

UFRRJ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA UFRRJ (PPGMEG)**

DISSERTAÇÃO

**REATIVAÇÕES SUCESSIVAS RÚPTEIS MESOCENOZOICAS EM
ZONA DE CISALHAMENTO MILONÍTICA NEOPROTEROZOICA**

LUANA RIBEIRO GARCIA

2025



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA DA UFRRJ (PPGMEG)**

**REATIVAÇÕES SUCESSIVAS RÚPTEIS MESOCENOZOICAS EM
ZONA DE CISALHAMENTO MILONÍTICA NEOPROTEROZOICA**

LUANA RIBEIRO GARCIA

Sob a Orientação do Professor
Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

e Co-orientação da Professora
Prof.^a Dr.^a. Jéssica Miranda dos Santos

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geociências, no Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Seropédica, RJ

Março, 2025

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

G216r Garcia, Luana Ribeiro , 1997 Reativações
sucessivas rúpteis mesocenozoicas em zona de
cisalhamento milonítica neoproterozoica / Luana
Ribeiro Garcia. - Seropédica, 2025.
94 f.: il.

Orientador: Clauzionor Lima da Silva .
Coorientadora: Jéssica Miranda dos Santos.
Dissertação (Mestrado). -- Universidade Federal
Rural do Rio de Janeiro, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA UFRRJ (PPGMEG),
2025.

1. Reativação Tectônica. 2. Análise Estrutural. 3.
Morfotectônica. 4. Zona de Cisalhamento. 5. Índices
morfométricos. I. Lima da Silva , Clauzionor , 1967-,
orient. II. Miranda dos Santos, Jéssica , 1989-,
coorient. III Universidade Federal Rural do Rio de
Janeiro. PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA UFRRJ (PPGMEG). IV. Título.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 17/2025 - IGEO (11.39.00.34)

Nº do Protocolo: 23083.013894/2025-97

Seropédica-RJ, 20 de março de 2025.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

LUANA RIBEIRO GARCIA

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre ou Mestra em Geociências**, no Programa de PósGraduação em Modelagem e Evolução Geológica, área de concentração em MODELAGEM DE PROCESSOS GEOLÓGICOS E GEODINÂMICOS.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 20/03/2025.

Clauzionor Lima da Silva. Dr. PPGMEG/UFRRJ
(Orientador/presidente da banca)

Jessica Miranda dos Santos. Dra. UNIVASF/UFRRJ
(Co-orientadora)

Eduardo Salamuni. Dr. DGEOL/UFPR
(Membro Externo)

Roberto Marques Neto. Dr. DGEO/UFJF

(Membro Externo)

(Assinado digitalmente em 20/03/2025 18:35)

CLAUZIONOR LIMA DA SILVA

PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR

DPETRO (11.39.40)

Matrícula: ###688#3

(Assinado digitalmente em 21/03/2025 10:55)

JESSICA MIRANDA DOS SANTOS

ASSINANTE EXTERNO

CPF: ###.###.052-##

(Assinado digitalmente em 20/03/2025 16:07)

ROBERTO MARQUES NETO

ASSINANTE EXTERNO

CPF: ###.###.488-##

(Assinado digitalmente em 20/03/2025 18:22)

EDUARDO SALAMUNI

ASSINANTE EXTERNO

CPF: ###.###.759-##

Visualize o documento original em <https://sipac.ufrj.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: **17**, ano: **2025**, tipo: **HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**, data de emissão: **20/03/2025** e o código de verificação: **7edabe4a73**

DEDICATÓRIA

Aos meus amados pais Marcos Antonio Garcia e Claudia Ribeiro Britto Garcia que me apoiaram e estiveram ao meu lado em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus acima de tudo, por me conceder as condições necessárias para poder alcançar meus objetivos e por colocar pessoas maravilhosas no meu caminho, que tornaram tudo isso possível e foram de imensa importância no decorrer dessa trajetória. Agradeço aos meus pais Claudia Ribeiro Britto Garcia e Marcos Antonio Garcia, que foram minha base durante esses anos e são o grande motivo para eu continuar me esforçando, a fim de poder retribuir a eles tudo o que me foi proporcionado com tanto amor e carinho. Também agradeço ao meu esposo Matheus Constança Oliveira por me dar suporte, apoio e por acreditar em mim, dando-me forças durante esse período.

Além disso, agradeço aos meus queridos avós Reginaldo e Maria e a minha madrinha Carla. Ao meu avô, que mesmo de forma indireta, deu-me forças para acreditar em mim e continuar perseguindo meus objetivos com afinco. E a minha vó, que também acreditou em mim e me deu suporte, sempre se mantendo firme em suas orações junto à minha madrinha querida, torcendo para que tudo desse certo.

Agradeço também ao meu orientador Clauzionor Silva, por tornar possível a realização desse trabalho com dedicação, paciência e comprometimento em me orientar, além de me incentivar e me apoiar no decorrer desses anos e a minha coorientadora Jessica Santos pela ajudar no desenvolvimento dessa pesquisa. Agradeço ainda aos integrantes do projeto Felipe Porath pelo apoio na coleta de dados em campo e na tradução do artigo e por toda dedicação e disposição durante o tempo que trabalhamos juntos nesse projeto e a Julia Medeiros pelo apoio na coleta de dados em campo.

Agradeço a UFRRJ e ao PPGMEG pela oportunidade e apoio financeiro ao projeto, também aos professores do programa por todo conhecimento compartilhado, atenção e dedicação ao longo desse período. Como últimas palavras, agradeço a todos os amigos, familiares e professores que estiveram comigo durante esse percurso, oferecendo-me suporte, atenção e apoio. Assim, encerro meus agradecimentos e deixo aqui o meu muito obrigada a todos vocês que tornaram essa trajetória tão especial para mim.

“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001” e "This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001”.

RESUMO

Zonas de cisalhamento dúcteis antigas em ambiente intraplaca podem ser reativadas por eventos tectônicos cenozoicos. Na região de São Tomé das Letras e adjacências (MG), a reativação tectônica foi observada na Zona de Cisalhamento Caxambu, cujos sistemas de falhas, provavelmente associados aos regimes tectônicos do Cenozoico, exerceram influência significativa na bacia hidrográfica do rio Verde. A combinação de técnicas modernas, incluindo a aplicação de índices geomórficos, análises geomorfológicas qualitativas e quantitativas, associadas a dados geológico-estruturais obtidos em campo (falhas e fraturas), bem como a hierarquização dos eventos tectônicos, permitiu compreender o papel da tectônica cenozoica na evolução da paisagem. Trends estruturais foram determinados, os quais representam sistemas de falhas mapeados em campo. Os dados estruturais foram organizados em seis eventos tectônicos rúptis, do mais antigo ao mais recente: compressão NE-SW, transpressão sinistral NE-SW e E-W, fase extensional NW-SE associada ao sistema de riftes do sudeste brasileiro, seguida por dois sistemas transcorrentes dextrais (NE-SW), sendo o mais recente de orientação E-W. Esses eventos foram correlacionados às análises geomorfológicas. Os padrões de drenagem e anomalias identificados coincidem com as zonas de falhas. Os índices geomórficos aplicados (perfis longitudinais, distribuição de knickpoints, Chi-plot e análise dos divisores de drenagem) também mostram correlação com as falhas mapeadas e demonstraram que a bacia do rio Verde estava compartimentada em dois setores, a sul e norte do relevo de crista quartzítica. Os sistemas de falhas permitiram a conexão de segmentos, por meio de captura de drenagem, resultando na configuração atual da bacia. Sobretudo, os dados estruturais evidenciam que a principal estruturação do embasamento Neoproterozoico, a Zona de Cisalhamento Caxambu, tem sido reativada como uma estrutura rúptil desde, pelo menos, o Cretáceo.

Palavras-chave: Reativação, Zona de Cisalhamento, Cenozoico, Falhas, Índices Geomórficos

ABSTRACT

Ancient ductile shear zones in an intraplate setting can be reactivated by Cenozoic tectonic events. In the region of São Tomé das Letras and its surroundings (MG), tectonic reactivation has been observed in the Caxambu Shear Zone, whose fault systems, probably associated with Cenozoic tectonic regimes, have exerted a significant influence on the Verde River watershed. The combination of modern techniques, including the application of geomorphic indices, qualitative and quantitative geomorphological analyses, along with geological-structural field data (faults and fractures) and the hierarchical classification of tectonic events, allowed us to understand the role of Cenozoic tectonics in landscape evolution. Structural trends were identified, representing fault systems mapped in the field. The structural data were organized into six brittle tectonic events, from the oldest to the most recent: NE-SW compression, sinistral transpression NE-SW and E-W, NW-SE extensional phase associated with the rift system of southeastern Brazil, followed by two dextral strike-slip systems (NE-SW), with the most recent one oriented E-W. These events were correlated with geomorphological analyses. The identified drainage patterns and anomalies coincide with fault zones. The applied geomorphic indices (longitudinal profiles, knickpoint distribution, Chi-plot, and drainage divide analysis) also show a correlation with the mapped faults and demonstrate that the Verde River watershed was previously compartmentalized into two sectors, south and north of the quartzite ridge. Fault systems facilitated the connection of segments through drainage capture, leading to the watershed's current configuration. Moreover, structural data indicate that the main framework of the Neoproterozoic basement, the Caxambu Shear Zone, has been reactivated as a brittle structure since at least the Cretaceous.

Keywords: Reactivation, Shear Zone, Cenozoic, Faults, Geomorphic Indices

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico compilado, conforme dados retirados do projeto Sul de Minas Paciullo et al. (2003).....	5
Figura 2. Padrões básicos de drenagem, conforme Howard (1967).	9
Figura 3. Padrões básicos de drenagem modificados, conforme Howard (1967).	11
Figura 4. Demonstração do perfil em faixa. Retirado de Pérez-Peña et al. (2017).	13
Figura 5. Representação de knickpoints do tipo degrau vertical (vertical-step knickpoints – a e b) e quebra de gradiente (slope-break knickpoint) (c,d). Retirado de Kirby e Whipple (2012).....	18
Figura 6. Gráfico ilustrativo da migração de knickpoints. A- O gráfico Slope Area mostra uma região, onde os knickpoints representam um trecho inclinado anômalo, que separa trechos com declividades similares; B- Representa um gráfico de perfil, onde os knickpoint separam dois trechos de igual declividade; C- O gráfico representa a distribuição espacial dos knickpoints em uma determinada bacia, localizados em uma mesma curva de nível; D- O Gráfico Slope x Area mostra uma região, onde os knickpoints representam um trecho inclinado anômalo, que separa trechos com declividades diferentes; E- Representa um gráfico de perfil, onde há maior inclinação, porém a quebra de declividade é mais sutil; F- O gráfico mostra uma bacia hidrográfica, onde os knickpoints estão dispostos de forma alinhada, seguindo um padrão (Burbank & Anderson, 2012).....	19
Figura 7. Falhas norma, transcorrente e sinistral, com respectivos diagramas destacando os diedros e as áreas de compressão (P) e extensão (T). Retirado de Fossen (2017).....	23
Figura 8. Modelo de Riedel. I - Modelo com cinemática sinistral; II - Modelo com cinemática dextral. Modificado de Santos (2011)	24

LISTA DE FIGURAS ARTIGO

Figura 1. A- Regional map of the Verde River watershed with the main structural lineaments of the study area. B - Compiled geological map showing the location of the shear zone and important structures affecting the region, based on data from the Sul de Minas project by Paciullo et al. (2003)..... 30

Figura 2. Drainage patterns. A - Drainage network map showing anomalous patterns; M: meandering, A: drainage anomaly, G: gully, R: rectangular pattern, P: parallel or subparallel pattern, Y: asymmetric valley. B - Lambari River crossing the shear zone with a representative sketch in B'. C - Patterns of the Lambarizinho River draw in C'. D - Gorge in Verde river drawn in D'. E – Anomalous patterns (migration and drowing) observed in the Peixe river (E'). The image are google earth products.
..... 35

Figura 3. Map of relief lineaments of the region of São Tomé das Letras (MG), showing segments with NE-SW, NW-SE, E-W and N-S orientations. Highlight the N-S and WNW-ESE directions in the rose diagram..... 36

Figura 4. Map of drainage lineaments showing well distributed segments, highlighting the NW-SE, NE-SW, N-S and E-W directions, confirmed by the rose diagram 37

Figura 5. A - Slope map with structural trends interpretation. I - Swath profile that crossover the Verde River. II - Swath profile that crossover Peixe River..... 39

Figura 6. Map of knickpoints, longitudinal profiles, and Chi-plot. A - Elevation map with main rivers and knickpoints distribution. The letters a until d are longitudinal profile and CHI-plot of the Lambari (a), Lambarizinho (b), Verde (c) and Peixe rivers (d). In the Chi-plot, vertical step (green ball) and slope break (red star) were identified in profile. I, II, III and IV are respectively: Borboletas , Veu da Noiva, Eubiose and Antares waterfalls..... 43

Figura 7. Map of ksn and drainage divide in Alos-Palsar DEM. A - Ksn map with main rivers and drainage divide. B - Region observed in Google Earth image with vertical exaggeration, highlighting the drainage divide. The sections A, B, C, and D correspond to the drainage divide analysis locations in Figure 8 45

Figura 8. Diagrams of χ (Chi) parameters and Gilbert metrics, according to Forte, Whipple (2018), applied to the drainage divide for Lambari River (A), Lambarizinho River (B), Verde River (C) Peixe River (D) and Cantagalo River. Only the Verde, Peixe and Cantagalo rivers show us migration to northwest..... 46

Figura 9. A - Gently northwest-dipping (20°) quartzite layer in a quarry in São Tomé das Letras (MG/Brazil); B - Google earth image of São Domingos ridge, where the layers dip 70° to the Northwest; C - Subvertical fractures in quartzite with orientations N40W. D - N60E Fracture families displaced by N-S (N10E) faults; E - Pervasive N20E fractures in quartzite; F - Interaction between N-S and E-W fractures. G – Contour diagram of the mapped fractures. H – Rose diagram of the fractures..... 49

Figura 10. Curviplanar reverse fault N55E/64NW, with a detailed view of the slickensides fault plane shown in photo (B). The surface where the hammer is placed (photo A) represents a normal fault that cuts through the reverse fault. C - Reverse fault with dextral obliquity N22W/70NE with slickenline 00/42. D - Rare low-angle (sub-horizontal) reverse fault with an orientation of N15E/02NW. Below, a right dihedral diagram reverse fault families, showing three possible directions for compressional stress..... 50

Figura 11. A - Sinistral Oblique Reverse Fault (N72E/84SE) showing oblique slickenlines with a top-to-ENE movement in a quarry in São Tomé das Letras. B - Sinistral Oblique Reverse Fault (N14W/40NE) with a medium dip angle and well-marked slickenlines and steps. C - Reverse fault N56E/63NW with N23W/61 striations (indicated by the yellow arrow) superimposed by dexterous strike-slip fault N54E/62NW with directional striations (blue pen). The observed plane is the hanging wall. D - Reactivated surface (hanging wall) in a Dextral Oblique Reverse Fault (N28W/68NE), with a medium to high dip angle and oblique slickenlines on the reactivated plane. E - Sinistral Oblique Reverse Fault families (NE-SW, NW-SE, and N-S), with their respective compressional stress tensors. F - Right dihedral diagram of Dextral Oblique Reverse Fault families (NE-SW, N-S, and E-W). The yellow arrows indicate the displacement of the lower block..... 52

Figura 12. A. Dextral strike-slip fault surface N54E/62NW with slickenlines N52E/04 and slickenlines from reverse faults (N23W/61) and reverse faults with dextral obliquity (S65W/15). B. Dextral strike-slip fault N78E/88SE with clay mineral slickenlines. C. Sinistral strike-slip fault N12E/87NW. D. D. Sinistral strike-slip faults (N10E/88NW) cutting a small array of N60E normal faults (central part of the photo). E. Curviplanar sinistral strike-slip fault N02E/84NW. F. Sinistral strike-slip faults (N55E/88SW) cutting fractures approximately N-S (left). G. Right dihedral diagrams for dextral and sinistral strike-slip fault families. H. Highlight of the ~N50E dextral strike-slip fault population..... 54

Figura 13. A - Normal fault N55E/70NW at Serra São Domingos, Lambari (MG). B - Oblique-normal fault family (N55E), dipping to the southeast, showing a curviplanar surface at São Tomé das Letras (MG). C - N-S normal fault (N02E/32NW), with a low dip angle. D - Normal fault family (N50W/65SW) in quartzite quarry, cutting through reverse fault. E - Right dihedral diagrams for normal fault families, showing the predominance of the NE-SW direction..... 56

Figura 14. A - Outcrop near Lambari of the Caxambu SZ (detail IV), in contact with quartzite, showing reactivations of dextral strike-slip faults (I), reverse faults (II), and normal faults (III) on the same plane. B - Subvertical planes of the NE-SW reverse, strike-slip, and normal faults in outcrop on the BR-267 highway (Lambari area). The smaller fractures, dipping to the southeast, are reactivated normal faults from reverse faults.....58

Figura 15. A - Reverse faults with dextral obliquity (N15W) reactivated as normal, on the banks of the Verde River. The normal faults cut NE-SW strike-slip faults. The numbers refer to the images below: i and ii - slickenlines of dextral and normal strike-slip faults; iii - slickenline of normal fault (N14W/40NE); iv - reverse fault (N30E) cut by reverse faults with sinistral obliquity..... 59

Figura 16. Determination of five successive deformation events in the study area: NW-SE thrust (a), NE-SW sinistral transpression (b), E-W dextral transpression (c), NW-SE extension (d) and NE-SW dextral transtension..... 61

Figura 17. Map of major faults representing the newest event and the mapped locations. The stereograms represent the fault populations observed at each point. Rose diagram show the main orientations of the structures..... 62

SUMÁRIO

1.	CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
2.	CAPÍTULO II – OBJETIVO.....	3
2.1.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	3
4.	CAPÍTULO III – MATERIAL E MÉTODOS.....	5
4.1.	Análise geomorfológica qualitativa	6
4.2.	Análise geomorfológica quantitativa.....	7
4.3.	Dados geomorfológicos e estruturais coletados em campo	8
4.4.	Determinação do campo de tensão	8
5.	CAPÍTULO IV – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	9
5.1	Padrões de drenagem.....	9
5.2	Perfil em Faixa, Integral Hipsométrica e Hipsométrica Transversal	12
5.3	Perfil Longitudinal, Ksn e Knickpoints	15
5.4	Divisor de Drenagem	19
5.5	Análise estrutural - Zona de cisalhamento e indicadores cinemáticos.....	20
6.	CAPÍTULO V – RESULTADOS – ARTIGO	25
1.	Introduction.....	27
2.	Geological and Geomorphological Context	29
3.	Materials and methods	31
4.	Results	34
4.1	Drainage Patterns and Anomalies.....	34
4.2	Analysis of relief and drainage lineaments.....	36
4.3	Swath profile	40

4.4	Perfil Longitudinal, <i>Chi</i> e <i>knickpoints</i>	41
4.5	Ksn and Drainage Divide	44
4.6	Structural analysis	47
4.6.1	Reverse Faults	48
4.6.2	Obliquity Reverse Faults.....	52
4.6.3	Transtension systems.....	53
4.6.4	Normal Faults	55
4.7	Determination of deformational events	60
5.	Discussion.....	63
5.1	Discussion of deformational events	63
5.2	Drainage Relief Discussion	65
6.	Conclusion	69
7.	Acknowledgments	71
8.	REFERÊNCIAS	72

1. CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

Não é novidade que zonas de cisalhamentos dúcteis antigas são estruturas reativadas, geralmente, como continuidade de processos tectônicos colisionais, cujas mudanças de regime tectônico promovem o consequente rearranjo da estruturação em novo estilo cinemático (Semenov et al., 2009; Fontainha et al., 2021; Piette-Lauzière et al. 2023). No geral, zonas miloníticas desenvolvem planos de fraqueza, os quais são reaproveitados por processos tectônicos subsequentes (White et al. 1986). Holdsworth et al. (1997) definem reativação como a acomodação de eventos geologicamente separados, intervalos >1 Ma, ao longo de feições estruturais pré-existentes, tais como: Falhas, zonas de cisalhamento, principais limites composicionais/reológicos e trajetórias de ascensão do magma. Segundo esses autores, estruturas reativadas podem apresentar sentidos de deslocamento diferentes entre eventos sucessivos ou manter o sentido. Feições estruturais antigas compreendem zonas de fraqueza de longa duração que tendem a acomodar repetidamente as tensões crustais que ocorrem ao longo da história geológica de uma região, muitas vezes, em preferência à formação de falhamentos novos (Holdsworth et al. 1997). Zonas de falhas podem ser locais de repetidas deformações por centenas de milhões de anos, o que sugere fraqueza crustal persistente (Holdsworth 2004).

No Brasil, alguns estudos têm se dedicado a descrever tectonismo ativo no Cenozoico a partir da reativação de zonas de cisalhamento antigas (Salomon et al., 2015; Bezerra et al., 2014; Gontijo-Pascutti et al., 2010). A reativação tectônica em zonas de cisalhamento dúcteis, em sua maioria, miloníticas Proterozoica ou Neoproterozoica, têm mostrado implicações na formação de grábens, deposição e deformação de depósitos sedimentares Meso-Cenozoicos ou, simplesmente, na reativação como falhas com campo de stress novo (Miranda et al. 2020; Bezerra et al., 2014; Gontijo-Pascutti et al., 2010).

A ZC Caxambu está localizada no estado de Minas Gerais se estendendo do município de Lambari até São Thomé das Letras. Essa zona de cisalhamento é uma estruturação dúctil do Neoproterozoico, com orientação NE-SW, situada no sudeste do Cráton São Francisco. Essa estrutura integra uma ampla zona de interferência tectônica (Trouw et al. 1994, 2000, 2007), resultante da evolução da porção meridional da Faixa Brasília (N-S) e de estruturas características do Orógeno Ribeira (NE-SW) (Trouw et al. 2007). O evento deformacional, responsável por gerar essa estruturação, está associado aos estágios finais da tectônica relacionada à Orogenia Brasileira (Almeida et al. 1975, Campanha 1981, Machado & Endo 1993a, b, c, Almeida 2000, Heilbron et al. 2004, Trouw et al. 2007). Alguns estudos têm apontado atividade neotectônica na Zona de Cisalhamento Caxambu, bem como, na Zona de Cisalhamento Três Corações, adjacente à área de estudo. Segundo Hasui (2006), essas zonas de fraqueza foram reativadas a partir de falhamentos cenozoicos. No entanto, as pesquisas não têm se preocupado com sucessivos processos de reativação, conforme comentado por Holdsworth et al. (1997) e Holdsworth (2004).

Este artigo buscou analisar a influência da ZC Caxambu na bacia do rio Verde, a partir da integração de dados geomorfológicos, com aplicação de índices morfométricos (perfil longitudinal, perfil CHI, *ksn*, *knickpoints* e divisores de drenagem) voltados à caracterização tectônica na paisagem, aliados a dados geológico-estruturais em campo, no mapeamento de estruturas rúpteis (análise cinemática e determinação dos eixos de tensão). Os resultados obtidos mostram que a Zona de Cisalhamento Caxambu foi reativada inúmeras vezes, durante o Cretáceo e no Cenozoico, cujas implicações têm correlação com a evolução da bacia do rio Verde. Pelo menos 6 eventos tectônicos rúpteis foram reconhecidos na área de estudo e, em cada evento determinado, a orientação da ZC Caxambu ora se apresenta como falha de empurrão ora como transcorrente. Assim, a partir da integração de diferentes técnicas e ferramentas, buscamos compreender a configuração morfoestrutural da área de estudo e os

eventos deformacionais responsáveis por sua evolução, correlacionando os resultados com as evidências descritas na literatura.

2. CAPÍTULO II – OBJETIVO

Essa pesquisa buscou analisar a influência da ZC Caxambu na paisagem, por meio do mapeamento de estruturas rúpteis (falhas, fraturas e juntas) associado a dados geomorfológicos tectônicos (aplicação de índices morfométricos) na bacia do rio Verde.

2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a). Analisar indicadores tectônicos na rede de drenagem e nas formas de relevo, a partir de técnicas em cartográficas em produtos de sensores remotos;
- b). Determinar índices morfométricos na bacia hidrográfica do rio Verde;
- c). Identificar rupturas de declive (*knickpoints*) em perfis longitudinais em rios (slope versus area e índice “ χ ” - Chi) e a distribuição da declividade (*ksn*) na rede de drenagem;
- d). Determinar o sistema de falhas cenozoicas existentes na região e definir principais lineamentos que afetam a região.;
- e). Hierarquizar os prováveis eventos tectônicos e estabelecer o campo de tensão dos sucessivos eventos mapeados, a partir da compilação de dados geológico- estruturais existentes e novos;
- f). Integrar dados geológico-estrutural e geomorfológico para elaboração da compartimentação morfoestrutural da área investigada.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

A região de São Tomé das Letras (MG) é dominada por cristas quartzíticas, com a ocorrência de pedreiras ativas, onde ocorre a extração a céu aberto. A bacia hidrográfica do Rio Verde flui em rochas neoproterozoicas do Orógeno Ribeira dobradas e cortadas por zonas de

cisalhamento relativas ao evento Brasileiro (Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2007). Rochas magmáticas básicas mesozoicas e alcalinas tardias, dos maciços alcalinos de Passa-Quatro e Itatiaia, do intervalo Cretáceo/Paleógeno (Almeida, 1976, Almeida, Carneiro, 1998), constituem as rochas mais novas na região. No entanto, destaca-se a estruturação antiga representadas por uma zona de cisalhamento dúctil, denominada Zona de Cisalhamento Caxambu, que atravessa a bacia hidrográfica. Essa estruturação forma o relevo de cristas quartzíticas alinhadas, com direção geral NE-SW, representadas pelas serras de São Tomé, Grotão ou Cantagalo, Sobradinho, Boa Vista e Pião das Ninfas, Conquista, Bichinho e Jurumirim que se estendem por São Tomé das Letras, Conceição do rio Verde e Lambari em Minas Gerais. De acordo com Marques (2013), os quartzitos teriam ocorrido em todos os domínios pertencentes ao terreno ocidental do orógeno Ribeira, ao sul e sudeste do Cráton São Francisco, que representam domínios autóctones, bem como na porção sul do orógeno brasileiro, onde estão localizados os terrenos alóctones correspondentes às nappes.

