDENTE NEREU	65
6.	CONCLUSÕES GERAIS	86
6.1	SOBRE AS <i>KINKS BANDS</i>	86
6.2	SOBRE AS DOBRAS ESCALONADAS	87
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89

1. INTRODUÇÃO

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação compreende seis capítulos. Neste Capítulo 1 são apresentados o tema da pesquisa, os objetivos do trabalho, as justificativas para a realização, os métodos utilizados e a localização das áreas de estudo.

O Capítulo 2 trata de estruturas de deformação em rochas sedimentares. São abordadas estruturas de deformação atectônicas e tectônicas, formadas em sedimentos inconsolidados ou rochas.

O Capítulo 3 apresenta informações básicas sobre a Bacia do Paraná, o Grupo Itararé e o contexto estratigráfico das áreas estudadas.

No Capítulo 4 é feita a descrição e caracterização de *kink bands* que ocorrem na região de Alfredo Wagner.

O Capítulo 5, na forma de artigo científico (submetido ao periódico Pesquisas em Geociências), é dedicado ao estudo de dobras escalonadas da região de Apiúna-Presidente Nereu.

O Capítulo 6 traz as conclusões gerais do trabalho.

1.2 SOBRE A CONCEPÇÃO DO PROJETO DE MESTRADO

O mestrado foi realizado no âmbito do projeto *Técnicas machine learning para reconhecimento de padrões sedimentológicos de sistemas turbidíticos - MLTurb*, desenvolvido no Departamento de Geologia da UFSC com financiamento da Petrobras. O projeto, coordenado pelo Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento, conta com a participação de pesquisadores dos departamentos de Geologia, Engenharia Mecânica e Informática da UFSC, do Serviço Geológico do Brasil – CPRM e da Universidade Regional de Blumenau – FURB. O objeto de estudo do projeto MLTurb é o Grupo Itararé, da Bacia do Paraná, em Santa Catarina, considerado como análogo de reservatórios. Os objetivos gerais do projeto são desenvolver algoritmos de aprendizado de máquina, aplicá-los na classificação de fácies e identificação de padrões petrofísicos de sistemas turbidíticos, e produzir modelos preditivos para intervalos estratigráficos com maior potencial para acumulação de hidrocarbonetos. O projeto trabalha com aquisição, tratamento, processamento e interpretação de dados. A aquisição de dados é feita a partir da análise de informações geofísicas e geológicas

de poços e de estudos sedimentológicos, estratigráficos, geofísicos e estruturais em afloramentos. A análise das estruturas de deformação em afloramentos é uma alternativa aos estudos em subsuperfície, dificultados pela baixa resolução dos métodos geofísicos e pela falta de continuidade lateral em testemunhos de sondagens. O projeto de mestrado foi concebido com base neste quadro.

1.3 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A suposição de estabilidade tectônica e ausência de deformação na Bacia do Paraná é inerente à sua classificação como intraplaca (Milani 1992) ou sinéclise continental (Milani *et al.* 1995). Neste contexto, estruturas de deformação estudadas por vários autores em rochas do Grupo Itararé foram consideradas atectônicas. Um inventário detalhado das estruturas de deformação descritas no Grupo Itararé nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina mostra que a origem das estruturas estudadas foi relacionada a deslizamentos subaquosos de sedimentos inconsolidados ou à ação de geleiras (Carneiro e Costa 2006). Estudos mais recentes, na região que abrange Ibaiti (PR) e Alfredo Wagner (SC), descrevem estruturas de deformação sindeposicionais em 18 afloramentos do Grupo Itararé, com origem em eventos de fluxo de massa (Suss *et al.* 2014, Rodrigues *et al.* 2021).

A influência de eventos da orogenia Andina na deformação na Bacia do Paraná é um tema recorrente (p.e.: Zalan 1986, Milani e Ramos 1998, Milani 2004), mas ainda há poucos estudos sobre estruturas de deformação tectônica no Grupo Itararé. Estruturas tectônicas foram descritas em arenitos da porção basal do Grupo Itararé no estado do Paraná (Trzaskos *et al.* 2006, MINEROPAR 2007). Em Santa Catarina, fraturas subverticais no Grupo Itararé foram relacionadas à reativação de zonas de cisalhamento do embasamento da bacia (Rostirolla *et al.* 2003).

Os trabalhos de campo iniciais do projeto MLTurb no Grupo Itararé em Santa Catarina evidenciaram a existência de estruturas de deformação atectônicas e estruturas para as quais uma origem tectônica pareceu plausível. Para esta dissertação, após um levantamento em 34 afloramentos na região entre Alfredo Wagner (ao sul) e Presidente Getúlio (ao norte), foram selecionados 6 afloramentos para o estudo de *kink bands* na região de Alfredo Wagner e 10 afloramentos para o estudo de dobras e fraturas na região de Apiúna-Presidente Nereu.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa é realizar a análise de estruturas de deformação no Grupo Itararé, na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina.

Os objetivos específicos são:

- descrever e caracterizar *kink bands* que ocorrem na região de Alfredo Wagner;
- descrever e caracterizar dobras que ocorrem na região de Apiúna-Presidente Nereu;
- caracterizar os paleoesforços que estão na origem destas estruturas;

1.5 MÉTODOS

O trabalho se fundamenta na descrição, mensuração e análise de estruturas de deformação em afloramentos. As etapas e métodos para desenvolvimento do projeto de mestrado foram os seguintes:

- Revisão bibliográfica - leitura de artigos, livros, teses e dissertações com temas relacionados à análise estrutural, sedimentologia, estratigrafia, estruturas de deformação; ordenação de dados disponíveis em artigos, dissertações, teses e mapas. Esta etapa permitiu estabelecer critérios para a classificação de estruturas como tectônicas ou atectônicas a partir da descrição em campo.
- Análise de imagens – foram utilizadas imagens SRTM (obtidas em <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>) e Google Earth, para a identificação de estruturas e seleção de afloramentos. O mapa base foi preparado com o software Google Earth Pro, com a sobreposição de parte do Mapa Geológico da Bacia do Itajaí em escala 1:100.000 (Toniolo e Souza 2015) à imagem de relevo de 06/2016 (©2023 Maxar Technologies). A descrição do relevo foi feita com base no mapa topográfico de Santa Catarina Esri Topo, disponível em topographic-map.com. Para o traçado da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó foi utilizado modelo digital de terreno Esri Topo disponibilizado pela OpenStreetMap Foundation em formato Open Database License (ODbL).

- Trabalho de campo – foram realizadas duas etapas, com cinco dias de duração cada uma, para descrição, mensuração e registro fotográfico de estruturas em afloramentos; e uma etapa de três dias para coleta de amostras para petrografia.
- Preparação de amostras e confecção de lâminas delgadas - 3 lâminas foram preparadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas – LAMIR, da UFPR.
- Análise de dados estruturais – preparação e interpretação de dados com o auxílio de estereogramas (Lisle e Leyshon 2018), por meio do software Stereonet 11 (Cardozo e Allmendinger 2013).
- Análise e descrição de lâminas delgadas – Nesta etapa foram utilizados lupa binocular polarizante Olympus SZ e microscópio petrográfico Meiji ML 94 20 do Laboratório de Ensino de Microscopia – LABEMO do Departamento de Geologia da UFSC.
- Execução de fotos de estruturas em lâminas petrográficas – para a obtenção de fotos foi empregado microscópio petrográfico de polarização Olympus BX 41 e o software Olympus Image Analyser no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geologia da UFSC.
- Integração e apresentação de dados.

1.6 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

As localizações das cidades de Alfredo Wagner e Presidente Nereu estão indicadas na Figura 1. A partir da Ilha de Santa Catarina, ambas as cidades podem ser alcançadas por rodovias estaduais asfaltadas. Os afloramentos da região de Alfredo Wagner utilizados no estudo de *kink bands* estão indicados na Figura 2. A localização dos afloramentos estudados na região de Apiúna-Presidente Nereu está indicada na Figura 3.



Figura 1: Localização das cidades de Alfredo Wagner e Presidente Nereu tendo como referência a Ilha de Santa Catarina.

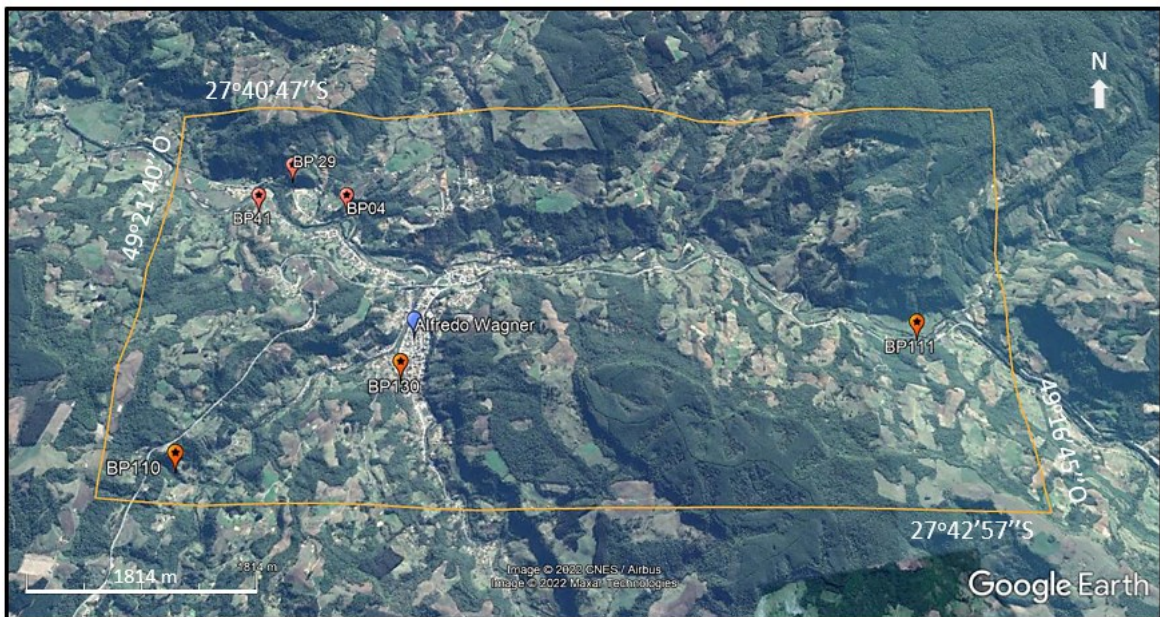


Figura 2: Afloramentos da região de Alfredo Wagner utilizados no estudo de *kink bands*.



Figura 3: Afloramentos da região de Presidente Nereu-Apiúna utilizados no estudo de dobras.

2. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO EM ROCHAS SEDIMENTARES

Os trabalhos de campo realizados evidenciaram a existência de diversos tipos de estruturas de deformação em rochas do Grupo Itararé. Foram observadas estruturas formadas em sedimentos não consolidados (*soft sediment deformation*), estruturas de compactação e estruturas tectônicas (*kink bands*, fraturas, dobras). A dificuldade inicial para a caracterização em campo das estruturas (tectônicas x atectônicas) levou à realização deste levantamento bibliográfico.

2.1 ESTRUTURAS ATECTÔNICAS

O termo “*soft sediment deformation*” (deformação de sedimentos finos não-consolidados; Araújo-Gomes 2013) faz referência a estruturas formadas em sedimentos inconsolidados e posteriormente litificados (van Loon 2009). O termo *soft*, entretanto, tem conotações diversas; pode tanto significar um material com limite de resistência muito baixo quanto fazer referência ao campo de condições em que depósitos sedimentares podem existir antes de serem litificados (Maltman 1984). A variedade de estruturas que podem se formar neste tipo de deformação é bastante ampla, assim como a variedade de processos e agentes que as induzem. Dobras e falhas formadas nestas condições podem ser semelhantes às formadas em rochas (após a litificação), mas podem ser identificadas por ocorrerem em camadas posicionadas entre camadas não deformadas (Alsop *et al.* 2019).

As estruturas são geradas a partir da diminuição drástica na resistência ao cisalhamento de sedimentos inconsolidados saturados em água. A liquefação e a fluidização são os processos principais que levam à mudança temporária de comportamento de um sólido, que passa a se comportar como um fluido (Moretti e Sabato 2007). A liquefação de um sedimento - passagem do estado sólido ao estado fluido - ocorre em razão da perda da capacidade de suporte ocasionada pelo aumento da pressão do fluido intersticial. A fluidização tem um efeito semelhante, mas é causada pela ascensão de um fluxo de fluido através de um leito de partículas, que adquire velocidade suficiente para suportar as partículas, porém sem arrastá-las (van Loon 2009).

A liquefação e a fluidização podem ser induzidas por vários processos naturais, que incluem a variação na espessura da carga sedimentar, mudanças repentinas no nível da água subterrânea e terremotos (Moretti e Sabato 2007).

Enquadram-se na definição de “deformação de sedimentos finos não consolidados” as estruturas sinsedimentares em turbiditos e os sismitos, que são apresentados a seguir.

2.1.1 Estruturas sinsedimentares em turbiditos

Uma variedade de estruturas sinsedimentares pode ser produzida por cisalhamento em correntes de turbidez. Estas estruturas formam-se antes da litificação e sua distribuição em arenitos em bacias sedimentares pode afetar a qualidade de reservatórios de hidrocarbonetos (Butler *et al.* 2016). Um exemplo são as dobras convolutas, características do intervalo Tc da sequência de Bouma (p.e. Mutti 1992). Dobras convolutas são dobras confinadas em uma única camada (Fig. 4).

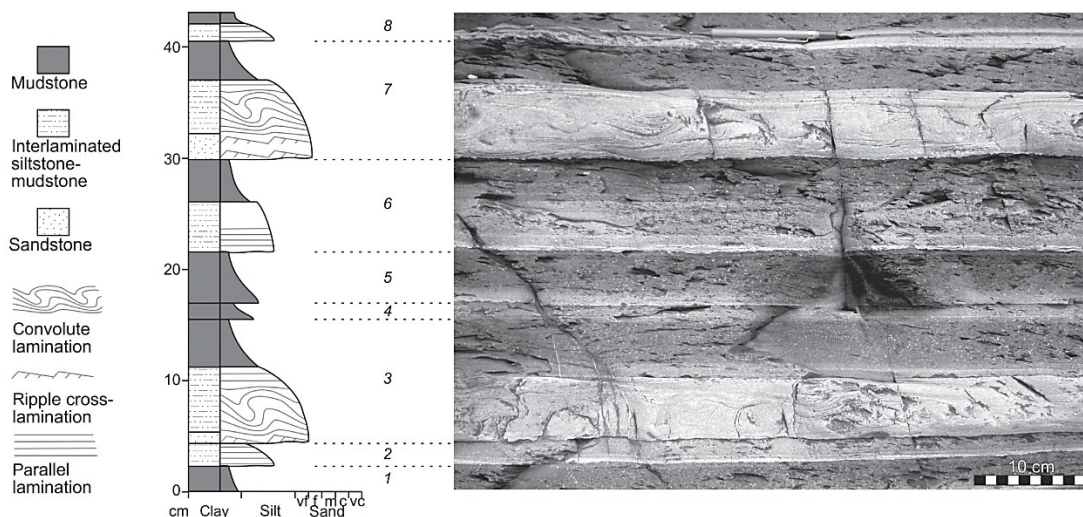


Figura 4: Dobras convolutas em turbidito com camadas de arenito-folhelho. As dobras (em 3 e 7) estão confinadas às porções ricas em areia (segundo Gladstone *et al.* 2018).

Estas estruturas se formam durante ou logo após a deposição da camada hospedeira. A formação de laminação convoluta requer sedimentos não consolidados durante a deformação. Além disso, o sedimento deve se comportar de maneira plástica, com parte ou toda a carga dos grãos sendo sustentada por fluido intersticial. Areias bem selecionadas são muito permeáveis para reter água durante a

sedimentação, mas leitos com silte e argila, com menor permeabilidade, impedem o fluxo vertical de fluido (Gladstone *et al.* 2018).

Butler *et al.* (2016) apresentaram um modelo que relaciona a sequência de formação e a localização das dobras convolutas em uma corrente de turbidez idealizada. As cinco posições indicadas na Figura 5 (A a E) têm as seguintes características:

A - se a cabeça do fluxo for erosiva, as estruturas de deformação do substrato ficarão sujeitas a perder sua porção superior, e as areias depositadas pelas partes subsequentes do fluxo irão se agregar através destas estruturas.

B – atrás da cabeça, mas antes da deposição significativa do fluxo, a deformação do substrato pode incorporar sedimento da corrente de turbidez, sifonados entre fraturas e preservados como injeções.

C – a deformação do substrato acontece enquanto o sedimento está sendo depositado, o substrato, a parte inferior do leito sobreposto e sua interface comum são deformados.

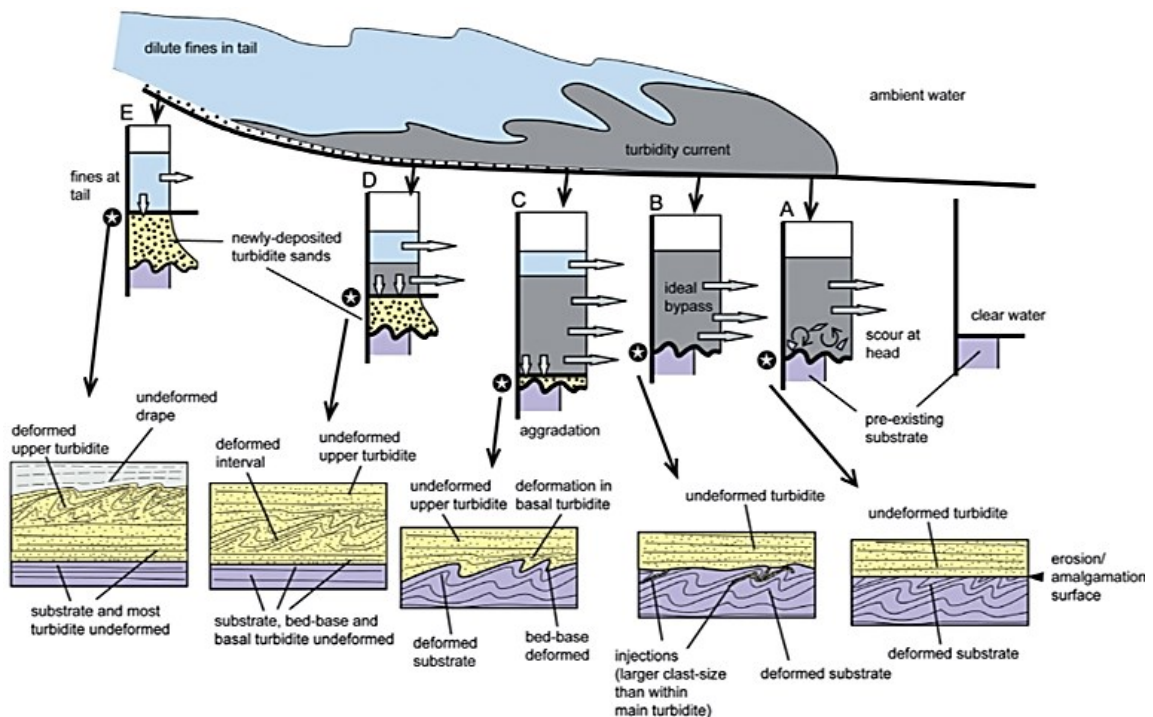


Figura 5: Esquema ilustrando a relação entre tempo e local de deformação em uma corrente de turbidez (segundo Butler *et al.* 2016).

D – a deformação começa depois de algum sedimento da corrente de turbidez ter sido depositado; são criados intervalos deformados dentro do leito agregado.

E – a deformação acontece atrás da corrente de turbidez, representada por topos de leito cortados cobertos por siltitos. Estas relações entre deformação e deposição podem acontecer em um mesmo local durante a passagem de uma corrente de turbidez, criando deformação em camadas arenosas de turbiditos. Esta deformação é denominada “remobilização de sedimentos sindeposicional”.

2.1.2 Sismitos

Uma grande variedade de perturbações em sedimentos pode ser induzida por terremotos, como por exemplo os fluxos turbidíticos e os fluxos de detritos. O termo sismo refere-se especificamente às deformações cósmicas que afetam sedimentos inconsolidados por causa da sobrepressão da água de saturação (Montenat *et al.* 2007). Em alguns casos, a deformação também pode afetar as rochas associadas aos sedimentos, por meio de hidrofraturas. A sobrepressão da água de saturação é produzida pela liquefação ou fluidização induzida pelos sismos (Seilacher 1984). A liquefação é gerada pelas ondas de cisalhamento superficiais associadas aos sismos, enquanto a fluidização é gerada pelas ondas compressivas (Montenat *et al.* 2007). Geralmente os sismitos ocorrem na superfície ou em pequenas profundidades e apresentam estruturas fluidais comprimidas ou dobradas que frequentemente estão superimpostas a estruturas deposicionais.

Sismitos se desenvolvem mais facilmente em planícies aluviais, planícies de maré, planícies deltaicas ou estuarinas, baías e ambientes lacustres e palustres, onde depósitos siltico-argilosos e um grande volume de água são frequentes (Montenat *et al.* 2007). Os ambientes lacustres têm uma característica que é importante para a preservação dos sismitos: a ausência de processos sedimentares ou hidrodinâmicos capazes de obliterar os produtos da deformação sísmicamente induzida (Sims 1973). Um grande problema para os sedimentólogos é distinguir sismitos de outros depósitos de eventos. Os critérios mais aceitos para a caracterização de sismitos são os seguintes (Seilacher 1969, Bizhu e Xiufu 2015):

- deformação em camada com continuidade lateral, com camadas sobrejacentes e subjacentes indeformadas;
- litologias e fácies da camada deformada similares às das camadas sobrejacentes e subjacentes não deformadas;
- deformação condizente com um gatilho sismogênico.

Exemplos de sismitos são apresentados na Figura 6. Tratam-se de rochas laminadas com argila e gipso da Bacia de Sorbas, Espanha, formadas no Mioceno (7 a 5 Ma) durante a crise de salinidade Messiniana, período em que o nível do mar Mediterrâneo baixou drasticamente (Couto *et al.* 2019).

Slumps são estruturas de deformação de sedimentos não consolidados de grande escala, que também ocorrem intercaladas em camadas indeformadas. Camadas de sedimentos no topo de sequências sedimentares com gradiente de 1° são estáveis, mas durante um sismo podem deslizar e formar dobras contínuas que não são quebradas. O topo do pacote deslizante é facilmente erodido e coberto por novos sedimentos, e uma discordância sísmica pode ser formada (Bizhu e Xiufu 2015).

Os *sismoslumps* (Fig. 6) apresentam dobras recumbentes como as de *slumps* clássicos, mas elas são pequenas (mm a dm) e ocorrem em ambientes deposicionais sem qualquer evidência de declive. Estas dobras são observadas com frequência em ritmitos de depósitos lacustres (Montenat *et al.* 2007).

Há opiniões divergentes sobre a magnitude necessária para um sismo gerar sismitos. Alguns autores relacionam tipos de estruturas com magnitudes (p.e. Montenat *et al.* 2007), enquanto outros consideram que não é possível fazer este tipo de relação (p.e. Moretti e Sabato 2007).

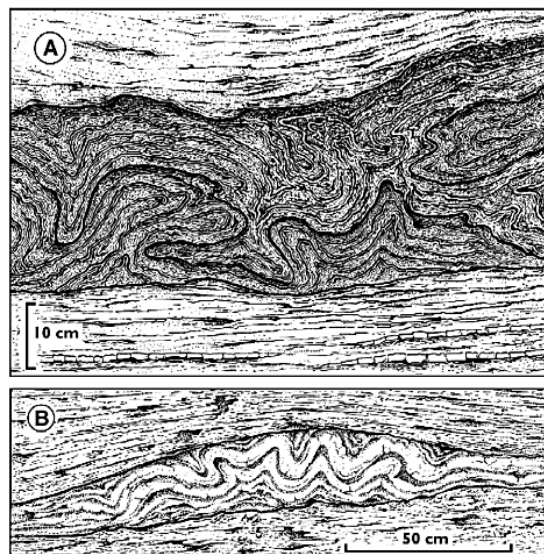


Figura 6: Sismitos (*sismoslumps*) desenvolvidos em depósitos laminados argila-gipso na Bacia de Sorbas, Espanha (Mioceno, ~7 a 5 Ma) (segundo Montenat *et al.* 2007).

2.1.3 Estruturas de compactação

A formação de estruturas de compactação pode ter início a partir da deposição. Argilitos depositados no fundo do mar ou em fundo de lago têm até 80 % de volume em água. A maior parte da água das argilas é perdida, imediatamente após a deposição. Nesse processo, a porosidade pode diminuir de cerca de 80 % para menos de 20 % nos primeiros 2 km de soterramento (Selley 2000). A partir daí, a porosidade diminui com taxa muito menor, porque a maior parte da compactação mecânica já teve lugar (Bjørlykke 2010). Nos arenitos o comportamento é diferente, a diminuição da porosidade é linear com a profundidade (Maxwell 1964, Fig. 7).

Em camadas horizontais de sedimentos, o principal efeito da compactação é a redução da espessura, que pode modificar levemente as estruturas sedimentares internas às camadas, como por exemplo diminuir o ângulo de estratificações cruzadas em relação à horizontal (Nichols 2009). A compactação em camadas horizontais também afeta as estruturas formadas nos sedimentos ainda não consolidados.

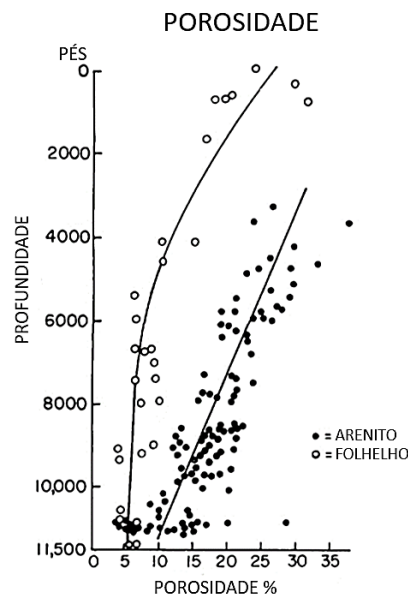


Figura 7: Diagrama mostrando a relação porosidade – profundidade em arenitos e folhelhos (modificado de Maxwell 1964).

Um tipo de estrutura de compactação que pode se formar em sedimentos inconsolidados ou após a litificação é a estrutura em elo (*loop*). Esta estrutura encontrada em sedimentos finamente laminados, especialmente em ambientes lacustres modernos ou antigos, se forma em camadas que sofrem forte constrição

(pressão circular que faz diminuir o diâmetro de um objeto). Existem quatro tipos principais de estruturas em elo (Fig. 8), que se desenvolvem com o avanço da litificação (Calvo *et al.* 1988).

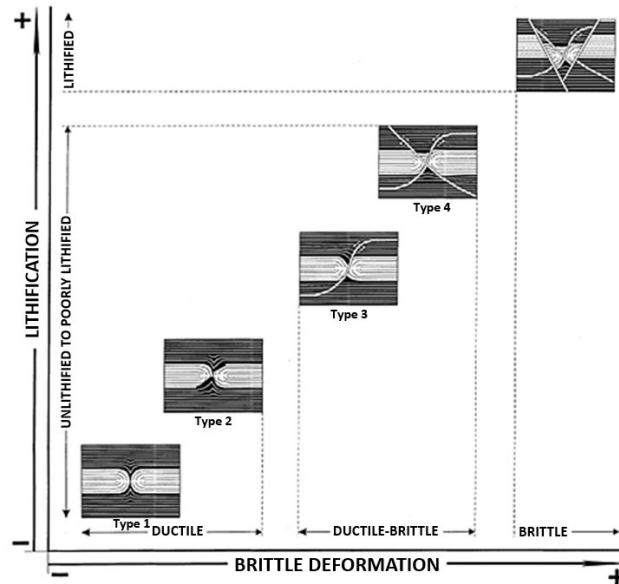


Figura 8: Tipos principais de estruturas em elo, e sua relação com a litificação (segundo Calvo *et al.* 1988).

O tipo 1 resulta de deformação puramente dúctil e assemelha-se às estruturas de *boudinage* resultantes da extensão de camadas competentes. O tipo 2 mostra um padrão bastante semelhante, mas as fraturas nas terminações sugerem que as camadas estavam um pouco mais litificadas. Os tipos 3 e 4 são estruturas mais complexas, caracterizadas pela presença de microfalhas adjacentes às zonas de ruptura. Esse padrão de estruturas, sugere que a deformação se desenvolveu em camadas relativamente bem litificadas.

Em escala regional, a compactação diferencial envolvendo pacotes com litologias diferentes tem papel importante no desenvolvimento de falhas. Falhas de compactação diferencial ocorrem em razão de grandes diferenças na compactação total de massas sedimentares adjacentes, seja com resultado da diferença de espessura, de mudanças de fácies ou ambos.

Existem quatro situações principais em que falhas de compactação podem ser geradas (Xu *et al.* 2015): associadas a sedimentos depositados sobre um embasamento com topografia irregular (Fig. 9 A), associadas a paleocanais tubidíticos (Fig. 9 B), em massas sedimentares adjacentes a litologias diferentes (Fig. 9 C), e ao

longo de limites litológicos onde arenitos estão sobrepostos a sedimentos lacustres (Fig. 9 D).

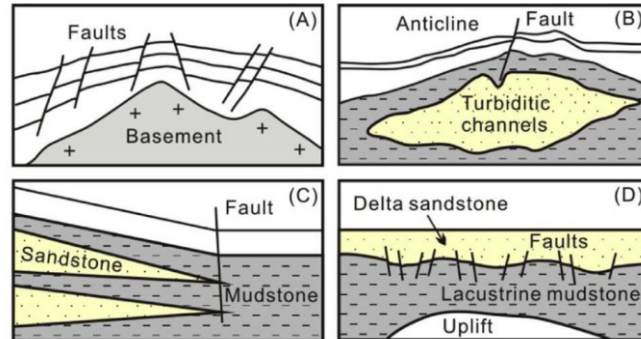


Figura 9: Situações para a formação de falhas de compactação (segundo Xu *et al.* 2015).

