



UFRJ

**Isaack Esdras de Negreiros Encarnação**

**INTERPRETAÇÃO SISMOESTRUTURAL, BALANCEAMENTO E  
MODELAGEM GEOLÓGICA DA FAIXA BRASÍLIA CENTRAL**

**Trabalho Final de Curso  
(Geologia)**



UFRJ

**Isaack Esdras de Negreiros Encarnaçãõ**

**INTERPRETAÇÃO SISMOESTRUTURAL, BALANCEAMENTO E MODELAGEM  
DA FAIXA BRASÍLIA CENTRAL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

Rio de Janeiro

Julho de 2020

ENCARNAÇÃO, Isaack Esdras de Negreiros

Interpretação sismoestrutural, balanceamento e modelagem geológica da Faixa Brasília Central / Isaack Esdras de Negreiros Encarnação - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2020.

xx, 102 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2020.

Orientador: Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

1. Geologia. 2. Geologia Regional e Econômica– Trabalho de Conclusão de Curso. I. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Isaack Esdras de Negreiros Encarnaçãõ

INTERPRETAÇÃO SISMOESTRUTURAL, BALANCEAMENTO E MODELAGEM  
GEOLOGICA DA FAIXA BRASÍLIA CENTRAL

Trabalho Final de Curso de Graduação em  
Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, apresentado como requisito  
necessário para obtenção do grau de  
Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

Aprovada em: 22/07/2020

Por: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_  
Orientador: Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière (UFMG)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2020



## Agradecimentos

Primeiramente, agradeço a Deus pela vida, força e esperança, pela fé e perseverança. Acredito que sem sua ajuda seria completamente improvável superar tantos desafios e estar cognitivamente apto a continuar contribuindo com a sociedade.

Agradeço à equipe de neurocirurgia do Hospital Universitário Mário Palmério de Uberaba pelo cuidado inspirador para comigo.

Aos meus amigos Laís, Carol, Júlia e Vinícius pela amizade verdadeira, incansável e duradoura. Nunca vou conseguir expressar minha gratidão a vocês pelo apoio nos momentos mais incertos e tenebrosos.

Ao meu amigo Geraldo que mesmo sem palavras consegue expressar o mais puro significado da amizade.

Agradeço a minha família e amigos por me oferecerem o suporte necessário, o amor incondicional e os ensinamentos de como ser um bom cidadão. Tudo o que eu sou se deve a vocês.

Aos meus colegas de turma e curso que estiveram ao meu lado durante todo o percurso, de quem aprendi e compartilhei momentos bons, ruins e diferentes visões de mundo. Em especial ao grupo de Campo 3 (Fernanda, Julyanna e Maiana) pela sincronicidade.

Ao meu orientador, o Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, pelo apoio e colaboração, mas especialmente por incitar em mim o questionamento e a curiosidade. Desde então, percebo o quão mais importantes são os questionamentos do que as respostas.

*“The important thing in science is not so much to obtain new facts as to discover new ways of thinking about them”*

*William L. Bragg*

## Resumo

ENCARNAÇÃO, Isaack Esdras de Negreiros. Interpretação sismoestrutural, balanceamento e modelagem geológica da Faixa Brasília Central. 2020. 102 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Faixa Brasília é um orógeno desenvolvido na margem oeste do cráton São Francisco durante o Neoproterozoico como resultado dos eventos colisionais do Brasiliano. Dentre seus compartimentos tectônicos destaca-se o cinturão de dobras e empurrões, localizado em sua porção central, por apresentar importantes depósitos metalogenéticos, como de ouro, chumbo-zinco e fosfato, além de abrigar ocorrências de gás natural em porções intracratônicas. Os depósitos encontrados apresentam fortes controles estruturais, o que evidencia a importância da deformação na estruturação e evolução do cinturão. Seu registro estratigráfico é composto por unidades metassedimentares que registram mais de 1,0 Ga da história da evolução do cráton. Através do uso de interpretações de seções sísmicas é possível reconhecer as principais estruturas responsáveis pela estruturação do cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília. Usando técnicas de restauração como o balanceamento bidimensional é possível reconhecer uma das possíveis configurações pré-deformacionais da margem oeste do paleocontinente São Francisco e sua evolução. A modelagem geológica é proposta como ferramenta de correlação entre as seções sísmicas, além de ressaltar possíveis estruturas canalizadoras de fluxo, e como uma importante ferramenta na exploração *greenfield*.

Palavras-chave: Faixa Brasília; Modelagem Geológica; Balanceamento.

## Abstract

ENCARNAÇÃO, Isaack Esdras de Negreiros. Seismic-structural interpretation, balancing and geologic modelling of Central Brasília Belt. 2020. 102 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Brasília Belt is an orogen developed on the west margin of the São Francisco craton during the Neoproterozoic as a product of the collision events of the Brasiliano Event. Among its tectonic compartments, the fold-and-thrust belt stands out, located in its central portion, for presenting important metallogenetic deposits, such as gold, lead-zinc and phosphate, in addition to harboring occurrences of natural gas in intracratonic portions. The deposits found have strong structural controls, which shows the importance of deformation in the structuring and evolution of the belt. Its stratigraphic record is composed of metasedimentary units that record more than 1.0 Ga of the history of the evolution of the craton. By interpreting seismic sections, it is possible to recognize the main structures responsible for structuring the fold-and-thrust belt of the Brasília Belt. Using restoration techniques such as two-dimensional balancing, it is possible to recognize one of the possible pre-deformational configurations of the west margin of the paleocontinent São Francisco and its evolution. Geological modeling is proposed as a correlation tool between seismic sections, in addition to highlighting possible flow channeling structures, and as an important tool in greenfield exploration.

Key-Words: Brasília Belt; Geologic Modelling; Balancing

## Lista de figuras

- Figura 1:** Localização da área de estudos em relação ao limites de estado, delimitada pela linha amarela. Linhas pretas correspondem a linhas sísmicas utilizadas (*World Imagery*- ESRI, luz visível Landsat/Copernicus 2015-2016).....02
- Figura 2:** Localização da área de estudos, delimitada pelo polígono amarelo. Linhas pretas correspondem a linhas sísmicas utilizadas e linha branca ao limite entre os estados de MG e GO. (de *GoogleEarth*- Landsat/Copernicus, luz visível, 2015).....03
- Figura 3:** Mapa esquemático do Cráton São Francisco (a) e seu contexto no paleocontinente Gondwana Ocidental após o ciclo Brasileiro-PanAfricano. A linha tracejada representa as configurações do paleocontinente São Francisco a 1,8 Ga. Através do retângulo vermelho é destacada a área de estudo e em seu interior são representadas, através de linha pontilhadas, as linhas sísmicas utilizadas (b). RP = Rio de la Plata; Pa = Paranapanema (Modificado de Martins-Ferreira, 2019).....04
- Figura 4:** Mapa geológico da Faixa Brasília (modificado de Sotero *et al.*, 2019).....06
- Figura 5:** Carta estratigráfica esquemática. Correlações estratigráficas foram alteradas do original (Modificado de Reis *et al.*, 2015).....09
- Figura 6:** Principais feições do embasamento do Cráton São Francisco e distribuição da sequência Espinhaço; Pi = Aulacógeno Pirapora; Pa = Aulacógeno Paramirim. (Modificado de Martins-Ferreira, 2017).....10
- Figura 7:** Colunas litoestratigráficas representativas para os grupos Ibiá, Canastra, Vazante, Bambuí e Paranoá (Extraído de Valeriano, 2017).....13
- Figura 8:** Mapa geológico da área de estudo. Fonte: Mapeamento CPRM 1:1.000.000 e Pinho *et al.*, 2017 [1:100.000] (Folhas Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Tiririca e Paracatu).....13
- Figura 9:** Mapa simplificado mostrando a área de afloramento do Grupo Paranoá na Faixa Brasília. O limite do paleocontinente São Francisco há 1,8 Ga é proposto por Martins-Ferreira *et al.* (2018). (Modificado de Martins-Ferreira *et al.*, 2018).....14
- Figura 10:** Seção geológica do Domo de Cristalina (Adaptado de Faria, 1985).....15
- Figura 11:** Mapa litológico da porção noroeste do estado de Minas Gerais (B), e distritos Zincífero de Vazante (Sul) e Plumbo-Zincífero de Paracatu (Norte) (C) (Modificado de Slezak *et al.*, 2014 e Valeriano *et al.*, 2019).....16
- Figura 12:** Coluna estratigráfica do Grupo Vazante segundo Dardenne (2000), reinterpretada por Misi *et al.* (2014). (Extraído e modificado de Dias *et al.*, 2018).....18

<b>Figura 13:</b> Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá, segundo Dardenne (2000) (Modificada de Rodrigues <i>et al.</i> , 2010).....	20
<b>Figura 14:</b> Seção 0240-292 sem atributos sísmicos (superior) e aplicado atributos. A localização do poço analisado (1-BRSA-948) também é demonstrada. Escala vertical em duplo tempo de trânsito (TWT/ ms).....	25
<b>Figura 15:</b> Principais modelos cinemáticos. (Modificado de Groshong, 2006).....	29
<b>Figura 16:</b> Modelo esquemático de um sistema de cavalgamento (Modificado de Burg, 2016).....	30
<b>Figura 17:</b> Modelo esquemático de uma janela estrutural e <i>klippe</i> (Modificado de Burge 2016).....	31
<b>Figura 18:</b> Seções esquemáticas demonstrando os principais estilos de deformação (Modificado de Pfiffner, 2017).....	32
<b>Figura 19:</b> Seção esquemática da geometria de uma cunha crítica de Coulomb, ressaltando os principais domínios de um cinturão de dobras e empurrão (A); e seção esquemática de uma bacia de margem passiva, demonstrando a geometria inicial, futuro descolamento (linha pontilhada) e principais rochas sedimentares (Modificado de McQuarrie & Ehlers, 2017).....	33
<b>Figura 20:</b> Analogia (A) e modelo esquemático de uma cunha orogênica (B). Há uma relação entre o mergulho do descolamento, sua fricção, a força aplicada, a gravidade e reologia da cunha (Extraído de Fossen, 2010).....	34
<b>Figura 21:</b> Estruturas relacionadas à inversão tectônica de um hemigraben. (Modificado de Granado & Ruh, 2019).....	35
<b>Figura 22:</b> Modelo esquemático do desenvolvimento de dobras relacionadas a falhas. Fonte: Shaw <i>et al.</i> , 2004.....	36
<b>Figura 23:</b> Zona triangular, Norte dos Alpes, Alemanha. Fonte: Roeder (2012).....	36
<b>Figura 24:</b> Modelo esquemático do desenvolvimento de dobras de propagação de falhas. (Modificado de Shaw <i>et al.</i> , 2004).....	37
<b>Figura 25:</b> Diferentes modelos de dobras de descolamento. Fonte: Shaw <i>et al.</i> , 2004.....	37
<b>Figura 26:</b> Detalhe da seção 0240-292 (C) mostrando padrões <i>onlap</i> [refletores amarelos marcados em B] da sequência Espinhaço Inferior I. As falhas são representadas por traços pretos e o topo do embasamento por traços vermelhos. Exagero vertical de 1,5x.....	38
<b>Figura 27:</b> Interpretação sísmica da seção 0240-290. Escala vertical em metros com exagero de 4x. Linhas pretas representam falhas e coloridas representam os topos estratigráficos.....	40

- Figura 28:** Interpretação sísmica da seção 0240-292. Escala vertical em metros com exagero de 4x. Linhas pretas representam falhas e coloridas representam os topos estratigráficos.....41
- Figura 29:** Representação dos domínios estruturais interpretados. Exagero vertical de 4x.....42
- Figura 30:** Estruturas thick-skinned. Dobras em arpão e pop-up structure em detalhe da seção 292 (A); estruturas pop-up da seção 292 (B); falha reversa cega, empurrão do embasamento e Domo de Cristalina - dobra de propagação de falha da seção 290 (C).....44
- Figura 31:** Associação entre a geologia de superfície e a interpretação em subsuperfície para a linha sísmica 290. Exagero vertical de 4x.....46
- Figura 32:** Representação das linhas sísmicas interpretadas no espaço tridimensional. Exagero vertical de 2x.....47
- Figura 33:** Modelagem do sistema imbricado do cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília em tons de cinza e preto. Exagero vertical de 2x.....48
- Figura 34:** Modelagem de um possível canal de fluidos (cor laranja) relacionado a empurrões do embasamento. Exagero vertical de 2,5 x.....49
- Figura 35:** Balanceamento da seção 0240-290. Áreas esmaecidas consistem em porções atualmente erodidas ou fora da seção. O extremo oeste da figura (A) é apenas representativo. As linhas pontilhadas em (A) e B representam o futuro sistema imbricado. Em (E) estão representadas as localizações aproximadas dos depósitos, projetadas na seção. Sem exagero vertical.....51
- Figura 36:** Correlação litoestratigráfica do cráton São Francisco (Modificado de Martins-Ferreira, 2017).....57
- Figura 37:** Detalhe da linha 0240-292 apresentando feição sigmoidal sotoposta à falha lítrica, anticlinal normal e falhas sintéticas (cor preta). Topos estratigráficos de diferentes cores são pertencentes à diferentes unidades litoestratigráficas do Grupo Bambuí, interceptadas pelo poço BRSA-948MG. Exagero vertical de 2x.....58
- Figura 38:** Modelagem da estrutura reconhecida na linha 0240-292. Superfícies estratigráficas de diferentes cores são pertencentes à diferentes unidades litoestratigráficas do Grupo Bambuí, interceptadas pelo poço BRSA-948MG. Exagero vertical de 2x.....59
- Figura 39:** Dobra de propagação de falha. É possível reconhecer que tais estruturas tem por principal característica o traço axial com vergência no sentido do transporte tectônico. Fonte: Burg, 2017.....60

- Figura 40:** Mapa de satélite da área de ocorrência do Unaí- São João da Aliança *Compressional Belt*. Fonte: Google Earth; Pinho *et al.*, 2017.....61
- Figura 41:** Mapa e seção geológica esquemática do Unaí- São João da Aliança *Compressional Belt*; Fonte: Pinho *et al.*, 2017.....62
- Figura 42:** Associação entre a geologia de superfície e a interpretação da linha 290. O detalhe denota que a ocorrência de unidades relacionadas ao Grupo Paranoá não deve estar associada à duplicação da estratigrafia local através de falhas com rejeitos significativos. Legenda de cores: Gp. Vazante (azul), Gp. Bambuí (verde), Gp. Paranoá (laranja). Exagero vertical de 3x.....63
- Figura 43:** Modelo esquemático de um cinturão de dobras e empurrões associados à um sistema imbricado profundo. Modificado de Lacombe & Mouthereau, 2002.....64
- Figura 44:** Modelo esquemático da evolução do cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília. As linha pontilhada representa a hipotética presença de um descolamento intracrustal. É representada a margem passiva, estabelecida a partir do Toniano (A), seguida pelo início da deposição da sequência Bambuí a partir do Ediacarano (B). A primeira fase de deformação [Dn] é representada em (C), marcada pelo estilo epitelial e nucleação do sistema imbricado. O Gp. Bambuí em (C) é representado translúcido de forma que a frente de empurrão seja perceptível. Em (D) é representado a geometria resultante da segunda fase de deformação [Dn+1], gerando flexuras das unidades metassedimentares. Após sofrer erosão até níveis atuais (E), a expressão em superfície do Domo de Cristalina se dá na forma de uma janela estrutural. Áreas em branco correspondem a regiões além da área de estudo e cuja geologia de subsuperfície não é conhecida. As idades atribuídas são esquemáticas.....66
- Figura 45:** Modelagem da área de estudo destacando a presença de uma falha do embasamento que potencialmente possa ter agido como canalizadora de fluidos à mineralização dos grupos Canastra e Vazante. São destacadas as localizações aproximadas dos depósitos minerais. Exagero vertical de 2,5x.....70

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 1:</b> Datações isotópicas das principais unidades metassedimentares da área de estudo.....	12
---	----

## Sumário

Agradecimentos .....	vi
Resumo .....	viii
<i>Abstract</i> .....	ix
Lista de figuras .....	x
Lista de tabelas .....	xiv
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos .....	2
1.2 Localização .....	2
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>4</b>
2.1 Faixa Brasília .....	5
2.1.1 Evolução Tectono-estrutural da Faixa Brasília .....	6
2.2 Estratigrafia .....	8
2.2.1 Sequências de primeira ordem.....	8
2.2.2 Embasamento .....	9
2.2.3 Sequências Espinhaço .....	10

2.2.4 Sequência Macaúbas .....	10
2.2.5 Sequência Bambuí .....	11
2.3 Unidades Litoestratigráficas .....	11
2.3.1 Grupo Paranoá .....	14
2.3.2 Grupo Vazante .....	16
2.3.3 Grupo Canastra .....	19
2.3.4 Formação Jequitaí.....	21
2.3.5 Grupo Bambuí.....	22
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>23</b>
3.1 Levantamento Bibliográfico e de dados.....	23
3.2 Amarração do poço à sísmica ( <i>well-tie</i> ) .....	24
3.3 Interpretação sísmica .....	24
3.4 Conversão para profundidade ( <i>Depth conversion</i> ) .....	26
3.5 Modelagem Geológica .....	26
3.6 Balanceamento .....	28
<b>4 CONCEITOS E DEFINIÇÕES DE GEOLOGIA ESTRUTURAL E</b>	
<b>TECTÔNICA.....</b>	<b>30</b>
4.1 Introdução .....	30

4.1.1 Falhas de cavalgamento ( <i>thrust faults</i> ) .....	30
4.1.2 <i>Thrust-sheets</i> .....	31
4.2 Estrutura de um orógeno e estilos deformacionais .....	31
4.3 Cinturões de dobramentos e empurrões ( <i>fold-and-thrust belts</i> ).....	32
4.4 Inversão tectônica .....	34
4.5 Estruturas <i>Thin-skinned</i> .....	35
4.5.1 Dobras relacionadas a falhas ( <i>fault-bend folds</i> ) .....	36
4.5.2 Zona Triangular .....	36
4.5.3 Dobras de propagação de falha ( <i>fault propagation folds</i> ) .....	36
4.5.4 Dobras de descolamento ( <i>detachment folds</i> ) .....	37
<b>5 RESULTADOS .....</b>	<b>38</b>
5.1 Interpretação Estratigráfica .....	38
5.2 Interpretação Estrutural .....	42
5.2.1 Domínio Estrutural Superior .....	43
5.2.2 Domínio Estrutural Inferior .....	43
5.3 Modelagem Geológica .....	45
5.4 Restauração .....	50

<b>6 DISCUSSÃO .....</b>	<b>52</b>
6.1 Correlação Estratigráfica .....	52
6.1.1 Margem Passiva Neoproterozoica .....	54
6.2 Estudos de caso .....	58
6.2.1 Anticlinal de <i>rollover</i> em um cinturão orogênico? .....	58
6.2.2 Grupo Paranoá na região ao entorno de Unai .....	61
6.2.3 Estrutura e estilo deformacionais da Faixa Brasília .....	63
6.2.4 Domo de Cristalina .....	67
6.3 Geologia Econômica e Modelagem .....	68
<b>7 CONCLUSÕES .....</b>	<b>71</b>
<b>Referências bibliográficas .....</b>	<b>72</b>
<b>Glossário .....</b>	<b>84</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A Faixa Brasília consiste em um orógeno desenvolvido na margem oeste do cráton São Francisco durante o Neoproterozoico como resultado dos eventos colisionais do Brasileiro (Uhlein *et al.*, 2012). Dentre seus compartimentos tectônicos (Fuck *et al.*, 2005) destaca-se o cinturão de dobras e empurrões, localizado em sua porção central, por apresentar importantes depósitos metalogenéticos, como de ouro, chumbo-zinco e fosfato, além de abrigar ocorrências de gás natural em porções intracratônicas. Os depósitos encontrados apresentam notáveis controles estruturais, o que evidencia a importância da deformação na estruturação e evolução do cinturão (Monteiro *et al.*, 2006; Slezak *et al.*, 2014; Oliver *et al.*, 2015; Reis *et al.*, 2015).

A interpretação clássica da estruturação de cinturões de dobras e empurrões enfatiza o estilo de deformação epitelial (*thin-skinned tectonics*), muitas vezes não considerando o possível efeito da reativação de estruturas herdadas (inversão tectônica). Isto vem sendo discutido por diferentes autores, em diferentes orógenos (Lacombe & Mouthreau, 2002; Lacombe & Bellahsen, 2016 e referências nele contido).

A importância econômica de estruturas invertidas do embasamento se deve a seu comportamento como possíveis canais para migração de fluidos e à formação de estruturas de inversão, estruturas susceptíveis à formação de trapas de sistemas petrolíferos em cinturões orogênicos (Mitra, 1990; Mitra & Mount, 1998; Lacombe & Bellahsen, 2016).

Por envolver unidades de diferentes idades e contextos tectônicos, o reconhecimento de diferentes unidades estratigráficas através de seções sísmicas se mostra de suma importância para o estudo de orógenos, sobretudo em antigas bacias proterozoicas que geralmente são caracterizadas por pobre controle temporal (Alkmin & Martins-Neto, 2011). A utilização deste método geofísico, embora apresente certo grau de incerteza inerente, é passível de técnicas mitigadoras que visam a validação da interpretação sísmica, como o balanceamento (Pace *et al.*, 2015).

As linhas sísmicas e poços da área de estudo são resultantes de campanhas exploratórias nos anos 80 e 90, lideradas pela Petrobrás, e 2010 a fim de melhor caracterizar o sistema petrolífero da Bacia do São Francisco. Isto resultou em um maior foco nas porções intracratônicas, no entanto, foram desenvolvidas três linhas em áreas que abrangem a Faixa Brasília e utilizadas por este trabalho (**Figura 2**) (Coelho, 2008; ANP, 2016)

O uso conjunto das técnicas supracitadas viabiliza a interpretação do cinturão de dobras e empurrão da Faixa Brasília, assim como o melhor entendimento das relações entre as

diferentes unidades estratigráficas, seus graus de aloctonia e a importância do controle estrutural na evolução tectônica da margem oeste do Cráton São Francisco.

### 1.1 Objetivos

Através da interpretação linhas sísmicas regionais e modelagem geológica do arcabouço estrutural, os objetivos do presente trabalho foram: 1) compreender a geometria dos sistemas de falhas que justapõem os grupos Vazante, Canastra e Bambuí; 2) identificar regiões com predomínio de estruturas do tipo *thin* e *thick-skinned tectonics* e estruturas herdadas na inversão tectônica, além de 3) investigar o possível papel de estruturas do embasamento e de descolamentos como possíveis canais para fluxo de fluidos hidrotermais relacionados à mineralizações de Au, Pb-Zn do tipo MVT e fosfato da borda oeste do cráton.

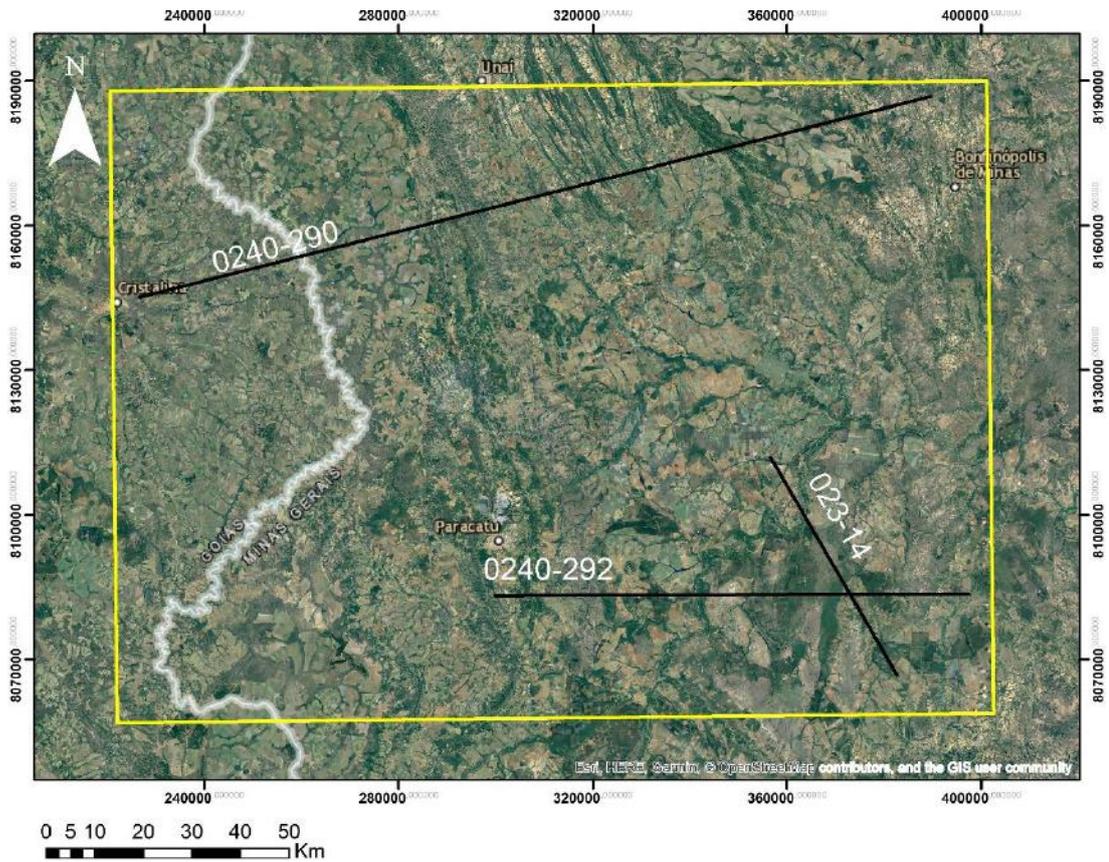
Os objetivos alcançados através do balanceamento dessas seções sísmicas incluem a estimativa do grau mínimo de encurtamento crustal ocorrido durante o Brasiliano, a estimativa do grau mínimo de aloctonia do Grupo Vazante/Canastra e a investigação de possíveis configurações da margem oeste do Cráton São Francisco anteriores ao Brasiliano.

### 1.2 Localização

A área de estudo está situada nas porções noroeste do estado de Minas Gerais e sudeste do estado de Goiás (**Figura 1**), abrangendo a região entre as cidades de Unaí, Paracatu, Brasilândia de Minas, Bonfinópolis de Minas (MG) e Cristalina (GO) (**Figura 2**).

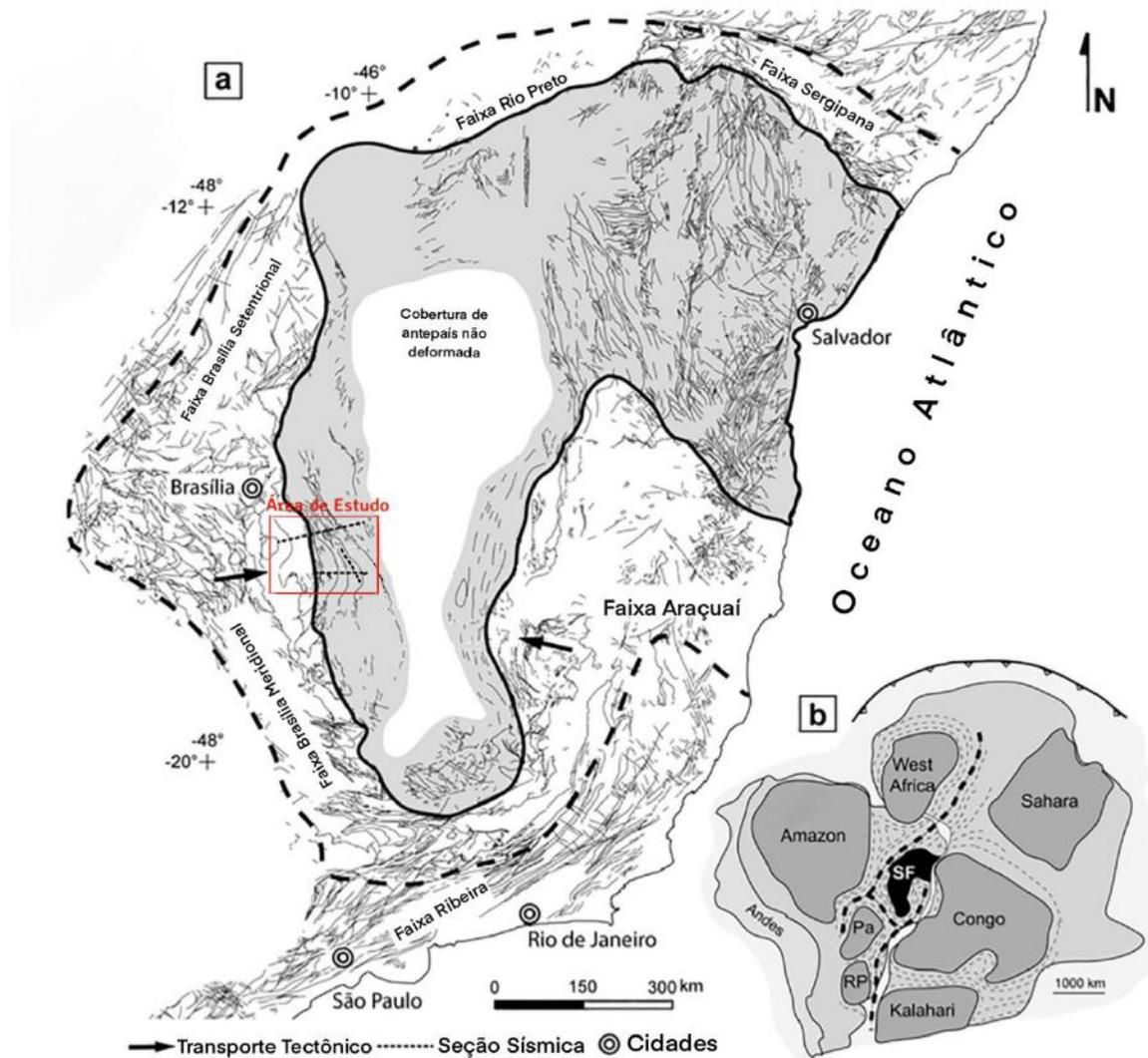


**Figura 1:** Localização da área de estudos em relação ao limites de estado, delimitada pela linha amarela. Linhas pretas correspondem a linhas sísmicas utilizadas (*World Imagery*- ESRI, luz visível Landsat/Copernicus 2015-2016).



**Figura 2:** Localização da área de estudos, delimitada pelo polígono amarelo. Linhas pretas correspondem a linhas sísmicas utilizadas e linha branca ao limite entre os estados de MG e GO. (de *GoogleEarth- Landsat/Copernicus*, luz visível, 2015).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO



**Figura 3:** Mapa esquemático do Cráton São Francisco (a) e seu contexto no paleocontinente Gondwana Ocidental após o ciclo Brasiliano-PanAfricano. A linha tracejada representa as configurações do paleocontinente São Francisco a 1,8 Ga. Através do retângulo vermelho é destacada a área de estudo e em seu interior são representadas, através de linha pontilhadas, as linhas sísmicas utilizadas (b). RP = Rio de la Plata; Pa = Paranapanema (Modificado de Martins-Ferreira, 2019).