Em relação às litologias observadas por Trouw et. al (2007) e Paciullo et al. (2003) são identificadas rochas metaígneas, migmatitos, gnaisses e xistos, além de rochas metassedimentares. O embasamento é predominantemente formado por rochas metaígneas e quartzitos do Complexo Mantiqueira (paleoproterozóico). Rochas metassedimentares com intercalações de quartzitos compõem a Mega sequência Andrelândia (neoproterozoico), como pode ser observado no mapa geológico compilado (figura 1). Além disso, é comum a ocorrência de depósitos aluvionares do quaternário. A morfologia do relevo é caracterizada por uma paisagem predominantemente formada por morros e morrotes dissecados, com litologia gnáissica e cristas quartzíticas de orientação NE-SW de caráter assimétrico (Marques, 2013).

Os eventos deformacionais observados na região, segundo Trouw et al. (2007), ocorrem na forma de dois conjuntos. Primeiramente, a fase Db que é responsável por gerar a foliação principal com lineação associada, a qual está relacionada a formação da *nappe* com

transporte tectônico para leste, associadas à Faixa Brasiliana. Já o segundo evento deformacional, associado à Faixa Ribeira, é representado pela fase Dr, caracterizada por dobras e empurrões de vergência NW. A ZC Caxambu (NE-SW) foi formada nos estágios finais desse evento deformacional, em um regime de empurrão, com comportamento predominantemente dúctil, afetando rochas metaígneas e metassedimentares. Além disso, observa-se também comportamento rúptil, marcado por fraturas e falhas, com evidências de reativação dessas estruturas durante o cenozoico.

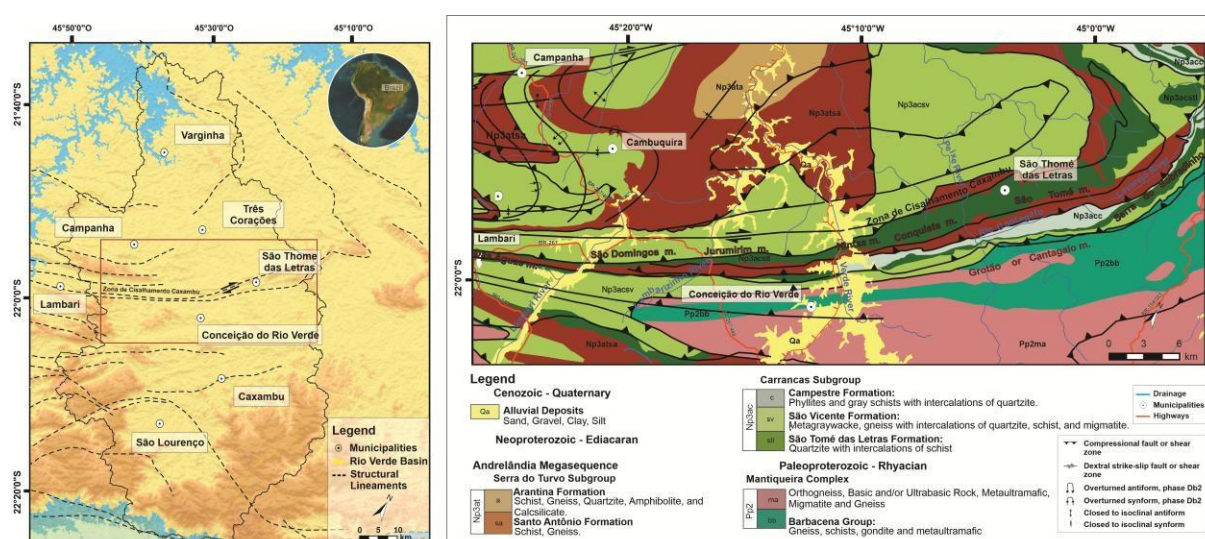


Figura 1. Mapa geológico compilado, conforme dados retirados do projeto Sul de Minas Paciullo et al. (2003).

4. CAPÍTULO III – MATERIAL E MÉTODOS

A base cartográfica utilizada compreende as folhas de Luminárias- SF-23-X-C-IV-1 (IBGE, 1975), Conceição do Rio Verde SF-23-V-D-VI-4 e Lambari- SF-23-V-D-VI (IBGE, 1971) todas em escala 1:50.000 e mapa Geológico do Sul de Minas Gerais na escala 1:1.000.000 Paciullo et al. (2003). Além disso, foram utilizados modelos de elevação (MDE) do tipo ALOS-PALSAR (Satélite de Observação Avançada da Terra - Radar de Abertura Sintética do tipo L de Banda L) e imagens do *Google Earth*. Os produtos mencionados foram

utilizados em processamento nos softwares ArcGIS (Esri10.2.2) e Matlab para elaboração de produtos temáticos envolvidos nas análises geológica e geomorfológica qualitativa e quantitativa.

4.1. Análise geomorfológica qualitativa

A análise geomorfológica qualitativa envolve a classificação dos padrões, hierarquia dos canais, identificação de morfologias e anomalias, as quais são discutidas com base nos estudos de Howard (1967); Keller & Pinter (1996, 2002); Schumm et al. (2002); Burbank & Anderson (2012). Ferramentas de geoprocessamento são utilizadas em MDE para a elaboração semiautomatizada da rede de drenagem em escala de detalhe, utilizando-se o *software* ArcGIS. Os lineamentos de relevo foram obtidos utilizando a ferramenta *Hilshade* no ArcGIS, que consiste em uma técnica de sombreamento sintético. A ferramenta realiza uma iluminação perpendicular à direção de interesse para criar um sombreamento que destaque uma determinada orientação. Desse modo, as iluminações foram projetadas com azimutes de 0°, 45°, 90° e 135° com o intuito de realçar as estruturas de orientação E-W, NW-SE, N-S e NE-SW respectivamente. A partir disso, os lineamentos foram traçados manualmente no relevo e na rede de drenagem, com escala fixada em 1:90.000. Em seguida, foi gerado um arquivo DFX para confecção de diagramas de rosetas de comprimento e frequência no *software* Rockworks. Os produtos gerados foram utilizados para elaboração do mapa de lineamento na escala 1:600.000. Em relação aos perfis em faixa foram gerados a partir da extensão *SwathProfiler* (Pérez-Peña et al., 2017) também no ArcGIS, com orientação NW-SE (figura 3). O produto permite analisar topograficamente o relevo, além de fornecer o índice hipsométrico transversal (THi), que possibilita identificar áreas do relevo que são maduras ou jovens.

4.2. Análise geomorfológica quantitativa

A análise geomorfológica quantitativa se baseia na aplicação dos índices geomórficos, tais como perfil longitudinal, perfil *CHI*, K_{sn} , análise *knickpoints* e análise de divisores de drenagem, que são utilizados para identificar controles litológicos e estruturais na topografia e ao longo dos rios. Esses métodos são muito utilizados para identificar alterações topográficas e morfoestruturais no relevo, uma vez que o caráter incisivo dos rios tem um papel fundamental na evolução das paisagens erosivas, Peiffer (2020).

A análise dos perfis longitudinais é eficaz para detectar mudanças ao longo dos rios, podendo ser ocasionadas por controle tectônico, processos litológicos ou climáticos (Pérez-Peña et al., 2009a; Kirby & Whipple, 2012; apud Pérez-Peña et al., 2017). Além disso, é possível observar a mudança nos padrões de drenagem e no relevo, sendo elas de origem tectônica ou erosiva, permitindo uma análise da evolução da paisagem, a partir da influência de agentes exógenos e endógenos.

Por outro lado, os divisores de drenagem podem ser móveis ou estáticos, simétricos ou assimétricos, além de serem grandes influenciadores da paisagem e da rede de drenagem. De acordo com Trost et al (2020) a diferença na taxa de erosão geralmente se reflete em uma topografia assimétrica na qual o divisor de drenagem migra do lado mais íngreme para o lado menos íngreme (Gilbert, 1877; Robl et al., 2017a, b; Whipple et al., 2017; Forte e Whipple, 2018 Apud Trost, 2020), indicando que os divisores moveis na maioria das vezes são assimétricos.

Dessa forma, foi realizada a análise da escarpa paralela a Zona de Cisalhamento Caxambu, que funciona como um divisor de drenagens na região de estudo. Para isso, utilizamos a ferramenta *Divide Tools* (Forte & Whipple, 2018) via Matlab, que utiliza quatro métricas χ (Chi), elevação da cabeceira do canal, relevo local médio a montante e gradiente médio a montante, com objetivo de calcular a diferença entre os dois lados da escarpa. Dessa

forma, a utilização dessa ferramenta auxilia na análise da estabilidade atual e futura do divisor de drenagem (Forte & Whipple, 2018).

4.3. Dados geomorfológicos e estruturais coletados em campo

A análise estrutural clássica consistiu na coleta de dados estruturais em campo (falhas, fraturas e juntas), descrição sistemática e caracterização cinemática das feições, além do reconhecimento dos indicadores cinemáticos em superfície de falhas, conforme Petit (1987) e Angelier (1994). Em seguida, os dados obtidos em campo foram organizados em planilhas para tratamento e análise estatísticas e análise do campo de tensão.

4.4. Determinação do campo de tensão

A análise do campo de tensão tem como objetivo compreender os eventos deformacionais que ocorreram na região de estudo, comparando-os com a literatura. Além disso, busca-se entender o que ocorreu em cada evento e se houve a reativação das estruturas antigas em foco. A determinação do campo de tensão seguiu a técnica dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977), que utiliza a intersecção do plano auxiliar ortogonal imaginário, criado para cada falha, com o plano de falha (polo) e a estria nele contido. Dessa forma, a deformação em torno do plano de falha é dividida em quatro campos de esforços (dois compressivos e dois distensivos), os quais indicam a área com maior probabilidade de conter os campos de tensão sigma 1, 2 e 3 (Shmáx e Shmin). Esse procedimento foi realizado por meio do software WinTensor (Delvaux & Sperner, 2003), com o objetivo de fazer uma análise estatística dos resultados e obter os campos de tensão, para cada evento.

5. CAPÍTULO IV – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1 Padrões de drenagem

As drenagens de uma bacia podem-se organizar em diferentes padrões, sendo esse universalmente reconhecidos e classificados segundo as nomenclaturas utilizadas por Howard (1967). Esses padrões são descritos segundo o arranjo formado pelos canais fluviais de diferentes ordens hierárquicas. Dessa forma, a análise desses padrões torna possível uma caracterização geomorfológica, a partir da compreensão de como esses canais influenciam as paisagens e como eles se comportam mediante a ação de agentes endógenos. Os canais fluviais podem ser classificados em dois grupos distintos, os básicos (Fig. 2) e os modificados (Fig. 3), sendo essa última baseada nos padrões básicos: treliça, retilíneo, dendrítico, paralelo, radial, retangular, anelar, contorcido e multi-bacias. Assim, os rios se organizam de forma a modificar o relevo por meio de atividades erosivas, escavando o próprio leito ou condicionados por estruturas geológicas que podem modificar a orientação do curso.

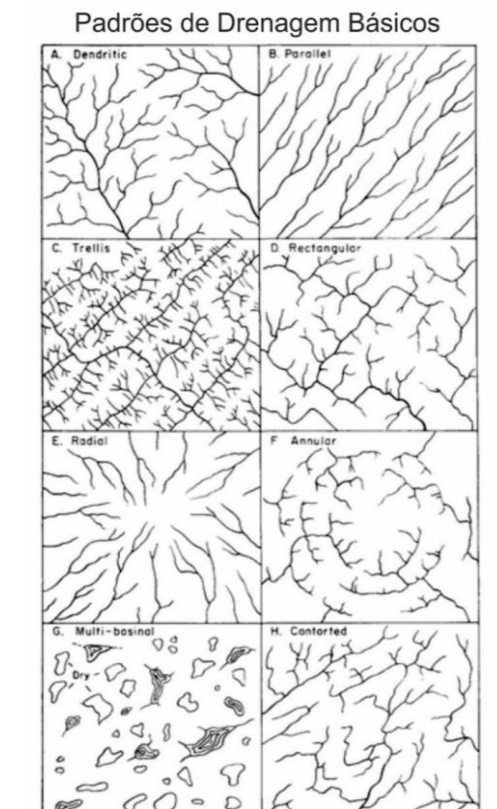


Figura 2. Padrões básicos de drenagem, conforme Howard (1967).

Os canais básicos têm características marcantes que os distinguem facilmente um dos outros, sendo a maioria controlados por estruturas regionais. Já os canais modificados, por serem uma alteração dos canais básicos não são distinguidos com tanta facilidade, o que dificulta o reconhecimento, podendo se caracterizar como uma zona de transição de um padrão para o outro ou até mesmo ser uma mistura de padrões básicos. Outro ponto importante descrito por Howard (1967) é a ocorrência de anomalias de drenagem, que podem estar relacionadas à influência de estruturas geológicas, mudanças bruscas de altitude ou até mesmo mudança de litológica. Essas características, representam desvios abruptos no curso de um rio, curvas anômalas, causando uma desordem no padrão de drenagem observado e consequentemente dificultando a distinção.

Segundo Howard (1967) o padrão do tipo treliça é fortemente influenciado por estruturas regionais ou locais, dispondo-se em canais alongados de mesmo tamanho e paralelos. O padrão treliça pode ser associado a regiões com rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, sendo observados em relevo moderado a íngreme ou relevos paralelos e alongados. Por outro lado, o padrão dendrítico não é condicionado por nenhum tipo de estrutura, estando associado não só a ambientes de sedimentação horizontal ou inclinada, mas também a rochas resistentes, não sendo do tipo incisivo. Já o padrão radial se associa a regiões com altitude elevada e corpos dômicos ou vulcões, diferente do padrão anelar, que ocorre em regiões de bacias e cúpulas. Diferente destes, o padrão retangular é condicionado por juntas e/ou falhas em ângulos retos e se assemelha ao padrão treliça, porém, não exibe uma repetição ordenada e contínua. Além disso, Howard (1967) adiciona à classificação o padrão multibacias, representado por múltiplas depressões de origem desconhecida, e o padrão contorcido, que possui uma falta de ordenamento regional e descontinuidades de cristas e vales.

Padrões de Drenagem Básicos Modificados

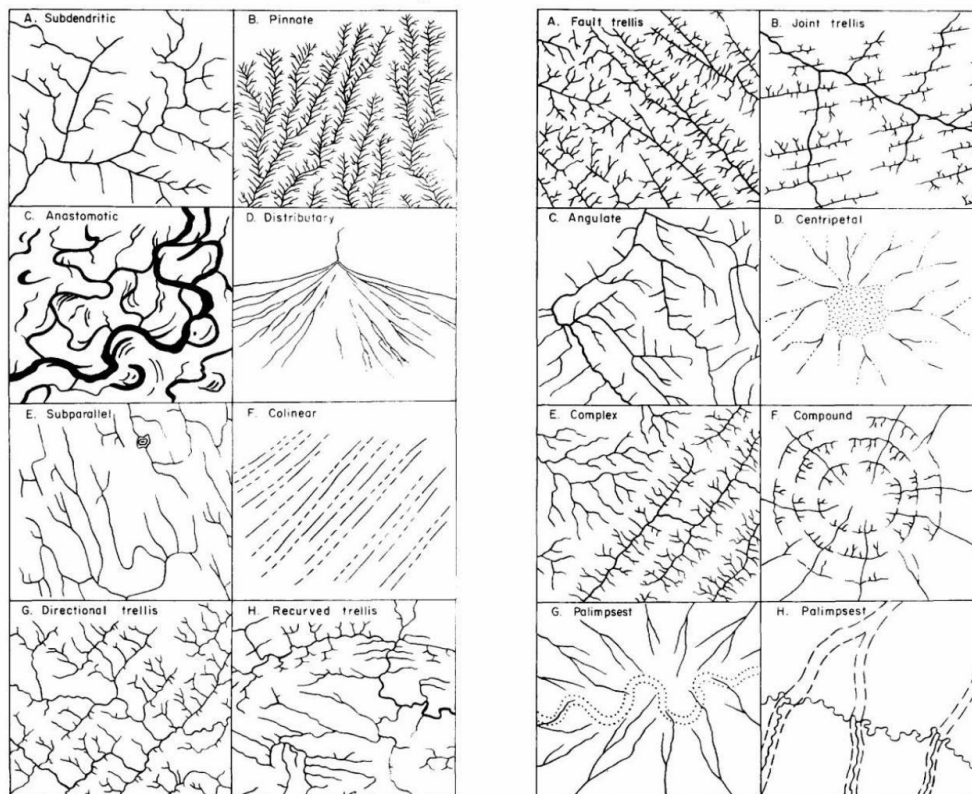


Figura 3. Padrões básicos de drenagem modificados, conforme Howard (1967).

Outro fator importante para a interpretação da geomorfologia fluvial, pontuado por Howard (1967), são as anomalias de drenagem. Essas feições podem estar associadas a diversos fatores, como mudança de litologia ou até mesmo à influência de estruturas tectônicas no padrão de drenagem, que tendem a desviar o curso dos rios, podendo ainda ser influenciadas por mudanças bruscas na altitude. As anomalias são observadas e identificadas por meio de desvios de drenagem, formando curvas anômalas, gargantas ou mudanças bruscas no curso de um rio. A presença dessas anomalias dificulta a identificação de padrões de drenagem, podendo modificá-los ou ainda tornando-os irreconhecíveis. As anomalias de drenagem também podem ocorrer nas mudanças de padrões, ressaltando a diferença entre dois ou mais padrões, exibindo uma forma que destoa do conjunto.

Segundo Howard (1967) e Burbank e Anderson (2012), o afogamento de canais e bacias lacustres pode criar anomalias no padrão de drenagem, como lagos isolados e mudanças abruptas no fluxo dos rios. Além disso, os afogamentos (*drowning*) podem ocorrer devido à subsidência ou mudanças na topografia, além de inundações no regime de drenagem. Além disso, a migração de canais fluviais também pode acarretar a formação de padrões incomuns ou interrompidos, formando anomalias de drenagem. A presença de estruturas geológicas, bem como a reativação das mesmas, pode acarretar a mudança da direção dos canais, alterando também o padrão predominante. Mudanças abruptas no padrão de drenagem também podem ocorrer devido à captura de canais fluviais, podendo ser resultado da migração de canais afetados por estruturas geológicas.

A formação de gargantas (*gorge*) também pode ser um indício de anomalias de drenagem, pois a formação geralmente ocorre devido a mudanças na base de erosão, captura de rios ou falhamentos tectônicos. Estruturas do tipo *gorge* podem ser resultantes de zonas de soerguimento tectônico ativo, que forçam o rio a incidir rapidamente para manter o curso. Esse processo pode criar anomalias nos gradientes fluviais, com seções de rios que apresentam quedas abruptas ou mudanças inesperadas no perfil longitudinal, segundo Burbank e Anderson (2012).

5.2 Perfil em Faixa, Integral Hipsométrica e Hipsométrica Transversal

A abordagem do perfil em faixa, discutida por Telbisz et al. (2013) e Pérez-Peña et al. (2017), consiste na projeção de topografias igualmente espaçadas dentro de uma determinada faixa, tanto à direita quanto à esquerda da linha do perfil. Os perfis resultantes são então sobrepostos, gerando um modelo único e integrado, o qual representa de forma mais fidedigna o padrão topográfico da região em destaque.

Conforme analisado por Telbisz et al. (2013), o perfil em faixa é mais representativo do que o perfil tradicional, que se baseia em uma única linha de seção transversal. Isso ocorre porque ele evita a arbitrariedade de um perfil simples de uma única linha, expandindo a linha de uma seção transversal para uma faixa retangular (Fig. 4). Diferente de um perfil transversal

simples, o perfil em faixa abrange todos os valores de elevação dentro de uma determinada área que destacam características do relevo que poderiam passar despercebidas em um perfil único e linear. Os valores de elevação são plotados em função de uma determinada distância conferida pela linha de base da faixa, esboçando as variações de relevo bem como os índices de HI (Integral Hipsométrica) ou THI (Integral Hipsométrica Transversal), os quais auxiliam em uma melhor interpretação dos dados projetados.

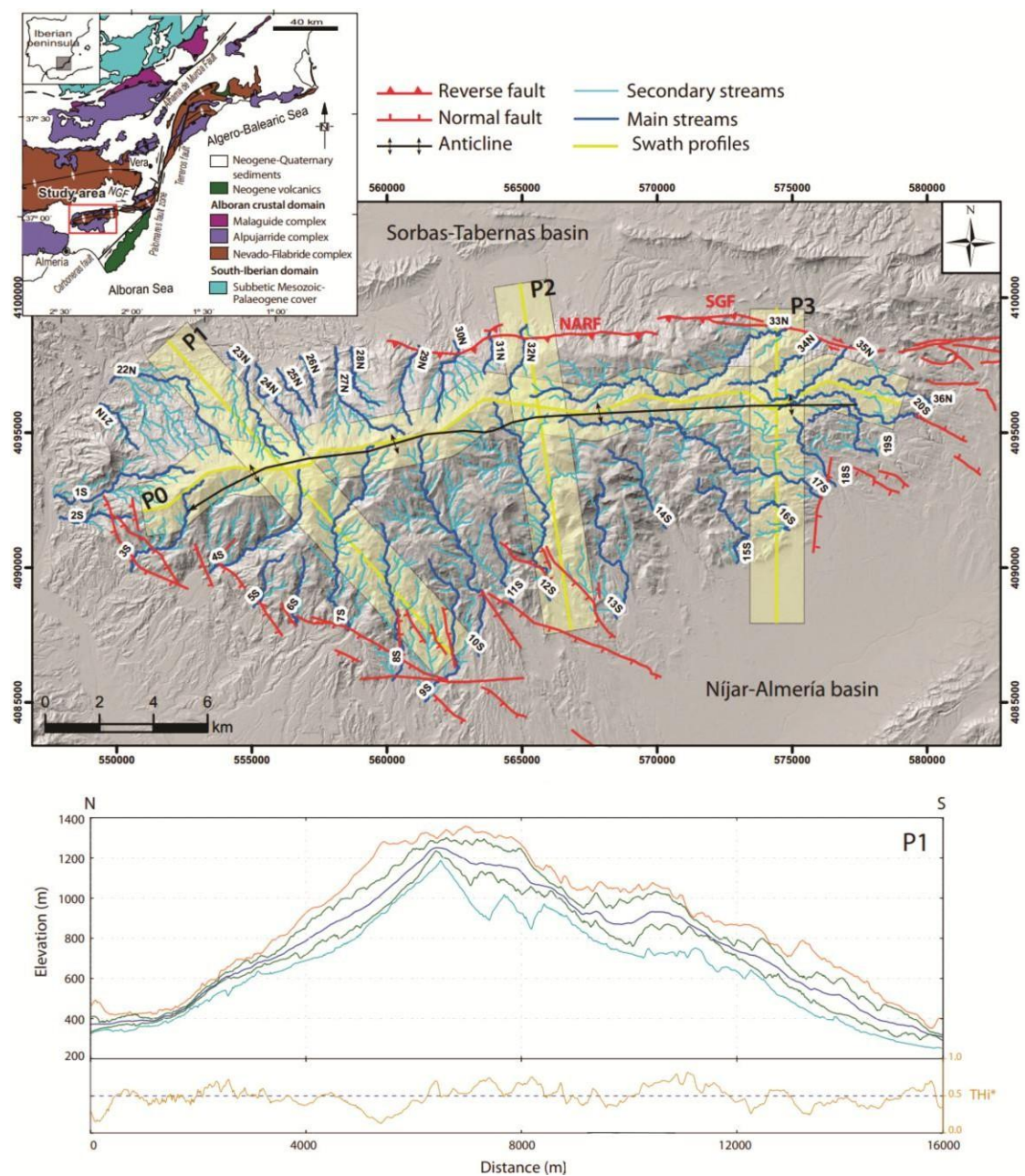


Figura 4. Demonstração do perfil em faixa. Retirado de Pérez-Peña et al. (2017).

Segundo Keller e Pinter (2002) e Wobus et al. (2006b), a análise do perfil em faixa pode fornecer informações essenciais sobre a evolução da paisagem. Na maioria dos casos, a elevação média tende a estar mais próxima da elevação mínima, no entanto, quando a elevação média se aproxima da elevação máxima, isso pode indicar um estágio transitório ou de ajuste, característico de um relevo jovem em fase de dissecação. As relações entre essas variáveis podem ser examinadas por meio da Integral Hipsométrica (HI) (Pike e Wilson, 1971 Apud Pérez-Peña et al., 2017), que fornece informações sobre a transitoriedade do relevo. Os valores de HI são avaliados dentro de um intervalo específico, onde valores próximos a 1 indicam elevações médias próximas às elevações máximas, caracterizando uma paisagem jovem e transitória, enquanto valores de HI próximos a zero representam paisagens maduras e rebaixadas, onde os valores de elevação média se aproximam da mínima. Em áreas mais simples, com baixo relevo, onde há menor variação entre as elevações mínima e máxima, essa classificação precisa ser reajustada, visto que existe uma aproximação das elevações mínimas e máximas com variações pequenas na elevação máxima, o que pode produzir diferenças significantes nos valores de HI. Nesse caso, usa-se a Integral Hipsométrica Transversal (THI), onde os valores de HI são ponderados por alívio local relativo. Considera-se que, na maioria das paisagens, os valores abaixo de 0,2 e acima de 0,8 são incomuns. Logo, essas marcações são redimensionadas para um intervalo de 0,2 - 0,8, caracterizando o THI (Pérez-Peña et al., 2017).

