Pesquisas em Geociências

v. 50, nº 4 (2023)
doi.org/10.22456/1807-9806.133678

Artigo de Pesquisa

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*

Tatiane de Souza NASCIMENTO[1], *Fernando Jacques ALTHOFF*[2] & *Marivaldo dos Santos NASCIMENTO*[3]

[1]Universidade Federal de Santa Catarina, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, Brasil. tsn.geo@gmail.com
[2]Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geologia, Florianópolis, Brasil. fernando.althoff@ufsc.br
[3]Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geologia, Florianópolis, Brasil. marivaldo.nascimento@ufsc.br

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 *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.

Recebido: data: 07/2023
Aceito: data: 12/2023
Publicado: data: 12/2023

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. Dobras escalonadas têm charneiras oblíquas em relação ao plano de cisalhamento (Naylor *et al.,* 1986; Bader, 2020). 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. O modelamento 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 30º 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 45º da falha no embasamento (Odone & Vialon, 1983). Neste experimento as charneiras tornaram-se curvas com o deslocamento progressivo da falha transcorrente; com ângulos de 40º e 45º longe da falha e paralelas à direção da falha junto ao traço da falha. As dobras formadas apresentaram superfície axial vertical (dobras retas) 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 (Odonne & Vialon, 1983). Com base neste experimento foi caracterizada a forma helicoidal da superfície axial de dobras escalonadas (Sylvester 1988).

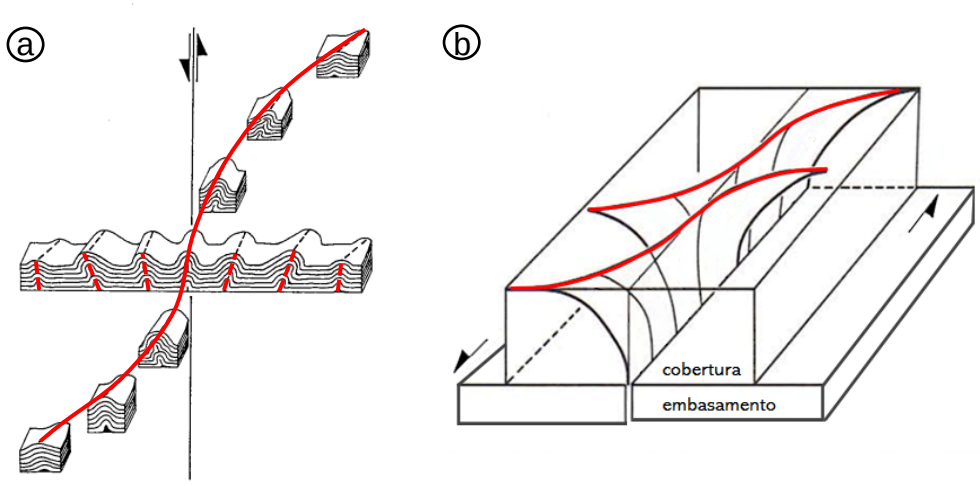

Figura 1. Modelo com orientação de dobras escalonadas em cobertura sedimentar associadas a movimento lateral esquerdo de falha transcorrente no embasamento. a) Perfis sucessivos de dobras escalonadas. A superfície axial inclina progressivamente para o exterior da zona de transcorrência (modificada de Odone & Vialon, 1983). b) Geometria helicoidal teórica de superfícies axiais de dobras escalonadas (modificada de Sylvester, 1988).

Figure 1. En echelon *fold model associated with left lateral transcurrent fault. a) Successive profiles of an* en echelon *fold. The axial surface dips progressively towards the outside of the transcurrent zone (modified after Odone & Vialon, 1983). b) Theoretical helical geometry of axial planes of* en echelon *folds (modified after Sylvester, 1988).*

O modelo (Fig. 1b) mostra que a relação angular entre a falha transcorrente e as charneiras das dobras 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).

Na Bacia do Paraná, exemplos de dobras formadas pela reativação de falhas do embasamento são raros. Dobras quilométricas que são trapas no sistema petrolífero Itararé foram determinadas em seções sísmicas no estado do Paraná (Zalán *et al.,* 1990; Artur & Soares, 2002; Milani, 2004); entre elas a anticlinal aberta que controla estruturalmente o reservatório de gás do campo de Barra Bonita, na Formação Campo Mourão (EPE, 2020). A formação dessas dobras foi associada a reativação do Lineamento (Zona de Cisalhamento) Jacutinga, de orientação NE-SW, no embasamento da bacia (Milani, 2004). A origem dos esforços responsáveis pela reativação ainda é incerta. Inicialmente os esforços foram relacionados à Orogenia Sanrafaélica, que se desenvolveu na margem sul do Gondwana, o que colocaria a reativação no Cisuraliano (290 Ma) (Zalán, 1986; Milani & Ramos, 1998). Posteriormente, em razão da distância entre o orógeno e a Bacia do Paraná, esta relação foi questionada (Milani, 2004).

Este trabalho traz a caracterização e análise estrutural de dobras escalonadas que ocorrem no Grupo Itararé na região de Apiúna – Presidente Nereu (SC). Os dados indicam que as dobras foram geradas pela reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó no embasamento da Bacia do Paraná.

2. Contexto Geológico

2.1 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 & Dingeley, 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 e 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 e 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 (2,2 a 2,1 Ga em migmatitos, Basei *et al.,* 2010). Na região de Nova Rússia (município de

Blumenau), em granitoides da Faixa Ribeirão da Prata (Biondi *et al*., 1992), a zona de cisalhamento hospeda mineralizações pós-tectônicas de Pb-Zn em com idade estimada em 534 Ma (Rocha *et al.,* 2005). A Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é encoberta por rochas da Bacia do Paraná na região de Faxinal, no limite entre os municípios de Apiúna e Presidente Nereu. Desta região, o traço da zona de cisalhamento se estende por mais 60 km na direção SW até encontrar basaltos da Formação Serra Geral em Perimbó (município de Petrolândia - Fig. 2).