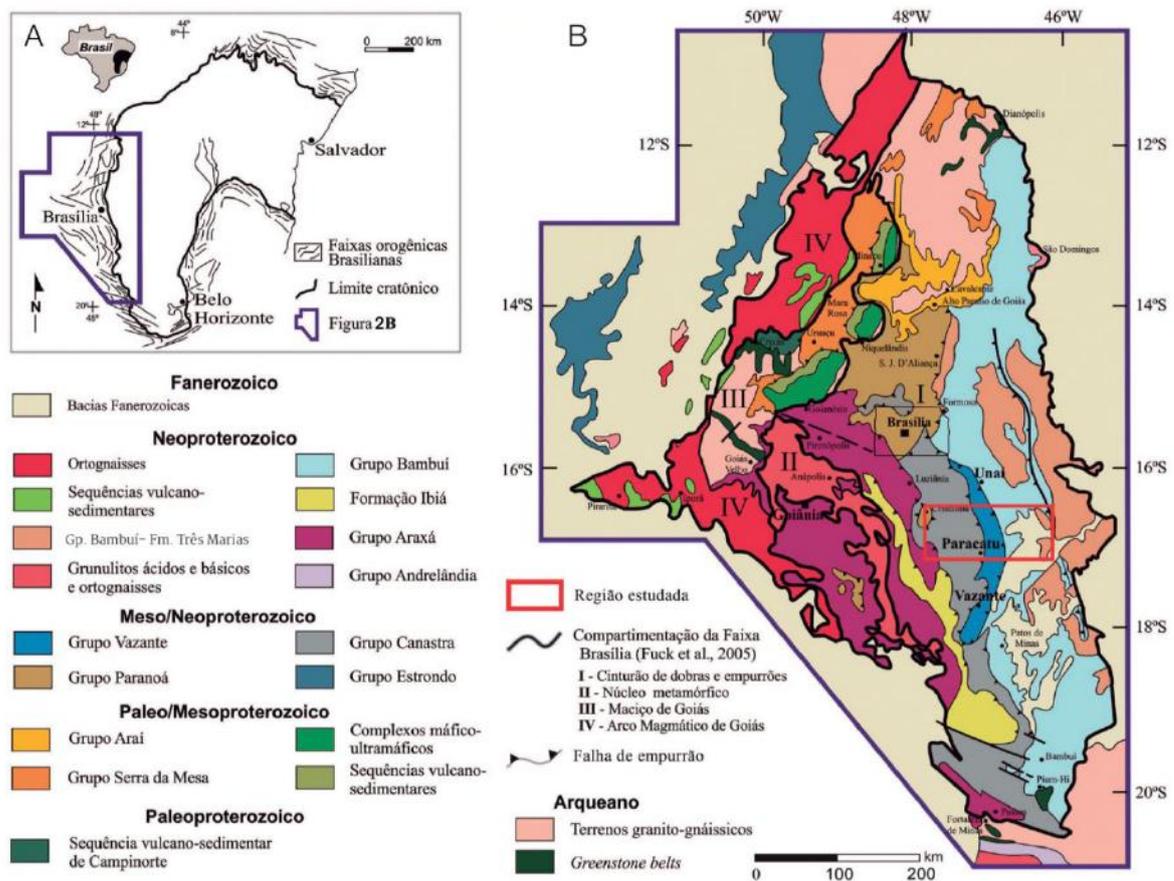
A área de estudo situa-se na porção sudeste da Província Estrutural Tocantins e está localizada na zona de transição entre a porção centro-sul da Faixa de Dobramentos Brasília e a borda oeste do cráton São Francisco (**Figura 3a**). Seu registro é composto principalmente por unidades metassedimentares proterozoicas que acumularam em resposta a sucessivos eventos tracionais ocorridos no paleocontinente Congo-São Francisco a partir do Estateriano, sendo posteriormente deformadas e empurradas sobre o cráton São Francisco durante o Neoproterozoico.

## 2.1 Faixa Brasília

A Faixa Brasília consiste em um orógeno colisional desenvolvido durante o Neoproterozoico na margem oeste do cráton São Francisco, abrangendo áreas dos estados de Goiás, Minas Gerais, Tocantins e Distrito Federal. Sua evolução pode ser considerada como diacrônica levando em conta características únicas das porções norte e sul do orógeno, como diferença no *trend* principal da faixa, estilo de deformação presente, grau metamórfico, unidades estratigráficas aflorantes, e dados geocronológicos (Uhlein *et al.*, 2012). Mediante a essas características, ela é dividida em dois setores (**Figura 3a**): Faixa Brasília Setentrional (FBS), que possui *trend* NE e vergência à E-SE, e Faixa Brasília Meridional (FBM), que possui *trend* SE e vergência predominantemente à leste (Uhlein *et al.*, 2012, Fuck *et al.*, 1994).

A FBM apresenta idades de deformação e metamorfismo entre 650 e 580 Ma. Ela é composta por unidades metassedimentares interpretadas como produtos do acúmulo de sucessivos ciclos de sedimentação na antiga borda oeste do paleocontinente São Francisco (~1,7 Ga a ~0,65 Ga) (Valeriano *et al.*, 2008; Valeriano *et al.*, 2017).

Há dois modos de subdividir a Faixa Brasília: através de sua compartimentação (**Figura 4b**) (Fuck *et al.*, 2005) ou adotando uma zonação baseada no grau de deformação e metamorfismo (Fuck *et al.*, 1994; Valeriano *et al.*, 2008), que aumenta de leste para oeste. A primeira subdivisão compartimenta o orógeno em cinturão de dobras e empurrão, núcleo metamórfico, Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás, enquanto a segunda reconhece em ambos os setores do orógeno os domínios cratônico a leste, externo e interno, a oeste (Fuck *et al.*, 1994; Uhlein *et al.*, 2012; Valeriano *et al.*, 2008).



**Figura 4:** Mapa geológico da Faixa Brasília (modificado de Sotero *et al.*, 2019).

O domínio cratônico é caracterizado por coberturas neoproterozoicas (Grupo Bambuí), em condições anquimetamórficas e parautóctones a autóctones. O domínio externo é atribuído à zona onde afloram unidades meso-neoproterozoicas metamorfizadas na fácies xisto verde (Grupos Vazante, Canastra, Paranoá e Ibiá), estas envolvidas em um sistema imbricado de falhas de empurrão. Já o domínio interno é constituído por elementos distintos, como o núcleo metamórfico (Complexo Anápolis-Itauçu), o Maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás, além de rochas metassedimentares do Grupo Araxá, interpretadas em parte como sedimentos marinhos profundos associados a uma *mélange* ofiolítica (Fuck et al., 2017).

### 2.1.1 Evolução Tectono-Estrutural Da Faixa Brasília

O início efetivo da evolução tectônica da Faixa Brasília que ocorreu a partir da ruptura final e abertura do oceano Goianides/Pharusian durante eventos extensionais no Toniano (1,1-0,9 Ga). Os eventos tonianos são interpretados como os responsáveis pelo desenvolvimento de uma extensa margem passiva na borda oeste do paleocontinente São Francisco (Valeriano *et al.*, 2008).

Os processos de convergência começaram com subducção da litosfera oceânica em direção a oeste, sendo responsáveis pelo desenvolvimento de arcos magmáticos (670-630 Ma). Estes foram posteriormente aglutinados à borda oeste do paleocontinente São Francisco-Congo como resultado da colisão entre deste com o bloco Paranapanema, ocasionando a inversão das bacias de margem passiva e estruturação do cinturão de dobramentos e empurrões da FBM (Pimentel *et al.*, 2011).

A norte, a FBS é interpretada como resultado da colisão entre o paleocontinente Amazônico e São Francisco que ocorreu por volta de 560-540 Ma, e relaciona-se aos últimos processos de aglutinação do Gondwana Ocidental (Uhlein *et al.*, 2012).

Há o registro de pelo menos três fases de deformação principais na Faixa Brasília, segundo Uhlein *et al.* (2012): Dp-1, Dp e Dp+1. A fase mais antiga (Dp-1) está relacionada à formação de uma xistosidade (Sp-1) subparalela ao acamamento, lineação de estiramento W-E e falha de descolamento basal. Estruturas da fase Dp-1 só são reconhecidas na FBM, evidência de que os processos colisionais teriam se iniciado na porção sul do paleocontinente São Francisco, dando origem ao setor meridional do orógeno, mais antigo em relação ao setor setentrional (Uhlein *et al.*, 2012).

A fase Dp foi responsável pela formação de dobramentos assimétricos, xistosidade plano-axial (Sp), lineações de estiramento W-E, e falhas de empurrão e reversas com *trend* N-S e indicando transporte para leste. A xistosidade Sp é a estrutura planar predominante em ambos os setores da Faixa Brasília. O pico metamórfico ocorreu entre as fases Dp-1 e Dp, e estas fases antecedem as inversões metamórficas, visíveis na porção sul da Faixa Brasília devido ao sistema de *nappes* metamórficas (Uhlein *et al.*, 2012).

A fase Dp+1, ocasionado por encurtamento N-S, está relacionada à formação de dobras suaves, com clivagem espaçada (Sp+1) e que deformam as estruturas previamente formadas durante a fase Dp (Uhlein *et al.* 2012). Segundo Uhlein *et al.* (2012), a significância desta terceira fase é local, caracterizada por deformação heterogênea que pode representar um outro evento sobreposto. A história evolutiva da porção extremo sul da Faixa Brasília é mais complicada porque leva em conta a interferência desta com a Faixa Ribeira (Peternel *et al.*, 2005; Vinagre *et al.*, 2016).

## 2.2 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico da área de estudo é caracterizado segundo a perspectiva da Estratigrafia de Sequências, visto que a litoestratigrafia formal não fornece um padrão de empilhamento estratigráfico verdadeiro da porção externa da Faixa Brasília. No entanto, a divisão litoestratigráfica não é descartada por este trabalho e será detalhada.

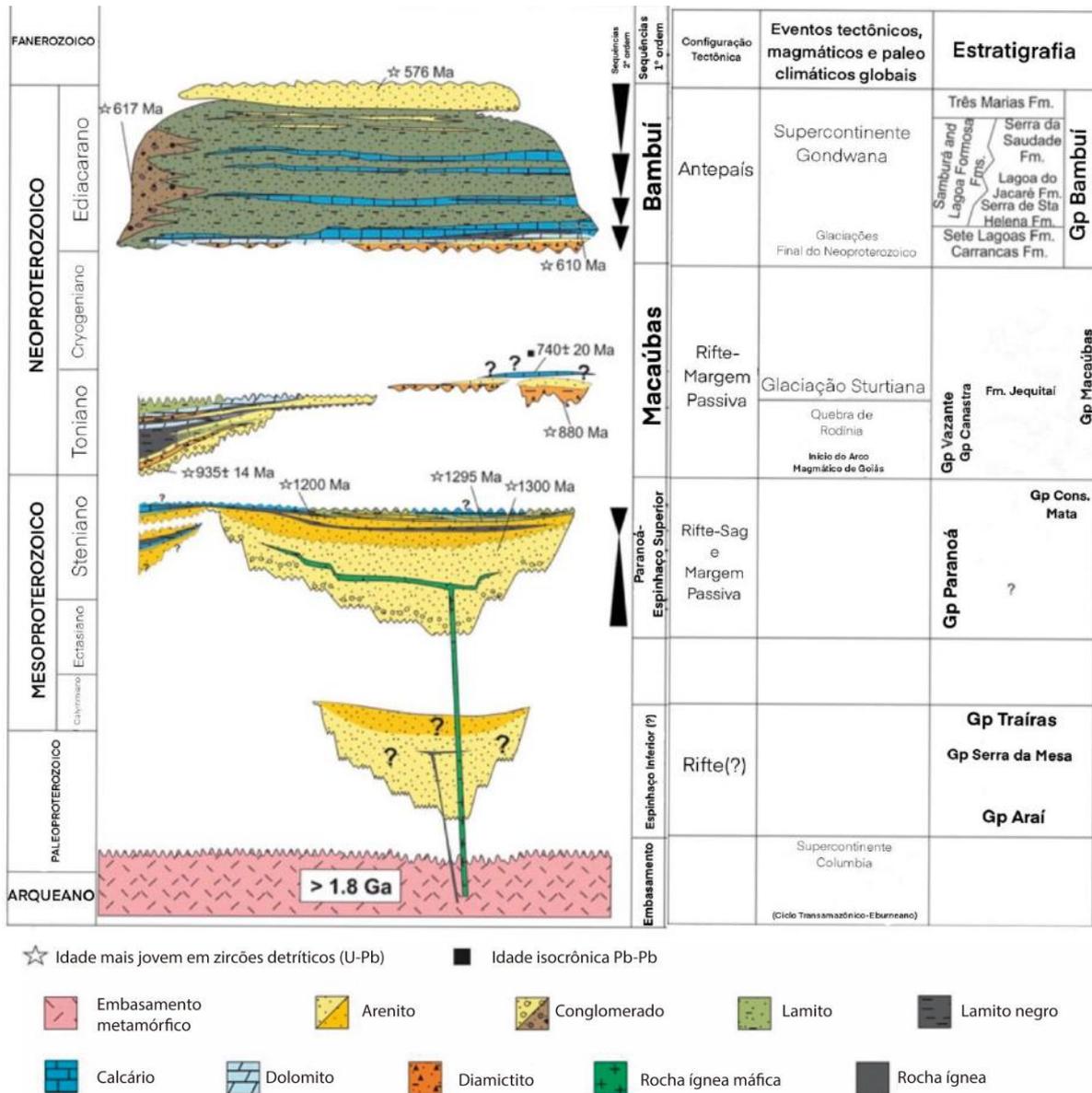
### 2.2.1 Sequências de primeira ordem

A Estratigrafia de Sequências estuda a mudança nos padrões de empilhamento deposicional em resposta a mudanças entre espaço de acomodação e aporte sedimentar e pode ser aplicada desde escalas de sistemas deposicionais até escalas de preenchimento de bacias (Catuneanu *et al.*, 2005). A divisão é feita de modo hierárquico, na qual cada sequência consiste em uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitados no topo e na base por discordâncias ou superfícies de conformidade correlativa (Martins-Neto 2007).

Para Catuneanu *et al.* (2005), a Estratigrafia de Sequências fornece as melhores ferramentas para interpretação de bacias proterozoicas, pois através do conhecimento da arquitetura faciológica é possível compensar a falta de controle temporal dessas bacias e sua recorrente baixa preservação de características sedimentares. Além disso, ainda constitui um método que oferece uma visão sobre os principais mecanismos que controlam a deposição das sequências, permitindo o entendimento da evolução da bacia e os principais processos tectônicos ocorridos.

As sequências de 1ª ordem são reconhecidas como sucessões sedimentares que representam um completo preenchimento de bacia e são delimitadas na base e no topo por discordâncias regionais (Martins-Neto 2007). A mudança no regime tectônico é o critério responsável na delimitação de diferentes sequências de 1ª ordem, ou seja, diferentes bacias, como por exemplo: bacia de margem passiva e/ou bacia tipo rifte-*sag* (Martins-Neto *et al.*, 2001; Martins-Neto 2007). Desta forma, a duração de uma bacia é irrelevante para a análise da Estratigrafia de Sequências, já que este intervalo é definido pela recorrência dos processos de larga escala, responsáveis pela alteração no padrão de empilhamento estratigráfico (Catuneanu *et al.*, 2005).

Alkmin & Martins-Neto (2011) definem o registro sedimentar do cráton São Francisco e suas bordas como subdividido em quatro sequências de primeira ordem: Espinhaço Inferior, Espinhaço Superior, Macaúbas e Bambuí (**Figura 5**). Juntas, essas sequências registram mais de 1 Ga da história de evolução do atual cráton São Francisco (Martins-Neto 2007).



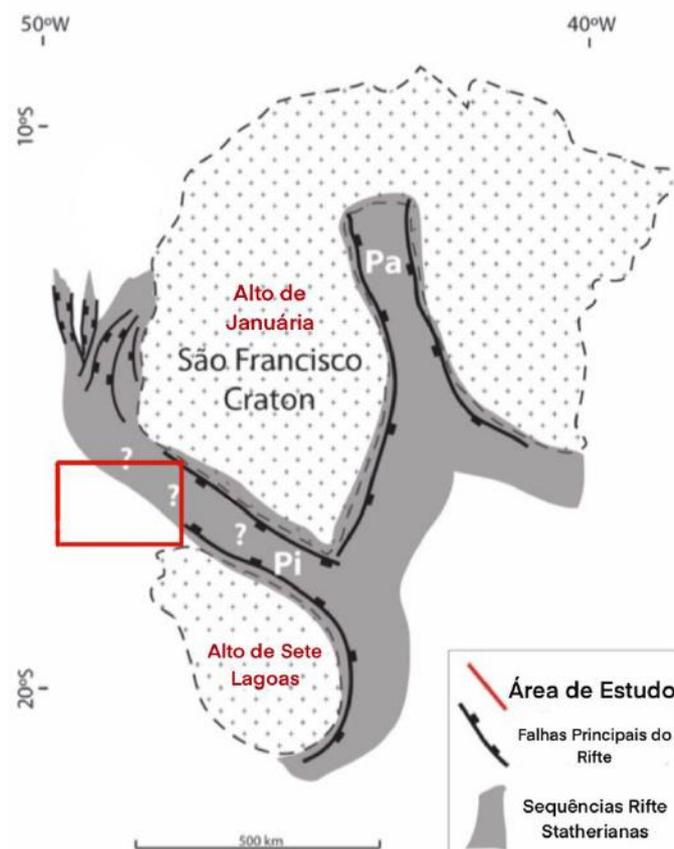
**Figura 5:** Carta estratigráfica esquemática. Correlações estratigráficas foram alteradas do original (Modificado de Reis *et al.*, 2015).

### 2.2.2 Embasamento

O embasamento metamórfico consiste no conjunto de rochas metamórficas de grau baixo a alto, cuja idade é superior a 1,8 Ga, é recoberto por sucessões metassedimentares proterozoicas e fanerozoicas (Reis *et al.* 2017). O embasamento é interpretado como produto da amalgamação ocorrida durante a Orogenia Transamazônica-Eburniana, durante o Paleoproterozoico (Martins-Neto 2007).

### 2.2.3 Sequências Espinhaço

As sequências Espinhaço são os registros de sucessivos eventos extensionais ocorridos no paleocontinente São Francisco a partir de período Statheriano (1,77 Ga), preenchendo principalmente os aulacógenos Paramirim e Pirapora, na porção oriental e centro-sul do cráton (**Figura 6**) (Pimentel *et al.*, 1991; Alkmin & Martins-Neto, 2011).



**Figura 6:** Principais feições do embasamento do Cráton São Francisco e distribuição da sequência Espinhaço; Pi = Aulacógeno Pirapora; Pa = Aulacógeno Paramirim. (Modificado de Martins-Ferreira, 2017).

Na Faixa Brasília, as unidades correlativas às sequências Espinhaço Inferior e Superior são as rochas siliciclásticas dos grupos Araí/Traíras e Grupo Paranoá, respectivamente (Martins-Ferreira *et al.*, 2018). Essas sequências são interpretadas como registros de bacias rifte e bacias intracratônicas, ou de margem continental (Martins-Ferreira, 2017).

### 2.2.4 Sequência Macaúbas

A sequência Macaúbas foi definida na porção leste do cráton São Francisco, onde ocorre a sucessão metassedimentar do Grupo Macaúbas. Para oeste existem unidades correlatas

intracratônicas de extensa ocorrência, em especial os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitaí. Essa sequência representa as fases pré-rifte, rifte e de margem passiva de uma bacia estabelecida na porção oriental do paleocontinente São Francisco a partir do Toniano (Martins-Neto, 2007; Alkmin & Martins-Neto, 2011; Reis *et al.*, 2015).

Na borda ocidental do cráton São Francisco, os depósitos pelito-carbonáticos dos grupos Vazante e Canastra, assim como as partes inferiores dos grupos Ibiá (diamictitos da Fm. Cubatão) e Araxá são interpretadas como potenciais correlativos à sequência Macaúbas. Sua ocorrência na área de estudo está limitada a lascas empurradas sobre um descolamento basal em direção ao cráton (Alkmin & Martins-Neto, 2011; Reis *et al.*, 2015).

### 2.2.5 Sequência Bambuí

A sequência Bambuí é composta pelo Grupo Bambuí, uma sucessão mista de rochas siliciclásticas e carbonáticas que recobrem grande parte do Cráton São Francisco. Seu registro é interpretado como uma sequência de primeira ordem, acumulada a partir do Ediacarano em um contexto de bacia de antepaís ou de uma bacia restrita relacionada à tectônica *forebulge* (Alkmin & Martins-Neto, 2011; Reis *et al.*, 2017).

Na área de estudo é reconhecida como a unidade predominante em superfície, estando também envolvida no sistema imbricado responsável pela justaposição entre os grupos Vazante e Bambuí, assim como a empurrões envolvendo somente o Grupo Bambuí (Reis & Alkmin, 2015).

### 2.3 Unidades Litoestratigráficas

A complexa estruturação da porção externa da Faixa Brasília (**Figura 7**) e o limitado conhecimento do controle temporal das unidades envolvidas ocasionam incertezas quanto ao arcabouço estratigráfico pré-deformacional da margem oeste do cráton São Francisco (Valeriano, 2017).

A principal complicação consiste na ocorrência dos grupos Vazante e Canastra como lascas de empurrão, transportadas em direção ao cráton (**Figura 8**) (Valeriano, 2017). Abaixo são descritas as principais unidades litoestratigráficas que afloram na área de estudo e os dados de datação isotópica das unidades é sumarizada na **Tabela 1**.

**Tabela 1:** Datações isotópicas das principais unidades metassedimentares da área de estudo.

<b>Unidade</b>	<b>Idades U-Pb de zircões detríticos mais jovens</b>	<b>Idades Re-Os</b>	<b>Referências</b>
<b>Grupo Bambuí</b>			
Fm. Três Marias	616 Ma		Rodrigues (2008)
Fm. Serra da Suadade	520±5 Ma		Moreira <i>et al.</i> , 2020
Fm. L. do Jacaré e Serra Sta. Helena	612 Ma		Rodrigues (2008)
Fm. Sete Lagoas	~557 Ma		Santos <i>et al.</i> , 2014
<b>Fm. Jequitaiá</b>	880 Ma		Rodrigues (2008)
<b>Grupo Canastra</b>	1,03; 1,04 Ga	1002±45 Ma	Rodrigues <i>et al.</i> , 2010; Pimentel <i>et al.</i> , 2011; Bertoni <i>et al.</i> , 2014
<b>Grupo Vazante</b>			
Fm. Serra da Lapa	1,08 Ga	993±46 Ma e 1100±77 Ma	Azmy <i>et al.</i> , 2008; Rodrigues <i>et al.</i> , 2012
Fm. Serra do Garrote	1296±13 Ma	1354±88 Ma	Geboy <i>et al.</i> , 2013;
Fm. Rocinha	935±14 Ma		Rodrigues (2008)
<b>Grupo Paranoá</b>	1,1 Ga; 1042 Ma (xenotima diagenética, Faixa Brasília Setentrional);		Matteini <i>et al.</i> , 2012; Seraine <i>et al.</i> , 2019

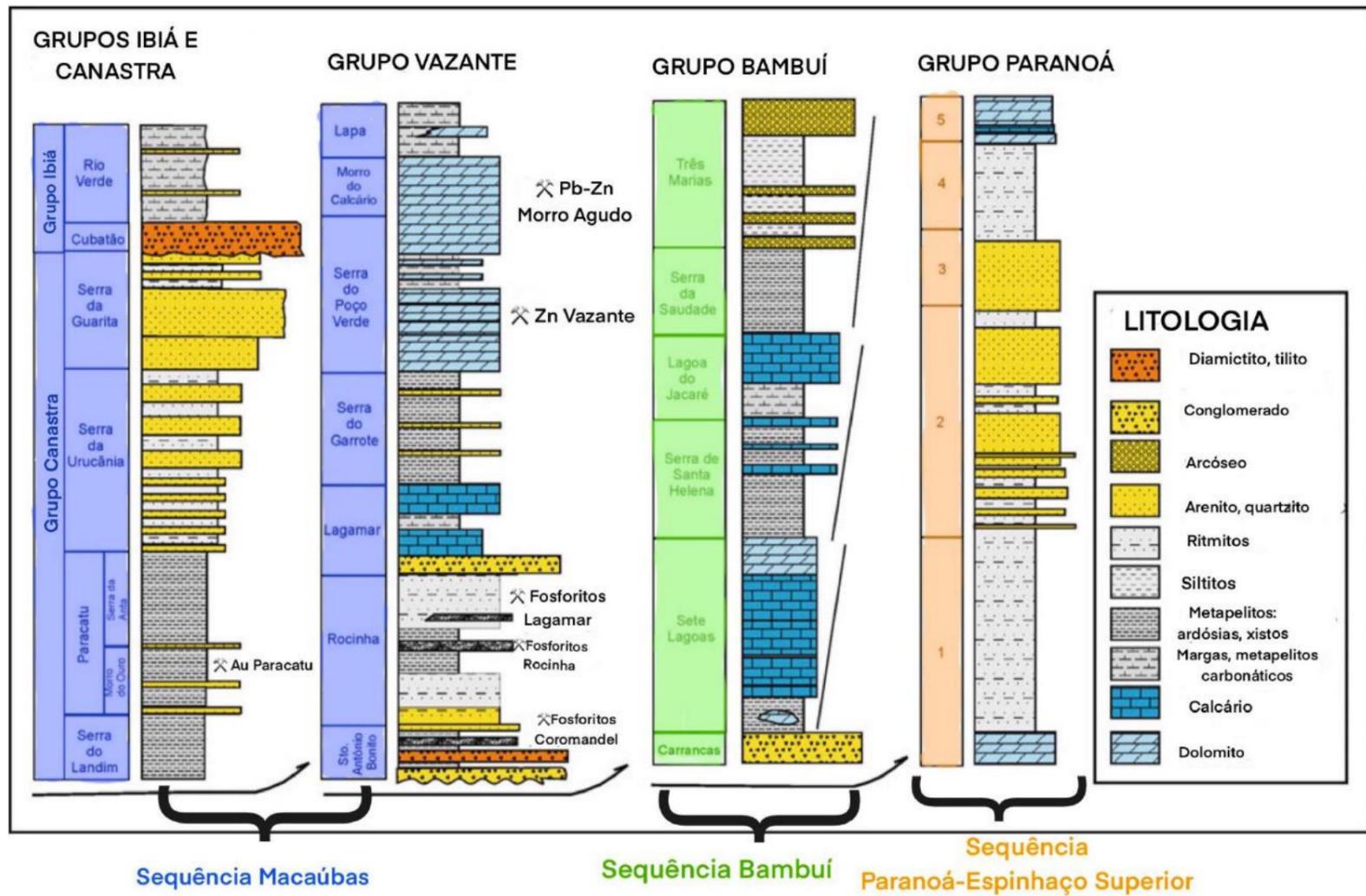


Figura 7: Colunas litoestratigráficas representativas para os grupos Ibiá, Canastra, Vazante, Bambuí e Paranoá (Extraído de Valeriano, 2017).

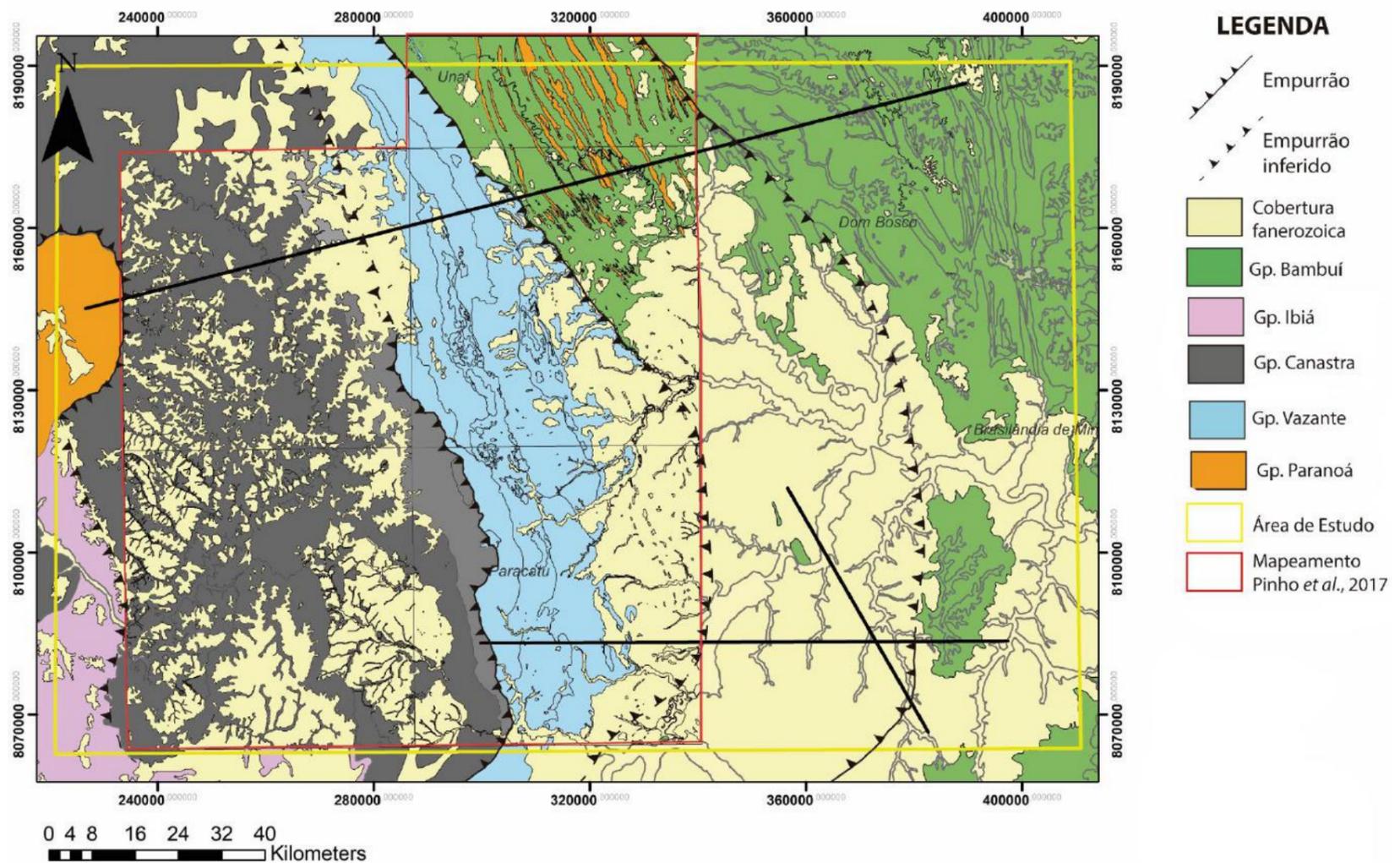
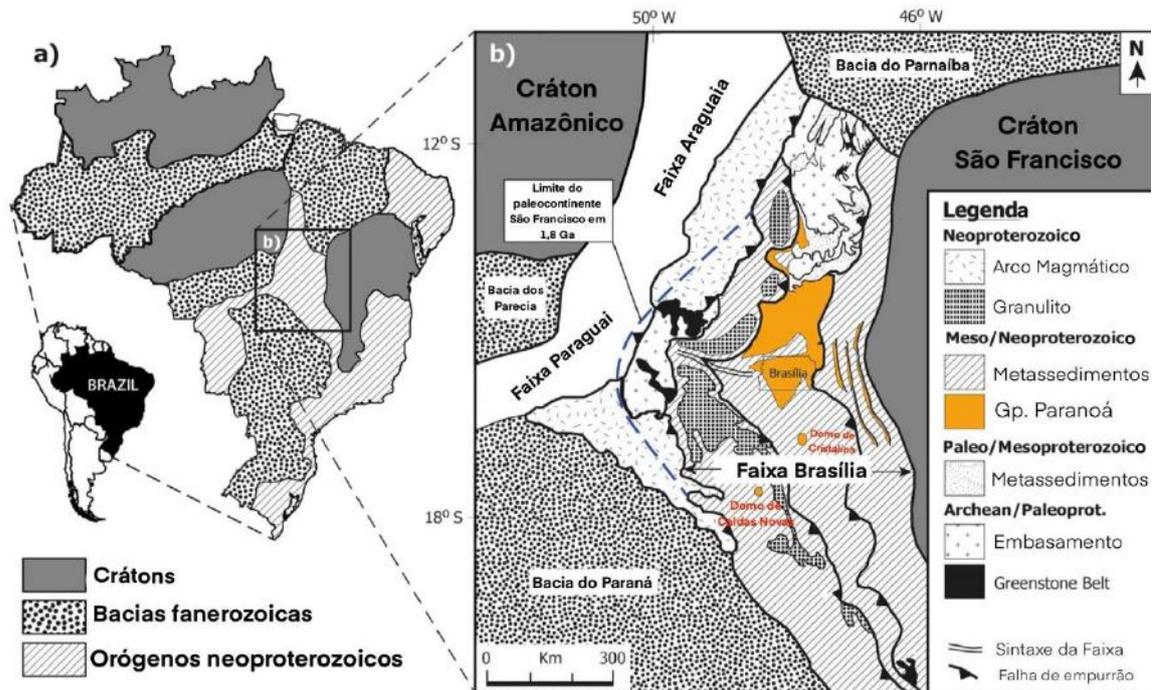


Figura 8: Mapa geológico da área de estudo. Fonte: Mapeamento CPRM 1:1.000.000 e Pinho *et al.*, 2017 [1:100.000] (Folhas Unai, Ribeirão Arrojado, Serra da Tiririca e Paracatu).