2.1.4 Estruturas glacioteclônicas

A deformação glacioteclônica ocorre tanto em sedimentos inconsolidados quanto em rochas. Este tipo de deformação, que ocorre onde a pressão exercida por uma geleira excede o limite de ruptura do material sujeito ao esforço, é um atributo da frente ou da borda da geleira. Outros fatores que influenciam a deformação glacioteclônica são a topografia, o material do substrato da geleira e a dinâmica gelo/água. Estes fatores podem variar consideravelmente em curtos períodos e distâncias (Aber e Ber 2007). As estruturas que se formam no glacioteclonismo são cavalgamentos e dobras decamétricas. Muitas vezes é difícil estabelecer se determinadas dobras ou falhas são tectônicas ou glacioteclônicas. Discussões a este respeito existem desde o início do século XX (revisão em Aber 1982).

Os modelos modernos de glacioteclonismo baseiam-se principalmente no estudo de estruturas desenvolvidas por glaciações do Pleistoceno no norte e no centro da Europa e na América do Norte. As estruturas formadas por glacioteclonismo se desenvolvem desde a superfície do terreno até profundidades de poucas centenas de metros; por isso os modelos de glacioteclonismo se assemelham aos modelos de tectônica tegumentar (*tin skinned*) observada em regiões deformadas de antepaís (Aber 1982).

A estrutura de uma morena glacial do Pleistoceno na Holanda foi determinada por meio da aplicação do método GPR com 45 m de penetração (Bakker

e Van der Meer 2003). Estes autores caracterizaram 3 domínios com estilos de deformação distintos ao longo de um perfil com 12 km (Fig. 10).

Domínio I – zona proximal do contato com o gelo. Com falhas de cavalgamento imbricadas com mergulho (20-25°) na direção da presumível bacia fonte.

Domínio II - zona proglacial interna. Com falhas de cavalgamento e dobras com comprimentos de onda de ~ 250 m e amplitudes de ~ 40 m.

Domínio III - zona proglacial externa. Com falhas de cavalgamento menores e dobras com grande comprimento de onda (~ 400 m) e baixa amplitude (~ 30 m) que tendem a desaparecer em direção à extremidade distal.

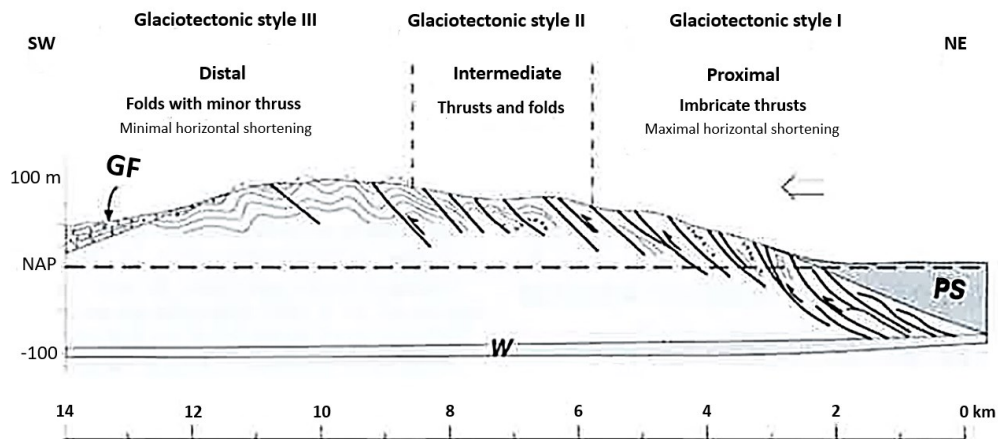


Figura 10: Domínios estruturais glacioteclônicos em uma morena glacial na Serra Weluwe, no leste dos Países Baixos. A flecha branca indica o sentido de avanço da geleira. PS: depósitos pós-glaciação Saaliana (300.000 a 130.000 anos). GF: depósitos glacio-fluviais. W: Formação Waalre - sistema fluvial do Pleistoceno (segundo Bakker e Van der Meer 2003).

A evolução da deformação que resulta na formação destes três domínios pode ser entendida com base no modelo de glacioteclonismo proposto por Aber (1982), que compreende três estágios (Fig. 11):

1 – estágio inicial de cavalgamento proglacial ou marginal de gelo e empilhamento de grandes blocos de gelo (*floes*) durante o avanço da geleira sobre um terreno permanentemente congelado (*permafrost*) (Fig. 11A).

2 – estágio tardio de cisalhamento subglacial e deformação penetrativa nos blocos de gelo previamente cavalgados, quando a geleira passa sobre a área (Fig. 11B).

3 – estágio em que o fluxo de gelo, sobre e em volta da zona de cavalgamentos ainda congelada, dobra e redobra o material e cria uma massa caoticamente cisalhada (melange glaciodinâmica) (Fig. 11C).

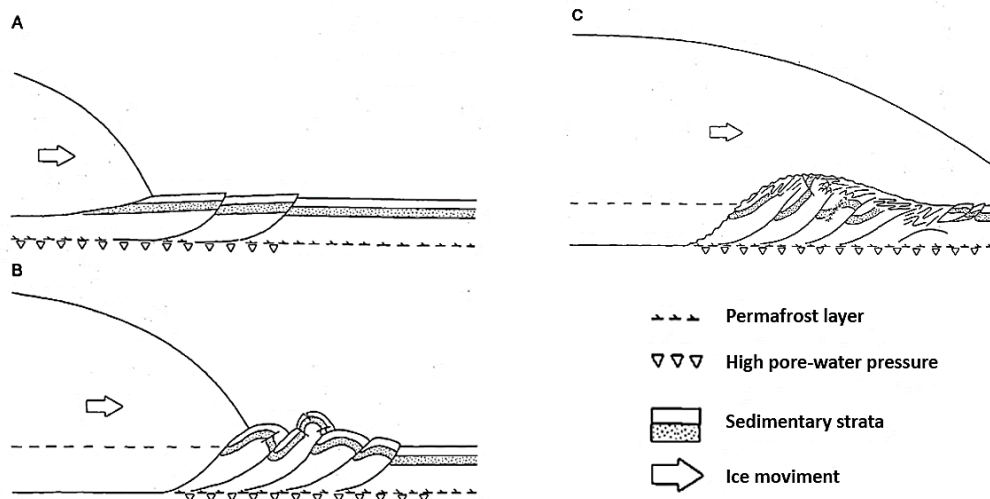


Figura 11: Modelo evolutivo para deformação glaciotectônica (sem escala). (A) formação de cavalgamentos ao longo de descolamento basal no *permafrost*, no pé e na frente da geleira. (B) Empilhamento de blocos congelados do *permafrost* (*floes*) no pé e na frente da geleira em avanço com formação de barreira topográfica. (C) Sobreposição da geleira à barreira de blocos de *permafrost* e deformação por cisalhamento subglacial (segundo Aber 1982).

A evolução da deformação glaciotectônica consiste no desenvolvimento inicial de cavalgamentos, seguido por dobramentos em meio aos pacotes cavalgados (*horses*), e é finalizada por redobramentos. Ainda que a Figura 11 não tenha escala, observa-se que, em comparação com a espessura da geleira (em escala de km), a zona deformada pode alcançar centenas de metros de espessuras.

2.2 ESTRUTURAS TECTÔNICAS

São abordados aqui dois tipos de estruturas de deformação observadas nos trabalhos de campo: *kink bands* e dobras associadas à reativação de falhas transcorrentes do embasamento.

2.2.1 *Kink bands* e dobras associadas

Kink band é uma banda fina, transversal ao acamamento da rocha, limitada por duas superfícies axiais paralelas ou subparalelas de um par de dobras angulares com sentidos opostos (Fig. 12 A). As dobras angulares são denominadas *kinks* e as suas superfícies axiais são denominadas planos de *kink*. Dobras descritas como conjugadas ou em caixa (Fig. 12 B) têm características de *kink bands* (Anderson 1987). A Figura 12 C mostra uma seção perpendicular a uma *kink band* típica em ardósia. Neste exemplo, a clivagem ardosiana é curvada (*kinked*) de maneira que dentro de uma banda transversal claramente definida, com cerca de 5 cm de espessura há uma atitude constante significativamente diferente da atitude externa à banda. Os planos individuais de clivagem são contínuos através da banda, esboçando uma forma de Z aberto (Anderson 1987). O interesse geológico em *kink bands* vem da sua ocorrência em rocha foliadas onde acamamento, clivagem ou xistosidade agem como planos de deslizamentos, e particularmente da ocorrência em rochas reservatório, onde podem afetar a porosidade (Cosgrove 1998). Nas referências consultadas, não foi encontrada nenhuma menção à possibilidade de *kink bands* possuírem origem atectônica.

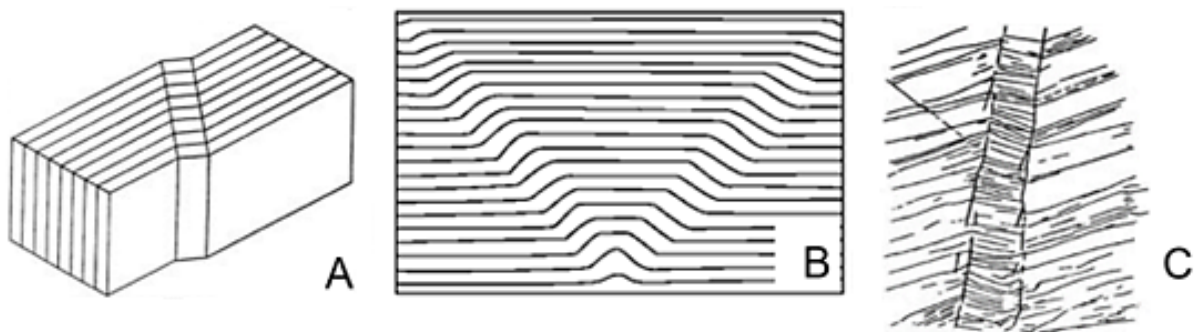


Figura 12: *Kink bands* e dobra em caixa. (A) modelo de *kink band* definida por superfícies axiais paralelas. (B) modelo de dobra em caixa (Anderson 1987). (C) plano vertical com *kink band* com 5 cm de largura em ardósia do Carbonífero, Irlanda (segundo Cosgrove 2005).

Embora sejam essencialmente estruturas dobradas, geralmente são descritas como parte de uma deformação essencialmente frágil que é relativamente tardia na história tectônica de uma área, como por exemplo em sistemas orogênicos (Dewey 1965, Ramsay 1967). A deformação no interior de uma *kink band* é gerada por cisalhamento simples homogêneo combinado com rotação externa (Ragan 2009).

Quase todas as *kink bands* naturais encurtam a rocha no plano de foliação e por isso são consideradas estruturas negativas (Anderson 1987).

A geometria da *kink band* pode ser descrita em termos de três ângulos α , β e γ , suplementares (Fig. 13). O ângulo α , entre a *kink band* e foliação fora da banda, geralmente tem entre 50° e 70° e raramente menos de 45° . O ângulo β , entre o plano de *kink* e a foliação interna à banda, é tipicamente maior que α . O ângulo γ marca a rotação aparente da foliação dentro da banda em relação à foliação externa. O comprimento do segmento de foliação S medido paralelo a foliação rotacionada é o melhor parâmetro para tamanho e largura da *kink* (Anderson 1987).

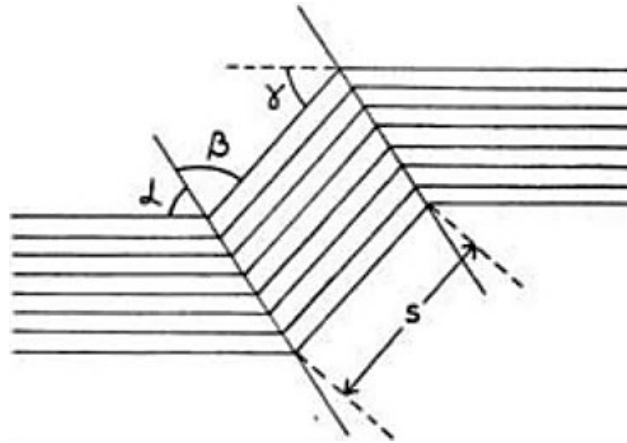


Figura 13: Modelo de *kink band* em perfil mostrando os ângulos α , β e γ e o comprimento do segmento de foliação rotacionada - S (segundo Anderson 1987).

As mudanças geométricas que acontecem durante a amplificação de *kink bands* podem ocasionar modificações na migração de fluidos em rochas reservatório (Fig. 14). Inicialmente há um aumento de volume no interior da *kink band* (Fig. 14a e 14b). Quando as camadas no interior da *kink band* se tornam normais às camadas externas ($\theta = \omega$) é atingida a abertura máxima (Fig. 14b e 14d). A partir daí os fluidos passam a ser direcionados para a região não dobrada em torno da *kink band* (Cosgrove 1998).

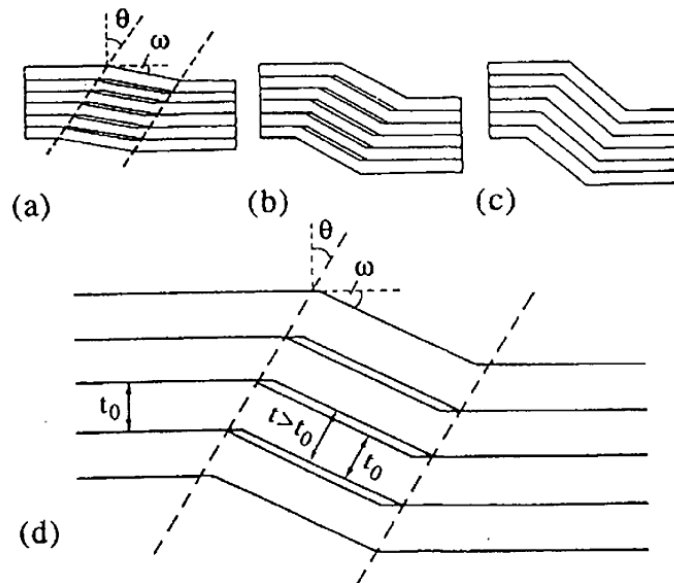


Figura 14: Mudanças de volume que acompanham a amplificação de uma *kink band*. Durante os primeiros estágios (a e b) o volume aumenta e os fluidos são direcionados para o interior da estrutura. A partir do momento em que $\theta = \omega$ (b) o volume diminui e os fluidos são expelidos (c). A figura (d) mostra a dilatação no interior da *kink band* (segundo Cosgrove 1998).

Há uma estreita relação entre *kink bands* e dobras (Fig. 15). Ambas as estruturas são obtidas em laboratório por flambagem (*buckling*), com esforços compressivos com orientação paralela à foliação. No caso de *kink bands*, o encurtamento total necessário para formar as estruturas raramente excede 25% (Ramsay 1967).

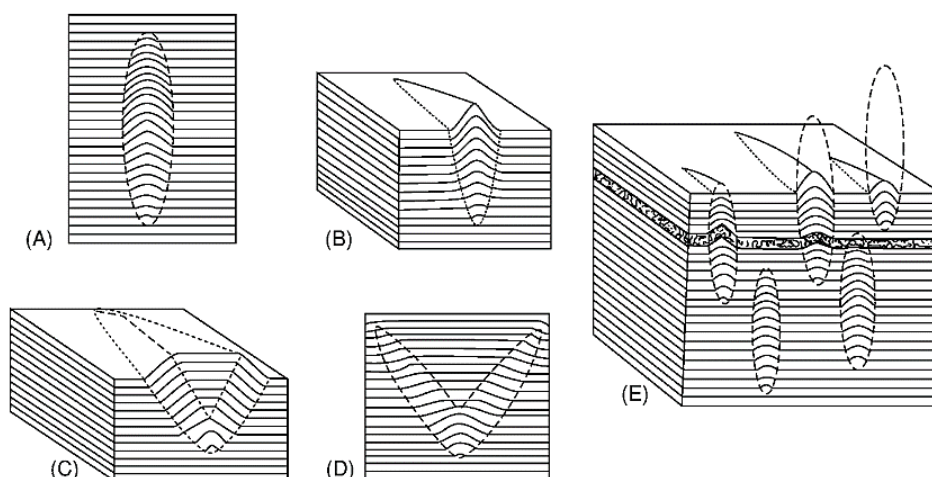


Figura 15: (A) geometria típica do perfil de dobra em multicamada formada por flambagem. (B) bloco diagrama mostrando a terminação de dobra em perfil e em mapa. (C) bloco diagrama e (D) perfil de dobra em caixa. (E) organização espacial escalonada de dobras no interior de uma sequência multicamada (segundo Cosgrove 2005).

As dobras formadas por flambagem têm forma cônica, ou geometria periclinal - em forma de domos e bacias alongados. A geometria de dobras periclinais é descrita com base na relação: metade do comprimento de onda / comprimento da linha de charneira. A maioria das dobras têm proporções entre 1:5 e 1:10, ou seja, as linhas de charneira arrefecem para ambas as extremidades a partir de uma zona central (Cosgrove 2005).

A evolução progressiva de *kink bands* para dobras em *chevron* por flambagem em rochas foliadas foi reproduzida em laboratório em experimentos sob pressão de confinamento (Patersson e Weiss 1966).

Durante a flambagem de uma sequência formada por camadas com composições e espessuras diferentes, as camadas individuais procuram desenvolver seus comprimentos de onda particulares, porém a multicamada impõe o seu comprimento de onda característico a todas as camadas, e na medida em que elas se acomodam desenvolvem estruturas de segunda ordem (estruturas de acomodação – Fig. 16). Estas estruturas se formam preferencialmente nas regiões de charneira, e podem aumentar a permeabilidade e fazer das charneiras canais de migração de fluidos (Cosgrove 1998).

A flambagem em rochas multicamadas com alternância regular de camadas competentes e incompetentes de espessuras diferentes e com alto contraste de ductilidade leva à formação de dobras em *chevron* (Ramsay 1974).

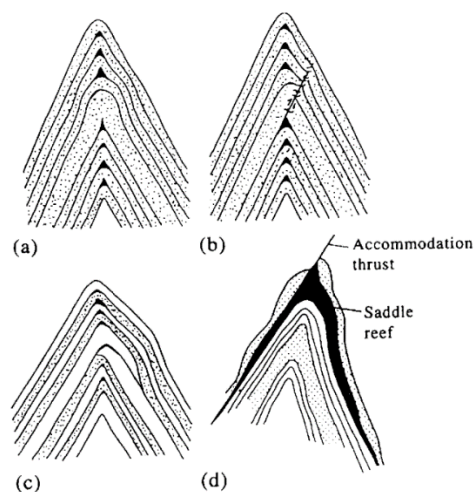


Figura 16: Estruturas de acomodação desenvolvidas durante flambagem em multicamadas à medida em que camadas com espessuras diferentes ajustam-se ao comprimento de onda e amplitude gerais da multicamada flambada (segundo Cosgrove 1998).

2.2.2 Falhas de rejeito direcional e dobras escalonadas

As dobras escalonadas são estruturas tectônicas que se formam quando ocorre a reativação de uma falha de rejeito direcional no embasamento de uma bacia sedimentar.

Falhas de rejeito direcional (*strike-slip faults*) são falhas onde o movimento é paralelo à direção da falha. Falhas de rejeito direcional que não cortam a litosfera podem ser denominadas falhas transcorrentes (*transcurrent faults*) (Sylvester 1988). Para o desenvolvimento de uma falha transcorrente é necessário um campo de esforços triaxial, com σ_1 e σ_3 no plano horizontal e a 45° da zona de falha, e σ_2 vertical (Fig. 17). Conforme as orientações de σ_1 e σ_3 , a falha transcorrente pode ser dextrógiro (*dextral*) ou sinistógiro (*sinistral*).

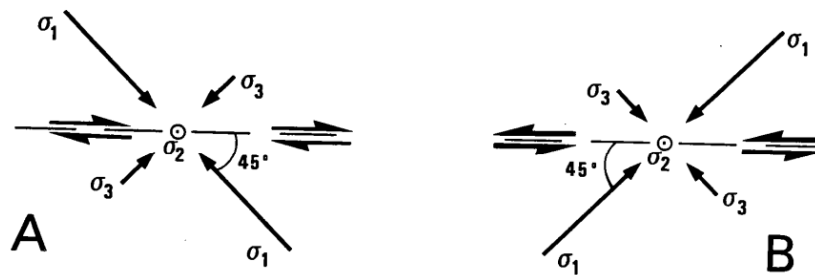


Figura 17: Campos de esforços associados a falhas transcorrentes com movimento (A) dextrógiro e (B) sinistógiro (segundo Richard 1989).

Com relação à geomorfologia de áreas afetadas por falhas de rejeito direcional mais ativas, ou mais novas, em fotos aéreas e produtos de sensoriamento remoto podem ser percebidos deslocamentos de rios transversais à falha e extensos trechos lineares de leitos de rios encaixados na falha (Fig. 18).

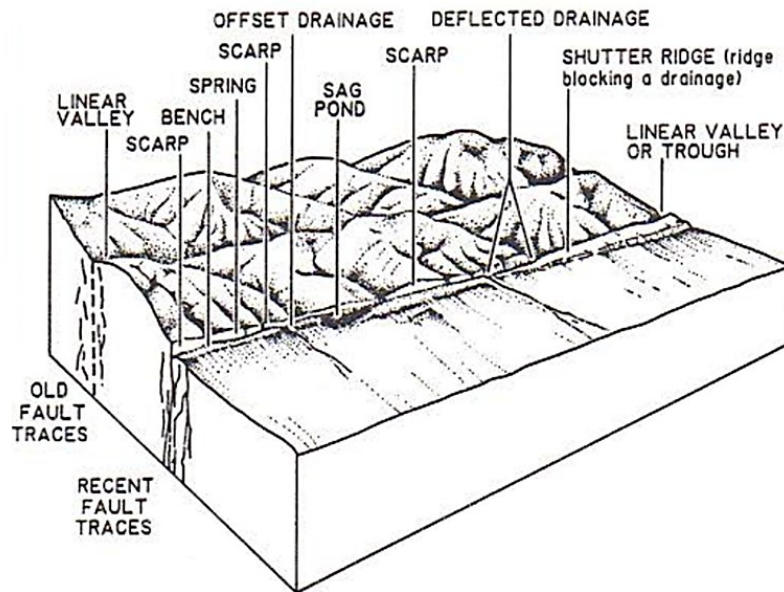


Figura 18: Feições geomorfológicas associadas a falhas de rejeito direcional (segundo Sylvester 1988).

As estruturas associadas a uma falha transcorrente se organizam em uma zona estreita ao longo da direção de deslocamento. Diversos experimentos foram desenvolvidos para estudar a origem e orientação destas estruturas (p.e. Tchalenko 1970, Odonne e Vialon 1983). Os experimentos são elaborados com placas rígidas, que representam o embasamento, sobre as quais são colocados materiais com características frágeis (areia) ou dúcteis (argila, silicone) que reproduzem uma cobertura sedimentar (revisão em Richard 1989).

Com base em modelos analógicos e em dados de campo (revisões em Christie-Blicke e Biddle 1985, Sylvester 1988), são reconhecidos cinco tipos principais de estruturas associadas a falhas transcorrentes (Fig. 19).

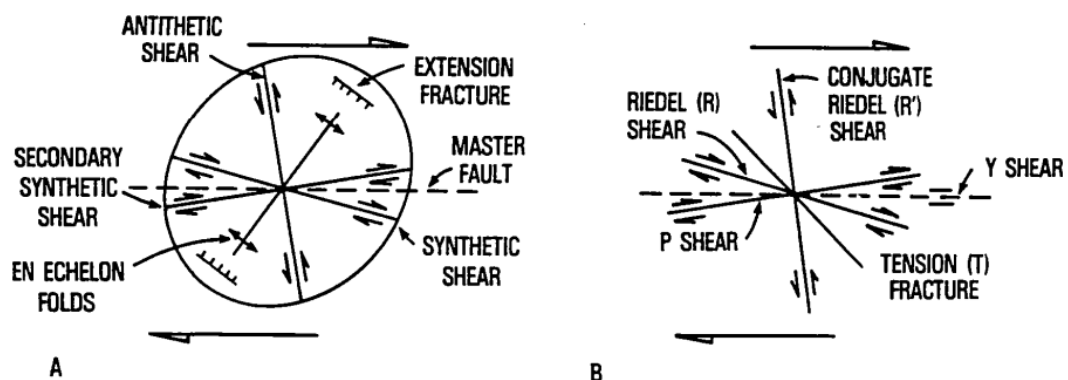


Figura 19: Principais estruturas formadas em falhas transcorrentes e suas relações angulares. A) com a terminologia de Wilcox *et al.* (1973); B) com a terminologia de Riedel (modificada por de Bartlett *et al.* 1981) (segundo Christie-Blick e Biddle 1985).

As fraturas sintéticas R se desenvolvem a $-f/2$ (sentido horário; f = ângulo de atrito interno da rocha) da direção da falha. Estas fraturas são as primeiras a se formar durante o funcionamento de uma falha transcorrente.

As fraturas antitéticas R' se desenvolvem a $90^\circ + f/2$ (sentido anti-horário) da direção principal de cisalhamento. Estas fraturas se desenvolvem preferencialmente entre duas fraturas R paralelas.

As fraturas sintéticas secundárias P se formam a $+f/2$ da direção principal da falha transcorrente. Estas fraturas se desenvolvem em um estágio mais avançado do falhamento. Elas anastomosam o conjunto das fraturas R e R' e fazem a ligação entre fraturas R.

A falhas normais ou fraturas de tensão T se desenvolvem a -45° do plano de cisalhamento, paralelamente a σ_1 . Seu desenvolvimento não é sistemático, mas são frequentes em zonas divergentes. As fraturas Y, paralelas à zona de cisalhamento foram observadas apenas experimentalmente.

A aparência geral de uma falha transcorrente em mapa, com as estruturas associadas, é esboçada na Figura 20. Estas estruturas características se formam e se preservam enquanto o rejeito horizontal não é maior do que alguns quilômetros. Ainda que frequentemente retilíneas, as falhas transcorrentes apresentam variações na direção, que geram curvas de liberação (*releasing band*) e de restrição (*restraining band*), com caráter distensivo e compressivo, respectivamente, onde se formam as estruturas em flor, negativas ou positivas. Em afloramentos perpendiculares à direção da falha as estruturas em flor se caracterizam por planos de fraturas em fuso, divergentes no topo e convergentes na base (Fig. 21).

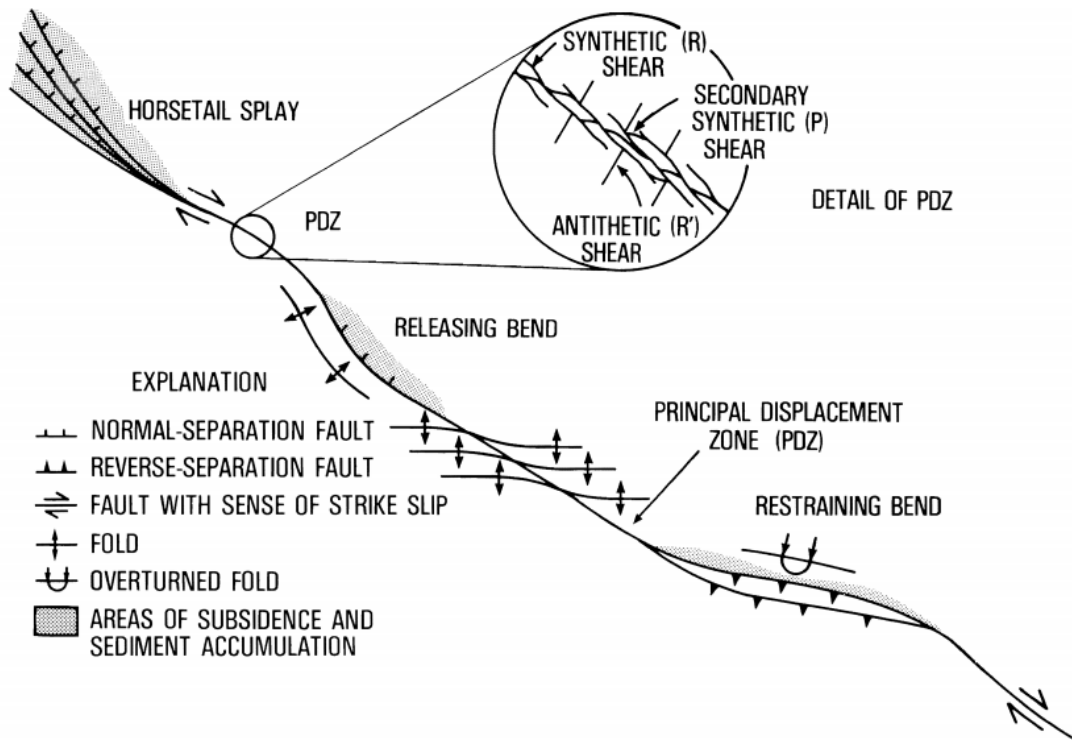


Figura 20: Arranjo espacial, em mapa, das estruturas associadas a uma transcorrência dextrógiira idealizada (segundo Christie-Blicke e Biddle 1985).

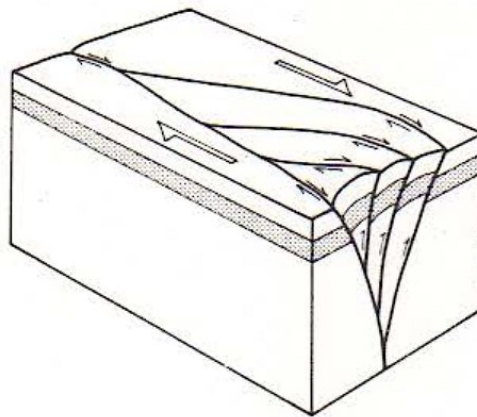


Figura 21: Estrutura em flor positiva em falha transcorrente dextrógiira (segundo Sylvester 1988).

A Figura 20 mostra também a localização de falhas associadas à transcorrência. Estas dobras com eixos perpendiculares ao esforço principal σ_1 , se formam à medida que se dá o deslocamento da falha. Da mesma forma, a reativação de uma falha em um embasamento frágil pode gerar dobras em uma cobertura sedimentar. Estas estruturas são denominadas dobras escalonadas. As estruturas formadas em reativações foram estudadas inicialmente em contexto de falhas com

rejeito de mergulho (Stearns 1978, *in* Cosgrove 2015), e depois em falhas oblíquas com rejeito direcional importante (Richard *et al.* 1989, 1991).