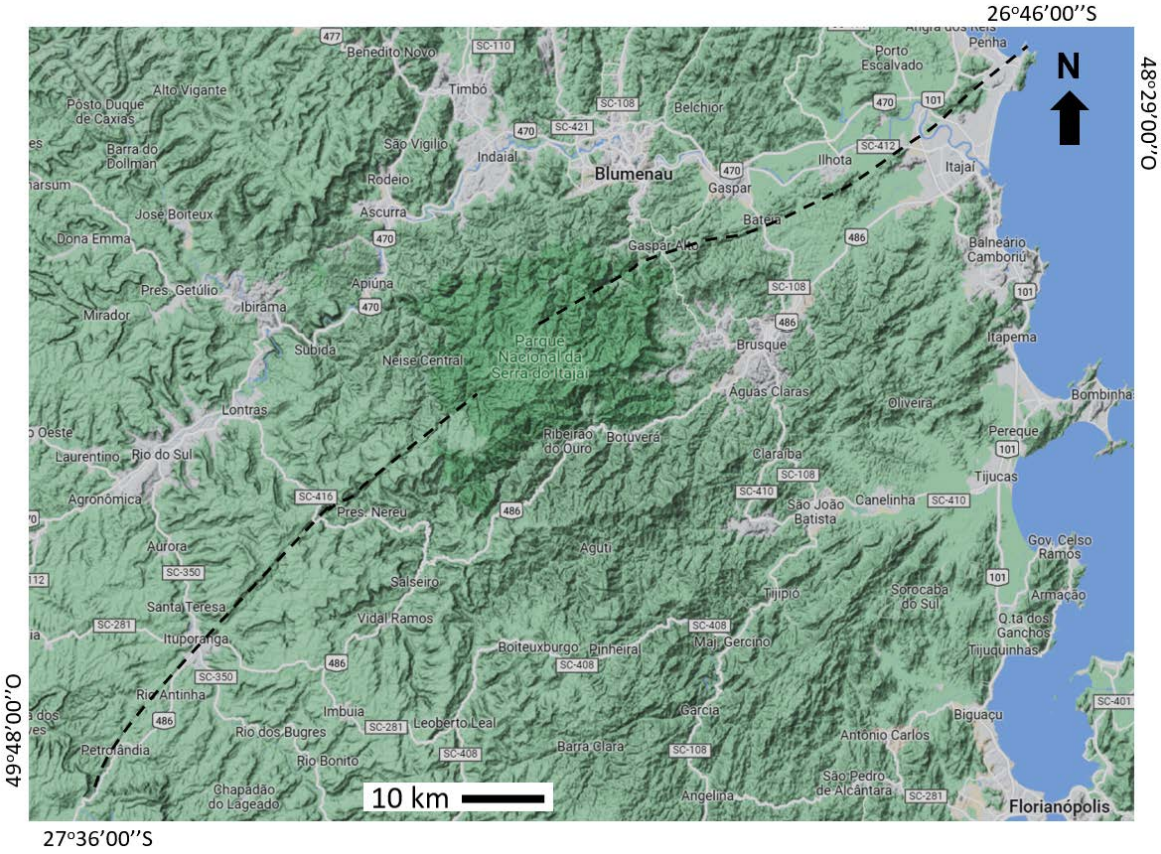

Figura 2. Modelo digital de elevação com o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó no Escudo Atlântico e na Bacia do Paraná em Santa Catarina (Esri Topo).

Figure 2. Digital elevation model with the Itajaí-Perimbó Shear Zone trace on Atlantic Shield and Paraná Basin in Santa Catarina state (Esri Topo).

2.2 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 7000 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 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). Em Santa Catarina, o Cinturão Dom Feliciano é cortado pelas zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino. Estas estruturas de escala crustal, com continuidade na placa Africana, são recobertas pela bacia (Fig. 3).

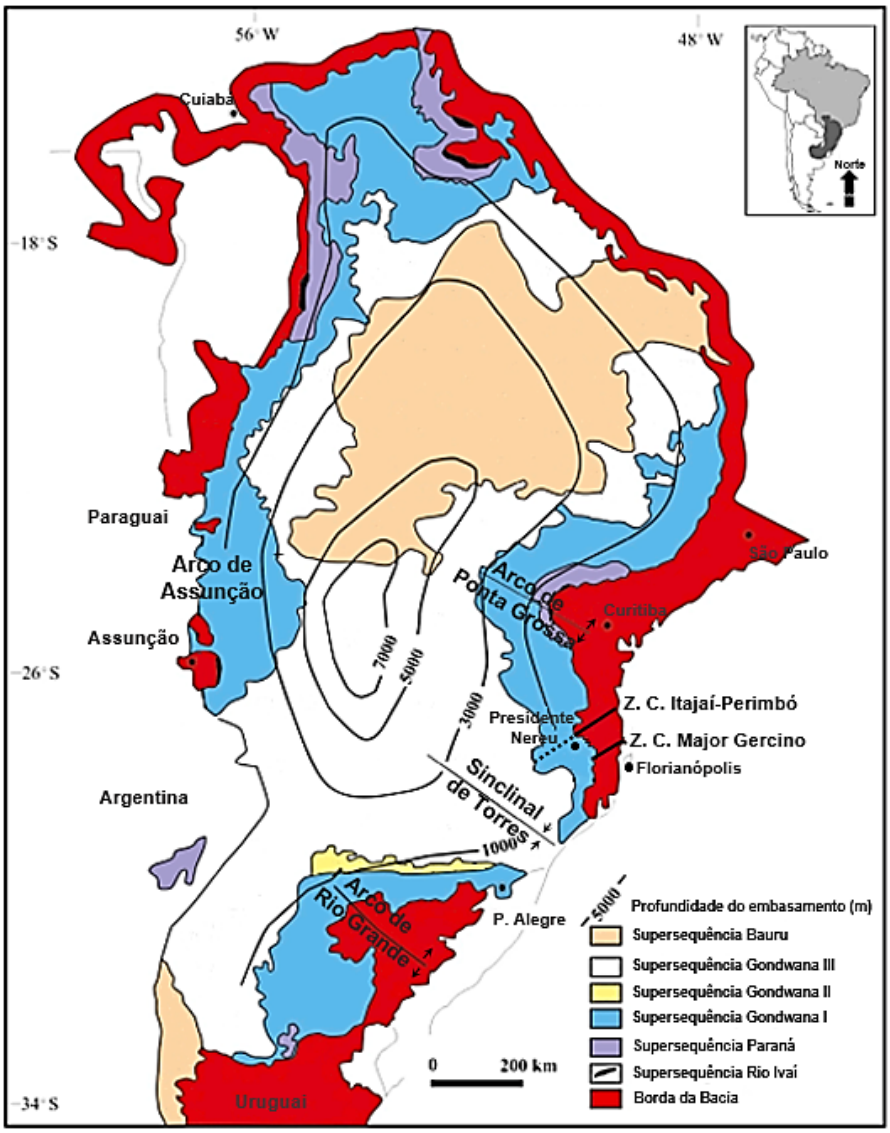

Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com linhas de contorno estrutural para o topo do embasamento. Estão indicadas as localizações das zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino em Santa Catarina (modificada de Milani, 2004).

Figure 3. Simplified geological map of the Paraná Basin with structure contours for the basement surface. With the locations of the Itajaí-Perimbó and Major Gercino shear zones in Santa Catarina (modified after Milani, 2004).

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

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

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

- 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 Brasiliano (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).

2.3 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 & 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 dois tipos principais 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 3000 m (França & Potter, 1989).

Com estas características, o Grupo Itararé constitui 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).