## 2.3.1 - Grupo Paranoá

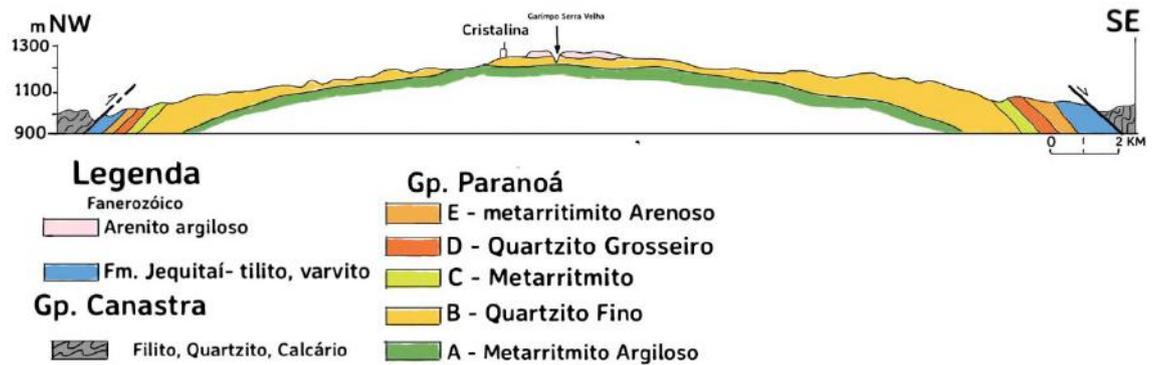


**Figura 9:** Mapa simplificado mostrando a área de afloramento do Grupo Paranoá na Faixa Brasília. O limite do paleocontinente São Francisco há 1,8 Ga é proposto por Martins-Ferreira *et al.* (2018). (Modificado de Martins-Ferreira *et al.*, 2018).

O Grupo Paranoá consiste em uma sucessão psamo-pelito-carbonatada que aflora predominantemente na zona externa do setor setentrional da Faixa Brasília (FBS), além de ser exposto no setor meridional, em Caldas Novas e Cristalina através de janelas estruturais e na região de Unai e Formosa (**Figura 9**).

O Grupo Paranoá é interpretado como uma sequência de primeira ordem depositada sobre as porções oeste do cráton e correlacionável regionalmente à sequência Espinhaço Superior (Reis & Alkmin, 2015; Martins-Ferreira *et al.*, 2018). O contexto tectônico do preenchimento da bacia Paranoá é interpretado na literatura como de margem passiva (Campos *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2017; Pimentel, 2016), de bacias rifte-*sag* (Martins- Neto & Alkmin, 2011; Reis & Alkmin, 2015) ou bacia de margem continental (Faria, 1985; Martins-Ferreira *et al.*, 2018).

Na área de estudo, as unidades do Grupo Paranoá afloram somente no núcleo do Domo de Cristalina, uma janela estrutural situada no sudeste de Goiás (Faria 1985) (**Figura 9 e 10**). De acordo com Campos *et al.* (2013), "a presença do Grupo Paranoá é inequívoca" nas regiões dos domos de Cristalina e Caldas Novas, e as unidades expostas nos núcleos destas estruturas são correlacionáveis à porção do topo da coluna estratigráfica definida para o Grupo.



**Figura 10:** Seção geológica do Domo de Cristalina (Adaptado de Faria, 1985).

Baseado na definição da coluna estratigráfica representativa do Grupo para porções mais externas da Faixa Brasília (Faria 1985), Campos *et al.* (2013) formalizam onze formações para a área-tipo localizada em Alto Paraíso, Distrito Federal.

A porção basal da coluna é representada pela ocorrência de uma unidade paraconglomerática (Formação Ribeirão São Miguel) depositada sobre a discordância erosiva com o Grupo Araí/Traíras. As porções intermediária e superior são caracterizadas por alternância entre quartzitos, metassiltitos, metargilitos e metarritmitos, com a predominância de rochas pelito-carbonáticas na porção superior, as quais ocorrem na forma de lentes interdigitadas, contendo diferentes tipos de estromatólitos colunares (Campos *et al.*, 2013).

Devido à sua extensa área de ocorrência, a estratigrafia do Grupo Paranoá apresenta variações faciológicas verticais e laterais. Essas variações podem ser explicadas por possíveis controles paleogeográficos e paleoambientais locais sobre o ambiente deposicional (Campos *et al.*, 2013). Um dos resultados dessas variações consiste em um intervalo característico composto unidades sedimentares imaturas, conglomerados e arenitos feldspáticos, que afloram nas regiões de Cristalina, Caldas Novas, Cabeceiras, Formosa (GO) e Formoso e Unaí (MG). Seraine *et al.* (2019) denominam este intervalo Nível Arcóseo e o correlacionam à unidade estratigráfica superior do Grupo Paranoá (Formação Córrego do Barreiro).

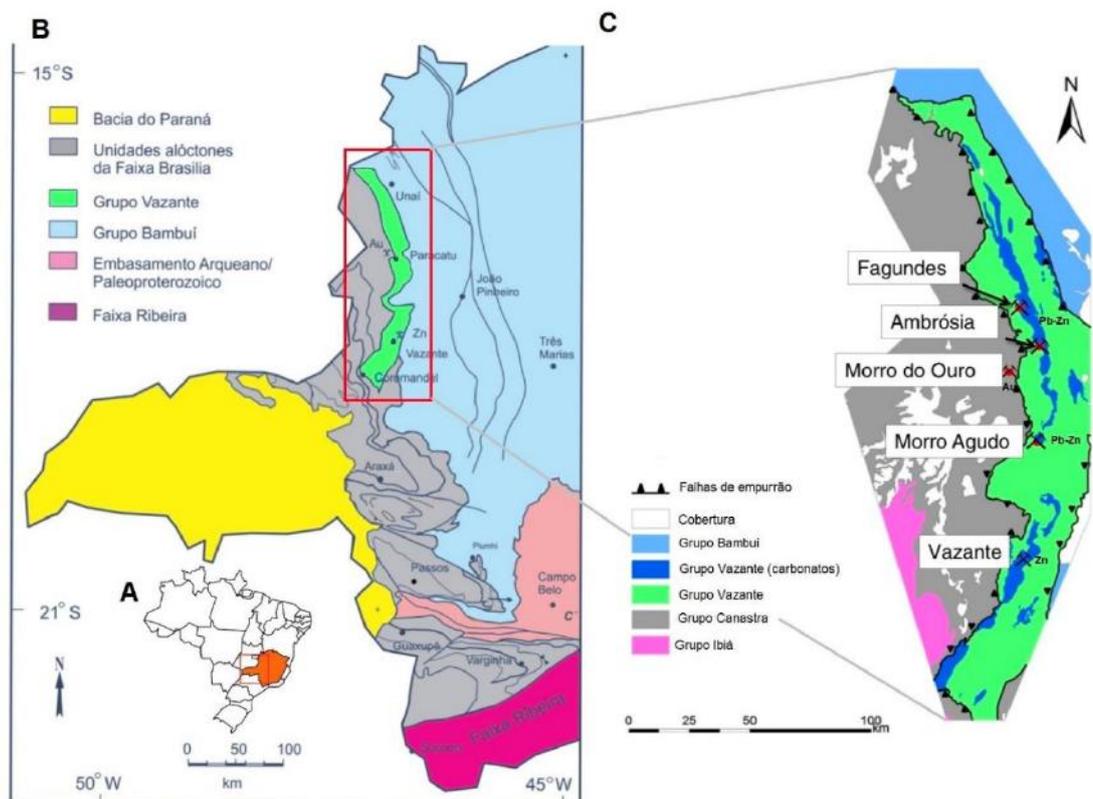
No setor setentrional da Faixa, de acordo com as relações de contato entre as rochas do Grupo Paranoá e as do Grupo Araí e Grupo Bambuí, a idade de deposição da bacia Paranoá é considerada para o intervalo entre os períodos Steniano e Toniano (1200-1000 Ma). Entretanto, a sua relação estratigráfica e de idade com o Grupo Canastra e Vazante ainda não é seguramente determinada. Mesmo assim, alguns autores consideram o Grupo Canastra como equivalente lateral do Grupo Paranoá (Campos *et al.*, 2013; Martins Ferreira *et al.* 2018).

As datações isotópicas de U-Pb em zircões detríticos fornece idade máxima de deposição de cerca de 1,54 Ga. A idade mínima de deposição deste grupo é de cerca de 1042 Ma, dada por datação de U- Pb em xenotima diagenética (Matteini *et al.*, 2012).

Estudos recentes indicam idade de 1,1 Ga (U-Pb de zircões detríticos) como idade máxima de deposição para o Nível Arcóseo e Formação Córrego do Barreiro, unidades superiores do Grupo Paranoá, e, portanto, mais antigas do que as idades encontradas para a base do Grupo Canastra, permitindo um melhor entendimento da relação estratigráfica dessas unidades (Seraine *et al.*, 2019).

### 2.3.2 Grupo Vazante

O Grupo Vazante aflora na porção centro-sul da Faixa Brasília, noroeste do estado de Minas Gerais, como um conjunto contínuo de rochas pelito-carbonáticas, metamorizadas na fácies xisto verde, que se estende por cerca de 250 km na direção N- S (Dardenne, 2000; Sotero *et al.*, 2019). Dardenne (2000) denomina esta faixa de ocorrência como Faixa Vazante (**Figura 11B**).



**Figura 11:** Mapa litológico da porção noroeste do estado de Minas Gerais (B), e distritos Zincífero de Vazante (Sul) e Plumbo-Zincífero de Paracatu (Norte) (C) (Modificado de Slezak *et al.*, 2014 e Valeriano *et al.*, 2019).

A Faixa Vazante é reconhecida por conter importantes depósitos de Pb-Zn e pode ser dividida em dois domínios diferentes, norte e sul, que são separados pela Inflexão do Rio Escuro. Os domínios possuem diferentes características estratigráficas e de estilo de mineralização, com mineralização de zinco silicatado a sul (Distrito Zincífero de Vazante) e zinco sulfetado a norte (Distrito Plumbo-Zincífero de Paracatu) (**Figura 11C**) (Sotero *et al.* 2019).

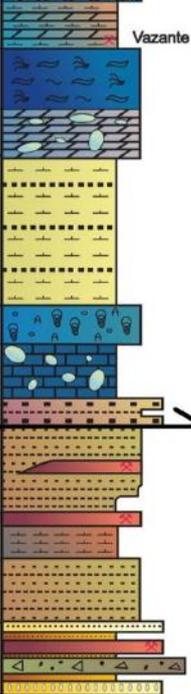
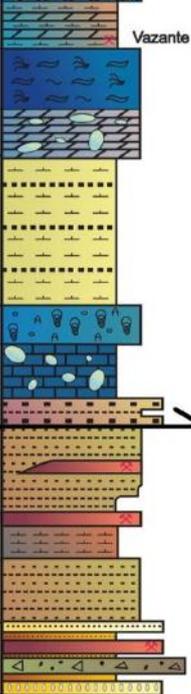
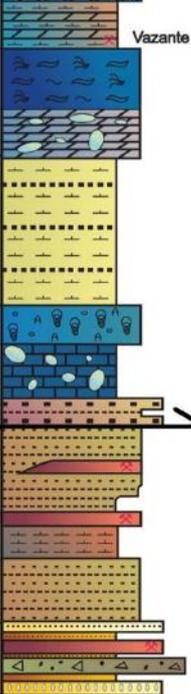
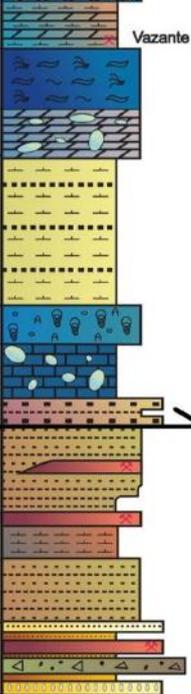
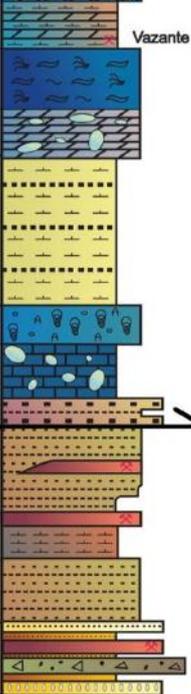
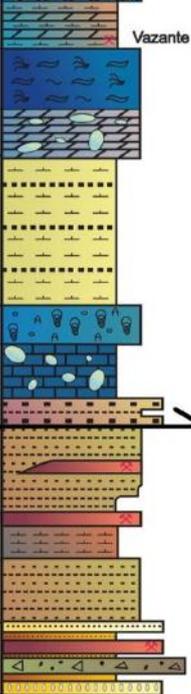
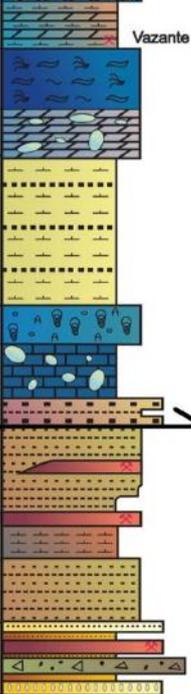
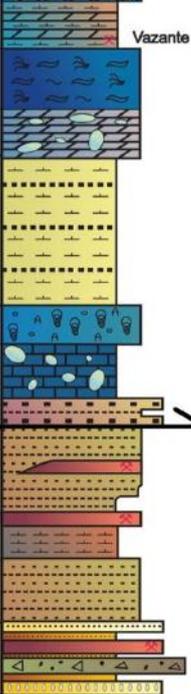
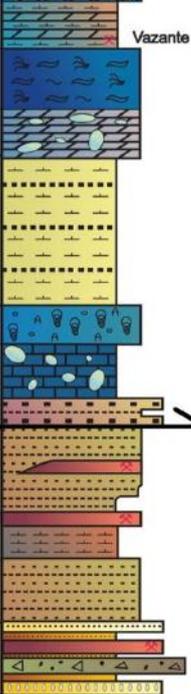
Dardenne (2000) foi responsável por classificar e propor a coluna estratigráfica representativa do grupo, o dividindo em sete formações, da base para o topo: Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa.

A idade de deposição máxima para o Grupo Vazante (Dardenne, 2000) é de cerca de ~936 Ma, obtida a partir da população mais jovem de zircões detríticos encontrados na Formação Rocinha (Rodrigues, 2008).

Com base em dados geocronológicos e relações de campo, Misi *et al.* (2014) propõem um novo arcabouço tectonoestratigráfico para o Grupo Vazante no qual suas unidades intermediárias e superiores, de idades Mesoproterozoicas, foram empurradas sobre a unidade basal (formações Rocinha e St. Antônio do Bonito), de idade Neoproterozoica, sendo esta vagamente correlacionada ao Grupo Bambuí. Essa hipótese explica a presença de zircões detríticos com idades U-Pb mais antigas para as porções média e superior do que as encontradas para porção basal do Grupo Vazante (~936 Ma). No novo modelo de Misi *et al.* (2014) as unidades Mesoproterozoicas são interpretadas como uma sequência, diferindo do agrupamento estratigráfico proposto por Dardenne (2000) e lhe atribuindo a nomenclatura de Sequência Vazante (**Figura 12**).

A nova interpretação de Misi *et al.* (2014) é suportada pelas idades encontradas para a Formação Serra do Garrote, de cerca de 1,3 Ga (isócronas U-Pb de zircões detríticos e isócronas Re-Os de folhelhos) (Rodrigues *et al.*, 2012; Geboy *et al.* 2013; Bertoni *et al.*, 2014). O arcabouço estratigráfico de Misi *et al.* (2014) também permite a correlação entre as formações Santo Antônio do Bonito e Jequitáí com base no intervalo de diamictitos presente em ambas (Rodrigues *et al.*, 2012; Geboy *et al.*, 2013; Misi *et al.*, 2014).

## Sequência Vazante

	Formação	Membro	Descrição e depósitos/ocor- rências minerais associadas			
MESOPROTEROZOICO	Serra da Lapa	Serra da Lapa	Ardósias carbonatadas cinzas e lentes de dolomitos			
		Serra do Velosinho	Ardósias carbonatadas pretas			
	Morro do Calcário	Pamplona Superior	Bioherma estromatolítica, fácies de brechas e dolarenitos Depósitos minerais: Morro Agudo, Fagundes e Ambrósia		Morro Agudo	
	Serra do Poço Verde	Pamplona Intermediário	Dolomitos rosados com esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento			
		Pamplona Inferior	Ardósias cinza a verde com intercalações de dolomitos rosados Depósito mineral: Vazante			Vazante
		Morro do Pinheiro Superior	Dolomitos cinza-escuros com esteiras estromatolíticas e <i>birds eyes</i>			
		Morro do Pinheiro Superior	Dolomitos cinza-claros a rosados com intercalações de brechas e dolarenitos			
	Serra do Garrote		Ardósias cinzas com lentes de quartzitos esporádicas			
	Lagamar	Sumidouro	Bioherma estromatolítica			
			Calcários cinza-escuros e brechas dolomíticas			
	Arrependido	Conglomerados				
NEOPROT.	Rocinha	Ritmitos				
		Depósito mineral: Lagamar - fosforito				
		Ardósias cinza-escuras, piritosas e fosfatadas Depósito mineral: Rocinha - fosforito				
		Ritmitos				
Santo Antônio do Bonito		Intercalações de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias Ocorrência mineral: Coromandel - fosforito				

**Figura 12:** Coluna estratigráfica do Grupo Vazante segundo Dardenne (2000), reinterpretada por Misi *et al.* (2014). (Extraído e modificado de Dias *et al.*, 2018).

Portanto, o registo da bacia Vazante é interpretado como uma sequência Meso-Neoproterozoica de primeira ordem, que consiste em uma sucessão pelito-carbonática acumulada predominantemente durante um ciclo regressivo e interpretada como depósitos de plataforma marinha (Dardenne, 2000; Misi *et al.*, 2014; Sotero *et al.*, 2019).

Na unidade do topo da sequência Vazante, a Formação Serra da Lapa, foram obtidas idades através da isócrona Re-Os de  $993 \pm 46$  Ma e  $1100 \pm 77$  Ma e idade U-Pb mais jovem de zircões detríticos de 1,08 Ga (Azmy *et al.*, 2008; Rodrigues *et al.*, 2012).

A idade da Formação Lagamar, e consequentemente a idade de deposição máxima da sequência Vazante, ainda é controversa; com base em possíveis microfósseis (*possible vase-shaped microfossils*), dados isotópicos e associações entre os tipos de estromatólitos presentes, Alvarenga *et al.* (2019) atribuem um intervalo de idade Toniano como possível intervalo de

deposição de toda a sequência, questionando a precisão e aplicabilidade do método Re-Os na datação dos intervalos pelíticos.

No entanto, outros autores consideram que as idades obtidas para a Formação Serra do Garrote através da isócrona de Re- Os e a idade U-Pb mais jovem de zircões detríticos (~1,3 Ga), em conjunto com a associação estromatolítica, sejam indicativas de períodos de deposição entre 1350 Ma e 950 Ma. Estas são as evidências utilizadas pelos autores que interpretam que a deposição da sequência Vazante ocorreu durante o Mesoproterozoico (Bertoni *et al.*, 2014; Misi *et al.*, 2014; Fernandes *et al.*, 2019; Marques *et al.*, 2019).

### 2.3.3 Grupo Canastra

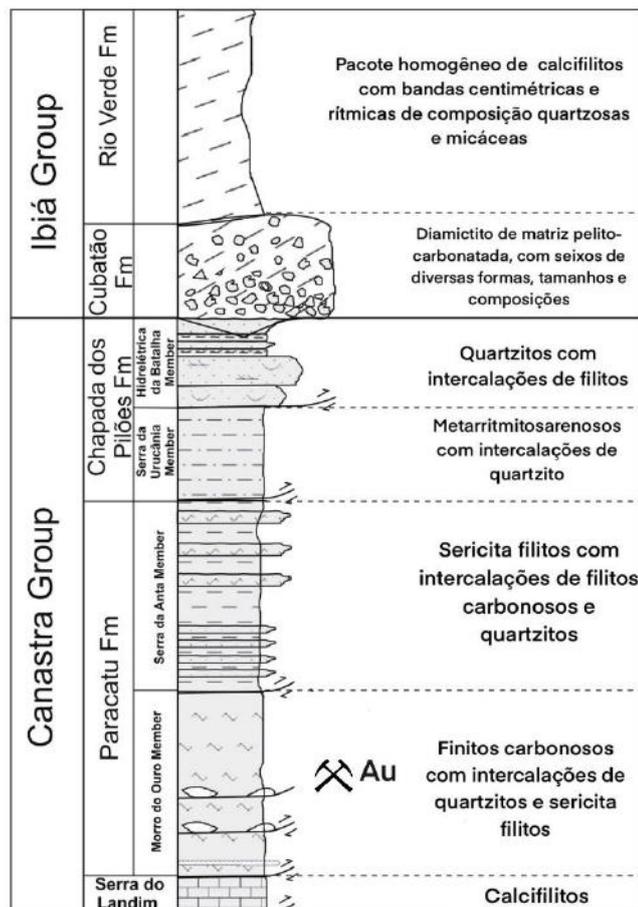
As rochas que compõem o Grupo Canastra afloram majoritariamente na porção centro-sul da Faixa Brasília e apresentam-se metamorfozadas na fácies xisto verde (Pereira *et al.*, 1994). Localmente, metadiamicritos da Formação Cubatão, Grupo Ibiá, sobrepõem as rochas do Grupo Canastra em discordância erosiva (Pereira *et al.*, 1994).

Na área de estudo, as rochas do Grupo Canastra ocorrem em contato tectônico com o Grupo Vazante, a leste.

O Grupo Canastra é apresentado na literatura como uma megassequência regressiva por apresentar perfil estratal de granocrescência ascendente em sua seção-tipo (Pereira *et al.*, 1994; Carvalho *et al.*, 2016; Pimentel *et al.*, 2011).

A coluna estratigráfica representativa para o grupo (Rodrigues, 2008) é dividida em três formações, da base para o topo: Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões (**Figura 13**). Na porção inferior do grupo há a presença de calcofilitos intercalados com calcoxistos, sobrepostos por um espesso pacote de filitos carbonosos intercalados a quartzitos, que compõem a Formação Paracatu. No topo da sucessão do Grupo Canastra ocorrem os quartzitos turbidíticos com intercalações de filitos da Formação Chapada dos Pilões (Carvalho *et al.*, 2019).

A Formação Paracatu é dividida em dois membros: Morro do Ouro, predominantemente quartzitos com intercalações filíticas, e Serra da Anta, que corresponde aos filitos carbonosos com intercalações quartzíticas (Carvalho *et al.* 2016; Carvalho *et al.*, 2019). A Formação Paracatu abriga a maior mina de ouro do Brasil (8060 oz @ 0,4 g/ton; Sims, 2020). A mineralização ocorre associada a veios de quartzo boudinados em meio aos filitos carbonosos, apresentando baixos teores e significativa tonelagem (Oliver *et al.*, 2015; Lobato & Costa, 2018).



**Figura 13:** Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá, segundo Dardenne (2000) (Modificada de Rodrigues *et al.*, 2010).

A organização estratigráfica do Grupo, marcada pelo aumento progressivo de contribuição arenosa em direção ao topo, permitiu Dardenne (2000) e Pereira *et al.* (1994) interpretarem as rochas do Grupo Canastra como um depósito de plataforma marinha acumulada durante um ciclo regressivo. Deste modo, os filitos basais são interpretados como fácies de mar profundo, sobrepostos por depósitos de ambientes cada vez mais rasos.

As idades e relações estratigráficas entre o Grupo Canastra e as demais unidades metassedimentares ainda são bastante discutidas. Idades obtidas utilizando o método U-Pb indicam que a idade de deposição máxima para a porção basal do grupo é de cerca de 1,03-1,04 Ga (Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2011). Essas idades são corroboradas pela idade obtida através do método Re-Os de  $1002 \pm 45$  Ma (Bertoni *et al.*, 2014).

Inicialmente, parte do Grupo Araxá foi considerado como equivalente lateral do Grupo Canastra devido às suas similaridades litológicas (Campos Neto, 1984). Recentes estudos de proveniência das rochas do Grupo Araxá atestam idades similares (U-Pb de zircões detríticos) entre a porção inferior do Grupo Araxá e o Grupo Canastra (Falci *et al.*, 2018). Assim, a parte

inferior do Grupo Araxá é interpretada como a parte distal de uma sequência de margem passiva, enquanto o Grupo Canastra corresponde à parte proximal da margem passiva que se desenvolveu na borda oeste do paleocontinente São Francisco (Falci *et al.*, 2018).

Além da correlação com o Grupo Araxá, outros autores interpretam o Grupo Canastra como equivalente lateral do Grupo Paranoá (Fuck *et al.*, 2017; Pimentel *et al.*, 2016; Dardenne, 2000; Pereira *et al.*, 1994).

#### 2.3.4 Formação Jequitaí

A Formação Jequitaí foi definida na região da Serra de Água Fria e Serra do Cabral, próximo às cidades homônimas, na porção centro-norte do estado de Minas Gerais (Caxito *et al.*, 2012 e referências nele contido). É constituída principalmente por diamictitos maciços pobres em clastos, intercalados a arenitos e ritmitos (Cukrov *et al.*, 2005).

Em sua área-tipo, a formação ocorre sobre o Supergrupo Espinhaço em discordância erosiva e é recoberta pelos pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí (Cukrov *et al.*, 2005).

Na área de estudo, a Formação Jequitaí aflora através da janela estrutural formada pela flexura local das unidades metassedimentares, conhecida como Domo de Cristalina (**Figura 9 e 10**). As rochas do Grupo Canastra apresentam-se empurradas sobre diamictitos Jequitaí, e estes repousam em discordância erosiva sobre as rochas do Grupo Paranoá, que constitui a unidade principal aflorante no núcleo da estrutura (Faria, 1995).

As variações de fácies e maior espessura da Formação Jequitaí no Domo de Cristalina (~150 m) em comparação com a espessura apresentada em sua área-tipo (80m), levou Cukrov *et al.* (2005) a interpretar a formação como depósitos de ambiente marinho de águas cada vez mais profundas em direção ao depocentro, a oeste. As ocorrências nas duas localidades, separadas por 300 km, permite considerar a Formação Jequitaí como uma importante camada guia. Segundo Martins-Neto *et al.* (2013), “o estudo destas rochas pode proporcionar dados sobre a história de transição Meso/Neoproterozoica não preservada do registro sedimentar”.

Os diamictitos da Formação Jequitaí apresentam clastos de carbonatos, gnaisses, quartzitos, granitos e quartzo. Os clastos de carbonato apresentam características isotópicas similares à de carbonatos plataformais pré-glaciais, com demarcada anomalia negativa de  $\delta^{13}\text{C}$  (Caxito *et al.*, 2012). Segundo Caxito *et al.* (2012), uma possível fonte destes clastos seria o Grupo Vazante, principalmente os carbonatos da Formação Serra da Lapa que apresentam um perfil isotópico marcado por valores fortemente negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (Azmy *et al.* 2008).

A idade de deposição máxima para a Formação Jequitaí é dada por idades U-Pb mais jovens de zircões detriticos de cerca de 880 Ma e a idade de deposição mínima é dada por idades

Pb-Pb de carbonatos da base do Grupo Bambuí (~740 Ma) (Babinski *et al.*, 2007; Rodrigues, 2008). Assim, Formação Jequitai é interpretada como possíveis depósitos glaciogênicos do período Esturtiano (717-663 Ma) (Cukrov *et al.*, 2005; Martins-Ferreira *et al.*, 2013).

### 2.3.5 Grupo Bambuí

Sua litoestratigrafia é composta por diamictitos e conglomerados basais (Formação Carrancas), sobrepostos por sucessão de rochas siliciclásticas e carbonáticas (formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias) (**Figura 7**) (Caxito *et al.*, 2012; Reis *et al.*, 2017).

A idade de deposição do Grupo Bambuí ainda é controversa, mas geralmente aceita como de idade Neoproterozoica. A idade de deposição máxima para a sequência é baseada na idade U-Pb mais jovem de zircões detríticos, de cerca de 610 Ma, ou na idade Pb-Pb de cerca de 740 Ma, ambas encontrados nas rochas da Formação Sete Lagoas. A idade de deposição mínima é dada pela idade de exumação e colocação das nappes metamórficas da porção sul da Faixa Brasília, datada de cerca de 567 Ma pelo método K-Ar (Babinski *et al.*, 2007; Valeriano *et al.*, 2008; Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011; Caxito *et al.*, 2012). No entanto, recentes dados publicados sugerem que a idade máxima de deposição para a Fm. Sete Lagoas, porção basal do Grupo, seja ~557 Ma (Paula-Santos *et al.*, 2014) e que sua porção superior (F. Serra da Saudade) seja de  $520 \pm 5$  Ma (Moreira *et al.*, 2020), o que limita a sua ocorrência ao intervalo Ediacarano-Cambriano.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada foi composta pelas seguintes etapas, detalhadas neste capítulo: levantamento bibliográfico e de dados, amarração do poço à sísmica, interpretação sísmica, conversão de seções sísmicas de tempo para profundidade (*depth conversion*), modelagem geológica e balanceamento.

#### 3.1 Levantamento Bibliográfico E De Dados

A primeira etapa no desenvolvimento deste trabalho consistiu no levantamento bibliográfico com o objetivo de entender o contexto regional no qual se inclui a Faixa Brasília e as unidades litoestratigráficas da área de estudo. Também foram analisados trabalhos sobre geologia estrutural de orógenos, modelagem geológica e geofísica.

Os dados utilizados constituem em linhas sísmicas regionais migradas (PSTM- *pre-stack time migration*) e dados de poços, dos quais foram relevantes: as interpretações dos perfis compostos, os perfis petrofísicos e os dados de checkshot. Os dados foram cedidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) como parte de sua política de cessão de dados técnicos para fins acadêmicos e/ou de pesquisa.

Dentre as seções sísmicas e poços analisados, foram relevantes para o desenvolvimento deste trabalho as seções 0240-0290, 0240-0292 e 0023-0014, por abrangerem áreas da Faixa Brasília, foco deste trabalho, em contraste às demais seções que localizam-se mais a leste, feitas com intuito de melhor caracterizar o sistema petrolífero da Bacia do São Francisco. O poço utilizado foi o 1-BRSA-948-MG por localizar-se próximo a intersecção de duas seções utilizadas, por conter dados de checkshot e por constituir o poço mais profundo, alcançando a profundidade de 3590.0 m.

Os dados de superfície utilizados consistem em levantamentos geológicos desenvolvidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e modelo digital de elevação da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

Os principais levantamentos geológicos utilizados foram o de Pinho *et al.* (2017) e Dias *et al.* (2018) pois abrangem a maior parte da área de estudo e fornecem dados estruturais de superfície, como orientação de estruturas planares e lineares, elementos críticos para a modelagem geológica.

### 3.2 Amarração Do Poço À Sísmica (*Well-tie*)

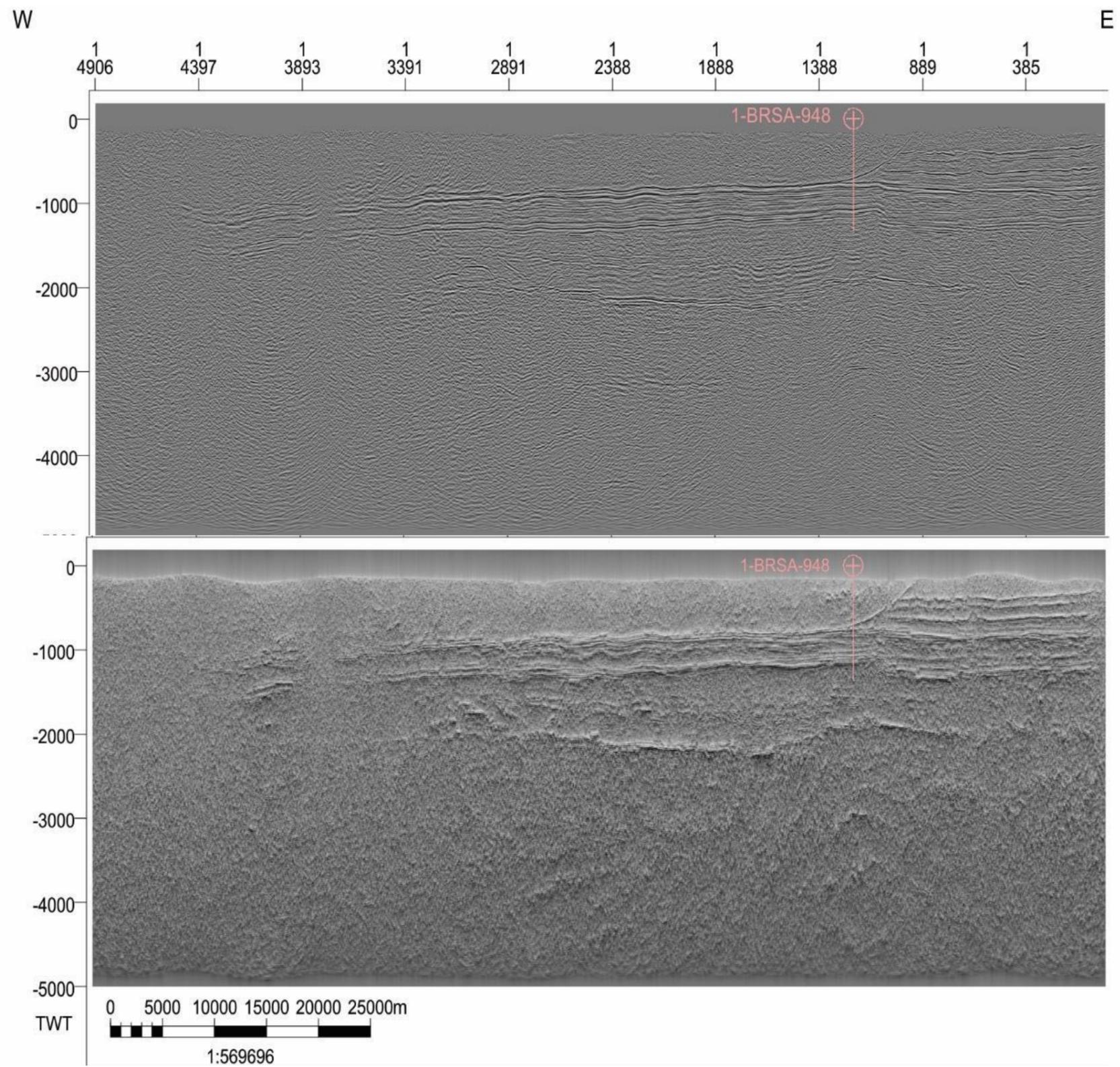
A amarração do poço à sísmica (*well-tie*) consiste em um fluxo de trabalho, que utilizando dados de poços, estes expressos em metros, visa criar um sismograma sintético para que seja feita a correlação com a seção sísmica, expressa em duplo tempo de trânsito (*Two-way travel time- TWT*). O sismograma sintético é a representação gráfica da modelagem de dados como velocidade e densidade, gerando uma série de refletores que condizem com mudanças na impedância acústica calculada. Dentre um dos principais objetivos desta técnica estão a identificação de horizontes estratigráficos na sísmica, etapa também conhecida como definição de *well-tops* (Simm & Bacon, 2014). Esta etapa foi realizada usando o software Petrel <sup>TM</sup> cuja licença acadêmica foi cedida pelo Lagesed (Laboratório de Geologia Sedimentar- UFRJ).

