

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia Econômica e Aplicada

Wellison Martins Fonseca

**ANÁLISE ESTRUTURAL E CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA
FORMAÇÃO GONGO SOCO, PORÇÃO CENTRAL DO SINCLINAL DO
GANDARELA - QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG**

Belo Horizonte
2025

Wellison Martins Fonseca

**ANÁLISE ESTRUTURAL E CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA
FORMAÇÃO GONGO SOCO, PORÇÃO CENTRAL DO SINCLINAL DO
GANDARELA - QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geologia Econômica e Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Coorientadores: Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira e Dr. Fábio Soares Magalhães

Belo Horizonte
2025

F676a
2025

Fonseca, Wellison Martins.

Análise estrutural e caracterização faciológica da Formação Gongo Soco, porção central do Sinclinal do Gandarela - Quadrilátero Ferrífero-MG [manuscrito] / Wellison Martins Fonseca. – 2025. 150 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Carlos Alberto Rosière.

Coorientadores: Fábio Soares de Oliveira e Fábio Soares Magalhães.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2025.

Bibliografia: f. 124-130.

1. Geologia estrutural – Quadrilátero Ferrífero – (MG) – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Cenozóico – Teses. 3. Geofísica – Teses. 4. Rios aluviais – Teses. 5. Facies (Geologia) – Teses. I. Rosière, Carlos Alberto. II. Oliveira, Fábio Soares de. III. Magalhães, Fábio Soares. IV. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 551.243(815.1):551.77



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC/UFMG



FOLHA DE APROVAÇÃO

Análise Estrutural e Caracterização Faciológica da Formação Gongo Soco, Porção Central do Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil

WELLISON MARTINS FONSECA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA (PPGeol), do Instituto de Geociências (IGC), da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), como **REQUISITO PARCIAL** para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do IGC/UFMG.

Aprovada em 05 de agosto de 2025, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Dr(a). Carlos Alberto Rosiere – Orientador(a)
PPGeol/UFMG

Prof(a). Dr(a). Fabrício de Andrade Caxito
PPGeol/UFMG

Documento assinado digitalmente

CLAUDIO RICCOMINI
Data: 11/08/2025 19:53:49-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof(a). Dr(a). Claudio Riccomini
USP

Documento assinado digitalmente

NORBERTO MORALES
Data: 14/08/2025 08:52:28-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof(a). Dr(a). Norberto Morales
Unesp

Belo Horizonte, 05 de agosto de 2025.

*Á minha família e aos que caminham comigo,
vocês foram meu embasamento rígido.
Obrigado por sustentarem minha crosta
emocional nas zonas de maior pressão!*

AGRADECIMENTO

Agradeço à minha companheira Rosiane Lara pela paciência, compreensão, incentivo e apoio ao longo de toda esta jornada. Sei que não foi fácil, essa conquista é nossa!

Agradeço aos meus Pais Geraldo e Celeste, e aos meus irmãos Hugo e William pelo suporte incondicional nos momentos mais desafiadores.

Ao Professor Carlos A. Rosière, agradeço pelas valiosas contribuições técnicas e pelo compartilhamento de sua experiência, que foram fundamentais para a organização e o amadurecimento científico deste trabalho.

Aos meus coorientadores, Prof. Fábio S. Magalhães e Prof. Fábio S. de Oliveira, registro minha gratidão pela dedicação, discussões técnicas e suporte ao desenvolvimento dos estudos de geologia estrutural, sedimentologia e pedologia.

Agradeço à amiga Ana Paula Daher pelas contribuições diretas às descrições faciológicas e discussões técnicas enriquecedoras.

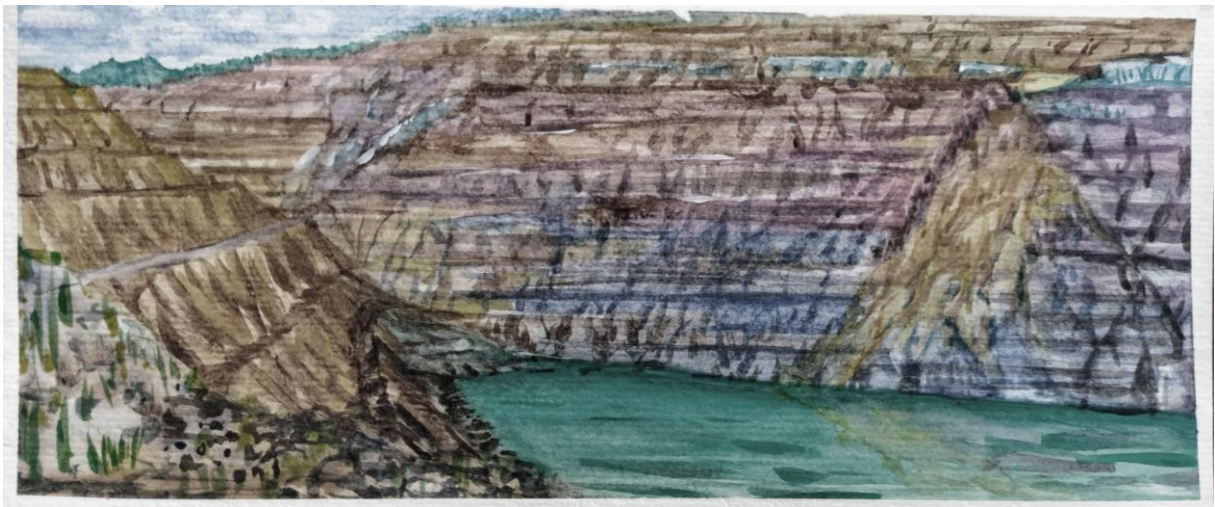
Aos colegas Daniel Dias, Fernando Prezotti, André Zarzar e Daniel Prates, agradeço o apoio durante as atividades de campo, processamento dos dados e discussões geológicas.

Agradeço à Pró-reitoria de Pós-graduação da UFMG ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pelo apoio institucional no desenvolvimento desta pesquisa, em especial ao servidor William Viegas pela disponibilidade e atenção de sempre.

Sou grato à Vale S.A. pela disponibilização dos dados que fundamentaram este estudo, com especial agradecimento à engenheira Renata Mattos. Agradeço à Walm BH Engenharia, especialmente ao geólogo Yan Lucas, pelo incentivo e apoio contínuo ao longo da pesquisa.

Agradeço a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, muito obrigado!

Por fim, não posso deixar de agradecer a Deus, pela saúde, dedicação, determinação, paciência e criatividade concedidas ao longo de toda a realização desta pesquisa.



Cava de Gongo Soco. Martins Fonseca, W. (2020)

GONGO SOCO...

No Gongo Soco...

Choco oco caído...

O ferro é levado...

O ouro vendido...

Pouco é deixado...

Se não o buraco do choco vazio!

Martins Fonseca, W. (2020)

RESUMO

A Formação Gongo Soco representa o preenchimento sedimentar de uma bacia intramontana cenozoica situada na porção nordeste do Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero, sudeste do Brasil, sobrepondo unidades paleoproterozoicas do Supergrupo Minas. A bacia registra o desenvolvimento de um sistema de leques fluviais entrelaçados, cuja arquitetura e distribuição faciológica foram fortemente controladas por estruturas herdadas do seu embasamento. A integração de dados estratigráficos, sedimentológicos, estruturais e geofísicos revela um preenchimento sedimentar complexo, influenciado por atividade tectônica episódica e variações paleoclimáticas. A análise faciológica, baseada em afloramentos, testemunhos e petrografia, permitiu identificar doze litofácies agrupadas em quatro unidades principais. As porções basal e superior são compostas por fácies de fluxo de detritos, típicos de leques aluviais de alta energia e depósitos fluviais entrelaçados. A unidade intermediária (~15 m) contém camadas de argilitos orgânicos e linhitos finamente laminados, indicando sedimentação em ambientes palustres a lacustres, sob condições anóxicas e de baixa energia. A presença de horizontes de ferricretes em múltiplos níveis estratigráficos indica episódios de exposição subaérea e lateritização sob condições paleoclimáticas flutuantes. O mapeamento estrutural e a análise morfotectônica revelam que a bacia Gongo Soco é limitada por um sistema de falhas com direções NW–SE, NE–SW, N–S e ENE–WSW, desenvolvidas por meio da reativação de descontinuidades pré-existentes. A inversão de paleotensões com base nos dados de fraturas de cisalhamento e de deslocamento das falhas, permitiu identificar duas fases tectônicas principais: D₁, fase transtensiva inicial (σ_1 vertical e σ_3 orientado NE–SW), responsável pela subsidência e falhamentos normais sin-sedimentares (horstes e grábens orientados NW–SE); e D₂, fase transpressiva posterior (σ_1 ~E–W), que gerou falhas inversas, transcorrentes e oblíquas, afetando o embasamento e os sedimentos cenozoicos. Uma terceira fase (D₃), relacionada ao relaxamento compressivo também sugerida pelo acervo estrutural, embora não seja evidente na análise das paleotensões. Perfis geofísicos de resistividade e dados de sondagens corroboram com a geometria de horstes e grábens de direção NW–SE em subsuperfície, com deslocamentos verticais de até 90 m. O arcabouço tectono-sedimentar identificado é compatível com uma bacia de separação, ou bacia pull-apart, de geometria romboédrica, formada ao longo de um corredor transcorrente destal de direção NE–SW. A correlação estratigráfica com horizontes orgânicos datados em bacias adjacentes (Fazenda Gandarela, Fonseca e Bandeira) sugere que a sedimentação teve início no Eoceno tardio, estendendo-se possivelmente até o Mioceno. A Bacia Gongo Soco constitui um importante exemplo de sedimentação continental cenozoica, controlada pela tectônica rúptil na porção sul do Cráton do São Francisco, oferecendo subsídios relevantes para o entendimento da evolução tectono-sedimentar do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.

Palavras-chave: bacia cenozoica; leques aluviais; neotectônica; gráben; ferricrete.

ABSTRACT

The Gongo Soco Formation represents the sedimentary fill of a Cenozoic intramontane basin located in the northeastern portion of the Quadrilátero Ferrífero Mineral District, southeastern Brazil, overlying Paleoproterozoic units of the Minas Supergroup. The basin records the development of a braided fluvial fan system, with its stratigraphic architecture and facies distribution strongly controlled by inherited basement structures. The integration of stratigraphic, sedimentological, structural, and geophysical data reveals a complex infill history shaped by episodic tectonic activity and paleoclimatic variations. Facies analysis based on outcrops, core logging descriptions, and petrography allowed the identification of twelve lithofacies grouped into four main units. The basal and upper portions are composed of debris-flow and braided fluvial deposits, characteristic of high-energy alluvial fan environments. The intermediate unit (~15 m thick) includes lenticular beds of finely laminated organic-rich mudstones and lignite, indicating sedimentation in low-energy palustrine to lacustrine settings under anoxic conditions. The presence of ferricrete horizons at multiple stratigraphic levels indicates episodes of subaerial exposure and lateritization under fluctuating paleoclimatic regimes. Structural mapping and morphotectonic analysis reveal that the Gongo Soco Basin is bounded by fault systems trending NW–SE, NE–SW, and ENE–WSW, which reactivated pre-existing discontinuities. Paleostress inversion based on shear fracture and fault-slip data using the WinTensor® software identified two main tectonic phases: D₁, an initial transtensional regime (σ_1 vertical, σ_3 NW–SW), responsible for synsedimentary normal faulting and subsidence forming NW–SE-trending horst-and-graben structures; and D₂, a subsequent transpressional phase (σ_1 ~E–W), which generated reverse, strike-slip, and oblique-slip faults affecting both the basement and the Cenozoic cover. A third deformational phase (D₃), associated with compressional stress relaxation, is suggested by the structural record but is not evident in the paleostress analysis. Electrical resistivity profiles and borehole data corroborate a subsurface horst-and-graben geometry trending NW–SE, with vertical offsets of up to 90 m. The sedimentary architecture and structural framework are consistent with a rhombohedral pull-apart basin formed along a NE–SW-trending dextral strike-slip corridor. Stratigraphic correlation with dated organic-rich horizons in adjacent basins (Fazenda Gandarela, Fonseca, and Bandeira) suggests that sedimentation began in the Late Eocene and possibly extended into the Miocene. The Gongo Soco Basin thus represents a significant example of continental sedimentation controlled by brittle tectonics in the southern border of the São Francisco Craton, providing valuable insights into the tectono-sedimentary evolution of the Southeastern Brazilian Cenozoic Rift System.

Keywords: cenozoic basin; alluvial fans; neotectonics; graben; ferricrete.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização da área de estudo. A) Localização do estado de Minas gerais (MG) em relação ao Brasil. B) Localização do município de Belo Horizonte (BH) no estado de Minas Gerais. Localização da área de estudo com destaque para a Mina de Gongo Soco. _____ 18
- Figura 2: A) Localização do SRCSB, retângulo vermelho. B) Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas das bacias de Santos/Campos e do Rio Paraíba do Sul (Adaptado de Zalan & Oliveira (2005)). _____ 20
- Figura 3: Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-gráben de Paraty), adaptado de Zalan & Oliveira (2005). _____ 22
- Figura 4: Coluna estratigráfica regional do QF, modificado de Alkimim & Marshak (1998). 25
- Figura 5: Mapa geológico das principais unidades do Quadrilátero Ferrífero, com destaque nos pontos brancos para as principais bacias cenozoicas. Elaborado a partir de Endo et al, 2019 e CPRM, 2020. A) Sistema de Falhas Cambotas-Fundão. B) Sinclinal Gandarela. C) Sinclinal Moeda. D) Sinclinal Dom Bosco. E) Homoclinal da Serra do Curral _____ 26
- Figura 6: Mapa de localização das principais bacias e depósitos continentais terciários do sudeste do Brasil. _____ 29
- Figura 7: Mapa de localização do Rifte Cenozoico da Região de São João del Rei (Saadi 1990). _____ 30
- Figura 8: Coluna estratigráfica proposta para o Cenozoico do Quadrilátero Ferrífero, modificado de Castro & Varajão (2020). _____ 32
- Figura 9: Seção cronoestratigráfica da Formação Fazenda Gandarela, destaque para a migração do depocentro e a redução dos restos vegetais (modificado Maizatto, 2001 in Castro & Varajão, 2020). _____ 34
- Figura 10: Perfil litológico de detalhe do depósito Gongo Soco (Lipski, 2002). _____ 35
- Figura 11: Perfil estratigráfico da Bacia Bandeira, unidades A, B e C. (Daher et al. 2024). _ 35
- Figura 12: A) Modelo estrutural proposto para deposição dos sedimentos da Formação Cata Preta, em preenchimento de hemigráben na mina de Fábrica Nova. B) Parede da cava da Mina de Fábrica Nova mostrando fácies de preenchimento. C) Detalhe dos sedimentos. Adaptado de Rossi (2014) e Castro & Varajão (2020). _____ 37
- Figura 13: Princípio básico do método dos diedros P e T (adaptado Angelier & Mechler, 1977). Os Diedros P em preto, diedros T em cinza. Zonas de incompatibilidade deixadas em branco. _____ 43
- Figura 14: Índice do regime de tensão R' versus razão de tensão R e orientação dos eixos principais do elipsoide de tensão. (modificado de Delvaux et al., 1997). _____ 45
- Figura 15: Linhas geofísicas (traços em amarelo). A) Mapa de localização das linhas geofísicas realizadas na porção Norte. B) Mapa de localização das linhas geofísicas realizadas na porção Sul. _____ 46

Figura 16: Mapa geológico das principais unidades do Quadrilátero Ferrífero, com destaque em pontos brancos para as principais bacias cenozoicas. Adaptado de Castro & Varajão (2020) e CPRM (2020). _____ 51

Figura 17: Coluna estratigráfica das bacias cenozoicas do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Castro & Varajão, 2020). _____ 53

Figura 18: Mapa geológico da Formação Gongo Soco e áreas adjacentes. B) Mapa geológico detalhado da Formação Gongo Soco (GSF), indicando as áreas aflorantes das unidades litoestratigráficas. _____ 56

Figura 19: A) Afloramento de itabirito dolomítico intemperizado com bandamento composicional dobrado. B) Detalhe do bandamento composicional, evidenciando bandas enriquecidas em manganês. C) Testemunhos de sondagem de rochas carbonáticas (mármore e dolomitos). D) Testemunho de rocha rica em ferro e manganês da Formação Gandarela. E) Testemunhos de dolomito vermelho apresentando zonas intensamente intemperizadas. ____ 57

Figura 20: A) Cascalho maciço matriz-suportado (Gmm), com clastos de formação ferrífera, quartzito e quartzo de veios. B) Cascalho maciço matriz-suportado com clastos polimícticos. C) Blocos de grandes dimensões embutidos em fácies de cascalho Gmm. D) Afloramento de cascalho maciço sustentado por matriz ferrífera. E) Afloramento de cascalho matriz-suportado com granodecrescência (Gmg), marcado por delgadas camadas argilosas sucessivas sobrepostas aos níveis de cascalho. F) Fácies de cascalho clasto-suportado (tipo brecha) com clastos decimétricos em contato direto com saprólito de formação ferrífera dolomítica, na margem norte da bacia. G) Paleocanal lenticular de cascalho clasto-suportado com fragmentos arredondados (Grc). H) Amostra de cascalho clasto-suportado, com clastos arredondados e matriz caulínica. I) Fotomicrografia (lâmina delgada) mostrando fácies Grc com clasto de filito arredondado (Phyl) envolto por matriz arenoso-argilosa, luz cruzada, aumento 2,5×. J) Fotomicrografia de cascalho sustentado por clastos (Gh) contendo grãos de quartzo (Q) e nódulos argilosos (No), luz plana polarizada, aumento 2,5×. _____ 59

Figura 21: A) Arenito de granulação fina a grossa com coloração rósea, bege e amarela. B) Arenito finamente bandado composto por alternâncias de quartzo e óxidos de ferro. C) Arenito laminado com camadas alternadas de argilo minerais e quartzo. D) Afloramento de arenito tipo Sp com estratificação cruzada de média escala. E) Arenitos imaturos e folhelhos arenosos com estratificação cruzada. F) Fotomicrografia de arenito maciço (Sm) mostrando distribuição bimodal de grãos, luz plana polarizada, aumento 2,5×. G) Fotomicrografia de arenito finamente laminado (Sh), com bandas ricas em mica e quartzo, luz cruzada, aumento 2,5×. H) Fotomicrografia exibindo revestimentos iluviais argilosos densos e contínuos preenchendo poros, aumento 2,5×. _____ 61

Figura 22: A) Fácies de quartzo siltito (Sl) com bandamento composicional milimétrico a centimétrico. B) Textura mosqueada observada em horizonte de quartzo siltito (Fl). C) Camada maciça de folhelho argiloso (Fsm) interestratificada com horizonte vertical de linhito. D) Intervalo espesso de folhelho maciço (>5 m) associado a linhito (núcleo escuro), identificado no furo FGS-01 entre 42,0 m e 49,7 m de profundidade. E) Testemunhos do furo FGS-02 mostrando argilitos orgânicos de coloração castanha. F) Fácies de argilito maciço (Fsm) com folhelhos argilosos castanhos (FGS-02). G) Fotomicrografia de siltito laminado rico em quartzo (Fl) com bandamento milimétrico e plano de falha microestrutural, luz plana polarizada, aumento 2,5×. _____ 62

Figura 23: A) Afloramento de linhito com lentes argilosas intercaladas (Fsm e Fr). B) Horizontes sucessivos de argilitos orgânicos (púrpura e castanho) intercalados com camadas de linhito. C) Furo FGS-01 com linhito contendo grânulos arredondados de quartzo. D) Linhito finamente laminado, semelhante a anéis de troncos fossilizados. E) Detalhe do afloramento de linhito; escala pela ponta do martelo. F) Furo FGS-02 mostrando testemunhos de linhito com espessura superior a 7,0 m. _____ 64

Figura 24: A) Detalhe de camadas de linhito embutidas em ferricrete vermelho maciço (FGS-01). B) Ic púrpuro com clastos polimícticos de granulometria variando de grânulos a cascalho fino. C) Ic mapeado no topo da unidade proximal. D) Ic recobrindo a unidade intermediária superior, sobre folhelhos arenosos quartzosos e cascalhos suportados por matriz. E) Ic no topo da unidade intermediária inferior, sobre linhito e argilas orgânicas. F) Lâmina delgada de Ic mostrando matriz alterada com hidróxidos de ferro percolando fraturas, aumento 2,5×. G) Amostra polida de Ic em microscopia de luz refletida, mostrando hematita (He) e quartzo (Qtz), com seixos de formação ferrífera (Ita), aumento 20×. _____ 65

Figura 25: A) Seção geológica A–A' ilustrando o limite noroeste da Bacia de Gongo Soco e a distribuição aflorante das unidades litoestratigráficas definidas. B) Imagem aérea por drone correspondente à área da seção A–A'. C) Afloramento da Formação Gongo Soco sobre formação ferrífera intemperizada. Linhas tracejadas amarelas delimitam a Unidade Proximal; linha vermelha marca o limite entre as Unidades Intermediária e Distal. _____ 67

Figura 26: Seções colunares 1, 2 e 3 destacando as fácies Proximal, Intermediária e Distal. 69

Figura 27: Fácies e processos deposicionais identificados para a Formação Gongo Soco, com comparação às demais fácies e unidades estratigráficas definidas para bacias sedimentares do Quadrilátero Ferrífero. _____ 74

Figura 28: Bloco diagrama da evolução geológica. A) Condições deposicionais da Unidade Proximal (ENgsp). B) Condições deposicionais da Unidade Intermediária, composta pelos intervalos orgânico e clástico (ENgsio e ENgsic). C) Condições deposicionais da Unidade Distal (ENgsd). _____ 77

Figura 29: A) Localização regional. B) Mapa geológico da Formação Gongo Soco e entorno. O retângulo amarelo indica a área de afloramento das unidades estratigráficas (modificado de Walm, 2024). _____ 91

Figura 30: A) Mapa de lineamentos morfoestruturais – porção central, flanco norte do Sinclinal Gandarela. A área mapeada está destacada em retângulo vermelho. B) Diagramas de rosas de frequências dos lineamentos morfoestruturais. _____ 94

Figura 31: Mapa morfotectônico da Bacia de Gongo Soco com símbolos de tensões. A) Regime transtensivo no domínio sul para rochas do embasamento. B) Regime transpressivo no domínio norte para rochas do embasamento. C) Regime transpressivo no domínio norte para a bacia de Gongo Soco. Os símbolos seguem os conceitos propostos por Guiraud et al. (1989) e Delvaux (1997). _____ 95

Figura 32: A) Xistosidade em itabirito dolomítico da Formação Gandarela. B) Crenulação espaçada em itabiritos compactos da Formação Cauê. C) Zonas de cisalhamento ao longo da parede norte da cava atuando como planos de fraqueza. D) Padrões conjugados de fraturas em itabirito sílico. _____ 96

Figura 33: Estereogramas de área igual (rede de Schmidt), com círculo de contagem de 1,0% e distribuição de Schmidt. A) Projeção da bandagem composicional (Sb) em rochas pré-cambrianas, orientação modal 167/45. B) Projeção da foliação S₁, orientação modal 152/28. C) Projeção da foliação S₂, orientação modal 152/28. D) Projeção de fraturas (Fr) no embasamento pré-cambriano. E) Diagrama de rosa das orientações de fraturas no embasamento. _____ 97

Figura 34: Projeções estereográficas (Schmidt, hemisfério inferior). A) Planos de falhas e estrias em rochas do embasamento – domínio sul. B) Planos de falhas e estrias – domínio norte. C) Conjuntos de fraturas coletados na bacia de Gongo Soco. D) Planos de falhas e estrias medidos na bacia de Gongo Soco. E) Atitudes de estratificação (S₀) nos sedimentos cenozoicos. _____ 98

Figura 35: A) Falhas normais NW–SE formando estrutura do tipo gráben em rochas da Formação Gandarela. B) Mosaico aéreo por drone mostrando as principais falhas leste e oeste com movimentos dextral e sinistral, respectivamente. C) Falha transcorrente dextral principal no itabirito dolomítico. D) Detalhe de estrias sub-horizontais. E) Falha inversa sinistral cavalgando itabirito dolomítico sobre sedimentos cenozoicos da Bacia de Gongo Soco. ____ 99

Figura 36: A, B e C) Afloramentos exibindo sistema de fraturas de cisalhamento sobrepondo materiais de fácies de cascalhos matriz-suportado. _____ 100

Figura 37: Estruturas rúptil na bacia Gongo Soco. A) Falha normal sinistral na porção superior da unidade ENgsc, plano de falha N40W/58SW. B) Estrias indicando movimento normal oblíquo. C) Sistema de falhas normais sinistrais em ENgsc. D) Detalhe de linhas de cisalhamento polidas em falha oblíqua dextral na unidade ENgsd, plano N58E/47SE. E) Estrias indicando deslizamento oblíquo dextral ao longo de N58E/47SE. F) Estrutura duplex alinhada ao sistema de falhas dextrais NE–SW. G) Estrias sub-horizontais marcando regime transcorrente dextral. _____ 101

Figura 38: Resultados da análise de paleoesforços. A) Dados de falhas do embasamento – domínio sul. B) Dados de falhas do embasamento – domínio norte. C) Conjunto completo de falhas dos sedimentos cenozoicos. D) Análise de fraturas de cisalhamento na Formação Gongo Soco. _____ 103

Figura 39: A) Seção geológica BB' com destacamento dos furos SM-22 e SM-24 (caixa vermelha). B) Seção geofísica (LN 12) de perfilagem elétrica superposta ao traçado da seção BB'. _____ 104

Figura 40: A) Localização das linhas de levantamento, em vermelho. B) Perfis de resistividade ao longo de linhas paralelas destacando anomalias verticalizadas coerentes com padrão estrutural horst e gráben NW–SE. _____ 106

Figura 41: A) Seção geológico-estrutural A-A', orientação E–W (visada para sul), ilustrando o sistema de falhas da Bacia Gongo Soco e seu contato com o embasamento. B) Fotomosaico por drone mostrando a expressão superficial das principais estruturas e unidades sedimentares ao longo da parede sul da cava. _____ 107

Figura 42: A) Detalhe da seção A-A' (círculo vermelho) destacando a interação entre falhas normais sindeposicionais e falhas transcorrentes prévias. B) Falhas com superposição caótica de múltiplos planos. C) Falhas normais sindeposicionais rotacionadas de suas posições originais por reativação tectônica subsequente. _____ 109

Figura 43: Modelo geológico conceitual para a evolução de bacias tipo pull-apart. A) Sobreposição de lineamentos morfoestruturais ao modelo de fraturas de Riedel. B) Sobreposição das fraturas do embasamento ao modelo de Riedel. C) Sobreposição das fraturas de cisalhamento da Formação Gongo Soco ao modelo de Riedel. Adaptado de Sanderson & Marchini (1984). D) Modelo evolutivo da Formação Gongo Soco como sistema pull-apart desenvolvido ao longo de zona de falha transcorrente dextral, seguindo o arcabouço deformacional de Riedel (modificado de Davis et al., 2000). _____ 111

Figura 44: Evolução tectono-sedimentar da Bacia de Gongo Soco. A) Falhas normais NW–SE relacionadas ao desenvolvimento da arquitetura *horst-and-graben* primária (fase D1). B) Estágio inicial deposicional correspondente ao acúmulo da Unidade Proximal (ENgsp). C) Condições deposicionais da Unidade Mediana, compreendendo os intervalos orgânico e clástico (ENgsmo e ENgsmf). D) Infill sedimentar da Unidade Distal (ENgsd) nas fases posteriores de evolução da bacia. E) Fase de sobreposição transpressiva com desenvolvimento de falhas transcorrentes sobrepostas _____ 112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resultados das análises de paleoesforços e parâmetros dos regimes de tensão. _ 103

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Localização da área de estudo	17
1.2 Objetivos.....	18
1.3 Bacias Continentais do Sudeste do Brasil	19
1.4 O Cráton do São Francisco	23
1.4.1 O Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero	24
1.4.2 Geomorfologia e Pedologia.....	27
1.5 Bacias Cenozoicas a Sudeste do Cráton do São Francisco	28
1.5.1 Bacias Cenozoicas no Quadrilátero Ferrífero.....	31
1.5.1.1 Bacias Cenozoicas no Sinclinal Gandarela	32
1.5.2 Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero.....	36
1.6 Materiais e Métodos	38
1.6.1 Revisão bibliográfica.....	38
1.6.2 Mapeamento Geológico-Estrutural.....	38
1.6.3 Coleta de amostras e Descrição de Furos de Sondagem	39
1.6.4 Petrografia	40
1.6.5 Classificação faciológica e definição das unidades estratigráficas	40
1.6.6 Análise dos lineamentos morfoestruturais.....	41
1.6.7 Análise estereográfica	42
1.6.8 Análise das paleotensões	42
1.6.9 Análise de Dados Geofísicos	45
1.6.10 Integração dos resultados e modelagem geológica 3D.....	47
2 ARTIGO 1	48
2.1 Introduction	49
2.2 Geologic Background	50
2.2.1 First Geological Investigations in the Gongo Soco Basin.....	53
2.3 Material and methods	54
2.4 Results	55
2.4.1 The Gongo Soco Formation	57
2.4.2 Stratigraphic Units of Gongo Soco Formation.....	66
2.5 Discussion.....	69
2.5.1 Deposition Processes and Sedimentary Environments.....	69

2.5.2 Sediment Provenance and Weathering Processes	71
2.5.3 Comparison and Basin correlation	72
2.5.4 Sedimentary Evolution of Gongo Soco Basin.....	74
2.6 Conclusions	80
2.7 Acknowledgements	82
2.8 References	82
3 ARTIGO 2.....	87
3.1 Introduction	88
3.2 Geological Setting	89
3.3 Material and methods	92
3.4 Results	93
3.4.1 Morphostructural Lineaments.....	93
3.4.2 Structural Analysis	95
3.4.3 Paleostress Reconstruction	102
3.4.4 Geophysics and borehole data	104
3.5 Discussion.....	106
3.5.1 Tectono-Sedimentary Evolution of the Gongo Soco Basin.....	109
3.5.2 Regional Correlation	113
3.6 Conclusions	114
3.7 Acknowledgements	115
3.8 References	116
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	121
5 RECOMENDAÇÕES.....	122
REFERÊNCIAS	124
APÊNDICE I — Fichas de descrição petrográfica.....	131

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi desenvolvida no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC–UFMG), como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia Econômica e Aplicada. O trabalho tem como foco a análise estrutural e a caracterização faciológica da Formação Gongo Soco, unidade sedimentar cenozoica localizada na porção central do Sinclinal do Gandarela, região nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil).

O estudo está estruturado em sete capítulos que contemplam desde a apresentação do arcabouço geológico, objetivos, materiais e métodos adotados, resultados e conclusões obtidas. Como núcleo da dissertação, foram elaborados dois artigos científicos: o primeiro enfoca os aspectos faciológicos e estratigráficos da Formação Gongo Soco na bacia homônima; o segundo, aprofunda a análise estrutural e a interpretação da evolução tectono-deposicional da bacia.

O Primeiro artigo: *Cenozoic braided fluvial fan systems in Southeastern Brazil: Facies and Stratigraphy of the Gongo Soco Formation, Quadrilátero Ferrífero mining district*, apresenta uma caracterização detalhada dos depósitos sedimentares da Formação Gongo Soco com base em descrições de afloramentos, testemunhos de sondagem e análises petrográficas. Foram reconhecidas doze litofácies organizadas em quatro unidades estratigráficas principais, refletindo a transição de ambientes de leques aluviais para sistemas flúvio-palustres e lacustres, sob forte controle estrutural.

O segundo: *Brittle Deformation of the Gongo Soco Basin: Cenozoic Intraplate Strike-Slip Setting in the Quadrilátero Ferrífero, Southern Brazil*, concentra-se na análise estrutural e na decomposição dos regimes de paleotensões que atuaram ao longo da evolução tectono-deposicional da bacia Gongo Soco.