2. 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 é encoberta pela Bacia do Paraná, e a partir daí, no sentido SW, seu traço é marcado pelo vale retilíneo onde estão encaixados os córregos Rio Novo e 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 flui para NE e o córrego Boa Esperança para SW (Fig. 4b). O divisor de águas marca o limite entre os municípios de Apiúna (ao N) e Presidente Nereu (ao S).

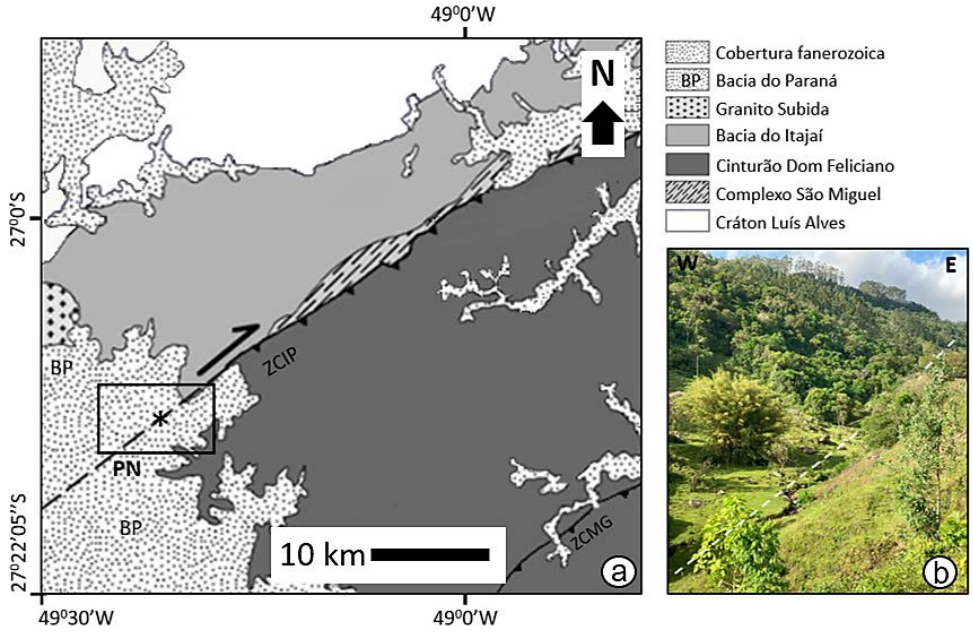

Figura 4. a) Mapa geológico simplificado da região do contato entre a Bacia do Paraná e o embasamento em torno da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP). ZCMG: Zona de Cisalhamento Major Gercino; PN: cidade de Presidente Nereu; *****: local da foto 4b; retângulo preto: área vista na Figura 5. b)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

*Figure 4. a) Simplified geological map of the contact region between the Paraná Basin and the basement around the Itajaí-Perimbó Shear Zone. The acronyms denote Itajaí-Perimbó Shear Zone (ZCIP), Major Gercino Shear Zone (ZCMG), and Presidente Nereu City (PN). *: location of photo 4b. Black rectangle: area seen in Figure 5; b) Itajaí-Perimbó Shear Zone trace (white dashed line) marked by the Boa Esperança stream, which flows from NE to SW over sandstones of the Taciba Formation.*

3. 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).

4. 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 síltico-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.

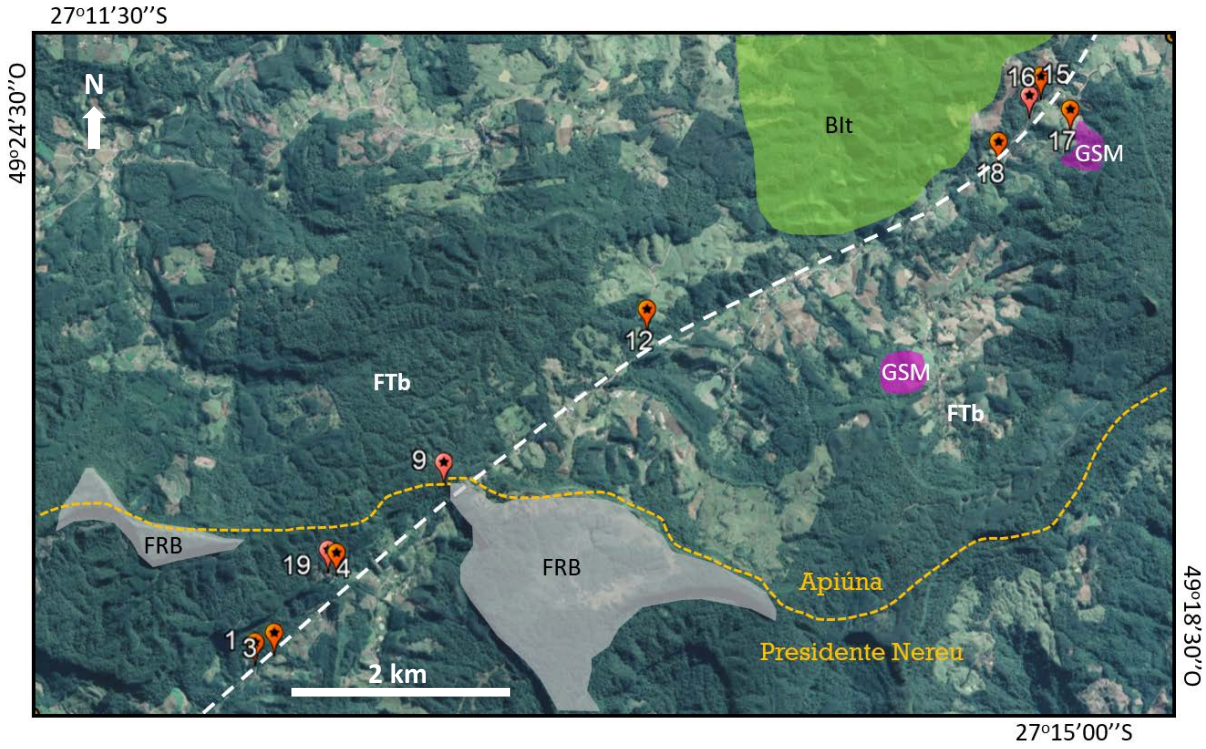

Figura 5. Mapa geológico simplificado da região de Faxinal com a localização dos afloramentos estudados. Linha tracejada branca: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. FRB: Formação Rio Bonito, FTb: Formação Taciba, BIt: Bacia do Itajaí, GSM: granitoide do Complexo São Miguel.

Figure 5. Simplified geological map of the Faxinal region with the location of the studied outcrops. White dashed line: Itajaí-Perimbó Shear Zone trace. The acronyms denote Rio Bonito Formation (FRB), Taciba Formation (FTb), Itajaí Basin (Bit), and São Miguel Complex granitoid (GSM).