O primeiro passo desenvolvido foi a edição e calibração dos *logs* densidade e sônico para a construção de um *log* contínuo, visto que a produção destes dados ocorre em diferentes estágios durante o processo de desenvolvimento do poço. O passo seguinte consistiu na produção de um sismograma sintético e amarração de refletores do sismograma sintético com os refletores da seção. O último passo foi caracterizado pela definição de horizontes estratigráficos, cujos intervalos de profundidade foram obtidos através da interpretação do perfil composto do poço. Esta interpretação é proveniente do conjunto de dados cedidos pela ANP, não sendo, portanto, fruto deste trabalho.

### 3.3 Interpretação Sísmica

A interpretação sísmica foi realizada utilizando o software Petrel <sup>TM</sup> e foi dividida em duas etapas principais: 1- reconhecimento de sismohorizontes e sismofácies, 2- reconhecimento de falhas.

Durante a interpretação foi utilizado o conjunto de três atributos sísmicos, que em conjunto constituem a técnica tecVA (**Figura 14**). O primeiro atributo sísmico, Amplitude RMS, é responsável por remover a frequência portadora (*carrier frequency*), possibilitando a visualização apenas da informação geológica. O segundo atributo, *Remove Bias*, é responsável por remover a deconvolução do sinal; e por fim, o terceiro atributo, Mudança de Fase (*Phase shift*). A técnica tecVA foi importante para a interpretação, pois possibilitou realce em falhas e horizontes (estratigráficos e discordâncias) principalmente em regiões onde os refletores não eram facilmente reconhecidos, talvez devido à baixa resolução ou problemas relacionados à aquisição e processamento do dado sísmico (Nunes *et al.*, 2017).



**Figura 14:** Seção 0240-292 sem atributos sísmicos (superior) e aplicado atributos sísmicos (inferior). A localização do poço analisado (1-BRSA-948) também é demonstrada. Escala vertical em duplo tempo de trânsito (TWT/ ms).

### 3.4 Conversão Para Profundidade (*Depth conversion*)

A conversão da seção sísmica de duplo tempo de trânsito (*Two-way Travel Time- TWT*) para profundidade foi realizada através do software Move™. O software oferece diferentes ferramentas para conversão de tempo para profundidade através do cálculo da função tempo-profundidade, que para este trabalho foi criada com base nos dados do *checkshot* (profundidade e velocidade). É então realizada a interpolação linear entre as variáveis fornecidas pelo *checkshot*, criando um modelo linear de velocidade que é extrapolado por toda a seção, possibilitando a transformação para metros.

Como resultado das conversões, as profundidades reconhecidas para as seções utilizadas são de aproximadamente 10 km. Tais resultados são apenas representativos devido à escassez de dados mais confiáveis e extrapolação dos dados de apenas um poço.

### 3.5 Modelagem Geológica

A modelagem geológica foi realizada através do software Move™. Ela é uma forma de representação tridimensional do arcabouço geológico de certo objeto geológico, levando em conta a simplificação e integração de diferentes tipos de dados geológicos disponíveis a fim de criar uma representação de um ou mais aspectos do meio geológico e sua interpretação (Deacon, 2017). Desta forma, um modelo não é utilizado como uma exata representação do meio natural por não ser possível replicá-lo através dos dados coletados, na maioria das vezes escassos e sujeitos a interpretações subjetivas. Portanto, o grau de confiabilidade de um modelo é subjetivo.

Uma das formas de diminuir a subjetividade de um modelo é através do uso de modelagem implícita, um processo em que superfícies são criadas através de funções matemáticas volumétricas, proporcionando maior acurácia principalmente quando aplicada à mineração, como na determinação da distribuição dos teores de um corpo mineralizado, diminuindo o risco geológico (Cowan *et al.*, 2003). Através deste tipo de modelagem também é possível a constante atualização do modelo conforme novos dados forem sendo adicionados.

Outro tipo de modelagem, a modelagem explícita, é de tradicional uso e consiste na digitalização manual de elementos e interpretações bidimensionais e sua interpolação para criação de elementos tridimensionais (Cowan *et al.*, 2003). Seu uso na indústria é restrito devido à maior subjetividade da interpretação e modelagem, o que acarreta maiores riscos geológicos. Kumaira (2016) e Deacon (2017) citam o principal uso deste tipo de modelagem como modelos conceituais de entrada, principalmente utilizados no planejamento de exploração tipo

*greenfield*, onde o modelo não precisa ser tanto detalhado quanto o modelo utilizado em fases mais avançadas de um projeto mineral.ário.

Deacon (2017) ressalta a importância da comparação entre os dois tipos de modelagem na definição de recursos, e que embora gerem resultados semelhantes a escolha do método depende das configurações geológicas do objeto estudado.

Um fator determinante para a escolha do tipo de modelagem, a princípio, é a quantidade e qualidade das informações obtidas pelo interpretador. Geralmente, a modelagem implícita está relacionada à um maior conjunto de dados, de maior confiabilidade. Este trabalho utiliza o método da modelagem explícita por apresentar escala de trabalho regional e devido à quantidade e distribuição espacial dos dados de superfície, muitos dos quais não abrangem completamente a área de estudo.

No presente trabalho, a modelagem foi feita através de traços de falha 2D interpretados em sísmica, traços de falhas na superfície e dados estruturais planares (acamamento e foliação primária) para a interpolação de estruturas 3D, que representam a superfície das principais falhas de empurrão que justapõem diferentes unidades litoestratigráficas.

Os dados estruturais planares e lineares são disponibilizados pelo levantamento geológico realizado por Pinho *et al.* (2017), e embora não estejam disponíveis para toda a área de estudo, foi de suma importância para a geração das superfícies de falha. São organizados segundo a notação *Dip Azimuth/Dip*, e foram exportados da base de dados no ArcGIS para uma tabela, então importada no *software Move*™ como *Dip Data*.

A superfície de falha é resultante da ferramenta *Horizon from Template* utilizando o método 3D *Dip Domain (Ribbon)*. O método 3D *Dip Domain* é baseado na Regra dos Três Pontos e utiliza três pontos ao longo de uma linha, cuja localização espacial (x, y, z) é conhecida, e calcula a orientação média de uma superfície triangular que abrange esses pontos, formando um Domínio de mergulho (*Dip Domain* ou também conhecido como *ribbon*). Esses pontos são provenientes de dados de campo localizados ao longo da linha ou projetados nela, segundo uma janela de distância definida. A partir disso é calculada uma média dos domínios de mergulho e criada uma série de superfícies em 3D (*ribbons*) interpoladas juntas ao longo da linha (MOVE, 2017).

Para a utilização desta ferramenta é aconselhável o uso de dados de campo bem consistentes, para evitar erros e generalizações. Os dados de campo obtidos a partir do levantamento geológico de Pinho *et al.* (2017) não cobrem toda a área de estudo, o que gerou inconsistências (falta de dados) ao longo do traço de falha na superfície sobre o qual foi aplicado a ferramenta *Horizon from Template*. A solução para esse problema foi analisar a média dos

mergulhos dos *ribbons* e obter mergulhos médios, e então utilizar este ao longo de todo o traço de falha, gerando uma superfície 3D consistente com a interpretação sísmica 2D.

Para a interpolação completa da superfície de falha foi utilizada a ferramenta *Create Surface*, que oferece 6 tipos de algoritmos diferentes para a interpolação de superfícies a partir de pontos e linhas. Foi então criada a superfície de falha utilizando os traços de falha 2D interpretados na sísmica, o *ribbon* criado, e o traço da falha em superfície. O processo foi repetido na modelagem das principais falhas que dividem e justapõem os grupos Canastra, Vazante e Bambuí e para o descolamento basal.

### 3.6 Balanceamento

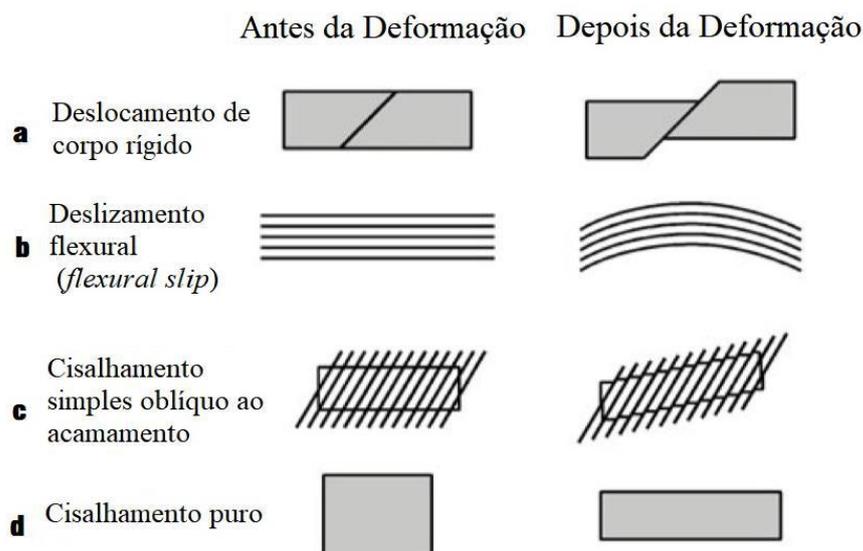
A técnica de balanceamento de seções geológicas visa principalmente a interpretação de seções sísmicas de maior acurácia através da determinação do estado pré-deformacional de um determinado corpo geológico. Desta forma o balanceamento consiste em um método de restauração, ou retrodeformação, através do qual é possível validar geometricamente a interpretação e estimar de modo amplo a deformação do corpo (Fossen, 2010).

Uma interpretação viável consiste no reconhecimento de estruturas que estão de acordo com o contexto tectônico e que apresentam características geométricas possíveis, no entanto, a viabilidade da interpretação e o processo de restauração não são indicativos da real história de deformação do objeto. Uma seção restaurável permite, portanto, a determinação de um possível estado pré-deformacional através do estado deformado presente (Groshong, 2006; Fossen, 2010).

A restauração bidimensional, utilizada neste estudo, é realizada sob três premissas. A principal premissa é de que a seção a ser balanceada contenha os eixos máximo e mínimo do elipsóide de deformação, o que para contextos compressivos ocorre nos casos em que a seção é paralela à direção de transporte tectônico (Fossen, 2010).

Outra premissa necessária é a de que devem ser consideradas condições de deformação plana, a fim de que condições geométricas sejam constantes (comprimento linear no caso unidimensional e área para o caso bidimensional). Para casos em que a deformação não é plana, há movimento de material para fora ou dentro da seção, o que ocasiona alteração no comprimento ou área, e isto requer análises tridimensionais (Fossen, 2010). Assim, a interpretação sísmica desenvolvida não leva em conta algum provável efeito da tectônica transcorrente na evolução da área de estudo como proposto por Coelho (2007) e Alkmim & Martins-Neto (2011). Caso haja estruturas transcorrentes de rejeitos significativos que cortem a seção adotada, pode haver problemas para o seu balanceamento 2D.

A última premissa é baseada na escolha do mecanismo de deformação para a descrição da deformação. É possível que as estruturas presentes em determinada área sejam produto de um ou mais mecanismos de deformação sobrepostos (Groshong, 2006). Entre os mecanismos principais estão a deformação de corpo rígido (rotação e/ou translação), cisalhamento simples, cisalhamento puro e deslizamento flexural (*flexural slip*) (**Figura 15**).



**Figura 15:** Principais modelos cinemáticos. (Modificado de Groshong, 2006).

A escolha do mecanismo de fluxo flexural na descrição da deformação da porção externa da Faixa Brasília está de acordo com a utilização deste tipo de mecanismo para a descrição da deformação de cinturões de dobramentos e cavalgamentos que são dominados por tectônica *thin-skinned*, assim como na descrição de dobras de propagação de falhas e dobras associadas a falhas, comuns em contextos compressivos e de inversão tectônica (Fossen, 2010). A aplicação deste mecanismo se deu por algoritmos oferecidos pelo software Move™.

Além dessas premissas, a interpretação deste trabalho levou em conta como insignificante os efeitos de compactação durante a sedimentação e deformação em relação a escala do trabalho. Também foram supostos como insignificantes os possíveis efeitos de dissolução por pressão e mecanismos de deformação intracristalina.

Devido à dificuldade no reconhecimento da continuidade de refletores nas unidades envolvidas no sistema imbricado há grandes incertezas quanto ao seu encurtamento. O método utilizado para suavizar o problema foi a restauração por blocos (*block-restoration method*) e permitiu determinar o grau de aloctonia mínimo para os grupos Vazante e Canastra ao considerar o Grupo Bambuí como autóctone.

## 4- CONCEITOS E DEFINIÇÕES DE GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

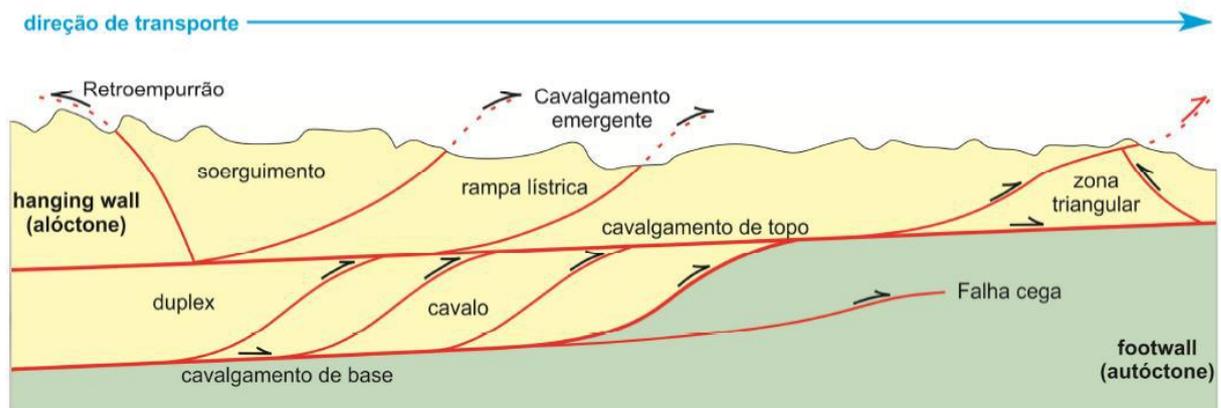
### 4.1 Introdução

O regime contraccional é responsável pelo surgimento de uma grande quantidade de estruturas e, conseqüentemente, há uma vasta terminologia para sua descrição. A seguir são exclusivamente destacados os principais conceitos, necessários para o entendimento do trabalho em questão.

#### 4.1.1 Falhas De Cavalgamento (*Thrust Faults*)

As falhas de cavalgamento ou empurrão são caracteristicamente de baixo ângulo ( $<30^\circ$ ) e responsáveis pelo deslocamento da capa (*hanging-wall*) sobre a lapa (*footwall*).

De modo geral, as falhas de cavalgamento podem ser divididas em duas categorias: rampas (*ramps*) e patamares (*flats*) (**Figura 16**). Os patamares são falhas horizontais/sub-horizontais, geralmente nucleadas em um intervalo estratigráfico de litologia mecanicamente incompetente. Estas estruturas podem ser chamadas de descolamentos (*décollement/detachment*) e delimitam lascas de empurrão de seu substrato, recebendo também a nomenclatura de descolamento basal ou cavalgamento de base (*sole thrust*) (McClay, 1992; Fossen, 2010).



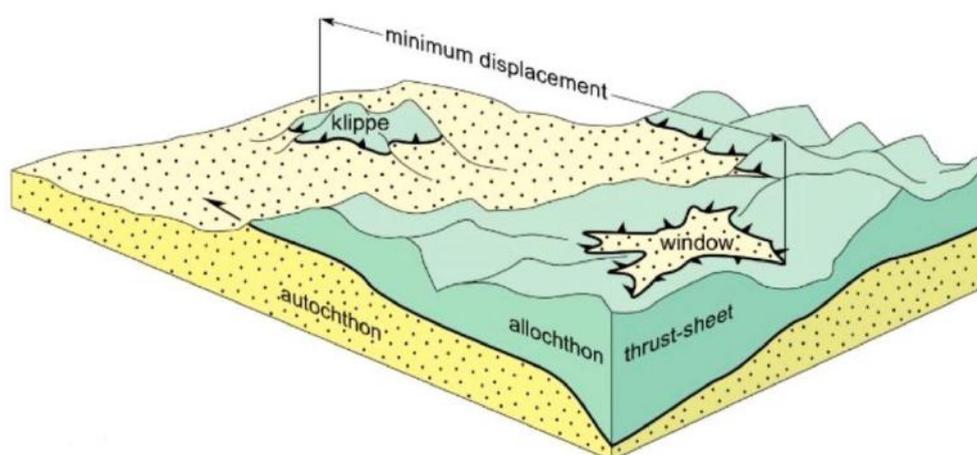
**Figura 16:** Modelo esquemático de um sistema de cavalgamento (Modificado de Burg, 2016)

Rampas geralmente são falhas lítricas subsidiárias ao descolamento basal (*splay faults*) e se desenvolvem no sentido do transporte tectônico; o conjunto de rampas e patamares é chamado de leque imbricado (*imbricate fan*). As rampas se propagam através da estratigrafia com ângulo entre  $30^\circ$  e  $45^\circ$ , podendo emergir em superfície (cavalgamentos emergentes/*emergent thrusts*) ou não (empurrão cego/*blind thrust*). Há ainda rampas que

apresentam vergência no sentido contrário ao transporte tectônico e são chamadas de retroempurrões (*back-thrusts*) (McClay, 1992) (**Figura 16**).

#### 4.1.2 Thrust-sheets

A *thrust-sheets* consistem unidades alóctones, delimitadas na base por um descolamento, podendo também estar associada a um cavalgamento de topo, gerando uma estrutura conhecida como *duplex* (**Figura 16**). A interação entre as *thrust-sheets* e processos erosionais é responsável pela formação de feições visíveis em mapa, como *klippen* e janelas estruturais (**Figura 17**) (McClay, 1992; Burg, 2017).



**Figura 17:** Modelo esquemático de uma janela estrutural e *klippe* (Modificado de Burge 2016).

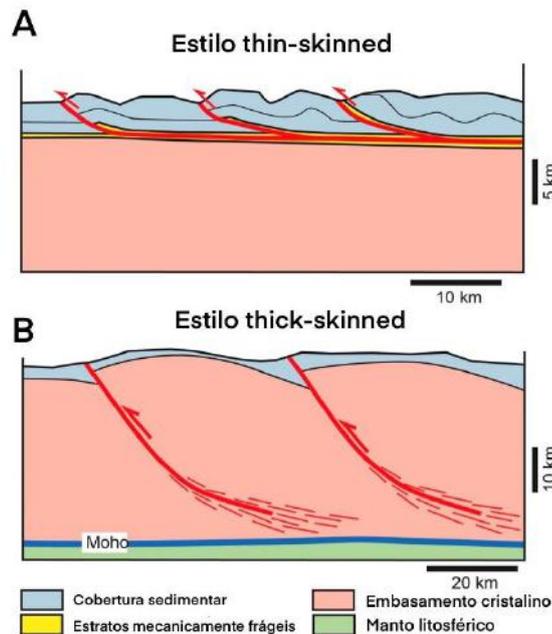
#### 4.2- Estrutura De Um Orógeno E Estilos Deformacionais

A estrutura de um orógeno pode ser dividida em dois domínios principais: ante-país (*foreland*) e além-país (*hinterland*). O ante-país é a área interior aos continentes que sofre pouca ou nenhuma deformação durante o desenvolvimento de um orógeno. O além-país é a área central da zona de colisão (Fossen, 2010).

Há uma notável diferença no estilo deformacional entre os dois domínios. A deformação de ante-país é caracterizada pela predominância do estilo *thin-skinned* enquanto no além país predomina o estilo *thick-skinned* (Burg, 2017).

O estilo *thin-skinned* é caracterizado por afetar a cobertura sedimentar, a separando do embasamento (**Figura 18**). Este estilo está majoritariamente relacionado ao desenvolvimento de falhas de descolamento de baixo ângulo que são nucleadas em intervalos estratigráficos mecanicamente susceptíveis (Pfiffner, 2017).

O estilo *thick-skinned* tem como característica o envolvimento do embasamento na deformação (**Figura 18**). A principal característica é a nucleação e propagação de falhas reversas, através da reativação de estruturas prévias do embasamento, podendo ocasionar a formação de altos estruturais.



**Figura 18:** Seções esquemáticas demonstrando os principais estilos de deformação (Modificado de Pfiffner, 2017).

Segundo Pfiffner (2017), é natural a ocorrência de características pertencentes à ambos estilos em um mesmo orógeno, especialmente em antigas margens passivas de placas continentais. A predominância de um estilo em particular depende do tipo e evolução do orógeno.

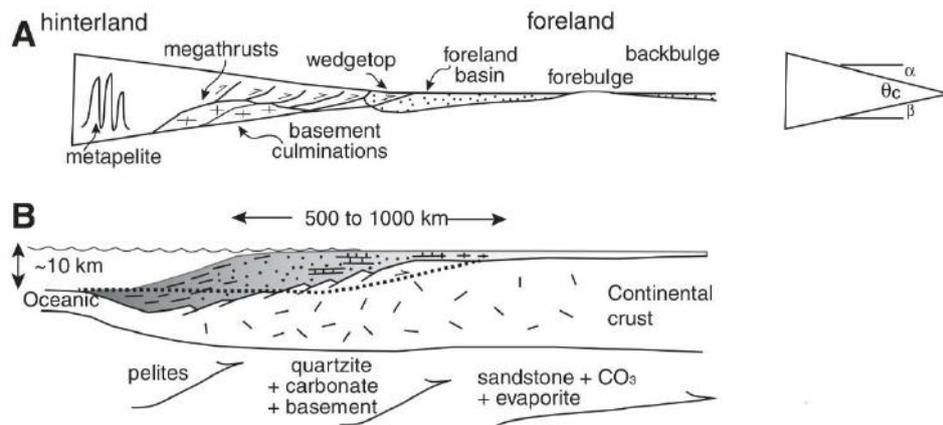
Orógenos marcados pelo predomínio do estilo de deformação *thick-skinned* são característicos de contextos de colisão continental e bacias intracontinentais invertidas. O estilo *thin-skinned* predomina nas porções externas dos orógenos acrescionários, principalmente os desenvolvidos em antigas bacias de margem passiva, e, portanto, é o estilo principal de *fold-and-thrust belts*. É possível a sucessão de diferentes estilos deformacionais durante a evolução estrutural do orógeno (Burg, 2017).

#### 4.3- Cinturões De Dobramentos E Empurrões (*Fold-And-Thrust Belts*)

Os cinturões de dobramentos e empurrões marcam a transição entre o núcleo do orógeno e o ante-país e contém importantes evidências sobre o encurtamento crustal e evolução do orógeno. *Fold-and-thrust belts* (FTB) são ainda mais bem desenvolvidos em margens

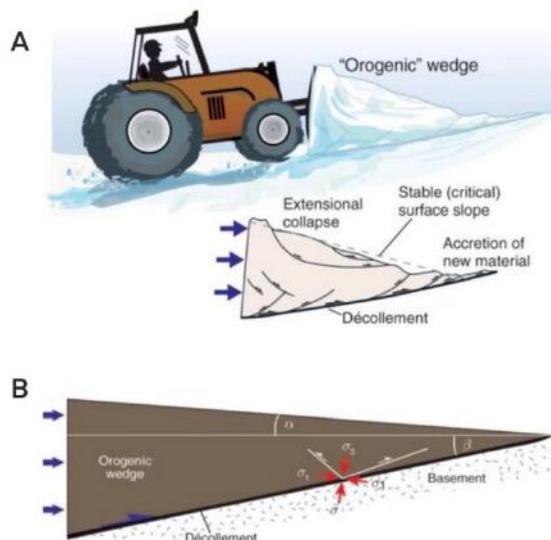
continentais que abrigavam antigas bacias de margem passiva devido à anisotropia mecânica proporcionada pelo arcabouço estratigráfico deste tipo de bacias, favorecendo o estabelecimento de grandes descolamentos e deformação do estilo *thin-skinned* (**Figura 19B**) (McQuarrie & Ehlers, 2017).

A geometria geral de um cinturão de dobramentos e empurrões em seção é matematicamente explicada pelo modelo de cunhas orogênicas ou cunhas críticas de Coulomb (**Figura 19A**).



**Figura 19:** Seção esquemática da geometria de uma cunha crítica de Coulomb, ressaltando os principais domínios de um cinturão de dobras e empurrão (A); e seção esquemática de uma bacia de margem passiva, demonstrando a geometria inicial, futuro descolamento (linha pontilhada) e principais rochas sedimentares (Modificado de McQuarrie & Ehlers, 2017).

Neste modelo o esforço compressivo é aplicado atrás da cunha, e assim que rompido o valor crítico do atrito basal, a cunha se desloca sobre o descolamento. Uma analogia à mecânica por trás do modelo é o caso de um trator empurrando neve (**Figura 20A**).



**Figura 20:** Analogia (A) e modelo esquemático de uma cunha orogênica (B). Há uma relação entre o mergulho do descolamento, sua fricção, a força aplicada, a gravidade e reologia da cunha (Extraído de Fossen, 2010).

O comportamento mecânico e geometria da cunha orogênica é principalmente governado pela relação entre o coeficiente de atrito e o ângulo de mergulho do descolamento ( $\beta$ ), a força aplicada à cunha, a resistência interna do material e a erosão (Fossen, 2010) (**Figura 20B**).

Existem diferentes modelos que visam explicar a geometria e o movimento de lascas/cunhas de empurrão, visto que estas consistem em massivos corpos rochosos em muitos dos casos transportados centenas de quilômetros por sobre os continentes. Para explicar tal fato seria necessário uma irrealista compressão da litosfera a fim de que o atrito basal fosse vencido. Neste contexto, modelos gravitacionais como *Gravity gliding*, *Gravity spreading* e a importância de pressão de fluidos na redução do atrito são importantes complementos ao entendimento da mecânica de empurrões. Estes modelos são amplamente utilizados em modelagens numéricas e experimentais (Fossen, 2010; Burg, 2016).

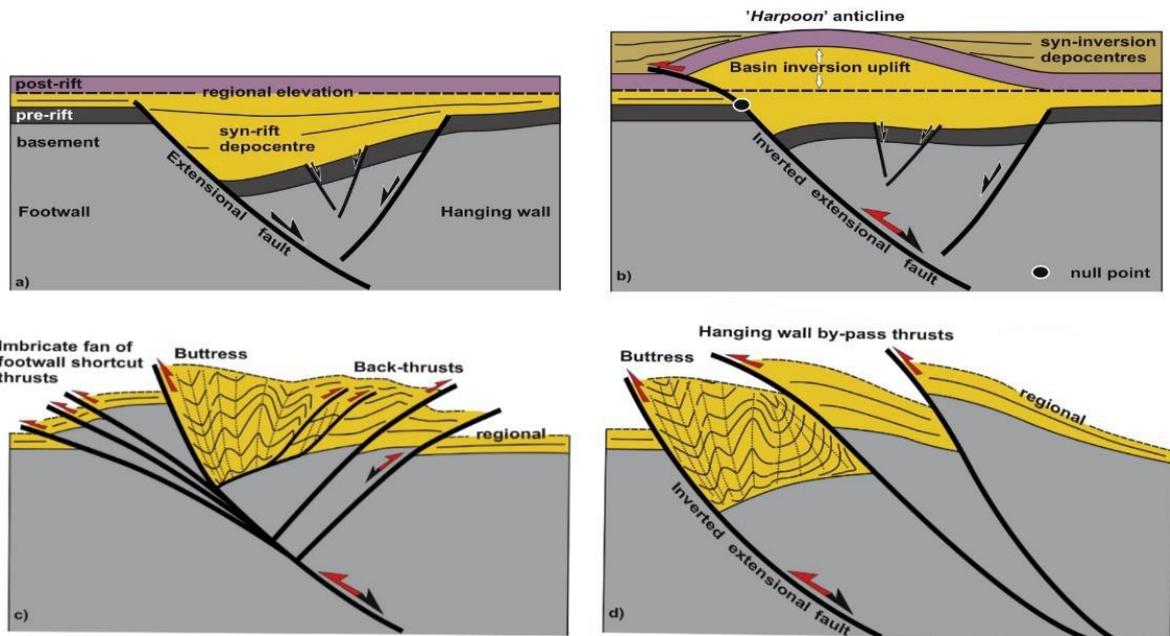
Embora o modelo da cunha de Coulomb seja efetivo para o entendimento da mecânica de lascas de empurrão e da deformação em FTBs, este não oferece ferramentas que permitam a completa caracterização da deformação encontrada na região de antepaís (Pace *et al.*, 2015). Um outro modo de acomodar a compressão se manifesta nestas regiões: a inversão tectônica.

#### 4.4 - Inversão Tectônica

A inversão tectônica refere-se a qualquer reversão na direção de rejeito/deslocamento de falhas normais (Williams *et al.*, 1989). As estruturas geradas pela inversão tectônica parcial são

caracterizadas por deslocamento normal remanescente em profundidade, enquanto suas porções superficiais apresentam deslocamento reverso e/ou estruturas compressionais.

A inversão tectônica também é perceptível quando afeta feições estratigráficas prévias, desenvolvidas em um contexto extensional. Por exemplo, um hemigraben contendo as sequências pré-, sin- e pós-rifte ao sofrer compressão pode desenvolver uma série de estruturas típicas de inversão tectônica, como *pop-ups*, dobras em arpão (*harpoon-shaped folds*) (**Figura 21b**), estruturas relacionadas a *buttressing* (**Figura 21c**), cavalgamentos de *by pass* (**Figura 21d**) ou falhas de atalho (*short-cut faults*) (**Figura 21c**) (Granado & Ruh, 2019).



**Figura 21:** Estruturas relacionadas à inversão tectônica de um hemigraben. (Modificado de Granado & Ruh, 2019).

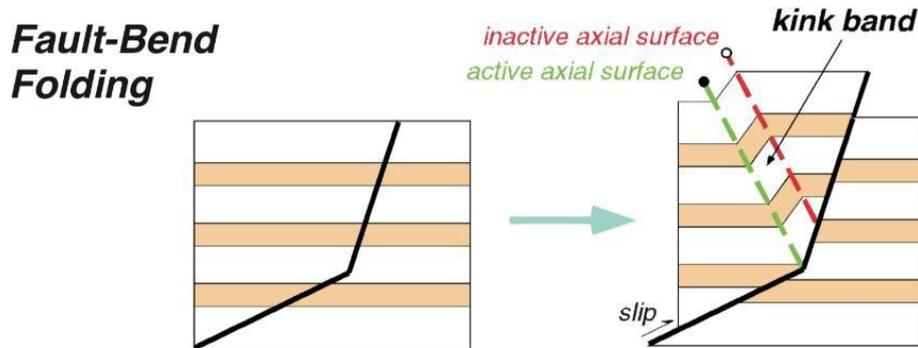
#### 4.5 – Estruturas *Thin-Skinned*

Dobramentos relacionados a falhas são importantes na acomodação da deformação em FTBs e em contextos de inversão tectônica (Brandes & Tanner, 2014). Tais estruturas, características do estilo *thin-skinned*, são formadas pela interação entre a geometria da superfície da falha e o dobramento passivo das unidades imediatamente acima desta.