As dobras escalonadas resultantes da reativação de falhas transcorrentes no embasamento são formadas por flambagem (*buckling*). Para o processo ocorrer é necessário que o esforço principal (σ_1) seja paralelo à superfície das camadas e que existam camadas competentes (p.e. arenitos) em meio a camadas incompetentes (p.e. folhelhos).

Em contexto direcional, a principal característica dessas falhas é o arranjo geométrico escalonado das charneiras, oblíquas à direção da falha (Fig. 22). As dobras escalonadas podem se desenvolver em uma zona estreita sobre uma falha transcorrente maior, ou podem se desenvolver entre duas transcorrências maiores.

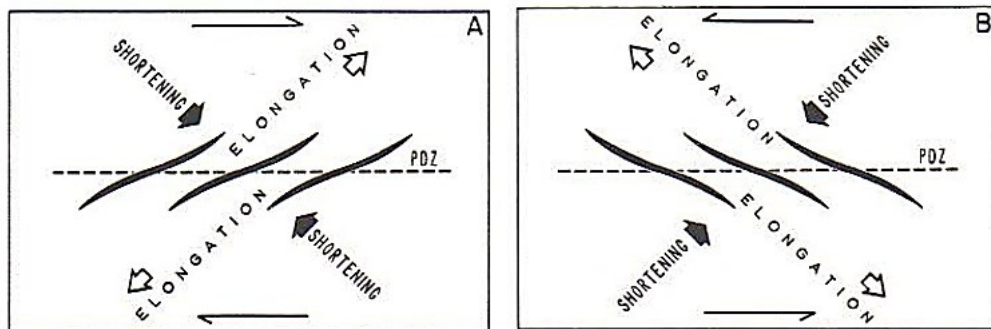


Figura 22: Geometria de dobras escalonadas em falhas transcorrentes (PDZ) dextrógiira e sinistrógiira, com orientação dos eixos de esforços principais (segundo Sylvester 1988).

Ao se formarem, as dobras têm charneiras orientadas a 45° da direção da falha transcorrente, perpendiculares à direção de encurtamento. Durante o funcionamento da falha as charneiras podem se reorientar, e assim sua orientação pode variar de 45 a 5° . De maneira geral, a existência de dobras escalonadas é relacionada a rejeitos pouco importantes da falha transcorrente do embasamento.

Os planos axiais das dobras escalonadas têm forma helicoidal, e em consequência as relações angulares entre a falha transcorrente e as charneiras pode variar localmente, dependendo do nível de erosão (Fig. 23).

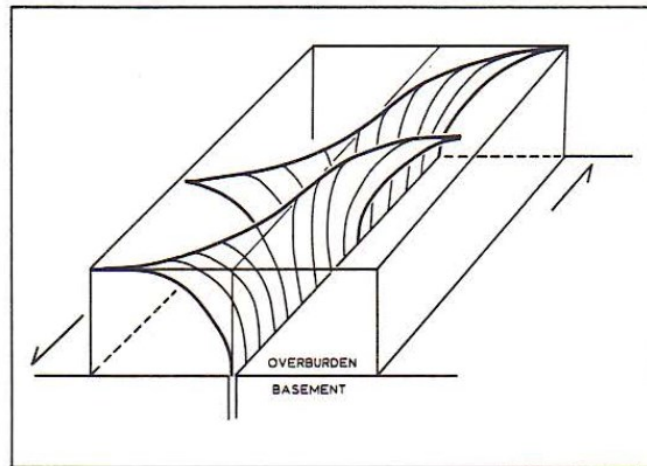


Figura 23: Forma helicoidal de superfícies axiais de dobras escalonadas associadas a falha transcorrente sinistrógiira (segundo Sylvester 1988).

A progressão do dobramento originado pelo avanço da transcorrência no embasamento passa pelas seguintes etapas (Odonne e Vialon 1983):

- nascimento e desenvolvimento das dobras;
- rotação e curvatura das charneiras das dobras: os eixos, inicialmente a 45° da falha no embasamento, rotacionam na direção da falha. Se o deslocamento na falha transcorrente é grande, os eixos de dobras têm rotações diferentes e se tornam curvos. Longe da falha os eixos permanecem com orientações de $40 - 45^\circ$, enquanto sobre a falha tendem a ser paralelos à orientação da falha;
- mergulho das superfícies axiais das dobras, formando um leque, com mergulhos na direção do traço da falha: inicialmente as dobras são retas (superfície axial vertical) e depois se tornam progressivamente inclinadas e formam um leque simétrico em torno da falha transcorrente (Fig. 24). Apenas as dobras próximas da falha permanecem retas (superfície axial vertical) (Odonne e Vialon 1983).

A variação na orientação da superfície axial em dobras escalonadas é um critério para detectar o traço de uma falha encoberta no embasamento. A caracterização das dobras escalonadas permite determinar o sentido do movimento na falha transcorrente do embasamento e prever a orientação das estruturas associadas (Odonne e Vialon 1983).

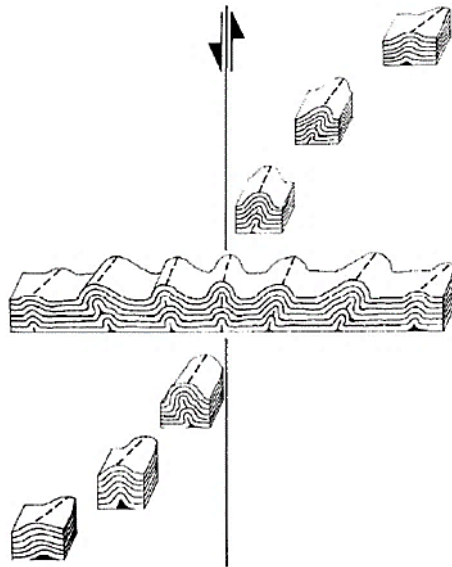


Figura 24: Seções sucessivas ao longo de uma dobra escalonada mostrando a variação da orientação da superfície axial em função da distância até à falha transcorrente (segundo Odonne e Vialon 1983).

3. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná integra o grupo das bacias de afundamento (*sag*) interiores presentes no Brasil (com as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba). Com forma elíptica, estende-se desde o Mato Grosso até o Uruguai (Fig. 25). Seu eixo maior tem orientação N-S e cerca de 1800 km; o eixo menor tem cerca de 600 km. Seus limites atuais são predominantemente erosivos (Milani 1992).

O depocentro da Bacia do Paraná contém um conjunto de rochas sedimentares e magmáticas com cerca de 7.000 m de espessura. A sedimentação na bacia teve início no recém-estruturado supercontinente Gondwana ocidental, no Ordoviciano. A formação da bacia, considerando subsidência, sedimentação e magmatismo, se estendeu de 450 Ma a 65 Ma (Milani 2004).

3.1 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E TECTÔNICO

A constituição do embasamento da Bacia do Paraná ainda não está determinada (revisão em Cordani *et al.* 2008, Milani e Szatmari 2020). Levando em conta a borda da bacia, observa-se que ela faz contato com os sistemas orogênicos neoproterozoicos Tocantins e Mantiqueira (Fig. 25). A borda ocidental da bacia assenta-se sobre o Cinturão Araguaia (Sistema Tocantins). A borda leste está sobre o Cinturão Ribeira (Sistema Mantiqueira) na região de São Paulo e Paraná. Em Santa Catarina a Supersequência Gondwana I assenta-se em grande parte sobre o embasamento representado pelo Cinturão Dom Feliciano (Sistema Mantiqueira).

O registro sedimentar-magmático da Bacia do Paraná permite caracterizar seis supersequências de segunda ordem (Fig. 26): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Milani 1997). A descrição das supersequências apresentada a seguir é baseada em Milani e Ramos (1998), Milani (2004) e Milani *et al.* (2007).

A Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano) assenta-se em um rifte pré-devoniano. É composta por arenitos basais (Formação Alto Garças), diamictitos (Formação Iapó), e folhelhos fossilíferos e siltitos (Formação Vila Maria). A erosão no topo da supersequência resultou em uma discordância no Neossiluriano.

A Supersequência Paraná (Devoniano) marca um ciclo transgressivo – regressivo do oceano Panthalassa. Engloba sedimentos arenosos continentais a

transicionais (Formação Furnas) que gradam para folhelhos, folhelhos sílticos, siltitos e arenitos marinhos (Formação Ponta Grossa). A erosão em várias dessas unidades resultou em uma discordância no Neodevoniano.

A Supersequência Gondwana I (Carbonífero - Eocretáceo), na porção basal, de caráter transgressivo, é constituída por rochas formadas em depósitos sedimentares glacio-marinhos (Grupo Itararé), rochas de ambiente deltaico (Grupo Guatá), de ambiente marinho e litorâneo (Formação Rio Bonito) e marinho (Formação Palermo). A porção superior, de caráter regressivo, corresponde ao Grupo Passa Dois, (Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto), e termina com a depósitos continentais (Formação Rio do Rasto).

A Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico) é restrita ao Rio Grande do Sul. Relacionada a um gráben, é composta por arenitos e pelitos fluviais e lacustres (Formação Santa Maria). O topo da supersequência foi marcado por abrasão eólica.

A Supersequência Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) é composta por arenitos quartzosos provenientes de dunas eólicas (Formação Botucatu) e por basaltos (Formação Serra Geral) associados à ruptura do paleocontinente Gondwana.

A Supersequência Bauru (Neocretáceo) é composta por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais.

As discordâncias que marcam os limites entre as supersequências também são verificadas nas outras bacias mencionadas, o que sugere que tenham se formado devido a mecanismos de controle global (Alkmin e Martins-Neto 2005).

A conformação das seis supersequências na bacia é apresentada em mapa na Figura 25 e em perfil na Figura 26.

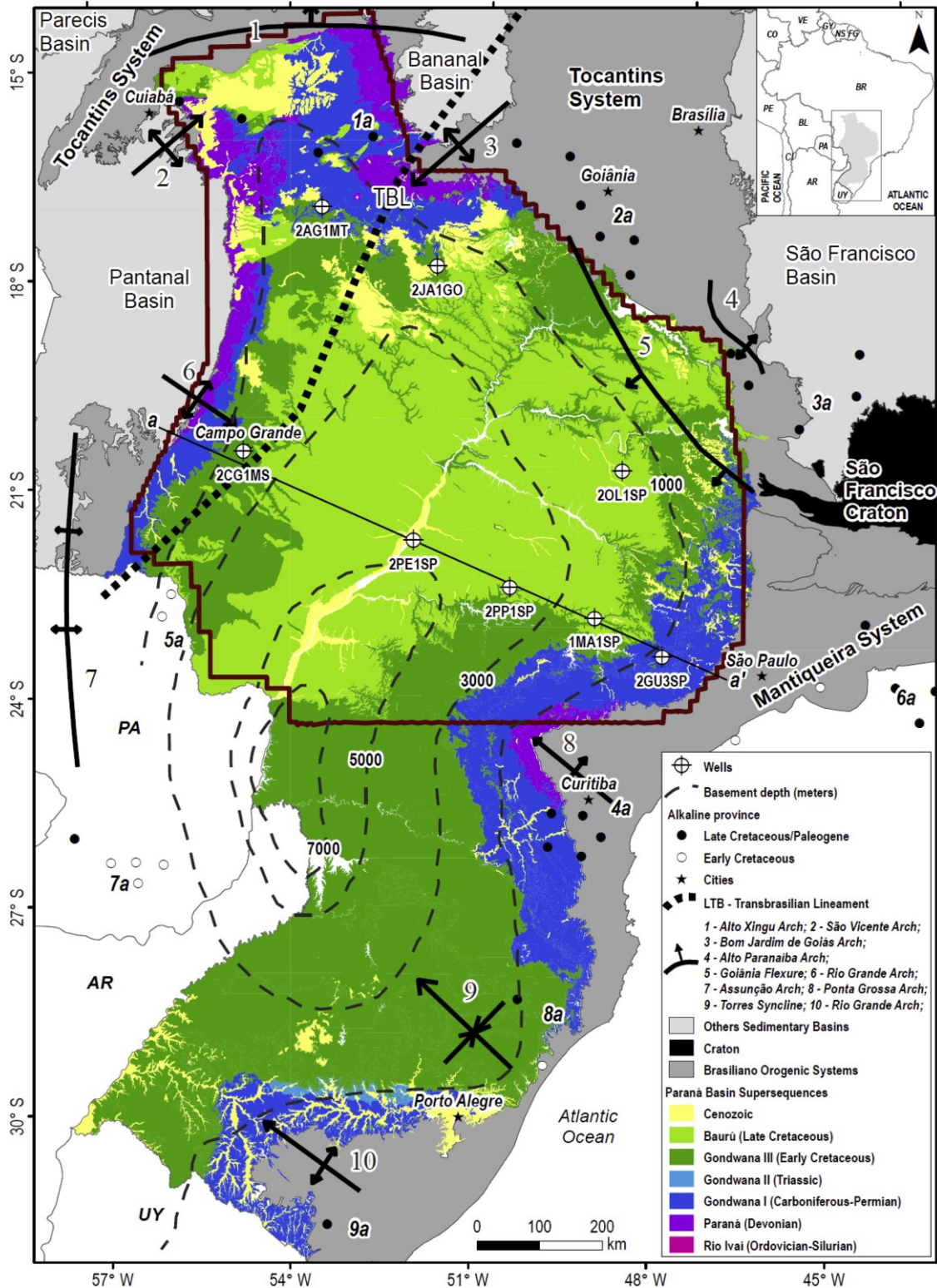


Figura 25: Bacia do Paraná com suas principais estruturas e com a conformação das superseqüências. A linha a-a' marca a localização do perfil mostrado na Figura 3. Províncias alcalinas: 1a – Poxoréu, 2a – Goiás, 3a – Alto Paranaíba, 4a – Ponta Grossa, 5a – Amambay, 6a – Serra do Mar, 7a – Leste do Paraguai, 8a – Lages e Anitápolis, 9a – Piratini. Países: AR – Argentina, BL – Bolívia, BR – Brazil, CL - Chile, CO – Colômbia, FG – Guiana Francesa, GY – Guiana, NS – Suriname, PA – Paraguai, PE - Perú, VE – Venezuela, UY – Uruguai (segundo Pinto e Vidotti 2019).

Linhas sísmicas profundas e mapas de gravimetria e magnetometria sugeriram a existência de um rifte no embasamento da bacia, onde a sedimentação teve início (Zalán *et al.* 1987, 1990, Milani 1992). Dados geofísicos mais recentes comprovaram a existência de um rifte central pré-devoniano (Fig. 26), com mais de 600 km de extensão, que tem a orientação da calha do rio Paraná (Milani 2004). Este rifte é composto por uma sequência de horsts e grábens com orientação NE-SW.

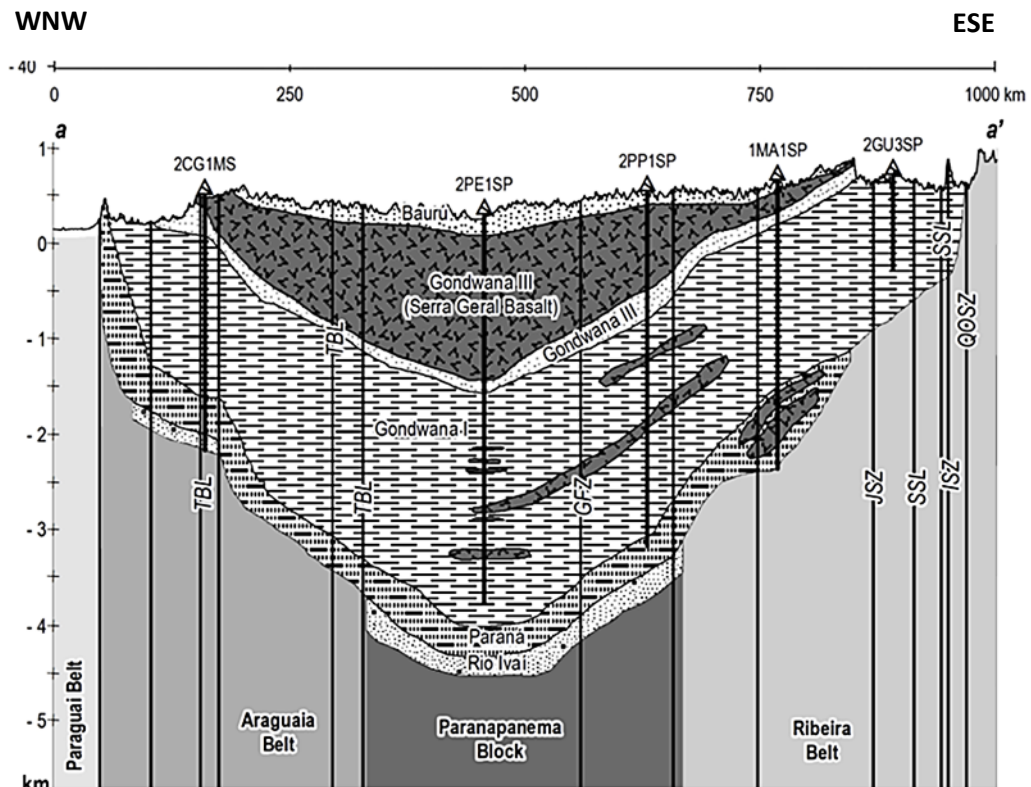


Figura 26: Perfil da Bacia do Paraná (exagero vertical ~ 100) com base em dados magnéticos e gravimétricos (localização na Figura 25). GFZ – Zona de Falha Guapiara, ISZ – Zona de Cisalhamento Itapirapuã, JSZ – Zona de Cisalhamento Jacutinga, QOSZ – Zona de Cisalhamento Quatro Oitavo, SSL – Lineamento São Sebastião, TBL – Lineamento Transbrasiliiano (segundo Pinto e Vidotti 2019).

Uma sequência de horsts e grábens com orientação NE-SW no embasamento da bacia também é assinalada em Santa Catarina (Fig.27), em continuidade com lineamentos NE-SW do Cinturão Dom Feliciano (zonas de cisalhamento Itajaí-Perimó e Major Gercino).

lineamentos antigos do embasamento da Bacia do Paraná, e a consequente geração de estruturas tectônicas em áreas restritas da bacia (Zalán 1986, Milani e Ramos 1998).

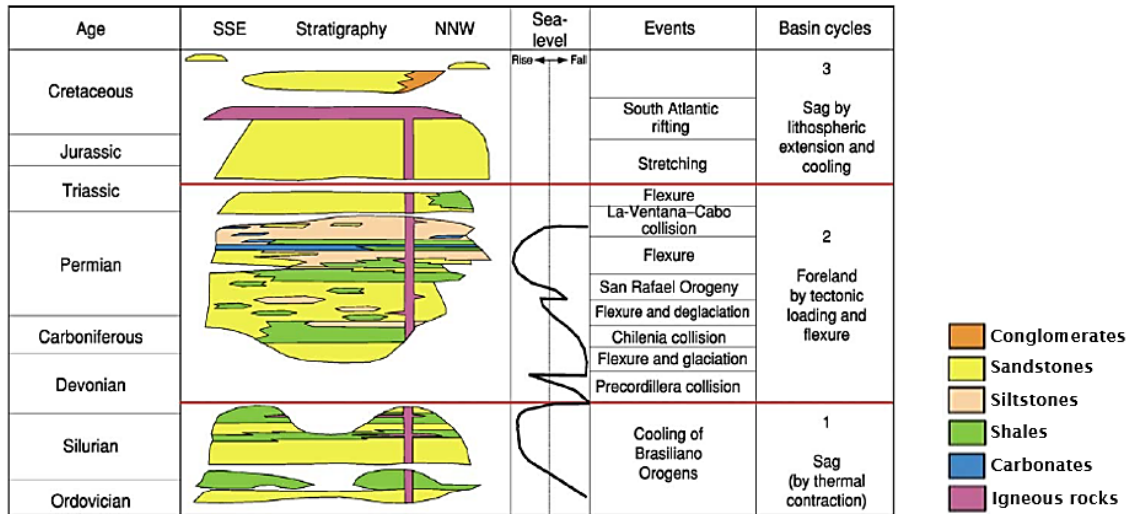


Figura 28: Coluna estratigráfica mostrando os estágios evolutivos da Bacia do Paraná e seus controles genéticos. Observar a correspondência entre estágios deposicionais / discordâncias e os eventos orogênicos na cadeia Andina durante o estágio *foreland* (segundo Alkmin e Martins-Neto, 2005).

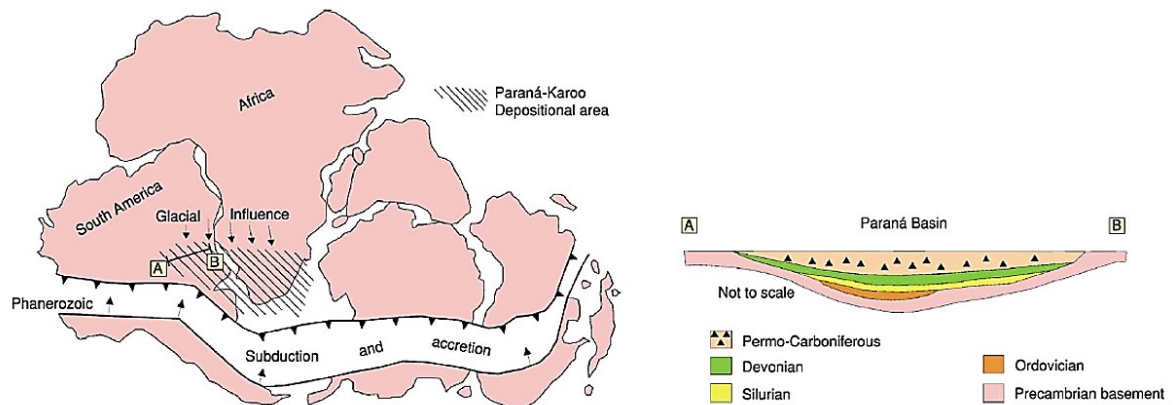


Figura 29: Reconstrução paleogeográfica do Gondwana ocidental no final do Paleozoico. A Bacia do Paraná encontra-se no domínio de *foreland* na margem do Gondwana (segundo Alkmin e Martins-Neto, 2005).

3.2 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé constitui a maior parte da Supersequência Gondwana I. Ele atinge até 1500m de espessura. Esse grupo é composto principalmente de diamictitos, arenitos, ritmitos, lamitos, folhelhos e conglomerados. Na região de Santa Catarina o grupo assenta-se sobre o embasamento pré-cambriano ou sobre rochas da Bacia do Itajaí (Cambriano-Ordoviciano) (Holz *et al.* 2010).

Há duas subdivisões estratigráficas mais usadas para o Grupo Itararé. Com base em dados de mapeamentos e de poços de sondagens, o Grupo Itararé em Santa Catarina e no Paraná foi dividido nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (Schneider *et al.* 1974). Estes autores também caracterizaram o Folhelho Lontras na base da Formação Rio do Sul (Fig. 30).

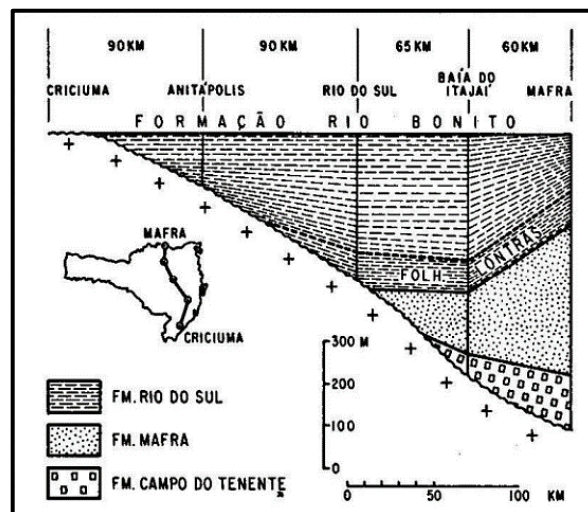


Figura 30: Relações estratigráficas do Grupo Itararé em Santa Catarina (segundo Schneider *et al.* 1974).

Com base em dados petrográficos, obtidos a partir de testemunhos de sondagens, o Grupo Itararé foi dividido nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Fig. 31) (França e Poter 1988).

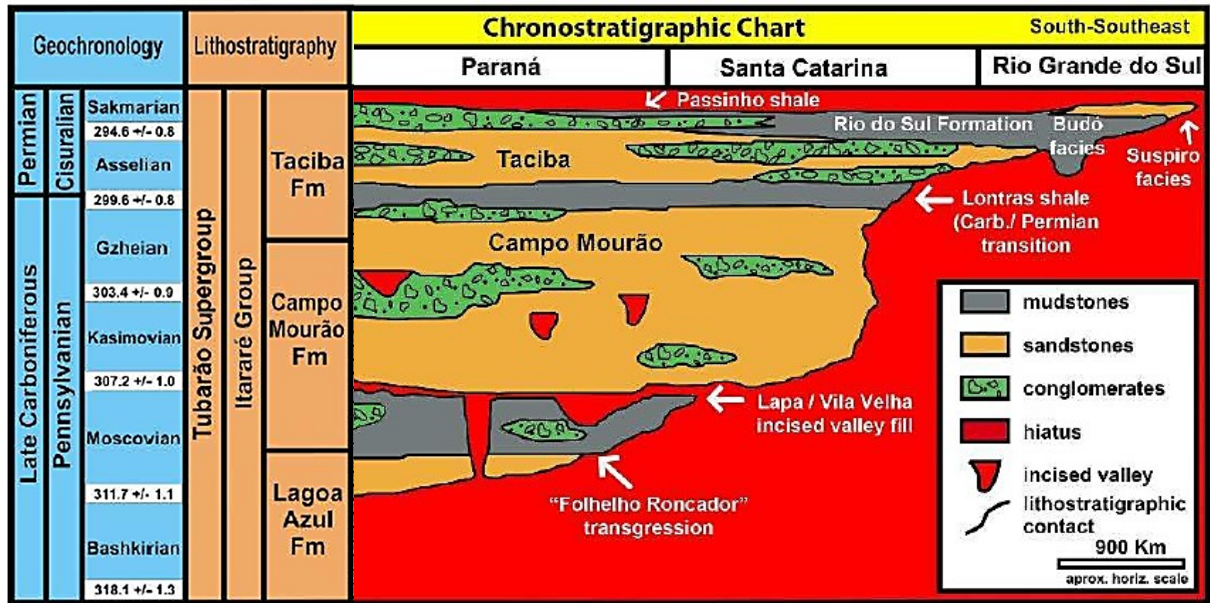


Figura 31: Coluna cronoestratigráfica do Grupo Itararé de França e Potter (1988) (segundo Bergamaschi *et al.* 2016).

A deposição dos sedimentos do Grupo Itararé ocorreu entre o Neocarbonífero e o Eopermiano, em três ciclos deposicionais, possivelmente, ligados a mudanças climáticas e de nível do mar. A estes ciclos correspondem as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, cuja deposição tem início com arenitos finos a grossos e culmina com siltitos e diamictitos (França e Potter 1988).

A discordância na base do Grupo Itararé, do limite Devoniano-Carbonífero, representa uma lacuna de 55 Ma, ligada essencialmente a fatores climáticos. Na Bacia do Paraná, este foi um tempo de não-deposição, em razão da presença e influência de glaciares na área de sedimentação (Milani e Ramos 1998). O Grupo Itararé, com elementos glacioterrestres e glaciomarinhos, é o pacote diretamente ligado à fase de degelo da calota gondwânica (Limarino *et al.* 2014).

O Grupo Itararé possui basicamente dois tipos de arenitos: um com muita matriz argilosa e pouca ou nenhuma porosidade; o outro com baixo teor argiloso e porosidade de 5 a 30% (França e Potter 1989). A porosidade nos reservatórios do Grupo Itararé é predominantemente intergranular secundária, formada por dissolução de cimento carbonático e, secundariamente, de feldspatos e fragmentos líticos instáveis. A dissolução ocorreu pela ação de ácidos orgânicos liberados durante a fase inicial de termomaturação da matéria orgânica. É proposto que essa maturação teve início no Jurássico-Cretáceo, quando a bacia foi afetada pela anomalia térmica regional relacionada à abertura do Atlântico sul. O cimento predominante nos arenitos

do Grupo Itararé é composto por anidrita e dolomita ferrosa, precipitado provavelmente após a criação da porosidade secundária. Em menor proporção ocorrem dolomita, clorita e quartzo, sendo que clorita ocorre preferencialmente em profundidades maiores que 3.000 m (França e Potter 1989).

3.3 PETRÓLEO NA BACIA DO PARANÁ

Na Bacia do Paraná são conhecidos horizontes de rochas geradoras e rochas com atributos de reservatório. Os principais reservatórios são as formações Alto Garças (arenitos costeiros – Ordoviciano Superior – gás), Furnas (arenitos flúvio-costeiros – Devoniano – gás), o Grupo Itararé (arenitos marinhos periglaciais – Permo-Carbonífero – gás) e a Formação Rio Bonito (arenitos marinhos costeiros – Permiano – gás e petróleo) (EPE 2020).

O Grupo Itararé compõe um dos dois sistemas petrolíferos comprovados na Bacia do Paraná: Ponta Grossa – Itararé/Rio Bonito, e Irati – Rio Bonito/Piramboia (Zalán *et al.* 1990, Artur e Soares 2002). O sistema petrolífero ligado ao Grupo Itararé tem como rochas geradoras folhelhos negros da Formação Ponta Grossa e como reservatórios arenitos das Formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Os selantes são folhelhos intraformacionais. As trapas são anticlinais relacionadas à reativação de estruturas NE-SW do embasamento durante o Permiano Superior – Triássico Inferior (Zalán *et al.* 1990).

Um modelo conceitual para o sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé/Rio Bonito (Fig. 32) considera as seguintes etapas: a) geração de gás a partir dos folhelhos da Formação Ponta Grossa; b) migração principalmente vertical ao longo de falhas transcorrentes; c) reservatórios arenosos do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito; d) acumulação em trapas estruturais condicionadas às diversas fases de reativação de paleoestruturas; e) retenção por camadas selantes de diabásio e/ou folhelhos (Artur e Soares 2002).