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 é descartada a possibilidade de existência de outras zonas de falha separadas por domínios sem deformação.

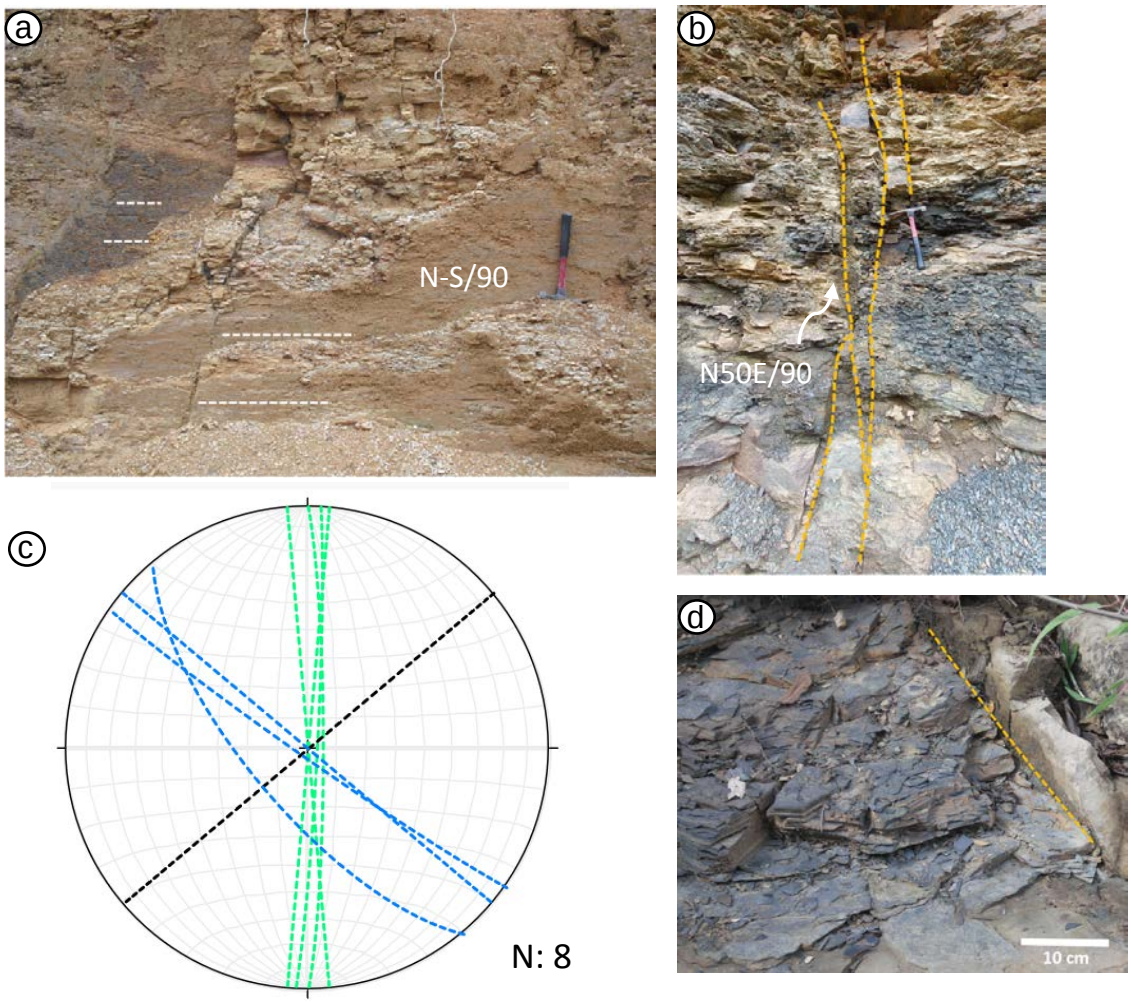

Figura 6. Planos de falha na Formação Taciba. a) Espelhos de falha verticais e estrias horizontais em arenito (ponto 12). b) Planos de falha anastomosados em nível estratigráfico com intercalações de camadas de siltito em arenitos (ponto 18). O martelo tem 32 cm de comprimento. c) Estereograma. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; 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).

Figure 6. Fault planes in the Taciba Formation. a) Vertical fault mirrors with horizontal striations in sandstone (point 12). b) Anastomosing array of fault planes at stratigraphic level with intercalations of siltstone layers in sandstones (point 18). The hammer is 32 cm long. c) Stereogram. Black dashed great circle: Itajaí-Perimbó Shear Zone trace; green dashed great circles: fault planes at point 12; blue dashed great circles: fault planes at point 18. Equal-area net, lower hemisphere. d) Fault contact (unknown sense of slip) between shale and sandstone (point 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.

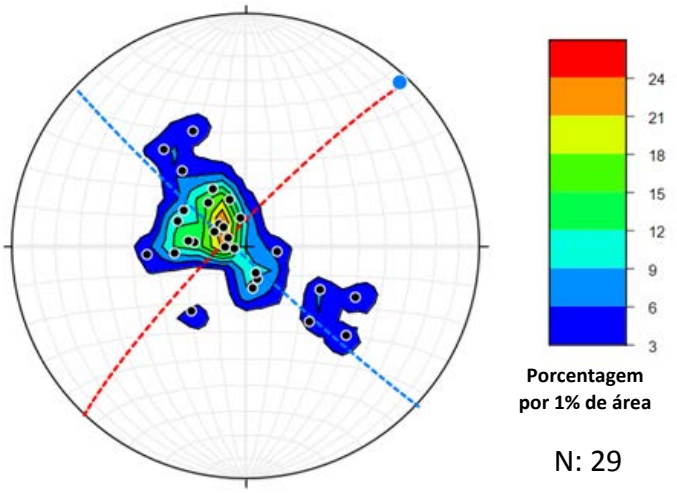

Figura 7. Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba. Pontos pretos: polos de planos de acamamento; grande círculo tracejado azul: plano mais bem ajustado (plano de perfil); grande círculo tracejado vermelho: superfície axial; ponto azul: charneira da dobra. Rede equiárea, hemisfério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

Figure 7. Density contours for the sedimentary bedding of the Taciba Formation. Black dots: bedding poles; blue dashed great circle: best-fit great circle (profile plane); red dashed great circle: fold axial plane; blue dot: fold hinge. Equal-area net, lower hemisphere.

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 118º (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 143º (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 131º (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 e 8b). As superfícies axiais nas três dobras apresentam variação de até 50º na direção, com mergulhos de 63º a 83º 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).