A pesquisa foi conduzida por meio de mapeamento geológico-estrutural, descrição de testemunhos de sondagem, análises petrográficas, classificação de fácies sedimentares, interpretação de lineamentos morfoestruturais, inversão de paleotensões e integração geológica em ambiente tridimensional.

Os capítulos finais apresentam a síntese das principais conclusões da pesquisa, bem como sugestões para estudos futuros e as referências bibliográficas consultadas.

1 INTRODUÇÃO

O Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero (QF) é notadamente reconhecido por sua singular história geológica e riqueza mineral. Apesar dos olhares voltados, principalmente, às rochas arqueanas e paleoproterozoicas, geradoras e formadoras dos minérios, notáveis são os esforços dedicados à caracterização e compreensão das bacias cenozoicas e depósitos terrígenos (Gorceix, 1884; Dorr, 1969; Maxwell, 1972; Saadi *et al.*, 1992; Sant'Anna, 1994; Sant'Anna & Schorscher, 1997; Castro & Ferreira, 1997; Maizatto 1993, 1997, 2001; Lipski, 2002; Santos & Varajão, 2004; Lobato *et al.*, 2005; Castro, 2017; Varajão *et al.*, 2020; Castro & Varajão, 2020; Daher *et al.*, 2024).

A Era Cenozoica deixou, entretanto, uma marca significativa na paisagem e no registro geológico do QF, com grandes incertezas sobre suas características tectono-deposicionais. No QF, o registro cenozoico caracteriza-se por deixar pequenos e dispersos depósitos terrígenos, que tratam de complexa história sedimentológica, geomorfológica e estrutural, armazenando informações cruciais para compreensão abrangente da evolução morfotectônica, bem como, fenômenos sedimentares e paleoambientais.

As principais unidades cenozoicas com registros bibliográficos no QF são as formações Fonseca, Chapada da Canga, Cata Preta, Fazenda Gandarela, Gongo Soco e Formação Bandeira (Daher *et al.* 2024), sendo estas três últimas, todas reconhecidas na região do Sinclinal do Gandarela (SG).

A Formação Gongo Soco – FGS - (Saadi *et al.*, 1992; Maizatto, 1993; Lipski, 2002; Castro & Varajão, 2020) aflora na porção central do Sinclinal do Gandarela, em uma área de cava a céu aberto. A integração entre a análise estratigráfica e estrutural permitiu caracterizar as fácies sedimentares e o entendimento da evolução tectônica da bacia e, assim, contribuir de forma efetiva para o entendimento da história geológica cenozoica dos terrenos do QF.

1.1 Localização da área de estudo

A área de estudo está inserida na porção central da estrutura Sinclinal Gandarela, dentro dos limites da mina de Gongo Soco, localizada no município de Barão de Cocais - MG, na região nordeste do Quadrilátero Ferrífero. O acesso à área da mina é feito pela BR-262/381 (Belo Horizonte – Vitória), até o entroncamento com a rodovia estadual MG-435, e, deste ponto até a mina, sendo um trecho de 14 km em estrada não pavimentada.

A Formação Gongo Soco está localizada na porção central da mina homônima e apresenta-se distribuída ao longo de uma área de aproximadamente 2km². A Figura 1 ilustra a localização da área de estudo com destaque para a localização da Mina de Gongo Soco no centro do retângulo alaranjado.

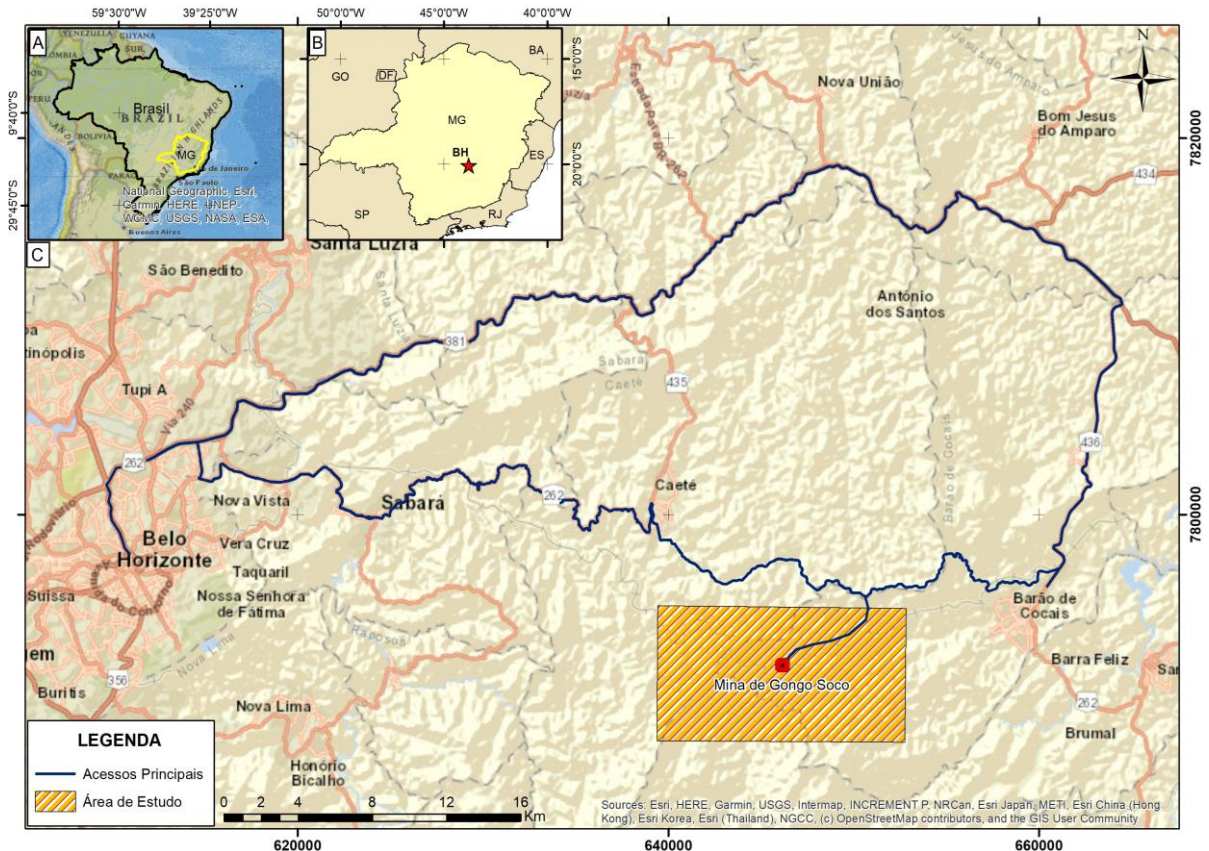


Figura 1: Localização da área de estudo. A) Localização do estado de Minas gerais (MG) em relação ao Brasil. B) Localização do município de Belo Horizonte (BH) no estado de Minas Gerais. Localização da área de estudo com destaque para a Mina de Gongo Soco.

1.2 Objetivos

Este estudo tem como objetivo principal a análise estrutural e a caracterização faciológica e estratigráfica da Formação Gongo Soco. Para atingir esse propósito foram estabelecidas seis etapas de trabalho ligadas a objetivos específicos:

- Mapeamento geológico-estrutural sistemático para da Formação Gongo Soco e seu embasamento, desenvolvendo a descrição macro e microscópica detalhada das diversas litologias constituintes da bacia;

- Estabelecimento das relações de corte, contato e repetição entre os diversos litotipos, além de definir a distribuição lateral e relação de espessura das unidades litológicas definidas;
- Estabelecimento da idade relativa para a abertura e evolução da Bacia Gongo Soco a luz dos novos dados e desenvolvimento de uma análise comparativa com outras bacias do QF;
- Caracterização da natureza dos aspectos tectono-sedimentares formadores e deformadores da bacia, por meio de análise estrutural geométrica, cinemática e dinâmica;
- Análise das paleotensões e interpretação dos campos de tensões cenozoicas regionais;
- Desenvolvimento de modelo de evolução tectono-deposicional para a Formação Gongo Soco;

1.3 Bacias Continentais do Sudeste do Brasil

Durante o Mesozoico-Cenozoico, a Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 2000) passou por intensas transformações geológicas, marcadas por reativações tectônicas, soerguimentos crustais e subsidências, que resultaram no desenvolvimento de bacias, depositadas em estruturas do tipo rifte ao longo da margem continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Zalan & Oliveira, 2005). De acordo com Hasui (1990), a tectônica ressurgente (neotectônica) é influenciada por zonas de fraqueza crustal resultantes de antigas suturas e cinturões de cisalhamento que se formaram ao longo do Pré-cambriano, tais zonas atuam como guias para a reativação tectônica em períodos recentes.

As bacias cenozoicas continentais formaram-se no contexto destas reativações, marcadas por regimes extensionais, transcorrentes e compressivos (Riccomini, 1989; Zalan & Oliveira, 2005). Essas bacias apresentam geometria alongada, com preenchimentos sedimentares continentais controlados por falhas normais que reativam antigas zonas de fraqueza crustal, como zonas de cisalhamento pré-cambrianas (Saadi, 1993).

De acordo com Saadi (1990, 1993), os mecanismos deformacionais que controlaram a gênese dessas bacias estão relacionados à tectônica extensional que atuou ao longo de lineamentos crustais preexistentes. O soerguimento do embasamento cristalino e o colapso gravitacional de blocos crustais favorecido por ajustes isostáticos geraram grábens e hemigrábens que controlaram a acomodação de sedimentos continentais. As falhas principais

são normais com vergência alternada, com rejeitos superiores a 200 m em alguns segmentos, e frequentemente associadas a falhamentos conjugados em contextos transtensionais.

O tectonismo cenozoico do sudeste brasileiro está associado ao desenvolvimento de riftes paralelos à costa, destacando-se o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) denominado por Zalan & Oliveira (2005), após ampliação do termo Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), proposto por Riccomini (1989). O SRCSB compreende uma região topograficamente deprimida e alongada segundo ENE, com mais de 900 km de extensão, entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ). A Figura 2 representa o SRCSB.

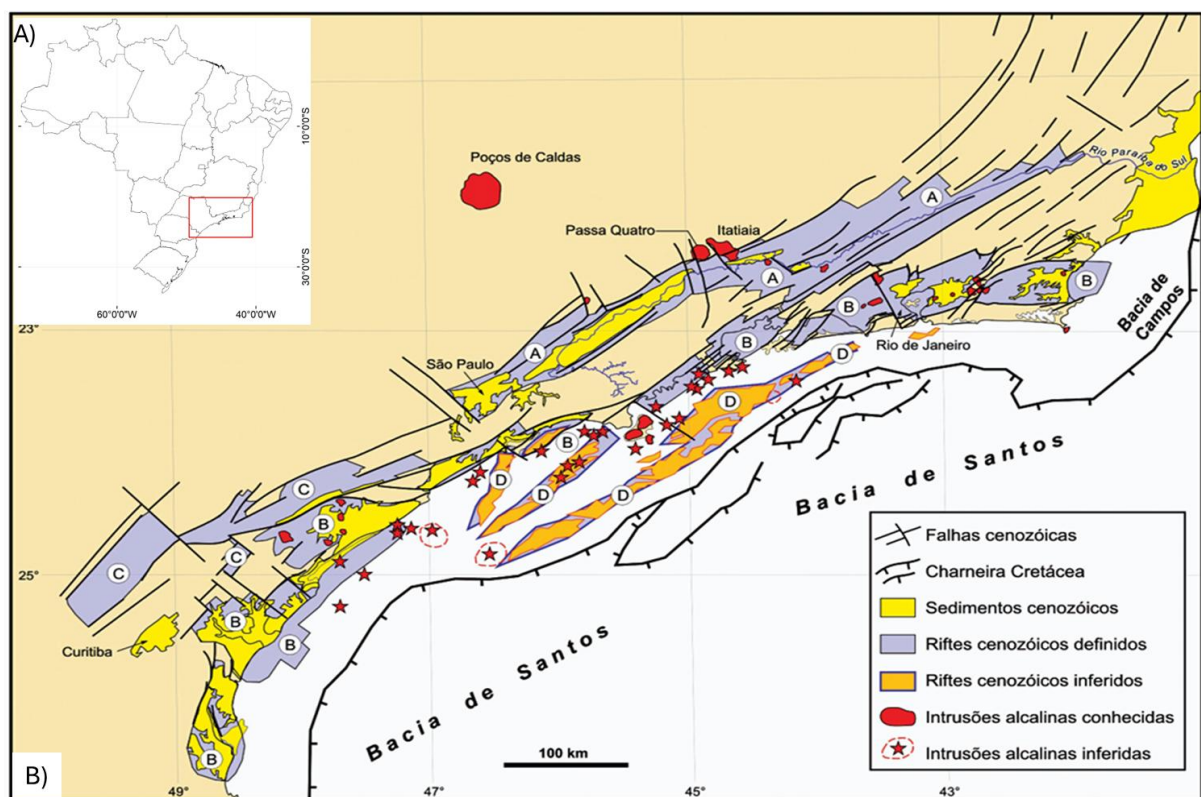


Figura 2: A) Localização do SRCSB, retângulo vermelho. B) Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas das bacias de Santos/Campos e do Rio Paraíba do Sul (Adaptado de Zalan & Oliveira (2005).

O SRCSB compreende quatro riftes principais — Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo — preenchidos por sedimentos continentais cenozoicos. De acordo com Zalán (2012), destacam-se a Bacia de São Paulo, instalada sobre a superfície de erosão do Alto Tietê; a Bacia de Taubaté, situada no Vale do Paraíba Paulista; a Bacia de Resende e a de Volta Redonda, ambas inseridas no Gráben do Paraíba do Sul; além da Bacia de Guanabara, associada a um grande sistema de falhas normais que delimitam o Gráben da Guanabara. Outras bacias

menores incluem Macacu, Cachoeiras de Macacu, São José de Itaboraí e Itaguaí, localizadas ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro.

Em geral, a geometria das bacias é alongada e a espessura dos sedimentos é heterogênea, com registros superiores a 100 m na Bacia de Volta Redonda, aproximadamente 200 m em Resende, mais de 500 m em Taubaté (Hasui & Ponçano, 1978), e cerca de 300 m na região metropolitana de São Paulo (Riccomini, 1989).

Os sedimentos consistem em sucessões típicas de riftes continentais, caracterizadas pelo predomínio de depósitos terrígenos de granulometria heterogênea, organizados em sequências cíclicas que refletem a transição entre ambientes aluviais e lacustres (Riccomini, *et al.* 2004). Nas bordas do rifte ocorrem brechas e conglomerados polimíticos mal selecionados, relacionados a leques coluviais e aluviais controlados por falhas normais. Esses depósitos passam lateralmente para arenitos e argilitos, típicos das porções centrais das bacias, associados a sistemas fluviais entrelaçados, planícies de inundação e ambientes lacustres (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005). Depósitos neógenos e quaternários localmente recobrem as unidades mais antigas.

A evolução do SRCSB configura-se como um processo tectono-sedimentar contínuo e polifásico, marcado por fases de distensão e transtensão sinistral (Zalan & Oliveira, 2005). Durante o Eoceno-Oligoceno, esforços extensionais associados ao soergimento termomecânico da borda da Bacia de Santos deram origem à principal depressão tectônica (Riccomini, 1989). No Mioceno, esse regime foi substituído por transcorrência sinistral, com formação de bacias do tipo pull-apart, como a de Itaquaquecetuba, preenchidas por sedimentos fluviais. Posteriormente, entre o Plioceno e o Eopleistoceno, ocorreu um período de relativa estabilidade tectônica, seguido por uma fase de transcorrência dextral no Neopleistoceno e regime extensional NW–SE no Holoceno (Riccomini, 1989).

Almeida (1976) atribui o soergimento do embasamento cristalino no Neocretáceo (89–65 Ma) à atuação de intenso magmatismo alcalino (82–60 Ma), responsável pela formação de um extenso planalto – a Serra do Mar Cretácea (SMC) – nivelada pela Superfície de Aplainamento Japi. No Eoceno-Oligoceno, entre 58–20 Ma (clímax entre 48–40 Ma), esse planalto sofreu colapso gravitacional vinculado a um regime extensivo predominantemente ortogonal NNW–SSE, o que levou à formação de riftes subparalelos à costa, compostos por grábens e hemigrábens assimétricos (Zalan & Oliveira, 2005). Essa tectônica reativou câmaras magmáticas alcalinas terrestres, além de gerar vulcanismo submarino nas bacias de Campos e

Santos (55–44 Ma), associando-se à influência térmica da Pluma de Trindade e à reorientação da Placa Sul-Americana.

Nesse contexto, Szatmari *et al.* (1995, 2000) argumentam que os riftes do SRCSB foram moldados por reativações tectônicas associadas à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia geotérmica profunda. A presença de dezenas de stocks alcalinos na região, com idades variando do Neocretáceo ao Paleógeno, evidencia a atividade tectonomagmática que afetou blocos elevados e rebaixados. Essa variação, observada no alinhamento de Poços de Caldas até Barra de São João (RJ), é frequentemente atribuída à atuação de um *hotspot* (Szatmari *et al.*, 2000).

Segundo Saadi (1993), a Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul age como uma estrutura crustal fundamental que controla a nucleação de diversos grábens e hemi-grábens com rejeitos superiores a 300 m. A Figura 3 apresenta a interpretação dos riftes (*horstes and grábens*) na região do Vale do Paraíba do Sul e Paraty (Zalan & Oliveira, 2005). Evidências de reativações recentes nessa zona são observadas por meio de vales suspensos e deformações em terraços fluviais pleistocênicos na Serra da Mantiqueira (Saadi, 1990, 1991).

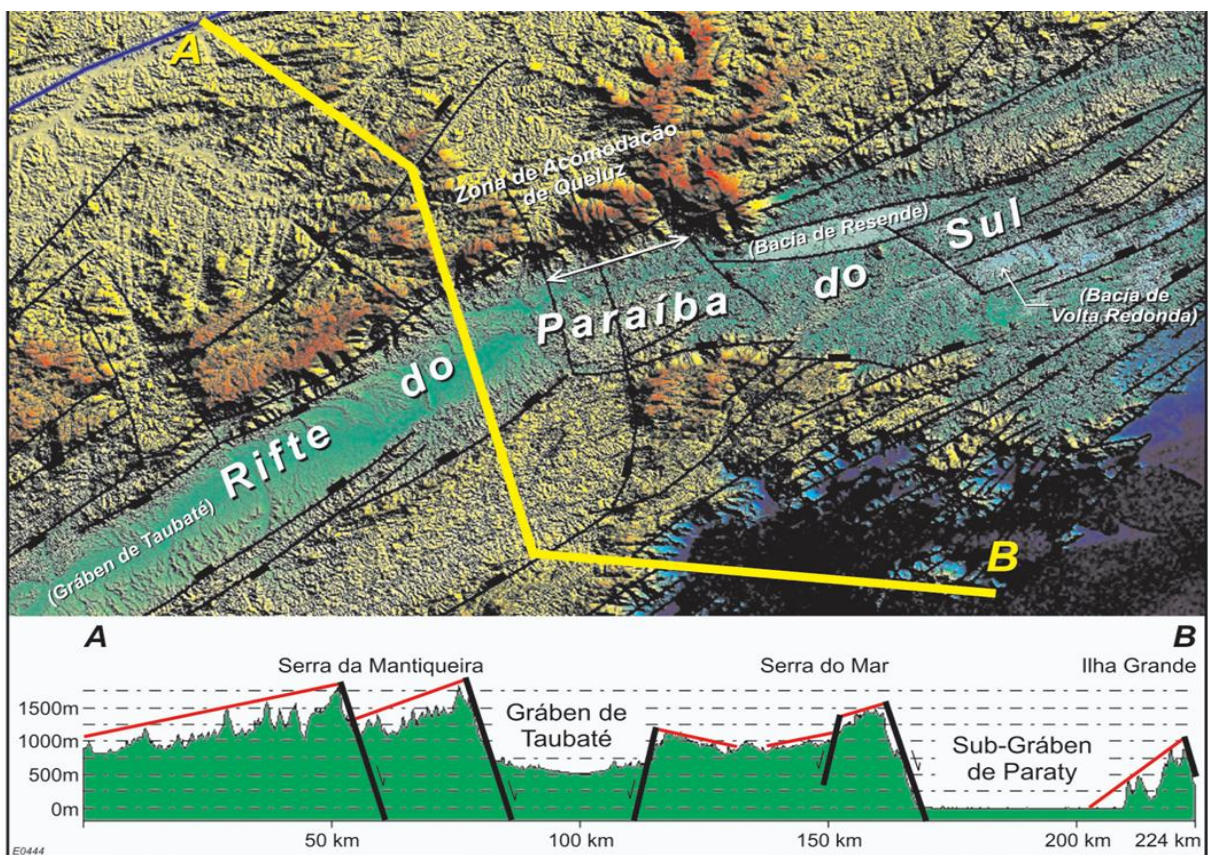


Figura 3: Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-gráben de Paraty), adaptado de Zalan & Oliveira (2005).

Assumpção *et al.* (2016) apresentam uma integração dos campos de tensões intraplaca na América do Sul, apontando que a orientação predominante do esforço compressivo máximo (SHmax) é E–W, influenciada pelo empurrão da Dorsal Mesoatlântica (“*ridge push*”) e pela convergência da Placa de Nazca. Ainda segundo Assumpção *et al.* (2016), no Cráton do São Francisco esse padrão é mantido, embora sofra variações locais devido à presença de zonas de fraqueza crustal. No Quadrilátero Ferrífero o campo de tensões E–W reativam falhas orientadas N–S, NE–SW e NW–SE, resultando em mecanismos tectônicos de falhas transcorrentes, inversas e normais (Lipski, 2002).

1.4 O Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco (CSF) é uma das principais províncias geotectônicas da Plataforma Sul-Americana, ocupando grande parte do Brasil central-oriental, principalmente nos estados da Bahia e Minas Gerais, com extensões em Goiás, Tocantins, Pernambuco e Sergipe (Almeida, 1977; Alkmim, 2004). Seus limites são definidos pelas faixas orogênicas neoproterozoicas de Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana e Araçuaí (Almeida, 1977).

A consolidação do CSF resulta de uma longa história de acreção e estabilização litosférica. Seu embasamento inclui núcleos arqueanos com idades superiores a 3,2 Ga, como os domínios Gavião, Jequié, Serrinha e Salvador-Curaçá (Cruz & Alkmim, 2006; Teixeira *et al.*, 1996). Entre os domínios, destacam-se os terrenos onde aflora a sequência supracrustal do SGMinas correspondentes à porção meridional do setor oriental da crosta oriental do protocontinente (Hasui, 2012).

O principal evento de consolidação ocorreu durante a evolução do Orógeno Minas-Bahia (Bruno *et al.*, 2021) durante o Riáciano (antigo evento Transamazônico), entre 2,2 e 2,0 Ga, quando uma série de eventos colisionais resultou na fusão de arcos magmáticos, formação de bacias retroarco, espessamento crustal e desenvolvimento de extensos cinturões metamórficos com intrusões de granitoides (Alkmim, 2004) indo constituir o Cráton São Francisco-Congo.

Após a consolidação paleoproterozoica, o continente sofreu ainda os efeitos de diversos eventos tectônicos: 1) tafrogênese estateriana (~1,75 Ga); 2) rifteamento toniano (~900 Ma); 3) a amalgamação do Gondwana Ocidental durante a orogênese Brasiliana-Pan-Africana, (630 e

580 Ma) seguido de subsidência e colapso; 4) a glaciação gondwânica no Permo-Carbonífero; 5) rifteamento do Atlântico Sul no Cretáceo (Alkmim, 2004).

O arcabouço tectônico e estratigráfico dos terrenos aflorantes na extremidade sul do protocontinente exibe um registro geológico único, que preserva a interação entre núcleos arqueanos TTG, cinturões metavulcanossedimentares arqueanos e sequência paleoproterozoicas, constituindo o Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero.

No contexto da Plataforma Sul-Brasileira, a instalação de grande parte das bacias cenozoicas está diretamente associada à reativação de discontinuidades crustais geradas no Proterozoico, correspondentes a antigas zonas de sutura e zonas de cisalhamento, cuja herança estrutural condicionou a fragmentação e o soerguimento diferencial da crosta (Hasui, 1990; Saadi 1993; Almeida et al., 2000).

1.4.1 O Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero

O Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero (QF) abrange uma área onde afloram unidades supracrustais sotopostas a sequencias do tipo Greenstone Belt e corpos granitóides sendo notadamente reconhecido pela sua riqueza mineral. Esta região compreende cerca de 7.000 km² e sua configuração está relacionada à interação das coberturas supracrustais paleoproterozoicas do Supergrupo Minas (SGM) constituindo estruturas sinclinais entre domos granito-gnáissicos e as unidades metavulcanossedimentares arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), (Dorr, 1969; Alkmim & Marshak, 1998).

A Figura 4 apresenta a coluna estratigráfica regional das unidades aflorantes no QF e a Figura 5 apresenta o mapa geológico regional simplificado (adaptado de Castro & Varajão, 2020 e CPRM, 2020) com indicação das principais unidades litoestratigráficas. O retângulo azul destaca a área em estudo, localizada na porção central do Sinclinal do Gandarela, região nordeste do QF.

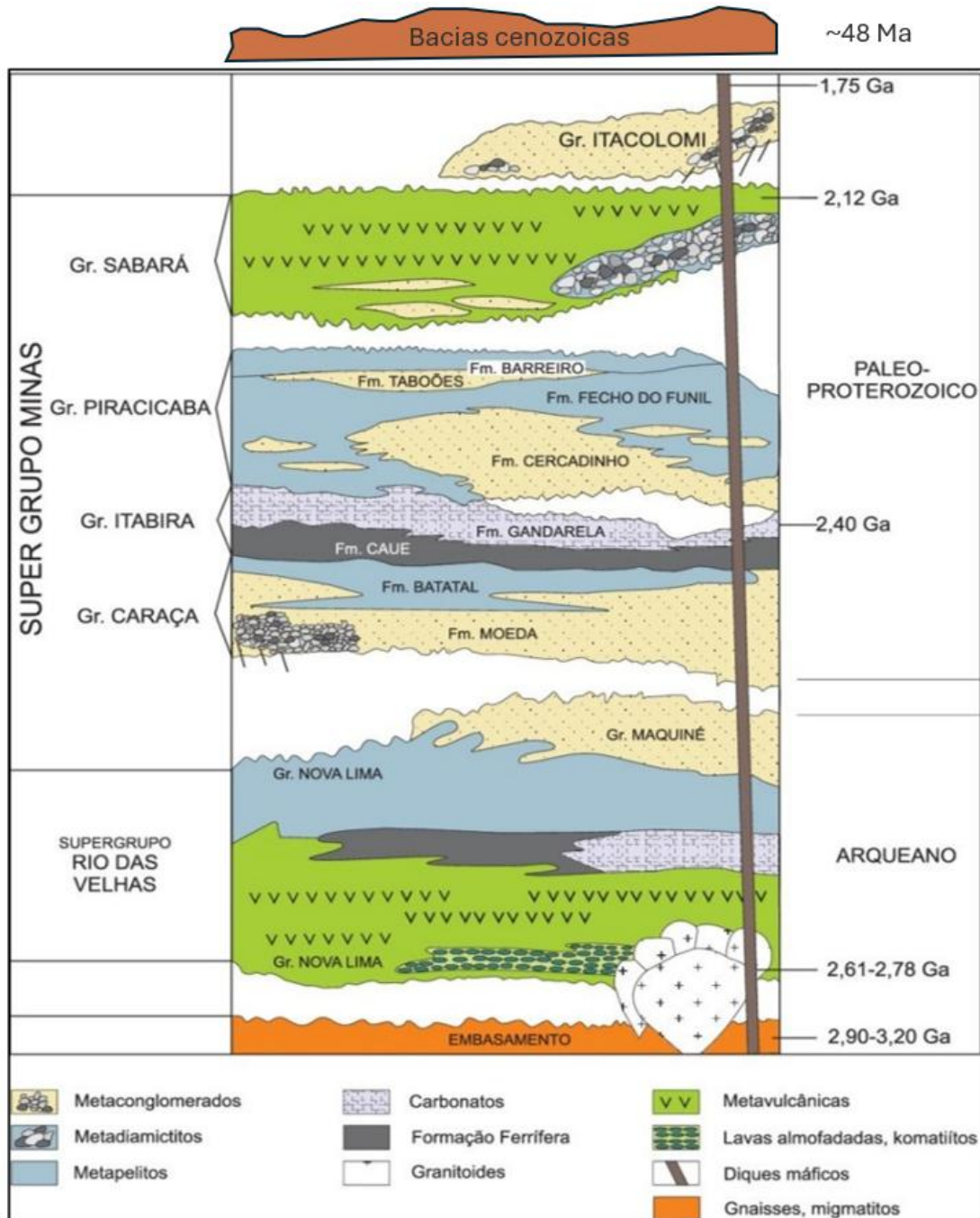


Figura 4: Coluna estratigráfica regional do QF, modificado de Alkimim & Marshak (1998).

O SGM consiste em duas seqüências: os grupos Caraça, Itabira e Piracicaba com espessura total de de ~4km depositados em ambiente rift a margem passiva e a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Sabará com espessura de aproximadamente 3,5 km. O Grupo Itabira é constituído pela formação ferrífera Cauê (denominada localmente de itabirito) e a seqüência de carbonatos plataformais da Formação Gandarela. O Grupo Sabará foi depositado nos estágios iniciais da orogênese Transamazônica (2.1-2.0 Ga; Alkmim & Marshak 1998)

durante a amalgamação dos terrenos paleoproterozoicos e arqueanos. Idades de titanita e monazita metamórfica limitam o estágio final da orogênese Transamazônica entre 2.06 e 2.03Ga (Machado *et al.*, 1992; Aguilar *et al.*, 2017).