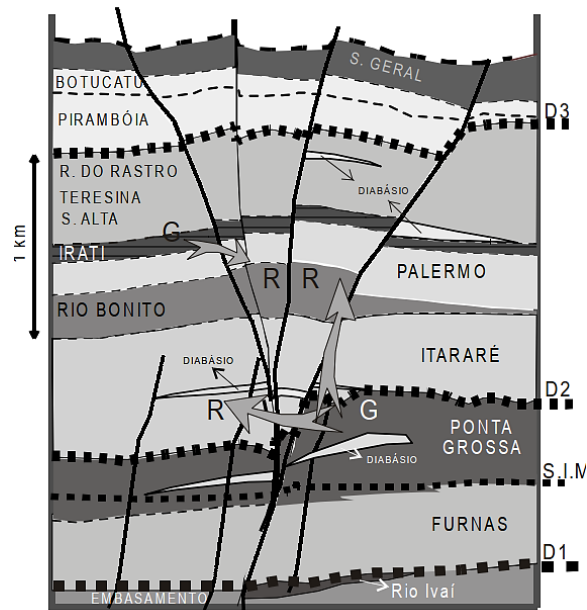


Figura 32: Modelo conceitual para o sistema petrolífero Ponta Grossa - Itararé/Rio Bonito. Geração (G) de gás em folhelhos da Formação Ponta Grossa; migração (flechas) principalmente vertical ao longo de falhas transcorrentes; reservatórios arenosos (R) do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito; acumulação em trapas estruturais formadas pela reativação de paleoestruturas; retenção por camadas selantes de diabásio e/ou folhelhos (segundo Artur e Soares 2002).

Arenitos das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba podem conter acumulações de gás. É na Formação Campo Mourão que se encontra o reservatório do campo de gás de Barra Bonita (PR), com volume de gás de 500 milhões de m³. O campo de Barra Bonita tem controle estrutural, caracterizado por um anticlinal aberto, e estratigráfico, representado por canais erosivos que cortam rochas do Devoniano e permitem a migração direta do gás para os reservatórios glaciogênicos (EPE 2020).

4. KINK BANDS DA REGIÃO DE ALFREDO WAGNER

Kink band é uma banda fina, transversal à foliação da rocha, limitada por duas superfícies axiais paralelas ou subparalelas de um par de dobras angulares com sentidos opostos (Fig. 12 A). As dobras angulares são denominadas *kinks* e as suas superfícies axiais são denominadas planos de *kink* (Cosgrove 2005).

Kink bands são abordadas no Capítulo 2 desta dissertação. Do que foi mencionado no item 2.2.1, reteremos as seguintes características:

- *kink bands* se formam em rocha foliadas, onde acamamento, clivagem ou xistosidade agem como planos de deslizamento (Cosgrove 1998);
- em laboratório, *kink bands* são obtidas por flambagem (*buckling*), com esforços compressivos com orientação paralela à foliação. O encurtamento total necessário para formar *kink bands* raramente excede 25% (Ramsay 1967);
- a evolução progressiva de *kink bands* para dobras em *chevron* por flambagem foi reproduzida em laboratório com rochas foliadas e sob pressão de confinamento (Paterson e Weiss 1966);
- em rochas multiacamadadas com alternância de camadas com contraste de ductilidade e de espessuras diferentes, a flambagem leva à formação de dobras em *chevron* com estruturas de acomodação nas charneiras (Ramsay 1974, Cosgrove 1988);
- embora sejam estruturas dobradas, as *kink bands* se relacionam à deformação frágil, relativamente tardia na evolução tectônica de uma área (Dewey 1965, Ramsay 1967).

Referências a *kink bands* no Grupo Itararé em Santa Catarina são escassas na literatura. Nos folhelhos da região de Alfredo Wagner *kink bands* foram assinaladas em um estudo sobre lineamentos regionais em Santa Catarina baseado em imagens *Landsat* e com suporte em observações de campo (Anjos 1986). Este autor mencionou e fotografou na região de Alfredo Wagner estruturas com planos de *kink* com atitudes N50W/55SW e N50W/55NE e associou sua origem a um “esforço compressivo pós-Carbonífero” (p. 116).

Kink bands na mesma região também foram reportadas em um estudo sobre depósitos de transporte em massa (Rodrigues *et al.* 2020). Estes autores relacionaram a origem das *kink bands* a deslizamentos submarinos de sedimentos em ambientes de água profunda (*slump sheets*, conforme o modelo de Alsop e Marco

2011). Neste caso, a orientação dos planos de *kink* (perpendicular à direção do fluxo de sedimentos) foi utilizada como critério para a determinação do paleo-relevo (Rodrigues 2019).

4.1 AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Kink bands foram estudadas em três afloramentos no entorno da cidade de Alfredo Wagner (Fig. 33). O ponto BP 111, na margem do rio Adaga, e os pontos BP 29 e BP 41 nas margens do rio Itajaí do Sul, encontram-se na cota de 500 m. Para a caracterização da orientação do acamamento regional (S_0) também foram utilizados os pontos BP 04, na margem do rio Itajaí do sul, na cota de 500 m; BP 130, na margem do rio Caeté na cota de 520 m; e o ponto BP 110, na margem de um afluente do rio Águas Frias, na cota de 640 m.

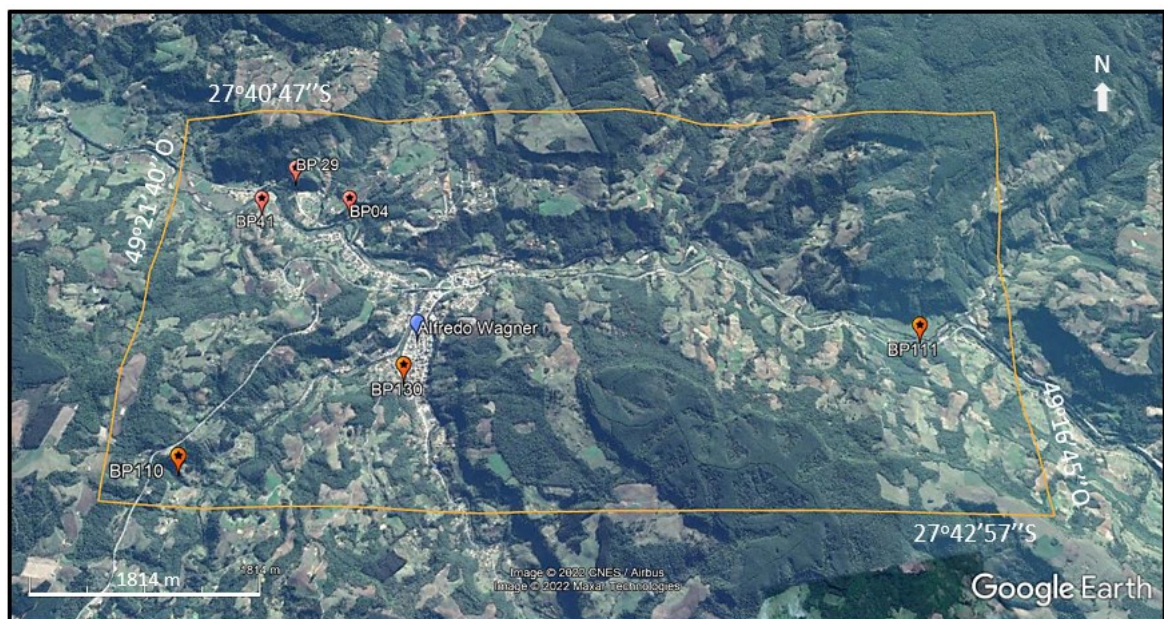


Figura 33: Localização dos afloramentos estudados na região de Alfredo Wagner. Os afloramentos BP 04, BP 29, BP 41 e BP 111 encontram-se na cota de 500m.

4.2 DESCRIÇÃO DA ROCHA

Todos os afloramentos expõem folhelhos da Formação Taciba Taciba (França e Potter 1988). Os folhelhos são argilosos escuros, com laminação milimétrica (Fig. 34a), ou formados por interlaminação centimétrica de siltito (escuro) e arenito

fino (cinza) (Fig. 34b). Esta laminação plano-paralela, de origem deposicional, é penetrativa em escala de afloramento, com continuidade lateral e vertical.

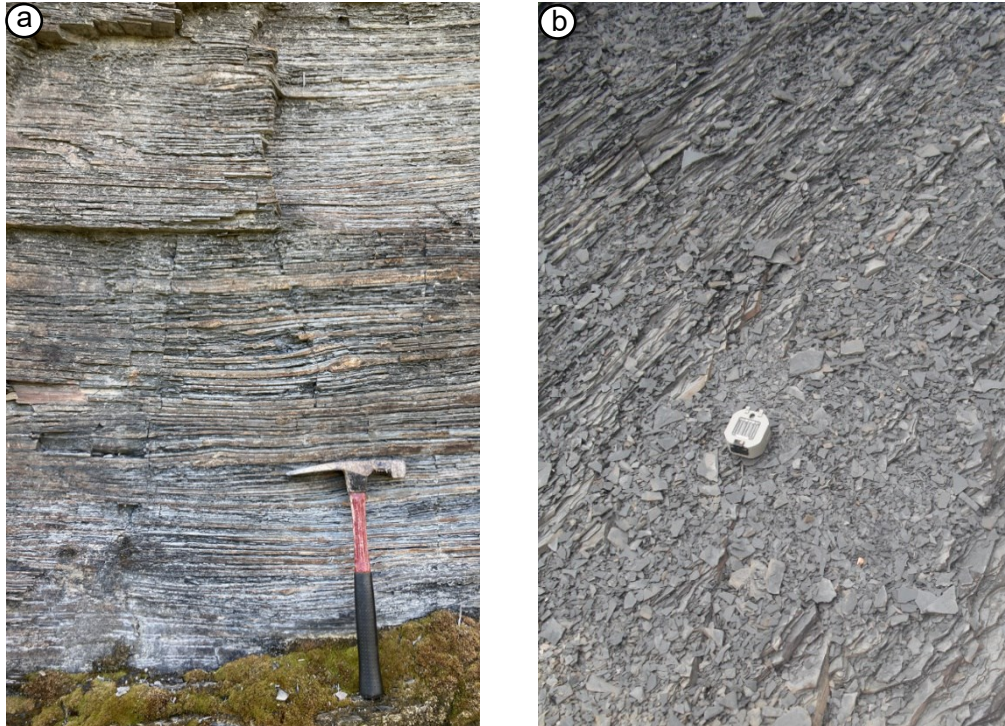


Figura 34: Laminação plano-paralela horizontal em folhelhos da Formação Taciba. a) Laminação milimétrica em folhelho argiloso escuro (ponto BP 41). b) Interlaminação centimétrica de siltito (escuro) e arenito fino (cinza) (ponto BP 29).

Estruturas deposicionais também podem ser observadas em escala microscópica. Em lâminas delgadas observa-se que o folhelho argiloso escuro tem leitos submilimétricos de *mud draps* perfeitamente preservados (Fig. 35).

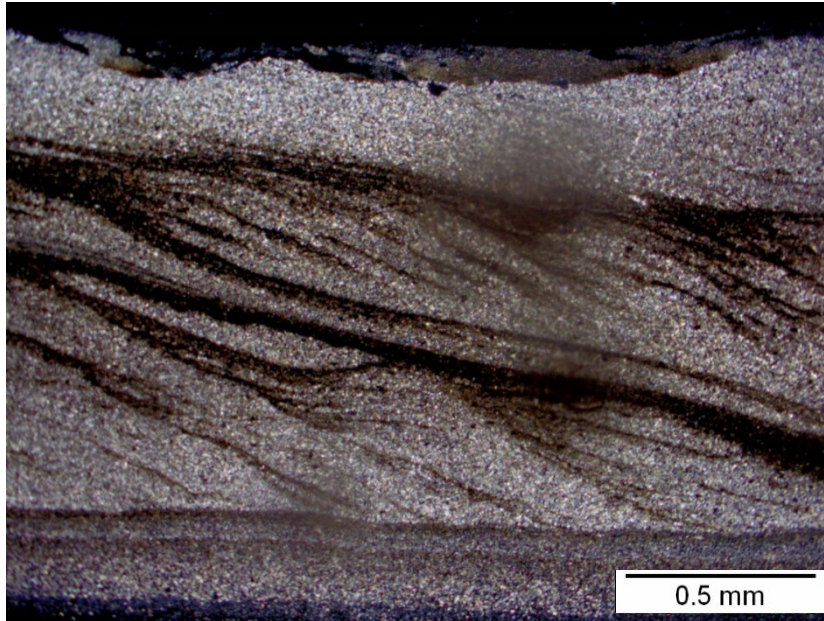


Figura 35: Fotomicrografia de *mud draps* preservados em folhelho argiloso (ponto BP 41). Nicóis cruzados.

À primeira vista a orientação da laminação plano-paralela parece ser monótona horizontal. Porém, as medidas efetuadas nos seis afloramentos mostram que a laminação apresenta mergulhos de até 15° para os quadrantes NE e SW. Em estereogramas observa-se que os planos de laminação (Fig. 36a) estão estruturados formando dobras suaves em escala hectométrica, com eixo médio com caimento 5-305 (Fig. 36b). A distribuição dos polos na guirlanda (fig. 36b) sugere que as dobras da laminação têm curvatura arredondada.

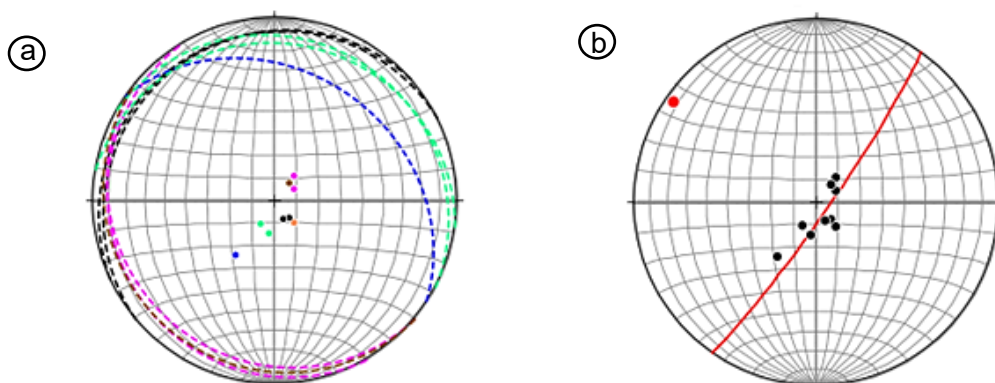


Figura 36: Estereogramas mostrando a orientação da laminação plano-paralela dos folhelhos na região de Alfredo Wagner. $N = 9$. a) Planos da laminação (grandes círculos tracejados) e respectivos polos (pontos): azul = BP 04, preto = BP 29, laranja = BP 41, verde = BP 110, lilás = BP 111, marrom = BP 130. b) Polos da laminação (pontos pretos), grande círculo mais bem ajustado (em vermelho) e eixo de dobra (ponto vermelho). Rede equiárea, hemisfério inferior.

4.3 DESCRIÇÃO DAS *KINK BANDS*

As *kink bands* da Formação Taciba na região de Alfredo Wagner são marcadas pela laminação plano-paralela horizontal dos folhelhos. Têm espessuras entre 3 e 15 cm, comprimentos entre 1 e 3 m e não são penetrativas em escala de afloramento (Fig. 37a, b, c). O número de *kink bands* por afloramento (dependendo da área aflorante em perfil) varia de 1 a 5.

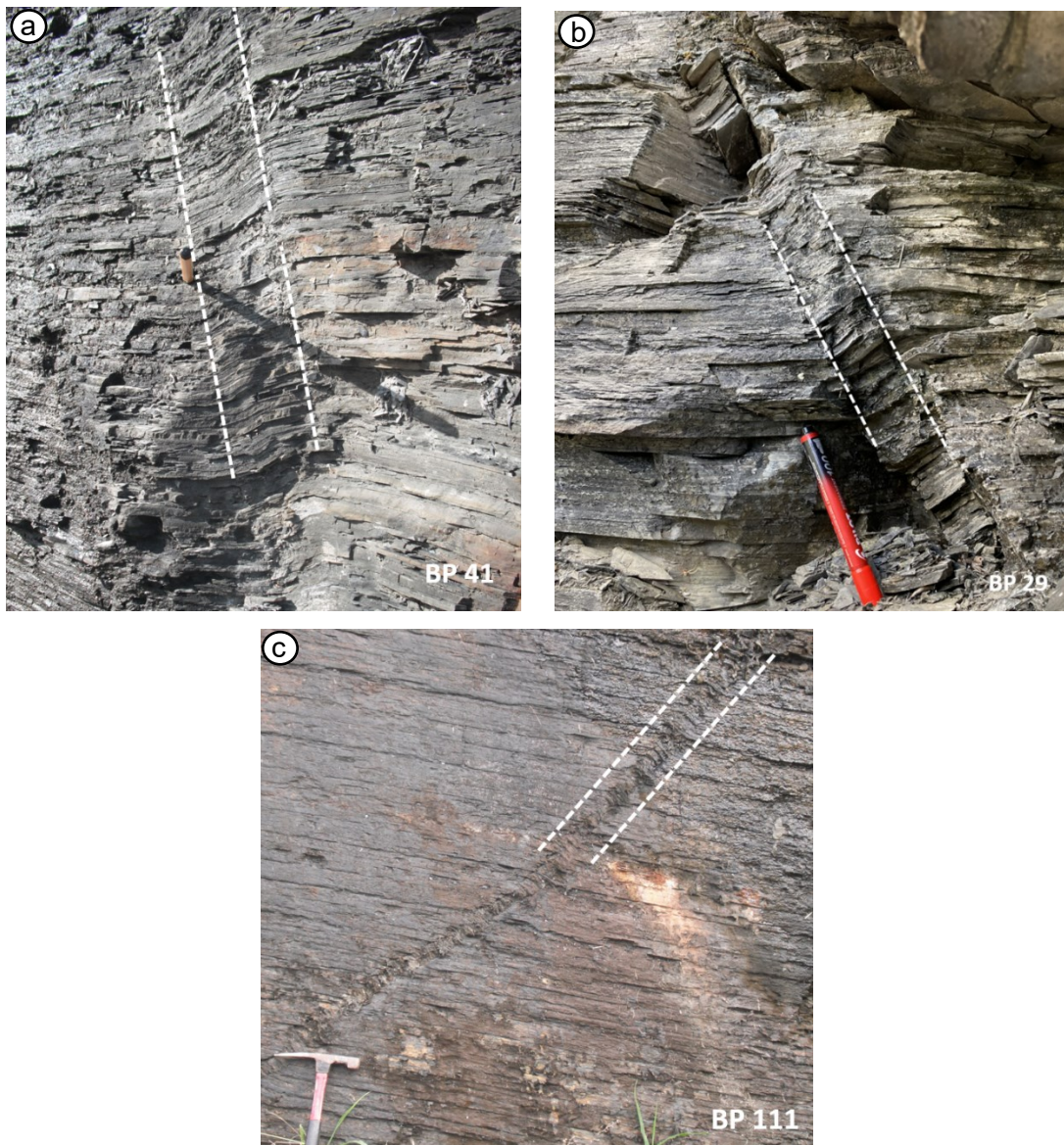


Figura 37: Exemplos de *kink bands* encontradas na Formação Taciba na região de Alfredo Wagner. a) nos pontos BP 41 b) ponto BP 29 c) BP 111.

Os planos de *kink* na região orientam-se segundo a direção NE-SW. Esta direção preferencial é observada em cada um dos afloramentos (Fig. 38).

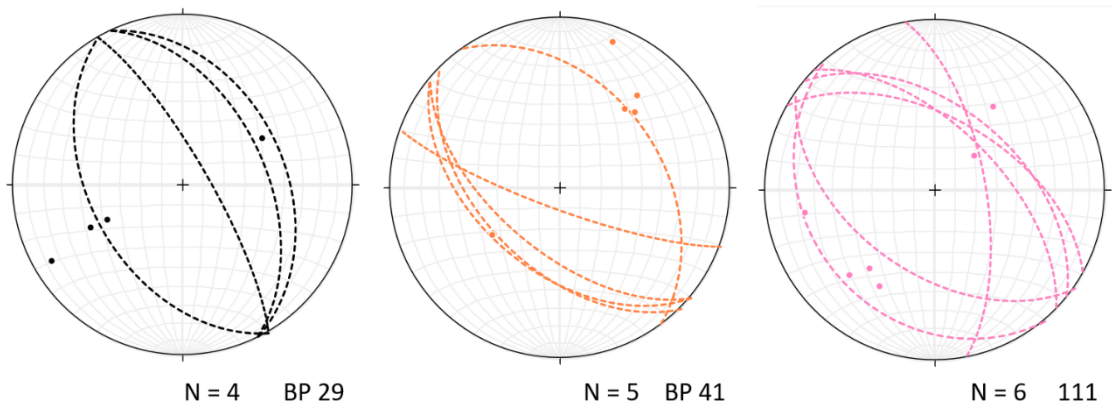


Figura 38: Estereogramas com planos de *kinks* (grandes círculos tracejados) e polos de planos de *kink* (pontos) para os afloramentos BP 29, BP 41 e BP 111. Rede equiárea, hemisfério inferior.

Quando agrupados em um único estereograma (Fig. 39a), os polos de planos de *kink* permitem determinar um plano melhor ajustado com orientação N47E/83NW e um eixo com caimento 7-138. Se os planos de *kink* são considerados como flancos de dobras, esta é a orientação do eixo de esforço intermediário σ_2 (Fig. 39b).

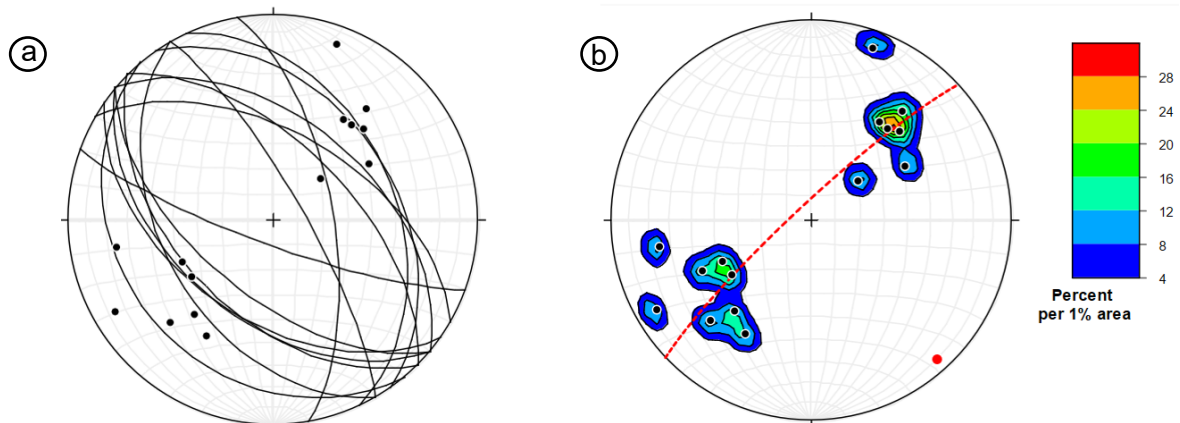


Figura 39: Estereogramas com medidas de planos de *kink* N=15. a) Grandes círculos e polos de planos de *kink*. b) Diagrama de contorno para os polos de planos de *kinks*. Grande círculo tracejado vermelho = plano mais bem ajustado. Polo vermelho = eixo de esforço intermediário σ_2 . Rede equiárea, hemisfério inferior.

No afloramento do ponto BP 29, que é o maior dentre os estudados (7 m de altura e 70 m de comprimento), além de *kink bands* ocorrem cavalgamentos e dobras em *chevron* métricas.

Um exemplo de associação entre *kink band* e cavalgamento é mostrado na figura 40. O perfil tem orientação N240-N060 (Fig. 40a). Na porção superior do perfil é visível uma falha de cavalgamento métrica, com dobras de arrasto da foliação plano-

paralela dos folhelhos. A atitude aproximada do plano de falha é N40W/35NE com sentido aproximado de transporte de N60 para N240. A falha de cavalgamento está associada a um plano de descolamento basal na foliação plano-paralela dos folhelhos (Fig. 40b). Abaixo do cavalgamento há um *set* sedimentar com cerca de 4 m de espessura, onde a foliação plano-paralela horizontal não está perturbada. Na porção inferior do afloramento ocorre uma *kink band* decimétrica, com planos de *kink* com orientação N25W/50NE. Nas duas extremidades da *kink band* são visíveis planos de descolamento (Fig. 40c).

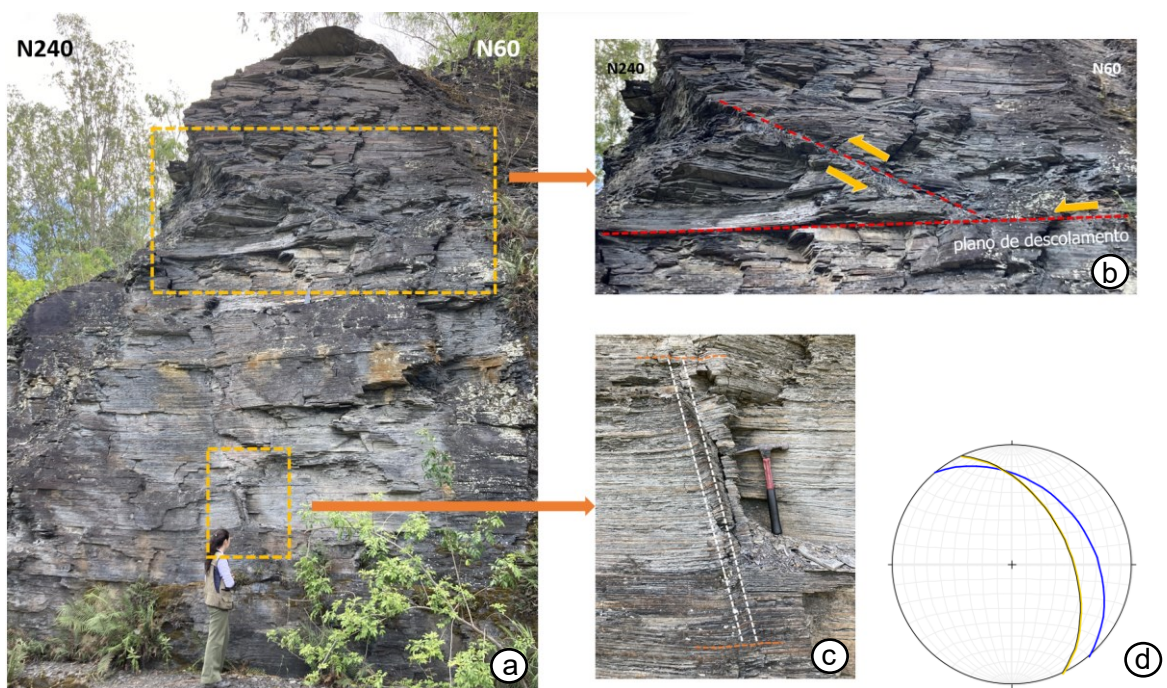


Figura 40: a) Afloramento de folhelhos da Formação Rio do Sul em perfil com cerca de 7 m de altura (ponto BP 29). b) Cavalgamento métrico com transporte de N60 para N240 com um descolamento basal. c) *Kink band* decimétrica limitada por um descolamento superior e um inferior (tracejado laranja). d) Estereograma com a orientação do plano de falha de cavalgamento (linha azul) e dos planos de *kink* (linha cinza). Rede equiárea, hemisfério inferior.

Um outro exemplo da associação entre *kink bands* e falha inversa é mostrado na figura 41a. Neste caso, as duas estruturas ocorrem lado a lado, no mesmo nível estratigráfico. O plano de falha tem orientação N10W/55SW, com transporte de N250 para N70. Os planos de *kink* têm orientação N25W/40NE (Fig. 41b).

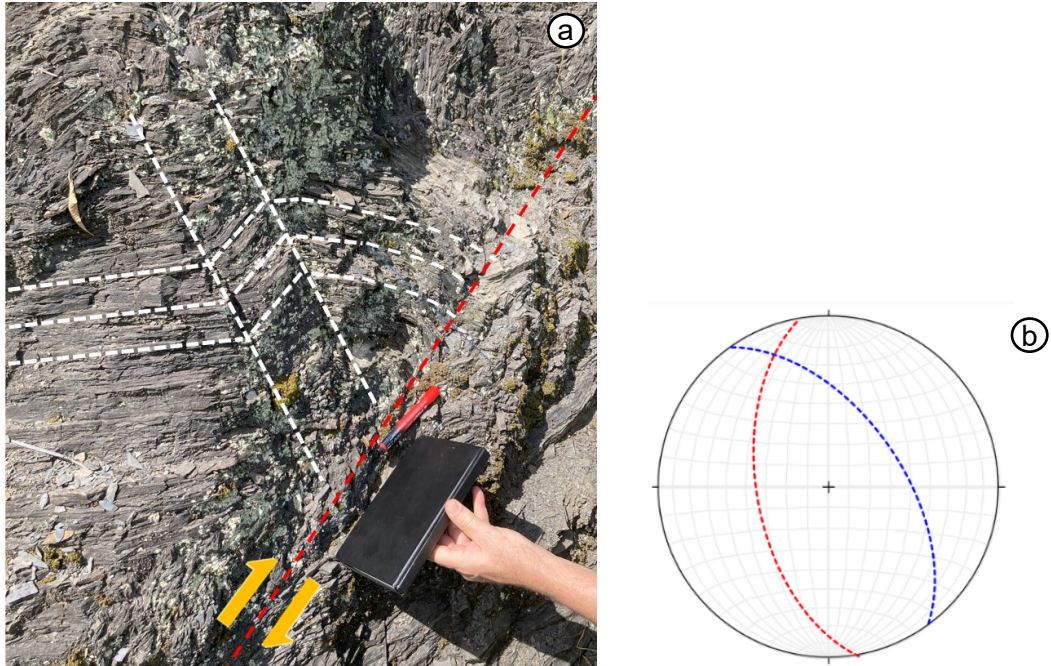


Figura 41: a) *Kink band* associada a falha inversa (ponto BP 29). b) Estereograma com o plano de falha (vermelho) e os planos de *kink* (azul). Rede equiárea, hemisfério inferior.

Nestes dois exemplos os planos de falha têm orientações NNW-SSE, concordantes com a orientação dos planos de *kink* da região (Fig. 41).