Os mecanismos deformacionais envolvidos neste contexto são utilizados para explicar o desenvolvimento de dobras relacionadas a falhas, dobras de propagação de falhas e dobras de descolamento. Há a aplicação de diferentes mecanismos deformacionais por modelos geométricos e cinemáticos, sendo, portanto, possível explicar uma mesma estrutura através de diferentes formas (Brandes & Tanner, 2014 e referências nele contido).

#### 4.5.1 - Dobras Relacionadas A Falhas (*Fault-Bend Folds*)

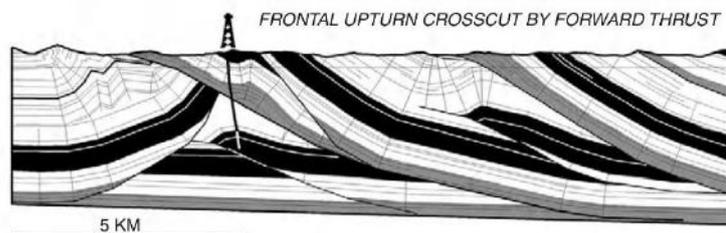
Dobras relacionadas a falhas ocorrem quando há transporte do bloco da capa por sobre uma rampa (**Figura 22**). O mecanismo de deformação vigente acomoda o deslocamento (*fault-slip*) através do desenvolvimento de uma sucessão de planos axiais (*kink-bands*) que são responsáveis pela geometria e evolução deste tipo de dobras. A expressão e quantidade de *kink-bands* está relacionada a geometria e deslocamento da falha (Shaw *et al.*, 2004).



**Figura 22:** Modelo esquemático do desenvolvimento de dobras relacionadas a falhas. Fonte: Shaw *et al.*, 2004.

#### 4.5.2 – Zona Triangular

As zonas triangulares consistem em casos específicos de associação entre duas falhas cujas vergências se opõem (**Figura 23**). Estas estruturas são típicas de frentes orogênicas, regiões que marcam a transição entre o cinturão e bacias de antepaís (*foreland basins*), sendo interpretadas como dobras relacionadas a falhas afetadas posteriormente por retrocavalgamento (McClay, 1992; Roeder, 2012; Brandes & Tanner, 2014). Roeder (2012) sugere que tais zonas se desenvolvam devido à pressão de fluidos nestas regiões.



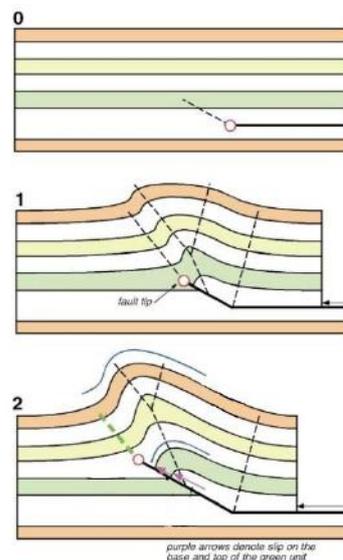
**Figura 23:** Zona triangular, Norte dos Alpes, Alemanha. Fonte: Roeder (2012)

#### 4.5.3 - Dobras De Propagação De Falhas (*Fault Propagation Folds*)

Dobras de propagação de falhas se desenvolvem na extremidade de falhas (*fault-tip*) como forma de acomodar o deslocamento sofrido ao longo da superfície de falha. Estas

estruturas são caracterizadas por anticlinais de flancos anteriores (*forelimbs*) mais curtos e inclinados que os posteriores, conferindo-lhes forma assimétrica e vergência na direção do transporte tectônico (**Figura 24**). É também característico a formação de um sinclinal associado ao flanco anterior, que pode ser obliterado caso a estrutura se desenvolva até o seu completo rompimento (*breakthrough thrusting*) (Shaw *et al.*, 2004; Brandes & Tanner, 2014).

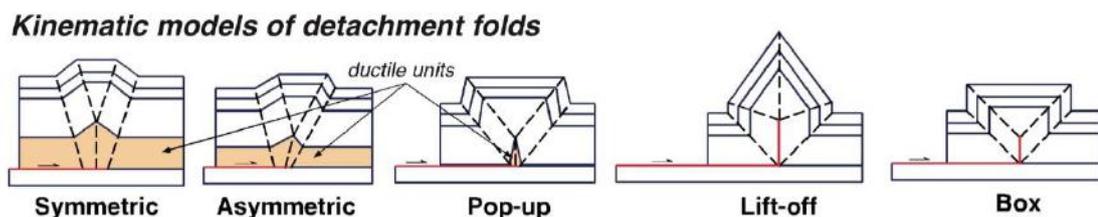
Modelos cinemáticos de evolução deste tipo de estrutura levam em consideração a distribuição de cisalhamento em uma região triangular (*trishear*), acima da terminação da falha, em resposta ao descolamento sofrido por esta. A acomodação da deformação se dá, portanto, por dobramento das unidades que encobrem a falha (Shaw *et al.*, 2004; Mitra & Miller, 2013; Brandes & Tanner, 2014).



**Figura 24:** Modelo esquemático do desenvolvimento de dobras de propagação de falhas. (Modificado de Shaw *et al.*, 2004).

#### 4.5.4 - Dobras De Descolamento (*Detachment Folds*)

As dobras de descolamento desenvolvem-se pelo encurtamento de camadas que deslizam sobre um descolamento (Shaw *et al.*, 2004; Fossen, 2010). A geometria deste tipo de dobra varia, podendo ser simétrica, assimétrica à Chevron ou em caixa (*box-fold*) (**Figura 25**).



**Figura 25:** Diferentes modelos de dobras de descolamento. Fonte: Shaw *et al.*, 2004.

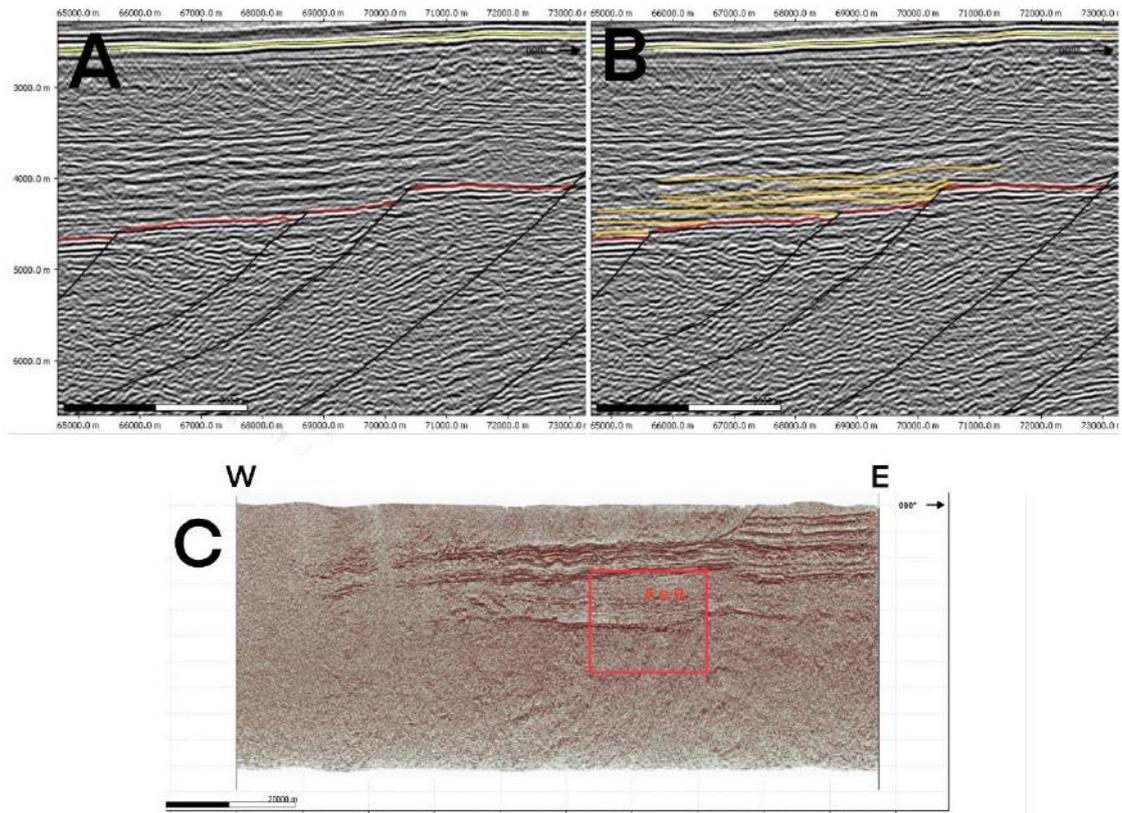
## 5- RESULTADOS

Os resultados das interpretações das seções da área de estudo (**Figura 8**) são apresentados a seguir.

### 5.1 Interpretação Estratigráfica

A interpretação sísmica e análise dos dados do poço BRSA-948, em conjunto com dados de superfície, permitiu identificar as principais unidades estratigráficas e domínios estruturais.

O registro estratigráfico reconhecido pode ser agrupado em três intervalos principais (**Figura 27**). O intervalo inferior é composto pela sequência Espinhaço Inferior I e pelo embasamento. A sequência Espinhaço Inferior I é delimitada no topo por uma superfície inferida, visto que não é possível o reconhecimento de refletores contínuos para este intervalo, sendo possível o reconhecimento destes apenas localmente. A principal característica desta sequência é a presença de refletores que repousam sobre o embasamento em *onlap*, e, portanto, são interpretados como registros sin- a pós-rifte e geralmente confinados à calha do rifte (**Figura 26**).



**Figura 26:** Detalhe da seção 0240-292 (C) mostrando padrões *onlap* [refletores amarelos marcados em B] da sequência Espinhaço Inferior I. As falhas são representadas por traços pretos e o topo do embasamento por traços vermelhos. Exagero vertical de 1,5x.

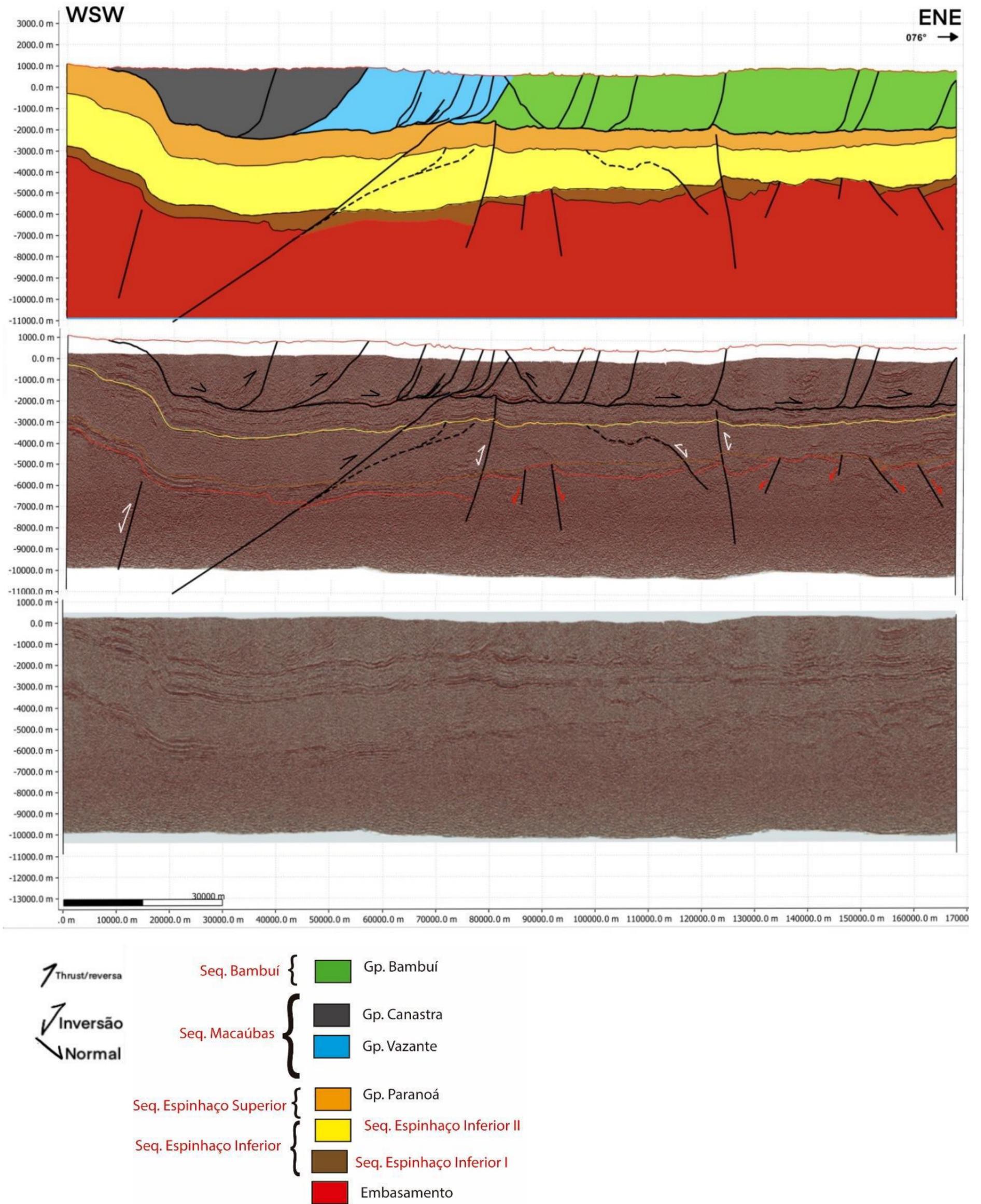
O embasamento foi interpretado com base numa mudança de sismofácies menos caóticas para aquelas mais caóticas, sendo possível na maioria das vezes o reconhecimento da superfície entre esses dois domínios.

O intervalo intermediário corresponde às sequências Paranoá-Espinhaço Superior e Espinhaço Inferior II. Os refletores internos à sequência Paranoá apresentam extensa continuidade lateral, apresentando-se dobrados na porção oeste da área de estudo onde compõem uma estrutura de grande escala conhecida como Domo de Cristalina.

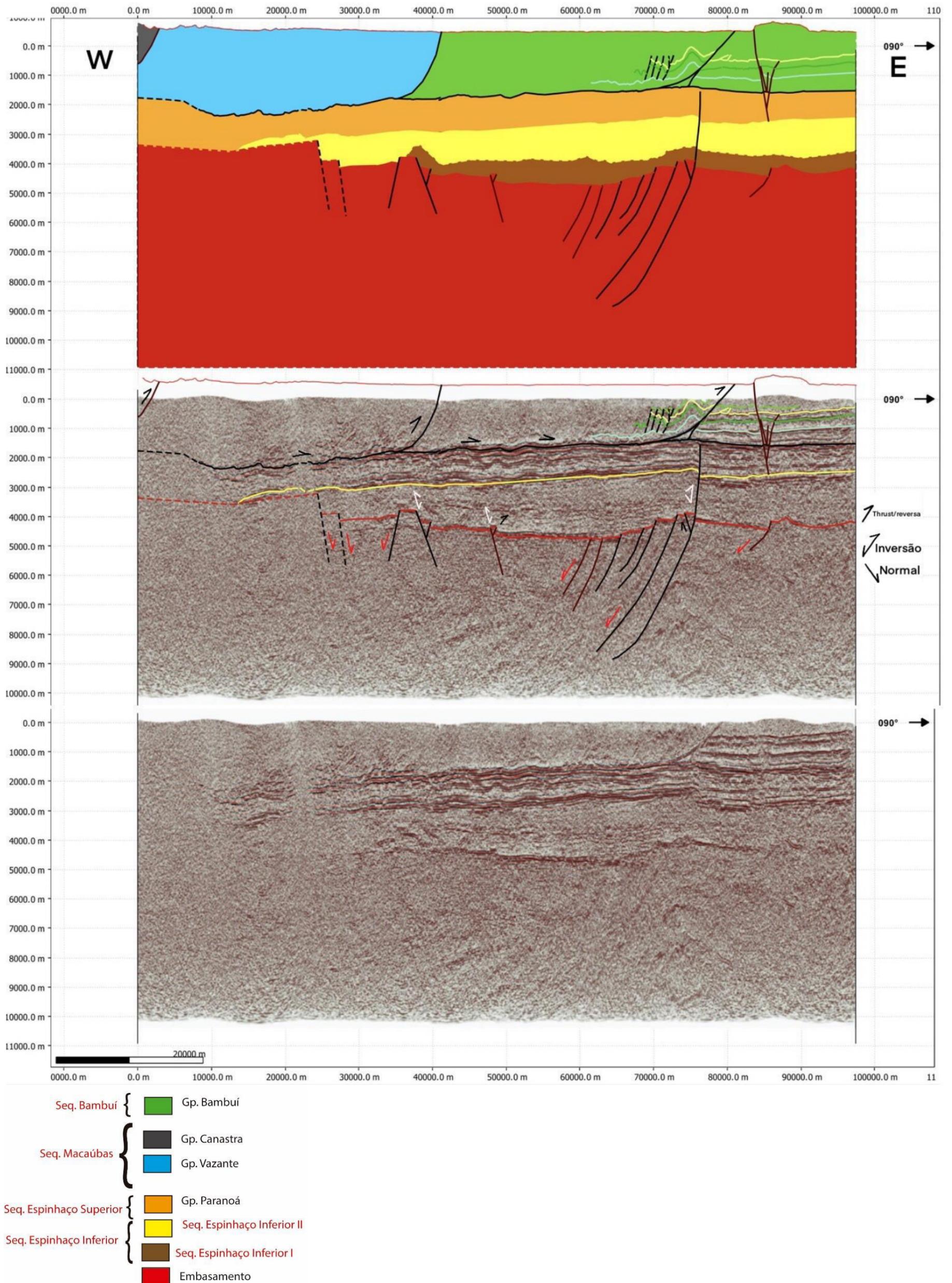
A atribuição da porção superior deste intervalo ao Grupo Paranoá é suportada pela interpretação dos dados do poço e pela ocorrência desta unidade como núcleo do Domo de Cristalina, aflorante em superfície. Isto permitiu sua utilização como a principal “camada guia” na interpretação do arcabouço estratigráfico pré-deformacional em conjunto aos dados geocronológicos disponíveis na literatura.

Todo intervalo intermediário é interpretado como uma sequência intracratônica. Isto é atestado pela interpretação de refletores sísmicos contínuos e subhorizontais e pela ausência de falhas expressivas no intervalo, o que é característico de bacias desenvolvidas sob um regime de subsidência termal (**Figura 27 e 28**).

O intervalo superior é caracterizado por um descolamento basal de larga extensão que se desenvolveu nas porções superiores da sequência Paranoá. Neste intervalo é possível reconhecer refletores referentes aos principais empurrões que justapõem as unidades envolvidas no cinturão epidérmico. Essas unidades são caracterizadas principalmente por sismofácies caóticas, sendo possível apenas o reconhecimento de falhas de empurrão. Na região de antepaís é possível reconhecer refletores sub-horizontais que demarcam a porção autóctone do Grupo Bambuí (**Figura 28**). As unidades que compõem esse intervalo representam depósitos de margem passiva (sequência Macaúbas) e de bacia de antepaís (sequência Bambuí) (**Figura 27 e 28**).



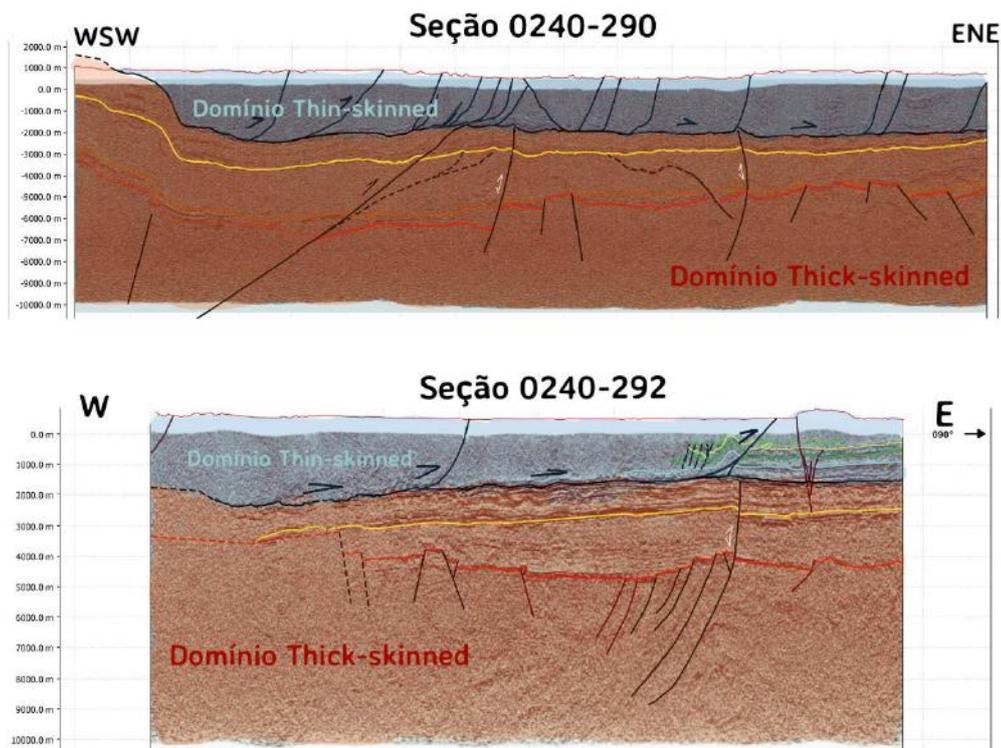
**Figura 27:** Interpretação sísmica da seção 0240-290. Escala vertical em metros com exagero de 4x. Linhas pretas representam falhas e coloridas representam os topos estratigráficos.



**Figura 28:** Interpretação sísmica da seção 0240-292. Escala vertical em metros com exagero de 4x. Linhas pretas representam falhas e coloridas representam os topos estratigráficos

## 5.2 Interpretação Estrutural

É possível delimitar dois domínios estruturais principais: o superior afetado predominantemente pela deformação do tipo *thin-skinned*, e o inferior apresentando paleoriftes, feições de inversão tectônica e predominância da deformação do tipo *thick-skinned* (**Figura 29**).



**Figura 29:** Representação dos domínios estruturais interpretados. Exagero vertical de 4x.

Duas fases deformacionais são identificadas através da interpretação sísmica. A primeira fase (Dn) está relacionada ao primeiro pulso de inversão tectônica, caracterizando por falhas inversas do embasamento que não deformam a superfície de descolamento basal (**Figura 28 e 30A**), além do estabelecimento do sistema imbricado e a justaposição das unidades estratigráficas distintas.

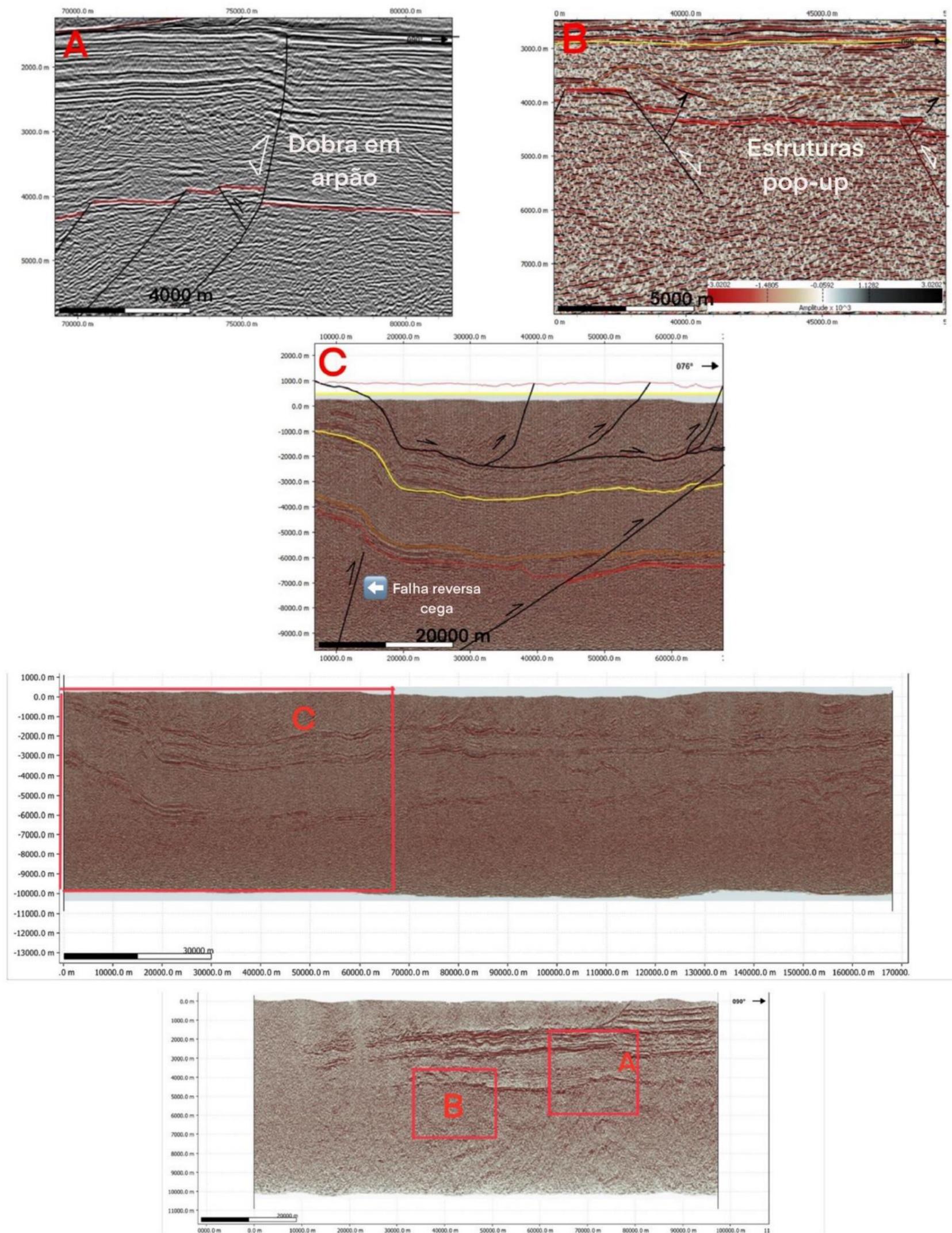
A segunda fase de deformação (Dn+1) é interpretada como responsável pelo segundo pulso de inversões tectônicas que deformam o descolamento basal, falhas reversas que afetam a superfície de descolamento, assim como falhas reversas cegas (*blind-reverse faults*) responsáveis pela flexura das sequências estratigráficas e formação do Domo de Cristalina, aqui interpretado como uma dobra de propagação de falha (*fault-propagation fold*) de escala regional.

### 5.2.1 Domínio Estrutural Superior

A estruturação do domínio superior está relacionada à uma tectônica epitelial, responsável pelo desenvolvimento da superfície de descolamento basal do sistema imbricado. O encurtamento sofrido pelas unidades envolvidas foi responsável pela geração de dobras e falhas de empurrão (rampas), compondo um complexo sistema imbricado no qual houve a justaposição de unidades de diferentes idades e contextos tectônicos (**Figura 29, Domínio Thin-skinned**).

### 5.2.2 Domínio Estrutural Inferior

Há a predominância do estilo deformacional *thick-skinned* no domínio inferior, o que se traduz em estruturas relacionadas à inversão de hemigrabens e nucleação de novas estruturas compressoriais. Dentre as principais estruturas reconhecidas estão dobras em arção resultante da inversão de hemigrabens (**Figura 30A**); estruturas *pop-up* (**Figura 30B**); empurrões envolvendo o embasamento e falha reversa cega (**Figura 30C**).

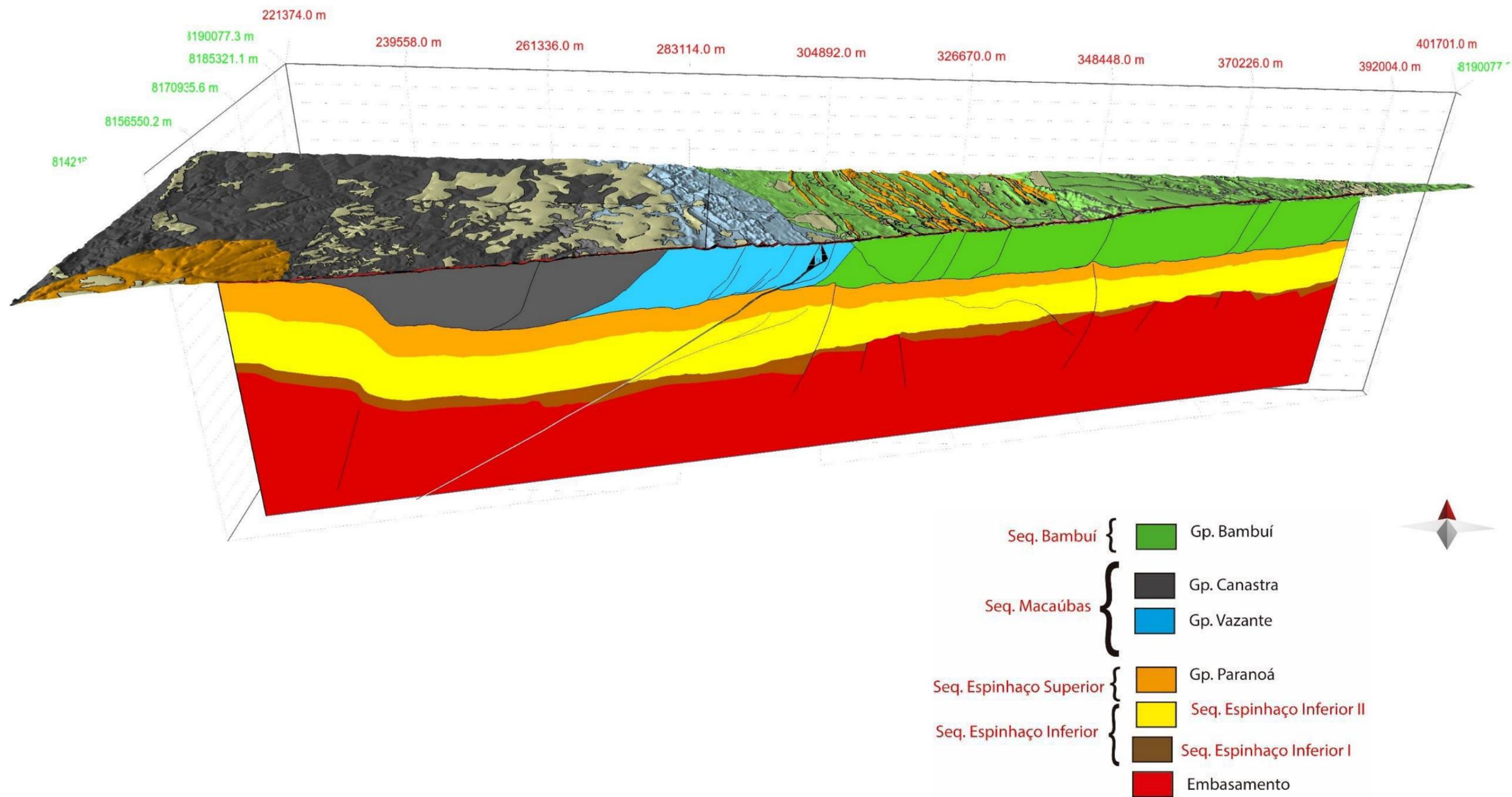


**Figura 30.** Estruturas thick-skinned. Dobras em arpão e pop-up structure em detalhe da seção 292 (A); estruturas pop-up da seção 292 (B); falha reversa cega, empurrão do embasamento e Domo de Cristalina - dobra de propagação de falha da seção 290 (C).