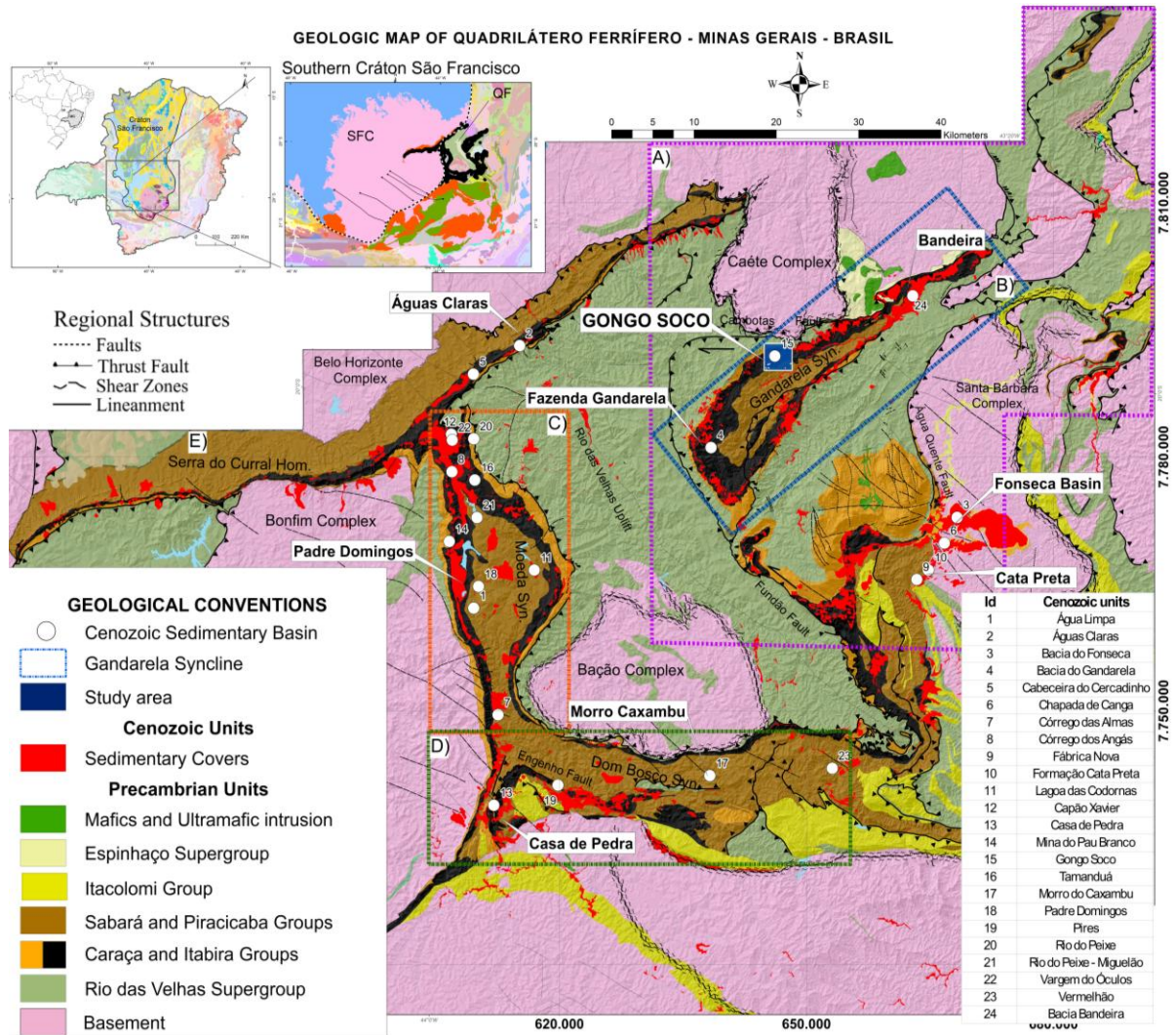


Figura 5: Mapa geológico das principais unidades aflorantes no Quadrilátero Ferrífero, com destaque nos pontos brancos para as principais bacias cenozoicas. Elaborado a partir de Castro & Varajão, 2020 e CPRM, 2020. A) Sistema de Falhas Cambotas-Fundão. B) Sinclinal Gandarela. C) Sinclinal Moeda. D) Sinclinal Dom Bosco. E) Homoclinal da Serra do Curral

As principais estruturas geológicas do QF incluem os sinclinais da Moeda (N–S), Dom Bosco (E–W), Santa Rita (N–S) e o homoclinal da Serra do Curral (NW–SE), todos limitados por altos estruturais do embasamento. O sinclinal Gandarela, destacado no retângulo azul da Figura 5, ocorre na região nordeste do QF, com direção NE–SW. Dentre os grandes sistemas de falhas, destacam-se o Sistema Cambotas-Fundão (Alkmin & Marshak, 1998), Engenho (Dorr, 1969) e Água Quente (Maxwell, 1972).

O sistema de falhas Cambotas–Fundão (Figura 5, #A), compreende duas grandes falhas de cavalgamento brasileiras, de direção NE-SW e NW-SE com vergência para oeste, cujo traçado arqueado reflete a contenção lateral imposta pelos altos estruturais do Complexo Caeté, Maciço do Caraça e Uplift Rio das Velhas (Alkmim & Marshak, 1998). Essas falhas, juntamente com a Falha da Água Quente de direção N-S condicionam a compartimentação leste da estruturação tectônica das sequências aflorantes no Quadrilátero Ferrífero pela presença de fatias de ortognaisses arqueanos sobrepostos às unidades do Supergrupos Minas e Rio das Velhas (Maxwell, 1978).

1.4.2 Geomorfologia e Pedologia

O relevo do Distrito Mineral do Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por cristas elevadas, escarpas íngremes e vales encaixados, associado a grandes variações altimétricas, com elevações que variam de aproximadamente 680 m no Fecho de Sabará até 2070 m na Serra do Caraça (Bezerra, 2014). Nesta região, cuja altimetria média é de cerca de 1100 m, destaca-se o alinhamento quase retangular de cadeias montanhosas, constituído pelo conjunto de megaestruturas proterozoicas (sinclinais Gandarela, Dom Bosco e Moeda, homoclinal da Serra do Curral) cujas cristas constituem os flancos das megadobras por inversão do relevo, sustentados por formações ferríferas (itabiritos) e quartzitos, servindo de embasamento para as bacias cenozoicas.

A primeira análise sobre a evolução do relevo no QF foi realizada por Harder & Chamberlin (1915). Segundo este estudo, a resistência das diferentes litologias frente ao intemperismo e à erosão seria o principal fator da morfogênese, com quartzitos e itabiritos formando as áreas de maior altitude, xistos e filitos correspondendo às altitudes medianas, e granito-gnaisses dominando as áreas mais baixas. Dorr (1969) descreveu o relevo do QF como composto por cristas elevadas e irregulares, platôs altos, vales amplos, *canyons* profundos e cadeias extensas de *hogbacks*.

Salgado *et al.* (2007, 2008), por meio de análises cosmogênicas (Be^{10}), demonstraram que a denudação e a erosão no QF variam conforme o tipo de rocha, sendo maiores em carbonáticas e menores em quartzitos e itabiritos. Varajão *et al.* (2009) acrescentaram que, além da erosão diferencial, a neotectônica também influencia o relevo regional. King (1956) propôs a existência de quatro superfícies de erosão no QF com idades estimadas a partir de fósseis

encontrados em formações correlatas fora da região e estabelecendo comparações com superfícies da porção oriental do Brasil.

A distribuição de solos no QF é controlada pela interação entre litologia, relevo e clima, refletindo diferentes processos pedogenéticos. Em encostas íngremes predominam neossolos litólicos e cambissolos háplicos, caracterizados por horizontes B incipientes, baixa fertilidade e fragmentos rochosos, refletindo o controle direto do material de origem (Carvalho Filho *et al.* 2010). Nessas áreas, também são frequentes plintossolos pétricos, formados por intensa concretização ferruginosa (petroplintita) em itabiritos, evidenciando a influência da umidade intermitente naquela topografia

Em terrenos planos ou depressões, encontram-se solos mais evoluídos e profundos. Latossolos vermelhos periféricos dominam áreas estáveis associadas às cristas de serras suportadas por formações ferríferas e crostas de canga. Estes latossolos apresentam horizonte B profundo, estrutura granular, alta acidez, baixa fertilidade e altos teores de óxidos de ferro e alumínio (Santos Oliveira *et al.*, 2021). Nos vales e margens fluviais, há neossolos flúvicos e fluissolos, influenciados por deposição aluvial sazonal e regimes de saturação, resultando na acumulação de matéria orgânica e sedimentos finos.

1.5 Bacias Cenozoicas a Sudeste do Cráton do São Francisco

A partir do final da década de 1980, intensificaram-se os estudos sobre a reativação tectônica no interior do CSF, especialmente em Minas Gerais, onde a análise integrada de dados estruturais e geomorfológicos permitiu a elaboração de uma síntese morfotectônica abrangente para a região (Saadi *et al.*, 1990; Saadi, 1993).

Assim como as demais regiões adjacentes ao Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, o interior do CSF também apresenta registro de atividade neotectônica, concentrada nas bordas leste, sul e oeste, com reativações marcantes no Oligoceno, Plioceno e contínuas durante o Quaternário (Maizatto, 2001; Sant'Anna, 1994, Lipski 2002; Sartori *et al.*, 2019;). Essas reativações desempenharam um papel significativo na configuração morfoestrutural e geomorfológica da região. A Figura 6 apresenta a localização das principais bacias e depósitos continentais cenozoicos do sudeste brasileiro.

Na borda leste do CSF, no Médio Jequitinhonha, Saadi & Pedrosa Soares (1990) registram a ocorrência de um gráben cenozoico, Gráben de Virgem da Lapa, controlado por uma falha NE-SW e preenchido por cerca de 100 m de sedimentos fluviais da Formação São

Domingos. Este gráben é parte de um lineamento regional, identificado por meio de anomalias magnéticas e atividades sísmicas (Saadi, 1993), que conecta o rio Araguaia à Bacia Sergipe-Alagoas, passando pela Bahia, deformando intensamente os sedimentos do Grupo Barreiras.



Figura 6: Mapa de localização das principais bacias e depósitos continentais cenozoicos do sudeste do Brasil.

Ainda segundo Saadi & Pedrosa Soares (1990), ocorreram dois eventos neotectônicos na região: no Mioceno, uma paisagem aplainada associada à superfície erosiva de King (1956), seguida no Plioceno pela reativação de falhas NNE e NE que causaram abatimento do bloco central. A tectônica quaternária é marcada pela dissecação fluvial e falhas que recortam os sedimentos da Formação São Domingos e terraços fluviais.

Na borda sul, Saadi (1990) identifica a presença de um rifte continental próximo a cidade de São João del Rei. Este rifte se estende entre as cidades de Itutinga e Carandaí, ocupando uma faixa de 5 a 6 km de largura e aproximadamente 250 km de comprimento. Formando uma depressão alongada com direção NE/SW, é composto pelos grábens de Prados, Rio Carandaí e Rio das Mortes. A região mais representativa da estrutura tectono-estrutural do rifte, segundo o autor, encontra-se entre as cidades de São Sebastião da Vitória e Prados (Figura 7).

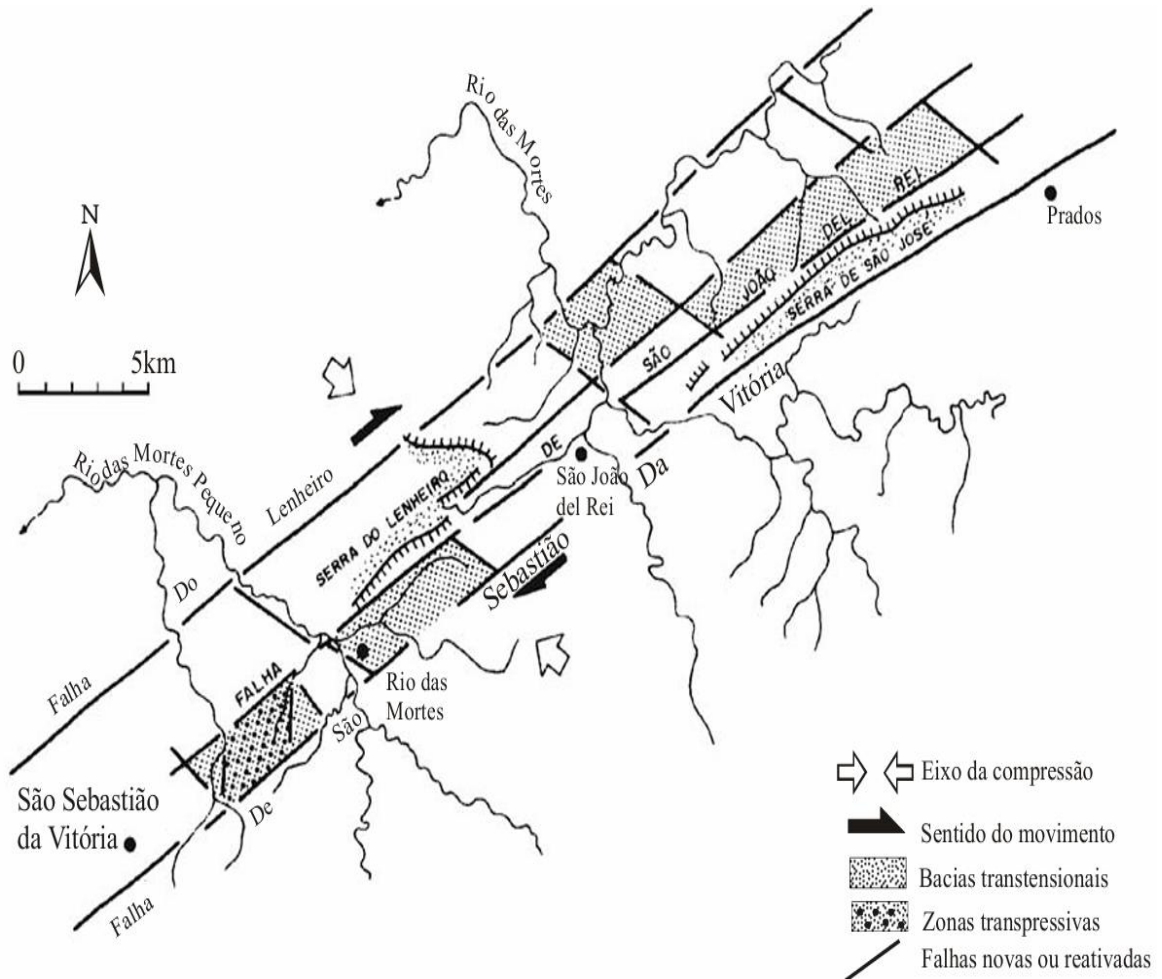


Figura 7: Mapa de localização do Rifte Cenozoico da Região de São João del Rei (Saadi, 1990).

Saadi & Valadão (1990) descrevem a evolução tectono-sedimentar da bacia do Rio das Mortes, destacando quatro fases principais no desenvolvimento do Rifte Cenozoico São João del Rei. Na Fase I (Mioceno), antes da formação do gráben, a área apresentou uma morfologia aplainada devido à erosão associada ao evento Sul-Americano, correlacionado à Superfície Japi. A Fase II (Plioceno) foi marcada pela atividade tectônica extensional, com a formação do hemigráben e o preenchimento sedimentar composto por corridas de lama e detritos em condições tropicais úmidas. A Fase III (Eopleistoceno) foi caracterizada por um período de calma tectônica, com o assentamento de depósitos aluviais sobre os diamictitos. Finalmente, a Fase IV (Mesopleistoceno a Neopleistoceno) registrou um pulso tectônico compressivo, gerando falhas normais, inversas, transcorrentes, além de estruturas do tipo duplex e dobras.

Na borda sudoeste do estado, Saadi (1993) relata que o Planalto do Alto Paranaíba foi soerguido em pelo menos 200 m e basculado para WNW, formando estruturas de horstes e grábens na Serra da Saudade, controladas por falhas E-W. Segundo este autor, a

Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco, uma zona de cisalhamento N50W com 50 km de largura, mostrou atividade recorrente desde o Pré-Cambriano até o Quaternário, com a formação dos grábens de Arcos-Doresópolis, com direção N30-40W (Saadi, 1991; Saadi, 1993).

Ainda no limite sudoeste do CSF, Sartori *et al.* (2019) caracterizam depósitos sedimentares quaternários na região de Cássia (MG) demonstrando sua relação com a reativação tectônica da Zona de Falha de Cássia. Os sedimentos, predominantemente pelíticos, registram a formação de um paleolago confinado por falhas normais reativadas durante o Quaternário, com entradas episódicas de leques aluviais.

1.5.1 Bacias Cenozoicas no Quadrilátero Ferrífero

As bacias cenozoicas do QF (Figura 5) apresentam um registro geológico significativo da evolução geológica da extremidade sul do Cráton São Francisco com a exposição de sedimentos distribuídas em diversas bacias suspensas em cristas de serra e zonas elevadas. Os primeiros relatos desses depósitos datam do final do século XIX, quando Gorceix (1884) descreveu sedimentos na região, associando-os a vales preenchidos por materiais argilosos e ferruginosos.

Dorr (1969) descreve as unidades sedimentares mais recentes no QF, destacando "*mudstones*" como argilas laterizadas e canga, rica em óxidos de ferro. Sant'Anna (1994), ao longo de estudos realizados na bacia Fonseca, localizada na região leste do QF, caracteriza sedimentos predominantemente arenosos e argilosos depositados em um sistema fluvial meandrante durante o Eoceno Médio ao Superior. Esses depósitos mostram características típicas de ambientes de baixa energia, incluindo laminações horizontais e estratificações cruzadas em arenitos, além de argilitos maciços com alto conteúdo de matéria orgânica.

Ainda na borda leste do QF, ocorre a Formação Cata Preta (Castro & Ferreira, 1997; Castro, 2017), composta por depósitos de diamictitos e arenitos, expostos na região da Mina de Fábrica Nova, uma antiga cava aurífera e atual mina de ferro. Os arenitos são mal selecionados, com grãos angulosos, enquanto os diamictitos têm matriz argilosa contendo blocos e matacões de até 40 cm, formados por filito, quartzito ferruginoso, quartzo e magnetita (Rossi, 2014).

Lobato *et al.* (2005) retomam a concepção de que as coberturas sedimentares vão desde o Paleógeno até o Neógeno, identificando coberturas sedimentares de várias idades, subdividindo em coberturas detrítico-lateríticas e sedimentos colúvio-aluvionares recentes.

Varajão *et al.* (2020) caracterizam fácies sedimentares em diversos depósitos cenozoicos localizados na região do Sinclinal Moeda, porção oeste do Quadrilátero Ferrífero. O estudo destaca cinco fácies principais: fragmentar (F), nodular (N), quartzo areno argilosa (QSC), argila maciça (MC) e conglomerática (C). Essas fácies refletem diferentes condições deposicionais, desde ambientes de alta energia, como leques aluviais, até áreas de baixa energia, como lacustres ou de planícies de inundação.

Castro & Varajão (2020) realizam uma análise detalhada do registro estratigráfico e evolução geológica das principais unidades cenozoicas do QF, incluindo as formações Fonseca, Chapada de Canga, Bacia Gandarela, Gongo Soco e Cata Preta. Além disso, eles propõem uma subdivisão atualizada das unidades cenozoicas, como ilustrado na Figura 8. Ainda segundo Castro & Varajão (2020), os depósitos cenozoicos são muitas vezes deformados pela ação de tectônica rúptil compressiva e distensiva, que resulta em falhas reversas, normais e transcorrentes, associadas a progressão do evento Sul-Atlântico (Lipski, 2002).

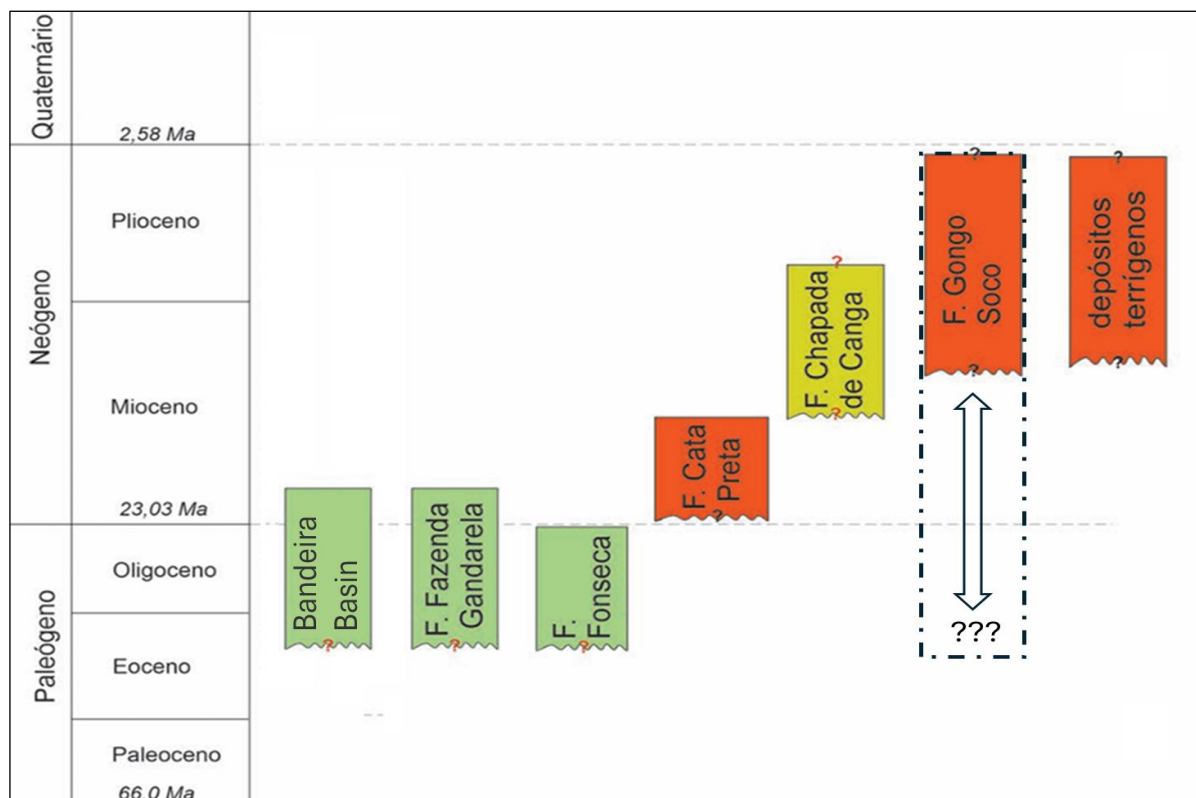


Figura 8: Coluna estratigráfica proposta para o Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, modificado de Castro & Varajão (2020).

1.5.1.1 Bacias Cenozoicas no Sinclinal Gandarela

As bacias sedimentares cenozoicas do Sinclinal Gandarela representam um importante registro no contexto da geologia do QF, devido a sua importância estratigráfica, estrutural e econômica, principalmente pelos depósitos de linhito e argilitos. Nesta região, os registros bibliográficos tratam da presença de três formações principais, são estas: Fazenda Gandarela (Figura 5, #04), Gongo Soco (Figura 5, #015) e Bandeira (Figura 5, #24).

O interesse inicial nesta região foi despertado por Gorceix (1884) intrigado com as "pedras que pegavam fogo" na atual Bacia Gandarela. Durante a Segunda Guerra Mundial, o linhito da região chamou atenção pelo potencial energético, mas uma investigação detalhada só ocorreu décadas depois, com a execução de sondagens realizadas pela Minerações Brasileiras Reunidas (MBR) e o mapeamento da USGS/DNPM, que identificaram outras ocorrências importantes de linhito (Dorr, 1969; Maizatto 1993, 2001; Castro & Varajão, 2020).

A década de 1980 marcou um avanço nos estudos, com Pinto & Regali (1990) que descreveram o conteúdo polínico dos testemunhos, revelando biozonas que permitiram uma datação mais precisa dos depósitos cenozoicos (Castro & Varajão, 2020). Trabalhos posteriores de Maizatto (1993, 1997, 2001 e 2014) detalharam as características estruturais, sedimentológicas, bioestratigráficas e cronoestratigráficas da Formação Fazenda Gandarela (Endo *et al.*, 2020), consolidando-a como o registro continental mais completo do Neoeoceno ao Eomioceno no sudeste brasileiro.

Segundo Maizatto (2001) foram realizados vinte furos de sondagem nos depósitos cenozoicos da Fazenda Gandarela, com profundidades de até 125 m, mas ainda sem atingir o embasamento, dentre estes, apenas quinze furos puderam ser amostrados para análise. A Figura 9 ilustra a predominância de litotipos lamosos e línitos nas associações de fácies lacustres (arenitos, argilitos e conglomerados), que caracterizam o registro sedimentar cenozoico da Formação Fazenda Gandarela.

Saadi *et al.* (1992) descrevem a Formação Gongo Soco, na bacia homônima, composta principalmente por arenitos argilosos, argilas caulínicas e brechas com fragmentos subangulosos de itabirito e hematita, sustentados por uma matriz ferruginosa. Ainda segundo Saadi *et al.* (1992), esses depósitos cenozoicos estão altamente inclinados, com mergulho entre 25° e 50°, evidenciando a atuação de uma tectônica durante o Oligoceno, responsável pela geração de falhas normais e estruturas em horst e gráben (Maizatto *et al.*, 1993; Lipski, 2002).

De acordo com Lipski (2002), a bacia Gongo Soco possui forma alongada de orientação NW-SE, ocupando uma área de cerca de 120.000 m², atingindo espessuras de até 40 m. As unidades litológicas são compostas principalmente por sedimentos siltoso-argilosos

avermelhados, com grãos de quartzo dispersos, intercalados por camadas de conglomerados e diamictitos. Os clastos variam de centímetros a metros e incluem itabirito, hematita e filito. Segundo Maizatto *et al.* (1993), o depósito é formado por fluxos de detritos viscosos sobre as rochas do Grupo Itabira, posteriormente afetados por falhas normais e de empurrão. A Figura 10 representa seção esquemática dos sedimentos da Formação Gongo Soco elaborada por Lipski (2002).

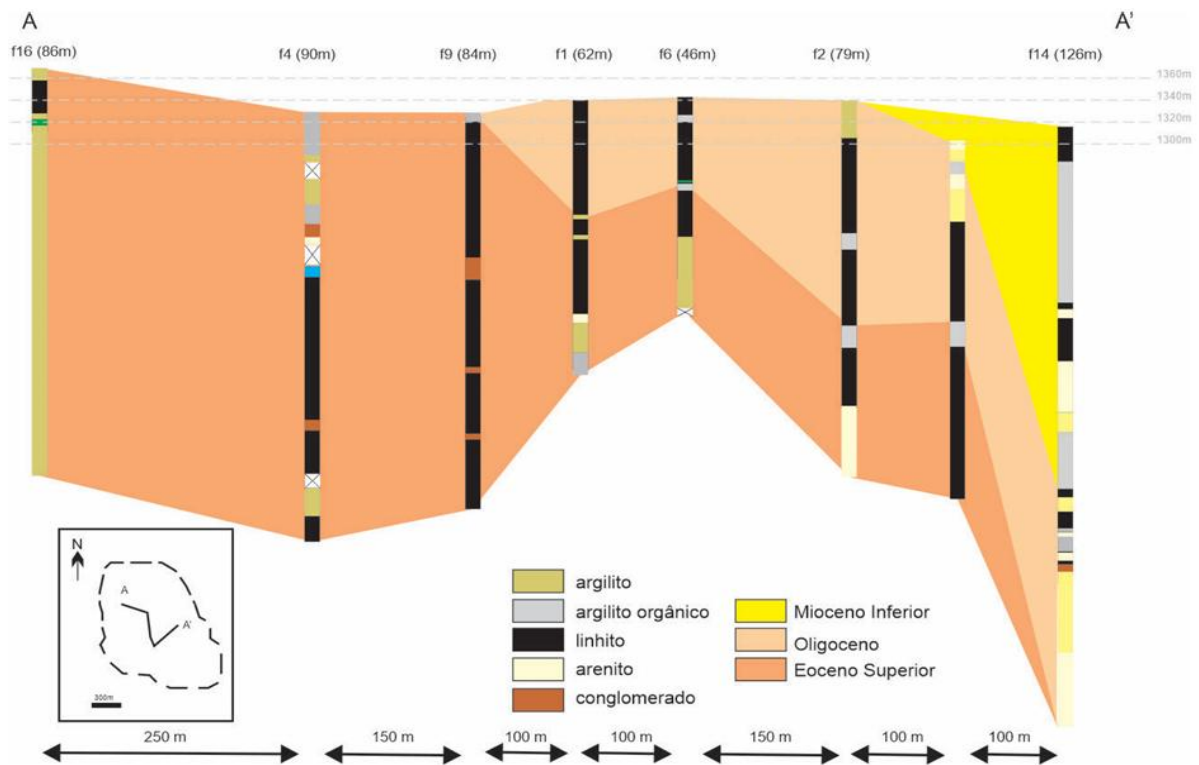


Figura 9: Seção cronoestratigráfica da Formação Fazenda Gandarela, destaque para a migração do depocentro e a redução dos restos vegetais (modificado Maizatto, 2001 in Castro & Varajão, 2020).

Maizatto *et al.* (1993) caracterizam os sedimentos da Bacia de Gongo Soco como provenientes de um ambiente flúvio-lacustre, com fácies de diamictitos (A), brechas (B), arenitos quartzosos (D) e diamictitos hematíticos (E). As fácies A e E são dominadas por fragmentos de hematita e itabirito em matrizes silto-argilosas, indicando fluxos de detritos e leques aluviais. A Fácies B é composta por brechas com fragmentos subangulosos e a Fácies D, por arenitos médios alternados com silte. Esses depósitos refletem variações nas condições sedimentares e paleoclimáticas, influenciadas por processos tectônicos e mudanças climáticas.

Recentemente, Daher *et al.* (2024) descrevem a Bacia Bandeira, localizada na Serra do Tamanduá, no nordeste do Sinclinal Gandarela, constituída por sedimentos derivados dos SGRV e SGM. A bacia é dividida em três unidades sedimentares: a Unidade A, é composta por

sedimentos finos e argilosos de cor marrom-avermelhada, localmente linhito; a Unidade B, constituída por materiais areno-quartzosos; e a Unidade C, contempla sedimentos mais grossos, como conglomerados, areias finas e cangas. Essas unidades são separadas por contatos abruptos, localmente erosivos, refletindo transições deposicionais (Figura 11).

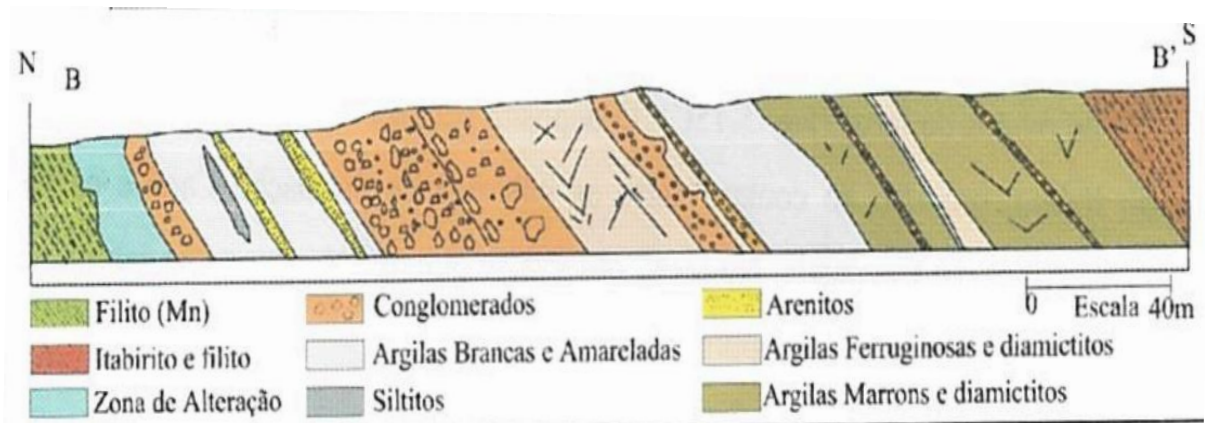


Figura 10: Perfil litológico de detalhe do depósito Gongo Soco (Lipski, 2002).

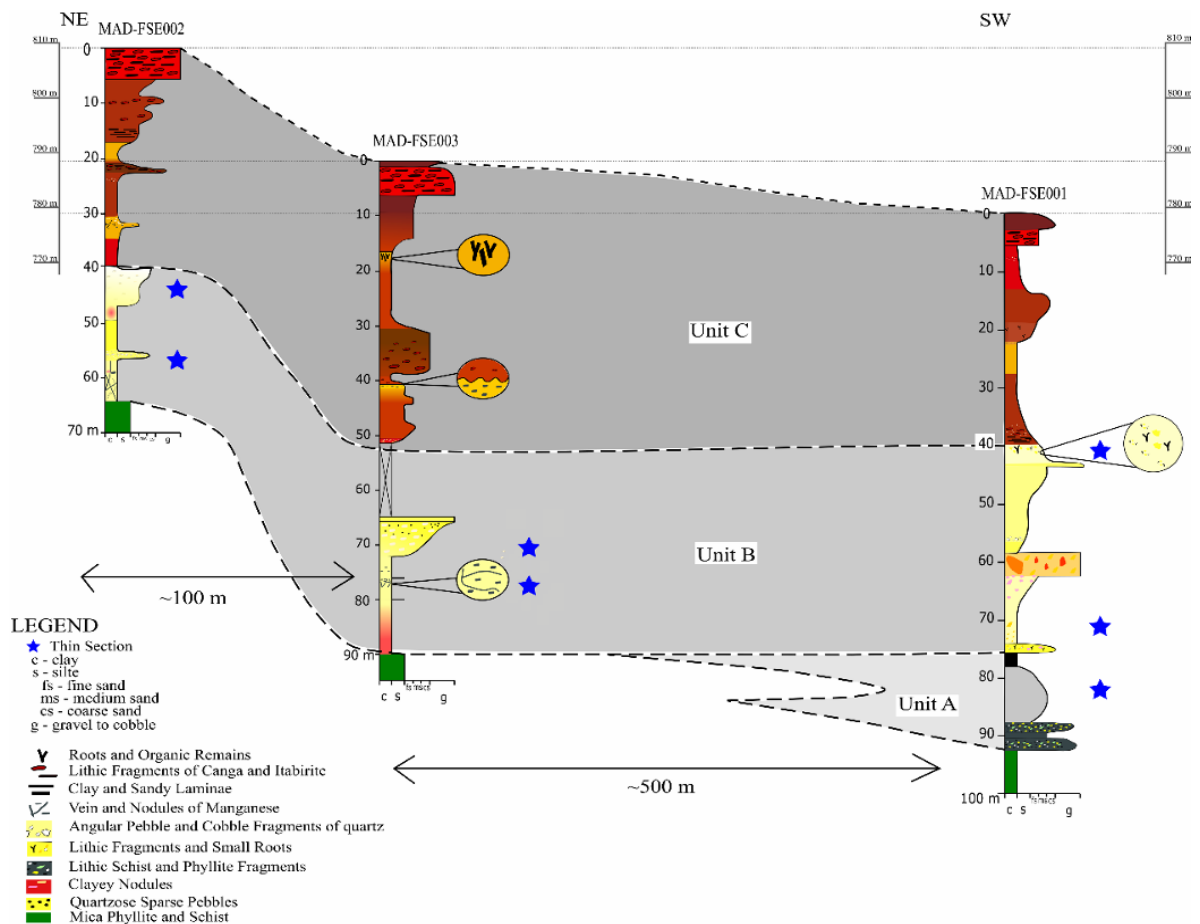


Figura 11: Perfil estratigráfico da Bacia Bandeira, unidades A, B e C. (Daher *et al.* 2024).