Como foi descrito por Pérez-Peña et al. (2017), os rios que se desenvolvem em equilíbrio, ou seja, fluindo sobre uma litologia homogênea, tendem a apresentar perfis côncavos, resultando em uma variação no gradiente topográfico caracterizado por altitudes mais elevadas nas nascentes e menores próximas à foz. Segundo os autores, esse perfil côncavo resulta da relação inversa entre a descarga e o gradiente topográfico, onde a inclinação se ajusta para manter a velocidade necessária ao transporte da carga sedimentar (Mackin, 1998 apud Pérez & Peña et al., 2017). Por outro lado, um perfil convexo indica uma paisagem jovem e transitória. Assim, desvios nesse equilíbrio resultam em mudanças abruptas na declividade, conhecidas na literatura como knickpoints (Whipple e Tucker, 1999; Burbank e Anderson, 2013 apud Pérez-Peña et al., 2017)

5.3 Perfil Longitudinal, ksn e *Knickpoints*

A análise do perfil em faixa e do *Ksn* permite avaliar o gradiente e a declividade do canal pela área da bacia hidrográfica, conforme Harbor et al. (2005), Kirby e Whipple (2012). Os Perfis longitudinal e *Chi* são eficazes para detectar mudanças ao longo dos rios, podendo ser ocasionadas por controle tectônico, processos litológicos ou climáticos (Seeber e Gornitz, 1983; Brookfield 1998; Pérez-Peña et al., 2009a; Kirby e Whipple, 2012; Giaconia et al., 2012; Anton et al., 2014; Troiani et al., 2014 apud Pérez-Peña et al., 2017). Segundo Peifer (2020), a análise dos perfis longitudinais é eficiente para identificar alterações topográficas e morfoestruturais no relevo, tendo em vista que o caráter incisivo dos rios tem um papel fundamental na evolução das paisagens erosivas. Assim, a aplicação desse método possibilita inferir a variabilidade espacial de taxas de incisão e a dinâmica espacial e temporal de controle tectônicos, litológicos e climáticos.

O método denominado modelo *Stream Power*, proposto por Howard e Kerby (1983), é eficaz para análise de incisão fluvial em paisagens de origem não-glacial. O modelo consiste em estabelecer relações entre as variáveis (*A*), declividade local dos canais (*S*) e o coeficiente de erodibilidade (*K*), utilizados para calcular a taxa de incisão do rio no leito rochoso (*E*), conforme a equação:

$$E = KA^m S^n$$

Os coeficientes “m” e “n” são empíricos e comumente se adotam os valores de 0,5 para m e 1 para n, devido à baixa variabilidade desses parâmetros.

Segundo Hack (1973), o perfil de um rio em equilíbrio é representado por uma linha reta, uma vez plotado em escala logarítmica, dessa forma, qualquer desvio nessa linha poderia representar uma alteração de origem litológica ou tectônica ou um desequilíbrio do nível de base do canal. Conforme definido por Whipple & Tucker (1999) e Peiffer (2020), os rios de leito rochosos são canais fluviais que erodem constantemente o próprio leito, assim, a partir

da erosão vertical, determinam o nível de base local no qual todos os canais a montante irão se ajustar. Desse modo, a taxa de incisão fluvial passa a ser vista como o principal controle dos padrões e taxas de evolução das paisagens erosivas não-glaciais (Whipple & Turcker, 1999; Kirby & Whipple, 2012).

Visando quantificar um índice de declividade do canal normalizado (k_{sn}), foi determinado que este seria baseado em um índice de concavidade de referencial fixo (ref). Nesse caso, quanto maior o ref maior o k_{sn} . O índice de inclinação tem relação positiva com a resistência litológica à erosão, dessa forma, quanto maior a resistência litológica mais íngreme será o canal, a fim de manter o equilíbrio (Santos et al., 2023). Desse modo, o k_{sn} reflete a declividade local do canal, por meio da relação:

$$S = K_{sn} A^{-\theta_{ref}}$$

Nesse trabalho o valor adotado para θ foi de 0,75, pois apresentou resultados mais satisfatórios, para obter esse valor foi utilizado o MDE em um processamento via Matlab utilizando a ferramenta de Schwanghart & Scherler (2017).

O método *CHI* é a derivada do K_{sn} , sendo uma forma avançada, baseada no trabalho seminal de Hack (1973) para análise dos perfis longitudinais dos rios, facilitando a determinação dos *knickpoints* ao longo do canal fluvial. Esse método é eficiente para identificar controles litológicos e estruturais na região analisada. Para gerar os gráficos do *CHI*, foi utilizada a ferramenta *ChiPlot* do *TopoToolbox* (Schwanghart & Scherler, 2014, 2017). Os *knickpoints* são caracterizados como desníveis ou pontos de ruptura ao longo de um rio e são facilmente observados nos gráficos *CHI*, representados por degraus ao longo do canal. Os *knickpoints* podem ser definidos morfologicamente como *vertical-step*, com deslocamento discreto, comumente associado a ação erosiva e *slope-break*, que representa quebras mais acentuadas associadas a ação tectônica, segundo Kirby e Whipple (2012). Nesse

trabalho, os *knickpoints* foram gerados em ambiente Matlab usando a ferramenta *knickpointfinder* do *Topotoolbox* (Schwanghart & Scherler, 2017).

Segundo (Burbank & Anderson, 2012), quando um trecho de um rio se torna mais inclinado do que os adjacentes, ele define um *knickpoint* topográfico, que pode ser identificado por meio de mudanças bruscas na inclinação do perfil longitudinal. Os *knickpoints* podem se desenvolver tanto por erosão fluvial quanto por processos tectônicos.

Dessa forma, a localização dos *knickpoints* de origem tectônica pode estar diretamente associada à formação de dobramentos ou à atividade de falhas. O rebaixamento de um bloco, causado por uma falha normal, pode formar um *knickpoint* ao longo do perfil longitudinal do rio, ou até mesmo uma série de *knickpoints* em uma região afetada por sistemas de falhas ou zonas de cisalhamento. Além disso, falhas inversas também podem gerar rupturas no sistema de drenagem por meio do soerguimento diferencial (Burbank & Anderson, 2012; Kirby & Whipple (2012).

Em relação ao gradiente fluvial, os *knickpoints* tectônicos marcam transições entre trechos de alta e baixa inclinação, refletindo ajustes dos rios às mudanças no nível de base. Outros métodos de identificação de *knickpoints* incluem a datação por nuclídeos cosmogênicos, que, segundo Burbank & Anderson (2012), auxilia na distinção entre processos fluviais naturais e aqueles de origem tectônica, permitindo estimar a taxa de erosão e migração dos *knickpoints*.

De acordo com Kirby & Whipple (2012), a geração e migração dos *knickpoints* dependem tanto da natureza da perturbação quanto da incisão mecânica do rio no leito do canal. Assim, os *knickpoints* podem ser caracterizados morfologicamente em dois tipos distintos: degrau vertical (*vertical-step knickpoints*) e quebra de gradiente (*slope-break knickpoints*) (Figura 11).

Os *knickpoints* do tipo *vertical-step* estão geralmente associados à origem erosiva, resultante da incisão fluvial, e apresentam um deslocamento discreto. Já os *knickpoints* do tipo *slope-break* representam quebras mais acentuadas no perfil longitudinal, sendo interpretados como de origem tectônica.

Ao comparar *knickpoints* de origem erosiva com aqueles de origem tectônica, observa-se que, no primeiro caso, as anomalias no perfil longitudinal são menos abruptas, como exemplificado na Figura 10A, onde um trecho inclinado anômalo separa dois trechos com índices de concavidade e inclinação semelhantes. Por outro lado, na Figura 10D, é possível observar que os *knickpoints* que conectam trechos com diferentes índices de declividade apresentam declives mais acentuados, sendo normalmente relacionados à atividade tectônica (Burbank & Anderson, 2012).

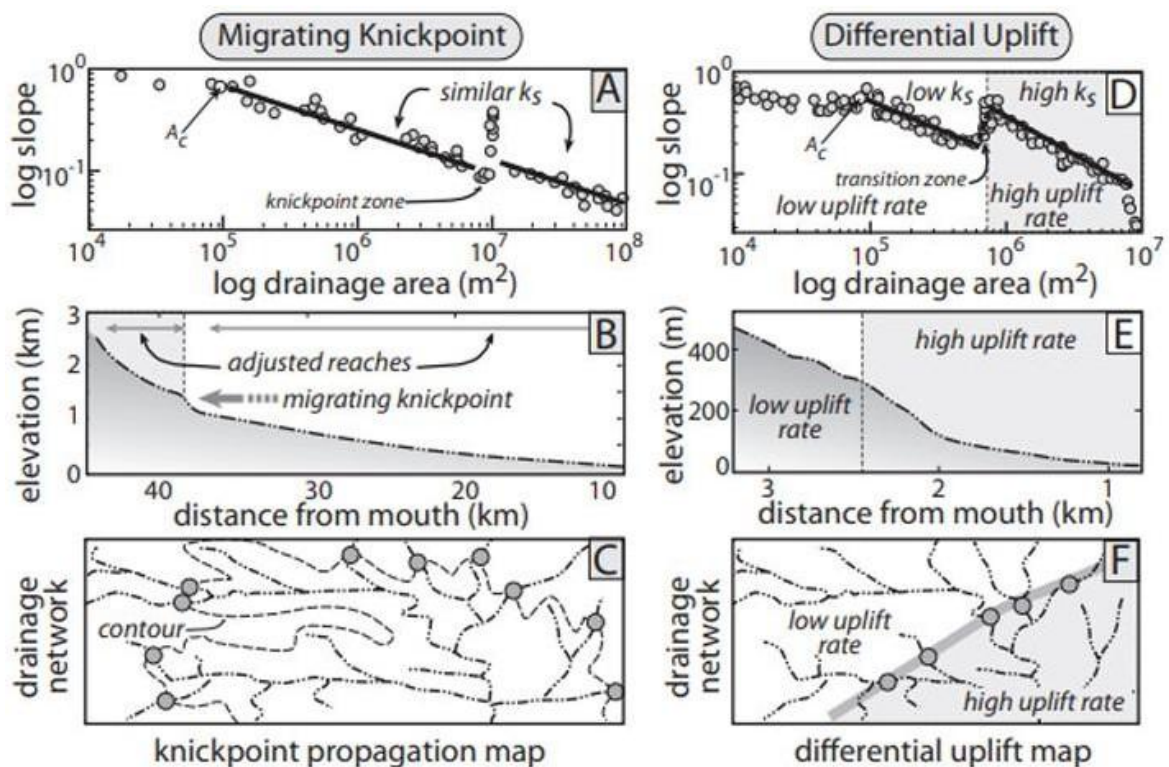


Figura 5. Knickpoints em degrau vertical (vertical-step a e b) e quebra de gradiente (slope-break c,d). Retirado de Kirby e Whipple (2012).

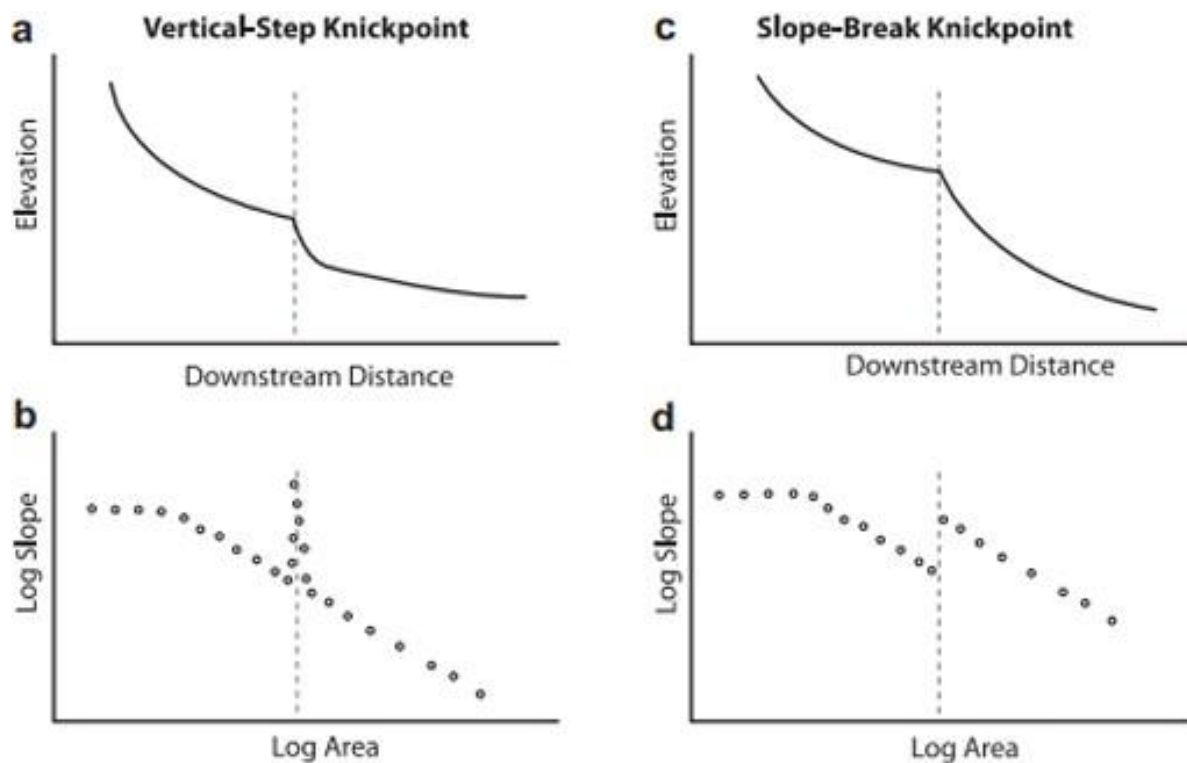


Figura 6. Gráfico da migração de *knickpoints*: (A-D) Aqueles associados ao tectonismo mostram variação do *ksn*. (B-E) representam os perfis longitudinais ajustados a erosão e ao tectonismo, correspondendo as figuras anteriores A-E. (C-F) Representa o alinhamento de *knickpoints*: quando associado a erosão mostram relação com o nível topográfico (C); quando estão alinhados por tectonismo, não (F). (Burbank & Anderson, 2012).

5.4 Divisor de Drenagem

Os divisores de drenagem podem ser móveis ou estáticos, simétricos ou assimétricos, além de serem grandes influenciadores da paisagem e da rede de drenagem. De acordo com Trost et al. (2020) a diferença na taxa de erosão geralmente se reflete em uma topografia assimétrica na qual o divisor de drenagem migra do lado mais íngreme para o lado menos íngreme (Gilbert, 1877; Robl et al., 2017a, b; Whipple et al., 2017; Forte e Whipple, 2018 Apud Trost, 2020), indicando que os divisores moveis na maioria das vezes são assimétricos.

A Ferramenta *Divide Tools* utilizada em ambiente Matlab realiza o cálculo de determinada métrica para ambos os lados do divisor de drenagem, se a métrica for igual ou se tiver dentro de um desvio padrão aceitável o divisor é considerado estável. Para isso quatro métricas são utilizadas, o parâmetro χ (*Chi*) e as métricas de Guilbert (Elevação da cabeceira

do canal, relevo local médio a montante e gradiente médio a montante). Em caso de concordância do χ com as demais métricas, temos um indicativo da direção do movimento atual do divisor e a suposição de que a uniformidade dentro de χ é atendida. Contudo, se o χ discordar das outras métricas, isso sugere que as métricas de Guilbert são indicativas do comportamento atual e o χ indica uma tendência de comportamento futuro do divisor (Forte & Whipple, 2018).

5.5 Zona de cisalhamento e indicadores cinemáticos

Segundo Fossen & Cavalcante (2017), uma zona de cisalhamento pode ser definida como uma região onde a deformação é significativamente maior do que nas rochas encaixantes ao redor, sendo ainda delimitada por uma mudança de deformação. Essa mudança pode ser reconhecida pela rotação de marcadores preexistentes ou pela formação de um novo fabric estrutural.

As zonas de cisalhamento podem ser classificadas como dúcteis, rúpteis ou rúptil-dúcteis. A deformação dúctil, conforme apontado por Rutter (1986) *apud* Fossen & Cavalcante (2017), ocorre sem fraturas macroscópicas, ou seja, preserva a continuidade dos marcadores preexistentes, caracterizando-se como uma deformação contínua (e.g., Byerlee, 1968; Park, 1997; van der Pluijm e Marshak, 2004; Paterson e Wong, 2006; Fossen, 2016 *apud* Fossen & Cavalcante, 2017). Já as zonas de cisalhamento rúpteis são marcadas por descontinuidades no deslocamento, resultantes da presença de superfícies de deslizamento, caracterizando-se como uma deformação descontínua. As zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis apresentam tanto deformação contínua quanto descontínua. Nelas, podem ser observados elementos rúpteis, como falhas, fraturas e juntas, bem como elementos formados por deformação dúctil, como dobras, *boudins* e *milonitos*.

Segundo Holdsworth et al. (1997) e Holdsworth (2004), a reativação de zonas de cisalhamento ou estruturas antigas envolve a acomodação de eventos de deslocamento distintos, com intervalos superiores a 1 milhão de anos, ao longo de estruturas pré-existentes. Esses deslocamentos relativos podem ocorrer de duas formas, com sentidos diferentes em eventos sucessivos (*reativação geométrica*) e com sentidos semelhantes em eventos sucessivos (*reativação cinemática*). O autor destaca que a identificação da reativação tectônica requer evidências que comprovem a repetição de deslocamentos ao longo do tempo, sendo utilizados quatro de critérios para garantir uma interpretação precisa, sendo eles:

1. Critérios Estratigráficos – Baseiam-se na análise de variações sedimentares associadas à reativação, como mudanças na espessura dos depósitos, desconformidades e episódios repetidos de deformação sin-sedimentar.
2. Critérios Estruturais – Envolvem a identificação de sobreposição de estruturas e variações na distribuição dos produtos de deformação em falhas e zonas de cisalhamento.
3. Critérios Geocronológicos – Utilizam métodos de datação radiométrica, traço de fissão e paleomagnetismo para determinar a idade dos deslocamentos tectônicos e sua recorrência.
4. Critérios Neotectônicos – Relacionam a reativação estrutural com a atividade tectônica recente, por meio da análise de sismicidade moderna/histórica e deslocamentos.

Dessa forma, a reativação tectônica é um processo fundamental na deformação da litosfera continental, pois estruturas antigas profundas, formadas durante a ruptura e sutura de continentes, funcionam como zonas de fraqueza de longa duração, tendendo a acomodar tensões sucessivas, sendo reativadas ao invés de gerar novas falhas. Além disso, a identificação de reativações é mais precisa em ambientes neotectônicos, onde a reativação é

definida como o deslocamento ao longo de estruturas formadas antes do regime tectônico atual. Já em contextos geológicos antigos, essa definição é menos confiável, pois os vetores de movimento das placas são difíceis de determinar e deslocamentos semelhantes podem ocorrer em períodos muito distantes no tempo Holdsworth et al. (1997) e Holdsworth (2004).

A análise de indicadores cinemáticos auxilia na determinação do sentido e movimento de uma zona de cisalhamento ou de uma falha (Marshak e Mitra, 1988 apud Santos, 2017). A indicação de movimento pode ocorrer de diferentes formas, como por meio de marcadores em planos de falha, incluindo estrias, steps e sulcos, ou pela movimentação relativa entre blocos, que pode ser identificada por rejeitos, dobras de arrasto, dobras assimétricas em Z ou S, entre outros elementos. Além disso, indicadores cinemáticos, como estrias, permitem determinar a paleotensão através de técnicas como o diedro reto, definido por Angelier & Mechler (1977), auxiliando na discretização de eventos deformacionais.

O método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977) gera, para cada conjunto de falhas, três ou quatro diedros retos, sendo dois de compressão e dois de extensão, permitindo a localização das direções das tensões principais para um conjunto de falhas. Para aplicação manual do método, traça-se o plano de falha e o plano auxiliar, cujo polo e a estria estão contidos. Assim, no diagrama de Schmidt, são delimitadas quatro áreas, correspondentes aos diedros retos. As áreas de compressão e extensão são identificadas de acordo com a cinemática da falha. Por exemplo, em uma falha normal o centro do diagrama estará em uma região de compressão, pois σ_1 está na vertical e σ_3 na horizontal, gerando abatimento do bloco. Enquanto isso, para uma falha inversa o centro representa um componente de extensão, pois σ_3 está na vertical e σ_1 na horizontal, gerando soerguimento do bloco. Já na falha transcorrente, os quadrantes diametralmente opostos são iguais, e a posição das áreas de compressão e extensão vai depender da cinemática, podendo

ser dextral ou sinistral, gerando movimentação lateral, nesse caso, σ_1 e σ_3 estão na horizontal, como pode visto na figura.

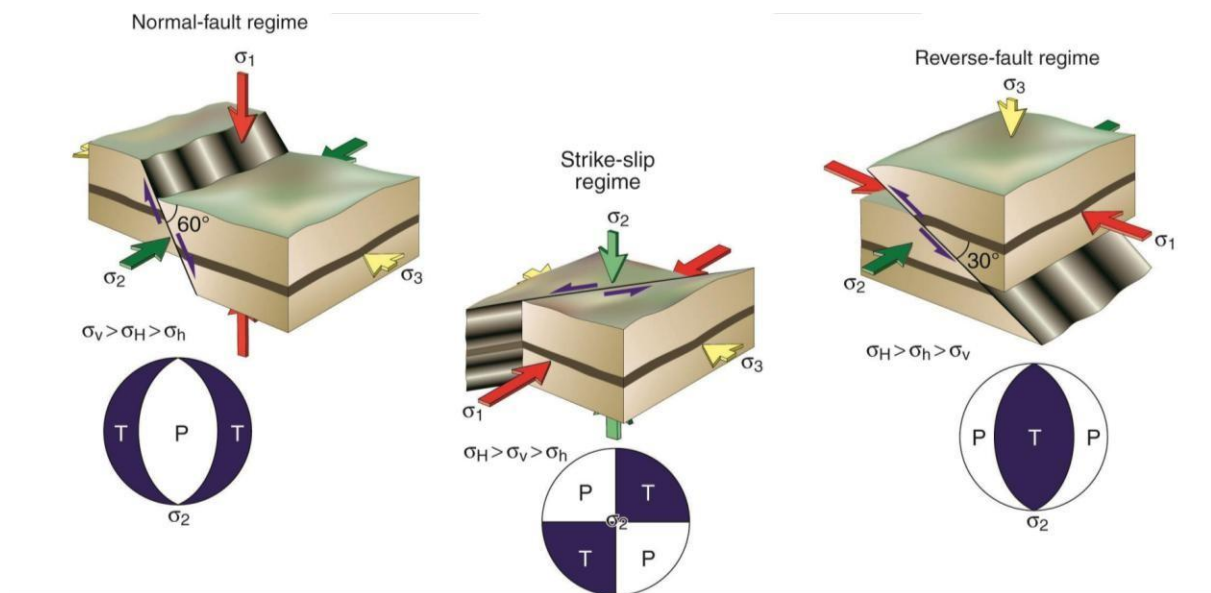


Figura 7. Falhas norma, transcorrente e sinistral, com respectivos diagramas destacando os diedros e as áreas de compressão (P) e extensão (T). Retirado de Fossen (2017).

O modelo de Riedel (Petit, 1987) descreve padrões de fraturamento e cisalhamento, esse modelo representa a cinemática de falhas em um regime de cisalhamento simples. proposto a partir de experimentos realizado em laboratório. Esse modelo foi desenvolvido a partir de experimentos laboratoriais, nos quais Riedel demonstrou que estruturas menores, podem atuar como indicadores do sentido do movimento relativo dentro de uma zona de cisalhamento (Fig. 5). Ao analisar a ordem de formação das fraturas e a relação angular entre as estruturas geradas, observou-se que o primeiro conjunto a se formar são fraturas sintéticas do tipo R, que seguem a mesma cinemática da falha principal. Essas estruturas são precedidas das falhas sintéticas secundaria P, que ocorrem com um ângulo menor em relação ao plano de cisalhamento. Por outro lado, as fraturas R' são antitéticas, formando alto ângulo com a zona de cisalhamento. Já as fraturas X formam um ângulo de 30 graus comas fraturas R', enquanto as fraturas T, de natureza extensional, podem ser abertas ou preenchida por minerais, formando 30 graus com as fraturas R e R', falhas normais, inversas e eixos de dobras. Além

disso, as fraturas R e R' formam um par conjugado com 60 graus entre elas, refletindo a dinâmica da deformação dentro da zona de cisalhamento

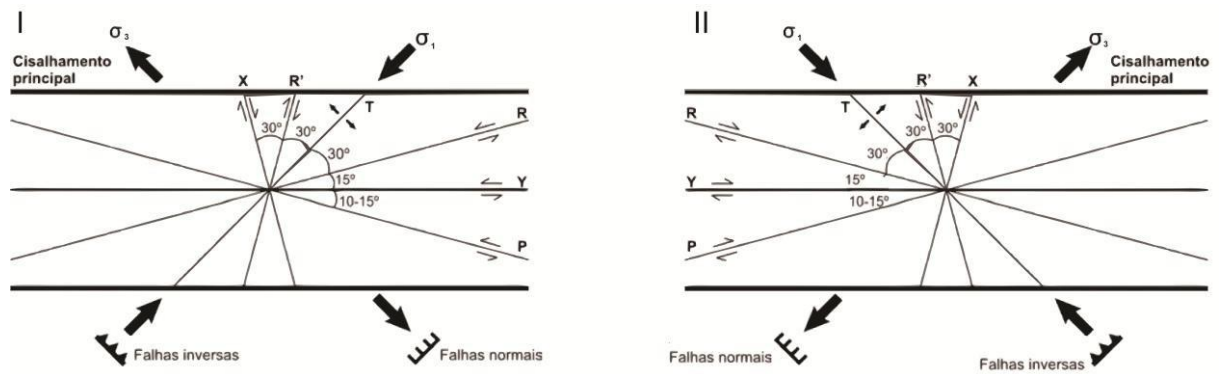


Figura 8 - Modelo de Riedel. I - Modelo com cinemática sinistral; II - Modelo com cinemática dextral. Modificado de Santos (2011).