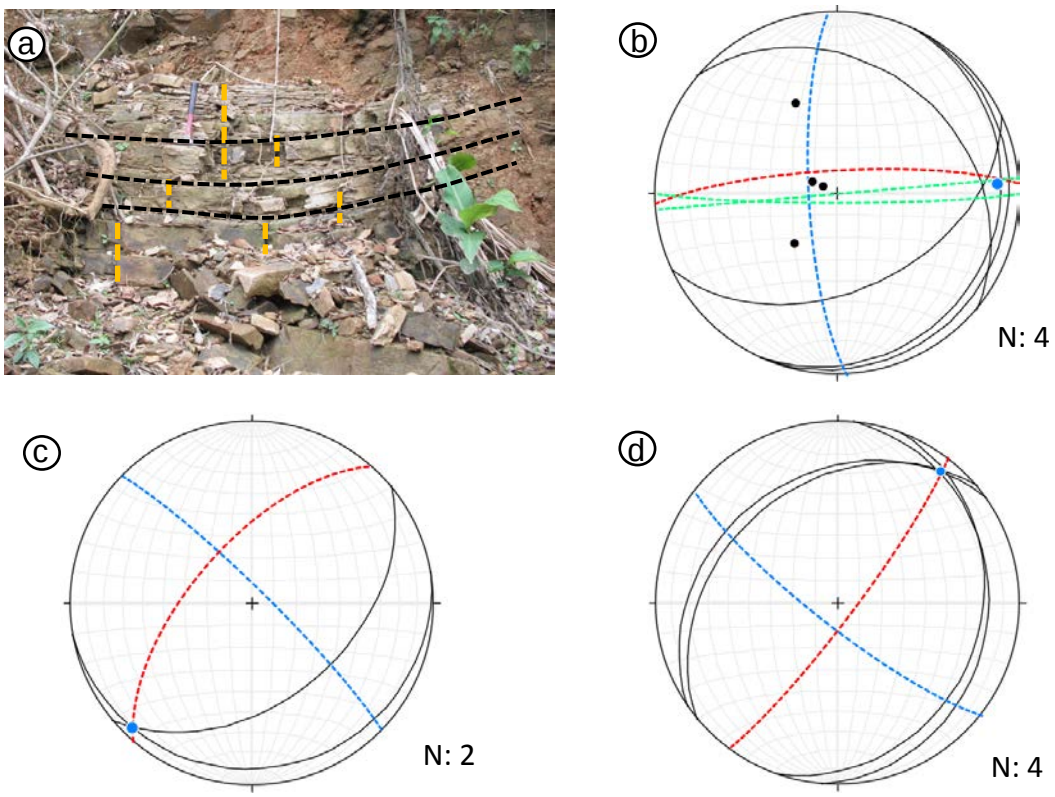

Figura 8. Exemplos de dobras métricas na Formação Taciba. a) Sinclinal vertical, aberta, em camadas de arenito (linhas tracejadas pretas) com planos de fraturas (linhas tracejadas laranjas) paralelos à superfície axial (ponto 1). O martelo tem 32 cm de comprimento. b, c, d) Estereogramas com os elementos 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.

Figure 8. Examples of metric folds in the Taciba Formation. a) Upright open syncline in sandstone layers (black dashed lines) with planes of fractures (orange dashed lines) parallel to the axial surface (point 1). The hammer is 32 cm long. b, c, d) Stereograms with the fold elements at points 1, 9, and 15 respectively. Black great circles: sedimentary bedding planes; black dots: bedding plane poles; blue dashed great circle: best-fit great circle (profile plane); red dashed great circle: fold axial plane; blue dot: fold hinge; green dashed great circles: fractures. Equal-area net, lower hemisphere.

Em quatro 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), ocorrem camadas de arenito centimétricas intercaladas com camadas de siltito. Na região, o traço da zona de cisalhamento sofre uma deflexão e sua orientação muda de N50E para N30E. No local uma sinclinal é visível ao longo dos 70 m do afloramento em perfil. Os flancos desta dobra têm os maiores mergulhos observados, entre 15º e 48º (Fig. 9a e 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 o mergulho acentuado das camadas sedimentares no contato 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 118º (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.

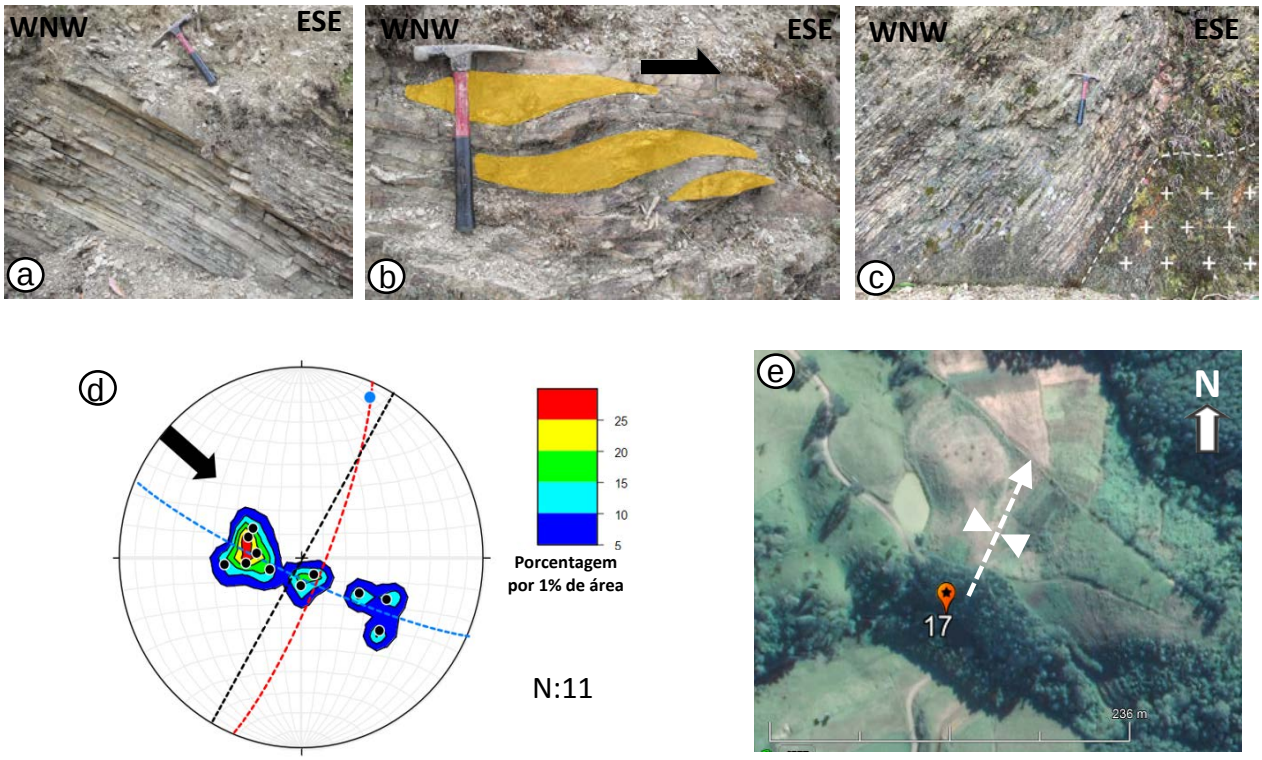

Figura 9. Sinclinal decamétrica no ponto 17. a) Acamamento sedimentar com mergulho de 30º para ESE. b) *Horses* em duplex na região da superfície axial da dobra. c) Acamamento sedimentar com mergulho de 48º para WNW no contato com granitoide do embasamento. O martelo tem 32 cm de comprimento. d) Diagrama 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.