1.5.2 Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero

As estruturas rúpteis associadas à eventos neotectônicos observadas no QF afetaram as rochas pré-cambrianas e a maioria dos depósitos sedimentares pré-quadernários. De acordo com Castro & Varajão (2020), ainda sob a ação do evento tectônico Sul-Atlantiano, os terrenos aflorantes no QF passaram por uma fase extensional inicial, responsável pela formação de bacias onde se depositaram sedimentos das formações Fonseca, Chapada de Canga, Cata Preta, Fazenda Gandarela e Gongo Soco, entre outras (Figura 5). Mudança subsequente no regime tectônico interpretado por Castro & Varajão (2020) como compressivo, promoveu fraturamento, reativações de discontinuidades crustais herdadas com a formação de depósitos coluviais, eluviais, terrígenos e aluvionares.

Segundo Saadi *et al.* (1992), a bacia Gongo Soco apresenta uma estruturação marcada por basculamento generalizado para SSE e diversos tipos de deslocamentos controlados por planos de falhas estriados. De acordo com esses autores os sedimentos exibem falhas normais, com planos subparalelos ao acamamento, predominando a direção SW-NE e com mergulhos elevados, enquanto um conjunto subordinado apresenta direção NW-SE.

Ainda segundo estes mesmos autores, ocorrem falhas inversas na porção central da bacia com direções entre N50°E e N30°W e mergulho variando entre 28° a 44°, indicando transporte para SW e SE, com deslocamentos de até 2 m. Maizatto *et al.* (1993) apontam fraturas, falhas normais e reversas, dobras de arrasto, cavalgamentos do tipo duplex e planos estriados como as principais estruturas da Bacia de Gongo Soco, sendo as falhas reversas posteriores às falhas normais, muitas vezes reativadas.

Sant'Anna *et al.* (1997) relatam que as principais estruturas tectônicas observadas na bacia Fonseca (Figura 5, #03) incluem, falhas normais e transcorrentes, com direções predominantes NE-SW e NW-SE, indicando um regime extensional (transtensivo). Essas falhas foram responsáveis por modelar a bacia em estruturas do tipo horstes e grábens, influenciando a deposição dos sedimentos da Formação Fonseca, borda leste do QF.

De forma semelhante, Maizatto & Castro (1993) relataram a ocorrência de falhas normais na Bacia Fazenda Gandarela (Figura 5, #04), cortando camadas de mesma idade e gerando estruturas tipo horstes e gráben. Segundo Maizatto (2001), essa bacia sofreu intensa atividade tectônica no Oligoceno, com falhas sindeposicionais responsáveis por altos e baixos estruturais que migraram o depocentro. A análise paleoclimática dessa bacia indica um clima

tropical no Neoceno, evoluindo para subtropical no Oligoceno, com aumento da presença de gimnospermas durante os períodos mais secos (Maizatto, 2001).

O modelo estrutural da Formação Cata Preta (Figura 5, #10), elaborado por Rossi (2014), reflete a deformação rúptil vinculada (falhas normais de alto ângulo) a um evento extensional eocênico (Figura 12), que resultou na formação de horstes e grábens. Embora essas falhas não apresentem expressão geomórfica marcante, controlaram zonas de subsidência responsáveis pela acumulação de sedimentos detríticos (Castro & Ferreira, 1997; Rossi, 2014).

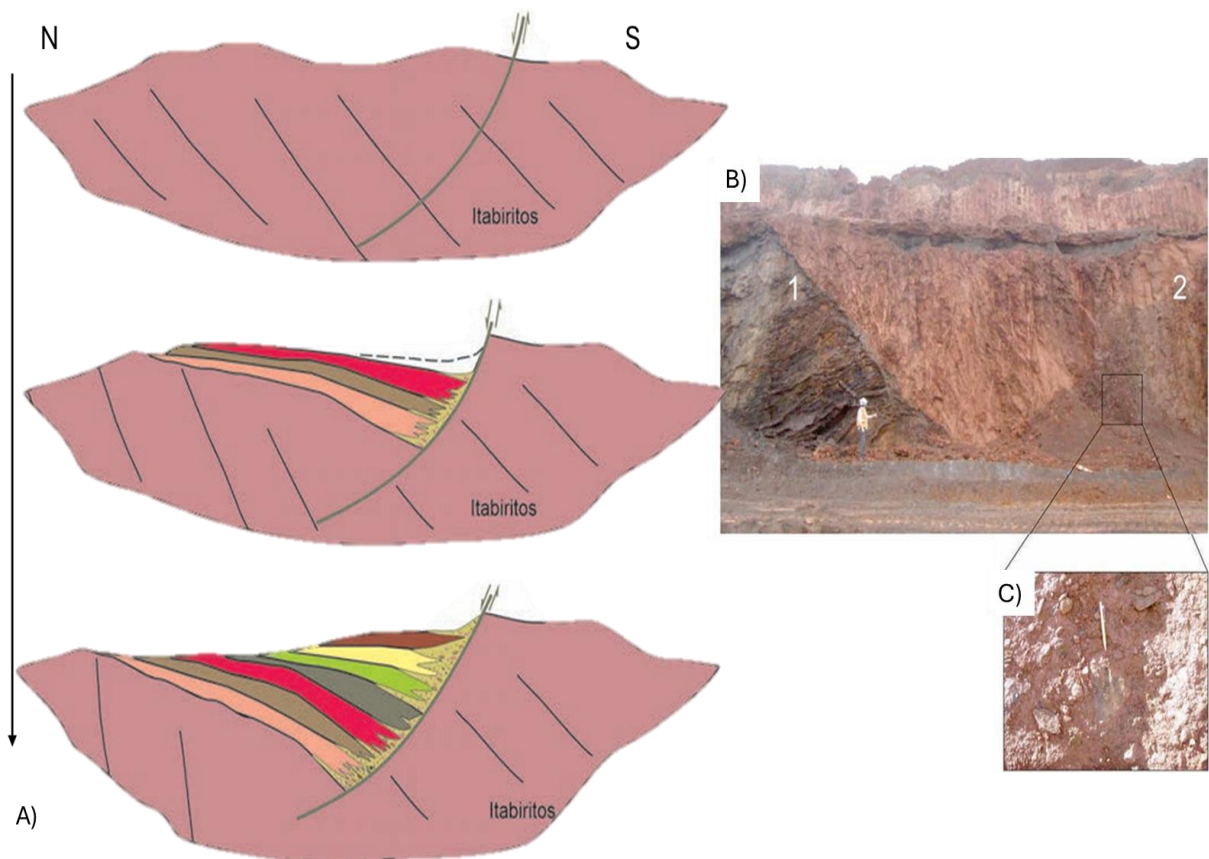


Figura 12: A) Modelo estrutural proposto para deposição dos sedimentos da Formação Cata Preta, em preenchimento de hemigráben na mina de Fábrica Nova. B) Parede da cava da Mina de Fábrica Nova mostrando fácies de preenchimento. C) Detalhe dos sedimentos. Adaptado de Rossi (2014) e Castro & Varajão (2020).

Lipski (2002), realizou um estudo detalhado sobre diversos depósitos terrígenos do QF, identificando a atuação de quatro eventos neotectônicos: o evento D1 (Eoceno-Oligoceno), de natureza extensional, com tensões NNE-SSW, formou estruturas do tipo horstes e grábens com direção WNW-ESE; o evento D2 (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) foi compressivo, com tensões NW-SE e E-W, originando falhas reversas e transcorrentes; o evento D3 (Mioceno

Médio-Superior) um sistema extensional de tensões ($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$) com a geração de falhas em diferentes direções que afetaram as coberturas lateríticas; e o evento D4 (Mioceno Superior-Quaternário) foi responsável por falhas sindeposicionais em conglomerados da Formação Fonseca e em coberturas quaternárias.

Varajão *et al.* (2020) destacam a importância da reativação de estruturas proterozoicas na organização dos depósitos terrígenos da região do Sinclinal Moeda, em que a tectônica cenozoica influenciou diretamente a configuração das bacias sedimentares, com geração de estruturas tipo gráben e hemigráben (Lipski, 2002).

1.6 Materiais e Métodos

O trabalho se desenvolve com foco nos aspectos estruturais e sedimentares da Formação Gongo Soco. Para atingir os objetivos propostos foram realizadas as etapas a seguir:

1.6.1 Revisão bibliográfica

Ao longo do desenvolvimento das atividades de campo e de escritório foi realizado o levantamento bibliográfico da geologia regional e local da área, dando ênfase ao estudo dos depósitos cenozoicos, a fim de consolidar o entendimento de aspectos sedimentares, estratigráficos, geomorfológicos e estruturais mais recentes disponíveis para o QF. A pesquisa foi realizada por meio das principais fontes de periódicos, dissertações e teses.

As principais referências adotadas no âmbito do estudo dos sedimentos cenozoicos aflorantes no Quadrilátero Ferrífero constam dos trabalhos de Gorceix (1884); Dorr (1969); Maxwell (1972); Saadi *et al.* (1992); Sant'Anna (1994); Sant'Anna & Schorscher (1997); Castro & Ferreira (1997); Maizatto (1993, 1997, 2001); Lipski (2002); Santos (2003); Maizatto *et al.* (2014); Castro (2017); Varajão *et al.* (2020); Castro & Varajão (2020) e Daher *et al.* (2024).

1.6.2 Mapeamento Geológico-Estrutural

O mapeamento geológico-estrutural da área de estudo, inclui o mapeamento de rochas do embasamento (Complexo Caeté, Supergrupo Minas e Rio das Velhas) e dos sedimentos

cenozoicos, adotando-se para tanto as técnicas tradicionais utilizadas para mapeamento de províncias sedimentares (Suguio, 2003) e terrenos polideformados (Davis, 1984).

O mapeamento das rochas do embasamento teve como objetivo o reconhecimento de estruturas planares (foliação, dobras e zonas de cisalhamento) e lineares (lineação de crenulação, lineação de interseção, lineação de estiramento e mineral), que permitiram definir a herança estrutural para a deposição e deformação dos sedimentos da Bacia Gongo Soco.

O mapeamento dos sedimentos cenozoicos seguiu técnicas de descrição de afloramentos, dando ênfase a aspectos texturais, sedimentares, estruturais e geomorfológicos, visando o reconhecimento de feições que auxiliassem na definição de unidades litológicas. Nesta etapa foram coletados dados de planos de falhas com seus respectivos indicadores cinemáticos, dando-se destaque a estruturas observadas para a reconstrução dos eventos tectônicos locais, são estes:

- Contatos litológicos (deposito sedimentar/embasamento);
- Terminações de falhas e relações de corte, quando possível;
- Sistemas de fraturas do embasamento e do depósito sedimentar;
- Variações sedimentológicas ao longo do depósito.

Além do mapeamento realizado, foram consultados e consolidados relatórios, dados estruturais e mapas geológico-estruturais internos da empresa responsável pela mina de Gongo Soco, com foco na área do estudo. Os pontos de campo e dados estruturais estão disponíveis mediante solicitação ao autor.

1.6.3 Coleta de amostras e Descrição de Furos de Sondagem

A coleta de amostras se desenvolveu em duas etapas: a primeira teve foco na coleta de amostras de afloramentos representativos da diversidade litológica, e a segunda objetivou a coleta de amostras de testemunhos de sondagem.

Para a coleta de amostras em afloramentos foi realizado um perfil geológico estratigráfico que contemplasse a maior diversidade de litotipos constituintes da bacia Gongo Soco. Foram coletadas 38 amostras de sedimentos, incluindo 7 amostras de linhito, distribuídas em um alinhamento da base para o topo da sequência deposicional. As amostras coletadas foram

analisadas, destacando-se aspectos texturais, como granulometria, cor, composição, esfericidade e arredondamento dos grãos, além dos tipos de contato, quando possível.

Foram descritos um total de 76 furos de sondagem contemplando sedimentos da Formação Gongo Soco, e adicionalmente foram fornecidos dados de outros 103 furos de sondagem, tendo suas descrições analisadas e validadas por meio de fotos e logs de sondagem. Foram amostrados dois furos de sondagem dentre os furos descritos, aqui denominados de furos FGS-01 e FGS-02. Os furos amostrados foram selecionados conforme a exposição de maior quantitativo de fácies sedimentares, contemplando materiais de fluxo gravitacional, fácies fluviais e lacustres.

Assim como para as amostras de afloramentos, as amostras de testemunhos de sondagem foram coletadas e espaçadas de modo a melhor representar os aspectos texturais. Nos trechos de ocorrência de linhitos, as amostras foram coletadas seguindo um espaçamento regular de aproximadamente 1,0 m. O volume de material coletado foi realizado visando quantitativo suficiente para caracterização microscópica, macroscópica e palinológica.

As amostras descritas foram catalogadas e fotografadas, tendo sido gerado uma base de dados, adotada como fundamento para a caracterização e definição de unidades litológicas.

1.6.4 Petrografia

Foram confeccionadas um total 20 lâminas petrográficas, sendo 19 lâminas delgadas e uma (01) lâmina polida para amostras representativas das diferentes unidades litológicas. As amostras selecionadas para laminação foram retiradas principalmente de amostras de mão, a exceção de 2 lâminas confeccionadas a partir de amostras de testemunhos de sondagem, retiradas do furo FGS-01. Os trechos selecionados para a análise microscópica tiveram como objetivo o reconhecimento de feições sedimentares e microestruturais, com potencial presença de concreções, nódulos pedogenéticos e material de origem orgânica.

As descrições petrográficas, acompanhadas dos respectivos registros fotomicrográficos, encontram-se disponíveis no APÊNDICE I. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa do IGC/UFMG.

1.6.5 Classificação faciológica e definição das unidades estratigráficas

Após a análise e integração das informações foram definidas fácies sedimentares com base na classificação faciológica de Miall (1978 e 2006) para sistemas fluviais entrelaçados. Segundo Miall (2006), a dinâmica dos leques aluviais é semelhante à dos sistemas fluviais entrelaçados, com distinção estabelecida pelas associações de fácies e pela sucessão vertical. Assine (2008) descreve que os leques aluviais possuem três zonas principais, do ápice à área mais distante: proximal, mediana e distal.

Os critérios faciológicos observados incluem características como a espessura da fácies, granulometria, seleção e grau de arredondamento dos grãos, além da composição da matriz, tonalidade dos materiais e padrões de redução/ascensão granulométrica. Outros aspectos incluem o tipo de contato entre as fácies, composição mineralógica e a presença de estruturas sedimentares. As análises de dimensão dos grãos foram adequadas de acordo com a escala de Wentworth (1922).

A associação das informações com a análise de tratos de sistema de leques aluviais permitiu a classificação de 12 litofácies distribuídas ao longo de toda a sequência, com códigos atribuídos às fácies descritas e interpretadas segundo Miall (1978 e 2006). As litofácies foram agrupadas em quatro (04) associações de fácies, ou seja, 4 unidades litoestratigráficas, seguindo critérios de distribuição lateral, composição predominante e processos geradores (Assine, 2008 e Miall, 2006) associados à definição de hiatos geocronológicos e mapeados pela presença de ferricretes (Spier *et al.*, 2018).

1.6.6 Análise dos lineamentos morfoestruturais

Para a análise foi elaborado um mapa de lineamentos morfoestruturais a partir do modelo digital de elevação (DEM) com resolução de 12 m (Alos Palsar - AP_26956_FBS_F6780_RT1.dem) obtido por meio do reprocessamento da base SRTM (USGS - Earth Explorer), disponível no site <https://search.asf.alaska.edu/#/>. Por meio desta base foram construídos um mapa de relevo sombreado e um mapa de declividade, cuja análise se desenvolveu de modo integrado. Nestes mapas foram identificadas feições morfoestruturais e topográficas lineares, indicativas da disposição de lineamentos morfoestruturais. Os lineamentos definidos podem ser correlacionados a disposição de contatos geológicos, famílias de diáclases e falhas, sendo estes classificados como lineamentos positivos e negativos correlacionados a cristas de serra, escarpas e talwegues.

Com o auxílio da ferramenta “Line Direction Histogram”, disponível no *software* de geoprocessamento QGIS (versão 3.32), foi elaborado um diagrama de rosetas representativo da frequência dos lineamentos estruturais traçados.

1.6.7 Análise estereográfica

O tratamento dos dados estruturais se desenvolveu por meio de análise da orientação dos elementos estruturais por projecção estereográfica desenvolvida com auxílio dos *softwares* DIPs (v. 6.0) e FaultKin (v. 8.0), adotando-se a representação das atitudes, segundo as medidas do azimute/ângulo de mergulho (*dip direction/dip*) para planos, e azimute/caimento (*trend/plunge*) para linhas. A representação estereográfica foi realizada segundo o diagrama estereográfico de Schmidt com a projecção *equal area*, utilizando o critério de distribuição de Schmidt, hemisfério inferior.

A análise estereográfica foi realizada a partir das principais feições estruturais reconhecidas na Mina de Gongo Soco, destacando-se: foliação; lineação (estiramento e interseção); fraturas; falhas e zonas de cisalhamento obtidas nos litotipos do embasamento. Separadamente, foram analisados os estereogramas do acamamento sedimentar, fraturas de cisalhamento e falhas restritas à Formação Gongo Soco. Posteriormente foi verificada a relação entre as estruturas do embasamento e dos sedimentos cenozoicos.

1.6.8 Análise das paleotensões

A análise das paleotensões objetivou reconstruir a orientação dos eixos de paleotensões atuantes sobre os sedimentos da FGS, responsáveis por seu embaciamento e deformação. A análise baseou-se em dados estruturais coletados nas rochas do embasamento (Grupo Itabira) e nos sedimentos cenozoicos (FGS). Foram utilizados dados de planos de falhas, incluindo a orientação do plano, *trend* das estrias (lineações) e o sentido do deslizamento ao longo do plano, além de pares de fraturas de cisalhamento aferidos sistematicamente. Quando possível, foi avaliado se a falha mapeada, foi reativada ou neoformada.

Para estimar os parâmetros principais do tensor, as orientações dos eixos das paleotensões σ_1 , σ_2 , σ_3 , bem como razão de tensão “R”, conhecido como razão entre os eixos $R = \frac{\{\sigma_2 - \sigma_3\}}{\{\sigma_1 - \sigma_3\}}$ (Guiraud *et al.*, 1989, Delvaux, 1997), empregou-se o Método dos Diedros Retos

(Angelier & Mechler 1977, Angelier 1984) por meio do *software* Win-Tensor® (Delvaux, 1997; Delvaux e Sperner, 2003; Delvaux, 2011).

O método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977) baseia-se na compatibilidade mecânica dos dados de falhas, considerando a orientação do plano e do sentido de movimento. Neste método, as bordas dos diedros são formadas pelos próprios planos de falha e por um “plano auxiliar” que é perpendicular à estria. A sobreposição de diagramas para diversos conjuntos de falhas resulta em diedros de compressão, tração e regiões incompatíveis (Figura 13), de modo a reconstituir o tensor tensão causador da deformação.

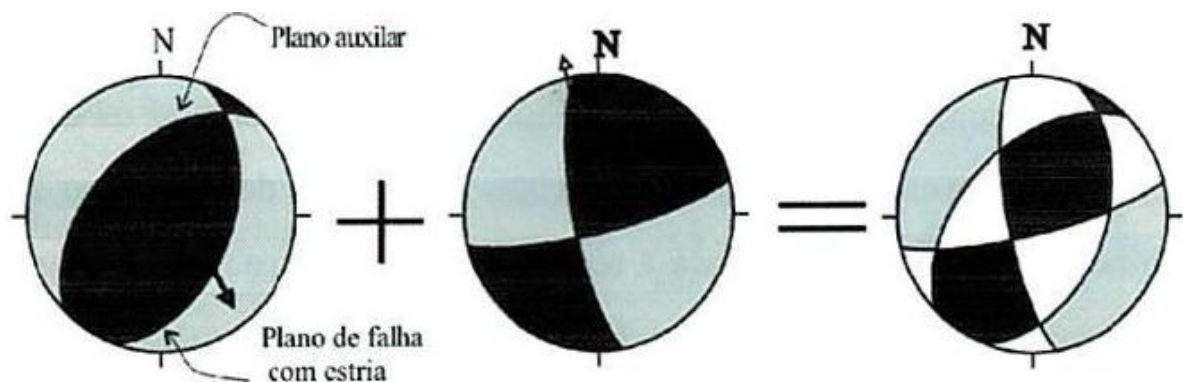


Figura 13: Princípio básico do método dos diedros P e T. Os Diedros P em preto, diedros T em cinza. Zonas de incompatibilidade deixadas em branco (adaptado Angelier & Mechler, 1977).

Segundo Angelier (1984), o método dos Diedros Retos assume como premissa que há um estado de tensão simples atuando em um plano de fraqueza, onde o deslocamento ocorre paralelamente à tensão cisalhante. No entanto, é reconhecido que a coleta de dados de falha no campo introduz certas incertezas, como a dispersão natural das falhas, erros na determinação dos movimentos, falhas originadas sob diferentes regimes de tensão e possíveis imprecisões nas medições. Essas incertezas podem dificultar a reconstrução exata das direções das paleotensões, afetando a confiabilidade dos resultados obtidos na análise estrutural (Lipski, 2002).

O Win-Tensor reduz as incertezas por meio de três ações principais. A primeira é a computação numérica, que fornece uma compatibilidade mecânica otimizada dos dados, expressa em porcentagens que indicam compressão ou tração (Delvaux & Sperner, 2003). A segunda envolve o uso de histogramas para medir a divergência dos dados individuais em relação ao conjunto geral, facilitando uma análise da qualidade dos tensores obtidos. Por fim, a rotação e otimização dos eixos de tensão pelo método “INVD” (*new direct inversion method*), desenvolvido por Angelier (1990) que ajusta discrepâncias nos eixos de tensão, especialmente útil para falhas com orientações específicas (Delvaux & Sperner, 2003; Delvaux, 2011).

Estas ações, quando combinadas, aprimoram a precisão e confiabilidade dos resultados, permitindo uma comparação consistente entre os dados otimizados e aqueles obtidos pelo método dos Diedros Retos, que geralmente apresentam variações.

No *software*, a inversão dos dados de falhas é feita utilizando a Otimização Rotacional, um processo iterativo que busca minimizar desvios por meio de rotações sucessivas do tensor ao redor dos eixos principais. Essa otimização possibilita maior precisão na definição dos parâmetros, reduzindo o erro nas estimativas das direções das tensões principais e no índice “R”, essencial para categorizar os regimes tectônicos (Guiraud *et al.*, 1989; Delvaux *et al.*, 1997). Além do índice (R), o *software* também calcula o índice de regime de tensão (R'), assim como as direções das tensões horizontais máximas (SH max) e mínimas (Sh min). Esses parâmetros são fundamentais para caracterizar com precisão o tipo de regime tectônico de uma região. O regime de tensões (R') serve como uma extensão do índice (R) e proporcionam categorizar o regime tectônico em compressivo, transcorrente ou extensional (Delvaux & Sperner, 2003; Delvaux, 2011).

O tipo de regime de tensão é expresso numericamente usando o índice de tensão (R'), que varia de 0 a 3 (Figura 14). O índice R' enfatiza o regime de tensão e encontra eficientemente o regime de tensão regional gerado a partir de diferentes tensores de tensão individuais dentro de uma região particular (Guiraud *et al.*, 1989; Delvaux, 1997 e 2011; Delvaux & Sperner, 2003).

A qualidade dos dados é assegurada pela “Counting Deviation”, uma medida de compatibilidade dos dados individuais com o modelo de tensor calculado. Essa etapa é fundamental, pois elimina informações que destoam do padrão esperado, mantendo um conjunto de dados mais homogêneo e representativo do regime de tensão estudado (Delvaux & Sperner, 2003). A Otimização Rotacional, ao interagir com esses dados filtrados, refina progressivamente os resultados, permitindo que se diferenciem eventos tectônicos sobrepostos e regimes de tensão distintos ao longo do tempo.

Em alguns dos planos falhas medidos em campo não foi possível aferir a orientação das estrias de movimento e/ou o sentido da movimentação. Para estas regiões foram utilizadas ferramentas de geoprocessamento e modelagem 3D, sendo *trend* das estrias e o sentido geral do movimento inferidos a partir da análise integrada aos dados precisos e da plotagem das medidas de planos de falha sobre o modelo 3D elaborado via *software* Leapfrog.

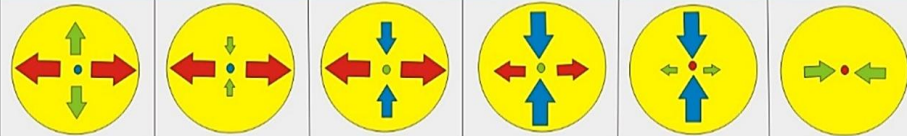
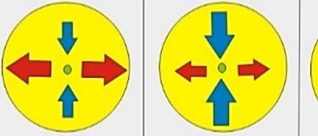
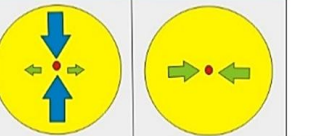
Stress Tensor Type	Extensive				Strike-Slip				Compressive				
Stress Symbols													
Stress Ratio R	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00
Stress Regime	Radial Extensive		Pure Extensive		Transtensive		Pure Strike-Slip		Transpressive		Pure Compressive		Radial Compressive
Stress Index R'	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00
Determination of R'	R' = R				R' = 2-R				R' = 2+R				

Figura 14: Índice do regime de tensão R' versus razão de tensão R e orientação dos eixos principais do elipse de tensão. (modificado de Delvaux *et al.*, 1997 in Mehmood *et al.*, 2021).

Também se utilizou dados de imagens aéreas obtidas por meio de aerolevantamentos (drone) de alta resolução. As imagens aéreas foram utilizadas para compor modelos tridimensionais que permitiram a extração de dados estruturais georreferenciados. Estes dados foram extraídos no *software* Sirovision, e posteriormente validados com os dados diretos de campo.

1.6.9 Análise de Dados Geofísicos

Foram utilizados dados de levantamentos geofísicos realizados por meio do método de Imageamento Elétrico Bidimensional, também conhecido por Tomografia Elétrica 2D (Eletrorresistividade) e pelo método de Potencial Espontâneo (SP). Para a aquisição dos dados foi utilizado um resistímetro modelo LS1 da ABEM, o qual possui capacidade de aquisição automática de dados e é compatível com cabos multieletródos. A modelagem e inversão dos dados referentes ao método de Imageamento Elétrico foram efetuadas por meio do *software* RES2DINV, desenvolvido pela Geotomo Software Inc.

Ao todo, foram realizadas 80 linhas geofísicas, divididas entre as porções Norte (Figura 15A) e Sul (Figura 15B) da área mapeada. Na área sul, foram denominadas sequencialmente de Linhas 1 a 30, Linhas 32 a 40, Linhas 46 a 49 e Linhas 51 a 53, totalizando um caminhamento elétrico de 23.095 m (Figura 15). Na área Norte, foram realizadas trinta e quatro linhas geofísicas, sendo dezoito no Talude Sul da cava (denominadas sequencialmente Linhas 1 a 15 e Linhas 1B, 21 e 22) e dezesseis no Talude Norte (denominadas sequencialmente Linhas 1 a 7, Linhas 10 e 11, Linhas 13, 14 e 15 e Linhas 18 a 21), totalizando 33.190 m. O processamento

e interpretação dos dados geofísicos foi realizado pela empresa AFC Geofísica, com sede em Porto Alegre, RS.

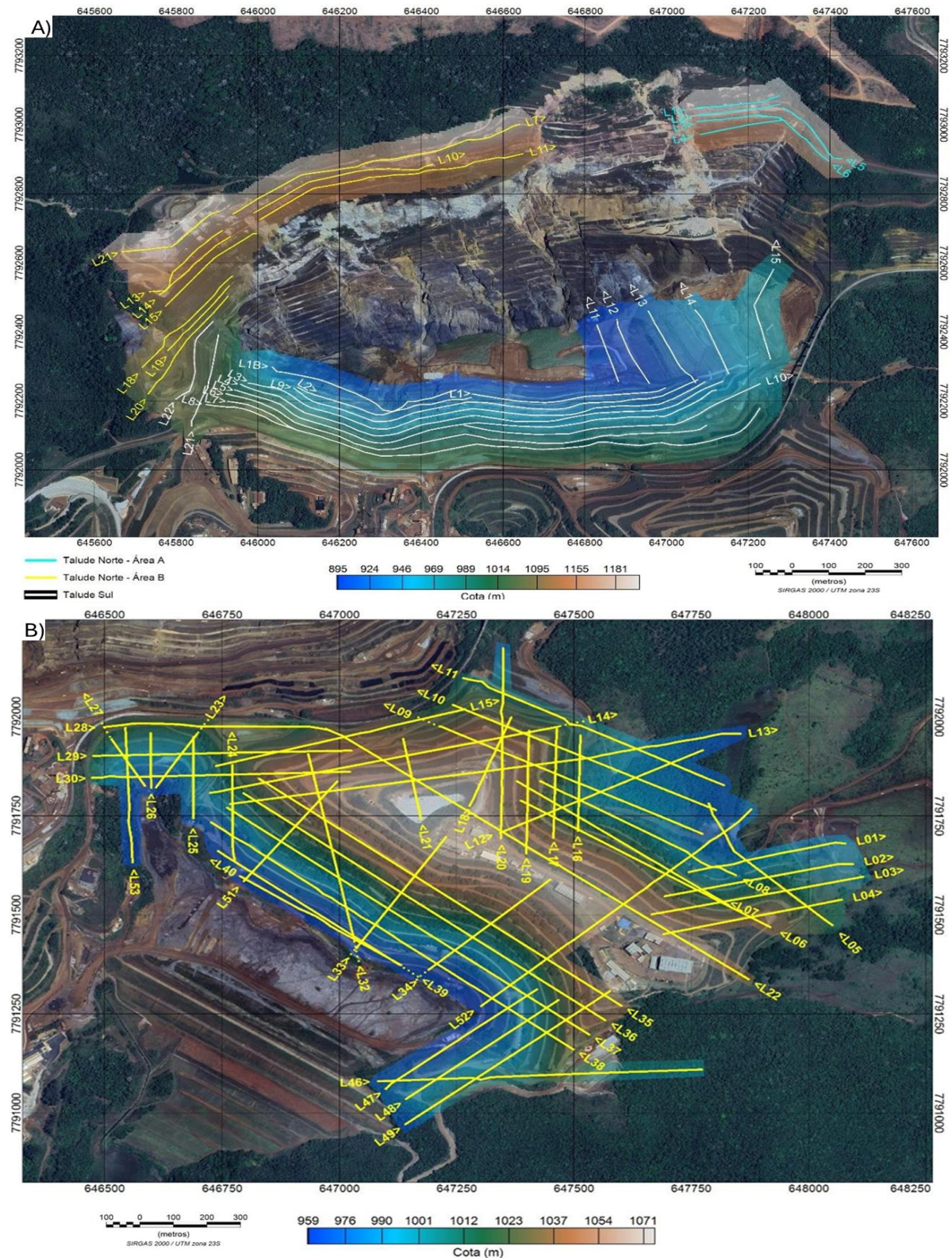


Figura 15: Linhas geofísicas (traços em amarelo). A) Mapa de localização das linhas geofísicas realizadas na porção Norte. B) Mapa de localização das linhas geofísicas realizadas na porção Sul.