6. CAPÍTULO V – RESULTADOS – ARTIGO

Submetido ao *Journal of South America Earth Science*

REATIVAÇÕES SUCESSIVAS RÚPTEIS MESOCENOZOICAS EM ZONA DE CISALHAMENTO MILONÍTICA NEOPROTEROZOICA

Luana Ribeiro Garcia^{a*}, Clauzionor Lima da Silva^b, Felipe Garcia Porath^c, Jessica Miranda dos Santos^d

^a Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG), Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brasil. (luanagr1@hotmail.com)

^b Departamento de Petrologia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brasil. (clauzionor@ufrj.br)

^c Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brasil. (fgporath@gmail.com)

^d Colegiado de Geologia, Universidade Federal do Vale do São Francisco, Senhor do Bonfim, Bahia, Brasil. (mirandas.jessica@gmail.com)

*Autor correspondente: Tel: +55 24 988112229

Endereço de email: luanagr1@hotmail.com (Luana Ribeiro Garcia)

: clauzionor@ufrj.br (Clauzionor Lima da Silva)
fgporath@gmail.com (Felipe Garcia Porath)
mirandas.jessica@gmail.com (Jessica Miranda dos Santos)

Palavras-chaves: Shear zones, Cenozoic, Tectonic Reactivations

ABSTRACT

The tectonic reactivation of ancient shear zones (Proterozoic or Neoproterozoic) by Cenozoic tectonic processes is a well-documented phenomenon. The Caxambu Shear Zone, the focus of this study, is located in the region of São Tomé das Letras and its surroundings (Minas Gerais, Brazil). Originally formed as a ductile shear zone, this structure functioned as a thrust and strike-slip system during the Brazilian orogeny. In the study area, it represents a morphostructural feature that transects the Verde River, consisting of subparallel quartzite mountain ranges predominantly oriented in the NE-SW to ENE-WSW direction and dipping at a moderate to high dip to the northwest. Our research aimed to assess the influence of this structural feature on the evolution of the watershed through qualitative geomorphological analyses (geomorphic anomalies) and quantitative (application of morphometric indices). These analyses were integrated with structural data on fractures and faults collected in the field (kinematic indicators) to establish the chronological framework of ruptile tectonic events and their associated stress fields. The findings underscore the structural control exerted on the evolution of the Verde River watershed, where fault systems control drainage patterns, geomorphic anomalies, and potentially fluvial capture processes that contributed to the watershed's present configuration. Five tectonic events were identified and tentatively correlated with those documented in the literature. The prevailing orientation of fractures and faults, predominantly parallel or subparallel to the Caxambu Shear Zone, along with the presence of superimposed kinematic indicators on the same slickenside, provides compelling evidence for the recurrent reactivation of this structure as a ruptile shear zone from at least the Cretaceous to the Pleistocene.

1. Introduction

It is well known that ancient ductile shear zones are structures that are generally reactivated as part of the continuity of collisional tectonic processes, where changes in the tectonic regime promote a consequent rearrangement of the structure into a new kinematic style (Semenov et al., 2009; Fontainha et al., 2021; Piette-Lauzière et al., 2023). In general, mylonitic zones develop planes of weakness, which are later reactivated by subsequent tectonic processes (White et al., 1986). Holdsworth et al. (1997) define reactivation as the accommodation of geologically separated events, with intervals greater than >1 Ma, along pre-existing structural features, such as faults, shear zones, major compositional/rheological boundaries, and magma ascent pathways. According to these authors, reactivated structures may present different directions of displacement between successive events or maintain the same direction. Old structural features represent long-lived zones of weakness that tend to repeatedly accommodate crustal stresses throughout a region's geologic history, often more readily than the formation of new faults (Holdsworth et al., 1997). Fault zones can be sites of repeated deformation for hundreds of millions of years, suggesting persistent crustal weakness (Holdsworth, 2004).

In Brazil, some studies have focused on describing active tectonism in the Cenozoic, particularly through the reactivation of ancient shear zones (Salomon et al., 2015; Bezerra et al., 2014; Gontijo-Pascutti et al., 2010). Tectonic reactivation in ductile shear zones, mostly Proterozoic or Neoproterozoic mylonites, has implications for the formation of gravels, the deposition and deformation of Meso-Cenozoic sedimentary deposits, or, simply, for reactivation as faults under a new stress field (Miranda et al., 2020; Bezerra et al., 2014; Gontijo-Pascutti et al., 2010).

The Caxambu Shear Zone (Caxambu SZ), target of this study, is located in the state of Minas Gerais (Brazil), extending from the municipality of Lambari to São Tomé das Letras. This ductile structure, of Neoproterozoic age, has a NE-SW to ENE-WSW orientation and is

situated in the southeastern part of the São Francisco Craton. It forms part of a broad tectonic interference zone (Trouw et al. 2000, 2007), resulting from the evolution of the southern portion of the Brasília Belt (N-S) and characteristic structures of the Ribeira Orogen (NE-SW) (Trouw et al., 2007). The deformational event responsible for generating this structure is associated with the final stages of tectonism related to the Brasiliana Orogeny (Almeida et al., 1975; Campanha, 1981; Machado, Endo, 1993a, b; Almeida, 2000; Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2007). Some studies have pointed to neotectonic activity in the Caxambu SZ, as well as in the Três Corações Shear Zone, which is adjacent to the study area. According to Hasui (2006), these zones of weakness were reactivated due to Cenozoic faults. However, research has not focused on successive reactivation processes, as noted by Holdsworth et al. (1997) and Holdsworth (2004).

This article aims to analyze the influence of the Caxambu SZ on the Verde River watershed by integrating geomorphological data, including the application of morphometric indices (longitudinal profile, CHI profile, ksn, knickpoints, and drainage dividers), to tectonically characterize the landscape. This is combined with geological-structural field data for mapping ruptile structures (kinematic analysis and stress axis determination). The results indicate that the Caxambu SZ was reactivated multiple times during the Cretaceous and Cenozoic, with implications correlated to the evolution of the Verde River watershed. At least five brittle tectonic events were identified in the study area, where the CSZ orientation in each event corresponds to either a reverse fault, transcurrent and normal fault. Through the integration of various techniques and tools, we aim to understand the morphostructural configuration of the study area and the deformational events responsible for its evolution, correlating the findings with evidence from the literature

2. Geological and Geomorphological Context

The Caxambu SZ is described as exhibiting predominantly ductile behavior, thrust and dextral kinematics (Trouw et al., 2007). This structure crosses the Verde River watershed, which flows over Neoproterozoic rocks of the Ribeira Orogen, folded and cut by shear zones related to the Brasiliano Cycle (Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2007). The most recent rocks in the region are basic Mesozoic and alkaline magmatics, associated with the alkaline massifs of Passa-Quatro and Itatiaia, dated to the Cretaceous/Paleogene interval (Almeida, 1976; Almeida, Carneiro, 1998).

The Caxambu SZ, an ancient ductile shear structure, is a key geological feature that distinctly characterizes the region. This structure gives rise to the relief of quartzite ridges aligned in the NE-SW to ENE-WSW direction, including the São Tomé, Grotão (or Cantagalo), Sobradinho, Boa Vista, Pião das Ninfas, Conquista, Bichinho, and Jurumirim mountains, which extend across the municipalities of São Tomé das Letras, Conceição do Rio Verde, and Lambari, in Minas Gerais (Brazil). According to Marques Neto (2013), the quartzites are found throughout the domains of the western terrain of the Ribeira Orogen, to the south and southeast of the São Francisco Craton, covering both autochthonous domains and the southern portion of the Brasiliano Orogen, where the allochthonous terrains corresponding to the nappes are located.

According to Trouw et al. (2007) and Paciullo et al. (2003), the lithologies in the region include metagneous rocks, migmatites, gneisses, schists, and metasedimentary rocks. The basement is primarily composed of metagneous rocks and quartzites from the Mantiqueira Complex (Paleoproterozoic). The Andrelândia Megasequence (Neoproterozoic) consists of metasedimentary rocks with intercalations of quartzite, as shown in the geological map (Fig. 1). Quaternary alluvial deposits are also common in the area. The morphology of the relief is characterized by dissected hills and mountains, composed of gneissic lithology and quartzite

ridges with a NE-SW orientation. These features are asymmetrical, and the region hosts active quarries and open-pit extraction activities (Marques Neto, 2013).

The deformational events in the region, as described by Trouw et al. (2007), occur in two distinct phases. The first phase, Db, is responsible for the formation of the main foliation and its associated lineation, which are linked to nappe formation and eastward tectonic transport, associated with the Brasiliano Belt. The second phase, Dr, is related to the Ribeira Belt and is characterized by folds and thrusts that dip to the NW. In the final stages of this deformational event, the Caxambu SZ (NE-SW) formed under a predominantly ductile thrust regime, affecting both meta-igneous and metasedimentary rocks. Furthermore, Trouw et al. (2007) propose that the shear zone may have undergone reactivation, transitioning from an initial sinistral phase to a later dextral phase.

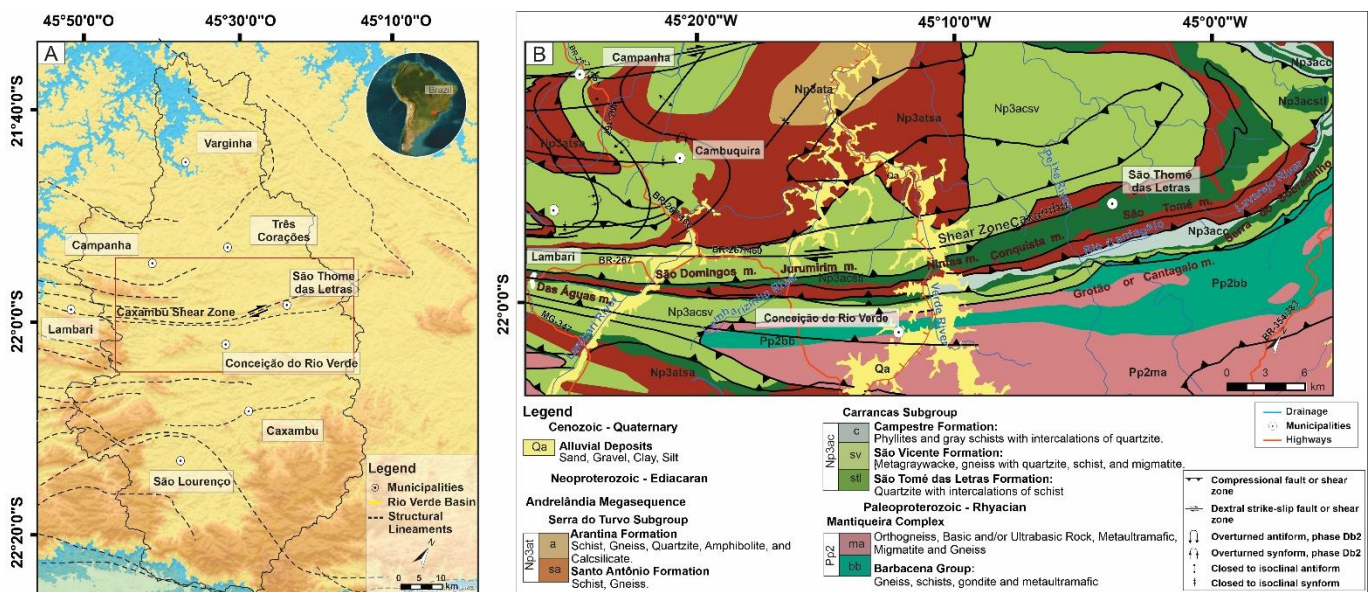


Figure 1. A - Regional map of the Verde River watershed with the main structural lineaments of the study area. B - Compiled geological map showing the location of the shear zone and important structures affecting the region, based on data from the Sul de Minas project by Paciullo et al. (2003).

3. Materials and methods

The cartographic base used consists of the Luminárias (SF-23-X-C-IV-1) (IBGE, 1975), Conceição do Rio Verde (SF-23-V-D-VI-4), and Lambari (SF-23-V-D-VI) (IBGE, 1971) sheets, all at a 1:50,000 scale. Additionally, the digital geological map by Paciullo et al. (2003), at a 1:1,000,000 scale, covering southern Minas Gerais, was also used. This map was simplified and served as a basis for the morphostructural analysis. Satellite images from the Landsat sensors on Google Earth®, with a spatial resolution of 30m, and the ALOS-PALSAR (12.5m) digital elevation model (DEM) complemented the materials used..

The qualitative and quantitative geomorphological analysis involved the characterization of the drainage network in the area surrounding the Caxambu SZ, covering part of the Verde River watershed. The detailed drainage map, based on the processing of the DEM, allowed the classification of drainage patterns and the identification of tectonic anomalies, according to the studies of Howard (1967), Ouchi (1985), Phillips, Schumm (1987), Keller, Pinter (1996, 2002), Schumm et al. (2000). In order to investigate the tectonic influence, longitudinal profiles of the rivers were made, the normalized channel steepness index (ksn) was determined, the knickpoints were classified, the Chi parameter was determined, and the instability of drainage dividers was analyzed.

The longitudinal profiles were generated from the MDE using the Topotoolbox tool of Forte, Whipple (2018) and Schwanghart, Scherler (2014) and KIT (The Topographic Analysis Kit), as described by Forte, Whipple (2018, 2019). The technique is based on the Equation $S = k_{sn} A^{(-\theta)}$, where S is the slope; the normalized slope index; k_{sn} is the basin area; θ , the concavity index of the canal, according to Howard, Kerby (1983) and Kirby, Whipple (2012). This equation seeks the relationship between the gradient and the slope of the channel by the area of the watershed (Harbor et al., 2005; Harkins et al. 2007; Kirby, Whipple, 2012; Snyder et al. 2000, 2003).

Longitudinal profiles were generated for the Verde, Lambari, Lambarizinho, and Peixe rivers. In the creation of the ksn map, a value of θ equal to 0.75 was used in order to identify the largest ruptures, as per Wobus et al. (2006), Kirby, Whipple (2012), Santos et al. (2023). To classify the knickpoints as either erosional or tectonic in origin, the KnickpointFinder tool from TopoToolbox was used, according to the concepts of Schwanghart, Scherler (2017). Chi (χ) profiles from Perron, Royden (2013) were generated as they facilitate the identification and interpretation of knickpoints from a tectonic perspective. The graphs were obtained using the ChiPlot tool (TopoToolbox, Schwanghart, Scherler 2014, 2017; Mudd et al., 2018) and KIT from Forte, Whipple (2018, 2019).

The analysis of drainage divides adjacent to the quartzite ridge was also applied in order to assess channel migration processes to the north and south of the shear zone. For this, the DivideTools tool was used in the Chi profiles, according to Forte, Whipple (2018), which is based on chi parameter analysis and metrics proposed by Gilbert (1877), including channel head elevation, mean upstream local relief, and mean upstream gradient. Details of Gilbert's parameter, see Forte, Whipple (2018).

Across Swath Profile was generated using the SwathProfiler extension, in a GIS environment, according to Pérez-Peña et al. (2017). The orientation of the SE-NW profile was adopted, transversal to the shear zone, with a 40km wide strip (20km on each side from the central line). Transverse Hypsometric Index (THI) was also calculated for the profiles, allowing the identification of mature or young areas of relief. The main structural traits identified by the analysis of lineaments were incorporated into the generated profiles.

The structural data collected in the field include joints, fractures, and faults. Kinematic indicators, such as slickensides, slickenlines and steps, were identified following the criteria of Petit (1987) and Angelier (1994). These data were organized into spreadsheets for statistical treatment and stress field analysis, which were then compared with existing studies in the

literature. To determine the stress axes and establish the hierarchy of tectonic events, the right dihedral method (Angelier, Mechler, 1977) was applied using the WinTensor software (Delvaux, Sperner, 2003).

4. Results

4.1 Drainage Patterns and Anomalies

Crossing the Caxambu SZ, there are the Lambari, Lambarizinho, Verde, Peixe, Cantagalo and Lavarejo rivers, which are part of the Verde River watershed. The drainage patterns are generally subdendritic and trellis (Howard, 1967). However, along the mountain ranges, there are modified channels and anomalous features, as can be seen in Fig. 2. In general, the flow of these rivers is north-northwest. Near the relief ridges, the tributaries develop parallel shapes in trellis with channels that show a certain asymmetry, in general, oriented E-W to NE-SW, following the orientation of the shear zones and the mountains (Santo Antonio, São Tomé, Sobradinho, Grotão or Cantagalo mountains). According to this orientation, rivers such as Lambari, Cantagalo, and Lavarejo flow. The Lambari River and its tributary Lambarizinho, as well as the Verde and Peixe Rivers, exhibit zigzagging segments and rectilinear forms with changes in flow direction before crossing the mountain ranges of the region (Fig. 2 B, C, D, and E).

In the São Domingos mountain, for example, the Lambari River presents a section with confined meandering before and after the mountain relief, with channel impoundment, floodplain expansion, and consequently, increased alluvial sedimentation (Fig. 2 A, B, B'). The Lambarizinho River exhibits strong meandering, with a series of cutoff meanders indicating river migration, as well as a rectangular anomaly that diverts the drainage (Fig. 2A, C, C'). The Verde River gully, developed between the Jurumirim and Ninfas mountain ranges, features meanders with wider loops and a slight meandering upstream of this stretch (Fig. 2A, D, D'). The southern channels are interconnected with the northern drainage basins beyond the relief through drainage anomalies, characterized by a single channel with rectangular and parallel segments, asymmetrical with incisions. In the northern portion of the area, past the mountain range relief, the drainage system combines parallel and rectangular patterns, with some

tributaries displaying an asymmetrical shape, forming a branched drainage network that converges into a single channel, as observed in the Peixe River (Fig. 2A, E, E').

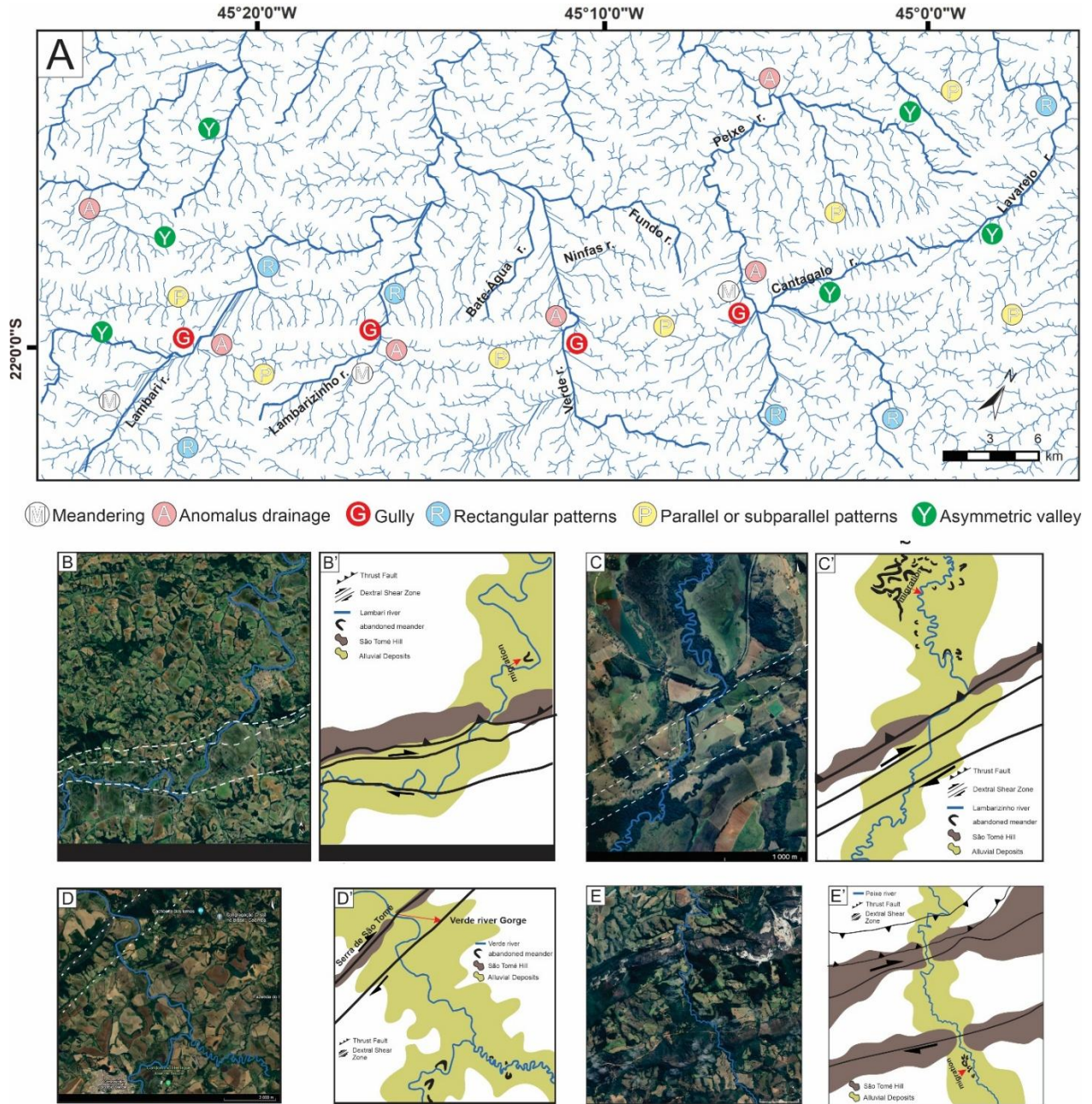


Figure 2. Drainage patterns. A - Drainage network map showing anomalous patterns; M: meandering, A: drainage anomaly, G: gully, R: rectangular pattern, P: parallel or subparallel pattern, Y: asymmetric valley. B - Lambari River crossing the shear zone with a representative sketch in B'. C - Patterns of the Lambarizinho River drawn in C'. D - Gorge in Verde river drawn in D'. E - Anomalous patterns (migration and drowing) observed in the Peixe river (E'). The image are google earth products.

4.2 Analysis of relief and drainage lineaments

According to the relief lineaments map, observed in the hillshade image, it is noted that the NW-SE and NE-SW segments are clearly visible on the map, but are especially concentrated in the central area of the map. These constitute larger lines and stand out because they coincide with the crests of the mountain relief in the region. However, when analyzing the rose diagrams, the opposite is observed, in which the N-S and E-W directions are the ones that stand out the most (Fig. 3). This is due to the fact that they appear as small but persistent lines, with greater frequency, and with shorter length and characterized as both positive and negative breaks in the relief and in the drainage valleys. In contrast, the relief of quartzite ridges, which present NE-SW, ESE-WSW and WNW-ESE directions, are associated with positive breaks, given by the mountain ranges that occur in the region and, therefore, are characterized as long segments.

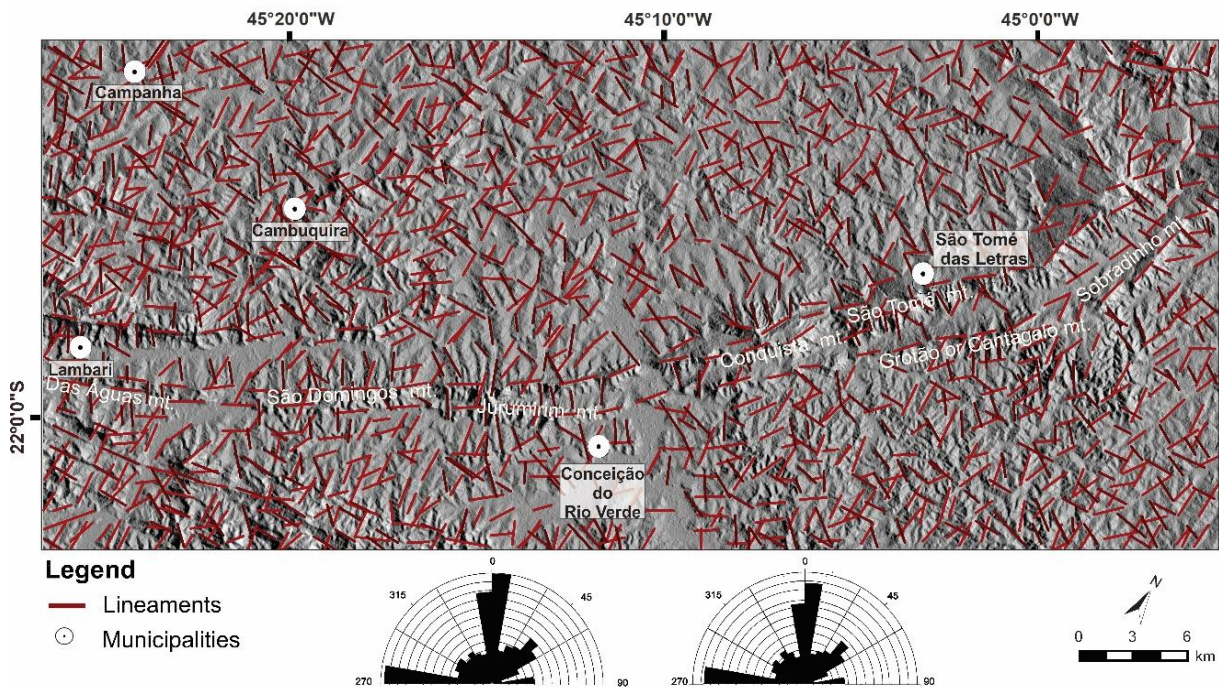


Figure 3. Map of relief lineaments of the region of São Tomé das Letras (MG), showing segments with NE-SW, NW-SE, E-W and N-S orientations. Highlight the N-S and WNW-ESE directions in the rose diagram.