Figure 9. Decametric syncline at point 17. a) Sedimentary bedding dipping 30º to ESE. b) Horses in a duplex in the region of the axial surface of the fold. c) Sedimentary bedding dipping 48º to WNW in contact with a basement granitoid. The hammer is 32 cm long. d) Density contours for the sedimentary bedding of the Taciba Formation. Black dashed great circle: Itajaí-Perimbó Shear Zone trace; black dots: bedding poles; blue dashed great circle: best-fit great circle (profile plane); red dashed great circle: fold axial plane; blue dot: fold hinge; black arrow: transport direction indicated by the duplex structure. Equal-area net, lower hemisphere. e) Approximate position of the structure on the ground.

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 135º (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.

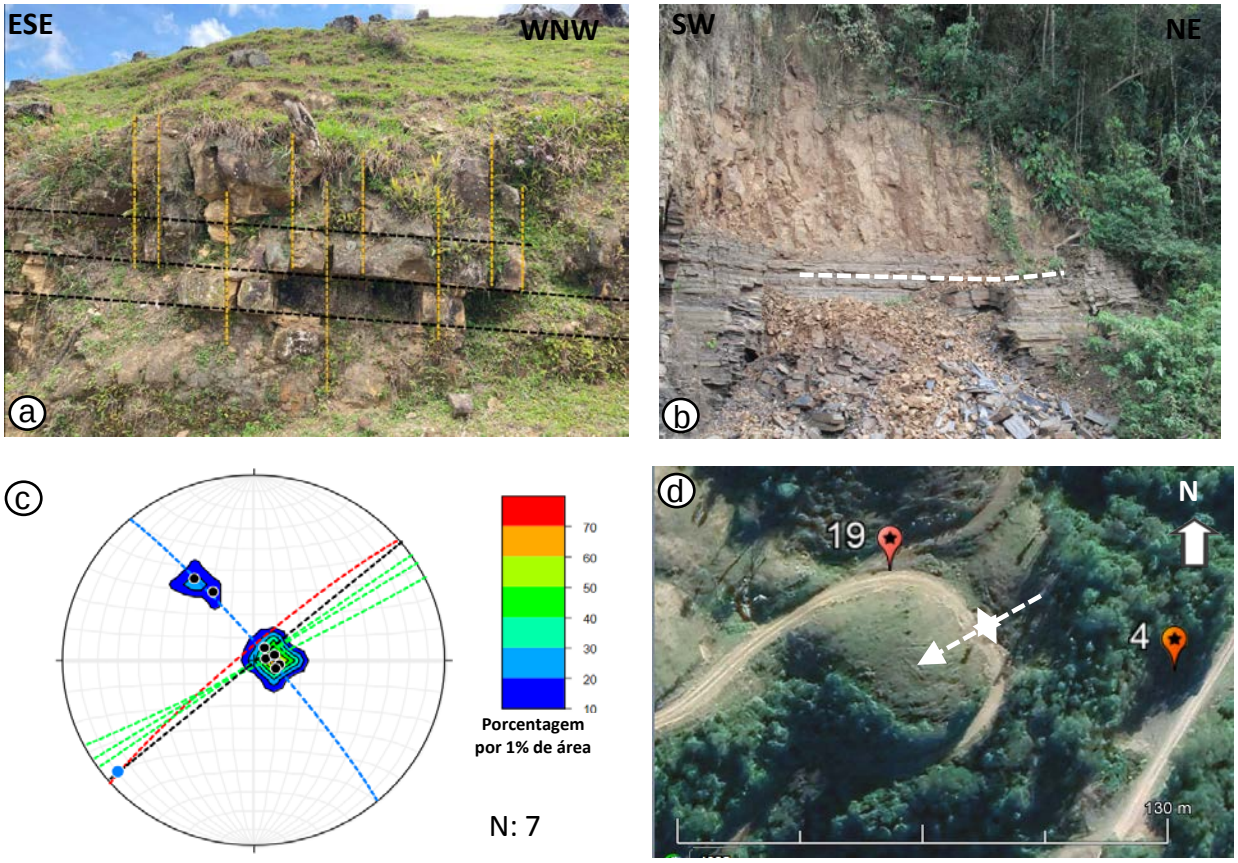

Figura 10. Anticlinal decamétrica nos pontos 19 e 4. a) Acamamento sedimentar (linhas tracejadas pretas) no ponto 19, em flanco de dobra com mergulho de 10º para NW, com planos de fraturas (linhas tracejadas laranjas) paralelos à superfície axial. b) Contato de base de soleira de diabásio com camadas 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.

Figure 10. Decametric anticline at points 19 and 4. a) Sedimentary bedding (dashed black lines) at point 19, on a fold limb dipping 10º to NW, with fracture planes (dashed orange lines) parallel to the axial surface. b) Basal contact (white dashed line) of diabase sill with sandstone with siltstone intercalations at point 4. c) Density contours for the sedimentary bedding of the Taciba Formation. Black dashed great circle: Itajaí-Perimbó Shear Zone trace; black dots: bedding poles; blue dashed great circle: best-fit great circle (profile plane); red dashed great circle: fold axial plane; blue dot: fold hinge; e) green dashed great circles: fractures. Equal-area net, lower hemisphere. d) Approximate position of the structure on the ground.

No ponto 3 o traço da zona de cisalhamento tem orientação N50E. No afloramento, uma anticlinal decamétrica é delineada por camadas de arenito (Fig. 11a e 11b). Uma soleira de diabásio com cerca de 20 cm de espessura intercalada na sequência de arenitos está igualmente dobrada (Fig. 11a). A soleira é perfeitamente concordante com as camadas de arenitos; não há indícios de truncamento. A interpretação de campo é de que a soleira foi dobrada com os arenitos, e não de que ela tenha se colocado após o dobramento. A estrutura definida com base em 14 medidas de acamamento sedimentar tem ângulo interflancos de 148º (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.