No afloramento BP 29 também ocorre uma dobra em *chevron* métrica (Fig. 42) junto às *kink bands* e dobras inversas. Esta estrutura também apresenta um plano de descolamento basal (Fig. 42a). As camadas que marcam a dobra têm diferentes espessuras e competências (arenito – siltito) e por isso formaram-se estruturas de acomodação nas charneiras (Fig. 42b). Nos flancos da dobra a foliação plano-paralela dos folhelhos têm atitudes N10E/35NW e N15E/70SE. O plano axial tem atitude N13E/73W e o eixo tem caimento 4-195 (Fig. 42c). Neste caso, há uma diferença de pelo menos 25° das direções do eixo de dobra e da superfície axial em relação às direções de planos de *kink* e dobras inversas no mesmo afloramento.

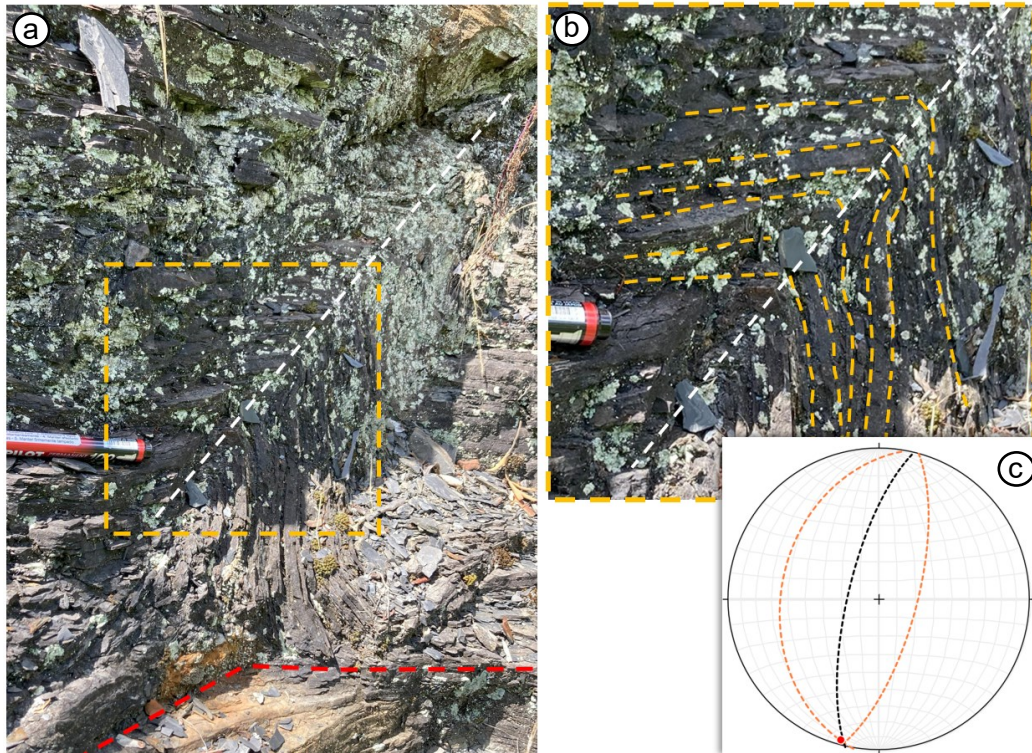


Figura 42: Dobra em *chevron* (ponto BP 29). Linha tracejada branca: traço da superfície axial. a) Linha tracejada vermelha: plano de descolamento. Quadrado tracejado laranja: área vista em detalhe na fig. b. b) Estruturas de acomodação em charneiras de camadas com espessuras diferentes. c) Estereograma com os flancos da dobra (grandes círculos tracejados laranjas), a superfície axial (grande círculo tracejado preto) e o eixo da dobra (polo vermelho). Rede equiárea, hemisfério inferior.

Falhas inversas e planos de descolamentos associados a *kink bands* também são visíveis em microescala. Detalhes do acamamento entre os planos de *kink* de uma *kink band* (ponto BP 41) são mostrados na Figura 43, onde se observa uma sequência de leitos pelíticos dobrados e fraturados sobre um leito de descolamento. Os leitos dobrados e fraturados têm espessuras constantes; o leito de descolamento apresenta-se truncado e com porções sobrepostas.

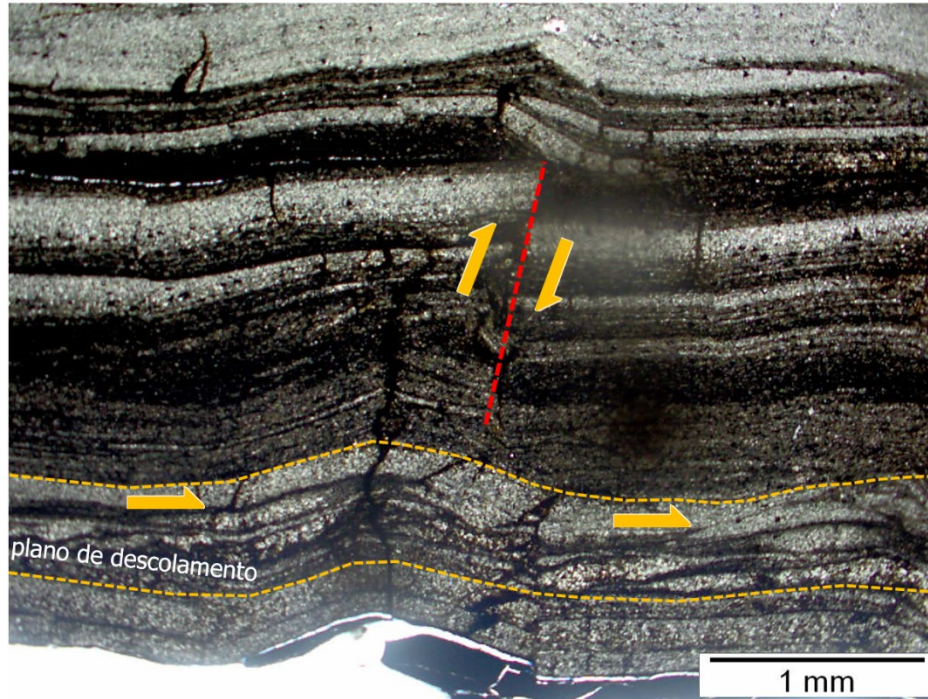


Figura 43: Fotomicrografia de leitos entre planos de *kink* de uma *kink band* (ponto BP 41). Leitos dobrados e fraturados sobre um leito de descolamento basal rompido e com sobreposições. Nicóis cruzados.

A Figura 44 mostra leitos plano-paralelos de uma *kink band* afetados por microfraturas (falhas reversas). As microfraturas podem estar ou não preenchidas por calcita.

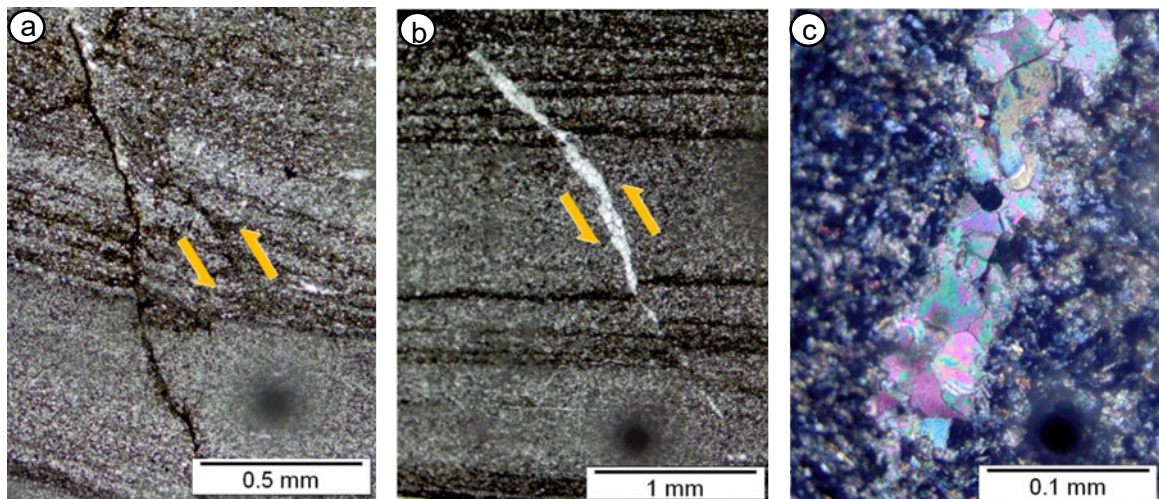


Figura 44: Microfraturas afetando foliação plano-paralela em zona de *kink*. a) Fratura sem preenchimento. b) Fratura com preenchimento por calcita. c) Detalhe de fratura preenchida com calcita.

Por fim, como estrutura associada às *kink bands* nos afloramentos BP 41 e BP 111 deve ser citada uma família de fraturas verticais (Fig. 45 a, b). Estes planos de fratura têm orientação NE-SW (Fig. 45 c), sendo, portanto, perpendiculares à

direção média dos planos de *kink*. Nestes planos de fratura não foram observadas estrias. Por isso, e pelo fato de serem verticais, as fraturas foram interpretadas como fraturas de tensão.

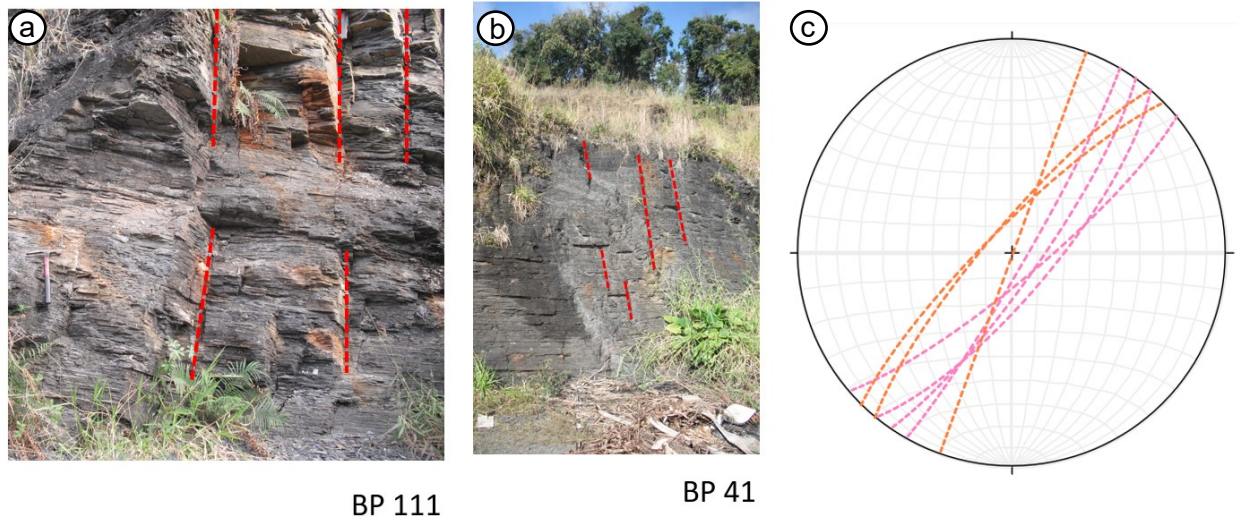


Figura 45: Planos de fratura verticais descontínuos em folhelhos. a) Afloramento BP 111. b) Afloramento BP 41. c) Estereograma com planos de fraturas. N = 7. Grandes círculos em lilás = BP 111, grandes círculos em laranja = BP 41. Rede equiárea, hemisfério inferior.

4.4 ESTIMATIVA DAS DIREÇÕES DE PALEOESFORÇOS

As *kink bands* e estruturas associadas apresentam geometria e cinemática coerentes, que permitem que sejam estimadas as direções dos paleoesforços que as originaram.

As orientações do eixo médio das dobras da foliação plano paralela dos folhelhos (5-305) e da linha de intersecção dos planos de *kink* (7-138) são bastante próximas (Fig. 36 e 39). Com base na orientação da foliação plano-paralela dos folhelhos a orientação dos eixos de esforços principais é (Fig. 46a):

σ_1 : 3-036, σ_2 : 5-305, σ_3 : 84-162.

Com base na orientação dos planos de *kink* é possível estabelecer a seguinte orientação média para os eixos principais de paleoesforços (Fig. 46b):

σ_1 : 6-228, σ_2 : 6-137, σ_3 : 79-001.

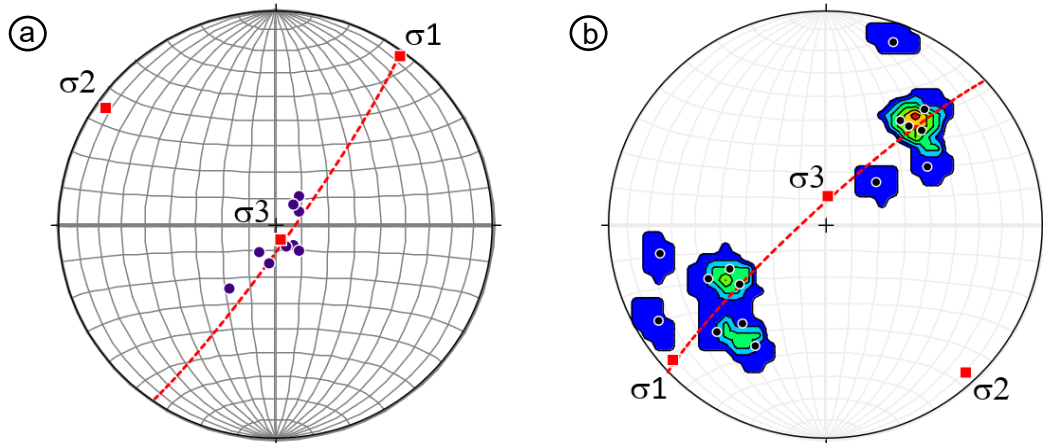


Figura 46: Orientação dos eixos de paleoesforços σ_1 , σ_2 e σ_3 . a) Com base na atitude de planos da foliação plano-paralela dos folhelhos. Pontos pretos: polos de planos de foliação. Grande círculo vermelho: plano mais bem ajustado aos polos. $N = 9$. b) Com base na atitude de planos de *kink*. Diagrama de contorno para os polos de planos de *kinks*. Intervalos de densidade como na fig. 39. Grande círculo tracejado vermelho: plano mais bem ajustado aos polos. $N = 15$. Rede equiárea, hemisfério inferior.

Os diagramas mostram uma orientação média para o eixo de esforço principal σ_1 com direção em torno de N035-050 ou N215-230 e um caimento muito pequeno (Fig. 47). Esta direção também é observada nos planos de fraturas verticais (N20-50E) nos afloramentos BP 41 e BP 111 e no transporte do cavalgamento (NE para SW) e da falha inversa (SW para NE) do afloramento BP 29.

Ainda em relação aos planos de fraturas verticais, a imagem da figura 45 mostra claramente a existência de lineamentos (marcados pela drenagem) com a mesma direção das fraturas nas imediações dos afloramentos BP 41 e BP 111, onde estão expostos folhelhos na cota em torno de 500 m. Os lineamentos não são observados em outras porções da área, onde estão expostos níveis estratigráficos superiores.

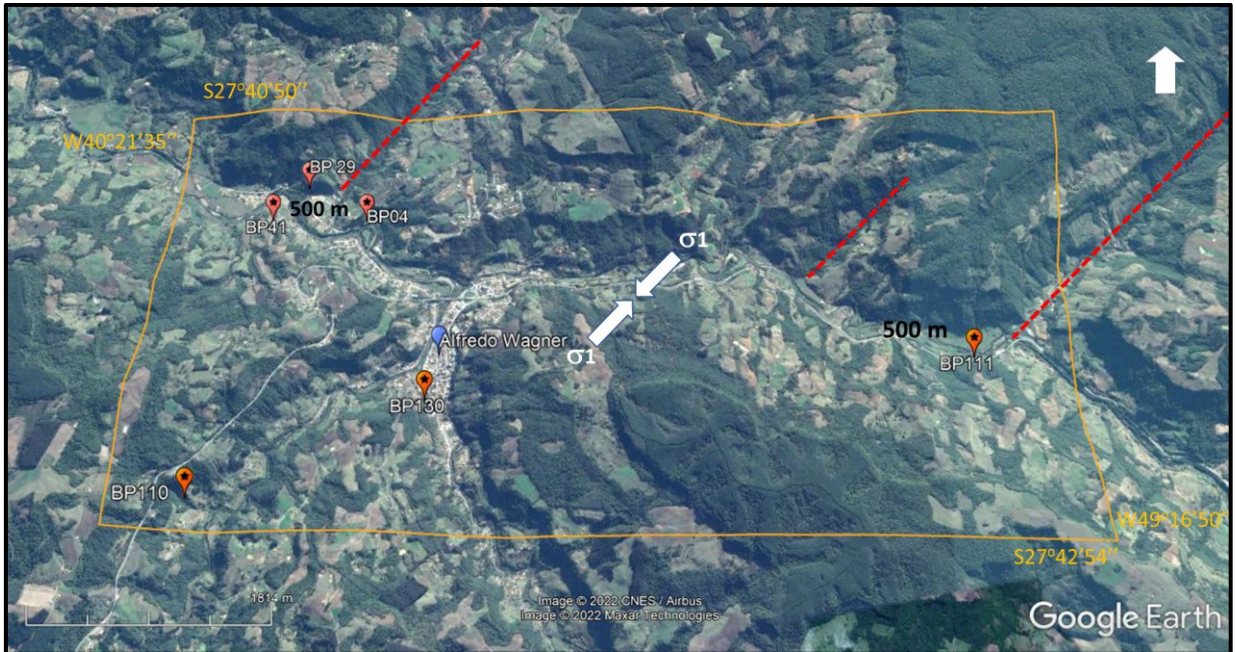


Figura 47: Orientação do eixo de esforço principal σ_1 (N035-050 ou N215-230) associado à formação de dobras na foliação plano-paralela e de *kink bands* nos folhelhos da região de Alfredo Wagner. Linhas tracejadas vermelhas: orientação de planos de fraturas verticais.

4.5 CARACTERIZAÇÃO ANGULAR DAS *KINKS BANDS*

Conforme é enfatizado no item 2.2.1, a caracterização de *kink bands* é feita com base em relações angulares entre planos de *kink* e foliação. Há duas proposições principais para a caracterização, a de Anderson (1987) e a de Cosgrove (1998), que utilizam ângulos distintos. Cinco estruturas foram selecionadas para serem caracterizadas pelos dois modos.

4.5.1 Caracterização segundo Anderson (1987)

A caracterização de Anderson (1987) considera três ângulos (α , β e γ) suplementares (Fig. 13). O ângulo α é medido entre o plano de *kink* e a foliação fora da estrutura. O ângulo β , entre o plano de *kink* e a foliação interna. O ângulo γ marca a rotação aparente da foliação dentro da *kink* em relação à foliação externa. Foram analisadas duas *kink bands* do ponto BP 111, duas do ponto BP 41 e uma do ponto BP 29 (Fig. 48).

Do ponto BP 111 foram analisadas duas *kink bands* com diferentes espessuras e ângulo de mergulho dos planos de *kink*. Na *kink band* mais fina e com

ângulo de mergulho maior os ângulos determinados foram $\alpha = 55$, $\beta = 88$ e $\gamma = 37$. Na *kink band* mais espessa e com ângulo de mergulho menor os valores obtidos foram $\alpha = 42$, $\beta = 125$ e $\gamma = 13$.

Do ponto BP 41 foram analisadas duas *kink bands*, com diferentes ângulos de mergulho dos planos de *kink*. Na estrutura com os planos de *kink* mais íngremes foram obtidos os valores $\alpha = 89$, $\beta = 66$ e $\gamma = 25$. Na estrutura com os planos de *kink* menos íngremes os valores foram $\alpha = 50$, $\beta = 110$ e $\gamma = 20$.

No ponto BP 29 os valores obtidos para uma *kink band* foram $\alpha = 27$, $\beta = 77$ e $\gamma = 76$.

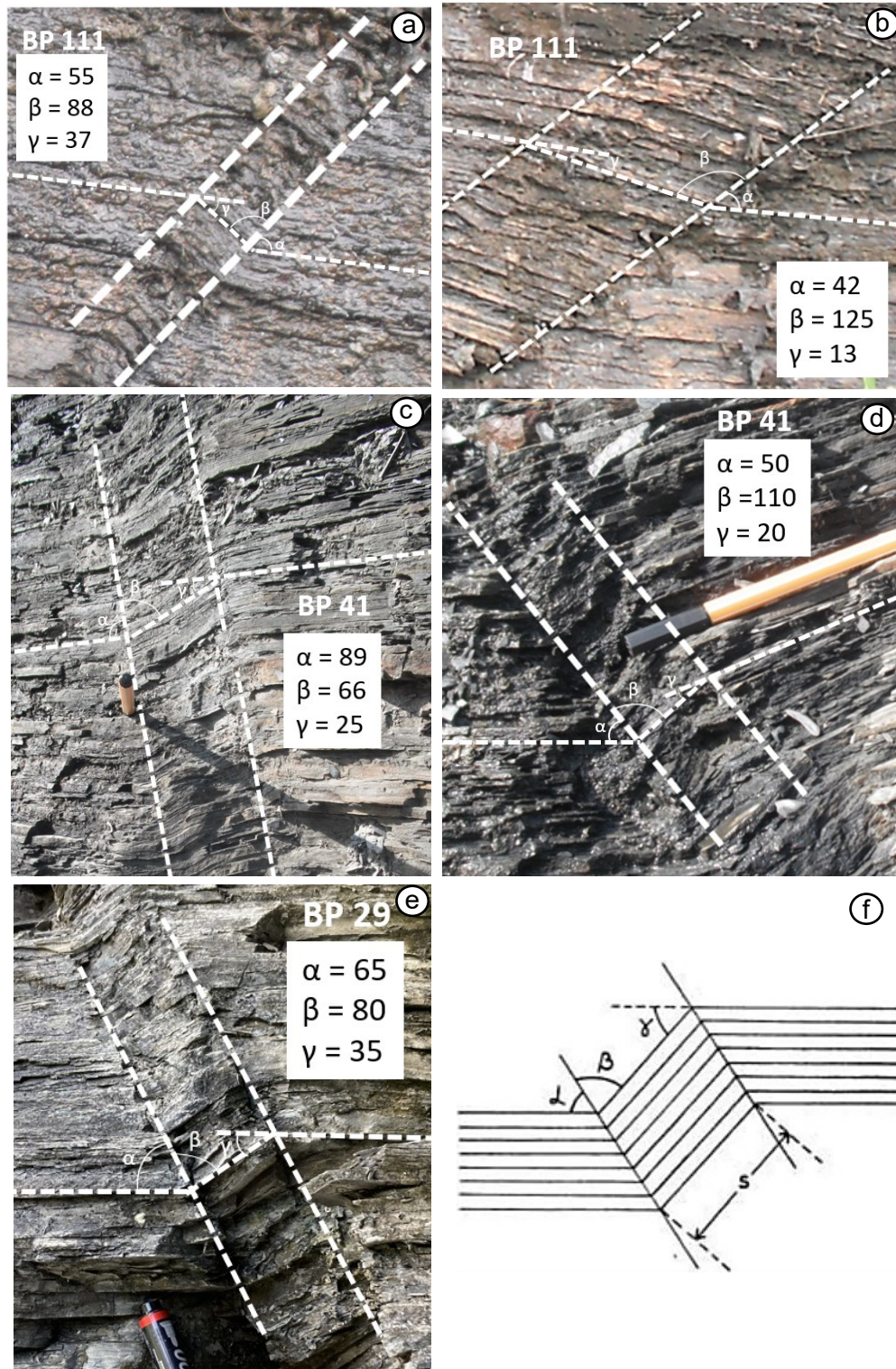


Figura 48: Caracterização geométrica de *kink bands* da Formação Taciba em Alfredo Wagner conforme os critérios de Anderson (1987). a) Medidas do ponto BP 111. b) Medidas do ponto BP 111 c) Medidas do ponto BP 41. d) Medidas do ponto BP 41. e) Medidas do ponto BP 29. f) Modelo (segundo Anderson 1987).

Com base nos dados obtidos para os parâmetros de Anderson, as *kink bands* da região de Alfredo Wagner apresentam valores de $\alpha = 12$ a 88, $\beta = 66$ a 125 e $\gamma = 18$ a 42. A grande variação nos valores resulta dos diferentes mergulhos dos

planos de *kink* em relação à laminação plano-paralela horizontal, e dos diferentes ângulos de rotação da foliação interna (γ = ângulo de rotação necessária para a foliação externa à *kink band* adquirir a posição da foliação interna). Pode-se considerar que as *kink bands* analisadas encontram-se em diferentes estágios de evolução. Este aspecto será mais bem evidenciado na análise segundo os critérios de Cosgrove (1998).

4.5.2 Caracterização segundo Cosgrove (1998)

A caracterização de Cosgrove (1998) considera os ângulos θ (externo à *kink band*) e ω (interno, Fig.14). Ela é aplicada a *kink bands* em reservatórios porque reflete mudanças de volume durante a formação da estrutura. Quando os ângulos θ e ω têm o mesmo valor, as *kink bands* têm sua abertura máxima e os fluidos são conduzidos para o interior da estrutura. Quando esses ângulos têm valores muito diferentes entre si, as *kink bands* estão fechadas, e fluidos porventura existentes terão sido expulsos da estrutura. A relação dos ângulos θ e ω com a abertura das *kink bands* é visível nas estruturas que foram analisadas (Fig. 49).

No ponto BP 111 foram analisadas duas estruturas. Uma delas, com ângulos $\theta = 44$ e $\omega = 38$, verte água, sendo considerada uma fonte perene pelos moradores da região. A outra, com ângulos $\theta = 47$ e $\omega = 11$, é seca.

A mesma situação foi observada no ponto BP 41, onde uma *kink band* com ângulos $\theta = 5$ e $\omega = 28$ é seca e outra com ângulos $\theta = 23$ e $\omega = 28$ verte água.

A *kink band* analisada no ponto BP 29 tem $\theta = 3$ e $\omega = 19$ e está seca.

Os dados obtidos com a caracterização de Cosgrove (1998) indicam que em folhelhos da Formação Taciba existem *kink bands* no estágio de abertura máxima, que podem funcionar como conduto de fluidos, e outras que não evoluíram até o estágio de abertura máxima.

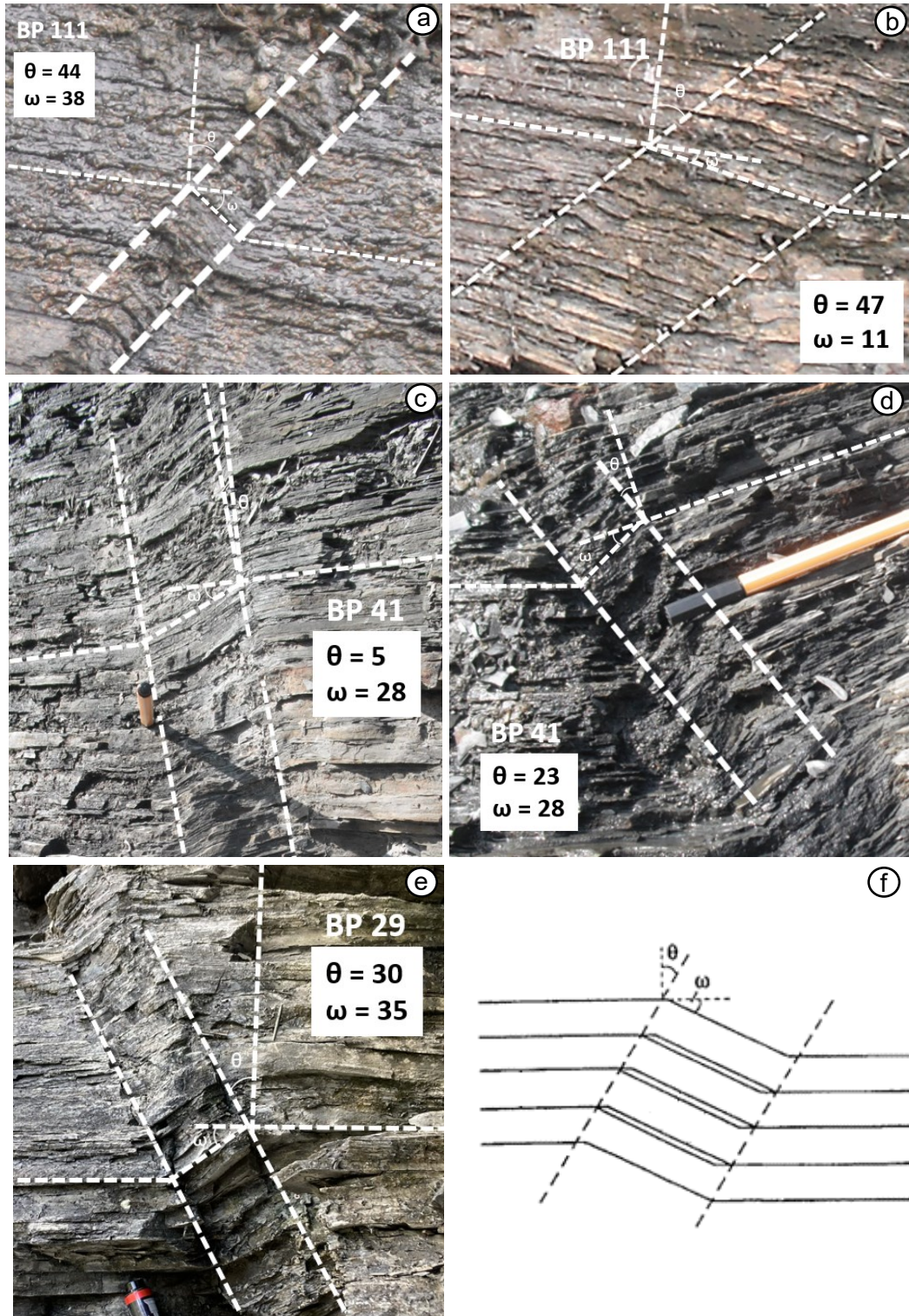


Figura 49: Caracterização geométrica de *kink bands* da Formação Taciba em Alfredo Wagner conforme os critérios de Cosgrove (1998). a), b) Medidas do ponto BP 111. c), d) Medidas do ponto BP 41. e) Medida do ponto BP 29. f) Modelo (segundo Cosgrove 1998).