The drainage lineaments exhibit similar frequency and length values (Fig. 4). The N-S and N80W to W-E directions occur with intermediate frequency, while the N45E-N75E and N30W-N60W directions stand out. The NE-SW lineaments align with the most prominent orientations observed in the topographic lineaments and slope map.

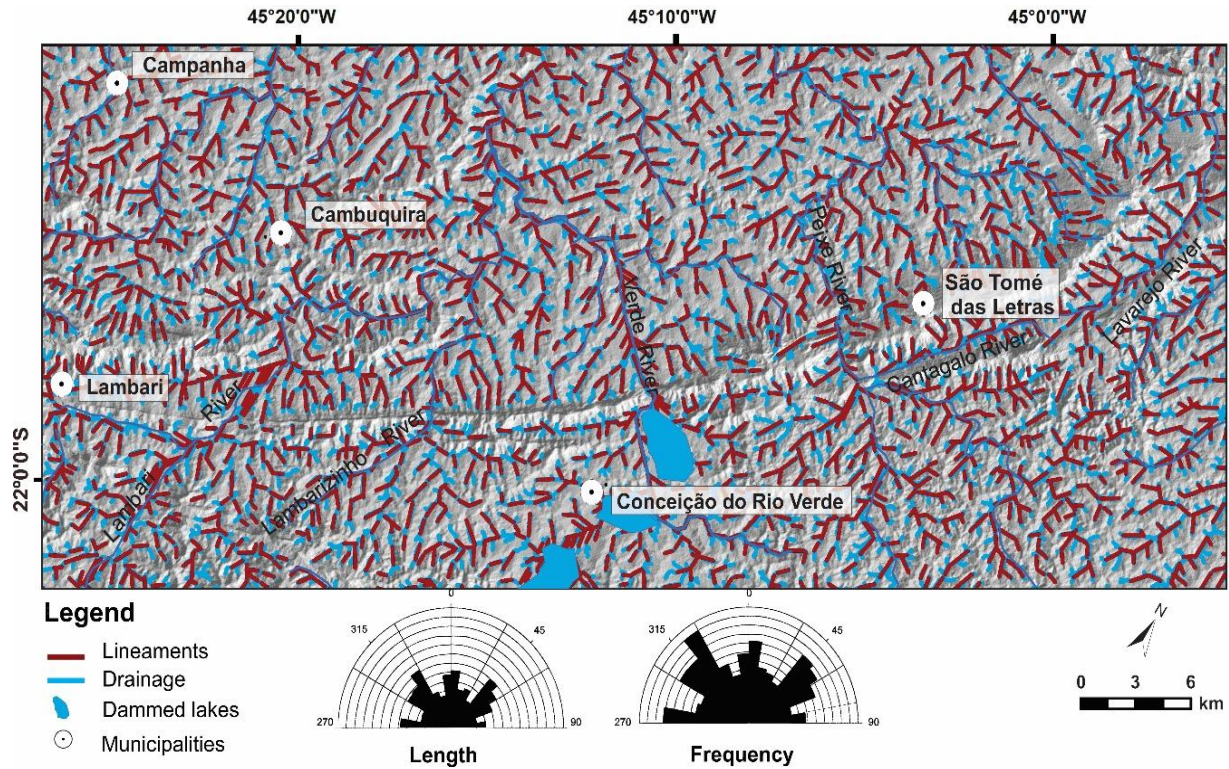


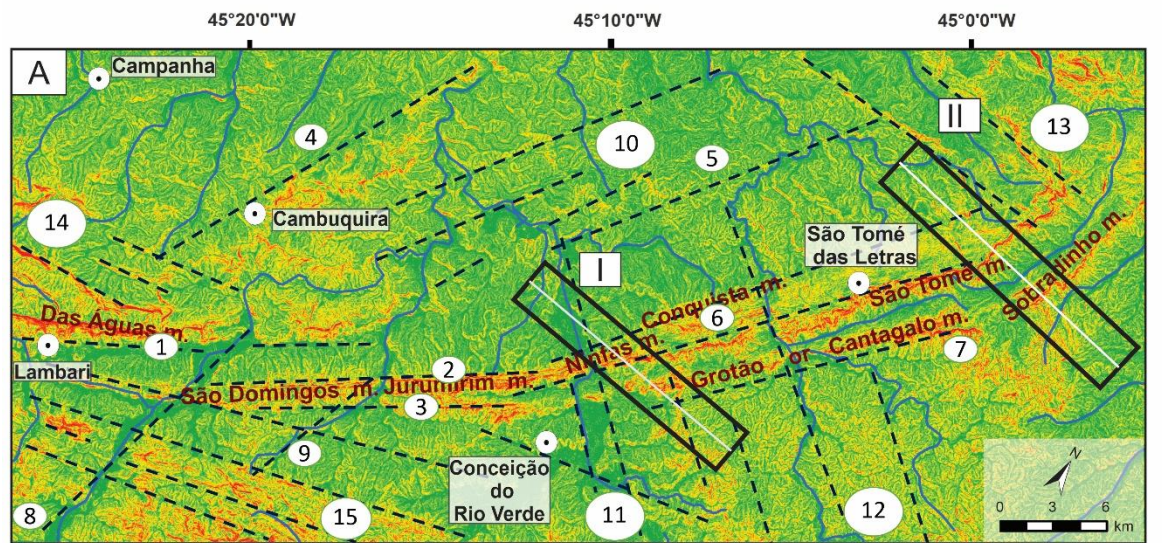
Figure 4. Map of drainage lineaments showing well distributed segments, highlighting the NW-SE, NE-SW, N-S and E-W directions, confirmed by the rose diagram.

However, the visual analysis allowed highlighting the following lineaments:

E-W Lineaments: 1) Caxambu Line (which extends along the São Domingos mountain range), 2) Lambari Line (parallel to the Serra das Águas); 3) Cross-sectional lineament to the Lambarizinho river (Fig. 5);

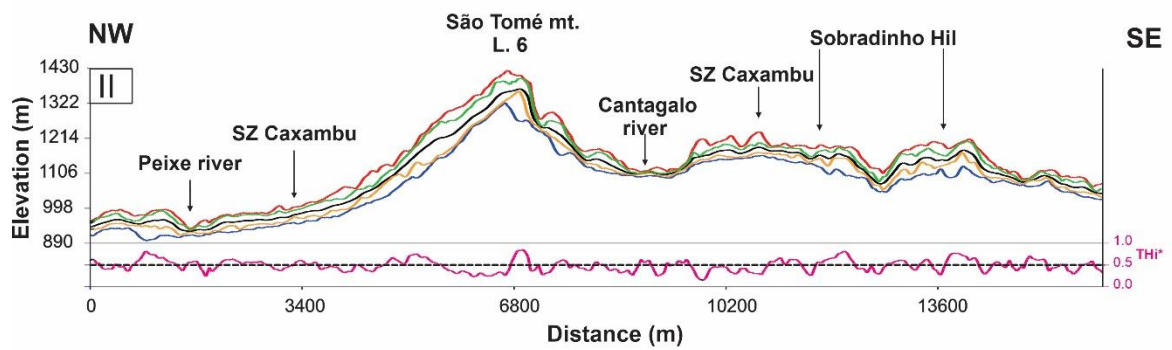
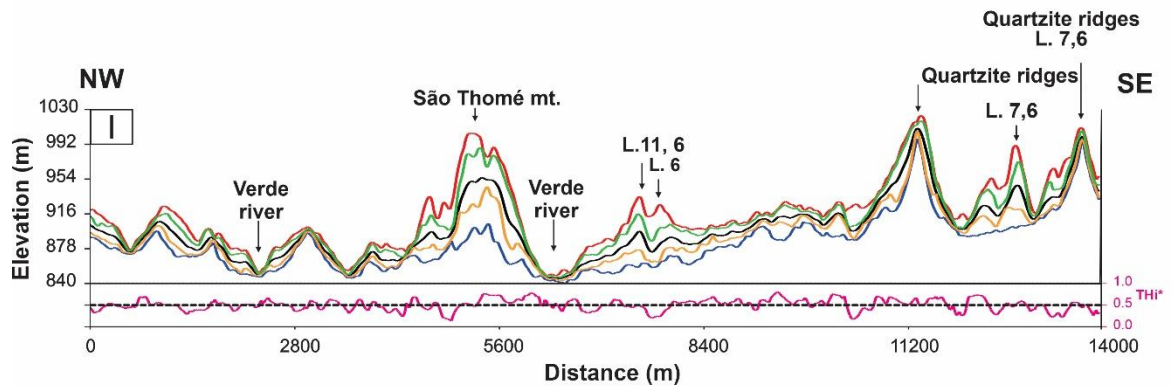
NE-SW Lineament: 4) Cambuquira Lineament; 5) Cross-sectional lineament to the Rio-Verde do Peixe River; 6) Lineament belt of the Serra de São Tomé (follows the relief of the Serra de São Tomé); 7) Lineament of the Serra do Grotão or Cantagalo; 8) Lineament of the Lambari River; 9) Lineament of the Lambarizinho River; 10) Lineaments of the lower course of the Verde and Peixe rivers (Fig. 5);

NW-SE Lineament: 11) Lineament of the Verde River; 12) Lineament of the Peixe River; 13) Lineament of the Ingaí River; 14) Southwest lineament of Cambuquira; 15) Lineaments transversal to the Lambari River (Fig. 5). Lineamento transversal ao Rio Verde-Rio do Peixe; 6) Faixa de Lineamentos da Serra de São Tomé das Letras (acompanha o relevo da Serra de São Tomé); 7) Lineamento da Serra do Grotão ou Cantagalo; 8) Lineamento do rio Lambari; 9) Lineamento do rio Lambarizinho; 10) Lineamentos baixo curso do Rio Verde e Rio Peixe (Fig. 3 C);



Legend

--- Lineaments nº Number's lineaments ○ Municipalities Swath profile



— Maximum elevation — Mean elevation — Minimum elevation
 — Quartile 1 — Quartile 3 — THI*

Figure 5. A - Slope map with structural trends interpretation. I - Swath profile that crossover the Verde River. II - Swath profile that crossover Peixe River.

4.3 Swath profile

The swath profiles were drawn transversely to the main structure of the region, crossing topographies and tributaries of interest to better describe the variations in local relief. The two traces used as a base have a NE-SW orientation and are approximately 16km long, as shown in Fig. 5 (I, II).

The first profile (Fig. 5I) describes the characteristic variations of the quartzite ridges, represented by the São Tomé and Cantagalo mountains. The profile's altitude ranges from 1,030m to approximately 840m, with alternating dissected valleys and residual ridges. In the valleys, adjacent to the mountains, where gneiss and paragneiss lithologies occur, the Verde River fits approximately 5km into the longitudinal profile. The terrain slope gently decreases towards the northwest, from upstream to downstream, until it approaches the central ridges, nearly individualizing two distinct blocks before and after the São Tomé mt., which reaches about 1,000m in elevation. Regarding the Transversal Hypsometric Integral index (THI), values above and below the mean are observed. The maximum elevation (red line), close to the average elevation (black line), is associated with high values of Transverse Hypsometric Integral (THI), as can be seen in the quartzite ridges, located at 5,600m, 11,200m, and 13,700m, for example. In places where the average elevation approaches the minimum (blue line), the THI is below 0.5.

The second profile (Fig. 5II) shows less variation in relief compared to the first. In the upstream section, a flatter region can be observed, with the Peixe River inserted about 1.6km into the profile, at an altitude of approximately 900m. The Caxambu SZ is then identified at approximately 3.4km. In the central section, the Serra de São Tomé stands out, with an elevation of 1,430m, followed by a valley where the Cantagalo River is located at an altitude of about 1,100m. Downstream, a region of about 2km with an average altitude of 1,200m represents the Sobradinho mt.. Regarding the observed parameters, the average elevation is closer to the

maximum in the quartzite ridges represented by the São Tomé and Serra do Sobradinho mountains, where the highest THI values occur.

4.4 Perfil Longitudinal, *Chi* e *knickpoints*

The Chi and longitudinal profiles of the Lambari, Lambarizinho, Verde, and Peixe rivers were elaborated, as they cross the mountainous region in the central portion of the study area, where the Caxambu SZ is situated. The data show that the Lambari, Lambarizinho, and Peixe rivers have three levels of knickpoints at altitudes of 970, 930, and 880 meters (Fig. 6a, b, c), while in the Verde River, these are located at approximately 930, 880, and 840 meters (Fig. 6d). The highest knickpoint values are found in the southern, central, and northern portions of the study area.

In the Lambari and Lambarizinho rivers, for example, the highest slope ruptures are located in the southern portion, adjacent to the residual relief of the local mountain range. In these two rivers, no slope breaks are observed when crossing the São Domingos mountain (Fig. 6A). The exception is in the western portion of the Lambari River, where knickpoints occur in tributary channels of the Lambari River near the São Domingos and Águas mountain. However, in the Lambarizinho River, there is a sequence of ruptures (knickzone) along the channel towards the northern portion of the area when it converges with the Lambari River. In this region, for both rivers, the slope ruptures have lower values and are located after the Águas mountain. In the northwestern portion of the area, occurrences of knickpoints are found near the anomaly in the elbow (rectangular pattern) with a tributary, and at the confluence of this tributary with the Lambari River, where ksn values vary from 25 to 45 (Fig. 7A).

The ksn values for the Verde River range from 15 to 45 (Fig. 7A), with knickpoints standing out in the southern portion and in the Jurumirim mountains (Fig. 6A, C). In this area, the river features rapids, gullies, and a wider alluvial plain compared to the other channels. The Peixe River exhibits the highest and most concentrated ksn values along its channel, with values

ranging from 45 to 85, and exceeding 85 in some areas (Fig. 7A). Before crossing the São Tomé mountain range in the southern portion, two knickpoints occur between the São Tomé and Cantagalo mountains. These knickpoints form a sequence aligned in an approximately N-S direction. The slope ruptures that follow are located near the gully of the Peixe River, as the river flows northeast, with additional occurrences near the northernmost stretch of the channel.

In general, it is observed that both the knickpoints in the northern portion of the area and those located on the relief ridges are approximately aligned in the E-W and NE-SW directions, following the mountain relief of the region. On the relief ridges, these knickpoints coincide with areas where the river crosses the mountains and forms gullies, with stretches of rapids or waterfalls, such as those near the Eubiose, Antares, Borboletas, and Vêu da Noiva waterfalls (Fig. 6I, II, III, IV). In areas with more preserved landforms, such as the Verde River, it is still possible to observe notch features in the drainage and landscape. Particularly in the Peixe River, where the São Tomé mountain is better preserved and the drainage is embedded in a closed valley, a knickzone is observed along the main channel, along with other ruptures in tributary channels parallel to the mountains, like the Cantagalo river. As with the other rivers, slope ruptures occur in the drainage anomaly at the elbow, where the channels change direction, and in the final stretch of the river. Thus, the slope ruptures appear to be approximately aligned in the ENE-WSW and NE-SW directions, parallel to the mountains and along the main river channels, following an approximate N-S orientation (NNW-ESE and NNE-SSW), as seen in the Peixe, Verde, and Lambarizinho rivers channels, following an approximate N-S.

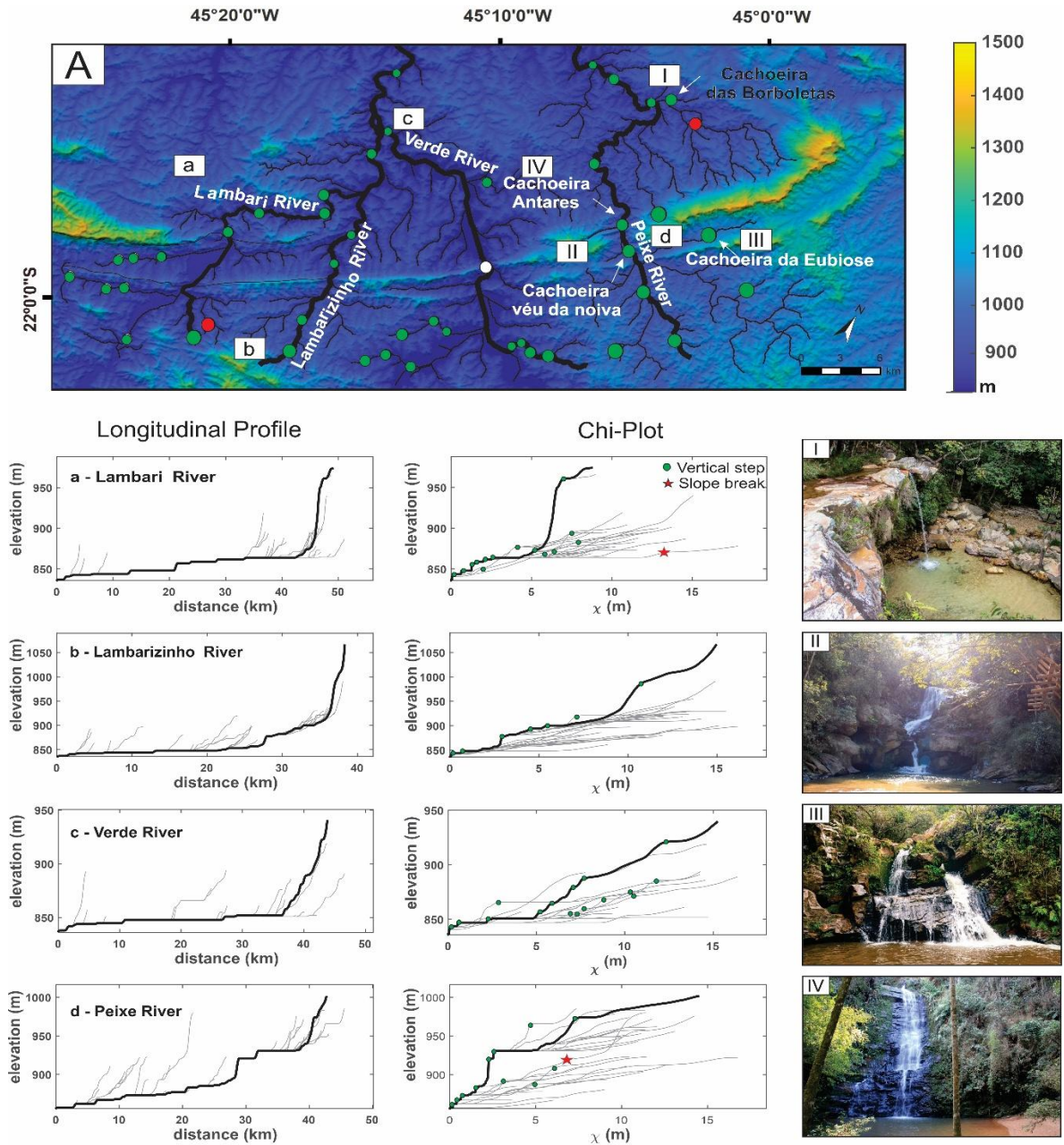


Figure 6. Map of knickpoints, longitudinal profiles, and Chi-plot. A - Elevation map with main rivers and knickpoints distribution. The letters a until d are longitudinal profile and CHI-plot of the Lambari (a), Lambarizinho (b), Verde (c) and Peixe rivers (d). In the Chi-plot, vertical step (green ball) and slope break (red star) were identified in profile. I, II, III and IV are respectively: Borboletas , Veu da Noiva, Eubiose and Antares waterfalls.

4.5 *Ksn* and Drainage Divide

The regions where the main rivers in the study area cross the drainage divide are shown in Fig. 7 and 8 in Fig. 7A and 7B. For the analysis of the drainage divide, the Chi parameter and the metrics proposed by Gilbert (1877) — mean upstream local relief and mean upstream channel gradient — were used to assess whether the divide is stable and to determine its direction of migration. We can observe where the drainage divide is intersected by the Lambari and Lambarizinho rivers, respectively, with all metrics pointing to stability in these stretches, as shown in the graphs in Fig. 8. For the Verde River, it is observed that the χ parameter indicates a northwestward movement, while the other metrics suggest stability of the divide. In the case of the Peixe River, the χ parameter indicates stability, while the other metrics show a northwesterly shift. For the Cantagalo River, a tributary of the Peixe River, the same trend of instability is observed, but through the gradient.

Additionally, when superimposing the drainage divide on the *ksn* map, it is observed that sections A, B, and C in Fig. 7A correspond to areas with lower *ksn* values, while the regions represented by sections D and E exhibit the highest *ksn* values in the area.

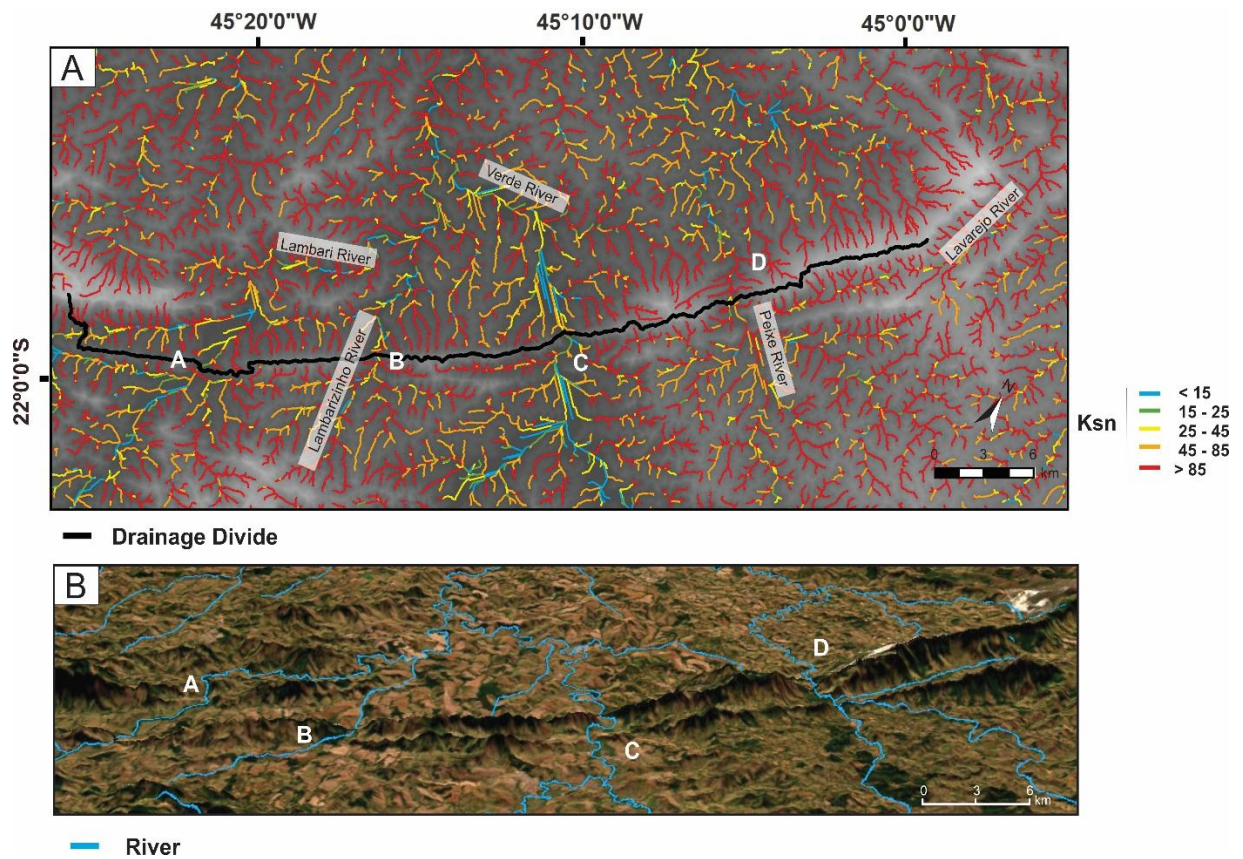


Figure 7. Map of ksn and drainage divide in Alos-Palsar DEM. **A** - Ksn map with main rivers and drainage divide. **B** - Region observed in Google Earth image with vertical exaggeration, highlighting the drainage divide. The sections **A**, **B**, **C**, and **D** correspond to the drainage divide analysis locations in Figure 8.