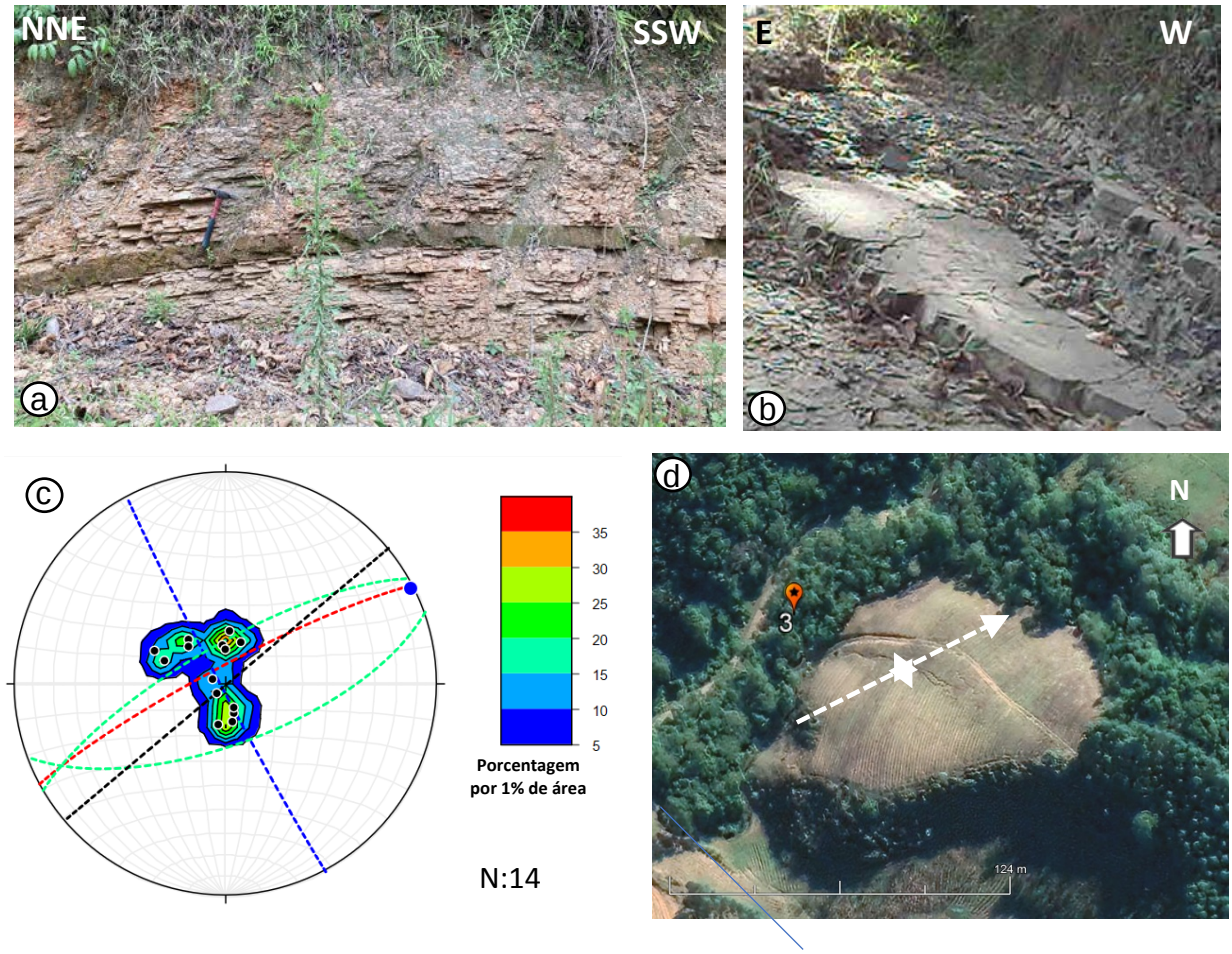

Figura 11. Anticlinal decamétrica no ponto 3. a) Soleira de diabásio decimétrica em camadas de arenito com mergulho para NW. b) Camadas de arenito em flanco de dobra com mergulho para SW. c) Diagrama de contorno para o acamamento sedimentar da Formação Taciba no ponto 3. Grande círculo tracejado preto: traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-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.

Figure 11. Decametric anticline at point 3. a) Decimeter diabase sill in sandstone layers dipping to NW. b) Sandstone layers in fold limb dipping to SW. c) Density contours for the sedimentary bedding of the Taciba Formation at point 3. Black dashed great circle: Itajaí-Perimbó Shear Zone trace; black dots: poles; blue dashed great circle: best-fit great circle (profile plane); red dashed great circle: fold axial plane; blue dot: fold hinge; e) green dashed great circles: fractures. Equal-area net, lower hemisphere. d) Approximate position of the structure on the ground.

5. 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 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-Perimbó 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. Em média, zonas de cisalhamento com espessura métrica têm rejeitos decamétricos (Hull, 1988). É possível que a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó seja formada por várias zonas de falha, 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 30º com o traço da zona de cisalhamento (Fig. 12). Seus mergulhos para NW ou SE