4.6 CONCLUSÕES

Este estudo, baseado em dados estruturais coletados em campo, em escala de afloramento, e secundariamente em lâminas delgadas, mostra que em folhelhos da Formação Taciba na região de Alfredo Wagner ocorrem *kink bands*. Estas estruturas são decimétricas a métricas em sua maior extensão, com espessuras centimétricas entre os planos de *kink*. Em escala de afloramento as *kink bands* não são penetrativas. Essa característica é esperada neste tipo de estrutura, em razão da sua forma periclinal. Consideradas as distâncias entre os pontos BP 41 e BP 111 (5700 m) e entre os pontos BP 110 e BP 111 (6600 m), e a cota em que as estruturas são observadas em campo (500 m), pode-se concluir que as *kink bands* são penetrativas em escala regional em um determinado intervalo estratigráfico que aflora na região.

As *kink bands* ocorrem associadas a falhas inversas e dobras em *chevron*. Estas estruturas apresentam planos de descolamento na foliação plano-paralela dos folhelhos.

As análises geométrica e cinemática, apresentadas com o auxílio de projeções estereográficas, mostram que as *kink bands* e as estruturas associadas estão dispostas segundo um arranjo geométrico e cinemático coerente.

Da análise dinâmica se conclui que um eixo de paleoesforço principal (σ_1) com direção N035-050 e caimento de poucos graus para ambos os sentidos (N035-050 ou N215-230) está na origem da formação destas estruturas.

A evolução progressiva de *kink bands* para dobras em *chevron* por flambagem foi reproduzida em laboratório em rochas muito foliadas (como os folhelhos) sob pressão de confinamento (Paterson e Weiss 1966, conforme mencionado no item 3.3.1). Esta é uma indicação de que as *kink bands* de Alfredo Wagner, no intervalo estratigráfico que as contém, se formaram sob a pressão de um espesso pacote sedimentar sobrejacente.

Estruturas de acomodação em dobras em *chevron*, como as descritas no afloramento BP 29, formam-se quando há a alternância de camadas competentes e incompetentes de espessuras diferentes e com contraste de ductilidade (Ramsay 1974). Estas características são encontradas no folhelho com interlaminação centimétrica de siltito e arenito fino. Ou seja, as *kink bands* se desenvolveram após a litificação.

Portanto, as *kink bands* e estruturas associadas do intervalo estratigráfico em questão não apresentam atributos que permitam relacionar sua origem à deformação de sedimentos inconsolidados (soft sediment deformation).

Diferentemente das estruturas formadas por deformação de sedimentos inconsolidados, durante ou logo após a deposição, e antes de ocorrer diagênese significativa, que registram eventos durante o preenchimento da bacia (Allen 1982), as *kink bands* registram uma deformação posterior à deposição do Grupo Itararé. Neste estágio dos conhecimentos, parece coerente relacionar a origem das *kink bands* a um “esforço compressivo pós-Carbonífero (Anjos 1986).

Por fim, a caracterização angular pelos métodos de Anderson (1987) e Cosgrove (1998) mostra que em folhelhos do Grupo Itararé na região de Alfredo Wagner existem *kink bands* em diferentes estágios de evolução, e que parte delas encontra-se no estágio de abertura máxima, que permite a canalização de fluidos.

5. DOBRAS ESCALONADAS NO GRUPO ITARARÉ EM APIÚNA-PRESIDENTE NEREU

Este capítulo é apresentado na forma de artigo científico, conforme foi submetido à revista Pesquisas em Geociências.

[PG] Agradecimento pela submissão

Caixa de entrada x



naoresponda@ufrgs.br
para mim

3 de jul. de 2023,

Tatiane Nascimento:

Obrigado por submeter o manuscrito, "Dobras escalonadas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) associadas a reativação da Zona ao periódico Pesquisas em Geociências. Com o sistema de gerenciamento de periódicos on-line que estamos usando, você pode do processo editorial efetuando login no site do periódico:

URL da Submissão: <https://seer.ufrgs.br/index.php/PesquisasemGeociencias/authorDashboard/submission/133678>

Usuário: tatianenascimento

Se você tiver alguma dúvida, entre em contato conosco. Agradecemos por considerar este periódico para publicar o seu trabalho.

Pesquisas em Geociências - Comissão Editorial

Pesquisas em Geociências <http://www.>

[PesquisasemGeociencias](http://www.PesquisasemGeociencias)

Dobras escalonadas no Grupo Itararé (Bacia do Paraná) associadas a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, SC

En Echelon folds in the Itararé Group (Paraná Basin) associated with a reactivation of the Itajaí-Perimbó Shear Zone

Resumo: A reativação de falhas no embasamento pode causar a formação de estruturas de deformação em bacias sedimentares. A reativação de falhas transcorrentes ocasiona a formação de dobras escalonadas na cobertura sedimentar. Dobras escalonadas têm charneiras oblíquas em relação ao plano de cisalhamento e sua orientação indica o sentido do movimento da falha reativada. Na borda leste da Bacia do Paraná, em Santa Catarina, ocorrem dobras escalonadas em arenitos do Grupo Itararé. Neste artigo são apresentadas as características estruturais destas dobras. São dobras métricas a decamétricas, simétricas, suaves a abertas, com superfícies axiais de alto ângulo helicoidais, e charneiras aproximadamente horizontais. A origem destas dobras está relacionada à reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó no embasamento da Bacia do Paraná. O movimento da zona de cisalhamento na reativação foi lateral esquerdo.

Palavras-chave: Formação Taciba; análise estrutural; projeção estereográfica.

Abstract: The reactivation of faults in the basement can control the formation of deformation structures in sedimentary basins. The reactivation of strike-slip faults causes the formation of *en echelon* folds in the sedimentary cover. The hinges of *en echelon* folds are oblique to the shear plane, and their orientation indicates the sense of slip in the reactivated fault. On the eastern edge of the Paraná Basin, in Santa Catarina, there are *en echelon* folds in sandstones of the Itararé Group. In this paper, the structural characteristics of these folds are presented. They are metric to decametric, symmetrical, gentle to open, with high-angle helical axial surfaces, and approximately horizontal hinges. The origin of these folds is related to the reactivation of the Itajaí-Perimbó Shear Zone in the basement of the Paraná Basin. The displacement of the shear zone on reactivation was left lateral.

Keywords: Taciba Formation; structural analysis; stereographic projection.

1. Introdução

Em bacias sedimentares podem ocorrer deformações localizadas controladas pela reativação de falhas do embasamento. Em casos de reativação de falhas transcorrentes, formam-se dobras escalonadas na cobertura sedimentar (Naylor *et al.* 1986, Bader 2020). Dobras escalonadas têm charneiras oblíquas em relação ao plano de cisalhamento.

As dobras escalonadas têm sido objeto de vários estudos, principalmente por serem armadilhas potenciais para petróleo (Harding 1974, Biddle & Wielchowsky 1994, Selley & Sonnenberg 2023). Os estudos em laboratório sobre dobras associadas a falhas transcorrentes iniciaram com experimentos que utilizaram camadas de argila sobre blocos rígidos deslizantes (Cloos 1928, Riedel 1929 *in* Tchalenko 1970). Estes primeiros experimentos evidenciaram a geometria do conjunto de estruturas frágeis conhecidas como fraturas de Riedel. A modelização em dispositivos de Riedel de dobras escalonadas em coberturas sedimentares sobre falhas transcorrentes tornou-se possível com a intercalação de filmes plásticos na camada de argila (Wilcox *et al.* 1973). Nestes experimentos dobras foram formadas com eixos a 30° da direção da falha transcorrente e na sequência foram segmentadas por falhas sintéticas. A utilização de camadas de parafina intercaladas com camadas de silicone possibilitou a formação de dobras escalonadas com charneiras a 45° da falha no embasamento (Odone & Vialon 1983). Neste experimento, com o deslocamento progressivo da falha transcorrente as charneiras tornaram-se curvas; com orientações a 40 – 45° longe da falha e paralelas à direção da falha junto ao traço da falha. As dobras formadas apresentaram superfície axial vertical (dobra reta) sobre a falha e progressivamente mais inclinadas em função da distância até a falha. Em um perfil transversal à direção da falha transcorrente (fig. 1a), as superfícies axiais das dobras escalonadas estruturaram-se em forma de leque (Odone & Vialon 1983). Com base neste experimento foi definida a forma helicoidal da superfície axial de dobras escalonadas (Sylvester 1988). O modelo (fig. 1b) mostra que a relação angular entre a falha transcorrente e as charneiras das dobras escalonadas varia em função do nível de erosão. Este modelo permite duas constatações importantes: 1) a orientação da superfície axial de dobras escalonadas pode ser utilizada como critério para a definição do traço de uma falha encoberta no embasamento; 2) a partir da orientação de dobras escalonadas é possível determinar o sentido do movimento na falha transcorrente do embasamento e prever a orientação de estruturas associadas (Richard 1990).

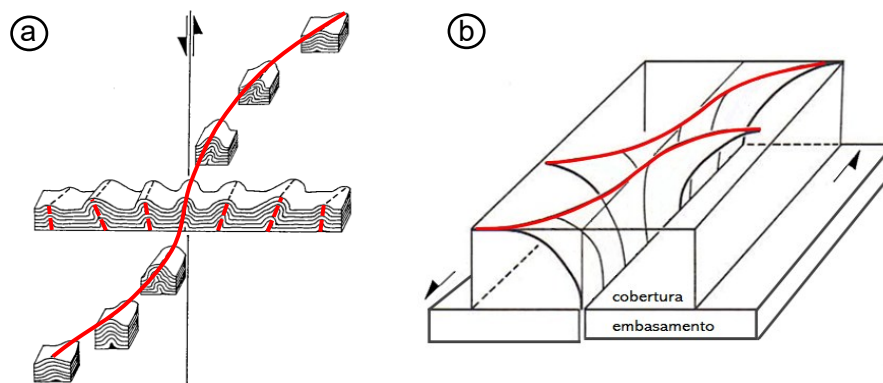


Figura 1. Modelização de dobras escalonadas associadas a movimento lateral esquerdo de falha transcorrente do embasamento. a) Perfis sucessivos de dobra escalonada. A superfície axial inclina

progressivamente para o exterior da zona de transcorrência (modificada de Odone & Vialon 1983). b) Geometria helicoidal teórica de superfícies axiais de dobras escalonadas (modificada de Sylvester 1988).

Exemplos de dobras formadas pela reativação de falhas do embasamento na Bacia do Paraná são raros. Com base em perfis sísmicos são conhecidas dobras em escala quilométrica que são trapas no sistema petrolífero Itararé (Zalán *et al.* 1990, Artur & Soares 2002); entre elas a anticlinal aberta que controla estruturalmente o reservatório de gás do campo de Barra Bonita (PR), na Formação Campo Mourão (EPE 2020). Estas dobras se formaram pela reativação do Lineamento Jacutinga, de orientação NE-SW (Milani 2004). Os esforços responsáveis pela reativação foram associados à Orogenia Sanrafaélica, que se desenvolveu na margem sul do Gondwana no Cisuraliano (290 Ma) (Zalán 1986, Milani & Ramos 1998).

Este trabalho traz a caracterização e análise estrutural em escala de afloramento de dobras escalonadas que ocorrem no Grupo Itararé na região de Apiúna – Presidente Nereu (SC). Estas dobras foram geradas pela reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

2. Contexto Geológico

Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e unidades proterozoicas

A Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (Silva 1991) estende-se por cerca de 80 km no Escudo Atlântico em Santa Catarina com orientação NE-SW (fig. 2). Esta estrutura de escala crustal tem continuidade na placa Africana, no cinturão Kaoko (Dürr & Dingley 1996, Percival *et al.* 2021). No contexto da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981, Heilbron *et al.* 2004) a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó define o limite norte do Cinturão Dom Feliciano (Bruno *et al.* 2018). Em escala regional, a zona de cisalhamento marca os contatos entre algumas das principais unidades tectônicas que afloram em Santa Catarina. A extremidade NE da zona de cisalhamento se encontra no litoral, na cidade de Penha, onde marca o contato do Cráton Luís Alves (a NW) com o Grupo Brusque (Cinturão Dom Feliciano, a SE). O Cráton Luís Alves é um domínio arqueano-paleoproterozoico constituído essencialmente por gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1999, Passarelli *et al.* 2018). O Grupo Brusque é composto principalmente de xistos pelíticos com rochas metacarbonáticas cortados por granitoides (Campos *et al.* 2011) e evoluiu entre 900 - 540 Ma (Basei *et al.* 2011, Percival *et al.* 2021). Na região de Gaspar, a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó marca o limite entre a Bacia do Itajaí (a NW) e o Grupo Brusque (a SE). A sedimentação na Bacia do Itajaí ocorreu entre 600 – 560 Ma (Guadagnin *et al.* 2010). A bacia é cortada pelo Granito Subida, não deformado, com idade de 529 Ma (Basei *et al.* 2008, *in* Toniolo & Souza 2015). Nesta mesma região, em meio à zona de cisalhamento afloram o Granito Parapente, pré-tectônico, com idade de 843 Ma (Basei *et al.* 2008) e rochas do Complexo São Miguel (2.110 e 2.201 Ma em migmatitos, Basei *et al.* 2010). Na região de Nova Rússia (município de Blumenau) a zona de

cisalhamento hospeda mineralizações pós-tectônicas de Pb-Zn em granitoides da Faixa Ribeirão da Prata (Biondi *et al.* 1992), com idade estimada em 534 Ma (Rocha *et al.* 2005). Em sua extremidade SW a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é encoberta por rochas da Bacia do Paraná na região de Faxinal (Apiúna-Presidente Nereu). A partir daí o traço da zona de cisalhamento na Bacia do Paraná se estende por mais 60 km até Perimbó (município de Agrolândia), onde é encoberto por basaltos da Formação Serra Geral (fig. 2).

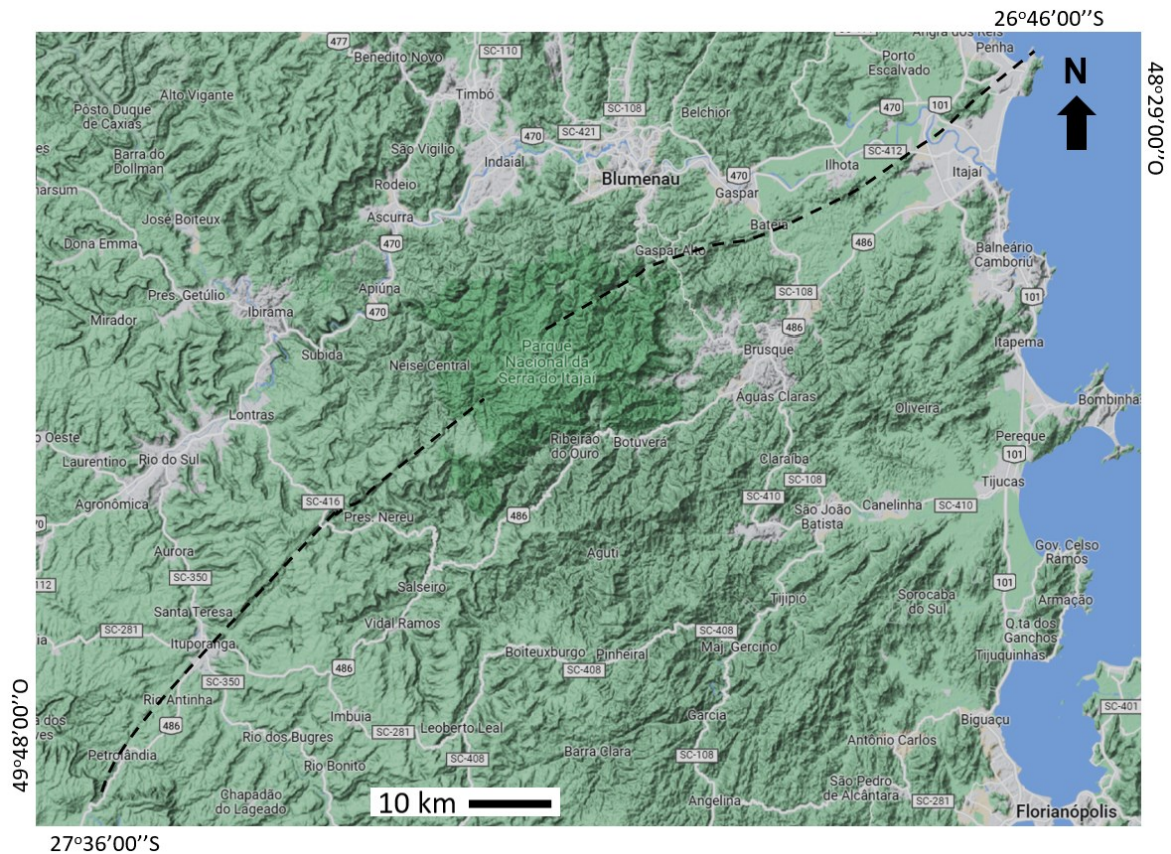


Figura 2. Modelo digital de elevação com o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó no Escudo Atlântico e na Bacia do Paraná em Santa Catarina (Esri Topo).

Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (fig. 3) estende-se do Mato Grosso ao Uruguai. Em seu depocentro há um pacote com cerca de 7.000 m de espessura de rochas sedimentares e magmáticas (Milani 2004). A formação da bacia, incluindo subsidência, sedimentação e magmatismo, ocorreu do Ordoviciano ao Neocretáceo. Seus limites atuais são predominantemente erosivos (Milani 1992). A natureza e conformação do embasamento da Bacia do Paraná são motivos de debates (revisão em Cordani *et al.* 2008). A constituição do embasamento da Bacia do Paraná ainda não foi determinada. A borda norte da bacia assenta sobre os cinturões orogênicos proterozoicos Araguaia (no lado ocidental) e Brasília (no lado oriental). Na borda leste

o embasamento da bacia é formado pelos cinturões Ribeira (SP e PR) e Dom Feliciano (SC e RS).

Com base no registro sedimentar-magmático, a Bacia do Paraná pode ser subdividida em seis superseqüências de segunda ordem (fig. 3), com as seguintes características (Milani & Ramos 1998, Milani 2004, Milani *et al.* 2007):

- Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano): depositada em um rifte pré-devoniano. Composta por arenitos basais (Formação Alto Garças), diamictitos (Formação Iapó), folhelhosossilíferos e siltitos (Formação Vila Maria). No topo apresenta discordância erosiva neossiluriana.

- Superseqüência Paraná (Devoniano): marca um ciclo transgressivo – regressivo do oceano Panthalassa. Formada por sedimentos arenosos continentais a transicionais (Formação Furnas) que gradam para folhelhos, folhelhos silticos, siltitos e arenitos marinhos (Formação Ponta Grossa). Com discordância erosiva neodevoniana no topo.

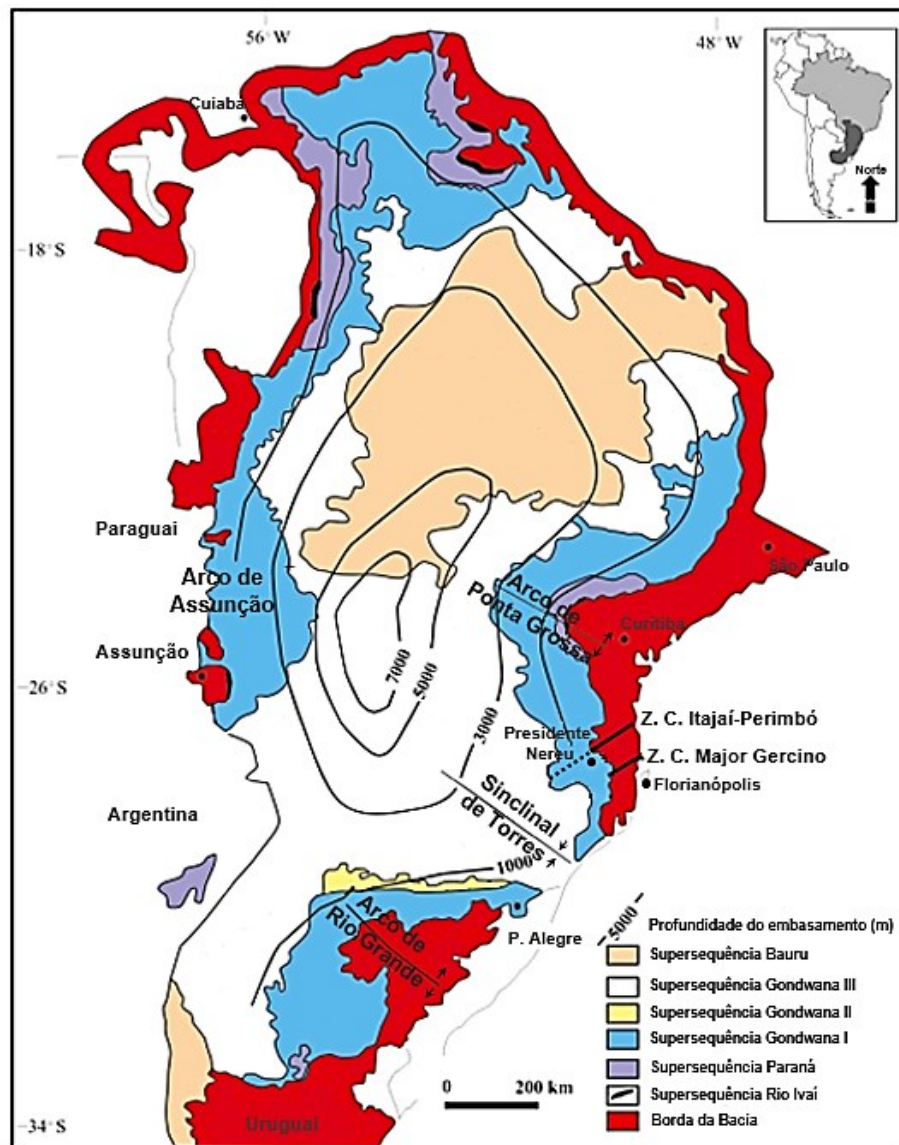


Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com linhas de contorno estrutural para o topo do embasamento. Com as localizações das zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino em Santa Catarina (modificada de Milani 2004).

- Supersequência Gondwana I (Carbonífero - Eocretáceo): a porção basal, de caráter transgressivo, é constituída por rochas formadas em depósitos sedimentares glacio-marinhos (Grupo Itararé), em ambiente deltaico (Grupo Guatá), em ambiente marinho e litorâneo (Formação Rio Bonito) e marinho (Formação Palermo). A porção superior, de caráter regressivo, que corresponde ao Grupo Passa Dois, termina com depósitos continentais (Formação Rio do Rasto).

- Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico); restrita ao Rio Grande do Sul. Relacionada a um gráben e composta por arenitos e pelitos fluviais e lacustres (Formação Santa Maria). Teve o topo marcado por abrasão eólica.

- Supersequência Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo): composta por arenitos quartzosos provenientes de dunas eólicas (Formação Botucatu) e por basaltos (Formação Serra Geral) associados à ruptura do paleocontinente Gondwana.

- Supersequência Bauru (Neocretáceo): formada por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais.

As discordâncias que marcam os limites entre as supersequências também são verificadas em outras bacias do Brasil, o que sugere que tenham se formado por ação de mecanismos de controle global. Com base nas discordâncias a evolução da Bacia do Paraná pode ser estruturada em três ciclos:

- bacia de *sag* termal no Ordoviciano-Siluriano. Esta fase, de subsidência inicial da bacia é relacionada ao resfriamento no final da orogênese Brasileira (Alkmin & Martins-Neto 2005);

- bacia de *foreland* no Devoniano-Triássico;

- bacia de *sag* no Jurássico-Cretáceo, período de estiramento crustal associado à abertura do Atlântico sul (Zalán *et al.* 1990, Milani 1992, Milani & Ramos 1998).

Grupo Itararé

O Grupo Itararé compreende a maior parcela da Supersequência Gondwana I. Na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina o grupo assenta sobre o Cinturão Dom Feliciano e sobre a Bacia do Itajaí (Holz *et al.* 2010). A discordância na base do Grupo Itararé (Devoniano-Carbonífero) representa uma lacuna de 55 Ma ligada essencialmente a fatores climáticos. Na Bacia do Paraná, este foi um tempo de não-deposição, em razão da presença e influência de glaciares na área de sedimentação (Milani & Ramos 1998). O Grupo Itararé, com elementos glacioterrestres e glaciomarinhos, é ligado à fase de degelo da calota gondwânica (Limarino *et al.* 2014). A deposição do Grupo Itararé está ligada ao ciclo *foreland* da Bacia do Paraná (Milani e Ramos 1998) entre o Neocarbonífero e o Eopermiano. O Grupo Itararé tem até 1500 m de espessura e é constituído, da base para o topo, pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, que representam três avanços principais de geleiras, marcados por três ciclos de afinamento ascendente (França & Potter 1988).

O Grupo Itararé possui basicamente dois tipos de arenitos: um com matriz argilosa abundante e pouca ou nenhuma porosidade, o outro com baixo teor de argila e porosidade de 5 a 30%. Em perfis de raios gama os dois tipos são diferenciados por valores acima e abaixo de 50 unidades API, respectivamente (França & Potter, 1989). A porosidade nos reservatórios do Grupo Itararé é predominantemente intergranular secundária, formada por dissolução de cimento carbonático e, secundariamente, de feldspatos e fragmentos líticos instáveis. A dissolução ocorreu pela ação de ácidos orgânicos liberados durante a fase inicial de termo maturação da matéria orgânica, no

Jurássico-Cretáceo, quando a bacia foi afetada pela anomalia térmica regional relacionada à abertura do Atlântico sul. O cimento predominante nos arenitos do Grupo Itararé é composto por anidrita e dolomita ferrosa, precipitado provavelmente após a criação da porosidade secundária. Em menor proporção ocorrem dolomita, clorita e quartzo. A clorita ocorre preferencialmente em profundidades maiores que 3.000 m (França & Potter 1989).

Estas características permitem que o Grupo Itararé constitua um dos sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná, que tem como rochas geradoras folhelhos negros da Formação Ponta Grossa, como reservatórios arenitos das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba e como selantes folhelhos intraformacionais (Artur & Soares 2002).

Área de Estudo

Na região de Faxinal, no limite entre os municípios de Apiúna e Presidente Nereu, pode ser observado o contato da Bacia do Paraná com o seu embasamento. O embasamento é composto pela Bacia do Itajaí e pelo Cinturão Dom Feliciano. O limite entre estas duas unidades é marcado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (fig. 4a). Neste local, a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é encoberta pela Bacia do Paraná, e a partir daí, no sentido SW, seu traço é marcado pelo vale retilíneo onde estão encaixados o córrego Rio Novo e o córrego Boa Esperança. O vale se estende por cerca de 10 km, até as proximidades da cidade de Presidente Nereu. No vale, o córrego Rio Novo corre para NE e o córrego Boa Esperança para SW (fig. 4b). O divisor de águas marca o limite entre os municípios de Apiúna (a N) e Presidente Nereu (a S).

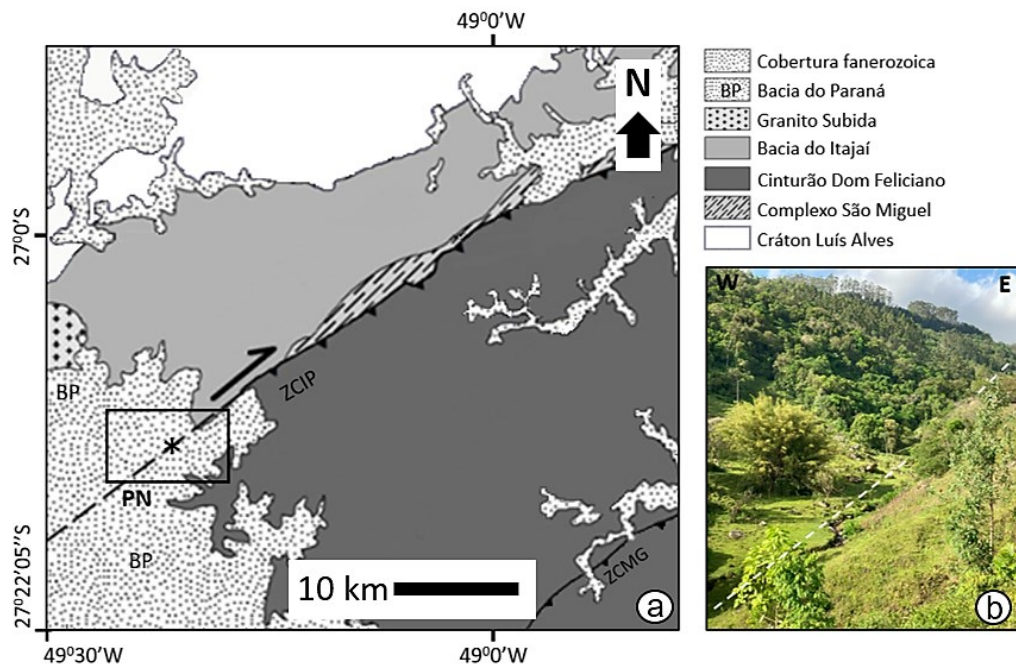


Figura 4. a) Mapa geológico simplificado da região do contato entre a Bacia do Paraná e o embasamento em torno da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP). ZCMG: Zona de Cisalhamento Major Gercino; PN: cidade de Presidente Nereu; *: local da foto 4b; retângulo preto: área vista na Figura 5. b) Traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (linha tracejada branca) marcado pelo Córrego Boa Esperança, que corre de NE para SW sobre arenitos da Formação Taciba.