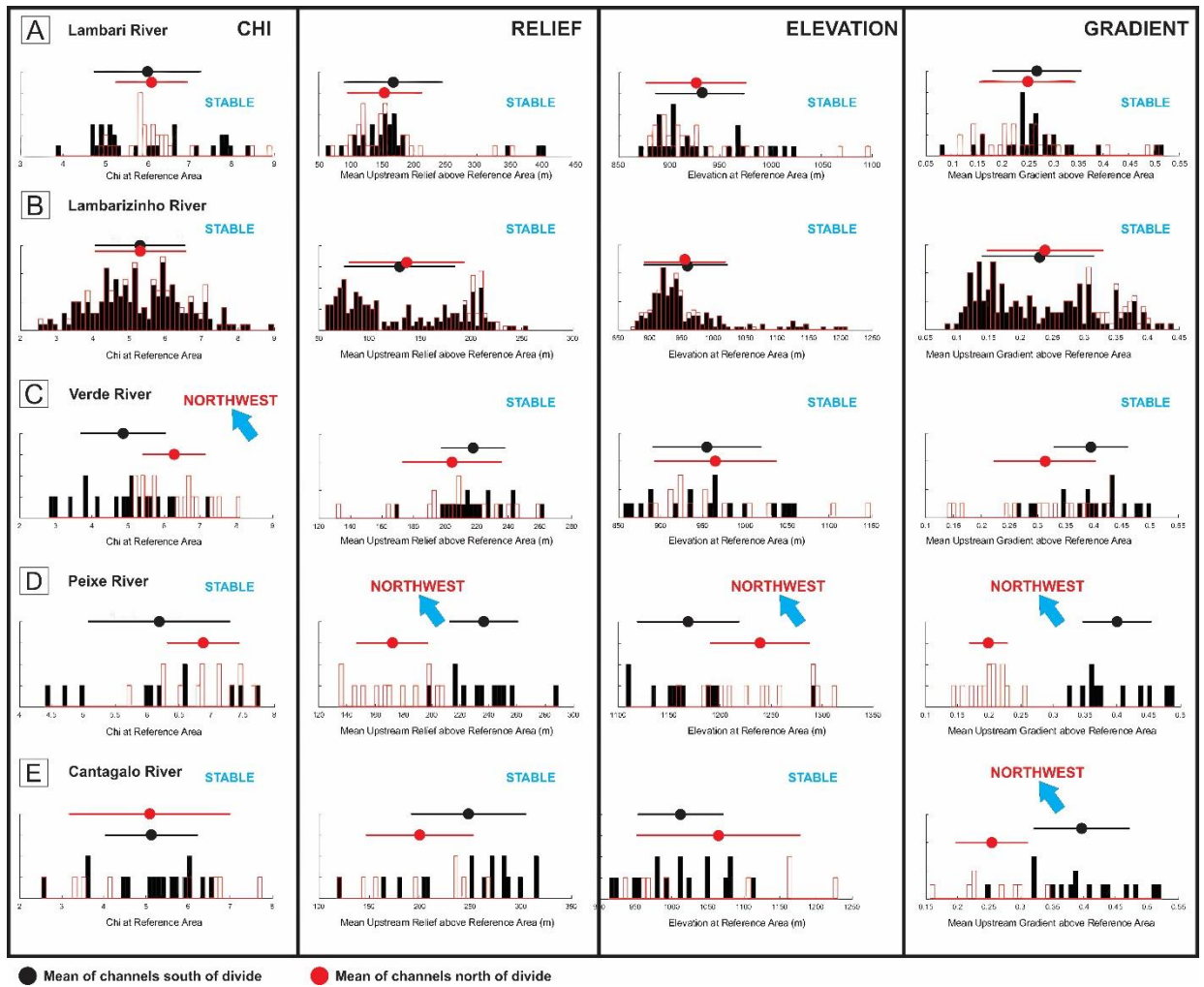


Figura 8. Diagrams of χ (Chi) parameters and Gilbert metrics, according to Forte, Whipple (2018), applied to the drainage divide for Lambari River (A), Lambarizinho River (B), Verde River (C) Peixe River (D) and Cantagalo River. Only the Verde, Peixe and Cantagalo rivers show us migration to northwest.

4.6 Structural analysis

The structural data collected primarily consist of orientations of joints, fractures, and faults, along with kinematic indicators, primarily obtained from quartzite within the Andrelândia Megasequence. Most of these measurements were taken from quartzite quarries in the city of São Tomé das Letras, Conceição do Rio Verde and Lambari (Minas Gerais/ Brazil) and along the highways that traverse the study area.

The quartzite layer exhibits a N60E orientation with a dip ranging around 20 degrees in the region of the São Tomé mountain. However, the dip steepens significantly to about 70 degrees to the west, following the aligned and steep relief of the São Domingo and Das Águas mountains (Fig. 9A, B). The mapped fracture families, with representative values obtained via contour diagrams, highlight the NE-SW (N57E/67NW), N-S (N19W/49NE), and NW-SE (N48W/65SW) directions. Notably, planar fractures with N40W and N60E orientations have high dips, ranging from subvertical to vertical (Fig. 9C). The NE-SW (N60E) fracture families, which dip either southeast or northwest, form a conjugate system (Fig. 9D). These are displaced by the N-S (N10E) fracture family, which is more persistent and larger, with surface oxidation indicated by yellowish spots. At another site, the N-S fracture family (N20E) appears pervasive with millimeter spacing (Fig. 9E) and exhibits a shear relationship with E-W oriented structures (Fig. 9). Contour diagrams for the fracture families reveal four prominent families: the main one has an N56E/68NW orientation, followed by the subvertical families N08E/83NW, N48W/67SW, and N20W/54NE (Fig. 9G). These families are highlighted in the rose diagram in Fig. 9H, based on a total of 119 data points.

Approximately 84 data points were collected for the faults, including reverse, normal, and strike-slip faults (Fig. 11). About 60% of these structures are dextral or sinistral strike-slip faults, either transpressive or transtensive. Around 26.2% are normal faults, while reverse faults represent a smaller proportion at 14%.

4.6.1 Reverse Faults

Reverse faults with NE-SW, NW-SE, and N-S orientations were observed (Fig. 10). In general, they are curvilinear to planar structures, characterized by steps and slickensides with a high rake. In Fig. 10A and B, the fault exhibits an orientation of N55E/64NW, with a curvilinear and striated surface, as shown in the detailed photograph. NW-SE oriented faults, as seen in Fig. 10C, display a medium to high dip angle (N22W/68NE) and also present slickensides with a high rake.

N-S oriented faults are less frequent and were observed with both high dip angles and subhorizontal planes, as seen in Fig. 10D. Additionally, very low-angle, subhorizontal reverse faults were observed with an orientation of N15E/02NW (Fig. 10D). Overall, these structures are crosscut by all other fault sets, as illustrated in Fig. 10A, where the normal fault (N50W/65SW) intersects the curvilinear reverse fault. Separately, fault-plane solution diagrams were created for the reverse fault families. Although the dataset is limited, these diagrams suggest three possible orientations for the brittle compressive stress field in the region. Some reverse faults were also mapped, displaying a directional component, with medium to high dip angles and striations that indicate obliquity (Fig. 11).

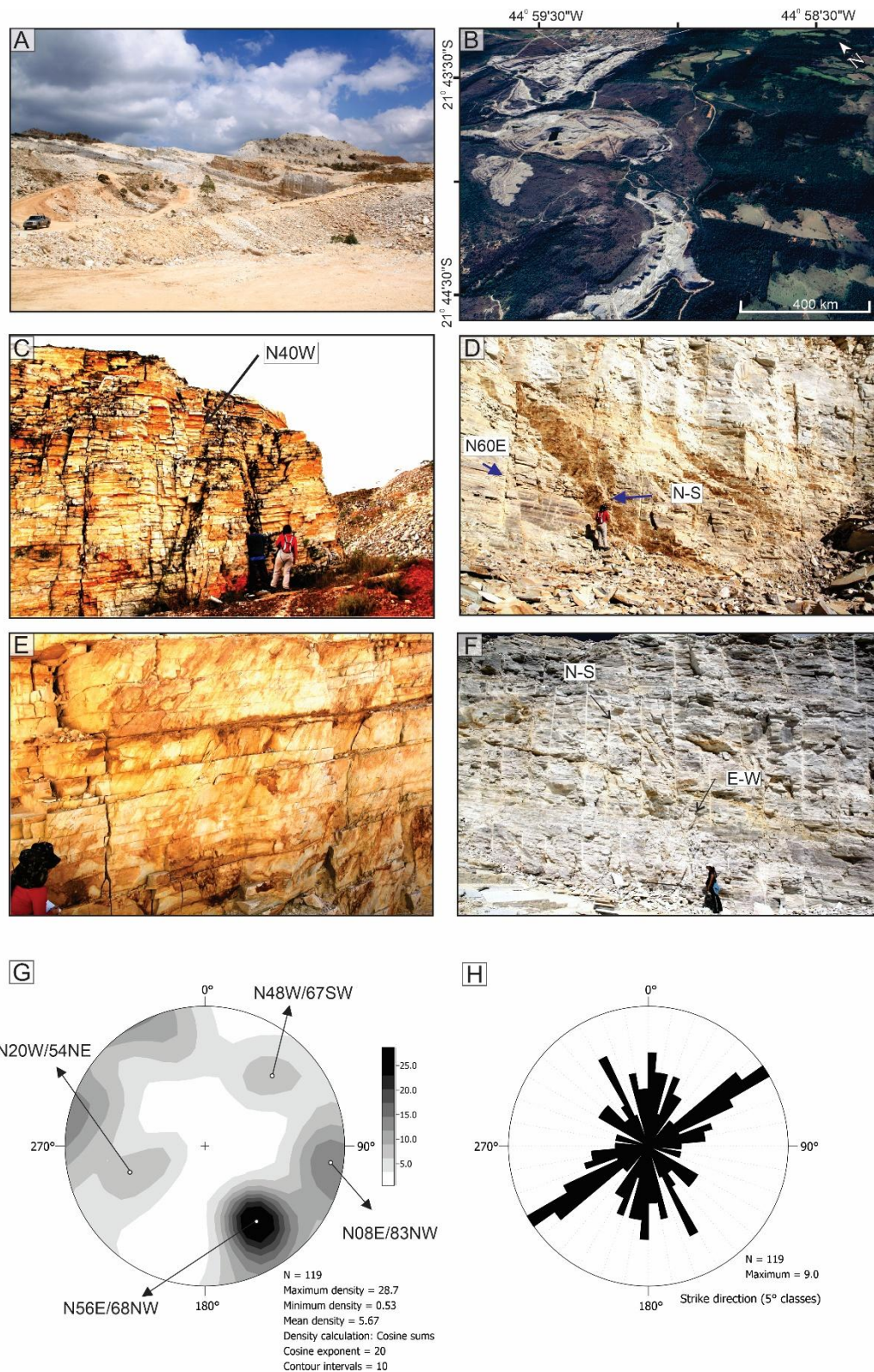


Figura 9. A - Gently northwest-dipping (20°) quartzite layer in a quarry in São Tomé das Letras (MG/Brazil); B - Google earth image of São Domingos ridge, where the layers dip 70° to the Northwest; C - Subvertical fractures in quartzite with orientations N40W. D - N60E Fracture families displaced by N-S (N10E) faults; E - Pervasive N20E fractures in quartzite; F - Interaction between N-S and E-W fractures. G – Contour diagram of the mapped fractures. H – Rose diagram of the fractures.

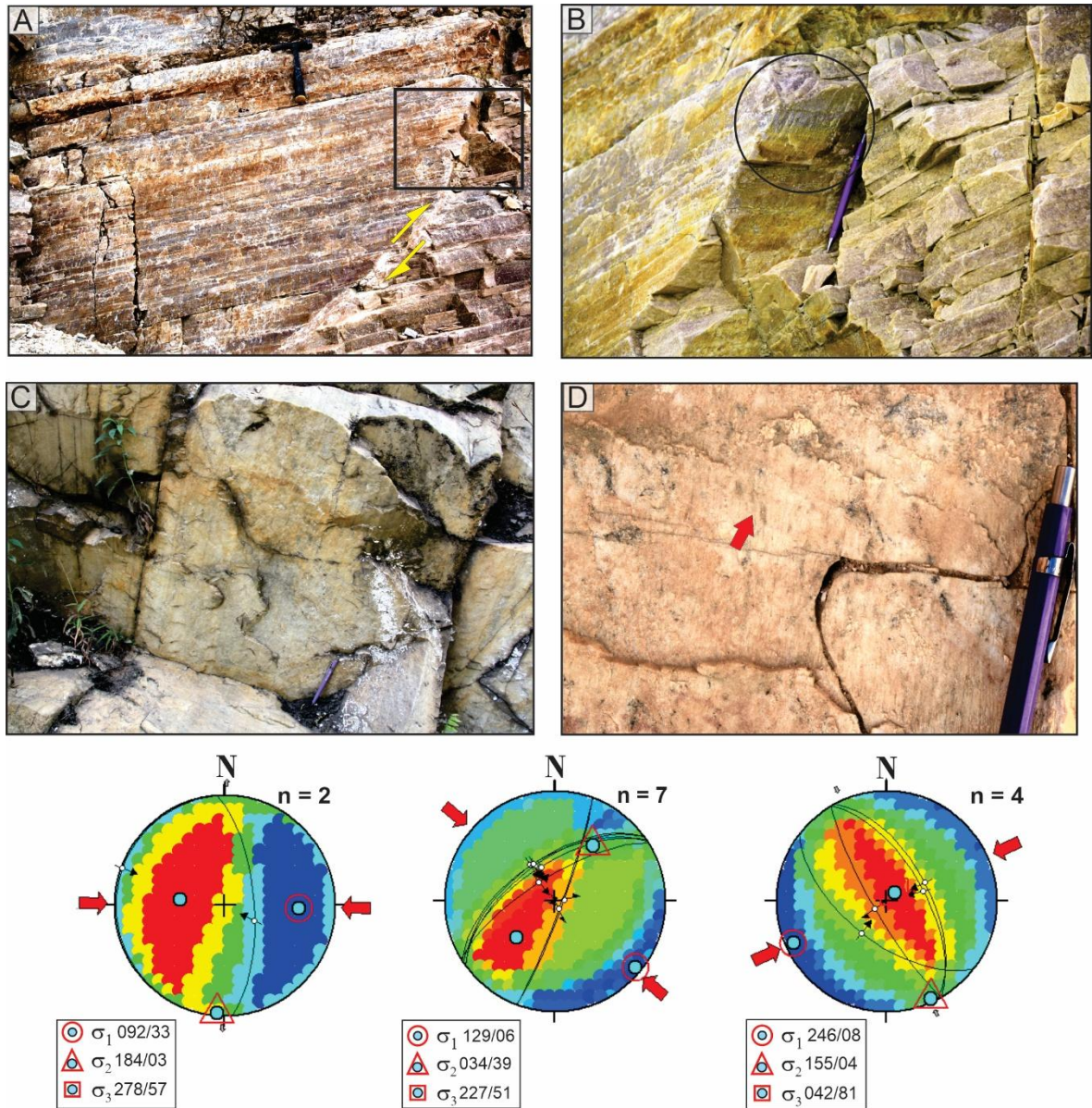


Figura 10. Curviplanar reverse fault N55E/64NW, with a detailed view of the slickensides fault plane shown in photo (B). The surface where the hammer is placed (photo A) represents a normal fault that cuts through the reverse fault. C - Reverse fault with dextral obliquity N22W/70NE with slickenline 00/42. D - Rare low-angle (sub-horizontal) reverse fault with an orientation of N15E/02NW. Below, a right dihedral diagram reverse fault families, showing three possible directions for compressional stress.

4.6.2 Obliquity Reverse Faults

The reverse-sinistral fault families exhibit NE-SW directions, with orientations of N72E/84SE, and NW-SE, with an orientation of N14W/40NE, displaying well-marked kinematic indicators such as steps and striated planes (Fig. 11A, B). On the other hand, families with a dextral component are relatively more frequent, with medium to steep dip angles and slickensides showing low obliquity, and directions of NE-SW, NW-SE, N-S, and E-W. In both cases, these faults utilized pre-existing fault surfaces, as seen in Fig. 11C, where the dextral-reverse fault N58E/62NW occurs on the same plane as indications of a reverse fault (black pen marking reverse fault). Similarly, in Fig. 11D, the dextral-reverse fault N28W/68NE, with a medium to steep dip, occurs alongside striations from what appears to be an older NW-SE reverse fault. As observed in the right dihedral diagrams, three sets of reverse-sinistral faults are present, with compressive directions varying as NNE-SSW, ENE-WSW, and NW-SE, showing a similar pattern for the dextral reverse faults (Fig. 11E, F).

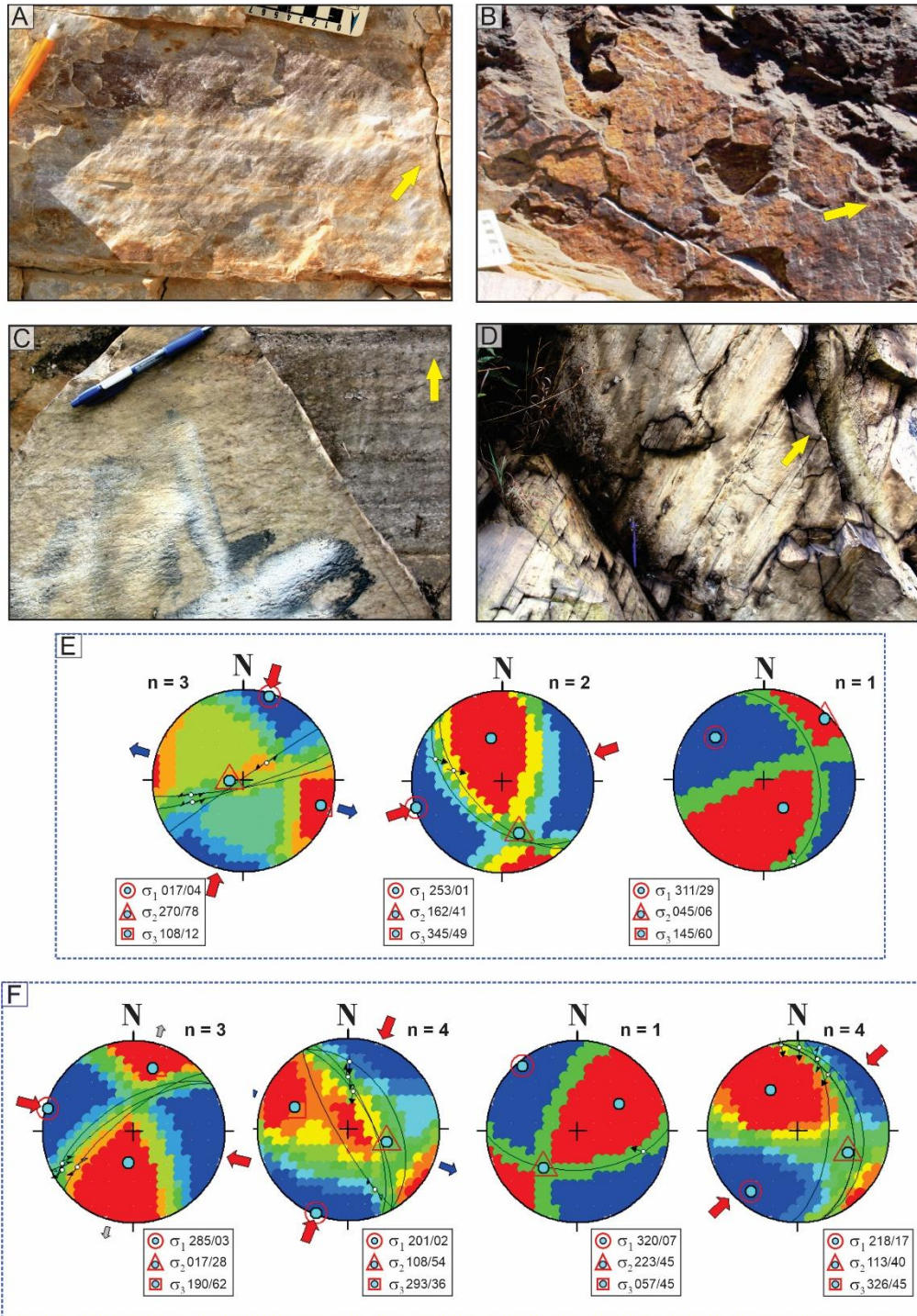


Figure 11. A - Sinistral Oblique Reverse Fault (N72E/84SE) showing oblique slickenlines with a top-to-ENE movement in a quarry in São Tomé das Letras. B - Sinistral Oblique Reverse Fault (N14W/40NE) with a medium dip angle and well-marked slickenlines and steps. C - Reverse fault N56E/63NW with N23W/61 striations (indicated by the yellow arrow) superimposed by dexterous strike-slip fault N54E/62NW with directional striations (blue pen). The observed plane is the hanging wall. D - Reactivated surface (hanging wall) in a Dextral Oblique Reverse Fault (N28W/68NE), with a medium to high dip angle and oblique slickenlines on the reactivated plane. E - Sinistral Oblique Reverse Fault families (NE-SW, NW-SE, and N-S), with their respective compressional stress tensors. F - Right dihedral diagram of Dextral Oblique Reverse Fault families (NE-SW, N-S, and E-W). The yellow arrows indicate the displacement of the lower block.

4.6.3 Transtension systems

Another mapped system corresponds to the strike-slip faults with a normal component, i.e., in a transtensional system (Fig. 12). Among the fault families, the predominant one is the dextral strike-slip fault in the NE-SW direction (N50E), which stands out over the others, including the sinistral type. This family is characterized by planes with medium to steep dip angles, well-marked slickensides, slicklines, and small centimeter-scale ridges (Fig. 12A). Dextral strike-slip faults, approximately E-W (N78E/88SE), show a steep dip angle and well-marked slickensides on a surface filled with clay minerals (Fig. 12B). Few orientations of dextral N-S faults were obtained, as well as those with sinistral kinematics, but these are present structures that should be classified within a brittle tectonic regime. For the sinistral strike-slip fault families, the NW-SE direction shows two families. The NNE family, with an orientation of N12E, has a medium dip angle, tiny ridges, and well-marked slicklines (Fig. 10C).

The other family, with an orientation of N40W, has a medium to steep dip angle and represents metric and continuous surfaces (Fig. 12D). The N-S sinistral faults also appear to be continuous, with a metric scale, distributed in specific zones, as shown in Fig. 10E. These surfaces have a steep dip angle and are heavily oxidized, which makes it difficult to observe kinematic indicators for fault type characterization. The NE-SW sinistral faults have a steep dip angle, well-marked slickensides, but with an orientation around N55E. These faults cut fractures approximately N-S, as seen in Figure 12F.

The diagrams of right dihedrals, created for the dextral and sinistral transtensional strike-slip fault families, reveal nine distinct families. Among them, the family with an approximate orientation of N50E stands out, followed, in secondary importance, by the directions ENE-WSW, NW-SE, and N30E.

A relevant aspect to highlight is the overlap of slickensides in quartzite, observed on the same plane, as illustrated in Fig. 12A. On this surface, oriented N54E, striations (slickenlines) from reverse faults, presumably the oldest, are recorded, followed by slickensides from the dextral strike-slip fault, and finally, evidence of normal faulting, representing the most recent event.

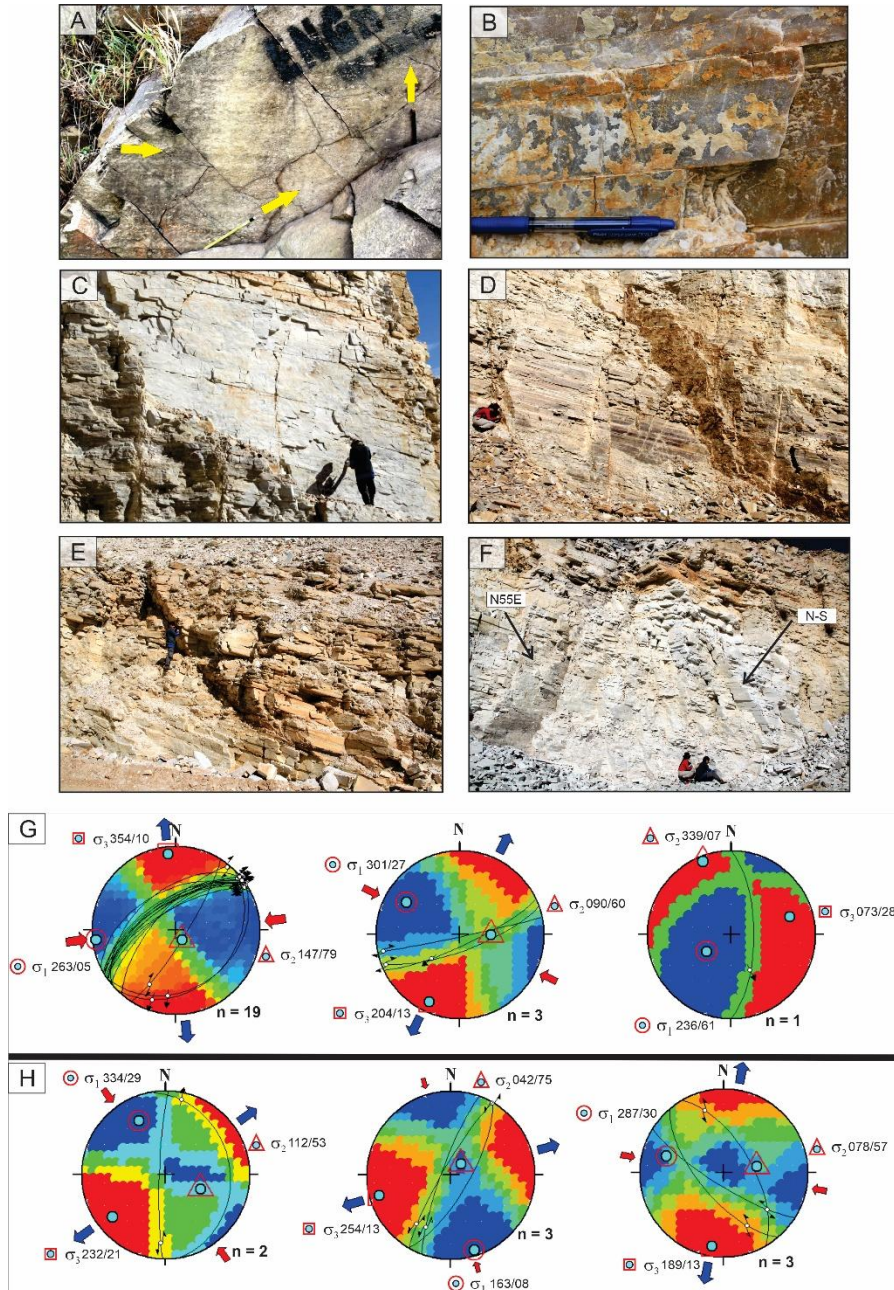


Figure 12. A. Dextral strike-slip fault surface N54E/62NW with slickenlines N52E/04 and slickenlines from reverse faults (N23W/61) and reverse faults with dextral obliquity (S65W/15). B. Dextral strike-slip fault N78E/88SE with clay mineral slickenlines. C. Sinistral strike-slip fault N12E/87NW. D. Sinistral strike-slip faults (N10E/88NW) cutting a small array of N60E normal faults (central part of the photo). E. Curviplanar sinistral strike-slip fault N02E/84NW. F. Sinistral strike-slip faults (N55E/88SW) cutting fractures approximately N-S (left). G. Right dihedral diagrams for dextral and sinistral strike-slip fault families. H. Highlight of the ~N50E dextral strike-slip fault population

4.6.4 Normal Faults

Regarding normal faults, seven families were observed (NE-SW, N-S, NW-SE, and WNW-ESE). In general, these faults are mostly planar with a medium dip angle, with a few exceptions, showing well-marked steps and striations that form slickensides and down-dip slickenlines. Only families with a WNW-ENE direction display oblique slickelines. Normal faults with a NE-SW direction predominate, as noted in an outcrop in the São Domingos mountain, where a normal fault with an N55E orientation, a medium-high dip angle, steps, and quartzite grooves were observed (Fig. 13A). In Fig. 13B, the observed fault, in a quartzite quarry in São Tomé das Letras (MG), shows another family of NE-SW normal faults (N55E), with a dip to the southeast, but which presents oblique striations on a curvilinear surface.