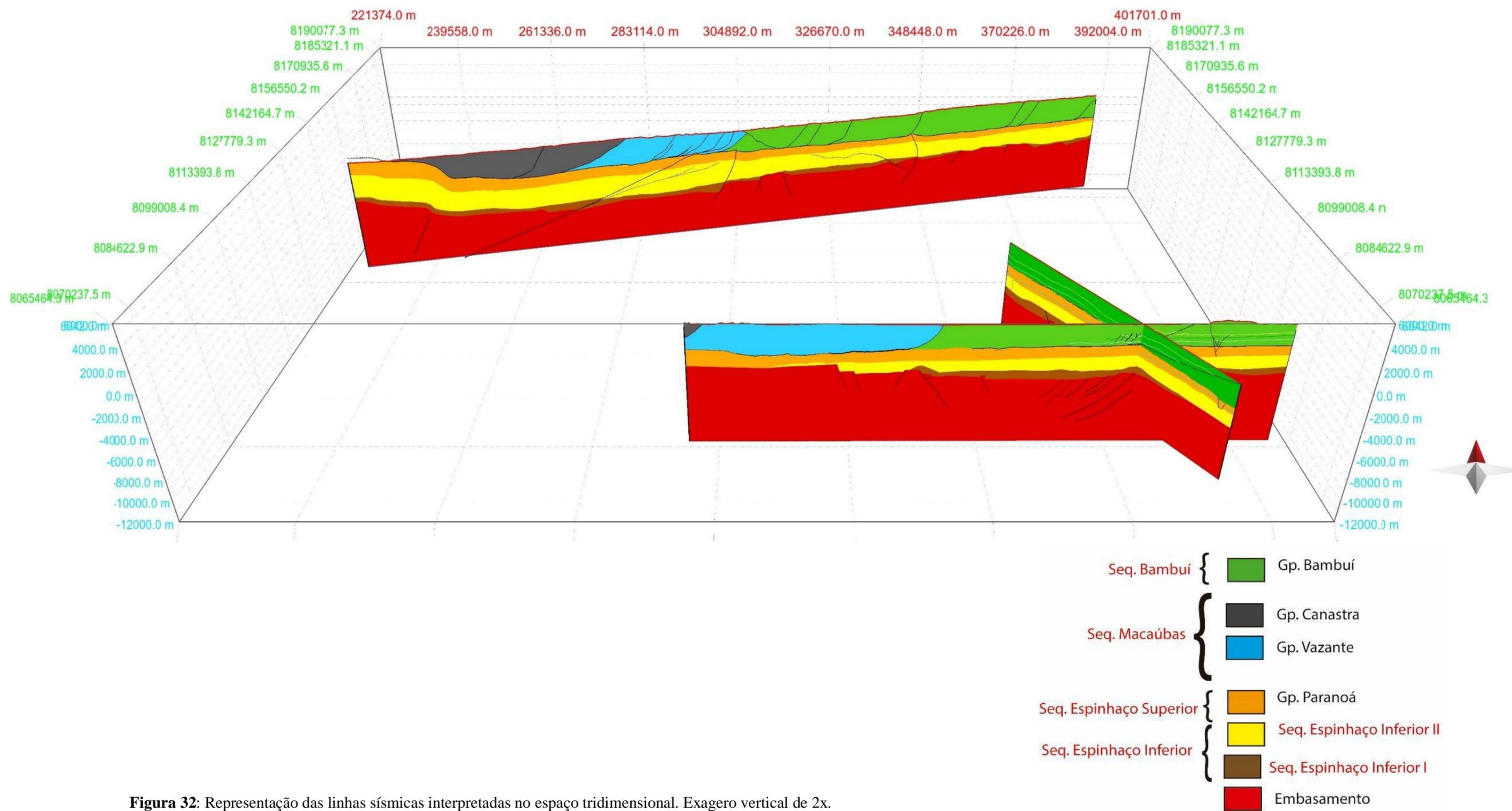
### 5.3 Modelagem Geológica

A modelagem geológica atestou a possível correlação entre as seções sísmicas utilizadas (**Figura 32**), assim como ratificou a interpretação da área de estudo como sendo um cinturão de dobramentos e empurrões (**Figura 33**). É também possível a visualização tridimensional de possíveis estruturas canalizadoras de fluidos, importantes para a explicação das mineralizações presentes (**Figura 34**).

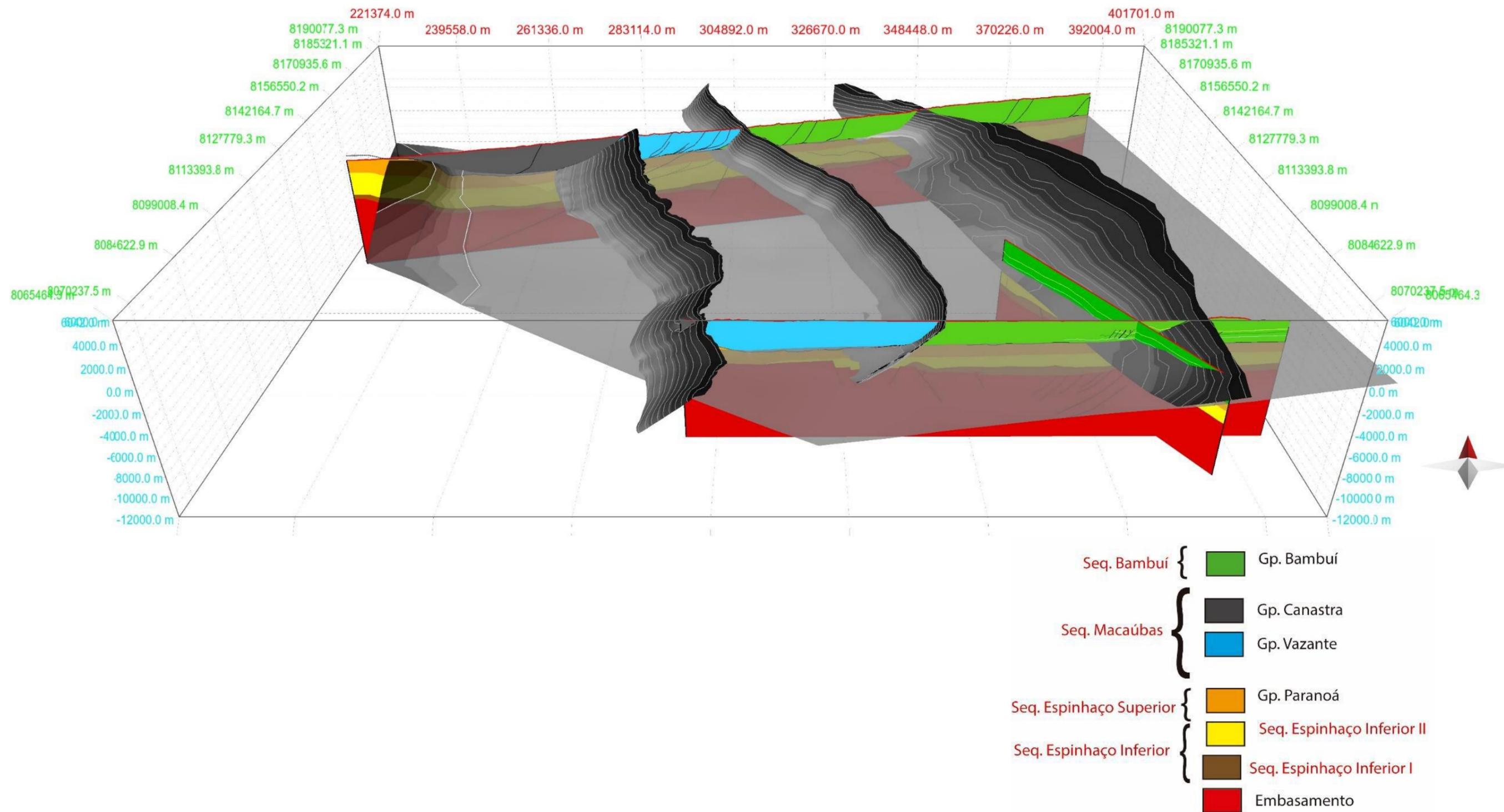
A **Figura 31** expressa a relação entre a geologia de superfície e a interpretação da seção 290, fazendo visível a feição em mapa do Domo de Cristalina.



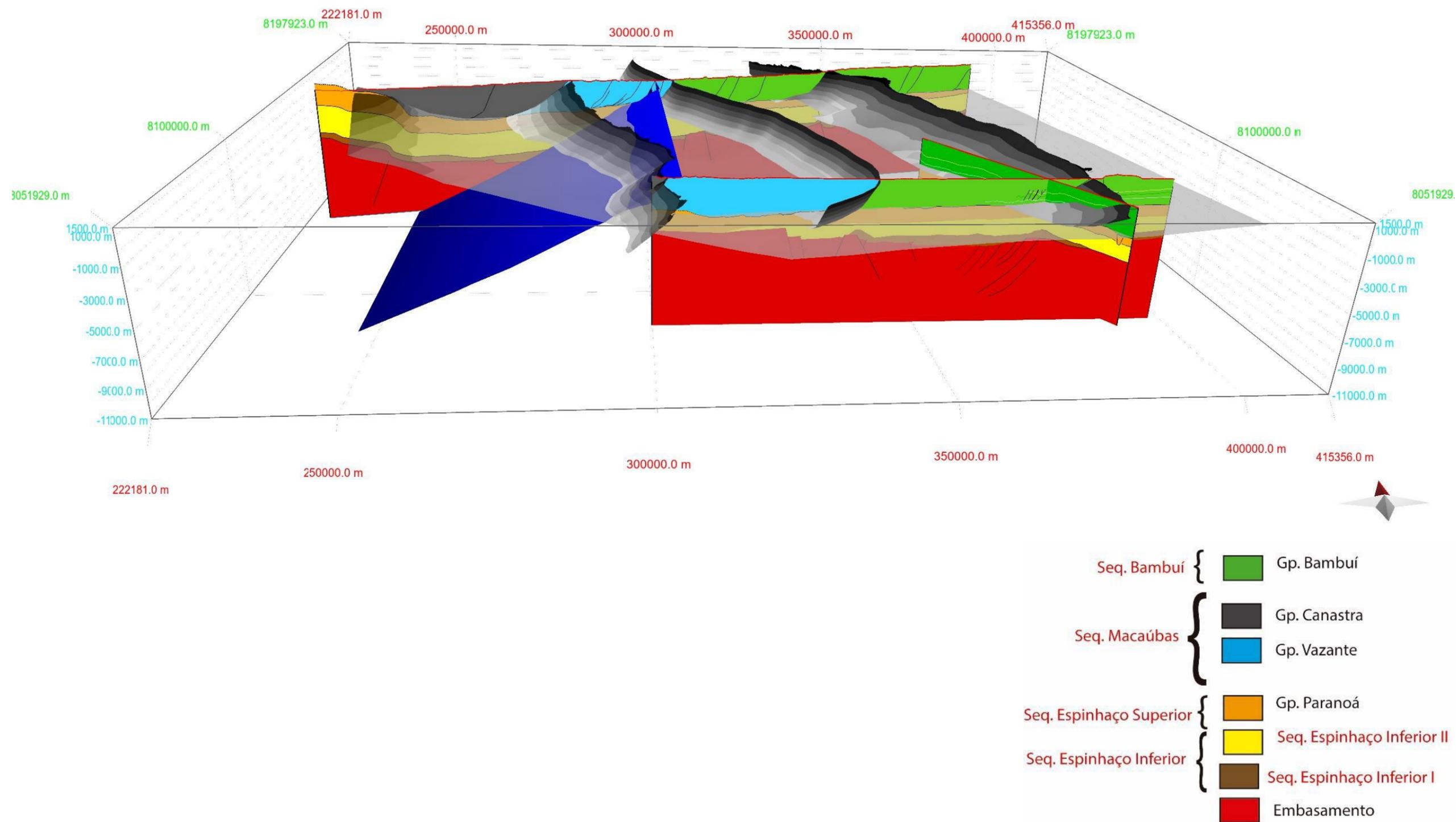
**Figura 31:** Associação entre a geologia de superfície e a interpretação em subsuperfície para a linha sísmica 290. Exagero vertical de 4x.



**Figura 32:** Representação das linhas sísmicas interpretadas no espaço tridimensional. Exagero vertical de 2x.



**Figura 33:** Modelagem do sistema imbricado do cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília em tons de cinza e preto. Exagero vertical de 2x.



**Figura 34:** Modelagem de um possível canal de fluidos (cor azul escuro) relacionado a empurrões do embasamento. Exagero vertical de 2,5 x.

#### 5.4 Restauração

A restauração foi baseada em duas premissas iniciais: a simplificação das relações estratigráficas a partir de um viés “*layer-cake stratigraphy*”, assim como a adoção da hipótese de que a antiga bacia de margem passiva tenha ocorrido logo após o limite oeste da seção sísmica trabalhada, de forma que o grau de aloctonia atribuído às unidades de margem passiva (Grupos Canastra e Vazante) seja mínimo. Como forma de simplificar, também é adotada uma correlação tentativa entre os Grupos Canastra e Vazante.

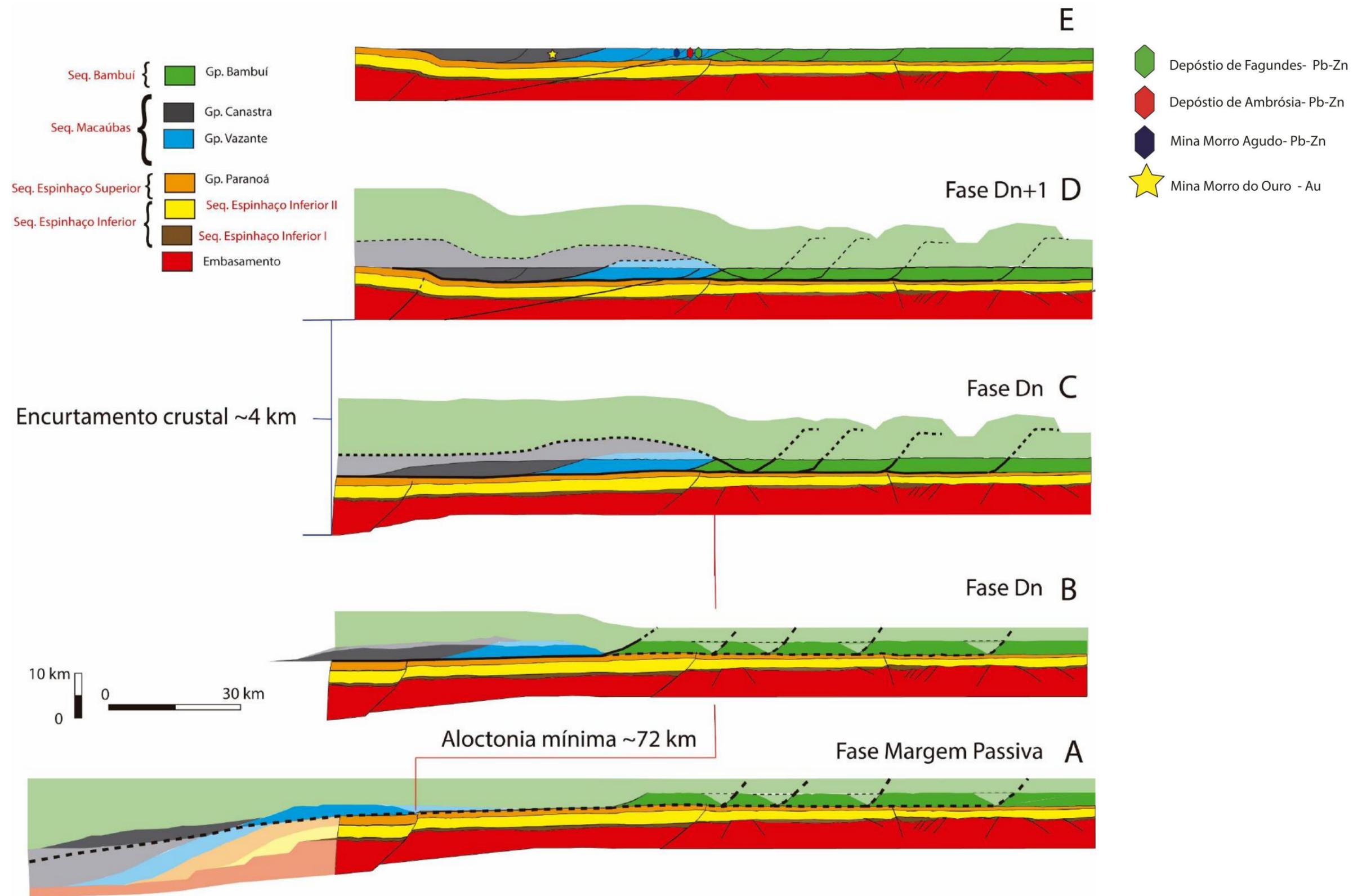
O balanceamento foi realizado em duas etapas: a primeira relacionada à retrodeformação das estruturas  $D_{n+1}$ , como as inversões tectônicas e o Domo de Cristalina. A segunda etapa permitiu o reconhecimento do grau mínimo de aloctonia unidades envolvidas na deformação *thin-skinned*.

A retrodeformação do Domo de Cristalina levou em conta modelos *trishear* em conjunto com o algoritmo de deslizamento flexural, comuns no balanceamento e modelagem de dobras de propagação de falhas.

Através do balanceamento realizado na seção 0240-290 foi possível determinar que o encurtamento crustal ocorrido na fase  $D_{n+1}$  é de pelo menos 4,2 km (**Figura 35 C e D**).

De acordo com a premissa da localização das bacias de margem passiva na porção oeste da seção foi possível a determinação do grau de aloctonia mínimo para as unidades Canastra/Vazante como sendo de aproximadamente 72 km (**Figura 35**).

Através da retrodeformação é possível visualizar uma provável configuração da margem oeste do paleocontinente São Francisco antes do Brasiliano (**Figura 35A**), assim como os resultados da deformação Brasiliana, sendo primeiramente restrita ao desenvolvimento de um sistema imbricado raso (**Figura 35 B e C**) com predominância do estilo deformacional *thin-skinned*. A segunda fase de deformação consistiu na predominância do estilo deformacional *thick-skinned*, com a nucleação de empurrões profundos e falhas reversas que condicionaram a evolução de dobras de propagação de falha de grande escala (Domo de Cristalina; **Figura 35D**). Por fim, a erosão ao nível atual foi responsável pela aparição de feições circulares em mapa através da interferência entre a superfície de erosão e as unidades dobradas do Domo de Cristalina (**Figura 35E**).



**Figura 35:** Balanceamento da seção 0240-290. Áreas esmaecidas consistem em porções atualmente erodidas ou fora da seção. O extremo oeste da figura (A) é apenas representativo. As linhas pontilhadas em (A) e B representam o futuro sistema imbricado. Em (E) estão representadas as localizações aproximadas dos depósitos, projetadas na seção. Sem exagero vertical.

## 6- DISCUSSÃO

### 6.1 Correlação Estratigráfica

A correlação estratigráfica deste trabalho foi baseada na correlação desenvolvida por Martins-Ferreira (2017) com algumas ressalvas e modificações devido ao maior enfoque na porção centro sul do orógeno, e com base em novos dados recentemente publicados na literatura (**Figura 36**).

Para o entendimento e definição do arcabouço estratigráfico pré-Brasiliano é necessário a investigação da história evolutiva da margem oeste do paleocontinente São Francisco, seus sucessivos eventos tracionais que culminaram na abertura do Oceano Goiás-*Pharusian* e posterior fechamento, resultando na estruturação da Faixa Brasília durante o Neoproterozoico.

De acordo com Pimentel *et al.* (1991), os eventos extensionais na porção oeste do paleocontinente teriam começado a partir do Statheriano (1,77 Ga), marcados por magmatismo ácido e deposição das rochas siliciclásticas do Grupo Araí, seguidos por outro evento extensional e relacionada atividade magmática há cerca de 1,57 Ga.

Outros dois eventos extensionais mais jovens, cujas idades são 1,25 Ga e 0,79 Ga, são reconhecidos através de datações em rochas vulcânicas e complexos máficos acamadados do Maciço de Goiás, um terreno arqueano-paleoproterozoico de ocorrência restrita à porção norte da Faixa Brasília (Martins-Ferreira, 2017). Diversos autores interpretam este terreno como um possível microcontinente que foi aglutinado à margem oeste do paleocontinente São Francisco, entre as sucessões de margem passiva e o arco magmático de Goiás, durante o Brasiliano (Valeriano *et al.*, 2008; Pimentel *et al.*, 2011; Uhlein *et al.*, 2012; Fuck *et al.*, 2017).

Entretanto, Cordeiro & Oliveira (2017), com base em novos dados estratigráficos, geocronológicos e geofísicos, reinterpretam o Maciço de Goiás como parte do embasamento metamórfico que foi retrabalhado durante os eventos orogênicos do Brasiliano. Neste caso, os eventos extensionais registrados no Maciço de Goiás podem ser considerados como eventos que afetaram também a porção ocidental do paleocontinente.

Martins-Ferreira (2017) sugere que o evento extensional mais jovem registrado no Maciço de Goiás (0,79 Ga) seja a mais provável evidência de abertura de um vasto oceano (Oceano Goiás-*Pharusian*) e desenvolvimento de margem passiva. Este evento se

desenvolveu mais expressivamente na porção sul do Maciço e, portanto, seria exclusivamente de idade neoproterozoica.

Em relação ao registro sedimentar presente na Faixa Brasília e usualmente interpretados como sequências de margem passiva estão as sucessões dos grupos Vazante, Paranoá e Canastra.

Com base em estudos detalhados do Grupo Paranoá, Martins-Ferreira *et al.* (2018) indicam que a idade de deposição da bacia Paranoá ocorreu entre os períodos Steniano e Toniano (1200-1000 Ma) e estaria relacionada ao evento extensional iniciado há 1,25 Ga. Segundo os autores, não há evidências suficientes que permitam interpretar a bacia Paranoá como uma bacia de margem passiva, e, conseqüentemente, não há correlação estratigráfica com unidades que apresentam características de margem passiva (p.e. Canastra, Vazante). Desta forma, com base em características estratigráficas e tectônicas, os autores interpretam a bacia Paranoá como uma bacia intracratônica, que possivelmente esteve conectada a uma bacia de margem passiva durante períodos de subida do nível do mar ou evoluiu para uma bacia de margem passiva com o decorrer do tempo.

Alguns autores consideram idades stenianas muito antigas para representar o desenvolvimento da margem passiva, sendo mais aceita a hipótese do efetivo rifteamento e abertura do oceano Goianides-Pharusian a partir do Toniano (1 Ga) (Martins-Ferreira, 2017; Martins-Ferreira *et al.*, 2018).

A correlação lateral entre os grupos Canastra e Paranoá sugerida por diversos autores é então dificultada, visto que a idade máxima de deposição do Grupo Canastra é de cerca de 1,03-1,04 Ga (Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2011), mais nova do que a idade de deposição sugerida para a porção superior do Grupo Paranoá (1,1 Ga; Seraine *et al.*, 2019). Portanto, esses dados suportam a hipótese de que o Grupo Canastra seja representativo de uma bacia de margem passiva mais jovem do que a bacia Paranoá.

A sequência Vazante pode também ser considerada mais jovem do que o Grupo Paranoá. A presença de tipos de estromatólitos colunares nas unidades superiores do Grupo Paranoá e nas unidades carbonáticas inferiores da sequência Vazante sugere a correlação entre estas unidades e idade de deposição destas no período entre 1350 Ma e 950 Ma. Apesar de serem importantes marcadores bioestratigráficos, o seu uso é limitado devido ao seu grande intervalo temporal de ocorrência. Entretanto, mesmo sendo dados imprecisos na datação das unidades, é interpretado como uma importante ferramenta na análise estratigráfica já que a presença conjunta dos dois tipos estromatólitos não é encontrada no Grupo Bambuí (Dardenne *et al.*, 1976 *apud* Alvarenga *et al.*, 2019).

Se adotado o modelo do Grupo Vazante, como definido por Dardenne (2000), cuja idade de deposição máxima é  $\pm 936$  Ma, também é possível suportar a hipótese de que o Grupo Vazante é mais jovem do que o Grupo Paranoá.

A correlação da sequência Vazante com as demais unidades metassedimentares que compõem o domínio externo da Faixa Brasília é ainda pouco compreendida e bastante discutida. Existem três linhas de pensamento principais quanto contexto tectônico e posicionamento estratigráfico da sequência Vazante (Marques *et al.*, 2015). A primeira considera as rochas do Grupo Vazante como equivalentes laterais do Grupo Bambuí e, portanto, relacionados a uma bacia de antepaís cambriana. Neste modelo, o Grupo Vazante e o Grupo Bambuí são mais novos do que as demais unidades aflorantes na Faixa Brasília (Dardenne, 2000; Coelho, 2007).

Com base em dados geocronológicos, bioestratigráficos e estudos de proveniência, vários autores concordam com a hipótese de que os grupos Paranoá, Vazante e Canastra estariam relacionados à deposição em um contexto de margem passiva que se desenvolveu na margem oeste do paleocontinente São Francisco durante o Meso-Neoproterozoico, com os grupos Vazante e Canastra ocupando posições estratigráficas intermediárias entre os grupos Paranoá e Bambuí (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011; Bertoni *et al.*, 2014; Santana *et al.*, 2015; Carvalho *et al.*, 2019).

A terceira hipótese, baseada na Estratigrafia de Sequências, agrupa os grupos Vazante e Canastra e Formação Jequitai na sequência Macaúbas de idade Toniana, sotoposta à sequência Bambuí de idade Ediacarana. Nessa proposta o Grupo Paranoá correlaciona-se à sequência Espinhaço Superior, de idade mesoproterozoica (Alkmin & Martins- Neto, 2011; Alvarenga *et al.*, 2019).

Estas últimas duas hipóteses são as de maior evidência na literatura recente e apresentam similaridades, destoando apenas na datação atribuída aos grupos Paranoá, Vazante, Canastra e na interpretação de seu contexto tectônico. Este trabalho adota a hipótese de que o desenvolvimento da margem passiva tenha se dado inteiramente durante o Neoproterozoico. A seguir são expostos os principais dados que suportam essa hipótese.

#### 6.1.1 Margem Passiva Neoproterozoica

Uma das características importantes das unidades de margem passiva da Faixa Brasília são idades entre 1,0 Ga e 0,9 Ga, dadas pela população mais jovem de zircões detríticos. Martins-Ferreira (2017) interpreta isto como evidência de que esses zircões podem ser provenientes de magmatismo relacionado a rifte ocorrido durante a abertura dessas bacias de margem passiva.

Outras evidências que permitem atribuir um intervalo de idade Toniano às bacias de margem passiva da Faixa Brasília são recentes dados isotópicos e bioestratigráficos dos grupos Vazante e Canastra. Carvalho *et al.* (2019) analisam dados isotópicos (Sm-Nd e Sr) em conjunto com dados geocronológicos (idades U-Pb de zircões detríticos) a fim de melhor delimitar a proveniência e contexto tectônico dos grupos Canastra e Vazante. A partir das características do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  (calibrados a 0,9 Ga segundo a aproximação da idade máxima de deposição para ambos os grupos) e consequente idades modelo TDM, os autores fornecem mais dados que ajudam a delimitar a possível organização estratigráfica.

As rochas da sequência Vazante apresentam idades modelo cada vez mais jovens ao longo de sua estratigrafia, com valores  $\epsilon_{Nd}$  muito negativos para as unidades basais (formações Serra do Garrote, Morro do Calcário e Serra do Poço Verde) que são cada vez menos negativos em direção à porção do topo de sua estratigrafia, alcançando valores semelhantes aos encontrados para as rochas do Grupo Canastra. Os valores da razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$  também se apresentam similares entre os dois grupos (Carvalho *et al.*, 2019).

Segundo Carvalho *et al.* (2019), as idades modelo TDM obtidas para o Grupo Vazante foram de 1,70 Ga a 2,35 Ga, e 1,67 Ga a 2,16 Ga para o Grupo Canastra. As idades mais antigas são interpretadas pelos autores como indicativas de proveniência cratônica (embasamento, cujas idades são mais antigas que 1,8 Ga), sendo as idades mais jovens indicativas de contribuição de material juvenil.

Carvalho *et al.* (2019) comparam esses dados com as idades modelo do Arco Magmático de Goiás disponíveis na literatura (0,77 Ga a 1,41 Ga), chegando à conclusão de que o arco magmático provavelmente estava muito distante para que contribuísse com a sedimentação dos grupos Canastra e Vazante, o que explica a ausência de zircões detríticos mais jovens do que ~0,9 Ga nessas unidades. É interpretado, então, que o *input* de material juvenil é possivelmente resultante das rochas do magmatismo intraplaca Toniano, presentes no cráton na forma de enxames de diques máficos (Carvalho *et al.*, 2019). Estes dados fornecem novas evidências que permitem correlacionar a abertura da bacia oceânica na margem oeste à eventos tafrogênicos durante o Toniano, cujos registros são encontrados em diferentes partes dos crátons São Francisco e Congo (Alcântara *et al.*, 2017; Chaves & Dussin, 2018; Carvalho *et al.*, 2019).

Novas evidências bioestratigráficas, segundo a interpretação de Alvarenga *et al.* (2019), também são indicativas de que a deposição do Grupo Vazante se deu exclusivamente durante o Toniano. Além de análises isotópicas ( $\delta^{13}C_{carb}$ ,  $\delta^{18}O_{carb}$  e  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) que suportam idades tonianas, a presença de indicadores bioestratigráficos na Formação Lagamar (unidade carbonática basal da sequência) foi reconhecida através de estudo petrográfico como possíveis

microfósseis *VMS* (*possible vase-shaped microfossils- VMS*) e microfósseis *Leiosphaeridia ternate*. A presença de microfósseis *VMS* é interpretada na literatura internacional como indicadores de um intervalo de deposição durante o Toniano (789-729 Ma) (Alvarenga *et al.*, 2019).

Mediante aos dados apresentados, a interpretação do presente estudo considera que o desenvolvimento da margem passiva na porção oeste do cráton São Francisco está relacionada ao efetivo rompimento crustal e desenvolvimento de bacias de margem passiva a partir do Toniano. Nesse contexto foram depositadas as sucessões dos grupos Canastra e Vazante e parte inferior do Grupo Araxá e Grupo Ibiá.

Para efeitos de simplificação durante o balanceamento das seções, é adotado a hipótese de que as sucessões de margem passiva tenham sido depositadas em um intervalo temporal semelhante, e que estariam correlacionadas lateralmente, sendo agrupadas dentro da Sequência Macaúbas. Nessa proposta os depósitos do Grupo Vazante representariam os depósitos de plataforma carbonática, sendo o Grupo Canastra representante de porções mais distais da bacia de margem passiva, e os depósitos da porção inferior do Grupo Araxá interpretados como correlativos distais do Grupo Canastra, seguindo em linhas gerais o proposto por Falci *et al.*, 2018.

A correlação lateral entre os grupos Vazante e Canastra adotada é tentativa, não havendo dados suficientes que permitam a efetiva correlação estratigráfica e cronológica entre essas unidades, embora uma correlação semelhante também tenha sido sugerida por Oliver *et al.* (2015).