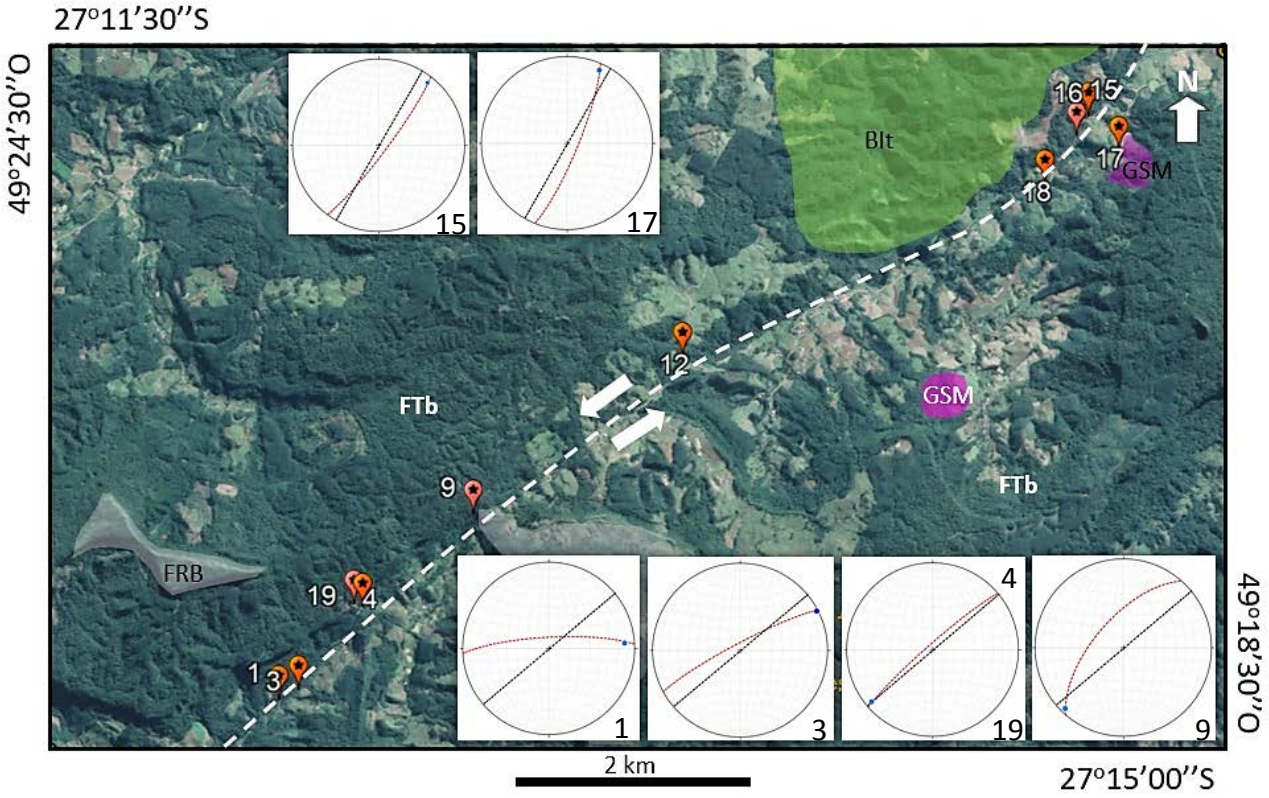

Figura 12. Estereogramas com o traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e superfícies axiais das dobras em afloramentos ao longo do perfil estudado. A forma helicoidal das superfícies axiais é indicada pela variação no sentido dos mergulhos, para NW ou SE. Os estereogramas dos pontos 1 e 3 manifestam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

Figure 12. Stereograms with the Itajaí-Perimbó Shear Zone trace and axial surfaces of the folds in outcrops along the studied profile. The helical shape of the axial surfaces is indicated by the variation in the dip direction, for NW or SE. The stereograms of points 1 and 3 show the left lateral movement in the reactivation of the Itajaí-Perimbó Shear Zone.

manifestam sua forma helicoidal. Estas características, considerando o conjunto das estruturas analisadas, permitem classificar as dobras como escalonadas. 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 (σ1) paralelo ao acamamento sedimentar.

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 em maior escala sobre a zona de cisalhamento.

Quanto à idade da reativação, algumas observações podem ser feitas. A alta taxa de subsidência da Bacia do Paraná, no Neopermiano, foi associada ao clímax da Orogenia Sanrafaélica, que se desenvolveu no Permo-Carbonífero (290 Ma) onde hoje se encontra a Cadeia Andina (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998). Com base nesta concepção, os esforços responsáveis pela reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó foram relacionados à Orogenia Sanrafaélica (Rostirolla *et al.,* 2003), assim como os esforços que deformaram os Arenitos Vila Velha (Grupo Itararé no estado do Paraná) (Trzaskos *et al*., 2006). Posteriormente foi constatado que uma relação direta entre a subsidência neopermiana da Bacia do Paraná e a Orogenia Sanrafaélica não poderia ser estabelecida em razão da distância da Bacia do Paraná ao orógeno (Milani, 2004).

Não há dados geocronológicos que possam ser relacionados a uma reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. A idade mais nova associada à zona de cisalhamento é 534 Ma, em mineralizações pós-tectônicas de Pb-Zn em Ribeirão da Prata (Rocha *et al.,* 2005). Junto ao traço da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na região de Petrolândia foram assinalados planos de falhas verticais em rochas da Formação Teresina, do Grupo Passa Dois (Rostirolla *et al*., 2003). A deposição da Formação Teresina ocorreu no Guadalupiano (270 Ma), no final do Permiano (Milani *et al.,* 2007); esta é a idade máxima disponível para a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Se a soleira de diabásio visível no ponto 3 foi dobrada junto com o arenito encaixante (Fig. 11), conforme a interpretação de campo, a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é mais nova do que 135 Ma (clímax do magmatismo Paraná-Etendeka – Gomes & Vasconcelos, 2021). Os dados disponíveis permitem associar a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó ao contexto geotectônico que resultou na segmentação do Gondwana Ocidental. Da mesma forma, idades de 206 e 230 Ma (K/Ar) em milonitos da Zona de Cisalhamento Major Gercino foram associadas a um pulso térmico na fase inicial de abertura do Atlântico Sul (Passarelli *et al*., 2010).

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 30º 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 (σ1) 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.

6. A idade máxima disponível para a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é de 270 Ma. Dados de campo sugerem que a reativação é mais nova que 135 Ma.

Agradecimentos: Os autores agradecem as sugestões e correções feitas por Eduardo Salamuni, Luiz Guilherme Knauer e um revisor anônimo, que muito contribuíram para o aprimoramento do trabalho. Este artigo foi elaborado no âmbito do mestrado de T.S.N., desenvolvido com recursos da PETROBRAS, por meio do projeto Técnicas *Machine Learning* para Reconhecimento de Padrões Sedimentológicos de Sistemas Turbidíticos, no Departamento de Geologia da UFSC.

Contribuições dos Autores: Concepção, T.S.N.; F.J.A. e M.S.N.; metodologia, T.S.N. e F.J.A.; software, T.S.N.; validação, T.S.N., F.J.A. e M.S.N.; análise formal, F.J.A.; pesquisa, T.S.N.; recursos, M.S.N.; preparação de dados, T.S.N.; escrita do artigo, T.S.N.; revisão, F.J.A. e M.S.N.; supervisão, F.J.A.; aquisição de financiamento, M.S.N. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

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*. Amsterdan, 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. https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9

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. *Journal of South American Earth Sciences,* 32(4): 324-350. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.016

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(1): 112-144. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.015

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. https://doi.org/10.1306/M60585C13

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 Geociencias,* 22(1): 275-288.

Bruno, H.; Almeida, J.; Heilbron, M.; Salomão M.; Cury, L. 2018. Architecture of major precambriam 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 OSXStereonet. *Computers & Geosciences,* 51: 193-205. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021

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.

EPE 2020. Comitê para revitalização das atividades de exploração e erodução de petróleo e gás natural em áreas terrestres – REATE. Relatório subcomitê potencial de petróleo e gás onshore. MME/EPE, Brasília. 132p.

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

Gomes, A.S. & Vasconcelos, P.M. 2021. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth-Science Rewiews*, 220, 103716. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716

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(2): 3-9. https://doi.org/10.22456/1807-9806.21156

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. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004

Hull, J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10(4): 431-435. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X

Kim, Y.-S.; Peacock, D.C.P.; Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26(3): 503-517. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002

Limarino, C.O.; César, 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(4): 1396–1421. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.022

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. (Eds.). *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.

Odonne, 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

Passarelli, C.R.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Mc Reath, I.; Campos Neto, M.C. 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, 17(4): 688-703. https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.09.013

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–Gariep 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 Armoricain 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(4): 287-300. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00065-8

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

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

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. https://doi.org/10.5380/geo.v58i0.10715

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. https://doi.org/10.1306/M51530C34