The N-S families are characterized by low dip angles of around 30 degrees and slight obliquity in the slickensides, as observed in Fig. (13C). At this location, the normal N-S fault, with an N02E/32NW orientation, represents a continuous surface, cutting through NE-SW and NW-SE fractures. NW-SE faults exhibit similar characteristics to NE-SW faults. They are planar and metric, with a medium dip angle and surfaces showing well-marked steps, slickensides, slickenlines, and down-dip rejects of a few centimeters. These are metric surfaces with low-dip tailings, as demonstrated by the normal fault N50W/65SW (Fig. 13D). Specifically, the figure illustrates that this fault cuts through the reverse fault with an orientation of N55E/64NW, shown on the right in the photo. E-W normal fault families are less frequent, but display medium to high dip angle surfaces, typically marked by bumps and grooves with some obliquity. The right dihedral diagrams created for the seven families of normal faults (NE-SW, N-S, NW-SE, and WNW-ESE) highlight the dominance of the NE-SW direction, consistent with the other fault types described above (Fig. 13E).

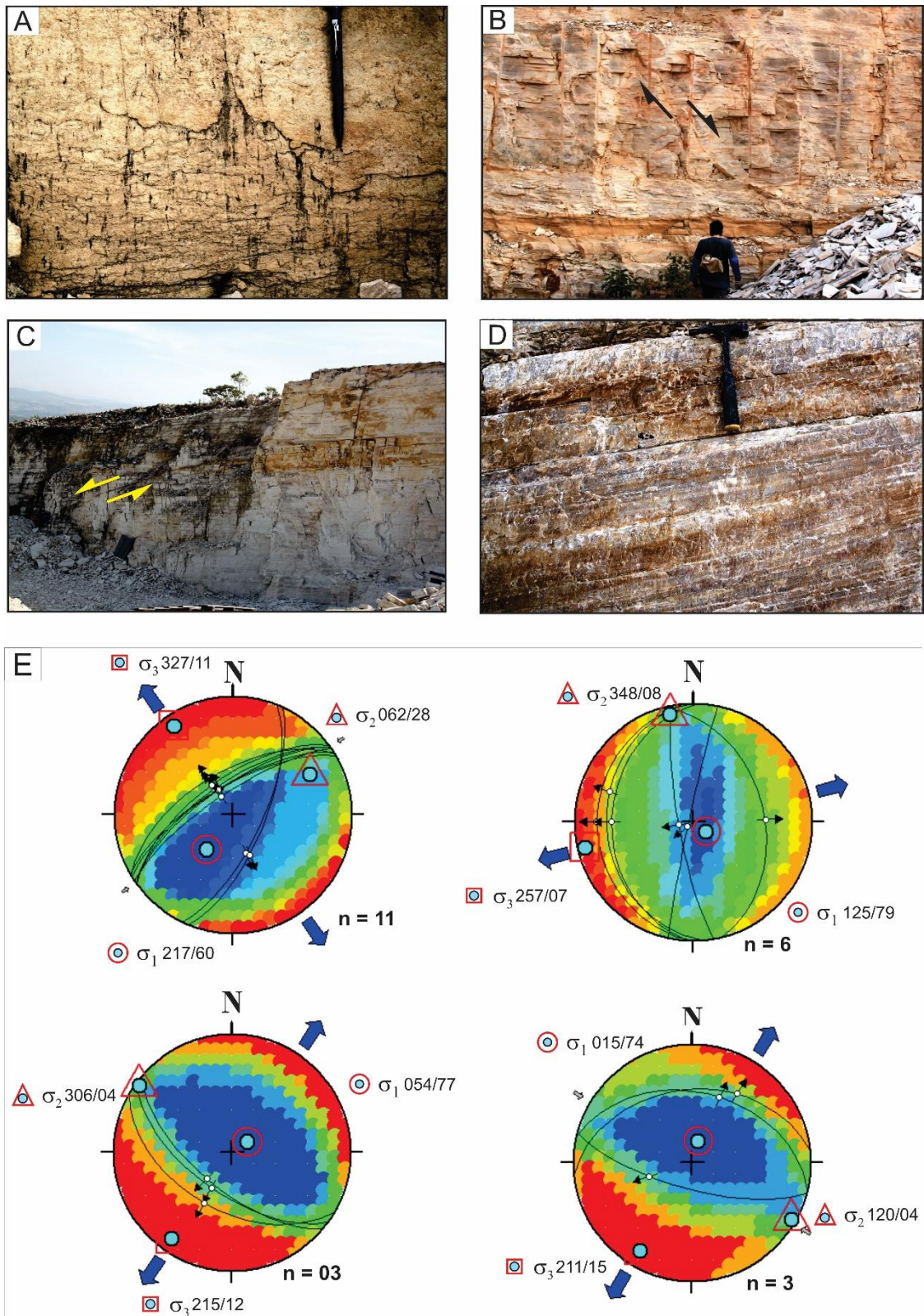


Figura 13. A - Normal fault N55E/70NW at Serra São Domingos, Lambari (MG). B - Oblique-normal fault family (N55E), dipping to the southeast, showing a curvilinear surface at São Tomé das Letras (MG). C - N-S normal fault (N02E/32NW), with a low dip angle. D - Normal fault family (N50W/65SW) in quartzite quarry, cutting through reverse fault. E - Right dihedral diagrams for normal fault families, showing the predominance of the NE-SW direction.

In some places it was possible to observe the relationships between the faults, as shown previously in the previous figure, where the reverse curvilinear fault N55E/64NW (Fig. 8A, B) is cut by the normal fault N50W (Fig. 13C).

Near Lambari (MG), in the São Domingo neighborhood of the São Domingos mountain, the Caxambu SZ exhibits ductile deformation, with rotated feldspar and/or quartz grains, along with muscovite and sericite. This is highlighted by an S-folded mylonitic foliation with dextral kinematics, in contact with quartzite layers oriented N50E/70NW. On this surface, right-lateral strike-slip faults with the same orientation are observed, overlaid by reactivated normal faults with the same orientation (Fig. 14A). It is important to note that orientations approximately N50E represent the same direction for reverse, reverse-dextral, dextral (with a normal component), and normal faults.

This reactivation character was noted in the roadcut on the Vital Brasil highway (BR-267) in Lambari (MG/Brazil), shown in Fig. 14B. The subvertical fractures in quartzite, dipping northwest, display three distinct kinematic indicators, from the oldest to the newest: reverse faults, dextral strike-slip faults, and normal faults, all with an orientation of N56E. The smaller fractures, cutting through the subvertical ones, are also reverse faults dipping to the northeast, along with families of normal faults.

In the Verde River, at a location called 'Garganta do Rio Verde,' Jurumirim, outcrops of fractured quartzite layers can be found. In this area, there is an association of reverse faults with dextral and sinistral strike-slip faults, as well as normal faults (Fig. 15). In this case, N15W normal faults show older slickensides from sinistral strike-slip faults. This reactivation plane cuts through subvertical NE-SW strike-slip faults.

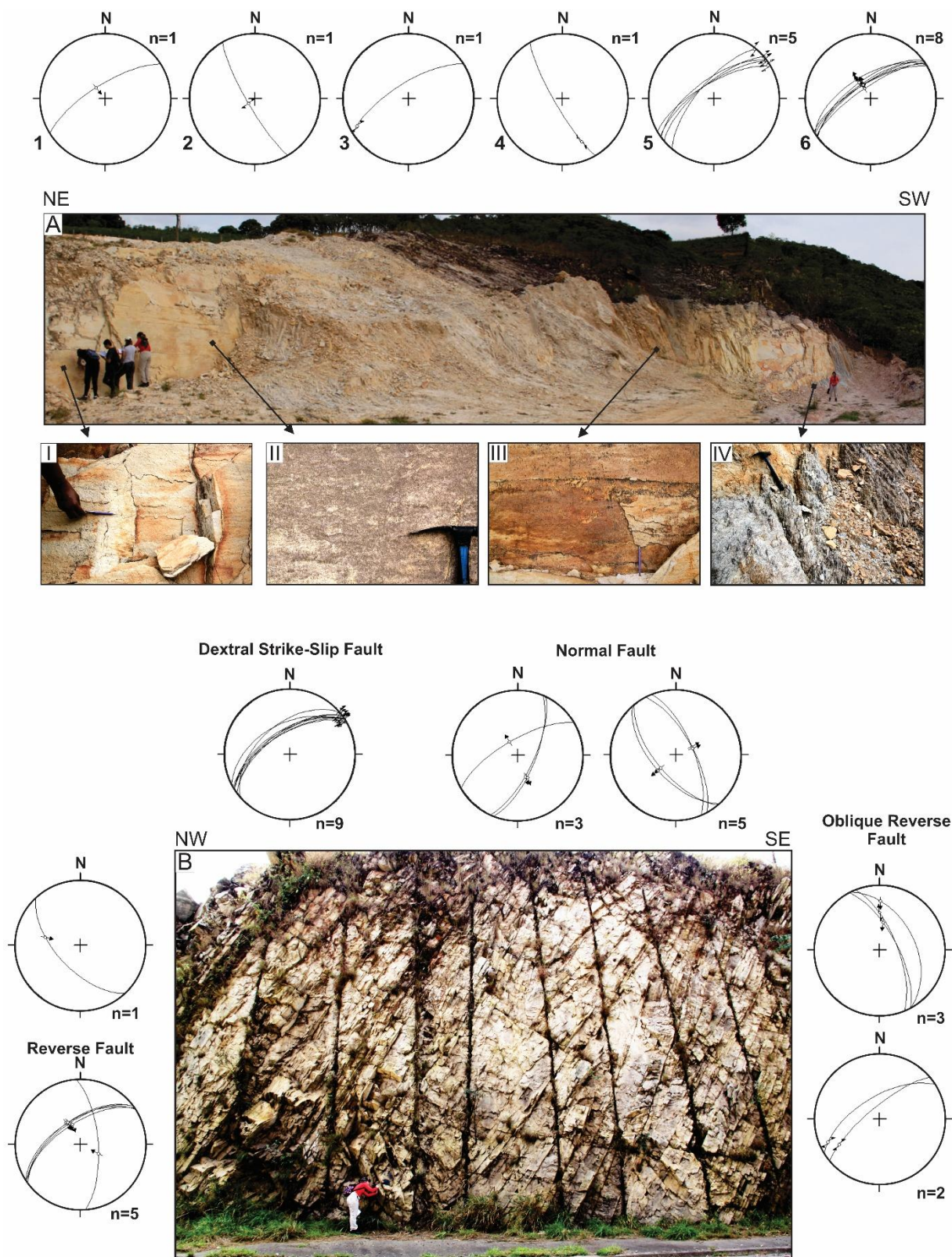
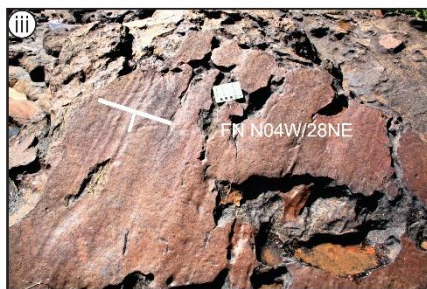
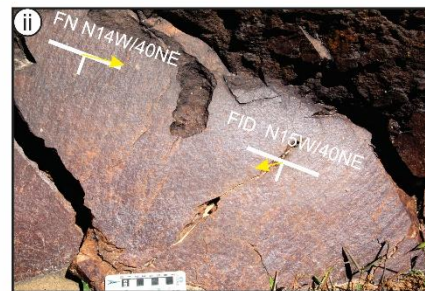
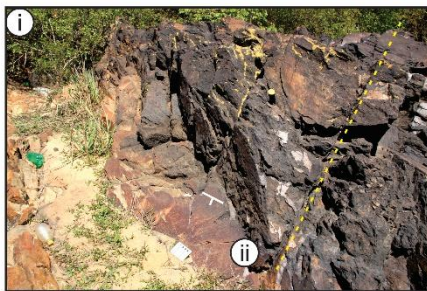
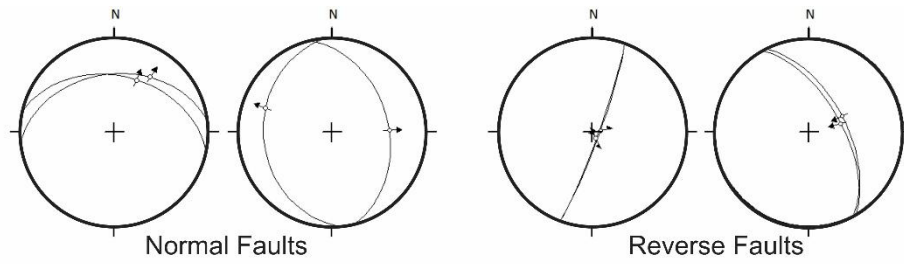


Figura 14. A - Outcrop near Lambari of the Caxambu SZ (detail IV), in contact with quartzite, showing reactivations of dextral strike-slip faults (I), reverse faults (II), and normal faults (III) on the same plane. B - Subvertical planes of the NE-SW reverse, strike-slip, and normal faults in outcrop on the BR-267 highway (Lambari area). The smaller fractures, dipping to the southeast, are reactivated normal faults from reverse faults.



Dextral Strike-Slip Faults

Sinistral Strike-Slip Faults

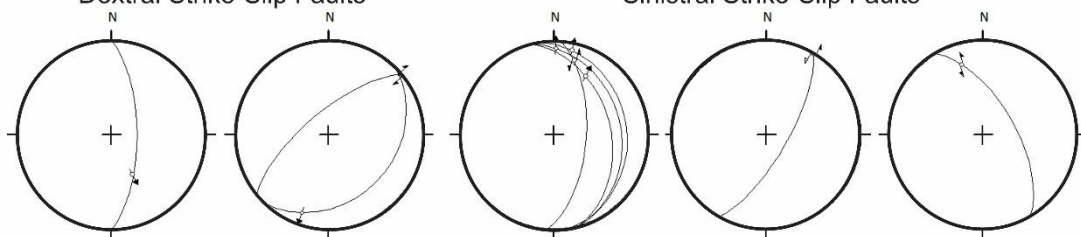


Figura 15. A - Reverse faults with dextral obliquity (N15W) reactivated as normal, on the banks of the Verde River. The normal faults cut NE-SW strike-slip faults. The numbers refer to the images below: i and ii - slickenlines of dextral and normal strike-slip faults; iii - slickenline of normal fault (N14W/40NE); iv - reverse fault (N30E) cut by reverse faults with sinistral obliquity

4.7 Determination of deformational events

Five deformational events are suggested, as shown in Figure 16, based on the analysis of the field data collected (Fig. 17). The first event corresponds to a pure compressional system, responsible for generating reverse faults oriented NE-SW, NNE-SSW, and N-S, with dips both to the southeast and northwest. The maximum horizontal compression axis (SHmax) is oriented NW-SE, with an attitude of S51E, while the minimum horizontal stress axis (SHmin) follows a NE-SW orientation, with an attitude of S48W.

The second NE-SW sinistral transpressive event is characterized by the formation of NW-SE reverse faults, as well as N50-60E sinistral-reverse faults acting as R fractures, N15W reverse-dextral faults corresponding to X fractures, and E-W sinistral-reverse faults representing Y or D fractures, according to the Riedel shear model. This event is associated with a maximum horizontal stress axis (SHmax) oriented N32E and a minimum horizontal stress axis (SHmin) with an attitude of S57E.

The third transpressive event, also sinistral, is characterized by SHmax with an E-W orientation and SHmin in the N-S direction. This stress regime generated a conjugate pair of sinistral and dextral faults, oriented N55W and N65W, which correspond to R and R' fractures, respectively, along with N-S reverse faults. The fourth event is characterized by two sets of normal faults: one with a N20E orientation dipping southeast and another with a N50E orientation dipping northwest. This tectonic event marks the end of the compressional and/or transpressional regime, initiating an extensional phase that overprinted all previous faults. The stress field analysis indicates a maximum horizontal stress (SHmax) oriented NE-SW with an attitude of S37W, while the minimum horizontal stress (SHmin) is NW-SE with a N33W direction. The fifth event corresponds to a dextral strike-slip regime, with SHmax oriented WNW-ESSE, axis approximately N80W, while SHmin is oriented N-S (N10E). The diagram in Fig. 16 shows, for this event, a composition with sigma 1 close to the center of the diagram

(subvertical), due to the adjustment of the diagram to the population of normal faults that are more abundant. However, the adjustment for the strike-slip system positions the sigma 1 and 3 axes horizontally in the WNW-ESE and NNE-SSW positions.

It was observed that the NE-SW normal faults formed in the previous extensional event were later reactivated as dextral strike-slip faults. This system includes N50E dextral strike-slip faults, likely corresponding to the R fractures in the Riedel shear model, and N70W faults representing the R' fractures. Additionally, faults oriented approximately N-S are interpreted as X fractures, while those with an N80E orientation correspond to T fractures. This event is marked by NW-SE normal faults that overprint the normal faults from the preceding extensional phase, as well as the earlier reverse and transpres

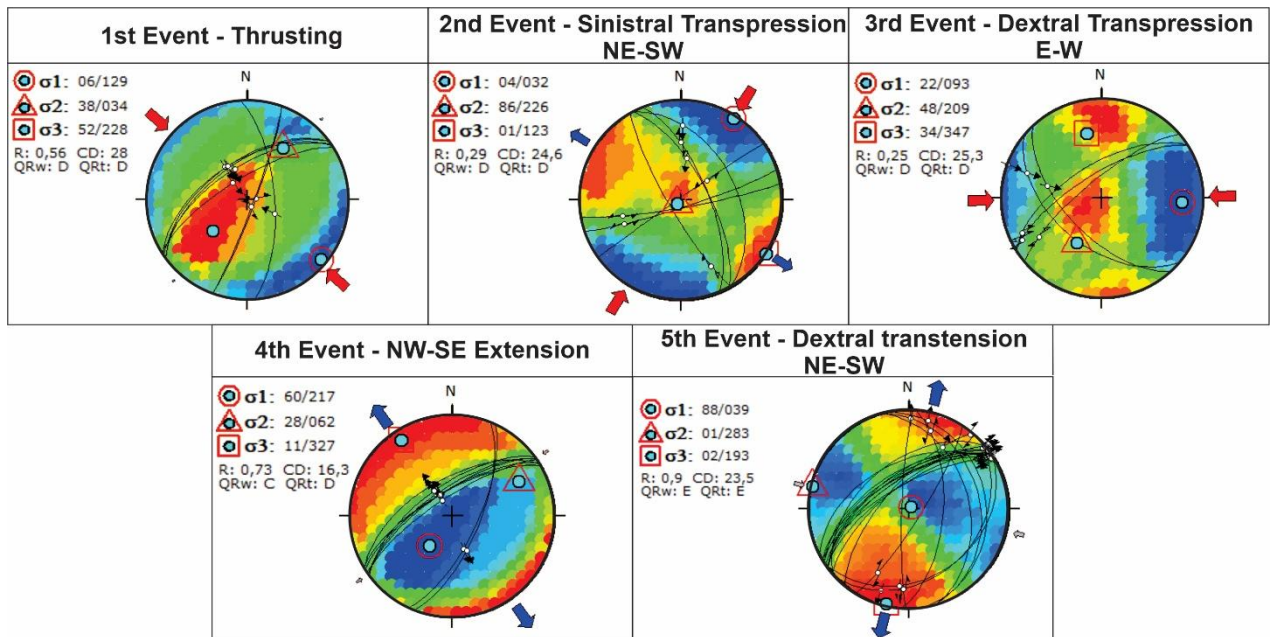


Figure 16. Determination of five successive deformation events in the study area: NW-SE thrust (a), NE-SW sinistral transpression (b), E-W dextral transpression (c), NW-SE extension (d) and NE-SW dextral transtension.

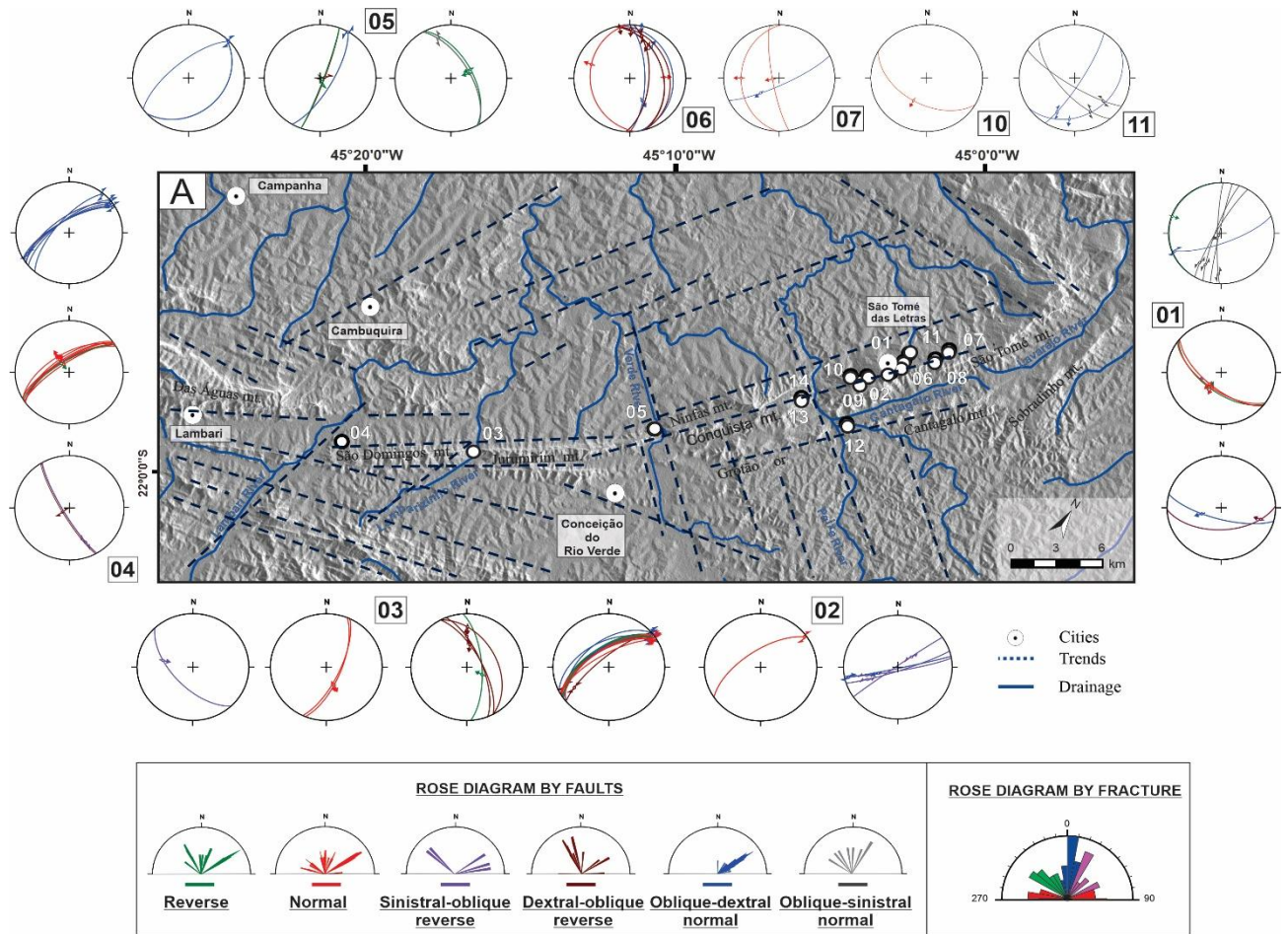


Figure 17. Map of major faults representing the newest event and the mapped locations. The stereograms represent the fault populations observed at each point. Rose diagram show the main orientations of the structures.

5. Discussion

5.1 Discussion of deformational events

The NW-SE thrust event, described by Trouw et al. (2000, 2007), Peternel et al. (2005), and Paciullo (1997) as of Neoproterozoic origin, has been analyzed as a progressive event related to the deformation of the Caxambu SZ. The orientations of the mapped reverse faults coincide only in direction with this NE-SW shear zone. However, the stress axes do not correspond to the reverse system that dominated deformation in the Neoproterozoic, as observed in Trouw et al. (2000). In Trouw et al. (2007), the authors mention the existence of faults in the area covered by the Caxambu SZ, probably referring to Cenozoic manifestations. What draws our attention is the absence of reverse faults in the Cenozoic deformation models prior to the formation of the basins of the Cenozoic rift system (Riccomini, 1989, 1995; Riccomini et al., 2004; Silva, Melo, 2011; Aquaroli, 2017). In our view, a reverse system in the Pleistocene is not possible, as these faults are the oldest and have been cut by transcurrent and normal faults.