O uso dos dados geofísicos foi realizado por meio de mapas, seções e ambiente 3D (leapfrog), com o objetivo avaliar as condições de contorno da fundação da Bacia Gongo Soco, bem como identificar potenciais zonas de falha e regiões com maiores perfis de alteração.

As anomalias geofísicas permitiram ampliar o conhecimento geológico-estrutural da área em profundidade, contribuindo para a interpretação de direções de falhas subsuperficiais e, conseqüentemente, na direção do padrão de altos e baixos (*horst and graben*) do embasamento.

Os dados geofísicos foram disponibilizados pela empresa Vale S.A, na forma de dados brutos e dados processados, contemplando imagens, mapas e seções, bem como as respectivas árvores de projeto no *software* Leapfrog Geo.

1.6.10 Integração dos resultados e modelagem geológica 3D

A partir do conjunto de dados levantados, que inclui a caracterização faciológica e estrutural dos sedimentos da Formação Gongo Soco, foram realizados estudos comparativos com bacias cenozoicas adjacentes. Além disso, foram analisados os processos deposicionais atuantes e a área fonte dos sedimentos, permitindo estabelecer as semelhanças e diferenças entre os aspectos sedimentares e estruturais da bacia Gongo Soco e seus respectivos correlatos no QF.

A integração dos dados de mapeamento geológico-estrutural com os testemunhos de sondagem possibilitou a elaboração de um modelo geológico 3D no *software* Leapfrog. Esta modelagem permitiu definir com maior precisão a geometria espacial da bacia, caracterizando tanto a região do depocentro quanto as áreas de ocorrência das unidades estratigráficas atribuídas à Formação Gongo Soco.

O entendimento geológico-estrutural da Formação Gongo Soco permitiu a elaboração do modelo tectono-deposicional, que contempla os estágios associados às fases pré, sin e pós deposicional, levando-se em consideração os regimes de tensão identificados e o sequenciamento estrutural identificado em campo. O modelo proposto foi comparado aos modelos de evolução de bacias intracratônicas análogas da Plataforma Sul Americana.

2 ARTIGO 1

CENOZOIC BRAIDED FLUVIAL FAN SYSTEMS IN SOUTHEASTERN BRAZIL: FACIES AND STRATIGRAPHY OF THE GONGO SOCO FORMATION, QUADRILÁTERO FERRÍFERO MINING DISTRICT

Wellison Martins Fonseca – wellisonfonseca@hotmail.com – Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Fábio Soares de Oliveira – fabiosolos@gmail.com - Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Carlos Alberto Rosière - crosiere@gmail.com – Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Ana Paula de Campos Daher - anap.daher@gmail.com – Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Fábio Soares Magalhães - fabiosoaresmagalhaes@gmail.com – Walm BH Engenharia, Departamento de Geologia de Engenharia e Mecânica de Rochas

Renata Mattos Sampaio de Araujo Andrade - renata.mattos.sampaio@vale.com – Gerencia de Descaracterização de Barragens e Projetos Geotécnicos, Vale S.A., Belo Horizonte, MG, Brasil

ABSTRACT: The Gongo Soco Formation represents the sedimentary infill of a Cenozoic intramontane basin overlying the Paleoproterozoic Minas Supergroup, consisting of a braided fluvial fan system governed by basement structures. Integrated field mapping, core logging, petrographic analysis, and 3D stratigraphic modelling enabled the identification of four lithostratigraphic units and their depositional history. The lower and upper parts of the succession comprise coarse debris flow and braided fluvial facies, interlayered with a roughly 15 m thick organic-rich interval containing multiple lenticular lignite beds. Three distinct ferricrete (paleosols duricrust) horizons were identified: one capping the upper portion of the Proximal Unit and two others found at the base and top of the Intermediate Unit, which overlie the organic-rich clay sequence and fine-grained clastic facies. The stacked lignite layers and ferricrete paleosurfaces suggest alternating phases of humid, waterlogged conditions (peat swamps) and subaerial weathering, underscoring pronounced paleoclimatic fluctuations in the highlands of southeastern Brazil. Based on these findings, a sedimentary evolutionary model is proposed in which initial alluvial fan aggradation was interrupted by a phase of basin-wide ponding and peat accumulation, followed by renewed clastic influx and ultimately widespread debris-flow-dominated fan progradation filling the basin. These results imply that sedimentation in the Gongo Soco Basin was driven by episodic tectonic activity and climatic cyclicity, comparable to other Paleogene–Neogene basins in the region. The integrated stratigraphic framework offers new insights into Cenozoic landscape evolution and provides a basis for regional correlation.

KEYWORDS: cenozoic basins; alluvial fans; ferricrete paleosols; debris-flow; lignite deposits.

2.1 Introduction

The Cenozoic Era has left a significant imprint on the landscape and geological record of the Quadrilátero Ferrífero mining district (QF), situated at the southeastern boundary of the São Francisco craton. Cenozoic sedimentation in the QF is represented by small, isolated terrigenous deposits, whose geological development provides essential insights into the region's morphotectonic history, sedimentary processes, and paleoenvironmental changes (Varajão et al. 2020; Castro and Varajão, 2020). Despite their limited spatial extent, these deposits have the potential to deliver valuable information about continental evolution processes, especially those associated with neotectonic activity (Lipski, 2002).

The earliest records of these deposits date back to the late 19th century, when Gorceix (1884) described sediments in the region as clayey and ferruginous infill within valley systems. Decades later, Dorr (1969) identified the most recent sedimentary units exposed in the QF, characterizing them as lateritic mudstones and iron oxide-rich duricrust (canga). Lobato et al. (2005), following Maizatto (2001), proposed that the sedimentary cover spans from the Paleogene to the Neogene, classifying the deposits into detrital-lateritic covers and younger colluvial-alluvial sediments.

Cenozoic sedimentary basins in the QF often form through gravity-driven mass-flow processes, producing texturally immature, poorly sorted sediments typically dispersed in a mud-rich matrix (Varajão et al., 2020). These sedimentary deposits include colluviums, alluvial and fluvial fans, fan deltas, and talus slopes, which are typically associated with subaerial or subaqueous debris flows. In highly weathered terrains, however, intense iron mobilization and pedogenic processes can modify or conceal primary sedimentary structures, leading to massive clay-rich facies that hinder detailed sedimentological interpretation (Johnson 1970, 1984; Santos and Varajão, 2004).

The best-described units on the Cenozoic sedimentary deposits exposed in the QF include the Fonseca, Chapada da Canga, Cata Preta, Fazenda Gandarela, Gongo Soco, and Bandeira formations, each named after its respective basin. Notably, the Gongo Soco, Fazenda Gandarela, and Bandeira basins are situated along NE–SW-trending ridges that reflect the morphological expression of the flanks of the Gandarela Syncline.

The Gandarela Cenozoic basins are located at similar altitudes, suggesting a shared geomorphological history. Their uniform elevation and spatial arrangement support the interpretation that they are erosional remnants of a formerly discontinuous chronostratigraphic paleolandscape (King, 1956; Dorr, 1969; Maxwell, 1972; Varajão, 1991; Almeida et al., 2000).

Gravitational and fluvial sediments have filled depressions and now appear as isolated plateaus or gently sloping terraces, preserved on top of structural highs, directly linked to the basement rock and their differential erosion and lateritization process (Salgado, 2008).

The Gongo Soco Formation (Saadi et al., 1992; Maizatto, 1993; Lipski, 2002; Castro and Varajão, 2020) represents a prominent Cenozoic deposit in the central portion of the Gandarela Syncline. Located in an inactive open-pit mine, the expositions of the Gongo Soco Formation offer an exceptional opportunity to investigate sedimentary facies, stratigraphic relationships, and syndepositional as well as post-depositional structural features.

This study aims to improve the understanding of the tectono-sedimentary evolution of Cenozoic basins within the QF by providing a detailed facies analysis and stratigraphic framework of the Gongo Soco Formation. In addition, the depositional processes and sedimentological characteristics of this unit are examined and correlations with other Cenozoic basins in the province are established. Based on the integration of these data, a sedimentary evolution model is proposed to reconstruct the depositional history of the basin.

2.2 Geologic Background

In the QF mining district of southeastern Brazil, research efforts have focused primarily on the Archean and Paleoproterozoic rocks that host the region's world-class gold and iron ore deposits (Figure 16). However, in recent decades, significant contributions have been made to understanding the nature and evolution of the Cenozoic basins and associated terrigenous sediments. (Gorceix, 1884; Dorr, 1969; Maxwell, 1972; Sant'Anna, 1994; Sant'Anna and Schorscher, 1997; Castro and Ferreira, 1997; Maizatto, 1993, 1997, 2001; Lipski, 2002; Santos and Varajão, 2004; Lobato et al., 2005; Castro, 2017; Varajão et al., 2020; Castro and Varajão, 2020; Daher et al., 2024).

The QF covers an area of approximately 7,000 km² and occupies a structurally defined quadrangular-shaped terrane bounded by Archean basement rocks and Archean to Paleoproterozoic supracrustal sequences (Dorr, 1969). Its shape results from a dome and keel system where supracrustal rocks Minas Supergroups are preserved within large, first-order synclines (keels) (Alkmim and Marshak, 1998). These synclines exhibit regional-scale N-S, E-W, and NE-SW-trending folds, reflecting multiple tectonic phases. Among them, the Gandarela syncline is notable as a prominent NE-SW-trending structure in the northeastern QF, extending over approximately 45 km in length.

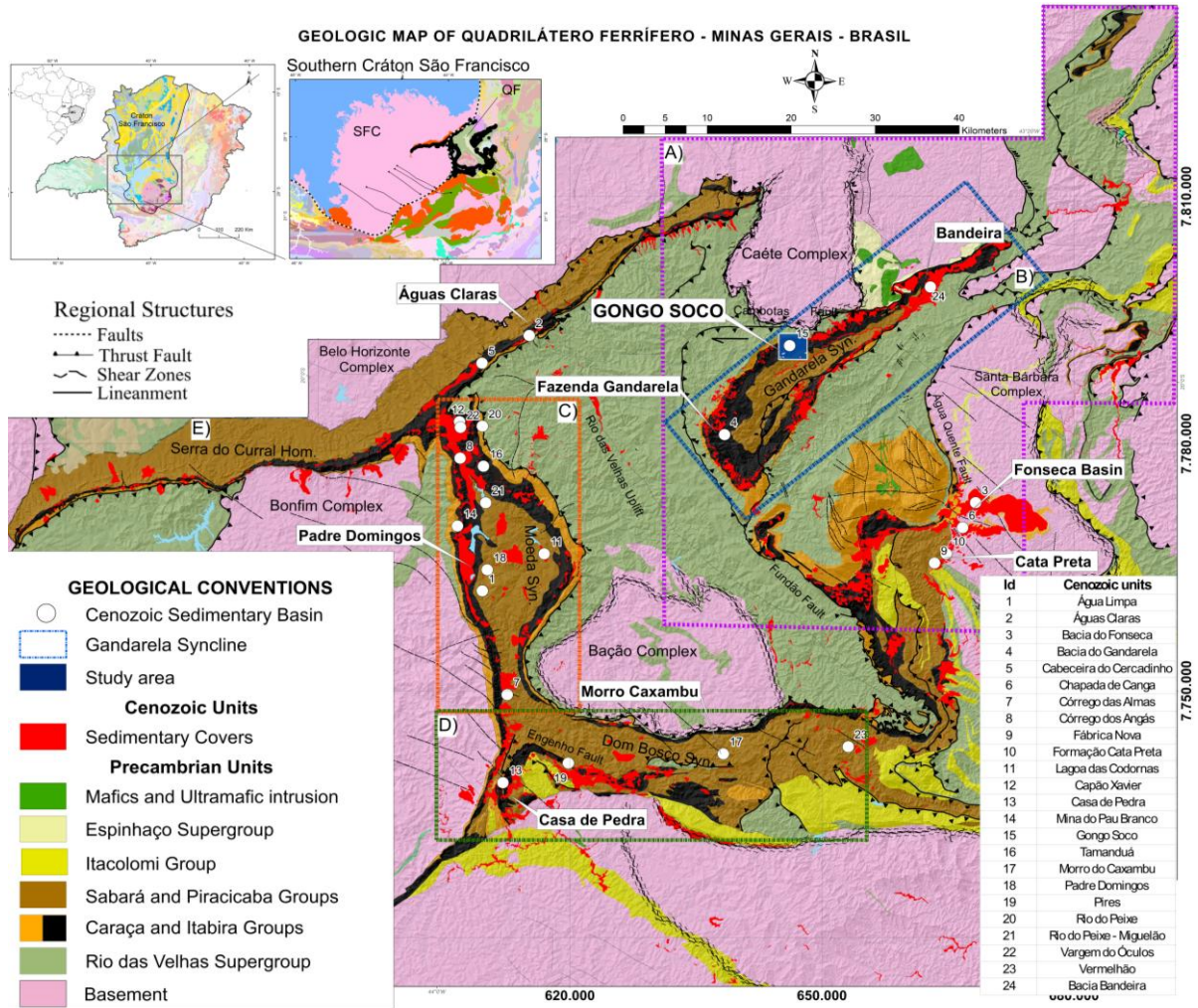


Figure 16: Geological map of the main units of the Quadrilátero Ferrífero, with the Cenozoic basins highlighted in white dots. Adapted from Castro and Varajão, 2020 and CPRM, 2020. A) Cambotas–Fundão Fault System. B) Gandarela Syncline. C) Moeda Syncline. D) Dom Bosco Syncline. E) Serra do Curral Homocline.

The geomorphology of the QF is influenced by structural and lithological controls, resulting in three primary landscape compartments: high summits (>1,500 m), intermediate hill slopes (800–1,400 m), and lower depressions (600–800 m) (Varajão, 1991; Salgado, 2008). The region undergoes orographic effects, with a mean annual temperature of 22 °C and precipitation around 1,500 mm. Vegetation distribution reflects environmental variability across these geomorphic units (Carvalho Filho et al., 2010). The region is located within an ecotonal zone, marking the transition between the Atlantic Forest and Cerrado biomes. In addition to these two major formations, the landscape also includes edaphically controlled phytophysionomies, notably the ferruginous and quartzitic grasslands, which are associated with shallow, nutrient-poor soils and rocky outcrops.

Soil distribution in the area is closely related to lithology and topography. In general, Entisols and Inceptisols are predominate, particularly on slopes and steeper terrain. Plinthosols are commonly found in association with ferricrete formations, Oxisols occur in depressions over granite-gneiss basement rocks, while hydromorphic soils and Fluvisols develop along drainage axes, influenced by seasonal water saturation and alluvial deposition.

The area reveals a well-preserved succession of the Rio das Velhas and Minas Supergroups (Dorr, 1969). From base to top, the sequence includes schists and phyllites of the Nova Lima Group; phyllites and quartzites of the Caraça Group; the Itabira Group, represented by the Cauê (iron formation) and the Gandarela (dolomites, marbles, marls, and carbonaceous phyllites) formations; and quartzites and phyllites of the Piracicaba Group (Cercadinho Formation). The sequence also features intrusive suites of mafic and ultramafic rocks. The immediate basement beneath the Gongo Soco Basin is mainly composed of rocks from the Itabira Group (Saadi et al., 1992; Maizatto et al., 1993).

Several Cenozoic basins are spread across the QF, as shown by the white dots in Figure 16. In the eastern part, the Fonseca Formation (Sant’Anna, 1994) consists of sandy and clayey sediments, formed by a meandering fluvial system that developed during the Middle to Late Eocene. Also in the eastern part, the Cata Preta Formation diamictites and poorly sorted sandstones are visible in an adjacent basin, pointing to the development of higher-energy depositional environments (Castro and Ferreira, 1997; Rossi, 2014; Castro, 2017).

In the western part of the QF, relics of Cenozoic sedimentary sequences are exposed in the ridges along the flanks of the Moeda Syncline, preserving alluvial fan and lacustrine facies indicative of tectonic activity during deposition (Lipski, 2002; Santos and Varajão, 2004). Varajão et al. (2020) identified five depositional facies—fragmental (F), nodular (N), quartz-rich sandy clay (QSC), massive clay (MC), and conglomeratic (C)—which reflect a variety of depositional environments ranging from high-energy settings such as alluvial fans to low-energy lacustrine and floodplain systems. Situated in the Dom Bosco Syncline at the southern boundary of the Quadrilátero Ferrífero District, the Morro Caxambu sequence overlies the Paleoproterozoic rocks of the Piracicaba Group (Minas Supergroup). Santos and Varajão (2004) described it as a Cenozoic graben-fill formed by syntectonic sedimentation and gravity mass-flow processes, highlighting four clayey facies modified by pedogenesis under tropical weathering conditions.

The recently studied Bandeira Basin (Daher et al., 2024) is in the northeastern Gandarela Syncline and comprises three sedimentary units: fine clayey sediments with lignite (Unit A),

quartz-rich sands (Unit B), and coarse deposits such as conglomerates and ferruginous crusts (Unit C), separated by abrupt, locally erosive contacts. The Gandarela Basin (Maizatto, 2001), also known as the Fazenda Gandarela Formation (Endo et al., 2019), is located in the southwestern part of the Gandarela Syncline and represents the most complete continental sedimentary deposit from the Eocene to the Miocene in southeastern Brazil (Figure 17). It is primarily composed of lacustrine lignites, mudstones, with subordinate sandstone and conglomerates (Maizatto, 2001; Endo et al., 2019).

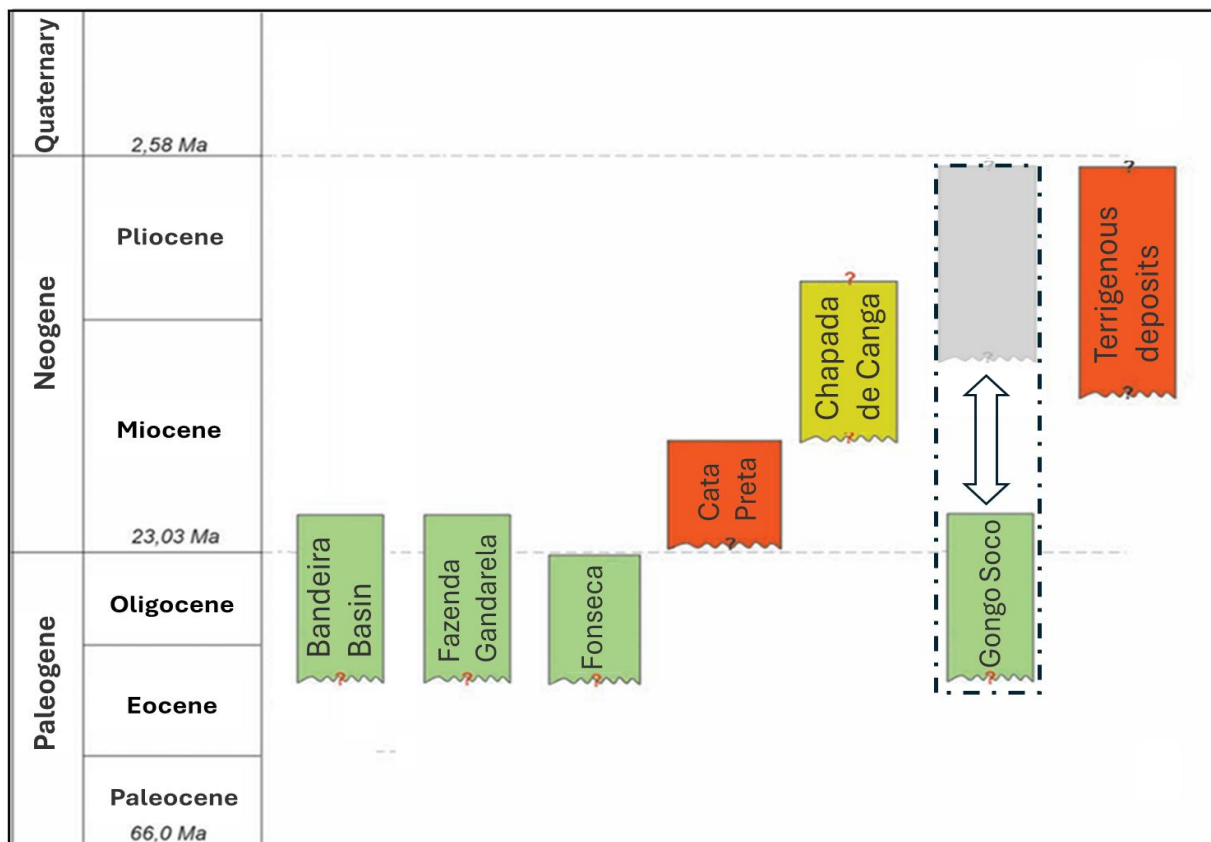


Figure 17: Stratigraphic column of the Cenozoic basins in the Quadrilátero Ferrífero, highlighting the proposed revised chronostratigraphic position of the Gongo Soco Basin. (modified from Castro and Varajão, 2020).

2.2.1 First Geological Investigations in the Gongo Soco Basin

The Gongo Soco Formation was first described by Saadi et al. (1992) as primarily consisting of quartz-sandy clays, kaolinitic clays, and breccias made up of subangular fragments of iron formation and hematite within a ferruginous matrix. These deposits are notably tilted, with dips ranging from 25° to 50° towards the SE. Lipski (2002) described the Gongo Soco Basin as an elongated NW-SE structure, covering approximately 120,000 m² and reaching up

to 40 m in thickness, filled predominantly with reddish silt-clay sediments containing dispersed quartz grains, intercalated with conglomerates and diamictites with clasts of iron formation, hematite, and phyllite. These deposits, interpreted as viscous debris flows over the Itabira Group, were later affected by normal and thrust faulting.

Maizatto et al. (1993) identified a fluvio-lacustrine environment, recognising diamictites (facies A and E), breccias (B), and quartz sandstones (D). These facies indicate deposition by debris flows and alluvial fans, reflecting changes in sedimentary conditions and paleoclimate influenced by ongoing processes throughout the Cenozoic.

2.3 Material and methods

The characterization of the Gongo Soco Basin was carried out using an integrated approach that combined geological mapping, core logging, petrographic analysis, and three-dimensional geological modelling. The geological and structural mapping was performed at a scale of 1:2,000, focusing on documenting lithological units, sedimentary structures, and tectonic features. Mapping aimed to describe bedding contacts, erosional surfaces, facies transitions, and deformation features such as folds, faults, and shear zones. Particular attention was paid to the geometric relationships between sedimentary deposits and basement structures, with the goal of understanding the syn- and post-depositional tectonic influences on sedimentation.

Sampling was conducted in two stages: surface collection from representative outcrops and sampling from drill cores. A total of 38 sediment samples were gathered along a stratigraphic profile from the base to the top of the Gongo Soco Formation, with emphasis on textural features such as grain size, color, composition, sphericity, and grain rounding. Additionally, 27 boreholes intersecting the Gongo Soco Formation were described in detail, and data from 64 Supplementary boreholes were analysed and validated using photographs and core logs. Two boreholes, GSF-01 and GSF-02, were sampled, chosen for their exposure of a wide range of sedimentary facies, including debris flow, fluvial, and lacustrine deposits (lignite). All samples were catalogued, photographed, and incorporated into a database supporting the lithological characterisation and definition of stratigraphic units.

Optical microscopic analysis was performed on nineteen thin sections and one polished section using a Zeiss Axiophot optical microscope equipped with an integrated digital camera. These analyses focused on mineralogical composition, sedimentary textures, matrix–cement

relationships, porosity types, and diagenetic alterations. For pedological features, the terminology proposed by Stoops (2021) was adopted in micromorphological descriptions. The results were crucial for refining facies definitions, particularly in fine-grained and cemented intervals where macroscopic observations alone were insufficient.

Sedimentary facies classification and stratigraphic unit delineation were established based on the facies models of braided fluvial systems (Miall, 1978, 2006) and alluvial fans (Blair and McPherson, 1994). Facies were classified based on thickness, grain size, sorting, roundness, matrix composition, color, mineralogy, sedimentary structures, and contact relationships, with grain size classified using the Wentworth (1922) scale. Stratigraphic variability across the basin was illustrated through three columnar sections, with layer thicknesses determined from drone imagery and field mapping. Twelve lithofacies were identified and coded according Miall's (1978, 2006) criteria, then grouped into four lithostratigraphic units based on lateral continuity, dominant composition, and depositional processes (Assine, 2008).

The sedimentary evolution model was developed through an integrated analysis of surface, subsurface, and petrographic data. Borehole data played a vital role in this process, providing vertical control that facilitated the identification and validation of key stratigraphic horizons. Their contribution was crucial for building a coherent three-dimensional conceptual model of the basin's stratigraphic architecture. Vale S.A. supplied all borehole data used in this study.

2.4 Results

The Gongo Soco Basin covers an area of approximately 2 km², extending in an east-west orientation and encompassing sediments about 130 meters thick that make up the homonymous formation, as shown in Figure 18A. Figure 18B illustrates the exposed stratigraphic details.

The Gongo Soco Formation lies unconformably on the weathered rocks of the Itabira Group. These rocks include the dolomitic iron formation of the Cauê Formation (PP1micd) and the iron-manganese-rich dolomite, as well as the dolomite-rich marbles of the Gandarela Formation (PP1migd) (Figure 19A). The banding of the saprolite is well-preserved, consisting of sandy-silty layers and ochre-to-dark gray coloration (Figure 19B).

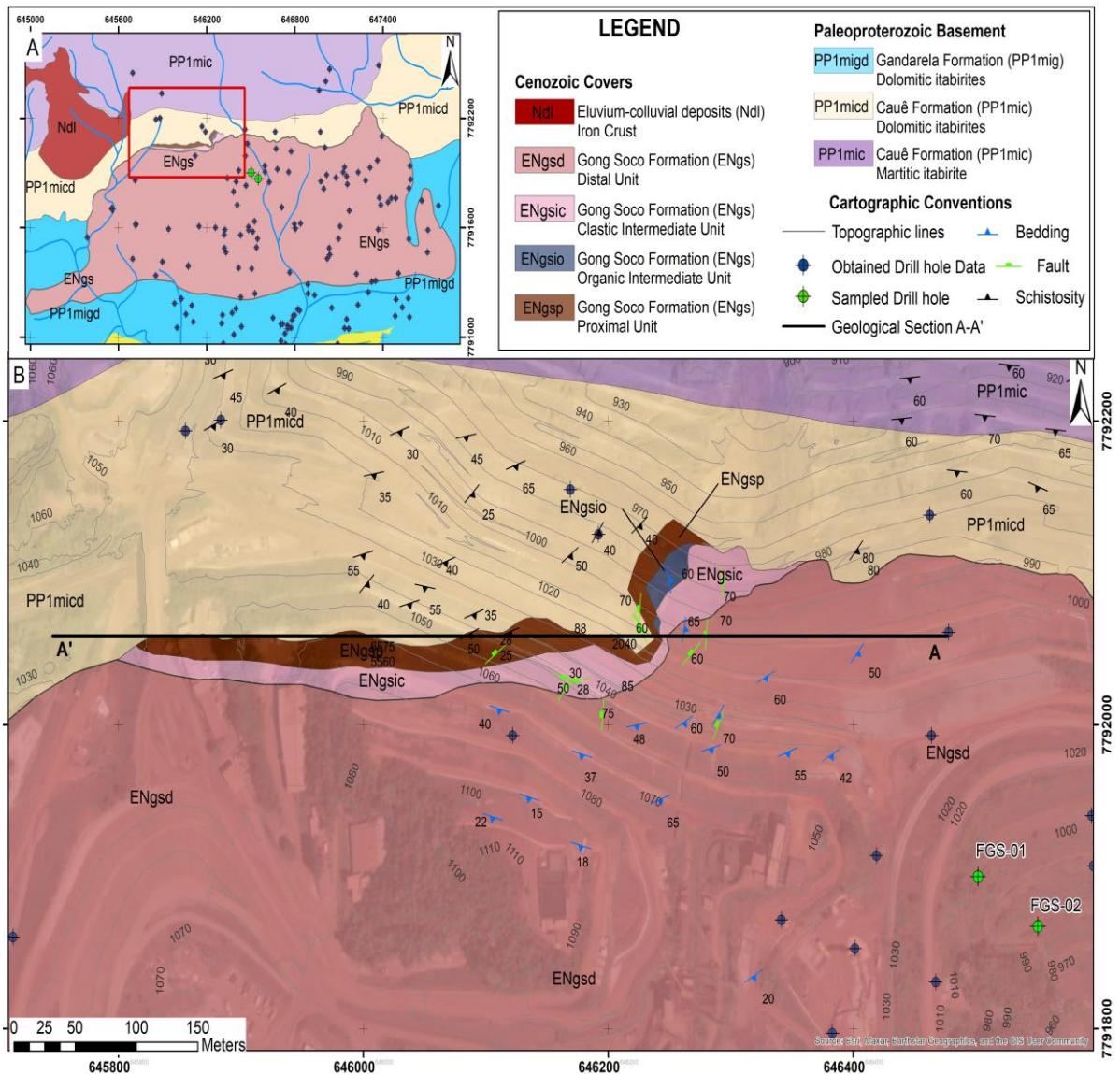


Figure 18: A) Geological map of the Gongo Soco Formation and its surroundings. B) Simplified geological map of the Gongo Soco Formation, showing the exposed areas of the lithostratigraphic units.

Unweathered iron-manganese-rich dolomite and marbles are massive to banded, mainly fine- to medium-crystalline, and consist of dolomite with varying iron and manganese content. The carbonate rocks show white, grey, or pink hues in the pure carbonate sections (Figure 19C) and dark grey to red and black shades were enriched in iron and manganese (Figure 19D-E).