2. Materiais e Métodos

Este trabalho é baseado essencialmente na descrição e análise de estruturas em escala de afloramento. Os dados foram coletados em afloramentos da Formação Taciba ao longo de um perfil com orientação NE-SW e 10 km de extensão, em rodovias secundárias entre Presidente Nereu e Apiúna. O mapa base foi preparado com o *software* Google Earth Pro, com a sobreposição de parte do Mapa Geológico da Bacia do Itajaí em escala 1:100.000 (Toniolo & Souza 2015) à imagem de relevo de 06/2016 (©2023 Maxar Technologies), sem ampliação de elevação. A descrição do relevo foi feita com base no mapa topográfico de Santa Catarina Esri Topo, disponível em topographic-map.com. Para o traçado da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó foi utilizado modelo digital de terreno Esri Topo disponibilizado pela OpenStreetMap Foundation em formato Open Database License (ODbL). A classificação de estruturas e integração de dados estruturais foram realizadas com o auxílio de estereogramas (Lisle & Leyshon 2018), por meio do *software* Stereonet 11 (Cardozo & Allmendinger 2013).

3. Resultados

Em escala de mapa, o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na Bacia do Paraná na região de Faxinal é marcado pelo vale onde estão encaixados os córregos Boa Esperança e Rio Novo, com orientação N50E (fig. 5). O vale é bem esculpido, com desníveis de até 250 m entre as cristas e o talvegue. A unidade estratigráfica predominante na área é a Formação Taciba, do Grupo Itararé, composta de arenitos tabulares com intercalações de lâminas siltico-argilosas. No entorno do vale, as maiores altitudes (até 948 m) correspondem a platôs da Formação Rio Bonito, formados por quartzo-arenitos. O contato entre as formações Taciba e Rio Bonito se dá aproximadamente na cota de 820 m. Nas duas unidades há soleiras de diabásio da Formação Serra Geral com espessuras decimétricas a decamétricas.

O contato da Bacia do Paraná com o embasamento está exposto na porção NE da área, onde podem ser determinados dois tipos de contato da Formação Taciba. Contato por discordância angular com arenitos e conglomerados da Formação Gaspar (Bacia do Itajaí), e contato por não conformidade com granitoide (Complexo São Miguel).

Os afloramentos estudados distribuem-se ao longo do traço da zona de cisalhamento (fig. 5). A localização do traço foi baseada na morfologia do terreno e comprovada pela existência de estruturas relacionadas à zona de cisalhamento em afloramentos.

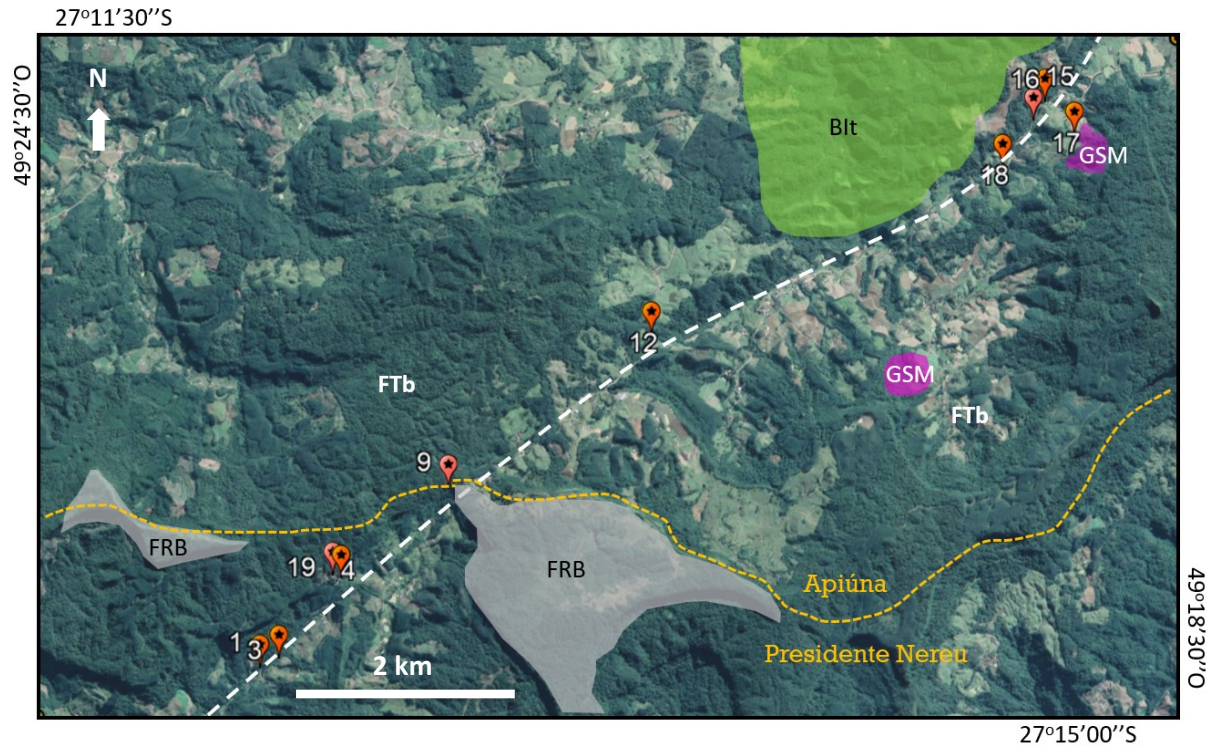


Figura 5. Mapa geológico simplificado da região de Faxinal com a localização dos afloramentos estudados. Linha tracejada branca: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. FRB: Formação Rio Bonito, FTb: Formação Taciba, Blt: Bacia do Itajaí, GSM: granitoide do Complexo São Miguel.

Foram observados planos de falha verticais com estrias horizontais em camadas de arenito alterado, com orientação N-S (fig. 6a e 6c). Estas estruturas, com espessura métrica, apresentam apenas superfícies de deslizamento, sem núcleo de falha ou zona de dano. Em níveis estratigráficos com camadas de siltito intercaladas no arenito ocorrem planos de fratura verticais anastomosados (fig. 6b), com orientação N50W (fig. 6c). Estas estruturas, com espessura decimétrica, podem ser interpretadas como zonas de dano (Kim *et al.* 2004). Um contato entre camadas de siltito e camadas de arenito marcado por plano de falha vertical também foi observado (fig. 6d), mas o movimento relativo dos blocos não pode ser determinado. As observações de campo sugerem a existência de uma zona de falha única, pouco desenvolvida e com espessura métrica, mas não se descarta a possibilidade de existência de zonas de falha paralelas separadas por domínios sem deformação.

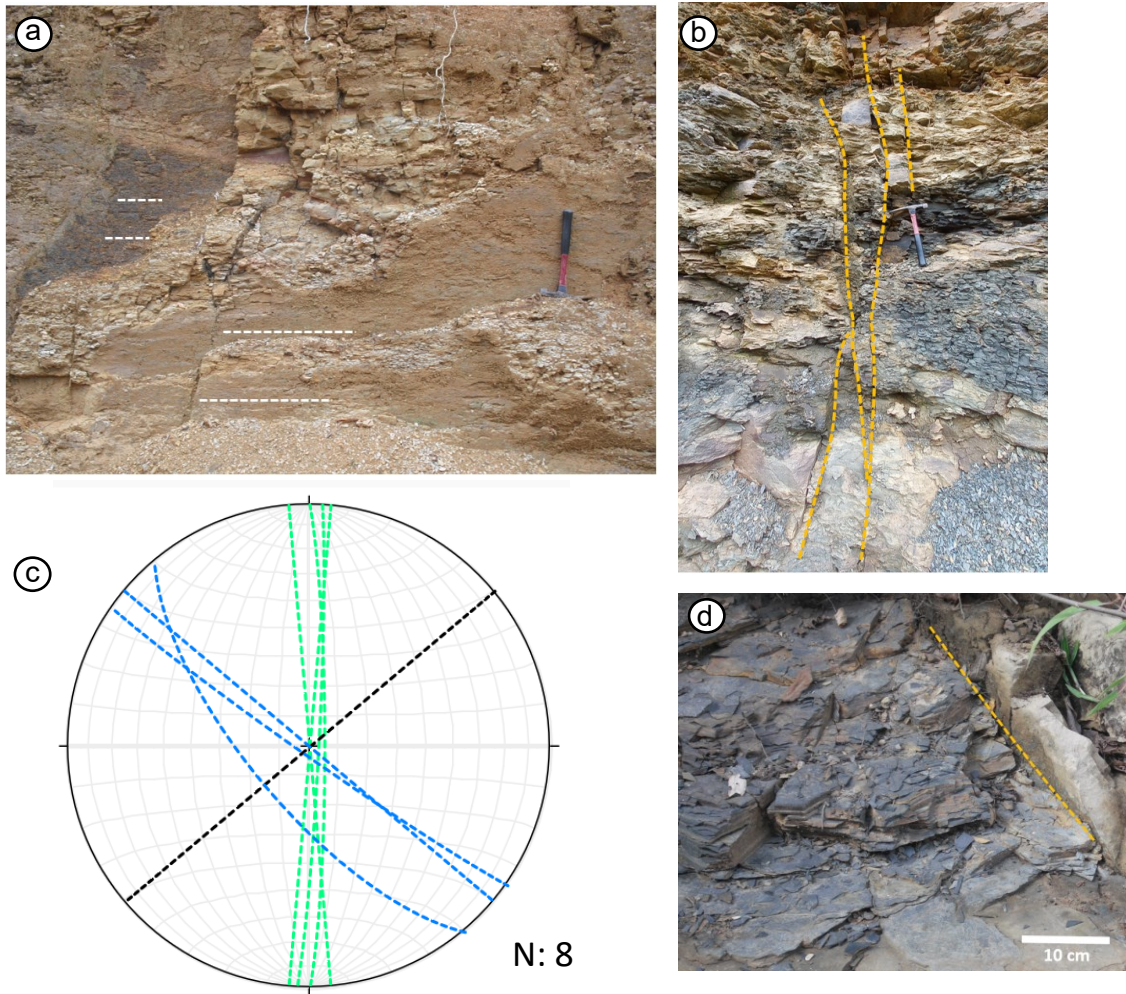


Figura 6. Planos de falha na Formação Taciba. a) Espelhos de falha verticais e estrias horizontais em arenito (ponto 12). b) Planos de falha anastomosados em nível estratigráfico com intercalações de camadas de siltito em arenitos (ponto 18). O martelo tem 32 cm de comprimento. c) Estereograma. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimó; grandes círculos tracejados verdes: planos de falha no ponto 12; grandes círculos tracejados azuis: planos de falha no ponto 18. Rede equiárea, hemisfério inferior. d) Contato por falha (movimento não determinado) entre folhelho e arenito (ponto 3).

Em escala de afloramento, as estruturas de deformação que predominam são dobras métricas a decamétricas. Embora à primeira vista pareçam horizontais, as camadas de arenito e de siltito da Formação Taciba apresentam sistematicamente mergulhos de baixo ângulo para os quadrantes NW ou SE. Uma dobra de referência, estabelecida com base em 29 medidas do acamamento sedimentar (fig. 7) apresenta superfície axial com atitude N42E/83NW e charneira com caimento N042-03.

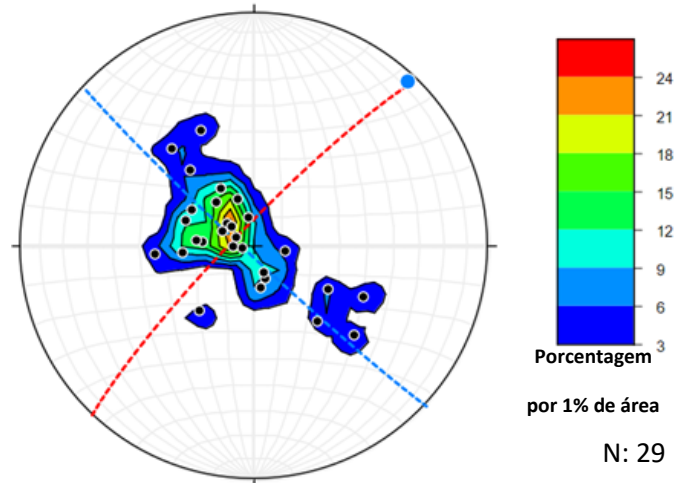


Figura 7. Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado (plano de perfil); grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: charneira da dobra. Rede equiárea, hemisfério inferior.

Para definir características reais, dobras métricas foram analisadas individualmente. No ponto 1, uma sinclinal em camadas de arenito (fig. 8a) tem as seguintes características: simétrica, com flancos não planares, ângulo interflancos de 118° (dobra aberta), superfície axial com orientação N87E/80NW e charneira com caimento N087-13 (fig. 8b). No ponto 9, uma anticlinal tem ângulo interflancos de 143° (dobra suave), superfície axial com orientação N39E/63NW e charneira com caimento N224-06 (fig. 8c). No ponto 15, uma anticlinal tem ângulo interflancos de 131° (dobra suave), superfície axial com orientação N37E/83SE e charneira com caimento N038-09 (fig. 8d). Juntas de tração (paralelas à superfície axial) ocorrem associadas às dobras (fig. 8a, 8b). As superfícies axiais nas três dobras apresentam variação de até 50° na direção, com mergulhos de 63 a 83° para NW ou SE. Em relação à superfície axial, estas dobras se classificam como verticais a acentuadamente inclinadas, e em relação à charneira como dobras sem caimento ou com caimento suave (conforme a classificação de Fleuty 1964).

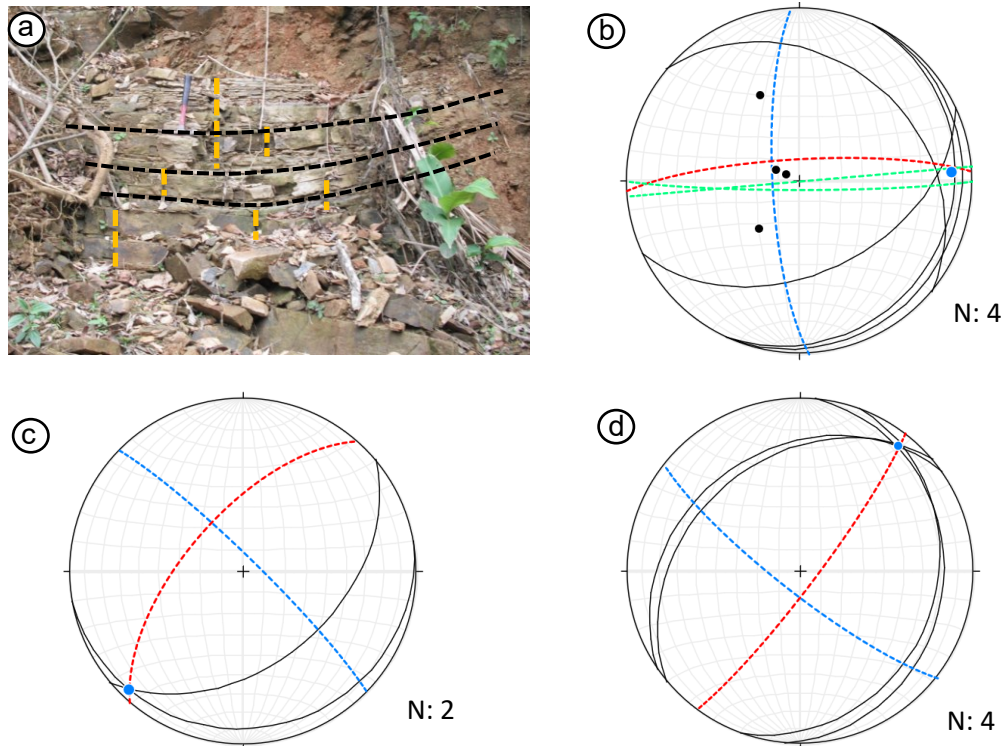


Figura 8. Exemplos de dobras métricas na Formação Taciba. a) Sinclinal vertical, aberta, em camadas de arenito (linhas tracejadas pretas) com planos de fraturas (linhas tracejadas laranjas) paralelos à superfície axial (ponto 1). O martelo tem 32 cm de comprimento. b, c, d) Estereogramas com os elementos de dobras nos pontos 1, 9 e 15, respectivamente. Grandes círculos pretos: planos de acamamento sedimentar; pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado; grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: charneira de dobra; grandes círculos tracejados verdes: fraturas. Rede equiárea, hemisfério inferior.

Em 4 afloramentos foram analisadas dobras decamétricas. No ponto 17, situado na porção NE da área entre a Bacia do Itajaí e o granitoide do embasamento (fig. 5), uma sinclinal é visível ao longo dos 70 m do afloramento em perfil. Na região, o traço da zona de cisalhamento sofre uma deflexão e sua orientação muda de N50E para N30E. No local ocorrem camadas de arenito centimétricas intercaladas com camadas de siltito. Os flancos desta dobra têm os maiores mergulhos observados, entre 15° e 48° (fig. 9a, 9c). Na porção central da dobra, onde as camadas estão horizontais, ocorre estrutura em *duplex*, formada por *horses* centimétricos em camadas de arenitos (fig. 9b). Esta estrutura indica transporte de N310 para N130. No flanco ESE da dobra é visível o contato arenito-granitoide (fig. 9c). Junto ao contato as camadas sedimentares não apresentam dobras menores ou estruturas frágeis, que seriam esperadas se as camadas tivessem sido pressionadas contra o granitoide. As características sugerem que no contato o mergulho acentuado das camadas sedimentares resulta do alçamento do granitoide, e não do empurrão do arenito de encontro ao granitoide. Com base em 11 medidas (fig. 9d) foram definidos um ângulo interflancos de 118° (dobra suave), uma superfície axial com orientação N23E/80SE e uma charneira com caimento N024-09. A orientação aproximada da estrutura no terreno é esboçada na figura 9e.

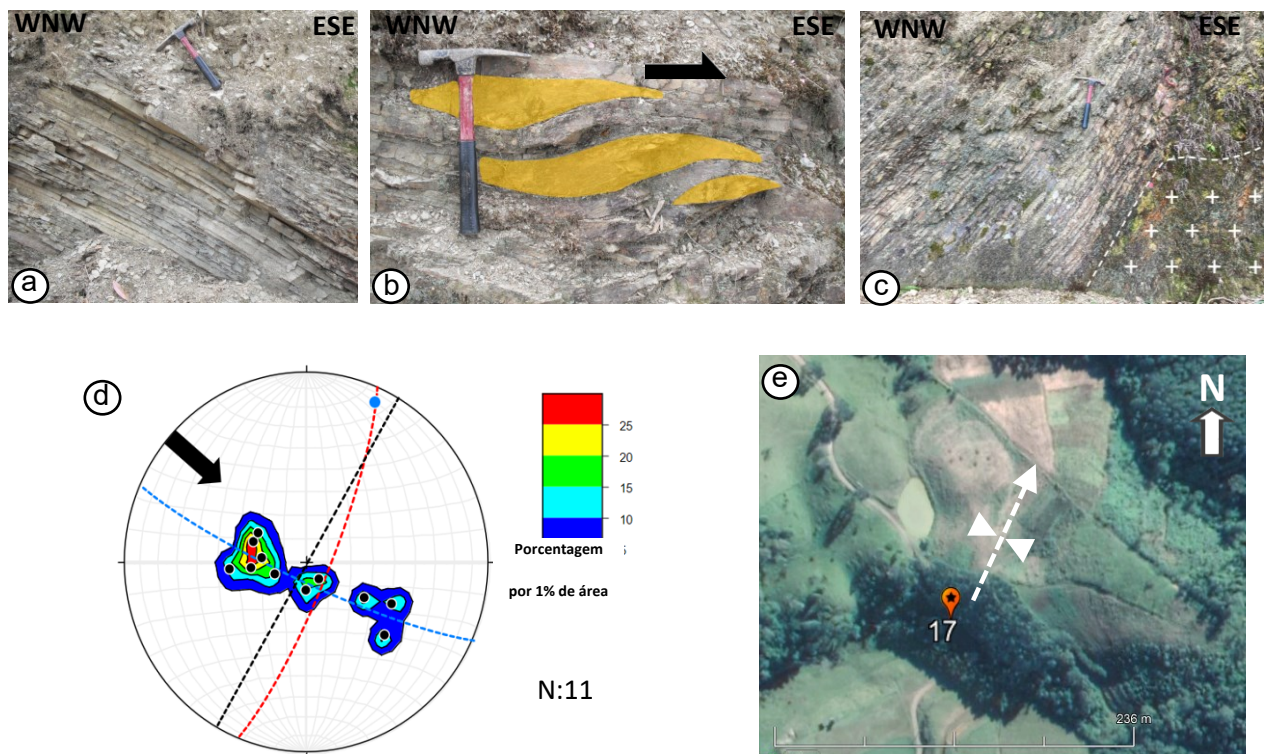


Figura 9. Sinclinal decamétrica no ponto 17. a) Acamamento sedimentar com mergulho de 30° para ESE. b) *Horses* em duplex na região da superfície axial da dobra. c) Acamamento sedimentar com mergulho de 48° para WNW no contato com granitoide do embasamento. O martelo tem 32 cm de comprimento. d) Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado (plano de perfil); grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: eixo de dobra; flecha preta: sentido de transporte indicado pela estrutura em *duplex*. Rede equiárea, hemisfério inferior. e) Posição aproximada da estrutura no terreno.

Os pontos 19 e 4 estão na porção SW da área (fig. 5). O afloramento 19, formado por arenitos com camadas decimétricas está estratigraficamente acima do afloramento 4, que é formado por camadas de arenito com intercalações de siltitos. Entre os dois afloramentos está colocada uma soleira de diabásio com cerca de 20 m de espessura. Nos dois afloramentos as rochas estão dobradas. No ponto 19 os mergulhos são de baixo ângulo para os quadrantes de E (fig. 10a). No ponto 4 os mergulhos são mais acentuados para o quadrante SE (fig. 10b e 10c). A estrutura delineada com 7 medidas de acamamento sedimentar nos dois afloramentos tem ângulo interflancos de 135° (dobra suave), superfície axial com orientação N49E/84NE e charneira com caimento N230-08. Fraturas de tração paralelas à superfície axial da dobra ocorrem no pacote superior de arenitos (fig. 10a, 10c). O esboço da orientação da estrutura no terreno é mostrado na figura 10d.

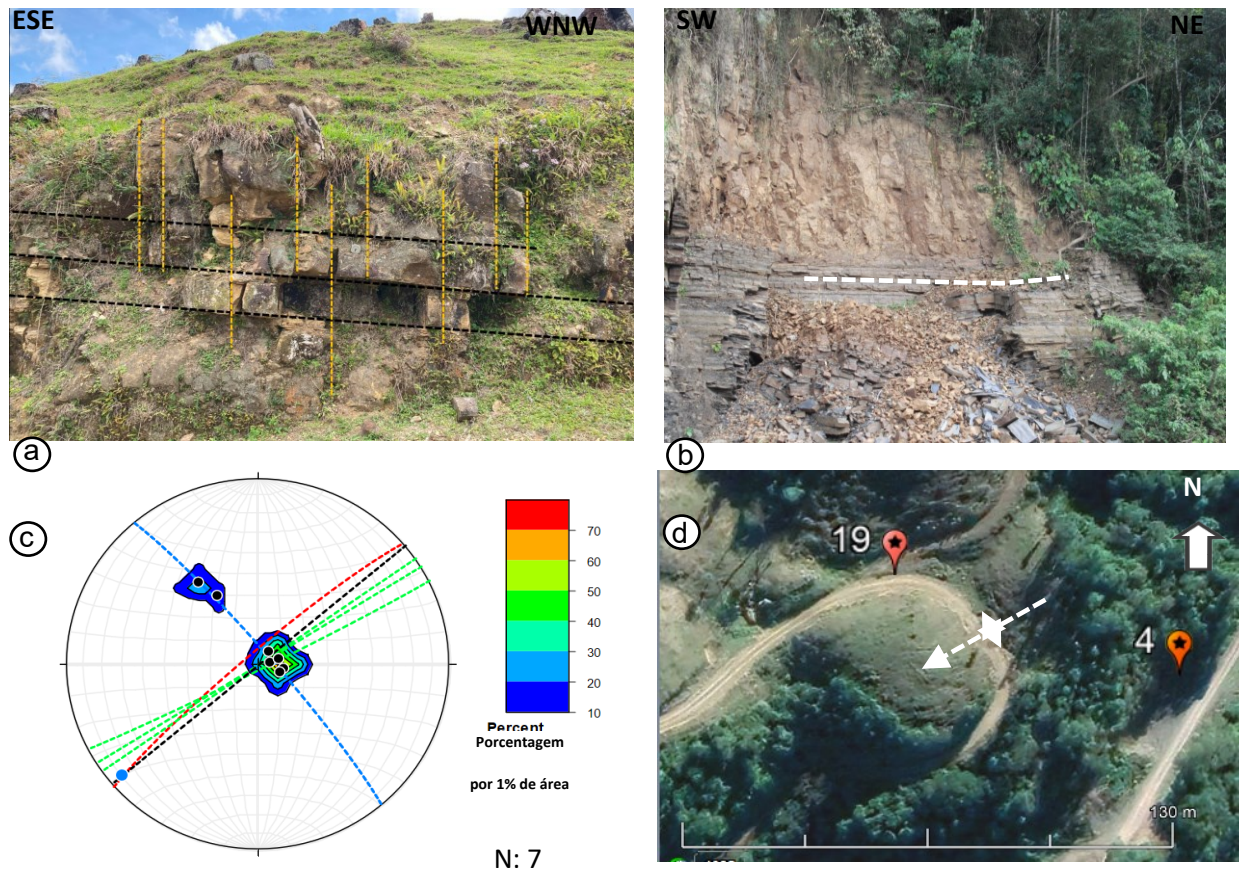


Figura 10. Anticlinal decamétrica nos pontos 19 e 4. a) Acamamento sedimentar (linhas tracejadas pretas) no ponto 19, em flanco de dobra com mergulho de 10° para NW, com planos de fraturas (linhas tracejadas laranjas) paralelos à superfície axial. b) Contato de base de soleira de diabásio com camadas de arenito com intercalações de siltitos no ponto 4. c) Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado (plano de perfil); grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: eixo de dobra; grandes círculos tracejados verdes: fraturas. Rede equiárea, hemisfério inferior. d) posição aproximada da estrutura no terreno.

No ponto 3 o traço da zona de cisalhamento tem orientação N50E. No afloramento, uma anticlinal decamétrica é delineada por uma soleira de diabásio com cerca de 20 cm de espessura intercalada na sequência de arenitos (fig. 11a) e por camadas de arenito com mergulho elevado (fig. 11b). A estrutura definida com base em 14 medidas de acamamento sedimentar tem ângulo interflancos de 148° (dobra suave), superfície axial com orientação N63E/83NW e charneira com caimento N063-02 (fig. 11c). No afloramento há fraturas de tração com orientação próxima da orientação da superfície axial (fig. 11c). A orientação aproximada da estrutura no terreno é esboçada na figura 11d.

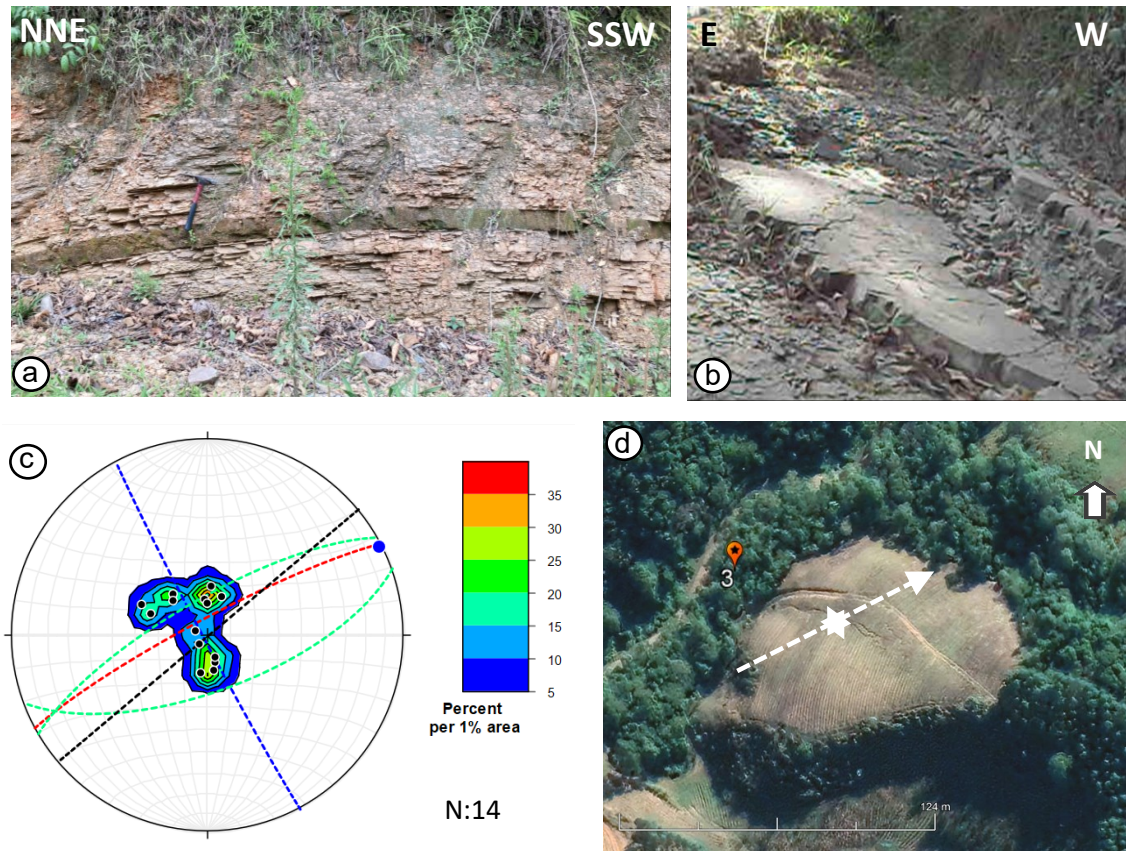


Figura 11. Anticlinal decamétrica no ponto 3. a) Soleira de diabásio decimétrica em camadas de arenito com mergulho para NW. b) Camadas de arenito em flanco de dobra com mergulho para SW. c) Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba no ponto 3. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimob; pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado (plano de perfil); grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: eixo de dobra; grandes círculos tracejados verdes: fraturas. Rede equiárea, hemisfério inferior. d) posição aproximada da estrutura no terreno.

4. Discussão

Na região de Faxinal, no limite entre os municípios de Apiúna e Presidente Nereu (SC), o limite erosivo oriental da Bacia do Paraná é marcado pelo contato do Grupo Itararé com o embasamento da bacia. O embasamento é formado pela Bacia do Itajaí, pelo Complexo São Miguel e pelo Cinturão Dom Feliciano. O Grupo Itararé na região é representado por arenitos da Formação Taciba, unidade estratigráfica posicionada na porção superior do grupo. Duas áreas com granitoides do Complexo São Miguel expostos em meio aos arenitos evidenciam que na região a Formação Taciba assenta sob o embasamento.