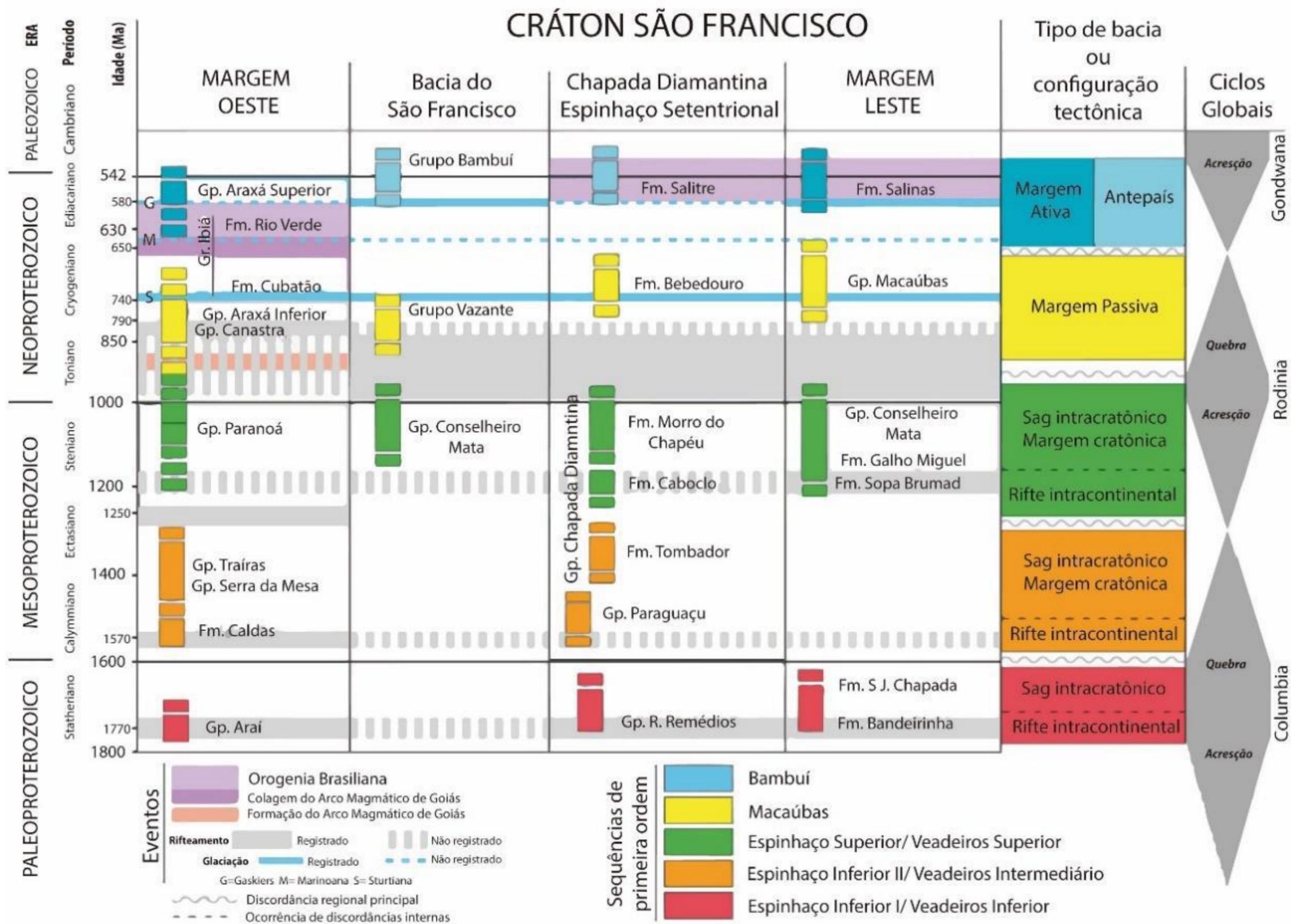
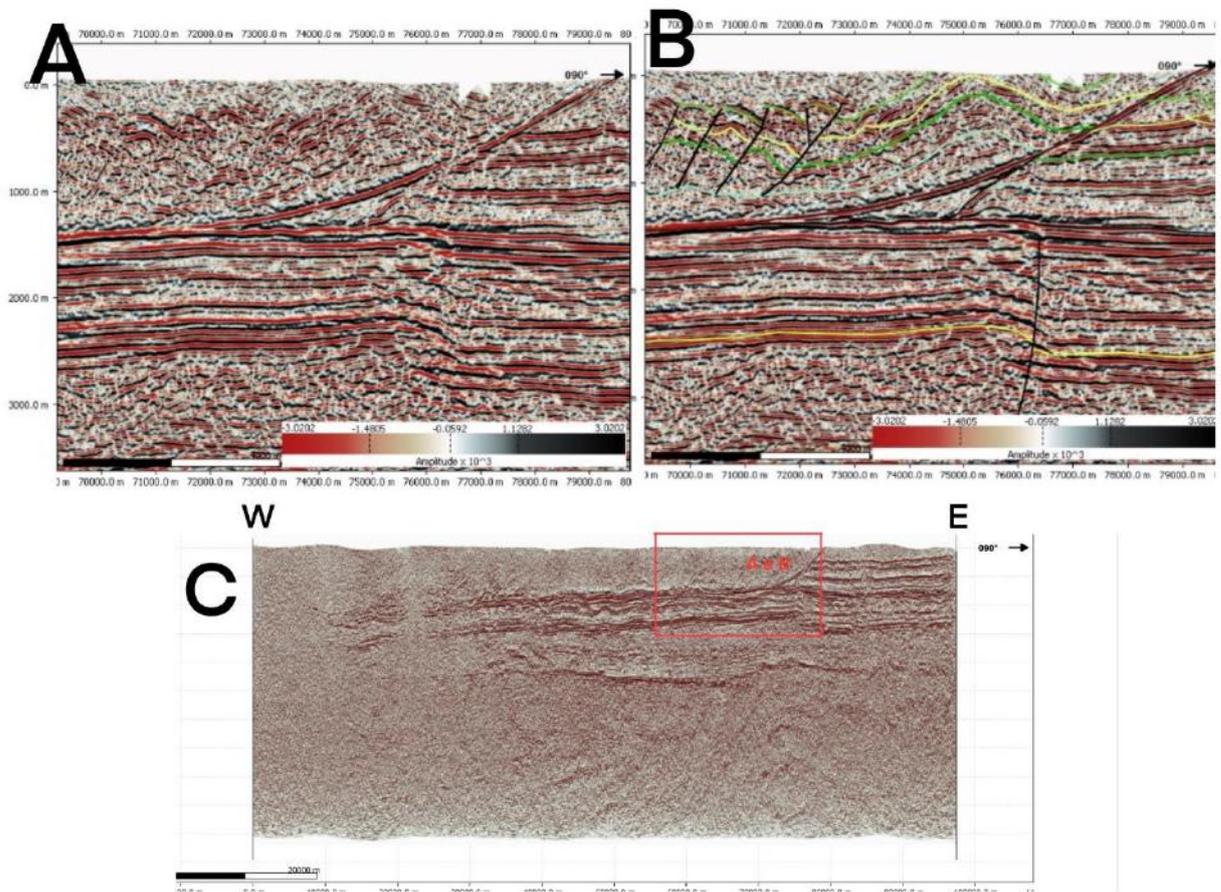


Figura 36: Correlação litoestratigráfica do cráton São Francisco (Modificado de Martins-Ferreira, 2017; referências nele contido).

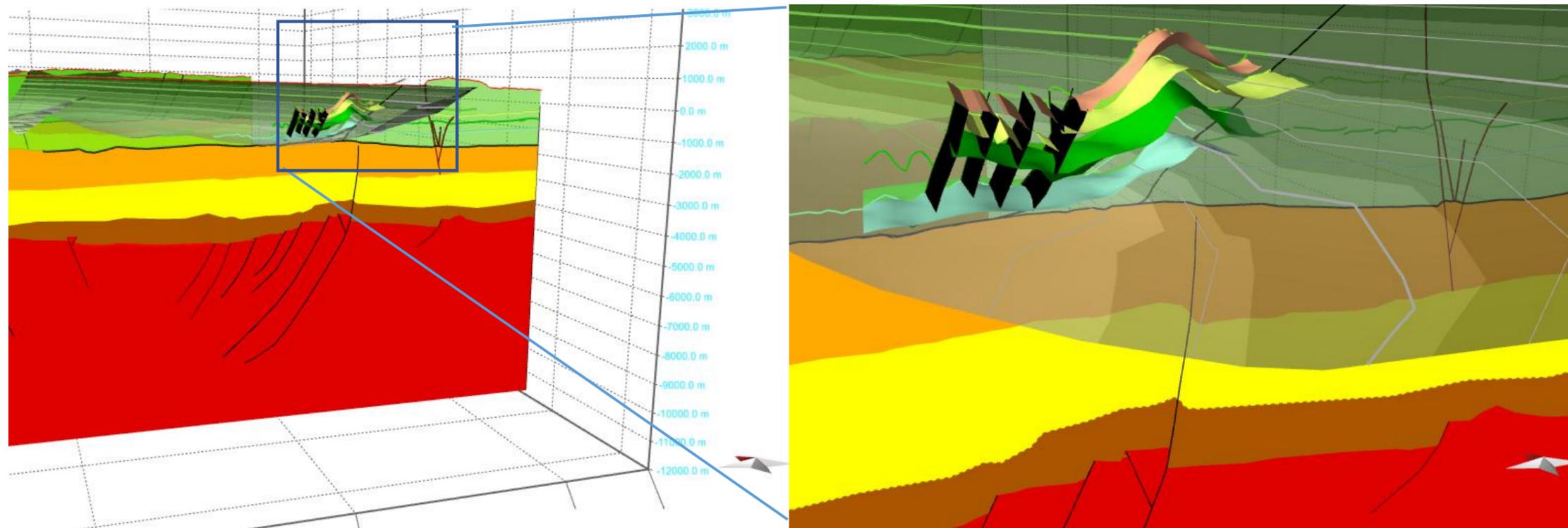
## 6.2 Estudos de caso

### 6.2.1 Anticlinal De *Rollover* Em Um Cinturão Orogênico?

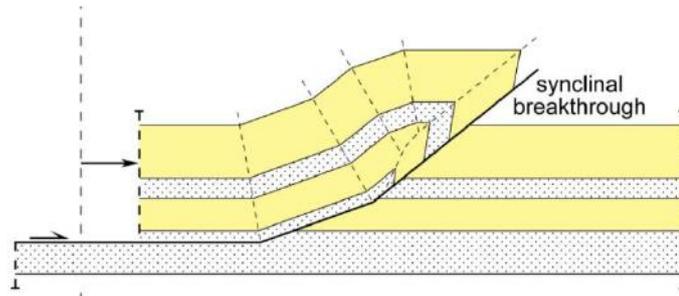
A seção 0240-292 apresenta duas características peculiares: um anticlinal normal associado à um sistema de falhas sintéticas à falha lítrica de empurrão e inversão tectônica relacionada aos primeiros pulsos contracionais e que, portanto, não deformam a superfície do descolamento basal (**Figura 37 e 38**).



**Figura 37:** Detalhe da linha 0240-292 apresentando feição sigmoidal sotoposta à falha lítrica, anticlinal normal e falhas sintéticas (cor preta). Topos estratigráficos de diferentes cores são pertencentes à diferentes unidades litoestratigráficas do Grupo Bambuí, interceptadas pelo poço BRSA-948MG. Exagero vertical de 2x.



**Figura 38:** Modelagem da estrutura reconhecida na linha 0240-292. Superfícies estratigráficas de diferentes cores são pertencentes à diferentes unidades litoestratigráficas do Grupo Bambuí, interceptadas pelo poço BRSA-948MG. Exagero vertical de 2x.



**Figura 39:** Dobra de propagação de falha. É possível reconhecer que tais estruturas tem por principal característica o traço axial com vergência no sentido do transporte tectônico. Fonte: Burg, 2017.

Mediante às observações de ambas características (traço axial subvertical e sistema de falhas sintéticas) é sugerido a hipótese de que tais estruturas possam estar relacionadas à um campo de esforços distensivos anteriores à compressão do Brasiliano, visto que campos puramente compressivos não permitiriam o desenvolvimento de tais estruturas.

Estruturas relacionadas a falhas lítricas em contextos compressivos, como dobras de propagação de falha, tem por característica a rotação do plano axial no sentido do transporte tectônico (**Figura 39**), o que é inconsistente com o traço axial subvertical da estrutura interpretada (Brandes & Tanner, 2014). As nucleações de falhas sintéticas à falha lítrica também servem como evidências de que tais estruturas são inconsistentes com a atuação de um regime inteiramente compressivo.

O estabelecimento de um regime distensivo prévio, como proposto, seria responsável pela extensão e desenvolvimento de um anticlinal de rollover. É ainda considerado que com a posterior compressão, toda a estrutura tenha sofrido inversão, se comportando como um corpo rígido. Modelos experimentais (*sandbox models*) desenvolvidos por Yamada & McClay (2004) atestam a possibilidade de estruturas semelhantes, formadas por extensão e posterior inversão de falhas lítricas côncavas (*concave-up listric fault*).

Em uma interpretação alternativa, Martins-Ferreira (2019) relaciona a inversão tectônica de falhas do embasamento ao estabelecimento de condições para a nucleação de rampas do sistema de falhas imbricado.

### 6.2.2 Grupo Paranoá Na Região Ao Entorno De Unai



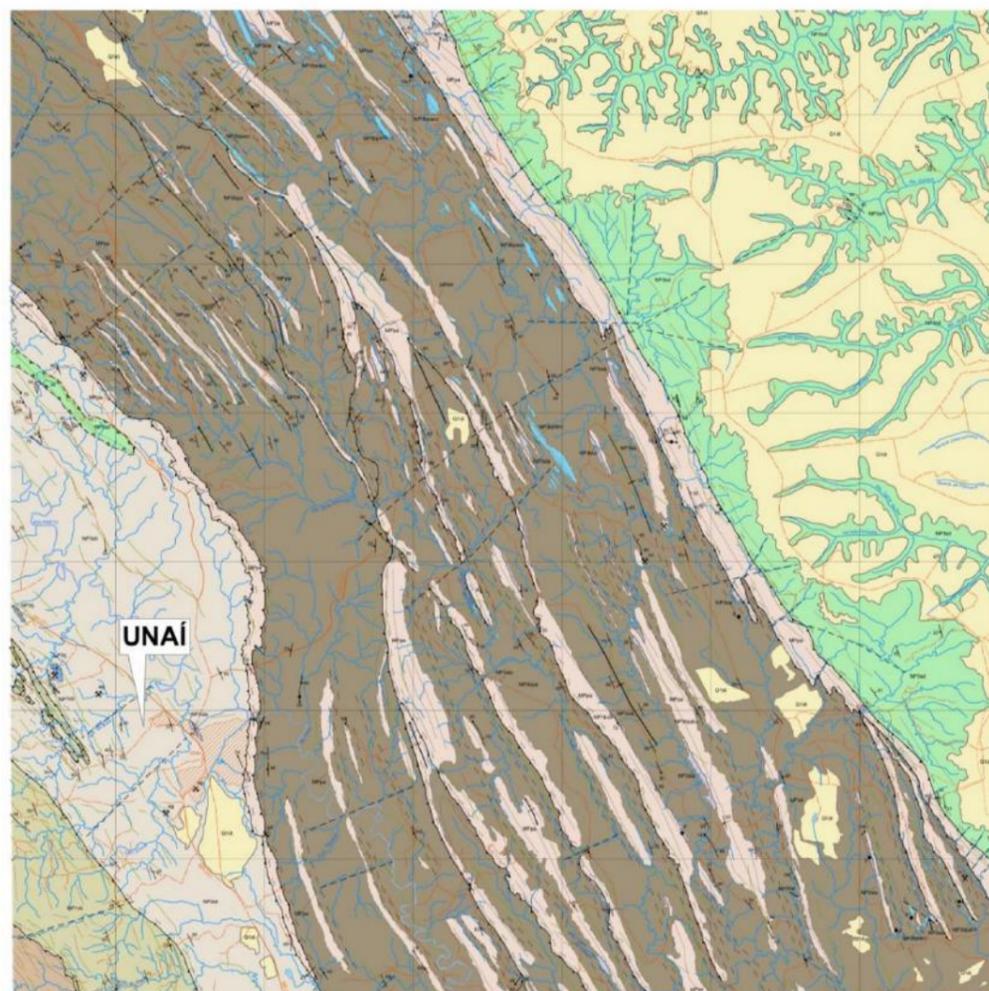
**Figura 40:** Mapa de satélite da área de ocorrência do Unai- São João da Aliança *Compressional Belt*.  
Fonte: Google Earth; Pinho *et al.*, 2017.

A seção 240-290 abrange os territórios nas proximidades da cidade de Unai, onde são justapostas as rochas do Grupo Vazante e do Grupo Bambuí através de contato tectônico. A interpretação sísmica aponta para a presença de uma zona triangular associada a esse contato. Zonas triangulares são interpretadas por Roeder (2012) como estruturas típicas de regiões que marcam a transição entre o cinturão e bacias de antepaís.

A geologia de superfície desta região é definida por Pinho *et al.* (2017) (**Figura 41**). Estes autores definem a região supracitada como Unai- São João da Aliança *Compressional Belt*, um cinturão dominado por zonas de cisalhamento subparalelas. Feições sigmoidais visíveis em escala de mapa foram interpretadas como resultado de compressão oblíqua (**Figura 40**).

As litologias presentes nesse cinturão são atribuídas por estes autores ao Grupo Bambuí (pelitos) e Paranoá (arenitos). A interpretação é de que um bloco de litologia do Paranoá, na base, e Bambuí, no topo, tenha sido colocado por cima da porção autóctone do Grupo Bambuí. Com a compressão, as litologias referentes ao Grupo Paranoá sofreram dobramento, formando isoclinais sem raiz. As litologias referentes ao Grupo Paranoá afloram no núcleo de antiformes e as do Grupo Bambuí no núcleo de sinformes (**Figura 41**).

Há dúvidas por parte de Pinho *et al.* (2017) quanto ao empilhamento estratigráfico desta porção, sendo, portanto, vagamente associada aos grupos Bambuí e Paranoá com sugestões à análise cartográfica em escala maior e utilização de geologia isotópica.



**Q1di** Coberturas detriticas indiferenciadas: Sedimentos arenosos, areno-argilosos e argilo-siltosos inconsolidados, localmente com ocorrência de canga e níveis de cascalho. Cotas entre 700 a 950m.

#### NEOPROTEROZÓICO

##### GRUPO BAMBUÍ

###### SUBGRUPO PARAOPEBA

**NP3bpa** Siltitos, argilitos, níveis de arenitos finos e siltitos/argilitos verdes (verdetes), calcários calcíticos (cc) não individualizados em formações na escala do trabalho.

###### FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE

**NP3sd** Siltitos, argilitos, siltitos/argilitos verdes (verdetes) e níveis de arenitos finos. (633 Ma, idade máxima de sedimentação por zircão detritico - U/Pb - ICP-MS).

###### FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ

**NP3lj** Calcários calcíticos cinza a cinza escuros; localmente oolíticos, com estromatólitos colunares centimétricos, esteiras microbianas intraclastos, acamadamento gradacional, estratificação cruzada tabular de pequeno porte e estilólitos.

###### FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA

**NP3sh** Argilitos, siltitos, margas, raros níveis de arenito fino e ritmitos.

###### FORMAÇÃO SETE LAGOAS

**NP3sla** Calcários calcíticos, cinza claro, bege e rosados, com estromatólitos colunares, superfícies onduladas, "wavy", "linsen", laminação plano-paralela e níveis de intraclastos. Intercalações de siltitos.

###### FORMAÇÃO CARRANCAS

**NP1bcd** Diamictito polimítico, mal selecionado, com grânulos e seixos arredondados, subarredondados e angulosos de chert, arenito, siltito e quartzo suportados por matriz arenosa fina, cinza claro.

##### GRUPO VAZANTE

###### FORMAÇÃO SERRA DO GARROTE

**NP1vgsa** Membro Serra do Andrequicé: Siltitos cinza a esverdeados, róseos, avermelhados, amarelados e arroxeados de aspecto sedoso, com laminação plano-paralela, ripples marks, estratificação cruzada bidirecional. Ritmitos, siltitos carbonosos, argilitos e lentes de arenito e conglomerados. (1282Ma, idade máxima de sedimentação por zircão detritico-U/Pb-ICP-MS)

###### GRUPO VAZANTE (?) - Unidades com posicionamento incerto

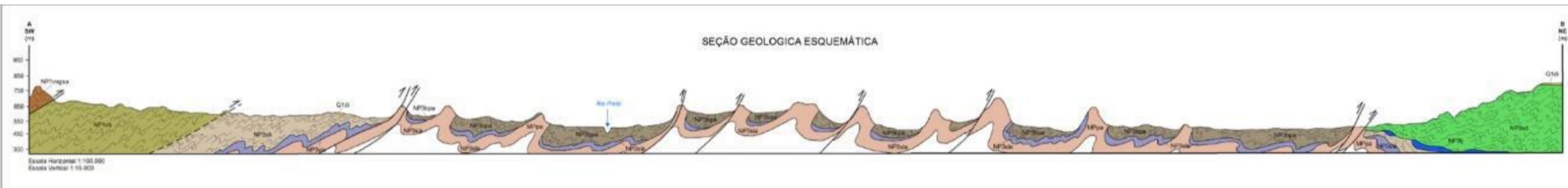
**NP1vb** Unidade B: Ritmitos com alternâncias centi- a decimétricas de arenitos finos e siltitos verdes a amarelados.

#### MESOPROTEROZÓICO

##### GRUPO PARANOÁ

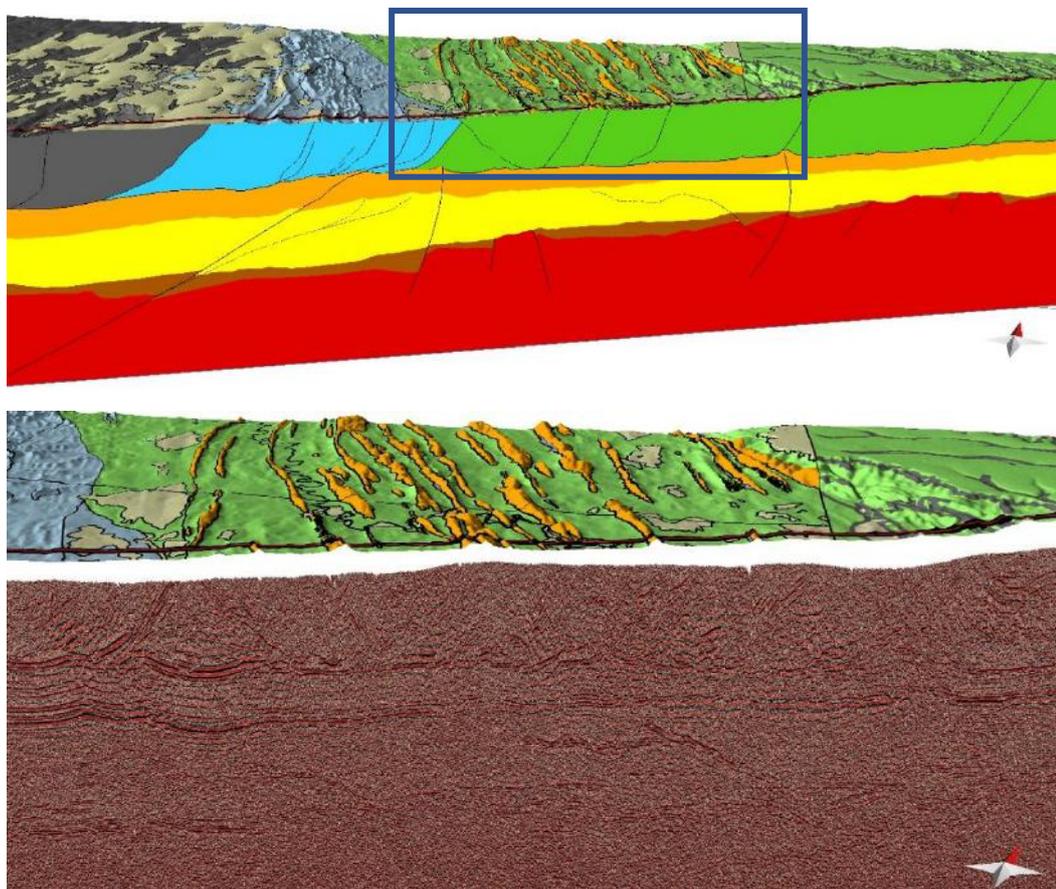
**MPpa** Arenitos médios, grossos e finos; localmente, conglomeráticos, com intercalações de siltitos.

#### SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA



**Figura 41:** Mapa e seção geológica esquemática do Unai- São João da Aliança *Compressional Belt*. Fonte: Pinho *et al.*, 2017.

Através da interpretação da seção sísmica desenvolvida neste trabalho não é possível reconhecer falhas que seriam responsáveis pela duplicação da estratigrafia local. A superfície de descolamento que limita a sequência Paranoá apenas apresenta-se localmente perturbada por falhas reversas inexpressivas (**Figura 42**). Em síntese, é questionado a correlação entre as litologias presentes e suas respectivas unidades litoestratigráficas, levantando-se a hipótese de que sejam variações faciológicas do Grupo Bambuí ainda não completamente identificadas.

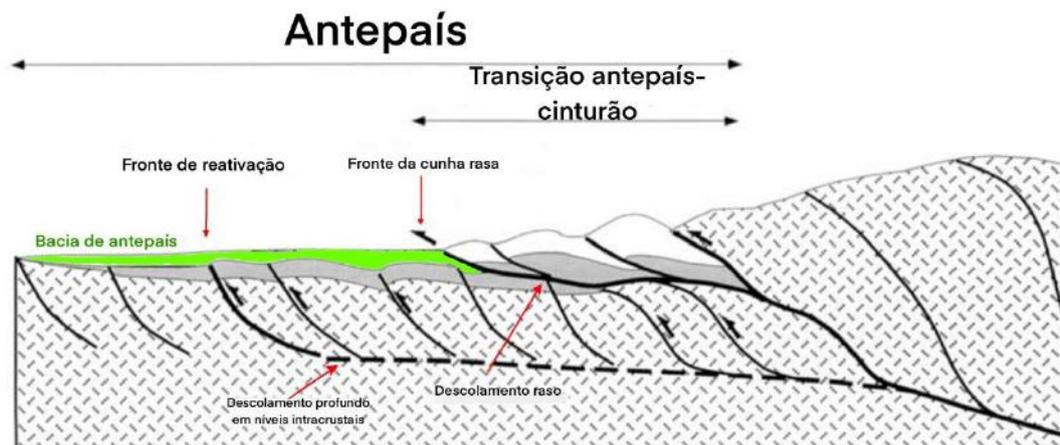


**Figura 42:** Associação entre a geologia de superfície e a interpretação da linha 290. O detalhe denota que a ocorrência de unidades relacionadas ao Grupo Paranoá não deve estar associada à duplicação da estratigrafia local através de falhas com rejeitos significativos. Legenda de cores: Gp. Vazante (azul), Gp. Bambuí (verde), Gp. Paranoá (laranja). Exagero vertical de 3x.

### 6.2.3 Estrutura E Estilos Deformacionais da Faixa Brasília

O cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília pode ser entendido sob a ótica do modelo de cunha crítica de Coulomb. Este modelo é prolífico na literatura para a descrição de cinturões de dobras e empurrões, geralmente sendo interpretados sob a forte premissa de exclusividade do estilo de deformação *thin-skinned*. No entanto, o papel da

tectônica *thick-skinned* nas regiões de antepaís desses cinturões ainda é pouco discutida (Lacombe & Bellahsen, 2016; Martins-Ferreira, 2019).



**Figura 43:** Modelo esquemático de um cinturão de dobras e empurrões associados a um sistema imbricado profundo. Modificado de Lacombe & Mouthereau, 2002.

Segundo Lacombe & Bellahsen (2016), em casos em que não há dados de subsuperfície confiáveis é usualmente esperado que somente a cobertura sedimentar seja deformada, favorecendo a interpretação de que cinturões de dobras e empurrões sejam mais estritamente definidos pelo estilo *thin-skinned* em detrimento de modelos *thick-skinned* ou híbridos.

Estruturas invertidas presentes nas porções externas de alguns orógenos invocam a necessidade da presença de canalizadores de estresses na crosta para sua descrição. De acordo com Lacombe & Bellahsen (2016), a efetiva transmissão de estresses orogênicos necessários à inversão só pode ocorrer sob condições reológicas específicas, como estratificação da litosfera e/ou dissociação mecânica entre manto-crosta.

Assim sendo, a acomodação da deformação nessas áreas provavelmente requer a deformação interna da litosfera ou a presença de um descolamento intracrustal (Lacombe & Mouthereau, 2002) (**Figura 43**). A aplicação do modelo de cunha de Coulomb em contextos *thick-skinned* é teoricamente viável considerando um descolamento interno à litosfera que se estabeleça até o intervalo rúptil-dúctil da litosfera. Além deste intervalo o comportamento reológico da litosfera não favorece a aplicação do modelo devido ao aumento da temperatura (Lacombe & Bellahsen, 2016).

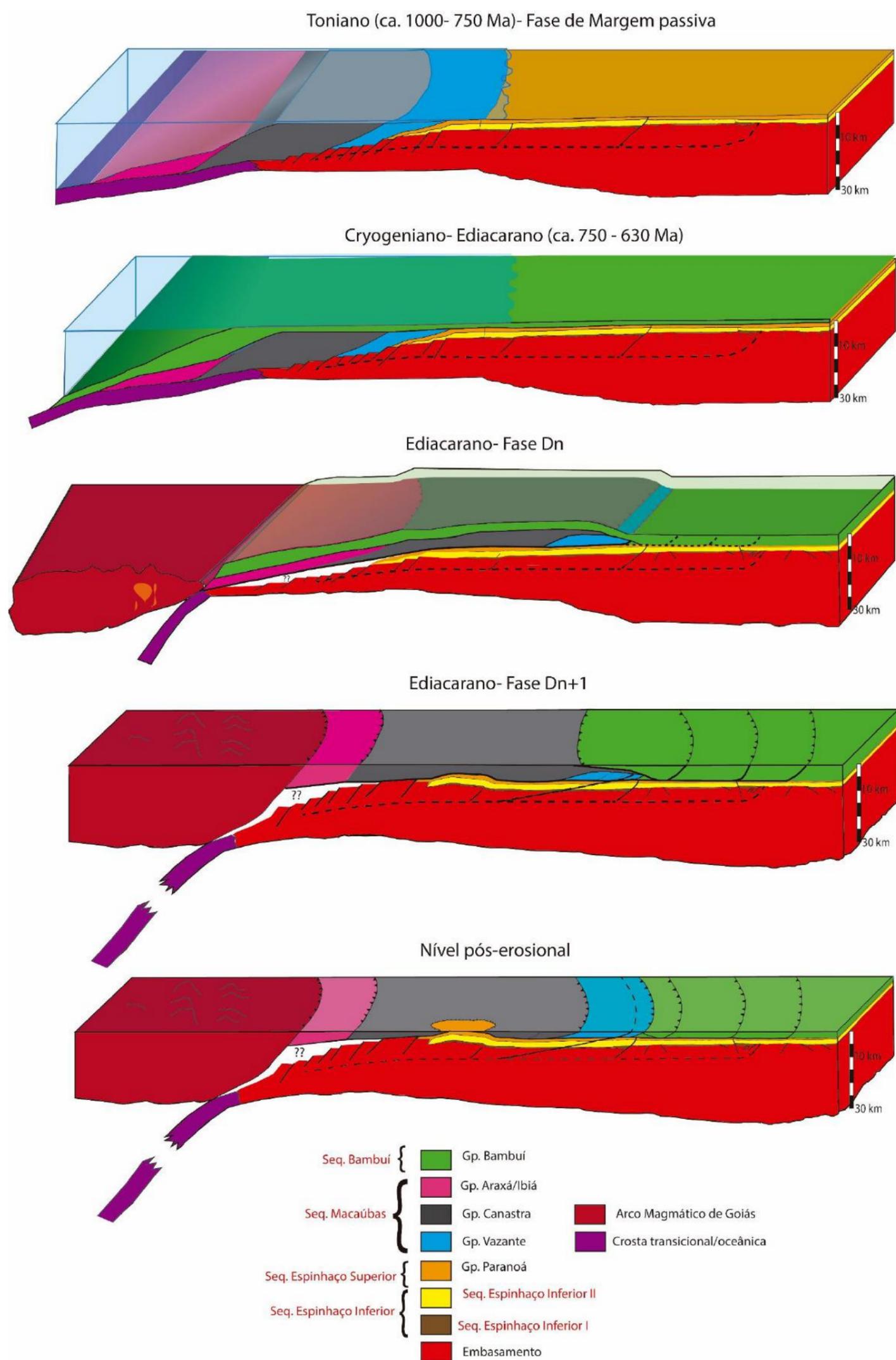
Dessa maneira, é sugerido que o cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília seja resultante da superposição de estilos deformacionais que são possivelmente explicados pelo modelo da cunha de Coulomb. A presença de um descolamento

intracrustal, explicaria a efetiva transmissão de esforços pela litosfera e inversão de falhas do embasamento num momento prévio e/ou síncrono à nucleação do sistema imbricado raso (**Figura 44**).

A interpretação sísmica permite identificar que a inversão tectônica de falhas do embasamento se manteve ativa durante a evolução do cinturão, sendo possível reconhecer alguns domínios em que tais falhas deformam o descolamento basal de seu sistema imbricado.

Através das características observadas é possível aventar a possibilidade da herança de estruturas extensionais na estruturação do cinturão, embora mais dados sejam necessários para testar essa hipótese. Levando em conta a longa história de eventos extensionais no paleocontinente São Francisco, que começaram a partir do Statheriano (~1,5 Ga), é possível supor a presença de um descolamento extensional intracrustal que tenha agido como uma das principais descontinuidades mecânicas reativadas durante a compressão do Brasiliano, sendo canalizadores de estresses que condicionaram as inversões tectônicas.

Em suma, é viável o reconhecimento da geometria de cunha para ambos domínios estruturais presentes, o que leva a supor a presença de um descolamento intracrustal a profundidades além da dos dados atuais (seções sísmicas com 10 km de profundidade). Assim, novos dados se fazem necessários a fim de que esta hipótese seja testada.



**Figura 44:** Modelo esquemático da evolução do cinturão de dobras e empunções da Faixa Brasília. As linha pontilhada representa a hipotética presença de um descolamento intracrustal. É representada a margem passiva, estabelecida a partir do Toniano (A), seguida pelo início da deposição da seqüência Bambuí a partir do Ediacarano (B). A primeira fase de deformação [Dn] é representada em (C), marcada pelo estilo epitelial e nucleação do sistema imbricado. O Gp. Bambuí em (C) é representado translúcido de forma que a frente de empunção seja perceptível. Em (D) é representado a geometria resultante da segunda fase de deformação [Dn+1], gerando flexuras das unidades metassedimentares. Após sofrer erosão até níveis atuais (E), a expressão em superfície do Domo de Cristalina se dá na forma de uma janela estrutural. Áreas em branco correspondem a regiões além da área de estudo e cuja geologia de subsuperfície não é conhecida. As idades atribuídas são esquemáticas.