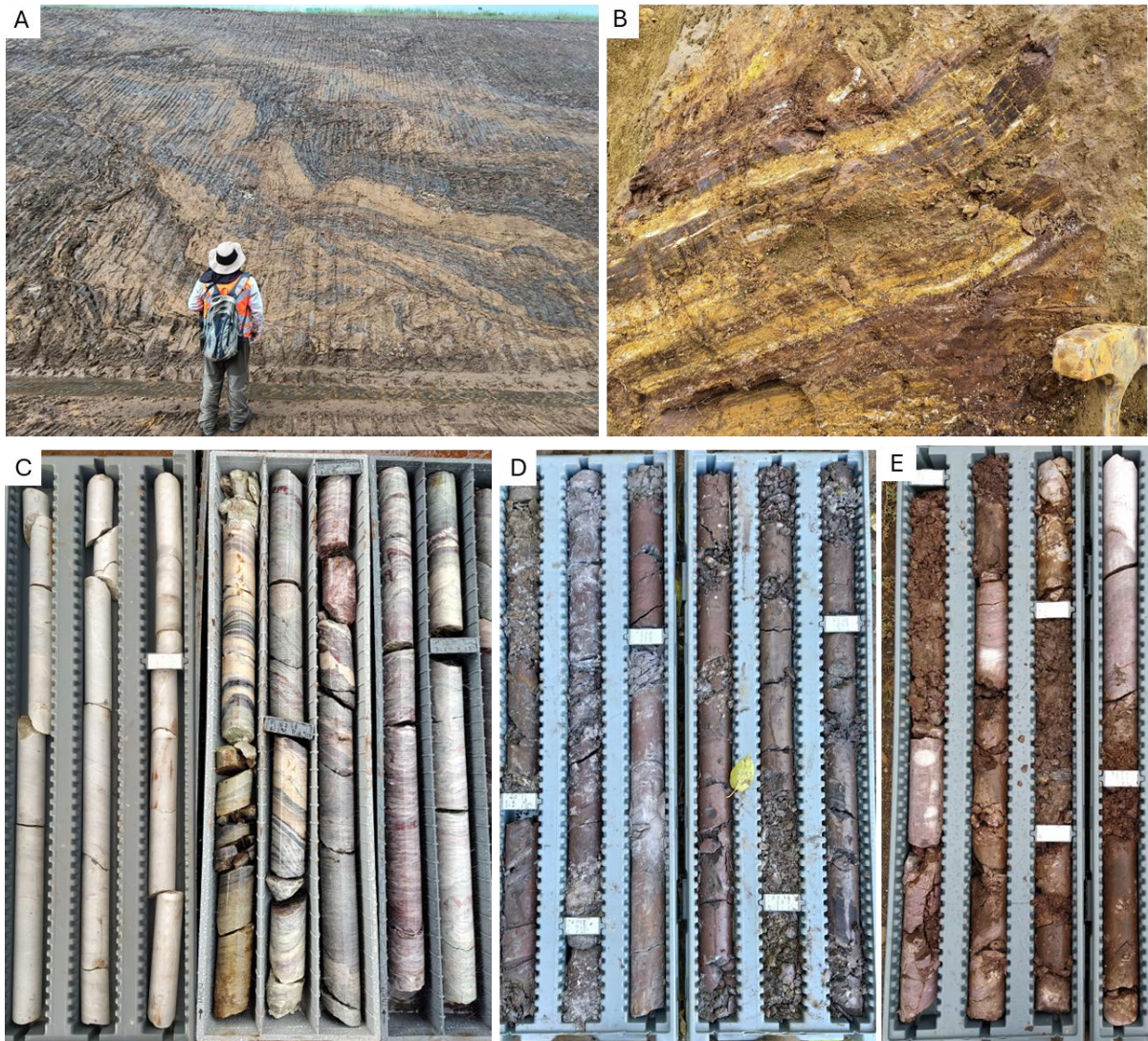


Figure 19: A) Outcrop of weathered dolomitic iron formation exhibiting folded compositional banding. B) Detail of compositional banding in iron formation, showing manganese-enriched bands. C) Drill cores of carbonate rocks (marbles and dolomites). D) Drill core of iron- and manganese-rich rock from the Gandarela Formation. E) Drill cores of red dolomite displaying intensely weathered zones.

2.4.1 The Gongo Soco Formation

Five main lithofacies were recognized in the Gongo Soco Formation, each comprising distinct sub-facies: Gravel (Gmm, Gmg, Gh and Grc), quartz-sandy clayey (Sp, Sh, Sm), fine-grained clastic (Fl, Fsm, Fr), and organic-rich facies (C), complemented by ferricrete horizons (Ic).

2.4.1.1 Gravel Facies (G)

Four subfacies are distinguished in the gravel facies based on matrix-framework relationships, sedimentary structures, and clast roundness, which reflect transport and depositional processes: massive (Gmm) and graded (Gmg) matrix-supported gravel, clast-supported gravels (Gh), and gravels with rounded clasts (Grc).

The matrix-supported gravel facies (Gm) consists of poorly sorted sediments containing angular to subangular clasts of quartzite, iron formation, quartz, and phyllite embedded in a silty-clay to sandy-silty matrix (Figure 20AB). Clast sizes vary significantly, from granules to boulders exceeding 1.5 m in diameter (Figure 20C). The massive matrix-supported gravel (Gmm) facies are characterized by a lack of internal organization or visible bedding (Figure 20D), while the graded matrix-supported gravel (Gmg) exhibits normal and inverse grading (Figure 20E). Both facies are interpreted as deposits of high-density, cohesive debris flows, typically formed in proximal settings near active fault scarps.

Individual layers of these facies range from 0.5 to 4.0 m in thickness; however, when stacked in successive strata, they can reach cumulative thicknesses exceeding 60 m, as observed in outcrops and borehole cores. Due to its matrix-supported texture and poor sorting, the Gm facies are analogous to diamictite deposits.

The clast-supported gravel facies (Gh), primarily observed along basin margins, exhibits textures similar to sedimentary breccias, with a framework supported by angular to subangular fragments set within a sandy to silty matrix (Figure 20F). These deposits are generally massive and poorly sorted, with thicknesses ranging from 0.5 to 5.0 m, and often grading upwards into matrix-supported gravels enriched with angular clasts. Occasional lenses of rounded gravel (Grc) suggest local reworking by paleo-channel flows (Figure 20G). These Grc are conglomerate-like sediments and contain rounded to subrounded fragments, ranging from granule to pebble size, composed of crystalline and smoky quartz, compact hematite, goethite, quartzite, altered dolomitic iron formation and clay nodules (Figure 20H).

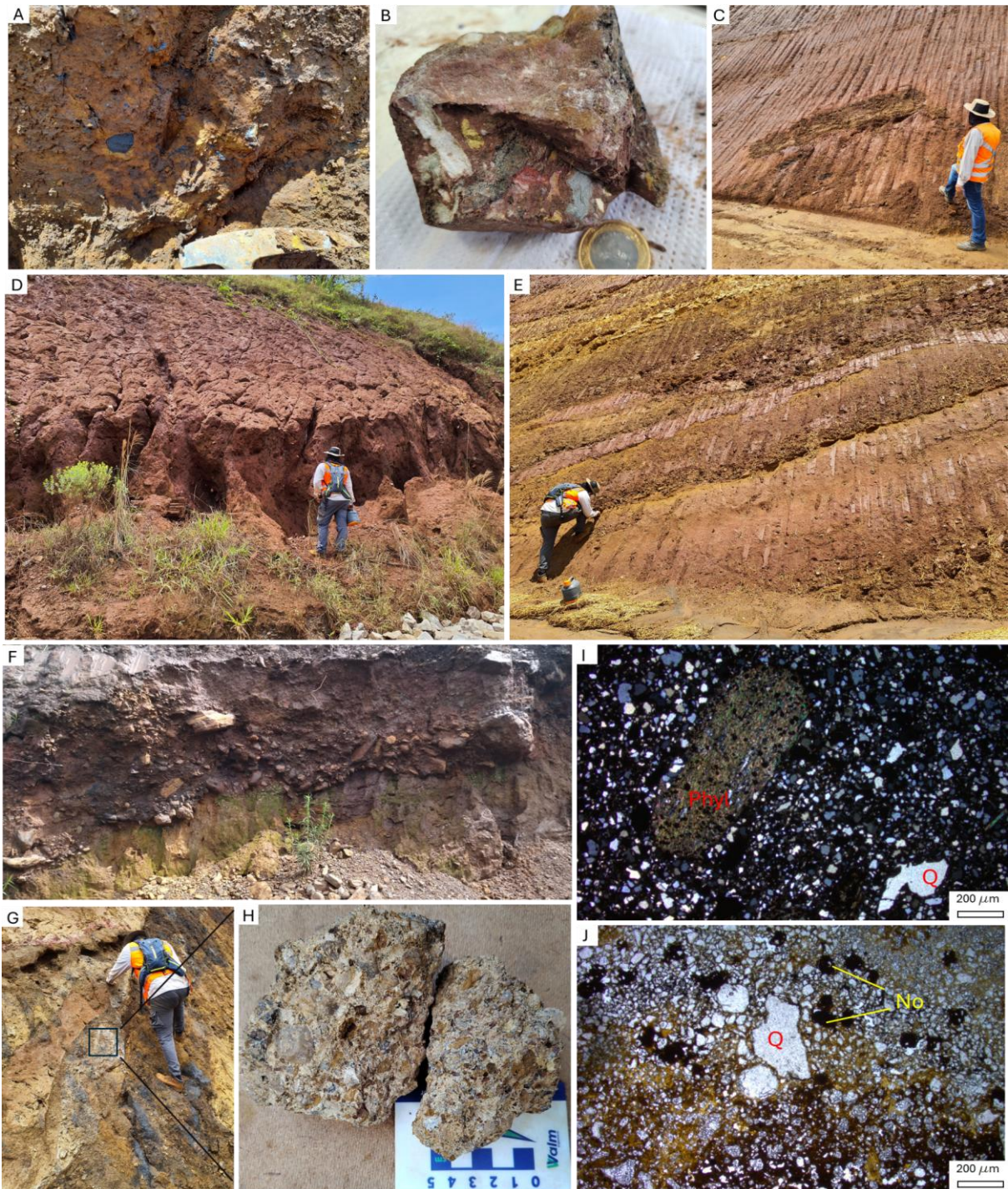


Figure 20: A) Massive matrix-supported gravel (Gmm) with clasts of iron formation quartzite and vein quartz. B) Matrix-supported gravel containing polymictic clasts. C) Large-scale blocks embedded within Gmm gravel facies. D) Outcrop of massive iron formation matrix-supported gravel. E) Outcrop of matrix-supported gravel with grain-size grading (Gmg), marked by thin, successive clay layers overlying gravel strata. F) Clast-supported gravel facies (breccia-like) with decimetric clasts in direct contact with saprolite of dolomitic iron formation, located at the northern margin of the basin. G) Lenticular paleo-channel of clast-supported gravel composed of rounded fragments (Grc). H) Sample of clast-supported gravel with rounded fragments and a kaolinitic matrix. I) Photomicrograph of thin section showing Grc facies with a rounded phyllite clast (Phyl) embedded in a sandy-clay matrix, cross-polarized light at 2.5 \times magnification. J) Photomicrograph of a thin section of clast-supported gravel (Gh) containing quartz grains (Q) and clay nodules (No), plane-polarized light at 2.5 \times magnification.

Microscopic analysis of the Gm and Gh facies reveals a silty-clayey micromass, mainly composed of clay minerals and goethite. In the Gm facies, the coarse material comprises 15–45% of coarse sand- to granule-sized quartz, quartzite, weathered iron formation, and phyllite, often showing corroded margins indicative of acidic fluid interaction (Figure 20I). The Gh facies exhibits a higher framework proportion (45–75%), with finer subangular to rounded grains and typical anorthic Fe-nodules ranging from 0.5 mm to 2.0 cm (Figure 20J), with undifferentiated internal b-fabric, interpreted as pedorelicts features (Nahon, 1991; Stoops, 2021).

2.4.1.2 Quartz-sandy Clayey Facies (S)

This facies group comprises fine- to coarse-grained sandstones and sandy mudstones, identified based on the dominant primary sedimentary structures, including cross-stratified sandstones (Sp), horizontally laminated sandstones (Sh), and massive sandstones (Sm). These facies consist of sandy to clayey-sandy materials, displaying variegated colors, including white, yellow, pink, lilac, and brown, locally mottled. The grain size ranges from fine to very coarse, with occasional granules and, locally, rounded to subrounded quartz and quartzite pebbles.

In the absence of primary structures, the deposits are classified as massive sandstones (Sm) (Figure 21A). The cross-stratified sandstones (Sp) show preserved trough cross-bedding of small to medium scale (Figure 21BD). The horizontally laminated sandstones (Sh) are characterized by millimeter- to centimeter-thick laminae with white, beige, reddish-yellow, and black colors (Figure 21C), reflecting alternating levels of clay, silt, fine sand, and iron oxide layers. This facies resemble rhythmites (Figure 21E). Rounded granules and pebbles of quartz and quartzite are occasionally present. Individual bed thicknesses of quartz-sandy clayey facies range from 10 cm to 1.5 m, but stacked facies associations can reach up to 10 m.

Microscopically, the sandstones exhibit an inequigranular, clayey-sandy texture, with a micromass composed of clay minerals, locally pale gray, and coarse material of quartz, mica, weathered iron formation, and anorthic Fe-nodules. Bimodal grain size distribution and normal grading are occasionally observed. In the Sm facies, the clay mineral fraction is generally below 15% (Figure 21F), while in the Sh facies, particularly in strongly banded sections, it exceeds 40% (Figure 21G). Frequent illuviation of iron hydroxides (goethite) and clay minerals results in dense continuous infillings (Figure 21H). Some thin sections show evidence of

deferruginization (depletion zones), oxidation of the coarse material and quartz grain dissolution (ruiniquartz).

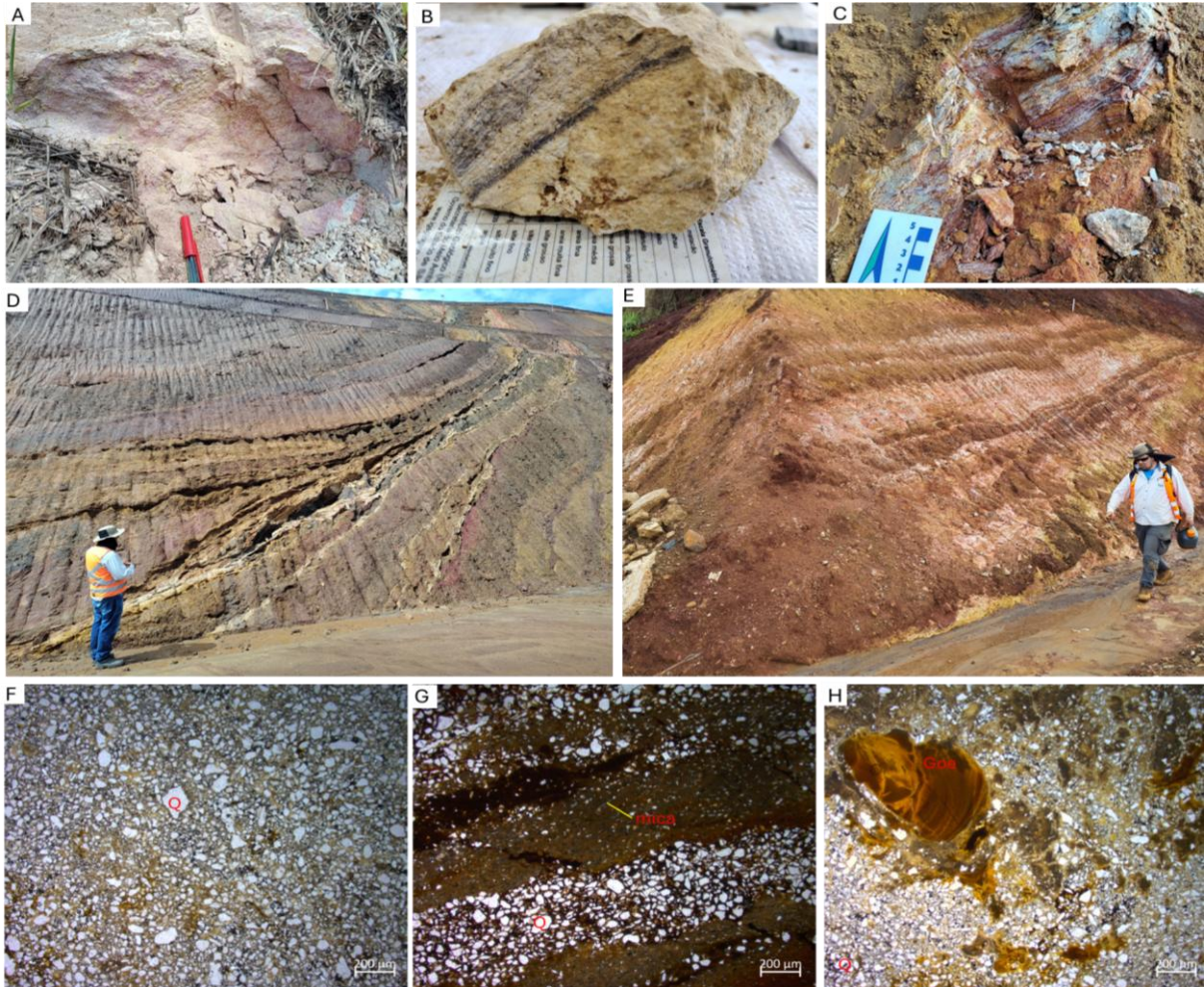


Figure 21: A) Fine- to coarse-grained sandstone with pink, beige, and yellow coloration. B) Finely banded sandstone composed of quartz and iron oxide layers. C) Banded sandstone with alternating layers of clay minerals and quartz. D) Outcrop of Sp-type sandstone displaying medium-scale cross-bedding. E) Immature sandstones and sandy mudstones exhibiting cross-bedding. F) Photomicrograph of a thin section of massive sandstone (Sm) showing bimodal grain distribution, plane-polarized light at 2.5× magnification. G) Photomicrograph of a thin section of finely laminated sandstone (Sh), with mica- and quartz-rich bands, cross-polarized light at 2.5× magnification. H) Photomicrograph of a thin section displaying dense, continuous illuvial clay coatings infilling pore spaces at 2.5× magnification.

2.4.1.3 Fine-grained Clastic Facies (F)

Interbedded with the quartz-sandy clayey facies (S), three fine-grained clastic facies were identified: laminated quartz siltstones (Fl), massive mudstones (Fsm), and organic mudstones (Fr). These facies are interdigitated, exhibiting significant lateral and vertical

variability, sometimes transitioning into fine sandstones or sharply contacting matrix-supported gravels. Their thickness ranges from 5 cm to 5.0 m.

The laminated quartz siltstones (F1) consist of variegated clayey-silty material, colored red, yellow, beige, pink, and brown, containing less than 15% of subrounded to rounded quartz, quartzite, and hematite granules (Figure 22A). Planar-parallel lamination of millimeter-to centimeter scale is occasionally observed. In the upper parts of the basin, mottled textures with red and white tones are common, indicating pedogenetic processes such as deferruginization (Figure 22B). The massive mudstones (Fsm) occur together with F1 facies, especially in the middle portions of the basin, often associated with organic clay levels (Fr) and lignite horizons (C) (Figure 22C). They are composed of purely clayey to silty-clayey, with white, pink, yellow, red, and brown colors, and quartz content typically below 5%.

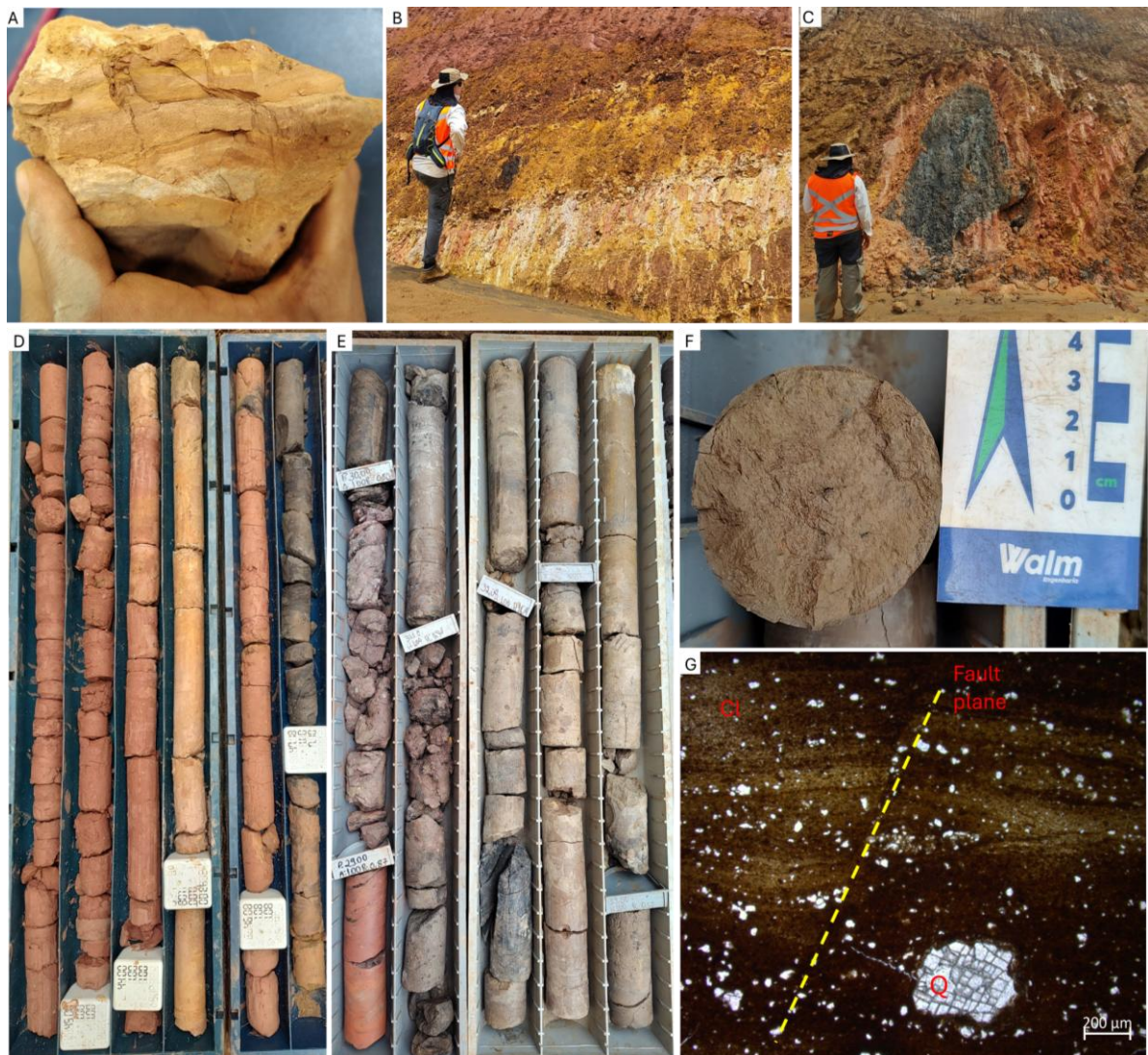


Figure 22: A) Quartz siltstone facies (S1) displaying millimetric to centimetric compositional banding. B) Mottled texture observed in a quartz siltstone horizon (F1). C) Massive mudstone layer (Fsm)

interbedded with a vertical lignite horizon. D) Thick interval of massive mudstone exceeding 5.0 m, associated with lignite (black core), identified in borehole FGS-01, between 42,0 m and 49,7 m depth. E) Drill core samples from borehole FGS-02 showing organic-rich mudstones with brown color. F) Massive mudstone facies (Fsm) showing brown clayey, drill core samples from borehole FGS-02. G) Photomicrograph of a thin section of laminated quartz-rich mudstone (Fl) showing millimetric banding and a microstructural fault plane. viewed under plane-polarized light at 2.5× magnification. Cl = clay.

In borehole FGS-01, thick red massive mudstones up to 7.0 m were documented (Figure 22D), along with homogeneous horizons red to reddish brown clays. In borehole FGS-02, minor occurrences of Fr facies were identified, interbedded with Fsm facies and lignite layers (C) (Figure 22E). The Fr facies show a sandy-clayey to silty-clayey texture, with purple, brown (Figure 22F), and light to dark gray colors, occasionally with thin intercalations of lignite.

Microscopically, the fine-grained clastic facies (Fl, Fsm, and Fr) are composed of a clayey-silty micromass made up of clay minerals and iron hydroxides. Some samples exhibit fine banding and small-scale fault planes (Figure 22G), with red-yellowish and pale brown tones, and locally display spheroidal typical nodules (pedorelicts) and deferruginization features. The coarse material consists mainly of rounded quartz grains, mica, and opaque minerals (oxides/hydroxides), with a total framework content generally below 15%.

2.4.1.4 Lignite Facies (C)

In the middle portion of the basin, a thick (> 15,0 m) stratigraphic interval containing lenticular lignite (C) layers was identified, transitioning between purely clayey deposits (Fsm and Fr) and matrix-supported gravels (Gm) (Figure 23A). At least eight vertically stacked lignite horizons were observed in outcrops, with steep eastward dips (~ 70°) and individual thicknesses ranging from 30 cm to 2.0 m (Figure 23B).

The lignite exhibits well-developed lamination, composed of an organic-clay matrix and locally containing rounded quartz granules (Figure 23C). In some sections, lignite appears as very light, stratified masses resembling tree trunks or growth rings (Figure 23D), although the preservation of original plant structures could not be confirmed. The borehole FGS-02 recorded lignite intervals exceeding 7.0 m in thickness (Figure 23F); however, due to the steep bedding dips (>40°), the true thickness is likely less. No thin sections were prepared from the lignite samples.

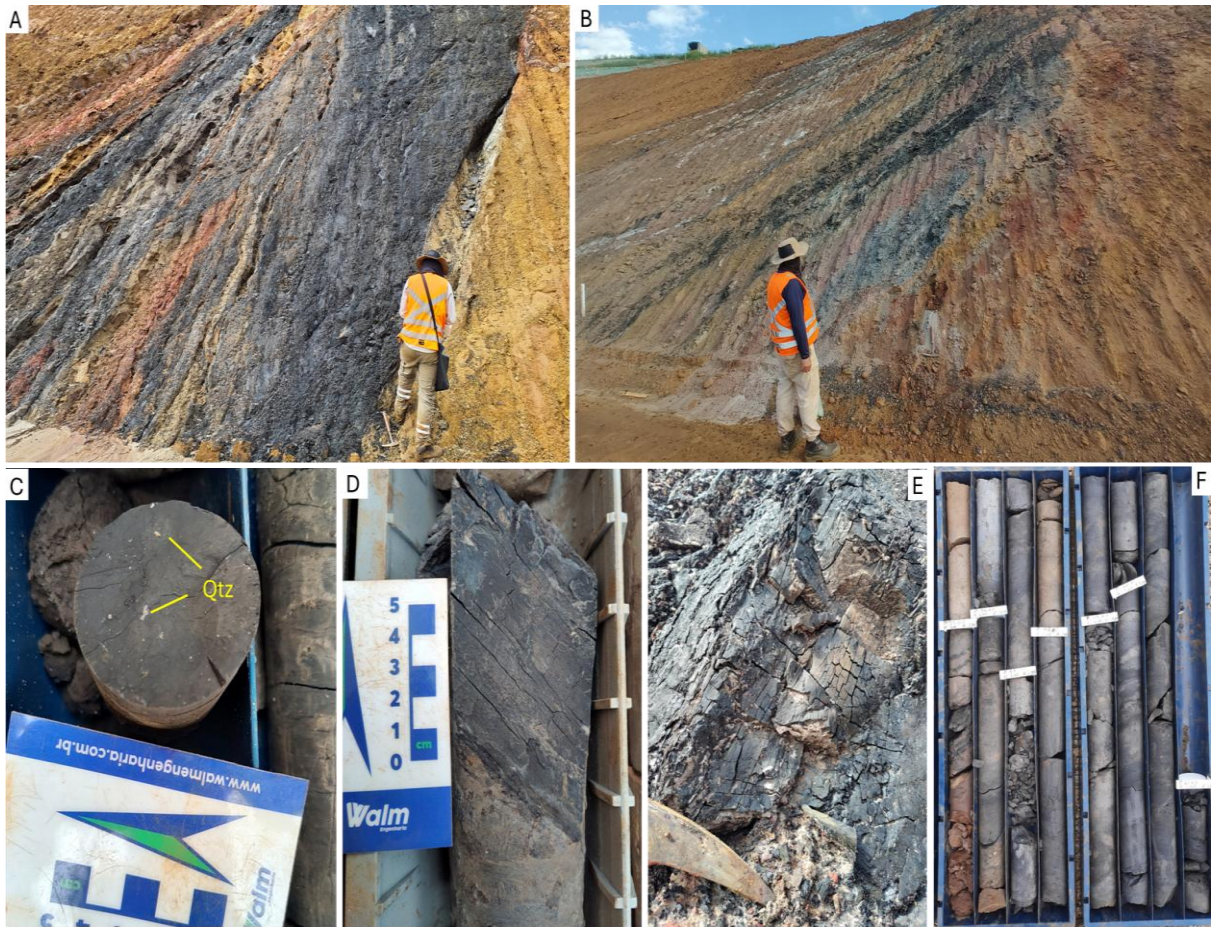


Figure 23: A) Lignite facies outcrop displaying interbedded lenticular layers of clayey sediments (Fsm and Fr). B) Successive organic mudstones horizons (purple and brown) interbedded with lignite layers. C) Drill core FGS 01 showing lignite containing rounded quartz (Qtz) granules. D) Lignite exhibiting a fine lamination, resembling fossilized tree trunks rings. E) Detail of lignite outcrop; scale given by hammer tip. F) Borehole FGS-02 showing lignite cores with thickness exceeding 7.0 m in length.

2.4.1.5 Ferricrete Horizons (Ic)

The ferricrete horizons (Ic) are composed of extremely hard cohesive sediments, consisting predominantly of a ferruginized and oxidized matrix rich in hematite and goethite, displaying reddish-beige, purple and red hues (Figure 24A). These deposits generally exhibit a matrix-supported gravel texture, containing angular to subrounded fragments of quartz, massive high-grade hematite ore (hematitite), weathered iron formation, and quartzite, ranging from granule to pebble size (Figure 24B).

Three distinct Ic horizons were identified during geological mapping and drill core analysis (in both borehole FGS 01 and 02). These horizons occur at the top of the Proximal Unit (Figure 24C) and at the base and top of the Intermediate Unit (Figure 24DE), overlapping quartz-sandy clayey facies and matrix-supported gravels. Their thicknesses range from 40 cm

to 1,5 m. The ferricrete layers are clearly distinct from the terrigenous detrital-lateritic covers (Ndl), which consist of superficial in situ lateritic soils and ferruginous duricrusts overlying in situ iron formation and compact hematite high-grade orebodies (hematitite), mainly in the western pit area (Figure 18A).

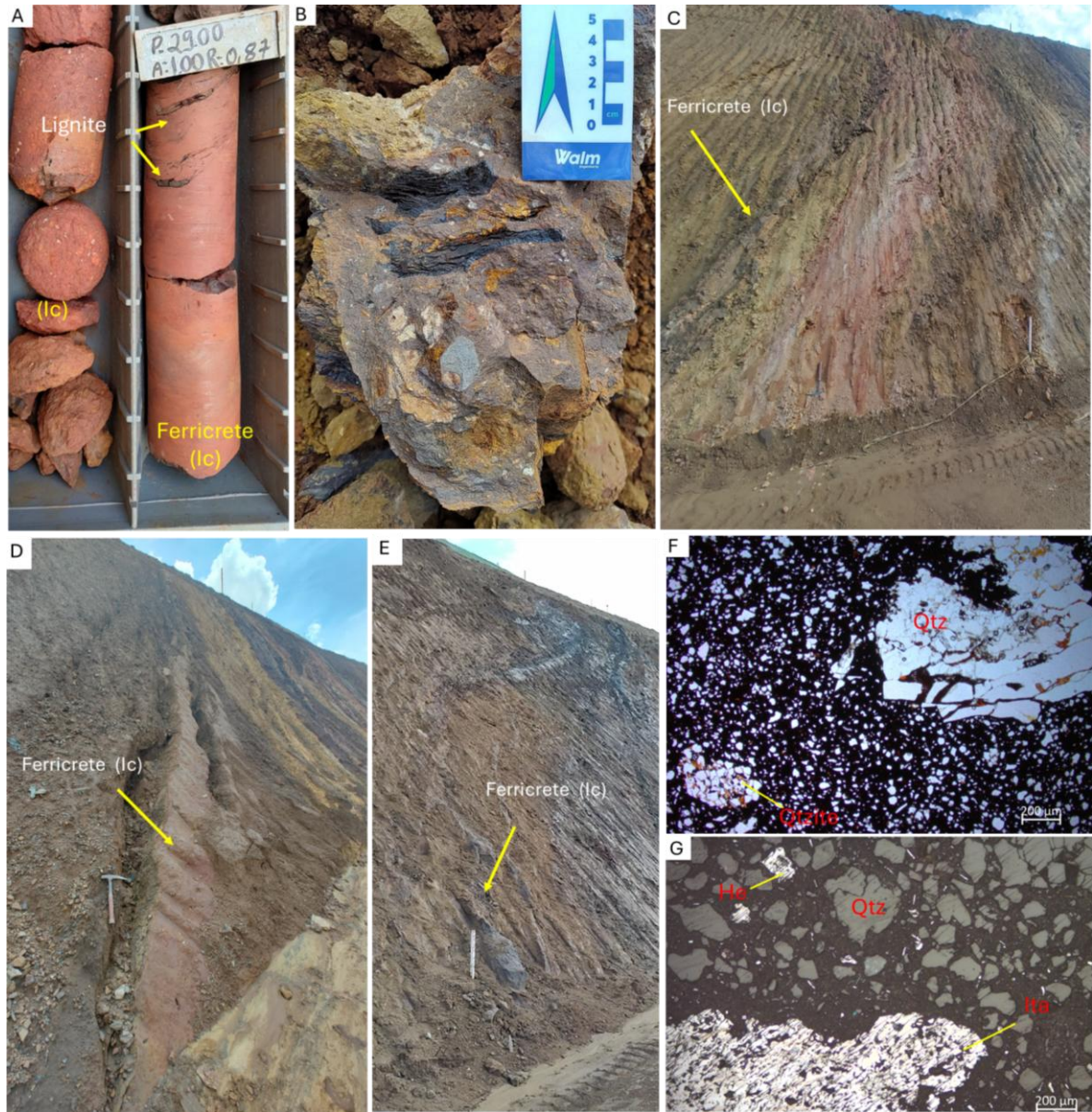


Figure 24: A) Detail lignite layers embedded within massive red ferricrete, borehole FGS-01. B) Ic purple containing polymictic clasts ranging from granule to pebble size. C) Ic mapped at the top of the proximal unit. D) Ic capping the upper Intermediate unit, covering quartz-rich sandy clay horizons and matrix-supported gravels. (E) Ic occurring at the top of the lower Intermediate unit, overlying lignite and organic-rich clays. F) Thin section of Ic showing an altered matrix with iron hydroxides percolating through fractures, 2.5× magnification. G) Polished section of Ic under reflected light microscopy showing hematite (He) and quartz (Qtz) grains, along with iron formation (Ita) pebbles, 20× magnification.