The NE-SW sinistral transpressive event, which generated reverse, dextral-reverse and sinistral-reverse faults, can be correlated with the Eocretaceous deformation, as described by Jacques et al. (2015) and Strugale et al. (2007) in southern Brazil. These authors mapped transcurrent structures and the reactivation of preexisting faults. Additionally, this event is possibly associated with the uplift of the Lages Dome, as evidenced by the deformation of alkaline rocks and the accommodation of dikes along T fractures, according to the Riedel model.

In this article, an E-W dextral transpressive arrangement was also identified, referred to here as the third event, which has not been previously described in the literature. This subsequent event was primarily recognized through the crosscutting relationships between structures and the observation of two sets of striations—one indicating reverse movement and

the other dextral-reverse—on the same fault plane. It is likely that the antithetic Riedel faults in this event were reactivated from the NE-SW reverse faults of the first deformational event. The deformation corresponding to the extensional tectonic event, characterized by normal faults, is associated with the system that generated the rift basins in southeastern Brazil (Almeida, 1976; Riccomini, 1989, 1995; Riccomini et al., 2004; Zalán et al., 2005), marked by normal faults with a NW-SE extension axis.

The most recent deformational event is represented by a WNW-ENE dextral strike-slip system, which reactivated the NE-SW normal faults of the previous event as dextral strike-slip faults in a process of tectonic reactivation of the Caxambu Shear Zone. Normal faults, oriented NW-SE, are well-marked structures and cut the faults previously formed in the region. These structures were also described by Santos et al. (2023), Aquaroli (2017), Silva, Mello (2011) and Riccomini (1989) as a Pleistocene event. Since this event is more recent than the extensional phase of the Paleogene, it is believed to date from the Neogene.

Two characteristics of the mapped tectonic systems stand out to us. First, a successive process of fault reactivation is observed, including the mapping of fault surfaces that exhibit two or more slickensides, indicating the reuse of the same structure for different faulting types. It was noted that the most frequent fractures have a N50E orientation, the same observed in reverse, transcurrent, and normal faults. This orientation corresponds to the Caxambu SZ, and these structures were mapped on fault planes within quartzite layers. Therefore, successive episodes of tectonic reactivation of a brittle nature have affected this Neoproterozoic tectonic structure since the Cretaceous, extending into the Cenozoic.

Another equally relevant issue is the rotation of the stress axes. A process of clockwise rotation is observed in the shortening tensor of compressive events, with an average rotation of approximately 60 degrees. In the case of extensional and transcurrent events, the rotation of the maximum extension tensor (σ_3) ranged from 25 to 30 degrees.

5.2 Drainage Relief Discussion

The Caxambu SZ is characterized by a prominent positive relief feature, represented by a quartzite ridge extending from Lambari to the vicinity of São Tomé das Letras, with a northwestward dip. This morphostructural feature exerts a significant influence on the regional drainage network. Marques Neto (2012), Garcia et al. (2024), among others, have documented the morphostructural control exerted by quartzite ridges, as evidenced by drainage patterns and anomalies, particularly within the Verde River watershed. This can be particularly seen where trellis patterns run in the same direction as the ancient Precambrian structures (NE–SW), and the parallel pattern seems to align with more recent Cenozoic structures (NW–SE), such as NW–SE-oriented dextral and normal faults that occur in this region.

The observed anomalous trellis and parallel drainage patterns are intrinsically associated with this landform and are, therefore, structurally controlled by NE–SW to ENE–WSW lineaments. Numerous knickpoints follow these ridges and are conditioned by reactivated faults linked to thrust, transpressional, strike-slip, and extensional events that occurred successively. These knickpoints are represented by waterfalls such as Eubiose, Veu da Noiva, and Antares. The presence of rectangular anomalies, bends, and abrupt directional changes in river courses serves as an indication of structural influence, facilitating the crossing of the morphostructural alignment towards the northwest. Such anomalies are particularly evident in the Verde, Lambari, Lambarizinho, Lavaredo, and Peixe rivers (Fig. 2), which appear to be controlled by the proposed structural lineaments (Fig. 4). The Verde River gorge, for instance, exhibits a pronounced fluvial incision process, characterized by channel entrenchment through the quartzite ridge, thereby establishing a connection with the lower course of the watershed. These junctions are invariably controlled by NW–SE rectilinear segments, which integrate distinct branches of well-developed drainages both upstream and downstream of the quartzite ridge.

An analysis of the terrain slope indicates that the Verde River watershed exhibits a

northwestward flow characteristic of a consequent river, whereas the parallel and trellis drainage patterns are likely associated with subsequent rivers structurally controlled by the Caxambu SZ. The knickpoints and drainage divides also reflect northwestward migration. These patterns are aligned with the older thrust faults and the more recent dextral and normal Cenozoic faults that have likely resulted from successive reactivations of the shear zone. In this proposed evolutionary model, the Verde River watershed was originally compartmentalized into two distinct sectors, separated by the relief alignment. Over time, these sectors evolved into a unified watershed through erosional processes acting upon the quartzite ridge in a northwestward direction, potentially facilitated by drainage capture. This correlation is evidenced in the dissected valleys of the rivers observed in the swath profile, as well as in the ksn and Chi index data, which collectively indicate a relatively mature watershed (Harbor et al., 2005; Kirby, Whipple, 2012; Perron, Royden, 2013; Pérez-Peña et al., 2017; Forte, Whipple, 2018).

Furthermore, ongoing erosion and drainage adjustments in proximity to the quartzite relief of the regional mountain ranges reinforce the presence of an active landscape, as demonstrated by the Chi-plot, which highlights knickpoints of tectonic origin aligned parallel to the relief. Given that these knickpoints do not correspond to the same topographic level, they are likely associated with tectonically controlled alignments of knickpoints (Burbank, Anderson, 2011; Kirby, Whipple, 2012; Perron, Royden, 2013), emphasizing the influence of tectonic activity on the development of the basin and its drainage adjustment. Many of these knickpoints appear to be conditioned by the structural lineaments proposed in this study (Fig. 17).

The knickpoints exhibit a well-organized spatial distribution within the study area, aligning with the rectangular drainage anomalies observed in the Lavaredo, Lambari, and Lambarizinho rivers, as well as with the central portion of the Caxambu SZ, where they

manifest as waterfalls and rapids. Geomorphic indicators suggest that these knickpoints are of tectonic origin, likely influenced by fault systems oriented according to the Caxambu SZ (NE–SW to ENE–WSW). These ruptures may have originated from thrust and transpressional faults and, during the latest tectonic event, dextral strike-slip and normal faults. Knickpoints identified in regions with drainage anomalies near channel junctions, such as in the vicinity of the Lambarizinho River, are likely associated with NW–SE normal faults of the more recent tectonic system. In the specific case of the Verde River gorge (Fig. 17, point 05), the channel's orientation in this sector corresponds to the orientations of normal faults, which also align with the orientations of lineaments 11 and 12. Similarly, in the Peixe River region, the river's direction coincides with the orientation of normal faults, which likely facilitated its north-northwestward migration. Conversely, the Cantagalo River, which follows a NE–SW orientation coinciding with that of the Caxambu SZ, appears to be structurally controlled by N50E fractures and transcurrent faults. These structural controls correspond to the lineaments associated with the São Tomé das Letras (lineament 6) and the Grotão or Cantagalo (lineament 7) mountains.

There is no doubt that the quartzite relief constitutes a structural divide between the upstream and downstream channels of the Verde River watershed. This feature functioned as a zone of reverse faulting and transpressive deformation, subsequently reactivated during the Cenozoic as dextral transcurrent faults. The anomalies observed in the drainage network are conditioned by this ancient tectonic structure, which has undergone successive reactivations over time. However, the erosional processes that shaped the present configuration of the Verde River watershed were intensified following the establishment of NW–SE and N–S normal faults, which facilitated hydrological connectivity and contributed to the current drainage organization.

The metrics derived from the Chi and Gilbert parameters indicate relative stability in the

sectors where the Lambari and Lambarizinho rivers incise the drainage divide. However, in the segment where the Verde River crosses this divide, Gilbert's metrics suggest present-day stability, whereas the Chi parameter indicates a potential future northwestward migration of the drainage divide. In contrast, the Peixe River region exhibits a reverse trend, where Gilbert's metrics suggest that the divide is already undergoing northwestward displacement, approaching a state of equilibrium, as corroborated by the Chi parameter. Consequently, the analysis supports a potential northwestward migration of the drainage divide, aligning with the predominant direction of the drainage network within the Verde River watershed.

6. Conclusions

The Cenozoic reactivations, characterized by normal NE-SW, NW-SE, and ENE-WSW dextral faults, exert a fundamental control over the Verde River watershed and the morphological configuration of the region. This influence is particularly evident in the alignment of the principal drainage channels with the observed structural lineaments and mapped faults. The presence of rectangular drainage anomalies indicates structural adjustments in the drainage network, manifesting as abrupt deflections, waterfall formation, and rapids. The drainage map illustrates a predominant northwestward flow direction of the channels, corresponding to the migration of the drainage divide in the same direction. This divide is delineated by the principal mountain ranges in the region, which share the same structural orientation. Furthermore, the spatial distribution of knickpoints underscores the tectonic control, as evidenced by prominent breaks in the relief that align with the primary structural framework and the mapped lineaments.

The watershed exhibits a complex history of successive deformational events, marked by sequential reactivations evidenced by fault planes with multiple orientations of slickenlines, attesting to the recurrence of these tectonic reactivation processes. These reactivations are further reinforced by successive deformational events, with the first event trending NW-SE (SHmax – S51E and SHmin – S48W), likely associated with the formation of the Caxambu Shear Zone, an inherited Neoproterozoic structure. Consequently, subsequent events indicate successive processes of tectonic reactivation, possibly since the Cretaceous, such as compression and/or transpression and extension, as demonstrated in the second transpressive NE-SW event (SHmax – N32E and SHmin – S57E), the third transpressive E-W event (SHmax – E-W and SHmin – N-S), and the NE-SW extensional event (SHmax – S37W and SHmin – N33W), in which some mapped faults appear as reactivations of earlier events. During the Cenozoic, this tectonic feature was reactivated as dextral or sinistral strike-slip faults

(transtension) in the fifth deformational event (SHmax – N80W and SHmin – N10E), but also as normal faults that control the orientation of the main channels, resulting in the current geomorphological configuration of the Verde River watershed as observed today. This process illustrates the influence of tectonics on the evolution of the relief dynamics and drainage network, shaping the region's landscape.

7. Acknowledgments

The authors acknowledge financial support from the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES), the Brazilian National Research Council (CNPq), and the Graduate Program in Geological Modeling and Evolution – PPGMEG-UFRRJ. The authors also thank Júlia Melo for her assistance with data collection during fieldwork.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui Y., Carneiro C.D.R. Lineamento de além paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47:575, 1975.
- Almeida, F.F.M. The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, v.48, 1976.
- Almeida, F. F. M.; cCarneiro, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 135-150, 1998.
- Almeida, J.C.H. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 190p. 2000.
- Angelier, J. Fault slip and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). . HANCOCK, P.L. ed. *Continental deformation*. New York: Pergamon Press, 1994. London: [s.n.]. p. 53–100.
- Angelier, J.; Melcher, P. Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p.1309-1318, 1977. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>.
- Aquaroli, L.H.S. 2017. Tectônica pós-mesozoica na região de Laguna, litoral de Santa Catarina. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 140p. 2017.
- Bezerra, F.H.R.; Rossetti, D.F.; Oliveira, R.G.; Medeiros, W.E.; Neves, B.B.B.; Balsamo, F.; Góes, A.M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics*, 614, 78–90. 2014. doi:10.1016/j.tecto.2013.12.021.
- Burbank, D.W.; Anderson, R.S. 2011. *Tectonic Geomorphology*. Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444345063>.
- Campanha, G.A.C. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 11(3):159-171.
- Crosby, B. T.; Whipple, K. X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, v. 82, n. 1-2, p. 16-38.
- Delvaux, D.; Sperner, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society London, 212, 75–100, 2003.
- Elitez, İ. & Yaltirak, C. 1927. Tectonic geomorphology of the south-eastern section of the Burdur-Fethiye Shear Zone, Western Taurides: morphotectonic framework of the Eşen Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 503-529, 2024. DOI: 10.55730/1300-0985.1927.

Fontainha, M.V.F.; Trouw, R.A.J.; Dantas, E.L.; Polo, H.J.O.; Serafim, I.C.C.O.; Furtado, P.C.; Negrão, André.P. Reactivated shear zones: A case study in a tectonic superposition zone between the Southern Brasília and Ribeira orogens, southeastern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*. 2021. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103537>.

Forte, A.M.; Whipple, K.X. Short communication: the Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, 7, 87– 95. 2018. Available from: <https://doi.org/10.5194/esurf-2018-57>

Fossen, H; Cavalcante, G.C.G. 2017. Shear zones—a review. *Earth-Sci Rev* 171:434–455.

Fossen, h. *Geologia estrutural*. Tradução de Fábio R. D. de Andrade. 2. ed. atual. e ampl. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 600 p. ISBN 978-85-7975-283-4.

Forte, A.M.; Whipple, K.X. Short communication: the Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, 7, 87– 95. 2018. Available from: <https://doi.org/10.5194/esurf-2018-57>

Forte, A.M.; Whipple, K.X. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, v. 7, n. 1, p. 87–95, 2019.

Garcia, L.R.; Silva, C.L.; Porath, F.G.; Santos, J.M. Indicadores geomórficos de tectonismo na bacia do rio Verde (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 51., 2024, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 2024.

Garvue, L. T.; Shaw, J. H.; Cook, A. H.; Huber, P.; Smith, C. S.; Mark, R. K. 2024. What controls early restraining bend growth? Structural, morphometric, and numerical modeling of the southeast California shear zone. *Tectonics*, v. 43, n. 6, p. e2023TC007230. DOI: 10.1029/2023TC007230.

Gilbert, G. 1877. K. Report of the geology of the Henry Mountains. Washington: U.S. Government Printing Office. 160p.

Gontijo-Pascutti, A.; Bezerra, F.H.R.; Terra, E.L.; Almeida, J.C.H. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 522–536. 2010. doi:10.1016/j.jsames.2009.06.007.

Gilbert, G.K., 1877. Geology of the Henry Mountains. USGS Report, Government Printing Office, Washington, D.C.

Harbor, D.; Bacastow, A.; Heath, A., Rogers, J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 28: 23-36. 2005.

Harkin, S. N.; Kirb, Y. E.; Heimsath, A.; Robinson, R.; Reiser, U. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 112, n. 3, p. 1–21, 2007.

Hasui, Y. Neotectônica do Brasil. In: 7º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil/ 1º Simpósio sobre o Terciário do Brasil, 2006, Serra Negra, São Paulo, p. 2, 2006

Heilbron M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 268 pp.

Heilbron M, Duarte B.P., Nogueira J.R. 1998. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, 1: 373-382.

Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, Mohriak W. (eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins America Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*, 115, p. 1-34.

Heilbron M.; Duarte B.; Valladares C.; Nogueira J.R.; Tupinambá M.; Eirado L.G. 2003a. Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). *Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME*, vol. 1, cap. 2, p. 8-50.

Heilbron M.; Pedrosa-Soares A.C.; Campos Neto M.; Silva L.C.; Trouw R.A.J.; Janasi, V.C. 2004. A Província Mantiqueira: In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). *Geologia do continente sulamericano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-234

Holdsworth, R.E.; Butler, C.A.; Roberts, A.M. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of Structural Geology*. 154, 73–78. 1997.

Holdsworth, R.E. Weak faults — Rotten cores. *Science*. 303, 181–182. 2004.

Howard, A.D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 51, 2246-2259. 1967.

Howard, A.D.; Kerby, G. Channel changes in badlands. *Geology Society American Bulletin*, 94, 739–752. 1983. Available from: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94.0.co;2)

Kumaira, Sissa & Guadagnin, Felipe & Candotti, Calvin & Martins, Marx & Júnior, Edgar. 2013. PADRÕES DE DRENAGEM CONTRASTANTES ASSOCIADOS A UMA PORÇÃO DA ZONA DE CISALHAMENTO GUAÇUÍ, NA BACIA DO RIO ITAPEMIRIM, ES.

Jacques, Jacques, P.D.; Machado, R.; Nummer, A.R. Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, Brasil. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 34, n. 3, p.390-401.2015.

Keller, E.A.; Pinter, N. 1996. Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall, Englewood Cliff. Prentice Hall Publishers, Upper Saddle River, NJ, 338.

Keller, E.A; Pinter, N. 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape Prentice Hall, New Jersey. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 362p.

Kirby, E.; Whipple, K.X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54–75. 2012. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>

Machado, R.; Endo, I. 1993a. A megaestrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. Atas, 208-213.

Machado, R.; Endo, I. 1993b. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. In: SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. Atas, 189-191. (Boletim 12)

Marques Neto, R. Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil. 430p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

Marques Neto, R. O fenômeno cárstico em São Tomé das Letras (MG) e a mineração: evolução e degradação de cavernas em quartzito. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 13, n. 4, p.493-511. 2012.

Marques, N. R. 2020. Intensidade Da Atividade Tectônica E Sua Espacialidade Na Bacia Do Rio Verde, Sul De Minas Gerais: Contribuições Para A Regionalização Da Tectônica Pós-Miocênica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 21, n. 3, p.493-511.

Miranda, T.S.; Neves, S.P.; Celestino, M.A.L.; Roberts, N.M.W. Structural evolution of the Cruzeiro do Nordeste shear zone (NE Brazil): Brasiliano- Pan-African- ductile-to-brittle transition and Cretaceous brittle reactivation. *Journal of Structural Geology*. Cretaceous brittle reactivation. *Journal of Structural Geology*, v. 141, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104203>.

Mudd, M.S.; Clubb, F.J.; Gailleton, B.; Hurst, M.D. How concave are river channels. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 505–523. 2018. Available from: <https://doi.org/10.5194/esurf-6-505-2018>

Ouchi, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. 96, 504-515. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)962.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)962.0.CO;2)

Paciullo F.V.P. 1997. A Sequência Depositional Andrelândia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1997, 245p.

Paciullo, F.V.P.; Trouw, R.A.J.; E.; Ribeiro, A. 2003. Geologia da Folha Andrelândia. In: Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A. J.; Heilbron, M. (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, Projeto Sul de Minas, 1:84-120.

Peifer, D.; Cremon, É. H.; Alves, F. C. 2020. Ferramentas Modernas Para A Extração De Métricas De Gradientes Fluviais A Partir De Mdes: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 21, n. 1, p.117-138.

Pérez-Peña, J.V.; Al-Awabdeh, M.; Azañón, J.M.; Galve, J.P.; Booth-Rea, G.; Notti, D. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150. 2017.

doi:10.1016/j.cageo.2016.08.008

Perron, J.T.; Royden, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6), 570–576. (2013). <https://doi.org/10.1002/esp.3302>

Petit, J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597–608. 1997.

Peternel, R.; Trouw, R.A.J.; Schmitt, R. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(3):297-310. 2005.

Phillips L.F.; Schumm, S.A. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, v. 15, p. 813-6. 1987.

Piette-Lauzière, N.; Larson, K.P.; Kellett, D.A.; Rogers, N.; Powell J. Late Devonian shear-zone reactivation in the Canadian Appalachian orogen. Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C. and Lin, S. (eds) 2024. *Supercontinents, Orogenesis and Magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 542, 287–314. 2023.

Piette-Lauzière, N.; Larson, K.P.; Kellett, D.A.; Rogers, N.; Powell J. 2023. Late Devonian shear-zone reactivation in the Canadian Appalachian orogen. Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C. and Lin, S. (eds) 2024. *Supercontinents, Orogenesis and Magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 542, 287–314.

Pirrotta, C.; Parrino, N.; Pepe, F.; Tansi, C.; Monaco, C. 2022. Geomorphological and Morphometric Analyses of the Catanzaro Trough (Central Calabrian Arc, Southern Italy): Seismotectonic Implications. *Geosciences*, v. 12, n. 9, p. 324. DOI: [10.3390/geosciences12090324](https://doi.org/10.3390/geosciences12090324).

Riccomini, C. 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. Tese de doutorado em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

Riccomini, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pos-gondânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. IG(USP), 1995.

Riccomini Riccomini C.; Sant'anna L.G.; Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.

Riccomini, C. 2008. Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33, 2008, Oslo. Abstracts. IUGS.

Salamuni, E., Silva, C.L., Nascimento, E.R., Santos, J.M., Peyerl, W.L. & Gimenez, V.B. 2021. Morphometric and structural diagnosis of fault reactivation in the Cenozoic: a case study of the Blumenau-Soledade lineament in southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 51(3), e20200080. Available from: <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200080>

Salomon, E.; Koehn, D.; Passchier, C., Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting, *Tectonics*, 34. 2015. doi:10.1002/2014TC003728.

Santos, J.M.; Salamuni, E.; Val, P.F.A.; Silva, C.L.; Morales, N.; Souza, I.A.; Sanches, E. Cenozoic tectonic reactivation and its implications for landscape transience in southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2023, p. 1-21. <https://doi.org/10.1002/esp.5670>

Santos, T. B.; Mancini, F.; Rostirolla, S. P.; Barros, C. E. M.; Salamuni, E. 2011. Registro da deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 1, p. 95-107, mar. 2011. Disponível em: <www.sbgeo.org.br>. Acesso em: [data de acesso].

Santos, J. M.; Salamuni, E.; Val, P.; Silva, C. L.; Morales, N.; Souza, I. A.; Sanches, E. 2023. Cenozoic tectonic reactivation and its implications for landscape transience in southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 2023, p. 1-21. <https://doi.org/10.1002/esp.5670>

Schumm, S.A.; Dumont, J.F.; Holbrook, J.M. Active tectonics and alluvial rivers. New York: Cambridge University Press, pp. 280–292. 2000.

Schwanghart, W.; Scherler, D. TopoToolbox 2—MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7. 2014. Available from: <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>

Schwanghart, W.; Scherler, D. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 821–839. 2017. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>

Schumm, S. A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics, studies in geophysics, National Academy Press, p. 80-94.

Schumm, S.A.; Dumont, J.F.; Holbrook, J.M. 2000. Active tectonics and alluvial rivers. New York: Cambridge University Press, pp. 280–292.

Schwanghart, W.; Scherler, D. 2014. TopoToolbox 2—MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7. Available from: <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>

Schwanghart, W., & Scherler, D. (2017). Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 821–839. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>

Schwanghart, W. 2022. TopoToolbox 2—MATLAB-based software for Calculating the transverse topographic symmetry (T-) fator, p. 1.

Semenov, I.; F Weinberg, R.; Taylor, R.J.M.; Jourdan, F. 2019. Prolonged movement on a > 10-km-wide thrust during early Paleozoic Orogens in the Gondwana margin of NW Argentina. *Tectonics* 38, 3210–3236.

Silva, T.P.; Mello, C.L. Reativações neotectônicas na zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). *Geologia USP. Série Científica*, 11(1), 95-111. 2011. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000100006>.

Siqueira, M. T.; Pacheco, N. S.; Lima, S. M. A.; ROBERTS, N. M. W. 2020. Structural evolution of the Cruzeiro do Nordeste shear zone (NE Brazil): Brasiliano-Pan-African- ductile-to-brittle transition and Cretaceous brittle reactivation. *Journal of Structural Geology*, 104203. doi:10.1016/j.jsg.2020.104203

Snyder, N.P. et al. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, Northern California. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 112, n. 8, p. 1250–1263, 2000.

Snyder, N.P.; Whipple, K.X.; Tucker, G. E.; Merrit S.D.J. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, v. 53, n. 1–2, p. 97–127, 2003.

Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Portela Filho, C.V.; Ferreira, F.J.F.; Freitas, R.C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24: 203-227. 2007.

Telbisz, T.; Kovács, G.; Székely, B. E Szabó, J. 2013. Topographic swath profile analysis: A generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 57(4), p.485-513.

Trost, G.; Robl, J.; Hergarten, S.; Neubauer, F. 2020. The destiny of orogen-parallel streams in the Eastern Alps: the Salzach–Enns drainage system. *Earth Surface Dynamics*, v. 8, n. 1, p. 69–85, 2020. Disponível em: <<https://esurf.copernicus.org/articles/8/69/2020/>>.DOI: 10.5194/esurf-8-69-2020..

Trouw, Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; et al. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31° International Geological Congress Rio de Janeiro, 335–365

Trouw, C. C. 2004. Mapeamento parcial da Zona de Cisalhamento Caxambu e suas implicações no contexto tectônico Fanerozóico do Sudeste Brasileiro. *Monografia de graduação, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro*, 83p.

Trouw, C. C.; Medeiros, F. F. F.; Trouw, R. A. J. 2007. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. *Brazilian Journal of Geology*, v. 37, n. 4, p. 767-776.

Tucker, G. E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104, n. B8, p. 17661- 17674.

Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B. P.; Nogueira, Et Al. 2007. Geologia Da Faixa Ribeira Setentrional: Estado Da Arte E Conexões Com A Faixa Araçuaí. Geonomos, Rio de Janeiro, v. 1, n. 15, p. 67-79.

Whipple, K.X.; Tucker, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120

Whipple, K.X., DiBiase, R.A. & Crosby, B.T. 2013. 9.28 Bedrock Rivers. *Treatise on Geomorphology*, 550–573. Available from: <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-374739-6.00254-2>

White, S.H.; Bretan, P.G.; Rutter, E.H. Fault zone reactivation—kinematics and mechanisms, *Phil. Trans. R. Soc. A*, 317(1539), 81–97. 1986. doi:10.1098/rsta.1986.0026.

Wobus, C.; Whipple, K.X.; Kirby, E.; Snyder, N.; Johnson, J.; Spyropolou, K.; et al. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. 2006. Available from: [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))

Zalán, P.V.; Oliveira, J. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 13(2), 269-300. 2005.