Produtos de sensores remotos mostram que na região o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimob é morfologicamente marcado pelo vale com orientação N50E a N30E onde estão encaixados os córregos Rio Novo e Boa Esperança. Ao longo do vale, em afloramentos de arenitos da Formação Taciba ocorrem planos de falha verticais com estrias horizontais. Estas feições materializam a zona de

cisalhamento na bacia. A estrutura da zona de cisalhamento é pouco desenvolvida. A zona de falha tem espessura métrica e raramente é visível uma zona de dano. Este dado sobre a espessura da zona de falha deve ser considerado com prudência. As relações estabelecidas entre espessura e rejeito de zonas de cisalhamento (Hull 1988) indicam que para uma zona de cisalhamento com espessura métrica os rejeitos associados são no máximo decamétricos. É possível que a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó seja formada por várias zonas de falha aproximadamente paralelas, que não foram identificadas neste trabalho.

As estruturas principais na região são dobras métricas a decamétricas, simétricas, abertas a suaves, com superfícies axiais de alto ângulo e charneiras aproximadamente horizontais. Os traços das superfícies axiais destas dobras são paralelos ou fazem ângulos de até 30° com o traço da zona de cisalhamento (fig. 12).

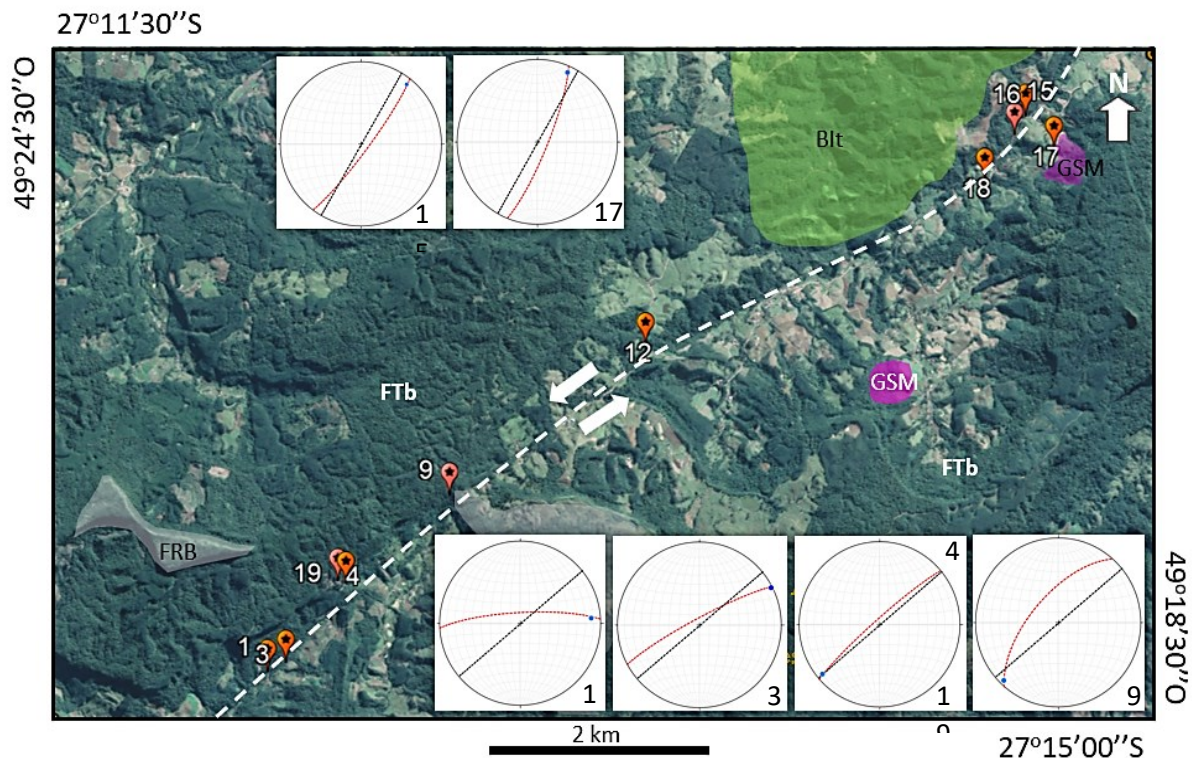


Figura 12. Estereogramas com o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e superfícies axiais das dobras em afloramentos ao longo do perfil estudado. A forma helicoidal das superfícies axiais é indicada pela variação no sentido dos mergulhos, para NW ou SE. Os estereogramas dos pontos 1 e 3 manifestam o movimento lateral esquerdo na reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

Os mergulhos das superfícies axiais para NW ou SE manifestam sua forma helicoidal. Estas características, considerando o conjunto das estruturas analisadas, permite classificar as dobras como escalonadas. As relações angulares entre charneiras e o traço da zona de cisalhamento observadas nas dobras dos pontos 1 e 3, na extremidade SW do perfil (fig. 12) permitem determinar, com base no modelo de Sylvester (1988) (fig. 1), que a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó se deu com movimento lateral esquerdo. O mesmo sentido de movimento para uma reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó foi verificado por Rostirolla *et al.* (2003) em um estudo sobre a zona de cisalhamento em maior escala. A persistência do estilo e orientação das dobras ao longo do perfil, com cerca de 10 km de extensão, indica que sua formação está relacionada à ação de esforços tectônicos. A existência

de estruturas em *duplex* junto a camadas dobradas sugere que, ao menos nas sequências com camadas de siltito intercaladas no arenito, as dobras se formaram por flambagem, com deslizamentos ao longo das camadas de siltitos em resposta a um esforço principal (σ_1) paralelo ao acamamento sedimentar.

Algumas considerações podem ser feitas sobre a origem dos esforços responsáveis pela reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) consideraram que a alta taxa de subsidência da Bacia do Paraná no Neopermiano poderia estar associada ao clímax da Orogenia Sanrafaélica, que se desenvolveu no Permo-Carbonífero (290 Ma) onde hoje se encontra a Cadeia Andina. A reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (Rostirolla *et al.* 2003) e a formação de estruturas de deformação nos Arenitos Vila Velha (PR) (Trzaskos *et al.* 2006) foram relacionadas a esta orogenia. Foi então constatado que a distância da Bacia do Paraná ao orógeno (2000 km) não permite que uma relação direta de causa e efeito possa ser estabelecida entre a subsidência neopermiana da Bacia do Paraná e a Orogenia Sanrafaélica (Milani 2004).

Não há dados geocronológicos que indiquem reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. A mineralização de Pb na Mina Ribeirão da Prata, alojada na zona de cisalhamento e considerada pós-tectônica (Biondi *et al.* 1992), tem idade estimada em 534 Ma (Rocha *et al.* 2005). Por outro lado, planos de falha verticais em rochas da Formação Teresina, junto ao traço da zona de cisalhamento na região de Petrolândia (Rostirolla *et al.* 2003), circunscrevem a reativação ao final do Permiano - Triássico.

5. Conclusão

1. O vale onde se encaixam os córregos Boa Esperança e Rio Novo, na região de Faxinal, no limite entre os municípios de Apiúna e Presidente Nereu (SC), marca o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na Bacia do Paraná.
2. Em arenitos da Formação Taciba, ao longo do vale, ocorrem dobras métricas a decamétricas, simétricas, abertas a suaves, com superfícies axiais de alto ângulo e charneiras aproximadamente horizontais. As superfícies axiais são paralelas ou fazem ângulos de até 30° com a direção do traço da zona de cisalhamento e têm mergulhos para NW ou SE. Estas características permitem classificar as dobras como helicoidais e escalonadas.
3. A persistência do estilo e orientação das dobras ao longo do perfil, com cerca de 10 km de extensão, indica que sua formação está relacionada à influência de esforços tectônicos.
4. A existência de estruturas em *duplex* em meio a camadas dobradas sugere que, ao menos nas sequências com camadas de siltito intercaladas no arenito, as dobras se formaram por flambagem, com deslizamentos ao longo das camadas de siltitos em resposta a um esforço principal (σ_1) paralelo ao acamamento sedimentar.
5. A relação angular entre as charneiras de algumas dobras e o traço da zona de cisalhamento indica que a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó se deu com movimento lateral esquerdo.

Referências

- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2005. Brazil. *In*: Selley, R.C., Cocks, L.R.M. & Plimer, I.R. (eds.) *Encyclopedia of Geology*. Amsterdam, Elsevier, 1: 306-328.
- Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Artur P.C. & Soares P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 161-162.
- Bader, J.W. 2020. Wrench fault tectonics. *Geo News*. 7: 19-24. Disponível em: https://www.dmr.nd.gov/ndgs/documents/newsletter/2020Winter/Wrench_Fault_Tectonics.pdf > Acesso em: 29 maio 2023.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga Jr., O. & Passarelli, C.R. 2011. Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Earth Science Research Journal*, 32(1): 324-350.
- Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga Jr., O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Tassinari, C.C.G. & Cordani, U.G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183: 112–144.
- Basei, M.A.S., Nutman, A., Grasso, C.B., Vlach, S., Siga Jr., O. & Osako, L. 2008. The cryogenian rift-related granitogenesis of the Dom Feliciano belt, Southern Brazil. *In*: INTERNATIONAL SHRIMP WORKSHOP, 4,2008, Saint-Petersburg. *Abstract Volume* 24-26.
- Biddle, K.T. & Wielchowsky, C.C. 1994. Hydrocarbon traps. *In*: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.) *The petroleum system—from source to trap: AAPG Memoir*, 60: 219-235.
- Biondi, J.C., Schicker, G. & Bugalho, A. 1992. Processos mineralizadores em bacias tardi-orogênicas: 1 – Influência das estruturas rígidas na geração dos depósitos da Minepar e do Ribeirão da Prata, Grupo Itajaí (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1): 275-288.
- Bruno, H., Almeida, J., Heilbron, M., Salomão M. & Cury, L. 2018. Architecture of major precambrian tectonics boundaries in the northern part of the Dom Feliciano Orogen, southern Brazil: implications for the west Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences* 86: 301-317. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.018>.
- Campos, R.S., Philipp, R.P., Massonne, H.-J., Chemale Jr, F. & Theye, T. 2011. Petrology and isotope geology of mafic to ultramafic metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex, southern Brazil. *International Geology Review* 54(6): 686–713. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.569393>.
- Cardozo, N. & Allmendinger, R.W., 2013, Spherical projections with OSX Stereonet: *Computers & Geosciences*, 51: 193-205.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B. & Thomaz Filho, A. 2008. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências Petrobras*, 17(1): 205-219.
- Dürr, S.B. & Dingeldey, D.P. 1996. The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. *Geology*, 24(6): 503-506. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0503:TKBNPO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0503:TKBNPO>2.3.CO;2).
- EPE 2020. Comitê para revitalização das atividades de exploração e produção de petróleo e gás natural em áreas terrestres – REATE. Relatório subcomitê potencial de petróleo e gás onshore. MME/EPE, Brasília. 132 p.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4): 461-492.

- França, A.B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2: 47-191.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 2). *Boletim de Geociências Petrobrás*, 3 (1/2): 17-28.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Jelinek, A.R., Santos, M.N., Borba, M.L., Justino, D., Bertotti, A.L. & Alessandretti, L. 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, 180(1): 156-182. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.002>
- Harding, T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(7): 1290-1304. <https://doi.org/10.1306/83D91669-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Hartmann, L.A., Basei, M.A.S. & Simas, M.W. 1999. Geochemistry of the Lower Proterozoic granulite-facies Grant syenite gneiss, Barra Velha, Santa Catarina State, southern Brazil. *Pesquisas em Geociências*, 25: 3-9.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J. & Janasi, A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203-234.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R. & Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Parana Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2): 381-399.
- Hull, J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10(4): 431-435.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. & Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26: 503-517.
- Limarino, C.O., Césari, N.S., Spalletti, L.A., Taboada, C.A., Isbell, J.L., Geuna, S. & Gulbranson, E.L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25: 1396-1421.
- Lisle, R.J. & Leyshon, P.R. 2018. Técnicas de projeção estereográfica para geólogos e engenheiros civis. Florianópolis, Editora da UFSC, 125p.
- Milani, E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basin of Southern Africa*. Rotterdam, Balkema, 101-108.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (orgs.) *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Becca, 265-279.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobras*, 15(2): 265-287.
- Naylor, M.A., Mandi, G. & Sijpestein, C.H.K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8(7): 737-752. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90022-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90022-2).

- Odone, F. & Vialon, P. 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*, 99: 31-46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90168-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90168-3).
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O. & Harara, O.M.M. 2018. The Luis Alves and Curitiba terranes: continental fragments in the Adamastor Ocean. *In: Siegesmund et al. (eds.) Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*, p. 189-215. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_8.
- Percival, J.J., Konopásek, J., Eiesland, R., Sláma, J., Campos, R.S., Battisti, M.A. & Bitencourt, M.F. 2021. Pre-orogenic connection of the foreland domains of the Kaoko–Dom Feliciano–Gariép orogenic system. *Precambrian Research* 354, 106060. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106060>.
- Richard, P. 1990. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaín d'Étude Structurale des Socles*, 34, 382 p.
- Rocha, F.F.N., Bastos Neto, A.C., Remus, M.V.D. & Pereira, V.P. 2005. A fonte dos metais da Mina de Ouro do Schramm, Santa Catarina: evidências de dados de isótopos de Pb e elementos terras raras. *Pesquisas em Geociências*, 32(1): 51-31. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19538>.
- Rostirolla, S.P., Mancini, F., Rigoti, A. & Kraft, R. P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 287-300.
- Selley, R.C. & Sonnenberg, S.A. 2023. Traps and seals. *In: Selley, R.C., Sonnenberg, S.A. (eds.) Elements of Petroleum Geology*, 4th edition, Cambridge, Academic Press, 361-418. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822316-1.00007-0>.
- Silva, L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozoicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1): 60-73.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-1703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100%3C1666:SSF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100%3C1666:SSF%3E2.3.CO;2).
- Tchalenko, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 1625-1640. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1625:SBSZOD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2).
- Toniolo, J.A. & Souza, M.B.G. 2015. Metalogenia das bacias neoproterozoico-eopaleozoicas do sul do Brasil: estado de Santa Catarina, Porto Alegre, CPRM, 201 p.
- Trzaskos, B., Vesely F.F., Rostirolla S. P. 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 58: 89-104.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. & Seely, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57: 74-96. <https://doi.org/10.1306/819A424A-16C5-11D7-8645000102C1865D>.
- Zalán, P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3): 245-257.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto E.V.S. & Cerqueira, A.M. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F. & Eidel, J.J. (eds.) Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 51: 681-708.

6. CONCLUSÕES GERAIS

Neste trabalho são abordadas estruturas de deformação tectônica na Formação Taciba do Grupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina. As estruturas analisadas são *kink bands* que ocorrem no município de Alfredo Wagner e dobras escalonadas que ocorrem na região limítrofe dos municípios de Apiúna e Presidente Nereu.

6.1 SOBRE AS *KINKS BANDS*

1. Estas estruturas ocorrem em folhelhos da Formação Taciba, e afloram na cota de 500 m, sugerindo que todas as estruturas analisadas se encontram em um mesmo nível estratigráfico.
2. Estas estruturas são decimétricas a métricas em sua maior extensão, com espessuras centimétricas entre os planos de *kink*, e ocorrem associadas a falhas inversas e dobras em *chevron*.
3. Em lâminas delgadas observa-se que o folhelho argiloso escuro nas *kink bands* tem leitões submilimétricos de *mud draps* perfeitamente preservados. Não há atributos associados às *kink bands* que permitam relacionar sua origem à deformação de sedimentos inconsolidados (*soft sediment deformation*).
4. A existência de estruturas de acomodação em dobras em *chevron* (que se formam onde há a alternância de camadas competentes e incompetentes de espessuras diferentes e com contraste de ductilidade) indica que as *kink bands* se desenvolveram após a litificação.
5. Em escala de afloramento e em microescala nos folhelhos são visíveis planos de descolamento relacionados às *kink bands*.
6. As *kink bands* e estruturas associadas apresentam um arranjo geométrico e cinemático coerente. Da análise dinâmica se conclui que um eixo de paleoesforço principal (σ_1) com direção em torno de N035 a N050 e caimento de poucos graus está na origem da sua formação.
7. A determinação do esforço principal paralelo às camadas (horizontal) indica um contexto compressivo. Portanto, as *kink bands* não podem ser relacionadas à tectônica extensional que prevaleceu na abertura do Atlântico Sul, com esforço compressivo principal vertical e perpendicular às camadas.

8. Na caracterização geométrica, os valores obtidos para os parâmetros de Anderson (1987) indicam que as *kink bands* encontram-se em diferentes estágios de evolução. Os parâmetros de Cosgrove (1998) indicam que nos folhelhos da Formação Taciba existem *kink bands* no estágio de abertura máxima, que podem funcionar como conduto de fluidos, e outras alcançaram o estágio de abertura máxima.

6.2 SOBRE AS DOBRAS ESCALONADAS

1. O traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na Bacia do Paraná na região de Faxinal, no limite entre os municípios de Apiúna e Presidente Nereu, é marcado pelo vale onde se encaixam os córregos Boa Esperança e Rio Novo.
2. Em arenitos da Formação Taciba, ao longo do vale, ocorrem dobras métricas a decamétricas, simétricas, abertas a suaves, com superfícies axiais de alto ângulo e charneiras aproximadamente horizontais.
3. As superfícies axiais das dobras têm orientações (de N30E a N50E) próximas da direção do traço da zona de cisalhamento.
4. A persistência do estilo e orientação das dobras ao longo do perfil, com cerca de 10 km de extensão, indica que sua formação é relacionada esforços tectônicos.
5. A existência de estruturas em duplex sugere que, ao menos nas sequências com camadas de siltito intercaladas no arenito, as dobras se formaram por flambagem, com deslizamentos ao longo das camadas de siltitos em resposta a um esforço principal (σ_1) paralelo ao acamamento sedimentar.
6. O paralelismo entre superfícies axiais e traço da zona de cisalhamento, assim como as exposições de granitoides em meio a rochas da Formação Taciba, indicam que a superfície topográfica exposta na região está próxima do embasamento da bacia.
7. A relação angular entre as charneiras de algumas dobras e o traço da zona de cisalhamento indica que a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó se deu com movimento lateral esquerdo.

Por fim, os dados obtidos informam sobre a “estratigrafia mecânica” (Ferrill *et al.* 2017) da Formação Taciba. Arenitos e folhelhos respondem aos esforços tectônicos de maneiras diferentes. Diferentes estruturas se formam em razão de diferenças na composição (arenitos, arenitos com intercalações de folhelhos,

folhelhos) e na espessura das camadas (laminação plano paralela centimétrica nos folhelhos, camadas decimétricas nos arenitos). Os arenitos são competentes (mecanicamente rígidos) e a espessura das suas camadas determina o comprimento de onda das dobras. Em relação às dobras escalonadas, o arenito é a “unidade lítica estrutural dominante” (Currie *et al.* 1962). Por outro lado, os folhelhos são incompetentes e apresentam níveis de descolamento, que facilitam a formação de *kink bands* centimétricas, assim como os demais deslocamentos de origem tectônica. Por mais óbvia que possa parecer a constatação, não se espera a formação de *kink bands* em camadas de arenitos.

Este quadro mostra que a análise tectônica de áreas de bacias com base em produtos de sensoriamento remoto deve ser realizada com cautela. Em regiões de relevo acidentado, ou com grandes desníveis, como nas duas áreas estudadas, é grande a possibilidade de estarem aflorando várias unidades estratigráficas com diferentes tipos de estruturas de deformação. Deve-se ter em mente que estruturas tectônicas que aparecem lado a lado na imagem podem não ter se formado no mesmo período ou era geológica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aber J.S. 1982. Model for glaciotectonism. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. **30**: 79-90.
- Aber J.S. e Ber A. 2007. Dynamism of glaciotectonic deformation. *In: Glaciotectonism. Developments in Quaternary Sciences*, Amsterdam, Elsevier. **6**: 191-202.
- Alkmim F.F. e Martins-Neto M.A. 2005. Brazil. *In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R (eds.) Encyclopedia of Geology*. Amsterdam, Elsevier. **1**: 306-328.
- Allen J.R.L. 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Vol. II. Elsevier, New York. 663 pp.
- Alsop G.I., Weinberguer R., Marco S., Levi T. 2019. Identifying soft-sediment deformation in rocks. *Journal of Structural Geology*. **125**: 248-255.
- Anderson T.B. 1987. Kink bands. *In: Structural Geology and Tectonics. Encyclopedia of Earth Science*. Berlin, Springer.
- Anjos C.E. 1986. Tectônica da borda da Bacia do Paraná e do seu embasamento na região de Itajaí-Lajes – SC – Uma abordagem com imagens fotográficas do sistema Landsat e mosaicos de radar. Tese, Instituto de Geociências USP. 160 p.
- Araújo-Gomes J. 2013. Deformações em sedimentos finos não consolidados interpretadas como sismitos. *Finisterra*. **95**: 125-138.
- Artur P.C., Soares P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **32**(4): 161-162.
- Bakker M.A.J. e Van der Meer J.P.M. 2003. Structure of a Pleistocene push moraine revealed by GPR: the eastern Veluwe Ridge, The Netherlands. *Geological Society of London Special Publications*. **211**: 143-151.
- Bartlett W. L., Friedman M., Logan J. M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*. **79**: 255-277.
- Bergamaschi S., Oliveira R.M.A.G., Campos V.M.J.S, Souza G.P., Pinto G.F., Pessano P.C., Ade M.V.B., Pinheiro A.E.P., Martins M.V.A. 2016. Paleoenvironmental evolution of the Itararé Group (Paraná Basin) in the regions of Santo and Itu, East of São Paulo state, Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*. **1**(1): 139-152.
- Bizhu H. e Xiufu Q. 2015. Advances and overview of the study on paleo-earthquake events: a review of sismites. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. **89**: 1702-1746.
- Bjørlykke K. 2010. Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics, Berlin, Springer. 508 p.

- Butler R.W.H., Eggenhuisen J.T., Haughton P., McCaffrey W.D. 2016. Interpreting syndepositional sediment remobilization and deformation beneath submarine gravity flows; a kinematic boundary layer approach. *Journal of the Geological Society of London*. **173**: 46-58.
- Calvo J.P., Rodriguez-Pascua M., Martin-Velazquez S., Jimenez S., Vicente G. 1988. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology* **45**: 279–292.
- Cardozo N. e Allmendinger R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*. **51**: 193- 205.
- Carneiro C.D.R. e Costa F.G.D. 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didática*. **2**: 34-53.
- Christie-Blick N., e Biddle K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T. e Christie-Blick, N. (eds.) Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*. **37**: 1-34.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Thomaz Filho A. 2008. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências Petrobras*. **17**(1): 205-219.
- Cosgrove J.W. 1998. The role of structural geology in reservoir characterization. In: Coward M.P., Daltaban T.S, Johnson H. (eds.) Structural geology in reservoir characterization. *Geological Society of London Special Publication*. **127**: 1-13.
- Cosgrove J.W. 2005. Folding. In: Selley R.C., Cocks L.R.M., Plimer I.R. (eds.) Encyclopedia of geology. Amsterdam, Elsevier. **5**: 339-351.
- Cosgrove 2015. The association of folds and fractures and the link between folding, fracturing and fluid flow during the evolution of a fold–thrust belt: a brief review. In: Richards, F. L., Richardson, N. J., Rippington, S. J., Wilson, R. W. & Bond, C. E. (eds.) 2015. Industrial Structural Geology: Principles, Techniques and Integration. *Geological Society of London Special Publications*. **421**: 41–68.
- Couto D. Jolivet L., Suc J.P., Augier R., Gumiaux C., Popescu S.M., Gorini C. 2019. Excursion dans les bassins sédimentaires miocènes des cordillères Bétiques orientales. *Géochroniques*. **151**: I-VIII.
- Currie, J.B., Patnode, H.W., Trump, R.P. 1962. Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*. **73**: 655-674.
- Dewey J.F. 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*. **1**: 459-494.
- EPE 2020. Comitê para revitalização das atividades de exploração e produção de petróleo e gás natural em áreas terrestres – REATE. Relatório subcomitê potencial de petróleo e gás onshore. MME/EPE, Brasília. 132 p.

- Ferrill, D.A., Morris, A.P., McGinnis, R.N., Smart, K.J., Wigginton, S.S., Hill, N.J. 2017. Mechanical stratigraphy and normal faulting. *Journal of Structural Geology*. **94**: 275-302.
- França A.B. e Potter P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **2**: 47-191.
- França A.B. e Potter P.E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 2). *Boletim de Geociências Petrobrás*. **3**(1/2): 17-28.
- Gladstone C., McClelland H.L.O., Woodcock N.H., Pritchard D., Hunt J. H. 2018. The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites. *Sedimentology*. **65**: 1800-1825.
- Holz M., França A.B., Souza P.A., Iannuzzi R., Rohn R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Parana Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*. **29**(2): 381-399.
- Limarino C.O, Césari N.S., Spalletti L.A., Taboada C.A., Isbell J.L., Geuna S., Gulbranson E.L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, **25**: 1396–1421.
- Lisle R.J. e Leyshon P.R. 2018. Técnicas de projeção estereográfica para geólogos e engenheiros civis. Florianópolis, Editora da UFSC. 125p.
- Maltman A. 1984. On the term 'soft-sediment deformation'. *Journal of Structural Geology*. **6**: 589-592.
- Maxwell J.C. 1964. Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. **48**(5): 697-709.
- Milani E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. *In*: de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds.) Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basin of Southern Africa. Rotterdam, Balkema. 101-108.
- Milani E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental. Tese, Instituto de Geociências – UFRGS.
- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Becca. p. 265-279.

- Milani E.J., Assine M.L., Soares P.C., Daemon R.F. 1995. A sequência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências, Petrobras*. **9**(2-4): 301-320.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobras*. **15** (2): 265-287.
- Milani E.J. e Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4): 473-484.
- Milani, E.J. e Szatmari, P. 2020. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobras. *In: Bartorelli, A., Teixeira, W., Brito Neves, B.B. (orgs.) Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo, Solaris. p. 357-391.*
- MINEROPAR. 2007. Relatório final do mapeamento geológico da Folha de Ponta Grossa (1:100.000). 245p.
- Montenat C., Barrier P., Ott d'Estevou P., Hibsich C. 2007. Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*. **196**: 5-30.
- Moretti M. e Sabatto L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*. **196**: 31-45.
- Mutti E. 1992. Turbidite sandstones. Milano. AGIP – Istituto de Geologia Università di Parma. 267p.
- Nichols G. 2009. Sedimentology and stratigraphy. 2nd ed. Chichester, Wiley-Blackwell. 432 p.
- Odonne F., Vialon P. 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*. **99**: 31-46.
- Paterson M.S., Weiss L.E. 1966. Experimental deformation and folding of phyllite. *Geological Society of America Bulletin*. **7**: 343-374.
- Pinto M.L., Vidotti R.M. 2019. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*. **90**: 216-232.
- Ragan D.M. 2009. Structural geology: an introduction to geometrical techniques. 4th ed. Cambridge, Cambridge University Press. 607p.
- Ramsay J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill. 568p.
- Ramsay J.G. 1974. Development of chevron folds. *Geological Society of America Bulletin*. **85**: 1741-1754.

Richard P. 1989. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. Thèse. Editions du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles. Université Rennes I. 342 p.

Richard P., Cobbold P. R. 1991. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonophysics*. **188** (1) :133-141.

Richard P., Loyo B., Cobbold P. 1989. Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. *Comptes Rendus de la Académie des Sciences*. **309**. série II: 1061-1066.

Rodrigues M.C.N.L. 2019. Estilos estruturais e processos de deformação em depósitos de transporte em massa. Tese, PPGGeologia UFPR. 142 p.

Rodrigues M.C.N.L., Trzaskos B., Alsop G. I., Vesely F.F. 2020. Making a homogenite: An outcrop perspective into the evolution of deformation within mass-transport deposits. *Marine and Petroleum Geology*. 112.

Rodrigues M.C.N.L., Trzaskos B., Vesely F.F., Motin T.E. 2021. Diversidade de estilos estruturais e processos de deformação em depósitos de transporte em massa. *Boletim Paranaense de Geociências*. **78**: 83-109.

Rostirolla S.P., Mancini F., Rigoti A., Kraft R. P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **16**: 287-300.

Schneider R.L., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, 28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Anais. **1**:41–65.

Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*. **13**: 155-159.

Seilacher A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*. **55**: 1-12.

Selley R.C. Applied sedimentology. 2000. 2nd ed. Cambridge, Academic Press. 523 p.

Sims J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*. **182**: 161-163.

Stearns D. W. 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Matthews, V., III (ed.) Laramide folding associated with basement block faulting in the Western United States. *Geological Society of America, Memoirs*. **151**: 1–38.

Suss J.F., Vesely F.F., Santa Catharina A., Assine M.L., Paim P.S.G. 2014. O grupo Itararé (Neocarnífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): Sedimentação gravitacional em contexto marinho deltaico com influência glacial. *Geociências*. **33**: 701-719.

- Sylvester A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*. **100**: 1666-1703.
- Tchalenko J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 1625-1640.
- Toniolo, J.A. & Souza, M.B.G. 2015. Metalogenia das bacias neoproterozoico-eopaleozoicas do sul do Brasil: estado de Santa Catarina, Porto Alegre, CPRM, 201 p.
- Trzaskos B., Vesely F.F., Rostirolla S. P. 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. **58**: 89-104.
- Van Loon A.J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*. **15**: 3-55.
- Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. 1973. Basin wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **57**(1): 74-96.
- Xu S., Hao F., Xu C., Wang Y., Zou H., Gong C. 2015. Differential compaction faults and their implications for fluid expulsion in the northern Bozhong Subbasin, Bohai Bay Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*. **63**: 1-16.
- Zalán P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**(3): 245-257.
- Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Appi V.T., Neto E.V.S., Cerqueira A.M. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (eds.). Interior cratonic basins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*. **51**: 681-708.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Astolfi M.A.M., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(3): 242-252.