Under reflected and polarized light microscopy, the ferricrete samples display a micromass composed of an opaque, oxidized Fe-cement (Figure 24F). The framework is formed by subangular to subrounded grains, with fine sand- to granule-sized quartz, hematite, weathered iron formation, and quartzite, comprising approximately 30% to 55% of the total rock volume relative to the matrix (Figure 24G). Many quartz crystals exhibit corroded, embayed edges, with a typical appearance of ruiniquartz.

2.4.2 Stratigraphic Units of Gongo Soco Formation

Four stratigraphic units were defined based on facies associations, similarities in sedimentary processes, lateral and vertical distribution, predominant composition, and depositional hiatuses mainly marked by ferricrete horizons. These horizons could serve as important geochronological markers (Spier et al., 2018). The established stratigraphic units are the Proximal Unit (ENgsp), Organic Intermediate Unit (ENgsio), Clastic Intermediate Unit (ENgsic), and Distal Unit (ENgsd).

The detailed geological map of the Gongo Soco Formation is shown in Figure 17B, delineating the surface distribution of these units. The geological cross-section A–A' (Figure 25AB) illustrates their subsurface geometry and associated stratigraphic profiles, highlighted by yellow lines. A representative stratigraphic outcrop is presented in Figure 9c. To depict vertical and lateral facies variability across the basin, three detailed stratigraphic columns were constructed (Figure 26), incorporating true layer thicknesses determined through drone-based topographic surveys and field observations. The units are summarized as follows:

- **Proximal Unit (ENgsp):** The basal proximal unit, with a thickness ranging from 0 to about 25 m, unconformably overlies the saprolitic iron formation of the Itabira Group with an erosive contact. This unit comprises matrix-supported (Gmm) and clast-supported (Gh) gravels that gradually transition upward to fine-grained facies, including massive sandstones (Sm), laminated siltstones (Fl), and massive mudstones (Fsm), indicating a growing influence of subaqueous processes. The uppermost part of the unit is characterized by a thin purplish ferricrete horizon.

- **Organic Intermediate Unit (ENgsio):** This unit mainly comprises organic mudstones (Fr), lignite, and other carbon-rich (C) beds interbedded with debris-flow gravels (Gm) and quartz-sandy to fine-grained facies (Sm, Sh, Fsm, Fl). It reaches a maximum thickness of about 15 m and is confined to the central depocenter of the basin. The contacts with surrounding units are gradual and lenticular, tapering laterally towards the edges. Despite the high organic content, only seeds and isolated structures were observed, resembling roots within clay levels. A purplish ferricrete horizon caps this unit.
- **Clastic Intermediate Unit (ENgsic):** This unit is approximately 25 m. thick and shows a sharp, erosive contact with the ferricrete of the intermediate organic unit. It consists of fine-grained clastic sediments, with frequent dense debris-flow deposits (Gmm and Gh), and exhibits various sedimentary structures such as planar lamination, cross bedding, and massive bedding. Along the basin margins, this unit is in direct contact with the basement, sometimes exposing clast-supported breccia deposits (Gh). A discontinuous red ferricrete lens is present at the top of the sequence.
- **Distal Unit (ENgsd):** The Distal Unit is the thickest component of the Gongo Soco Formation, with a measured length exceeding 120 m in the drill hole record. It mainly consists of poorly sorted sediments (Gmm, Gmg) interbedded with fine-grained sandstones, siltstones, and mudstones (Sm, Fl, Fsm). The unit lies on an erosive discordance that overlies the Clastic Intermediate Unit and directly contacts the Itabira Group at the basin margins. It is extensively weathered and displays pedogenetic features such as clay nodules, deferruginization, and laterization. Towards the upper part, fine-grained subaqueous sediments become more prevalent, with local development of lens-shaped paleochannels.

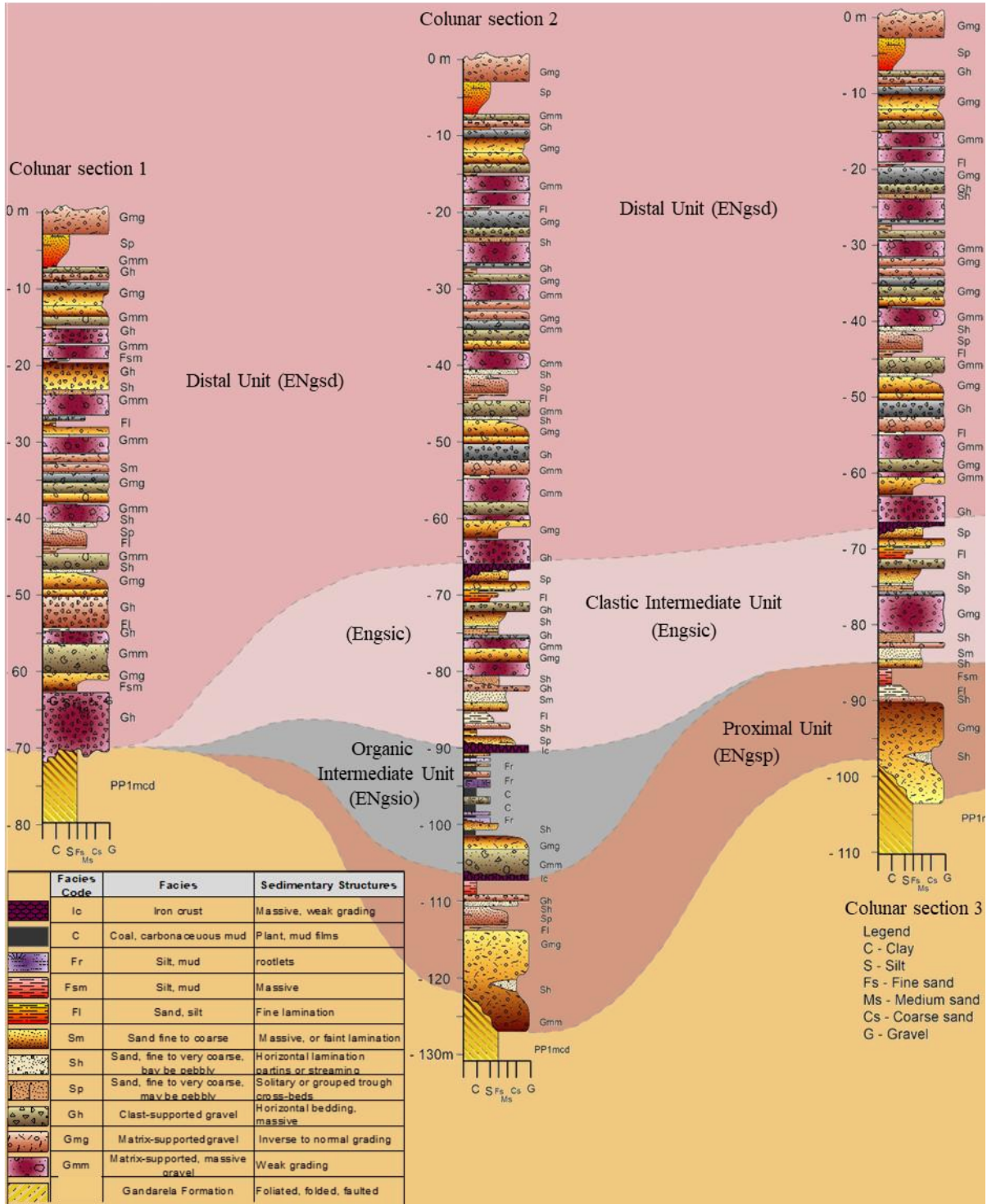


Figure 26: Columnar sections 1, 2, and 3 highlighting the Proximal, Intermediate, and Distal facies.

2.5 Discussion

2.5.1 Deposition Processes and Sedimentary Environments

Sedimentary facies analysis revealed the presence of gravitational flow deposits—both cohesive and non-cohesive—as well as subaqueous facies associated with low- and high-energy depositional processes (e.g., laminated sandstones and lignites). Gravitational flow sediments occur in all units and were classified based on matrix-to-framework ratios, sorting, and clast characteristics. Cohesive debris flow deposits are characterized by a fine-rich matrix (clay and silt) and angular clasts of various sizes, forming matrix-supported gravels (Gmm and Gmg).

These deposits, typical of steep-slope environments, are thick, chaotic, and indicative of high-energy, high-viscosity transport (Johnson 1984; Rust and Koster, 1984). In contrast, non-cohesive flows contain less matrix material, are predominantly sandy, and form clast-supported gravels (Gh), comprising coarse, angular to subrounded fragments, including granules, pebbles, and cobbles (Grc). The presence of erosional features, distributary lobes, palaeo-channels, and lignite layers support their interpretation as transitional deposits between alluvial fans (Blair and McPherson, 1994) and braided fluvial systems (Stanistreet and McCarthy, 1993).

Throughout the stratigraphic succession, there is a gradual increase in subaqueous, low-cohesion facies characterized by improved sorting, fine stratification, and well-developed lamination. These deposits include sandy (Sp, Sh, Sm), silty (Fl), and clayey (Fsm) facies, with grain sizes ranging from fine sand to granules and sphericity varying from subangular to well-rounded, reflecting significant hydrodynamic reworking. The presence of sedimentary structures such as planar lamination, trough cross-stratification, and interfingering indicates lateral and vertical facies changes across the basin. These transitions are consistent with depositional environments dominated by braided fluvial systems, alluvial fans, deltaic settings, and shallow lacustrine conditions.

Additionally, the Organic Intermediate Unit (ENgso), composed of dark-colored organic clays (Fr) and lignites (C), points to the development of fluviolacustrine environments characterized by stagnant water conditions and high vegetation productivity—typical of lake margins, swamps, and vegetated floodplains. Lignites and organic-rich mud layers typically form in low-energy, anoxic environments that promote the preservation of organic material and peat accumulation (Diessel, 1992). These deposits develop in slowly subsiding basin areas with high groundwater levels, and their association with clastic mudstones and fine sands reflects environmental shifts between vegetated floodplain conditions and episodic clastic input (McCabe, 1984).

The ferricrete horizons (Ic) identified at the base and top of specific stratigraphic units are interpreted as the result of pedogenically driven ferruginization. These duricrusts, composed primarily of hematite and goethite, are likely formed during depositional hiatuses under fluctuating redox conditions associated with a shallow, oscillating water table. This setting promoted the accumulation of iron to an extreme degree and the development of petroplinthic soils, characteristic of ferricrete formation in tropical environments. Rather than indicating solely a phase of intense pedogenesis, these features reflect a complex interaction between sedimentary interruption and pedogenic iron cementation, serving as key indicators of paleoenvironmental stability and relative chronostratigraphy within the basin (Spier et al., 2018).

Earlier studies by Saadi et al. (1992) and Maizatto et al. (1993) were pivotal for interpreting the depositional environments of the Gongo Soco Formation. Saadi et al. (1992) characterized the basin as fluviolacustrine, similar to the Fazenda Gandarela Basin. In contrast, Maizatto et al. (1993) emphasized alluvial fan processes, primarily governed by gravitational debris flows.

The current macro- and microscale facies analysis and stratigraphic framework support these findings, indicating a transitional depositional setting for the Gongo Soco Formation. The basin records a shift from dense, gravity-driven sedimentation to more selective subaqueous processes. This transition reflects the interaction between alluvial fan dynamics and fluviolacustrine systems across the basin evolution.

Based on sedimentary observations and previous studies of similar depositional settings elsewhere in the QF, we interpret the Gongo Soco Formation as a braided fluvial fan system (Stanistreet and McCarthy, 1993; Blair and McPherson, 1994). This interpretation is supported by the prominent lignite-rich horizons within the Organic Intermediate Unit (ENgso), which are closely associated with the development of perennial swamp environments and vegetated crevasse splays.

2.5.2 Sediment Provenance and Weathering Processes

The main source of sediments in the Gongo Soco basin is linked to the Rio das Velhas and Minas Supergroups. This connection is supported by the presence of lithic fragments of red and purple phyllites or schists from the Nova Lima Group, quartzite and phyllite from the Caraça Group, and iron formation and carbonate rocks from the Itabira Group. The clasts vary from angular to subrounded, indicating short-distance transport and proximity to the source

area. Although the basin is near the granitoid-gneissic complex along its northern edge, a major contribution from these rocks is unlikely, as no such clasts were found in this lithology. The fine-grained matrix supporting the massive clay layers (Fsm) and the matrix-supported gravel facies (Gm) probably originates from the Nova Lima Group and Batatal Formation. In the gravitational and fine-grained clastic facies, a mainly kaolinitic composition was identified, suggesting a granitoid-gneissic source similar to findings in the Fonseca Basin (Sant'Anna, 1994). Conversely, mafic and ultramafic intrusive rocks present in the region appear to have a limited influence on sediment provenance, given their small and scattered outcrops.

Nodules with both orthic and anorthic morphologies (Nahon, 1991) were observed in the matrix-supported gravel. The presence of anorthic nodules indicates soil development prior to deposition, while orthic nodules suggest in situ pedogenesis. Features such as iron hydroxide (goethite) and clay percolation along microfractures, dense illuviation textures, deferruginization zones, and oxidized clast rims reflect intense post-depositional chemical weathering. The partial dissolution of quartz grain boundaries further supports the influence of weathering on matrix transformation and framework alteration. Collectively, these features demonstrate that the Gongo Soco Formation experienced post-depositional pedogenetic and hydrochemical processes.

Field observations indicate that sediments mainly derived from northwest to southeast, probably from higher terrains to the north and northwest of the basin. This view is supported by the south-southeastward dip of the bedding planes and the NW–SE alignment of the drainage pattern and depositional troughs.

2.5.3 Comparison and Basin correlation

Cenozoic basins and terrigenous deposits in the QF have been widely examined in the literature. These include the Fonseca, Chapada da Canga (Sant'Anna, 1994), Cata Preta (Castro and Ferreira, 1997; Rossi, 2014), Fazenda Gandarela (Maizatto, 2001), Gongo Soco (Saadi et al., 1992; Maizatto, 1993), and Bandeira (Daher, 2024). However, uncertainties persist regarding the depositional processes and tectonic conditions that drove their development.

Chronostratigraphic constraints remain difficult due to the limited availability of continuous outcrops and the dominance of coarse clastic facies—mainly deposited by cohesive and non-cohesive debris flows. These conditions hamper fossil preservation and restrict the

application of traditional biostratigraphic techniques. As a result, age estimates are often based on paleoclimatic indicators, structural relationships, and regional correlations.

According to the synthesis of Cenozoic basins proposed by Castro and Varajão (2020), the Gongo Soco Formation overlies the Fonseca and Fazenda Gandarela basins. It is classified as a terrigenous deposit (Figure 17). Nonetheless, this study identifies thick organic-rich horizons (lignite layers) in the Organic Intermediate Unit (ENgsio), similar to the lignite-bearing strata previously described in the Fonseca (Sant'Anna, 1994) and Fazenda Gandarela basins (Maizatto, 2001).

Recent biochronological advances were made by Daher (2023), who applied palynological methods to date an approximately 2.5-meter-thick organic horizon in the Bandeira Basin, northeastern Gandarela Syncline. The results indicate a late Eocene age for its basal unit, temporally correlating the Bandeira deposits with the Fonseca and Fazenda Gandarela formations.

The lithofacies and stratigraphic units of the Gongo Soco basin are comparable to those in other Cenozoic basins across the QF. Figure 27 shows a comparative table linking the facies, stratigraphic architecture, and active sedimentary processes in the Gongo Soco, Fazenda Gandarela (Maizatto, 2001), Bandeira (Daher et al., 2024), and Moeda basins (Varajão et al., 2020). Gravelly matrix-supported (Gm) and clast-supported (Gh) facies are consistently found across all basins, although they are given different names. Maizatto (2001) classifies debris flow sediments as diamictites (A and B), whereas Varajão et al. (2020) refer to them as fragmentary and conglomeratic facies. Daher et al. (2024) used a similar classification to the present study, which distinguishes gravel types based on framework-to-matrix ratios and fragment roundness.

Quartz-rich sandy-muddy facies (Sp, Sh, Sm, Fsm and Fl) are also recurrent in the stratigraphic record of the Cenozoic basins in the QF. Varajão et al. (2020) describe a pedogenetically affected nodular facies, laterally equivalent to fragmentary deposits, marked by mottled clay nodules. This facies was observed at the top of the Distal Unit (ENgsd) of the Gongo Soco Formation.

The Gongo Soco stratigraphic units — including the Proximal Unit (ENgsp), Organic and Clastic Intermediate Units (ENgsio, ENgsic), and Distal Unit (ENgsd) — correlate with Units A, B, and C proposed by Daher et al. (2024) for the Bandeira Basin. The Gongo Soco basin contains more extensive organic-rich intervals than the Bandeira Basin, although they are thinner than those in the Fazenda Gandarela Basin.

			Maizatto (2001)	Varajão et al. (2020)	Daher et al. (2024)
	Lithofacies	Interpretation Process	Stratigraphic Unit	Sedimentary facies	Stratigraphic Unit
0 m	Gravel (Gm)	Viscous debris flow	Distal (ENgsd)	Fragmentary Facies (F)	Unit C
-5 m	Quartz sandy Clay	Underwater Plane-bed flow		Nodular Fácies (N)	
-10 m					
-20 m	Gravel (Gm and Gh)	Viscous debris flow and Minor channels fills		Fragmentary (F) and Conglomerate Facies (C)	
-30 m					
-40 m	Quartz sandy Clay	Transverse bedforms		Quartz sandy Clay (S)	
-45 m					
-50 m	Gravel (Gm and Gh)	Viscous debris flow and Minor channels fills	Fragmentary (F) and Conglomerate Facies (C)		
-60 m					
-65 m	Quartz sandy Clay	Transverse and linguoid bedforms	Clastic Intermediate (ENgsif)	Quartz sandy Clay (S)	Unit B
-70 m	Gravel (Gm)	Viscous debris flow		Fragmentary Facies (F)	
-75 m	Fine Grained Clastic (F)	Transverse and linguoid bedforms		Quartz sandy Clay and Massive Clay	
-80 m					
-85 m	Organic Mud (C and Fr)	Local lake, perennial swamps and vegetated channels	Organic Intermediate (ENgsio)	-	Unit A
-90 m	Gravel (Gm)	Viscous debris flow		Fragmentary Facies (F)	
-95 m					
-100 m	Fine Grained Clastic (F)	Linguoid bedforms	Proximal Unit (ENgsp)	Massive Clay (Mc)	Unit A
-105 m	Gravel (Gm and Gh)	Viscous debris flow and Minor channels fills		Fragmentary Facies (F)	
-110 m					
-120 m					
-130 m	Itabira Group				

Figure 27: Facies and depositional processes identified for the Gongo Soco Formation, along with a comparison to other facies and stratigraphic units defined for sedimentary basins of the QF.

Based on the characteristics of the sedimentary facies, stratigraphic architecture, fossil preservation potential, and the spatial proximity to the Fazenda Gandarela and Bandeira basins, it is concluded that sedimentation in the Gongo Soco Basin took place during the late Eocene, likely under depositional conditions similar to those identified in adjacent dated basins.

2.5.4 Sedimentary Evolution of Gongo Soco Basin

The elongated shape of the Gongo Soco Basin indicates tectonic control through the reactivation of ancient basement structures. This process took place in three main stages, creating space for sediments and affecting the distribution and deformation of the sedimentary fill.

2.5.4.1 Initiation Stage - Basin Onset and Proximal Deposition

The initial stages of basin opening are characterized by the sedimentation of a high-energy alluvial fan that rests directly on the saprolite of the Itabira Group. This fan consists of the basal proximal unit (ENgsp). During this phase, viscous and non-viscous debris flows poured off the basin's steep margins, depositing matrix-supported and clast-supported gravels (facies Gmm, Gh, and Grc) in erosional contact with the eroded substrate. Coarse, chaotic gravels exhibit erosive scours and lobate depositional bodies, which are typical of gravity-driven mass flows near fault scarp areas, where sediment cohesion and rapid deposition prevail (Figure 28A). The clasts in these deposits are angular to subrounded and very poorly sorted, reflecting short transport from nearby source outcrops and minimal reworking.

A transition from debris-flow deposition to water-influenced sedimentation in the upper part of the Proximal Unit indicates the formation of a proximal alluvial fan. The frequency of subaqueous flow deposits (i.e., water-laid or stream-reworked sediments) increases in this region. This is evidenced by intercalated finer-grained facies, where planar-bedded or massive sand (Sm), silt with lamination (Fl), and massive clay (Fsm) layers occur, often sharply bounded by the coarse gravels.

The finer beds probably indicate short episodes of reduced energy, such as temporary streamflows or ponding in inter-fan areas, which interrupted the main debris-flow pattern. Contacts between coarse and fine layers are sharply defined vertically, indicating episodic pulses of deposition. However, laterally, these facies gradually transition into one another, showing that finer floodplain or sheetwash environments overlap with proximal gravels away from the feeder channels.

A prominent ferricrete horizon at the top of the proximal unit marks the end of the initial stage. This purplish, iron-rich duricrust is approximately 60 cm thick and has a detrital texture, indicating a period of subaerial exposure, intense weathering, and pedogenesis following the initial fan deposition. The development of this horizon suggests a hiatus in sedimentation, during which the depositional surface became stable and underwent tropical weathering to form an iron-oxide-cemented horizon.

2.5.4.2 Evolution Stage - Mid-Basin Environmental Change

Following the initial fan progradation, the depositional environment of the Gongo Soco Basin evolved to include a more diverse range of conditions. The Organic Intermediate Unit (EN_{gsio}) records a distinct period of relatively calm sedimentation dominated by organic-rich deposition within the basin interior. This 15-metre-thick unit is visible only in the basin's depocentre (as shown in cross-section A-A'), composed mainly of organic-rich facies such as lignite (C) and high-organic mudstones (Fr).

These fine-grained, dark layers indicate a lacustrine to palustrine environment, probably a shallow swamp or pond forming on the fan surface. The presence of in situ lignite suggests standing water, abundant vegetation, and anoxic bottom conditions that support peat accumulation and lithification. Lenses of clastic sediment from recurrent debris and stream flows are interbedded within the organic layers, especially near the base. The base of the organic unit features matrix-supported gravel beds (Gm) and thin, sporadic layers of sand and silt (Sm, Sh, Fsm, Fl), indicative of high-energy events such as debris floods or hyperconcentrated flows that occasionally reached the swampy basin center.

The contact between the underlying Proximal Unit and the Organic Intermediate Unit is sharply defined, with channelized gravelly sediments of the proximal fan interdigitating with organic-rich fine deposits down-slope, forming lenticular strata that thin and pinch out entirely towards the basin edges. This geometry suggests that the peat swamp or lake was confined to the central lowlands while the fan remained active around its margins. This is a typical stratigraphic architecture of an alluvial fan with an internal playa or wet centre.

Another similar ferricrete horizon directly overlies the lignite beds at the top of the Organic Intermediate Unit. This lateritic cap indicates a second major hiatus, characterized by the exposition and oxidation of the swamp deposits, likely due to the drainage of the lake or a drop in the water table. The ferricrete suggests a prolonged period of non-deposition and soil formation that effectively "sealed" the organic unit. Despite the abundant organic content of this unit, no well-preserved plant macrofossils were found (only some root-like and seed structures in the clays), underscoring the oxidizing conditions that eventually prevailed.

The overlying Clastic Intermediate Unit (EN_{gsic}) signifies a notable shift in the depositional regime. This unit lies on the ferricrete that caps the organic deposits with a sharp, erosional base, clearly marking a transition from a peat-forming environment to a renewed influx of clastic sediments. Compared to earlier units, the Clastic Intermediate Unit is distinguished by a higher proportion of siliciclastic sediments, especially those of fine to

medium grain size. On average, this unit is approximately 25 m thick and indicates a return to mainly fluvial and gravitational flow processes on the fan (Figure 28B).

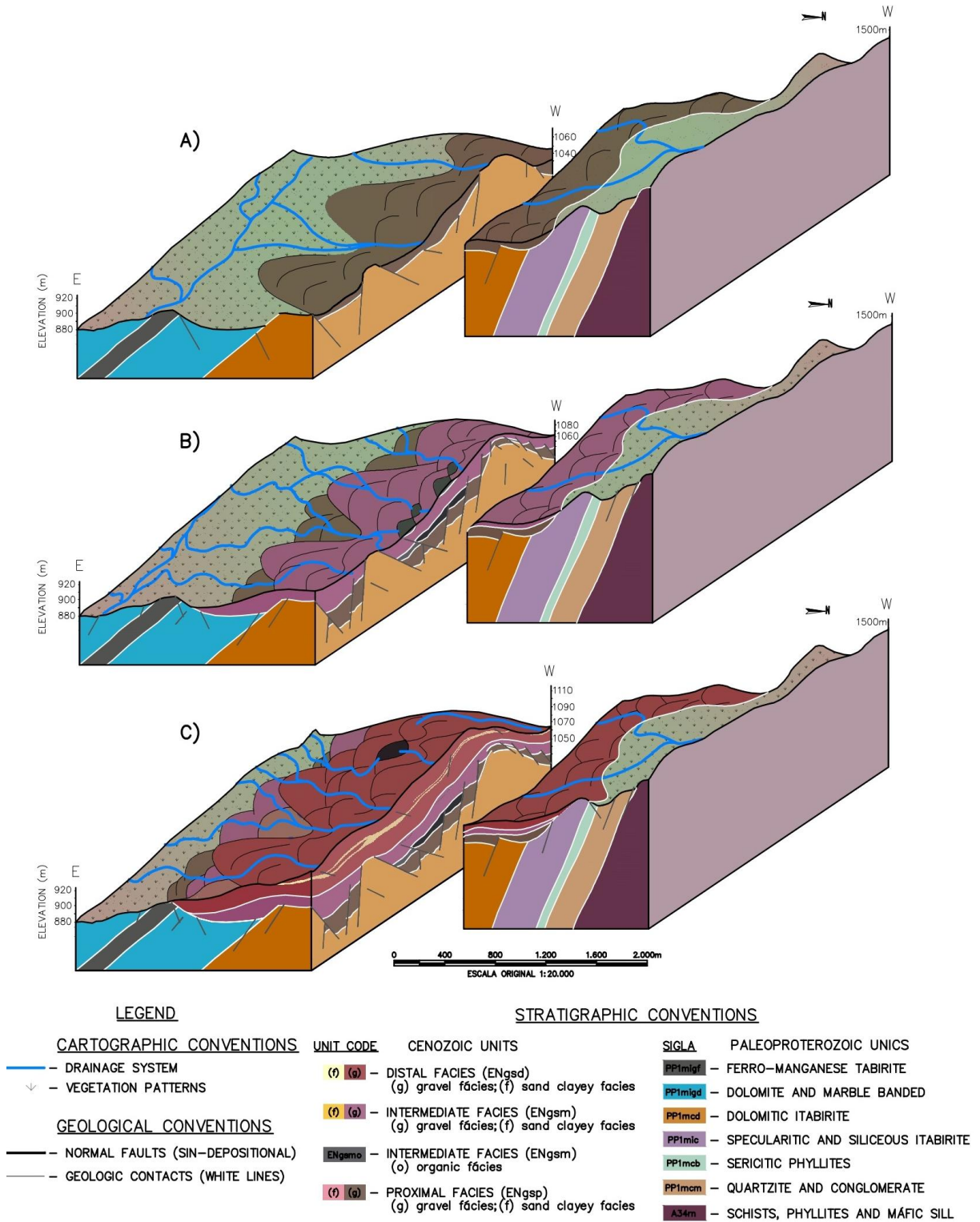


Figure 28: Geological arrangements in a representative 3D model. A) Depositional conditions of the Proximal Unit (ENgsp). B) Depositional conditions of the Intermediate Unit, it comprises the organic and classical unit (ENgsio and ENgsic). C) Depositional conditions of the Distal Unit (ENgsd).

Thick layers of sand, silt, and mud (facies Sm, Sh, Fl, and Fsm) are common and often show well-developed sedimentary structures such as parallel stratification, lamination, channelized trough fills, and massive beds. These features suggest deposition by braided or ephemeral streams, sheet-flood events, and overbank settling in a mid-fan to fan-apron setting. However, coarse debris-flow deposits were occasionally significant — lenses of matrix- or clast-supported gravel (Gmm, Gh) occur as erosive lenses within the finer strata, indicating that high-energy floods or mass-flow events persisted from the highlands.

The Clastic Intermediate Unit represents an aggradational, low-sinuosity river system interspersed with debris-flow incursions. Lateral facies relationships show that this unit covers a larger area than the previous organic lens. Along the basin margins where the organic unit is absent, the Clastic Intermediate Unit lies directly on the basement rock or on remnants of the Proximal Unit.

In the basin's boundary zones, sedimentation begins with coarse, clast-supported breccia-like conglomerates (viscous debris-flow deposits analogous to fanglomerates). This demonstrates that rejuvenated sedimentation filled not only the basin center but also overlapped and reworked the basin edges. This onlap and lateral expansion imply either an increase in sediment supply or the creation of new accommodation space (possibly due to subsidence or a drop in the relative base level), which allowed the fan system to prograde further outward.

By the time of the conclusion of this stage, a discontinuous reddish ferricrete lens marked another weathering event. This crust differs from previous ones; it is patchy and tapers off towards the western end of the basin, suggesting that the exposure event was less extensive or shorter in duration. Nonetheless, it signifies yet another pause in deposition and soil formation on parts of the fan surface before the final phase of basin infilling.

During this period, the alternation between limnic conditions dominated by organic matter and clastic fluvial-dominated intervals demonstrates the basin's sensitivity to environmental changes. The thick layer of lignite indicates a humid phase when less sand and gravel were deposited, similar to other Cenozoic basins of the QF, such as the Fonseca and Fazenda Gandarela. The abrupt return to sand and gravel suggests either climatic aridification or tectonic/geomorphic rejuvenation of the source area.