#### 6.2.4 Domo de Cristalina

O desenvolvimento da geometria de tal estrutura pode ser entendido sob a ótica do modelo de cunha crítica de Coulomb ou simplesmente como uma estrutura resultante da inversão de falhas pré-existentes do embasamento.

A reativação de falhas do embasamento consiste em um segundo mecanismo de acomodação da deformação capaz de produzir estruturas com a geometria apresentada. Nesse caso, o deslocamento da falha no embasamento é transferido às unidades sobrejacentes através de uma zona de cisalhamento triangular, gerando o dobramento destas. O modelo cinemático responsável pela formação deste tipo de estrutura é denominado *trishear* (Mitra & Mount, 1998; Mitra & Miller, 2013).

O balanceamento do Domo de Cristalina foi baseado no modelo *trishear* e no deslizamento flexural como mecanismo de deformação auxiliar, como indicado pelo modelo de Narr & Suppe (1994). Através do balanceamento há a constatação de que as unidades metassedimentares se espessam em direção a oeste, o que pode ser indicativo que a falha responsável pela geração da dobra seja uma estrutura herdada (**Figura 35**).

Dessa forma, o Domo de Cristalina é interpretado como uma dobra de propagação de falha de grande escala. O desenvolvimento de tal estrutura se deve à flexura das unidades que sobrepõem o embasamento em resposta ao encurtamento deste através de falha(s) reversa(s) no embasamento.

Para a interpretação adotada ainda é discutível o fato de o embasamento encontrar-se dobrado. Condições para o dobramento do embasamento estariam relacionadas a condições reológicas e a capacidade de acomodar deformação interna ou à presença de estruturas prévias com orientação paralela ao acamamento, de modo que pudessem ser flexuradas por deslizamento flexural. Mitra & Mount (1998) discutem ambas possibilidades em seus modelos, chamando a atenção às seguintes possibilidades: 1) O embasamento acumula deformação interna através do dobramento, 2) O dobramento é a expressão em macroescala de um sistema de falhas que acomodam a deformação, ou 3) o embasamento não sofre deformação interna significativa e é apenas falhado.

Dentre as possibilidades, a única eficaz para o balanceamento foi adotar a interpretação na qual o embasamento se encontra dobrado na escala utilizada, sendo muito provável causado pela presença de um sistema de falhas subsísmicas.

#### 6.3 Geologia Econômica E Modelagem

Sistemas mineralizantes em contextos compressivos são importantes devido ao desenvolvimento de uma série de condições necessárias, como reações de desidratação resultantes do metamorfismo progressivo, a estruturação de possíveis caminhos de fluidos e estabelecimento de gradiente de pressão e temperatura ocasionado pela compressão orogênica, o que favorece a migração de fluidos mineralizantes (Robb, 2005).

A área de estudo faz parte da província metalogenética Vazante-Paracatu, localizada no noroeste de Minas Gerais, que contém um dos maiores depósitos de ouro orogênico do Brasil (Mina Morro do Ouro; reservas totais de 8060 oz @ 0,4g/t; com aprox. 8917 oz extraídas de 1987 a 2019; Kinross Gold Corporation; Sims, 2020), além dos depósitos plumbo-zincíferos encerrados em rochas carbonáticas. Quanto aos depósitos de Pb e Zn, a província é dividida em dois distritos devido a mudanças de características estratigráficas e tipos de mineralizações (Dias *et al.*; 2018).

O Distrito Zincífero de Vazante, a sul, é caracterizado por mineralização de zinco silicatado (Mina de Vazante; recursos estimados de 30.59 Mt com 21% Zn, 0.48% Pb and 33.57 ppm Ag; Olivo *et al.*, 2018) cujo controle estrutural proporciona sua ocorrência associada a zonas de brecha e/ou ao longo de falhas de cavalgamento (Slezak *et al.*, 2014).

O Distrito Plumbo-Zincífero de Paracatu, a norte e pertencente à área de estudo, é caracterizado por mineralizações de Pb-Zn sulfetado, estas apresentando-se sin-génicas a epigenéticas com características estratiformes (*stratabound*), Mina de Morro Agudo (18.3 Mt @ 5.08% Zn and 1.75% Pb do qual 3.92 Mt@ 4% Zn and 1.45% Pb resta em 2017; Cordeiro *et al.*, 2018) e depósito de Fagundes (em fase de exploração; Votorantim Metais Morro Agudo Project Technical Report, 2017), ou associada a falhas reversas (depósito de Ambrósia; em fase de exploração; Votorantim Metais Morro Agudo Project Technical Report, 2017) (Monteiro *et al.*, 2006; Cordeiro *et al.*, 2018; Fernandes *et al.*, 2019).

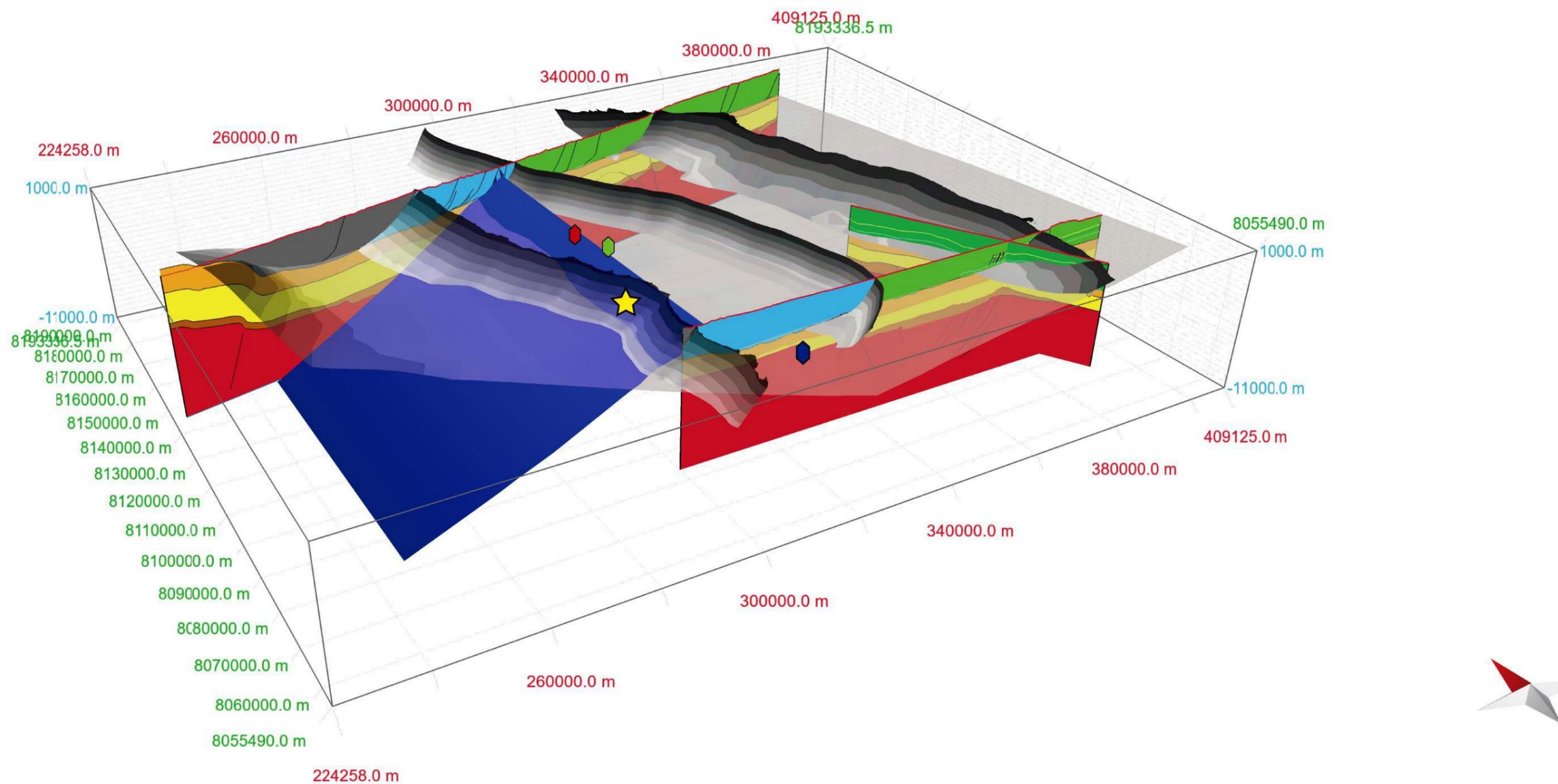
Estudos geoquímicos realizados em ambos distritos zincíferos apontam uma possível fonte de fluidos metalíferos em comum, embora características químicas locais e interações entre diferentes tipos de fluidos (conato + meteórico) tenham possivelmente influenciado diferentes tipos de mineralização de Pb e/ou Zn (Monteiro *et al.*, 2006; Slezak *et al.*, 2014; Cordeiro *et al.*, 2018; Fernandes *et al.*, 2019). Fernandes *et al.* (2019) indicam que potenciais fontes metalíferas para toda a província Vazante-Paracatu sejam relacionadas ao embasamento paleoproterozoico-arqueano.

A mineralização de ouro orogênico é abrigada nas rochas do Grupo Canastra (Fm. Paracatu- Mina Morro do Ouro) associada a veios de quartzo *boudinados* em zona de

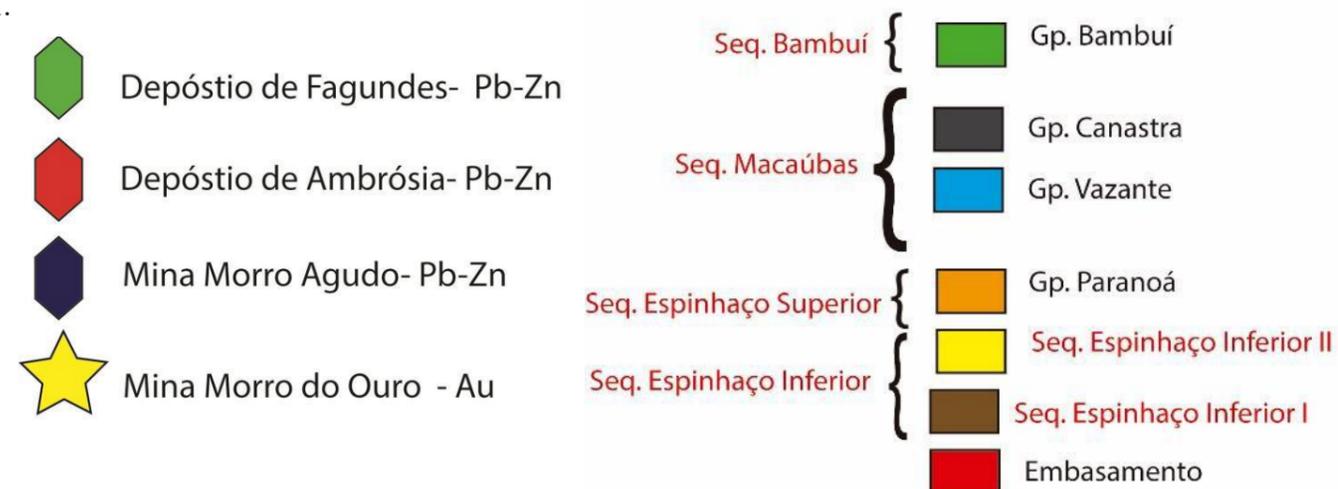
cisalhamento que atravessa filitos carbonosos com quartzitos e metassiltitos intercalados. Embora não haja evidências locais que comprovem a origem dos fluidos magmáticos-hidrotermais responsáveis pela mineralização de ouro, Oliver *et al.* (2015) associam o enriquecimento em Pb-Zn desses depósitos à possibilidade de que os fluidos que mineralizaram o Grupo Vazante tenham percolado pelas rochas do Grupo Canastra, promovendo a mineralização do ouro durante o Brasileiro.

Os dados obtidos pela interpretação sísmica e consequente modelagem do arcabouço estrutural da área de estudo apontam a presença de estruturas que potencialmente tenham agido como importantes facilitadores à migração de fluidos hidrotermais e baciais durante a Orogenia Brasileira (**Figura 45**). É possível que parte de estruturas herdadas do embasamento também tenham contribuído para a migração de fluidos, como indicado por Martins-Ferreira (2019).

Este trabalho sugere a presença de uma zona de cisalhamento profunda (descolamento intracrustal) como possível fonte de fluidos hidrotermais (**Figura 44**). Estes fluidos seriam provenientes da desidratação metamórfica de rochas do embasamento ( fácies xisto verde a anfíbolito), que, com a evolução da orogenia, teriam migrado por novas ou reativadas descontinuidades na crosta, e que ao percolarem pelos intervalos carbonáticos e siliciclásticos, tenham proporcionado as diferentes mineralizações ao se misturarem a outros tipos de fluidos, como, por exemplo, conatos e meteóricos (Monteiro *et al.*, 2006; Slezak *et al.*, 2014; Cordeiro *et al.*, 2018; Fernandes *et al.*, 2019).



**Figura 45:** Modelagem da área de estudo destacando a presença de uma falha do embasamento (azul escuro) que potencialmente possa ter agido como canalizadora de fluidos à mineralização dos grupos Canastra e Vazante. São destacadas as localizações aproximadas dos depósitos minerais. Exagero vertical de 2,5x.



## 7 CONCLUSÕES

A partir da interpretação sísmica pôde-se observar estruturas relacionadas a duas fases de deformação principais, responsáveis pela estruturação ( $D_n$ ) e posterior deformação do cinturão de dobras e cavalgamentos ( $D_{n+1}$ ). Estruturas herdadas do embasamento foram identificadas mediante a feições de inversão tectônica, indicando que a presença de descontinuidades prévias ao Brasiliano foram importantes para evolução e estruturação da região e possivelmente como facilitadores à migração de fluidos metalíferos, responsáveis pelos diferentes depósitos minerais da região. A modelagem geológica realizada atesta a relação tridimensional entre as seções sísmicas interpretadas e mostra a estruturação tridimensional do cinturão da Faixa Brasília.

Através do balanceamento foi possível propor uma possível história evolutiva das configurações prévias da margem oeste do paleocontinente São Francisco, assim como reconhecer o Domo de Cristalina como uma dobra de propagação de falha de larga escala. O balanceamento também permitiu a determinação do encurtamento crustal mínimo (~4 km) e o grau de aloctonia mínimo para os grupos Canastra e Vazante (~72 km).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, D. C. B. G.; UHLEIN, A.; CAXITO, F. A.; Stratigraphy, tectonics and detrital zircon U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of the Rio Preto Belt and northern Paramirim corridor, NE, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 261–273, 2017.

ALKMIM, F. F. (2015); Geological Background: A Tectonic Panorama of Brazil. *In*: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Orgs.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2015, p. 9–17.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2011.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B.B. (1981); *et al.* Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.

ALVARENGA, C. J.S.; OLIVEIRA, G. D.; VIEIRA, L. C.; *et al.* Carbonate chemostratigraphy of the Vazante Group, Brazil: A probable Tonian age. **Precambrian Research**, v. 331, p. 105378, 2019.

ANP. Plano plurianual de estudos de geologia e geofísica, projetos realizados, Bacia do São Francisco. 05 de Outubro de 2016. Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/estudos-geologicos-e-geofisicos/plano-plurianual-de-estudos-de-geologia-e-geofisica/ppa-2007-2014/resultados-por-bacia>>. Acesso em: 15/02/2020.

ARAÚJO FILHO, J. O. (2000); The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144–148, 2000.

AZMY, K.; KENDALL, B.; CREASER, R. A.; *et al.* Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re–Os and U–Pb radiometric age constraints. **Precambrian Research**, v. 164, n. 3–4, p. 160–172, 2008.

BABINSKI, M.; VIEIRA, L. C.; TRINDADE, R. I. F.; Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. **Terra Nova**, v. 19, n. 6, p. 401–406, 2007.

BERTONI, M. E.; ROONEY, A. D.; SELBY, D.; *et al.* Neoproterozoic Re–Os systematics of organic-rich rocks in the São Francisco Basin, Brazil and implications for hydrocarbon exploration. **Precambrian Research**, v. 255, p. 355–366, 2014.

BRANDES, C.; TANNER, D. C. Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. **Earth-Science Reviews**, v. 138, p. 352–370, 2014.

BURG, Jean-Pierre. Instituto de Tecnologia de Zurique. Tectonics- Driving mechanisms of thrust systems, 2016. Zurique, Disponível em <<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/Theoretical/mecthrusts.pdf>>. Acesso em 23.01.2020.

BURG, Jean-Pierre. Instituto de Tecnologia de Zurique. Tectonics- Thrust systems, 2017. Zurique, Disponível em <<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/4thrustsyst.pdf>>. Acesso em 23.01.2020.

CAMPOS NETO, M. C.; Litoestratigrafia Relações Estratigráficas E Evolução Paleogeográfica Dos Grupos Canastra E Paranoá (Região De Vazante-Lagamar, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v.14, n.2, 1984.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; *et al.* Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 461–476, 2014.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; *et al.* Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 461–476, 2013.

CARVALHO, M. O.; VALERIANO, C. M.; AGUIAR NETO, C. C.; *et al.* The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes - evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 1, 2019.

CARVALHO, M. O.; VALERIANO, C. M.; GONZÁLEZ, P. A. A.; *et al.* The thrust contact between the Canastra and Vazante groups in the Southern Brasília belt: structural evolution, white mica crystallinity and implications for the Brasiliano orogeny. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 4, p. 567–583, 2016.

CARVALHO, M. O.; VALERIANO, C. M.; GONZÁLEZ, P. A. A.; *et al.* The thrust contact between the Canastra and Vazante groups in the Southern Brasília Belt: structural evolution, white mica crystallinity and implications for the Brasiliano orogeny. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 4, p. 567–583, 2016.

CATUNEANU, O.; MARTINS-NETO, M.A.; ERIKSSON, P.G. (2005). Precambrian sequence stratigraphy. **Sedimentary Geology**, v. 176, n. 1–2, p. 67–95, 2005.

CAXITO, F. de A.; HALVERSON, G. P.; UHLEIN, A.; *et al.* Marinoan glaciation in east central Brazil. **Precambrian Research**, v. 200–203, p. 38–58, 2012.

CHAVES, A. O.; DUSSIN, I. A. U-Pb Age and Geochemistry of the Tholeiitic Trachy-Andesite of Gouveia (MG) Compared with Regional Pedro Lessa and Formiga Tholeiitic Basic Rocks: Fragments of a Tonian Large Igneous Province (LIP). **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 41, n. 3, p. 5–15, 2018.

COELHO, J. C. C.; Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco, 2007. 138 f. Dissertação de mestrado em Geologia) — Universidade Federal de Ouro Preto, 2007.

CORDEIRO, P. F.O.; OLIVEIRA, C. G.; PANIAGO, L. N.; *et al.* The carbonate-hosted MVT Morro Agudo Zn-Pb deposit, central Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 101, p. 437–452, 2018.

CORDEIRO, P. F.O.; OLIVEIRA, C. G.; The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 298, p. 403–420, 2017.

COWAN, E.J., BEATSON, R.K., ROSS, H.J., FRIGHT, W.R., MCLENNAN, T.J., EVANS, T.R., CARR, J.C., LANE, R.G., BRIGHT, D.V., GILLMAN, A.J., OSHUST, P.A., TITLEY, M. (2003). Practical Implicit Modelling. In: **5th International Mining Geology Conference**, Bendigo, Victoria. pp 89 – 99

CUKROV, N.; ALVARENGA, C. J. S.; UHLEIN, A.; Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 69–76, 2005.

DARDENNE, M. A. & CAMPOS NETO, M.C.; Geologia da região Lagamar, MG. Publicações, XXIX Congresso, Sociedade Brasileira de Geologia, Ouro Preto, p.17, 1976.

DARDENNE, M.; The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, **Tectonic Evolution of South America**, 31<sup>a</sup> ed., pp. 231-263, 2000.

DEACON, J.; Explicit and Implicit Geological Modelling Methods on Resource Definition and Resource Utilisation- Sishen Iron Ore Deposit Case Study. 2017. 106 p. Dissertação Mestrado em Engenharia- Faculty of Engineering and the Built Environment, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.

DIAS, P. H. A.; SOTERO, M.P.; MATOS, C. A.; MARQUES, E.D.; MARINHO, M.S.; JUNIOR, M.A.C.; Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM: distrito mineral de Paracatu-Unai (Zn-Pb-Cu), MG. Belo Horizonte: CPRM, 2018

FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; *et al.* Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 306, p. 209–219, 2018.

FARIA A.; Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D’Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p, 1995

FARIA, A.; Geologia do domo de Cristalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 3, p. 231-240, 1985.

FERNANDES, N. A.; OLIVO, G. R.; LAYTON-MATTHEWS, D.; *et al.* Geochemistry and provenance of siliciclastic rocks from the Mesoproterozoic Upper Vazante Sequence, Brazil: Insights on the evolution of the southwestern margin of the São Francisco Craton and the Columbia Supercontinent. **Precambrian Research**, v. 335, p. 105483, 2019.

FERNANDES, N. A.; OLIVO, G. R.; LAYTON-MATTHEWS, D.; Siliciclastic-hosted zinc mineralization in the Proterozoic Vazante – Paracatu District, Brazil: Implications for metallogeny and sources of metals in sediment-hosted base metal systems. **Ore Geology Reviews**, v. 114, p. 103139, 2019.

FERREIRA, M. A. C.; Evolução tectônica das bacias Araí, Traíras e Paranoá na Faixa Brasília Norte. 2017. xvii, 202 f., il. Tese (Doutorado em Geologia) —Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

FOSSEN, H.; **Structural Geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

FUCK R.A., PIMENTEL M.M., ALVARENGA C.J.S., DANTAS E.L. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds) **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Cham: Springer International Publishing, 2017, cap. 11, p. 205–220, 2017.

FUCK, R. A., Pimentel, M. M., Soares, J. E. P., Dantas E. L.; Compartimentação da Faixa Brasília. *IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Atas, p. 26-27, 2005.

FUCK, R.; A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. *SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais*, pp. 1:184-187, 1994.

GEBOY, N. J.; KAUFMAN, A. J.; WALKER, R. J.; *et al.* Re-Os age constraints and new observations of Proterozoic glacial deposits in the Vazante Group, Brazil. **Precambrian Research**, v. 238, p. 199–213, 2013.

GRANADO, P.; RUH, J.B. Numerical modelling of inversion tectonics in fold-and-thrust belts. **Tectonophysics**, v. 763, p. 14–29, 2019.

GROSHONG, Richard H. **3-D structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation**. Berlin; New York: Springer, 2008.

KUMAIRA, S.; Análise e modelagem estrutural do Domo de Brasília. 2016. p. 102. Dissertação de Mestrado em Geociências – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

LACOMBE, O.; BELLAHSEN, N.; Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens. **Geological Magazine**, v. 153, n. 5–6, p. 763–810, 2016.

LACOMBE, O.; MOUTHEREAU, F.; Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees): **BASEMENT-INVOLVED SHORTENING IN FORELANDS**. **Tectonics**, v. 21, n. 4, p. 12-1-12–22, 2002.

LOBATO & COSTA. Companhia de desenvolvimento de Minas Gerais. Recursos Minerais de Minas Gerais- Ouro, 2018. Minas Gerais. Disponível em <<http://recursomineralmg.codemge.com.br/wp-content/uploads/2018/10/Ouro.pdf>>.

MARQUES, C. S. S.; UHLEIN, A.; UHLEIN, G. J.; *et al.* Facies Association, Lithochemistry and Isotope Geology of the Lagamar Formation (Vazante Group, Minas

Gerais): A Carbonate Platform in Mesoproterozoic. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 42, n. 4, p. 71–82, 2019.

MARQUES, Carla Sofia Sousa; UHLEIN, Alexandre; OLIVEIRA, Gustavo Diniz; *et al.* Geologia e quimioestratigrafia isotópica do grupo Vazante em Lagamar (MG). **Geonomos**, 2015.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G.; ALVARENGA, C. J. S.; A Formação Jequitaí na região de Vila Boa, GO: exemplo de sedimentação por geleiras terminais no Neoproterozóico. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 373–384, 2013.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G.; VON HUELSEN, M. G. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. **Tectonophysics**, v. 734–735, p. 44–58, 2019.

MARTINS-NETO, M A.; Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 2, p. 163–176, 2007.

MARTINS-NETO, M A; PEDROSA-SOARES, A C; LIMA, S. A. A.; Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. **Sedimentary Geology**, p. 28, 2001.

MATTEINI, M.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; *et al.* U–Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic – Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. **Precambrian Research**, v. 206–207, p. 168–181, 2012.

MCCLAY, K. R.; Glossary of thrust tectonics terms. *Thrust tectonics*, 419-433, 1992.

MCQUARRIE, N.; EHLERS, T. A.; Techniques for understanding fold-and-thrust belt kinematics and thermal evolution. *In*: LAW, Richard D.; THIGPEN, J. Ryan; MERSCHAT, Arthur J.; *et al* (Eds.). **Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems**. [s.l.]: Geological Society of America, 2017.

MISI, A.; AZMY, K.; KAUFMAN, A.J.; *et al*. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: Implications to metallogenic and phosphogenic models. **Ore Geology Reviews**, v. 63, p. 76–90, 2014.

MITRA, S. Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. United States: N. p., 1990.

MITRA, S.; MILLER, J. F.; Strain variation with progressive deformation in basement-involved trishear structures. **Journal of Structural Geology**, v. 53, p. 70–79, 2013.

MITRA, S; MOUNT, V. S. Foreland Basement-Involved Structures. **AAPG Bulletin**, v. 82 (1998), 1998.

MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; JULIANI, C.; *et al*. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. **Gondwana Research**, v. 11, n. 3, p. 362–381, 2006.

MOREIRA, D. S., UHLEIN, A., DUSSIN, I. A., UHLEIN, G. J., & MISUZAKI, A. M. P.; A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, 99, 102503, 2020.

MOVE™. Midland Valley Exploration Manuals, 2017.

NARR, W.; SUPPE, J. Kinematics of basement-involved compressive structures. **American Journal of Science**, v. 294, n. 7, p. 802–860, 1994.

NUNES, S. A. S.; OLIVEIRA, J. P. M.; GLÓRIA, M. E. (2017); The use of seismic attribute in 2D data: a case study for stratigraphical and structural settings in Espírito Santo basin. p. 5, In: 15<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017, Rio de Janeiro.

OLIVER, N. H.S.; THOMSON, B.; FREITAS-SILVA, F. H.; *et al.* Local and Regional Mass Transfer During Thrusting, Veining, and Boudinage in the Genesis of the Giant Shale-Hosted Paracatu Gold Deposit, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 110, n. 7, p. 1803–1834, 2015.

OLIVO, G.R., MONTEIRO, L.V., BAIA, F., SLEZAK, P., CARVALHO, I., FERNANDES, N.A., OLIVEIRA, G.D., BOTURA NETO, B., MCGLADREY, A., SILVA, A.M. and MOURA, M.A.; The Proterozoic Vazante hypogene zinc silicate district, Minas Gerais, Brazil: a review of the ore system applied to mineral exploration. *Minerals*, 8(1), p.22, 2018.

PACE, P.; SCISCIANI, V.; CALAMITA, F.; *et al.* Inversion structures in a foreland domain: Seismic examples from the Italian Adriatic Sea. **Interpretation**, v. 3, n. 4, p.161–176, 2015.

PAULA-SANTOS, G.M., BABINSKI, M., KUCHENBECKER, M., CAETANO-FILHO, S., TRINDADE, R.I. and PEDROSA-SOARES, A.C.; New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U–Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 28(2), pp.702-720, 2014.

PEREIRA, L. F.; DARDENNE, M. A.; ROSIÈRE, C. A.; *et al.* Evolução Geológica Dos Grupos Canastra E Ibiá Na Região Entre Coromandel E Guarda-Mor, MG. **Geonomos**, 1994.

PERRIN, C.; CLEMENZI, L.; MALAVIEILLE, J.; *et al.* Impact of erosion and décollements on large-scale faulting and folding in orogenic wedges: analogue models and case studies. **Journal of the Geological Society**, v. 170, n. 6, p. 893–904, 2013.

PETERNEL, R., TROUW, R. A. J., & SCHMITT, R. D. S.; Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 35(3), 297-310, 2005.

PIFFNER, O. Adrian. Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. **Geosciences**, v. 7, n. 3, p. 71, 2017.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n.1, p. 67–82, 2016.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; *et al.* U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 52, n. 3–4, p. 321–335, 1991.

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; *et al.* (2011). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U–Pb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 345–357, 2011.

PINHO, J. M. M.; FÉBOLI, W.L; SIGNORELLI, N; TULLER, M.P; BRITO, D.C.; RIBEIRO, J. H.; BAPTISTA, M.C.; SILVA, R.N.; Geologia e recursos minerais das folhas: Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas. Belo Horizonte: CPRM, 2017. Escala 1:100.000; 2017 Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/19397>. Acesso em: 23/03/2019.

REIS, H. L. S.; ALKMIM, F. F.; FONSECA, R. C. S.; *et al.* The São Francisco Basin. *In*: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto G.; ALKMIM, Fernando F. (Orgs.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Springer International Publishing, p. 117–143, 2017.

REIS, H. L.S.; ALKMIM, F. F.; Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 66, p. 711–731, 2015.

REIS, H.L., SUSS, J.F., FONSECA, R.C. e ALKMIM, F.F.; Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 302, pp.150-170, 2017.

ROBB, L.; *Introduction to ore-forming processes*. John Wiley & Sons, p. 386, 2013.

RODRIGUES J.B.; Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 128p, 2008.

RODRIGUES, J.B.; PIMENTEL, M.M.; BUHN, B.; *et al.* Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2–3, p. 439–450, 2012.

RODRIGUES, J.B.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; *et al.* Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 512–521, 2010.

ROEDER, Dietrich. Convergent margins and orogenic belts. *In: Phanerozoic Regional Geology of the World*. [s.l.]: Elsevier, p. 112–177, 2012.

SERAINE, M.; CAMPOS, J. E. G.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; *et al.* Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a shallow cratonic margin basin: The Arkose Level, Mesoproterozoic Paranoá Group. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 97, p. 102397, 2019.

SHAW, John H.; CONNORS, Christopher; SUPPE, John. **Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds**. [s.l.]: American Association of Petroleum Geologists, 2004.

SIMM, R.; BACON, M (2014). *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. Cambridge: Cambridge University Press, cap 4, p. 38-57, 2014.

SIMS, J. Technical Report on Paracatu Mine, Minas Gerais State, Brazil. Kinross Gold Corporation, Minas Gerais. 158 p. 2020

SLEZAK, P. R.; OLIVO, G. R.; OLIVEIRA, G. D.; *et al.* Geology, mineralogy, and geochemistry of the Vazante Northern Extension zinc silicate deposit, Minas Gerais, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 56, p. 234–257, 2014.

TACK, L. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. **Precambrian Research**, v. 110, n. 1–4, p. 277–306, 2001.

UHLEIN, A., FONSECA, M. A., & SEER, H. J.; Tectônica da Faixa de dobramentos Brasília -Setores setentrional e meridional. **Geonomos**, 2012.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; *et al.* Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197–210, 2008.

VALERIANO, C. M.; The Southern Brasília Belt. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. Cham: Springer International Publishing, cap. 10, p. 189–204, 2017.

VINAGRE, R., TROUW, R. A. J., KUSSAMA, H., PETERNEL, R., MENDES, J. C., & DUFFLES, P.; Superposition of structures in the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt in the region SW of Itajubá (MG), SE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 46(4), 547-566, 2016.

WILLIAMS, G. D.; POWELL, C. M.; COOPER, M. A.; Geometry and kinematics of inversion tectonics. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 44, n. 1, p. 3–15, 1989.

YAMADA, Yasuhiro & McClay, Ken.; 3-D Analog Modeling of Inversion Thrust Structures. **AAPG Bulletin**. 82, 2004.

## GLOSSÁRIO

- 1- Estruturas subsísmicas: estruturas cuja escala é inferior à escala de investigação da sísmica.
- 2- Sismohorizontes: superfícies estratais mapeadas na sísmica.
- 3- Sismofácies: conjunto de refletores cujos parâmetros variam das sismofácies adjacentes. Dentre estes parâmetros estão configuração, continuidade, amplitude e frequência. (Fonte:< [https://wiki.aapg.org/Seismic\\_facies\\_analysis](https://wiki.aapg.org/Seismic_facies_analysis)>)
- 4- Frequência portadora (*carrier frequency*): frequência da onda portadora. A onda portadora é um sinal senoidal caracterizada por três variáveis: amplitude, frequência e fase.
- 5- *Remove Bias*: Atributo sísmico que retira a deconvolução do sinal sísmico.
- 6- *Phase shift*: Atributo sísmico que muda a fase do sinal sísmico.