These transitions are visible in regionally important ferricrete horizons, which serve as allostratigraphic boundaries in basin stratigraphy. The iron-cemented paleosurfaces are key geochronological markers that likely correspond to periods of prolonged landscape stability under tropical weathering regimes (Spier et al., 2018). The occurrence of multiple ferricrete-

capped sequences in Gongo Soco suggests that the deposits accumulated during the late Paleogene–Neogene under climate cycles or tectonic forces similar to those in nearby basins. The similarity of the lignite-bearing intervals in Gongo Soco and in the Eocene-aged Fonseca and Gandarela Formations indicates a contemporaneous geologic history across these basins.

2.5.4.3 Final Stage - Major Basin Fill

A sequence of sediment layers forms the distal unit (ENgsd), which records the final stage of the Gongo Soco Basin's development. This unit represents the most extensive and thickest period of sediment build-up, reaching over 120 metres in thickness, as indicated by drill core data. The Distal Unit conformably overlies the earlier clastic sequence in the central part of the basin. At the margins, it onlaps and rests directly on the basement in erosional contact, eventually covering any remnants of previous units (Figure 28C).

The Distal Unit is in sharp contact with the ferricrete of the Intermediate Unit, marking the onset of a new input of sediments in the basin. characterized primarily by debris flow. Thick, laterally extensive beds of very poorly sorted gravel and breccia-like sediments are, interpreted as deposits of cohesive, high-volume debris flow that travelled across the basin. These gravels are often massive (Gmm) or show crude normal or inverse grading (Gmg), consistent with deposition from viscous flows that may undergo internal sorting upon stabilisation

Interlayered with the coarse debris are subordinate intervals of finer material – sands, silts, and clays (Sm, Fl, Fsm) – which represent more dilute flows or transient standing water between debris-flow events. The Distal Unit's overall facies assemblage indicates the presence of an expanded alluvial fan or fan-delta system. This suggests that far-distal areas were repeatedly inundated by gravelly mass flows, likely due to sustained high relief and sediment yield in the source area, indicating a phase of tectonic uplift or climatic drying (reducing vegetation cover) in the hinterland of the basin, as well as the generation of abundant coarse detritus.

The presence of coarse debris-flow deposits covering the “distal” part of the system implies that the basin was largely filled, and the depositional slope remained sufficiently steep to enable the gravel to span over considerable distances. As the sedimentation rate decreased, subaerial exposure and soil development became evident through the common presence of clay-rich mottles and nodules, as well as horizons of iron-rich paleo-laterites.

In certain areas, the Distal Unit exhibits discontinuous ferricrete horizons or patches (lateritic crusts) that formed in situ, indicating that portions of these deposits underwent prolonged weathering, while nearby areas experienced sedimentation. At the uppermost levels of the Distal Unit, there is a pronounced increase in well-sorted "subaqueous" sediment layers, indicating that finer-grained, water-laid deposits, such as laminated silts and sands, become more abundant with increasing depth. This likely reflects the waning stages of sedimentation. As the basin approached a local base level, water accumulated or flowed more continuously across the sediment surface, depositing more uniformly sorted sediments, possibly in shallow ephemeral lakes or low-energy floodplains.

The deposition in Gongo Soco Basin ceased when the sediment supply could no longer keep pace with either the opening of the basin or when the basin was filled to the level of the outlets. A discontinuous cap of ferruginous duricrust, which testifies to a long period of post-depositional stability and weathering under tropical conditions, is on top of the preserved sequence. This final ferricrete surface is the last geochronological marker in the stratigraphy, effectively marking the end of the basin's depositional record.

The Gongo Soco Basin has undergone an intense phase of post-depositional dissection, during which erosion has reduced the once-broader Cenozoic sedimentary cover to a small, isolated remnant. Only a fragment of the originally extensive and continuous sedimentary surface remains now, heavily incised and stripped away by long-term erosional processes.

2.6 Conclusions

Supported by regional correlations and refined depositional models, the current results offer a robust stratigraphic and facies framework of what remains of an extensive continental basin system that developed during the Cenozoic era in southern Brazil. This system likely covered much of the southeastern São Francisco Craton and was influenced by basement structures. The following conclusions can be drawn from this study:

1. The Gongo Soco Formation comprises four distinct lithostratigraphic units, which record a spectrum of depositional environments ranging from debris-flow-dominated alluvial fan deposits to braided fluvial channels and shallow lacustrine (pond or swamp) sediments. This vertical and lateral facies arrangement reflects an overall braided fluvial fan system that evolved in response to changing water energy conditions and tectonic activity across the

basin.

2. Four stratigraphic units were defined based on characteristic facies associations: the Proximal Unit, Organic Intermediate Unit, Clastic Intermediate Unit, and Distal Unit. They were distinguished based on lateral and vertical facies associations, grain size, matrix composition, sedimentary structures, and ferricrete horizons, which indicate regional stratigraphic discontinuities. Their spatial distribution was mapped and modelled, revealing distinct depositional domains across the basin.
3. The stratigraphic record reveals well-developed, organic-rich intervals and pedogenetic features. The Organic Intermediate Unit, composed of organic-rich clay and lignite layers, indicates deposition under low-energy, anoxic conditions, which are typical of perennial swamps or shallow ponds with dense vegetation. These conditions interrupted phases of coarse clastic sedimentation.
4. Based on the characteristics of the sedimentary facies and stratigraphic architecture, as well as the presence of lignite-rich layers, the Gongo Soco Basin accumulated sediments during the late Eocene. Its proximity to and depositional similarities with the Fazenda Gandarela and Bandeira basins suggest comparable tectonic and paleoclimatic conditions during its development.
5. Multiple layers of ferricrete (lateritic duricrust) were identified at the base and top of stratigraphic units, indicating depositional hiatuses and extended periods of subaerial exposure. These horizons, composed predominantly of goethite and hematite, are the product of intense tropical weathering and serve as key paleoclimatic indicators of stability, pedogenesis, and ferruginization phases during the basin's evolution.
6. The clastic components of the Gongo Soco Formation primarily originate from the supracrustal rocks of the Rio das Velhas and Minas Supergroups. This becomes evident by the presence of quartzite, phyllite, iron formation, and dolomitic fragments. The angular to subrounded shape of these clasts suggests short transport distances from proximal highlands and tectonically active scarps.
7. The Gongo Soco Formation exhibits unique sedimentological features compared to other Cenozoic basins in the QF are distinguished by the presence of proximal alluvial fan deposits, primarily composed of cohesive debris flows, along with fluvial and lacustrine environments. These environments are characterized by subaqueous facies associated with low- and high-energy depositional processes, such as lignites. These features support the interpretation of a Cenozoic braided fluvial fan system in southeastern Brazil.

8. The proposed sedimentary evolution model outlines a three-stage infilling history: The first stage is an initial phase of proximal alluvial fan deposition by dense debris flows. The second stage is a middle phase marked by the development of organic-rich lacustrine and palustrine environments with intermittent fluvial input. The third stage is a final phase of widespread basin filling by matrix-rich debris flows interspersed with subaqueous sediments. This stratigraphic progression reflects alternating phases of tectonic activity, sediment supply, and paleoclimatic conditions.

2.7 Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge the Vale S.A. for providing geological data support. We also thank the Graduate Program in Geology at the Federal University of Minas Gerais (UFMG) and Walm Engenharia for their institutional support throughout the development of this research. C. A. Rosiere acknowledges support from the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the grant Nr 311917/2020-8. Special thanks are extended to our colleagues Daniel Dias and Fernando Prezotti for their valuable contributions to field data collection.

2.8 References

- Alkmim F.F., Marshak S., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region Minas Gerais Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29-58.
- Assine M.L., 2008. Ambientes de Leques Aluviais. In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C (org.). 2008. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca Ball Edições, 343p.
- Blair, T. C., and McPherson J. G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research* 64.3a, 450-489.
- Carvalho Filho, A., Curi, N., Shinzato, E., 2010. Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 45 (8), 903–916.

Castro E. C. C., and Ferreira J. E., 1997. Aspectos estratigráficos, sedimentares e estruturais dos sedimentos cenozóicos da borda leste do Quadrilátero Ferrífero entre Santa Rita Durão e Fonseca, Minas Gerais. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho Final de Graduação, 49p.;

Castro P.T.A., 2017. Geologia da Chapada de Canga. In: Luciana Hiromi Yoshino Kamino and Flávio Fonseca do Carmo (org.). Chapada de Canga – Patrimônio natural e cultural de relevante interesse para a conservação. Instituto Prístino. Capítulo 2: 25-48.

Castro P.T.A., Varajão A.F.D.C., 2020. O Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero. In: Castro P.T.A, Endo I., Gandini A.L. (Eds.). Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos. Belo Horizonte: 3i, p. 166-193.

Chemale Jr. F., Rosière, C. A., Endo, I., 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25–54.

Daher, A. P. D. C., Uhlein, G. J., and Mattioli, J., 2024. Characterization of Bandeira Sedimentary Basin on Serra do Tamanduá, Northeastern Region of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 54(1), e20230009.

Daher, A. P. D. C., 2023. Caracterização geológica dos depósitos recentes na Serra do Tamanduá, NE do Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, MG. Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. 107p.

Diessel, C. F. K., 1992. Coal-bearing depositional systems. Berlin, Springer, 721p

Dorr J. van N. II., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Professional Paper, Washington, USGS/DNPM, 641-A: 110.

Endo I., Galbiatti H.F., Delgado C.E.R., Oliveira M.M.F., Zaparolli A. de C., Moura L.G.B. de, Peres G.G., Oliveira A.H. de, Zavaglia G., Danderfer F.A., Gomes C.J.S., Carneiro M.A., Nalini Jr. H.A., Castro P. de T.A., Suita M.T. de F., Seixas L.A.R., Tavaza E., Lana C. de C., Martins-Neto M.A., Martins M. de S., Ferreira F.F.A., Franco A.P., Almeida L.G., Rossi D.Q., Angeli G., Madeira T.J.A., Piassa L.R.A., Mariano D.F., Mariano D.F., Carlos D.U., 2019. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:50.000. Ouro Preto: Departamento de Geologia, Escola de Minas, Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero. Available at: www.qfe2050.ufop.br. Accessed on: May 11, 2023.

- Gorceix, H., 1884. Bacias Terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais Brasil. *Annaes da Escola de Minas*, 3, 95-114
- Johnson AM., 1970. Formation of debris flow deposits. *Physical processes in geology*: San Francisco, Free man, 571p.
- Johnson AM., 1984. Debris flow. *Slope Instability*. In: Brunsden D and Prior DB (Eds). New York: J. Wiley, p. 481-504.
- Lipski M., 2002. Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 171p.
- Lobato, L.M., Baltazar, O.F., Reis, L.B., Achtschin, A.B., Baars, F.J., Timbó, M.A., Berni, G.V., Mendonça, B.R.V. de Ferreira, D.V., 2005. Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Belo Horizonte: CODEMIG, 2005.
- Maizatto J. R., Castro P. T. A., Chiavegatto J. R S., 1993. Contribuição ao Estudo dos depósitos Sedimentares Fanerozoicos do Gongo Soco, Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SBG núcleo MG – Bol. 12* p 312 – 316.
- Maizatto J. R., 1997. Análise paleoecológica e bioestratigráfica dos sedimentos cenozóicos da bacia do Ganda rela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de mestrado, 183p.;
- Maizatto J. R., 2001. Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gan darela e Fonseca - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Tese de Doutorado, 333p.;
- Maxwell C.H., 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey. Prof. Papers.* 341-J. 72 p.
- McCabe, P. J., 1984. "Depositional Environments of Coal and Coal-Bearing Strata." In R. A. Rahmani and R. M. Flores (Eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences* (pp. 13–42).

- Miall A. D., 1978. Facies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed.). *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.
- Mial, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, 4th printing. Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. 542p.
- Nahon, D., 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. John Wiley and Sons Inc., New York, pp. (pp 313).
- Rossi D. Q., 2014. *Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado. 129p.
- Rust, B.R. Koster, E.H., 1984. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series, 1: 53–69.
- Saadi A., Sgarbi G. N. C., Rosière C. A., 1992. A bacia do Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: Controle cárstico e/ou tectônico. In: SBG/Núcleo São Paulo, Congresso Brasileiro de Geologia, 37: 600-601.
- Salgado A.A.R., Braucher R., Varajão C.A.C., Colin F., Varajão, A.F.D., Nalini Jr H., 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (10Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 52: 317-323.
- Sant'Anna L. G., 1994. *Mineralogia das argilas e evolução geológica da bacia de Fonseca, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de mestrado, 151p.
- Sant'Anna L. G., Schorscher H. D, Riccomini C., 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Jour. of South Am. Earth Sci.*(10) 3–4, p.275-284.
- Santos M.C., Varajão, A. F. D. C., 2004. Sedimentation and pedogenic features in a clay deposit in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(1), 147-159.
- Silva, M. A. da, Pinto, C. P., Pinheiro, M. A. P., Marinho, M. de S., Lombello, J. C., Pinho, J. M. M. P., Goulart, L. E. A., Magalhães, J. R., (2020). Mapa geológico do estado de Minas

- Gerais. Belo Horizonte: CPRM. 1 mapa, color. Escala 1:1.000.000. Available at: <https://geosgb.sgb.gov.br/geosgb/downloads.htm>. Accessed on: em 17 de maio de 2023
- Spier, C.A., Levett, A., Rosière, C.A., 2018. Geochemistry of canga (ferricrete) and evolution of the weathering profile developed on itabirite and iron ore in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, 28p.
- Stanistreet, I. G., and McCarthy, T. S., 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary geology*, 85(1-4), 115-133.
- Stoops, G., 2021. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections* (2nd ed.). Wiley. ISBN: 978-0-891-18975-6.
- Varajão A.F.D.C., Mateus A.C.C., Santos M.C., Varajão C.A.C., Oliveira F.S., Yvon J., 2020. The Cenozoic deposits of the ancient landscapes of Quadrilátero Ferrífero highlands, Southeastern Brazil: sedimentation, pedogenesis and landscape evolution. *Catena*, 195:104813. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104813>.
- Varajão C. A. C., 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. 21(2):138-145.
- Wentworth, C.R., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journ. Geology*, v.30: 377-392.

3 ARTIGO 2

BRITTLE DEFORMATION OF THE GONGO SOCO BASIN: CENOZOIC INTRAPLATE STRIKE-SLIP SETTING IN THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SOUTHERN BRAZIL

Wellison Martins Fonseca – wellisonfonseca@hotmail.com – Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Carlos Alberto Rosière - crosiere@gmail.com – Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia

Fábio Soares Magalhães - fabiosoaresmagalhaes@gmail.com – Walm BH Engenharia, Departamento de Geologia de Engenharia e Mecânica de Rochas

Renata Mattos Sampaio de Araujo Andrade - renata.mattos.sampaio@vale.com – Gerencia de Descaracterização de Barragens e Projetos Geotécnicos, Vale S.A., Belo Horizonte, MG, Brasil

ABSTRACT: The Gongo Soco Formation sediments fill a small, Cenozoic, intramontane basin in the northeastern part of the Quadrilátero Ferrífero Mining District at the southern end of the São Francisco Craton in Brazil. Detailed structural mapping and lineament analysis reveal that the Archean–Proterozoic basement and the Cenozoic sediments are intersected by a predominantly NW–SE and NE–SW fault set, defining an elongated east-west pull-apart basin. Paleostress analysis reveals an early transtensional regime ($\sigma_3 \sim$ NE–SW), which was responsible for the synsedimentary normal faulting (D_1). This was followed by a transpressional event ($\sigma_1 \sim$ E–W), which reactivated the structures as reverse and strike-slip faults (D_2). High-resolution electrical resistivity tomography (ERT) and closely-spaced boreholes support a horst-and-graben geometry trending NW–SE in the subsurface. Borehole logs reveal uplifted basement blocks separated by tens of meters and record differences in bedrock depth of ~90 m, confirming active normal fault offsets. Stratigraphic tilting rotated fault planes, and fault-related folds further support post-depositional tectonic activity, promoting the basin's inversion. These features are integrated into a tectono-sedimentary model in which sedimentation was structurally controlled, and deformation was episodic and polyphase. These results indicate that the deformation history can be assigned to Eocene–Miocene timescales, which correlates with regional neotectonic events in southeastern Brazil. The Gongo Soco Basin thus represents a key example of brittle deformation within the São Francisco Craton, highlighting the persistence of crustal weakness zones and the role of intraplate stress in shaping Cenozoic sedimentary basins.

KEYWORDS: pull-apart basin; paleostress inversion; horst-and-graben; neotectonics.

3.1 Introduction

The tectonic evolution of the geologic terrane exposed in the Quadrilátero Ferrífero Mining District (QF) during the Cenozoic Era reflects the interaction between regional lithospheric structures and far-field stresses transmitted across the South American Plate (Hasui, 1990; Assumpção, 2016). The São Francisco Craton (SFC) has been classically described as tectonically stable since the Neoproterozoic (Almeida, 1977). However, several studies have demonstrated that inherited basement structures, such as major shear zones and fault planes acted as zones of crustal weakness reactivated under Cenozoic intraplate stress field (Riccomini, 1989; Hasui, 1990; Saadi, 1993).

The continental Cenozoic basins of southeastern Brazil developed in response to the reactivation of Precambrian crustal weaknesses under extensional, strike-slip and compressional regimes (Riccomini, 1989, 2004). During the Mesozoic–Cenozoic, the South American Platform underwent multiple phases of rifting, subsidence and uplift, partly associated with intraplate stress fields influenced by both Atlantic ridge-push and Andean convergence (Zoback 1992; Assumpção, 2016).

The Quadrilátero Ferrífero (QF) mining district, located in the southern margin of the SFC is internationally known for its rich Archean and Paleoproterozoic mineral wealth. In addition to its Precambrian significance, the region also preserves important evidence of brittle neotectonic activity, recorded by several small sedimentary basins developed under within fault-controlled depressions (Saadi, 1993; Sant’Anna, 1994; Sant’Anna et al., 1997; Maizatto, 1993, 2001; Lipski, 2002; Santos & Varajão, 2004; Lobato et al., 2005; Castro, 2017; Varajão et al., 2020; Castro & Varajão, 2020; Daher et al., 2024).

The Gongo Soco Formation is an exceptionally well-preserved Cenozoic sedimentary succession located in the central part of the Gandarela Syncline, northeastern QF (Saadi et al., 1992; Maizatto et al., 1993; Lipski, 2002; Castro & Varajão, 2020). Exposed in an inactive open-pit mine, it offers a rare geological window for analysing sedimentary facies, stratigraphic units, and structural features. Recent studies suggest its development in transitional conditions between alluvial fans, braided rivers, and shallow lakes, supporting the interpretation of a braided fluvial fan system. (section 2 - Article 1).

This study aims to improve our understanding of neotectonic activity in the QF region and its influence on the formation of continental basins and the characteristics of sedimentary deposits by characterization of the structural features and tectonic setting of the Gongo Soco Basin. The investigation integrates structural mapping, kinematic analysis, paleostress

reconstruction, and sedimentological interpretation. The results support the proposition of a new tectono-sedimentary model, highlighting the basin's development within a dextral strike-slip pull-apart system.

3.2 Geological Setting

The Quadrilátero Ferrífero Mining District encompasses an iron and gold mineral province in the southern São Francisco Craton. The district comprises Archean and Neoproterozoic greenstone belts (2.9 to 2.73 Ga; Noce et al., 2005; Farina et al., 2016; Baltazar and Lobato, 2020), that are covered by clastic and chemical metasedimentary rocks of the 2.58 to 2.1 Ga Minas Supergroup (Dorr, 1969; Chemale Jr. et al., 1994).

The lower part of the Minas Supergroup is divided into the Caraça Group, consisting of clastic sedimentary rocks with a maximum depositional age (MDA) of ca. 2.55 Ga (Rossignol et al., 2020) and the Itabira Group containing banded iron formations (BIFs) and carbonates deposited at ca. 2.42 Ga (Babinski et al., 1995). The shallow marine sedimentary sequence of the Piracicaba Group overlies these units, and is separated by a low-angle, angular unconformity. The depositional age of this sequence is estimated to be ca. 2.14 Ga (Cabral et al., 2022). The unconformably overlying Sabara Group comprises immature, clastic sedimentary rocks interbedded with pelitic rocks and rare felsic tuffs (Dorr, 1969; Reis et al., 2002).

The tectonic structure of the Minas terrane is defined by Meso- to Neoproterozoic TTG domes enclosed by complex folded volcanosedimentary units, which are bounded by northwest- and northeast-trending synclinal keels such as the Gandarela, Moeda and Dom Bosco Synclines (Alkmim & Marshak, 1998). This erosion preserved keels expose the Paleoproterozoic supracrustal sequences of the Minas Supergroup, deformed during the 2.25-2.03 Ga Minas-Bahia orogeny (Alkmim and Teixeira, 2017). This tectonic framework controls the distribution and the shape of the widespread Cenozoic basin relics, which probably covered the entire Minas terrane during this geologic era.

The Gongo Soco Formation comprises the sedimentary fill of one of these small, relict Cenozoic intramontane basins, which is named after it. This basin rests unconformably on the Paleoproterozoic metasediments from the Itabira Group. The Gongo Soco mine pit exposes banded iron formations from the Cauê Formation, as well as iron-, manganese-, and calcium-rich dolomites and marbles of the Gandarela Formation (Saadi et al., 1992; Maizato et al., 1993;

Lipski, 2002; Castro & Varajão, 2020). These units comprise the basement of the basin. Figure 18 depicts the geologic map of the Gongo Soco mine covering the area of exposition of the Gongo Soco Formation (central area).

The Gongo Soco Basin covers an area of approximately 2 km², extending in an east-west orientation with sediments about 130 meters deep. The long axis of the basin lies subparallel to the regional structural trend, along an ENE–WSW ridge crest on the north flank of the NE-SW-trending Gandarela Syncline, at elevation reaching over 1.100 m, similar to other small contemporaneous Cenozoic basins in the region, such as the Fazenda Gandarela and Bandeira.

Similar to other structural keels in the area, geomorphology of the Gandarela Syncline is characterized by rugged, mountainous terrain. This terrain was shaped by incision into a Paleocene planation surface (King, 1956) and reflects pronounced lithostructural control (Salgado, 2008), enhanced by differential erosion and Cenozoic tectonic reactivation. These processes result in steep escarpments up to 300 m high with slopes of 45–60°, hogback ridges, narrow, deeply incised, V-shaped valleys, and topographic relief of up to 700 m. Elevations exceed 1,400–1,500 m at ridge crests and descend to ~800–900 m at valley floors. Drainage systems follow structurally guided trellis, parallel, and rectangular patterns aligned with lithologic boundaries and fracture systems.

The basin-fill strata are markedly tilted, with dips ranging from 25° to 50° toward southeast, and are affected by superimposed fault systems with different styles and kinematics, indicating multiphase reactivation (Saadi et al., 1992; Maizato et al., 1993; Lipski, 2002). From base to top, four stratigraphic units can be individualized in the Gongo Soco Formation: Proximal Unit (ENgsp), Organic Intermediate Unit (ENgsio), Clastic Intermediate Unit (ENgsic), and Distal Unit (ENgsd).

The ENgsp (~25 m) comprises proximal debris-flow gravels (Gm, Gh), grading upward into finer fluvial sediments and capped by a lateritic ferricrete horizon. The ENgsio (≤15 m) contains lignite-rich organic mudstones deposited under anoxic, waterlogged conditions, also capped by ferricrete duricrust. The ENgsic (~25 m) consists of fine-grained siliciclastics with interbedded debris-flow gravels and localized basement unconformities, ending in ferricrete. The ENgsd (>120 m) represents the thickest and youngest unit, dominated by matrix-supported gravels and finer sediments, with pedogenetic features and a terminal ferricrete duricrust indicating subaerial exposure. The succession records an evolution from coarse alluvial fan

deposits at the base, to a fine-grained organic-rich interval in the middle and overlapping by coarse fan deposits in the upper part.

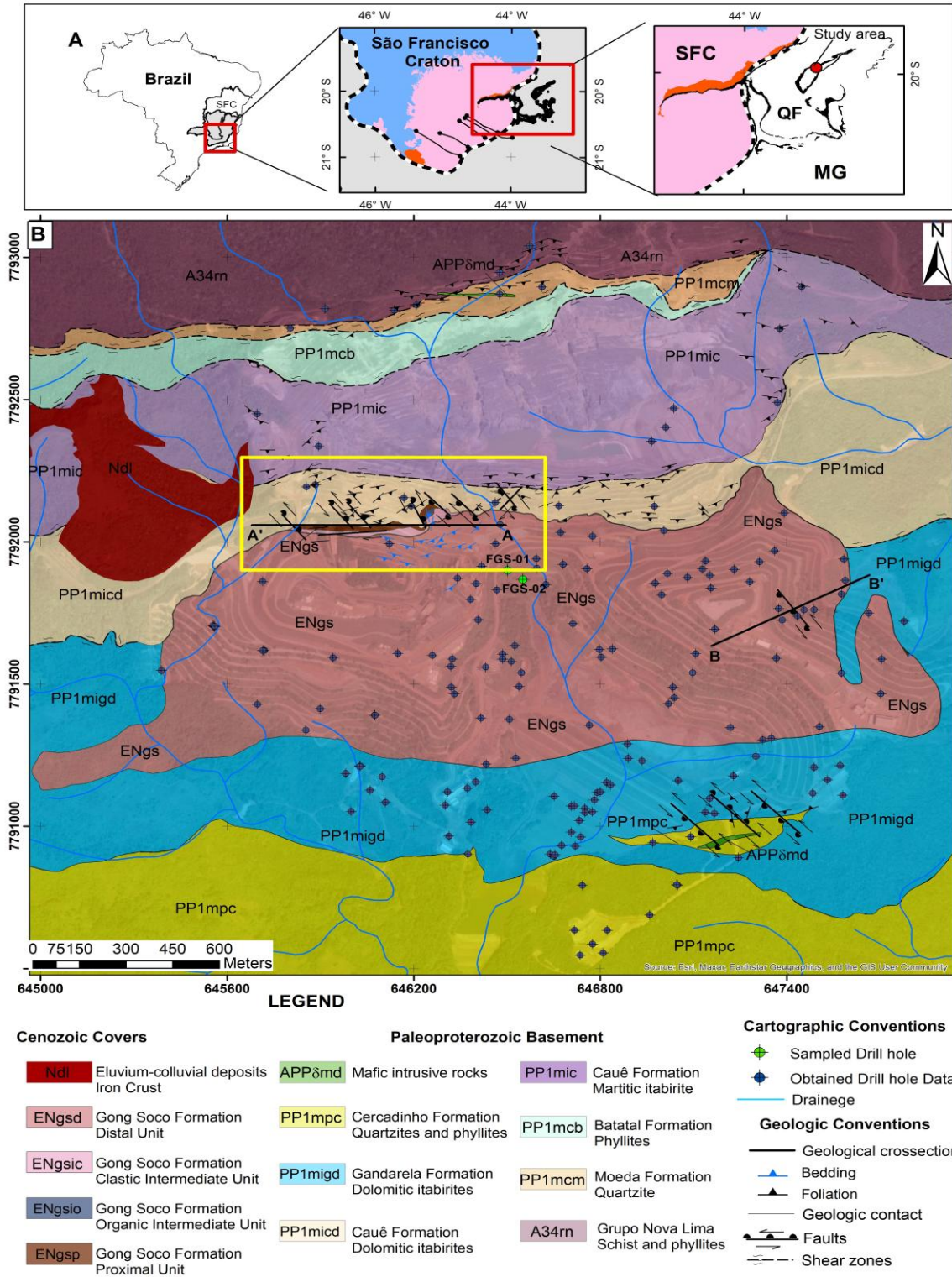


Figure 29: A) Regional Location. B) Geologic map of the Gongo Soco Formation and its surroundings. The yellow rectangle depicts the outcrop area of the stratigraphic units (modified from Walm, 2024).

Although absolute ages are lacking, the stratigraphic architecture, lignite-rich intervals, and ferricrete horizons of the Gongo Soco Formation closely align with those dated basins in QF, such as Fazenda Gandarela (Maizatto, 2001), Fonseca (Sant’Anna, 1994) and Bandeira (Daher et al., 2024). These correlations reflect similar tectono-sedimentary and paleoclimatic conditions active during the Eocene–Miocene, underscoring its formation’s significance in the broader context of southeastern Brazil’s landscape evolution.

3.3 Material and methods

Field investigations combined detailed geological mapping (1:2,000 scale), borehole core logging, and petrographic analysis. Lithological units, sedimentary structures, and tectonic features were collected during mapping, elucidating syn- and post-depositional tectonic influences on sedimentation. Representative outcrop samples and numerous borehole cores were examined to register the stratigraphic succession. Borehole logs were further used to constrain minimum basin depths by delineating contour lines of the basin floor at the contact with the underlying basement.

Morphostructural lineament analysis was based on a 12.5 m resolution DEM derived from ALOS PALSAR data (ASF DAAC). The DEM was processed in QGIS 3.28 and ArcGIS 10.8 to generate slope maps and shaded-relief under different sunlight’s azimuths (45°, 135°, 225°, 315°). Linear features were manually digitized and classified as positive (ridges and scarps) or negative (valley alignments and drainage pattern) lineaments. Azimuthal distribution was evaluated using rose diagrams generated with the “Line Direction Histogram” tool available in QGIS 3.32, which allowed the construction of a representative diagram of the digitized structural lineaments. The resulting orientation patterns were used to identify dominant structural trends, which were later compared with fault systems mapped in the field.

Structural orientation data were analyzed using equal-area stereonet (Schmidt projection) supported by the software DIPS software (v. 7.0) and FaultKin 8.0, adopting the dip direction/dip convention for planes and trend/plunge for linear features. Fault-slip planes and kinematic indicators were analysed and classified following the criteria established by Angelier (1984; 1994), Doblas (1998) and Davis (2011). The fault planes with slickenlines and Riedel shears fractures were analyzed individually and grouped into kinematically consistent families.

Paleostress analysis was carried out using fault-slip data and fractures system collected from field measurements, emphasizing planes that preserved kinematic indicators such as

slickensides, slickenlines and steps (Doblas, 1998). The analysis was performed using the right dihedral method of Angelier and Mechler (1977), implemented in WinTensor v.5.9.3 (Delvaux & Sperner, 2003; Delvaux, 2011) software. This approach enables the calculation of the principal stress axes (σ_1 , σ_2 , σ_3), the stress ratio R ($(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$), stress regime R' and the azimuths of horizontal principal stress (SHmax) and horizontal minimum (Shmin) as recommended by Guiraud et al. (1989) and Delvaux, (1997).

Electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) geophysical surveys were conducted to image subsurface structures. A total of 80 two-dimensional ERT profiles were acquired across the study area, and the resistivity data were inverted using specialized software (RES2DINV). The resulting geophysical models were visualized in three dimensions and integrated with geological data to delineate concealed fault zones, characterize the bedrock topography (horst-and-graben structures), and identify potential karst features.

A robust framework for interpreting the tectono-depositional evolution model was established through the integration of all datasets. The identified stress regimes and deformation sequence were incorporated into this model to represent the pre-, syn-, and post-depositional stages of basin development. All borehole and geoelectrical data were provided by Vale S.A.

3.4 Results

3.4.1 Morphostructural Lineaments

In the Gongo Soco area, four principal lineament orientations were identified: NW–SE, NE–SW, N–S, and E–W, which include positive and negative features (Figure 30). Positive lineaments correspond to topographic highs along aligned ridge crests or escarpments. Negative lineaments align with valley floors and drainage systems and are commonly associated with zones of structural weakness, such as shear zones or fracture systems.

Lineaments striking northwest–southeast are the most frequent and prominent in the study area. They are dominantly associated with valley floors and negative morphostructural features aligned with erosional corridors. These structures strongly influence the local drainage pattern, guiding southwestward stream flow and downstream convergence. Their distribution indicates significant structural control by underlying NW–SE-trending fault or fracture zones, which were preferentially eroded. In the southeastern and central sectors, some NW–SE

lineaments coincide with basin-bounding structures, indicating their key role in controlling basin geometry.

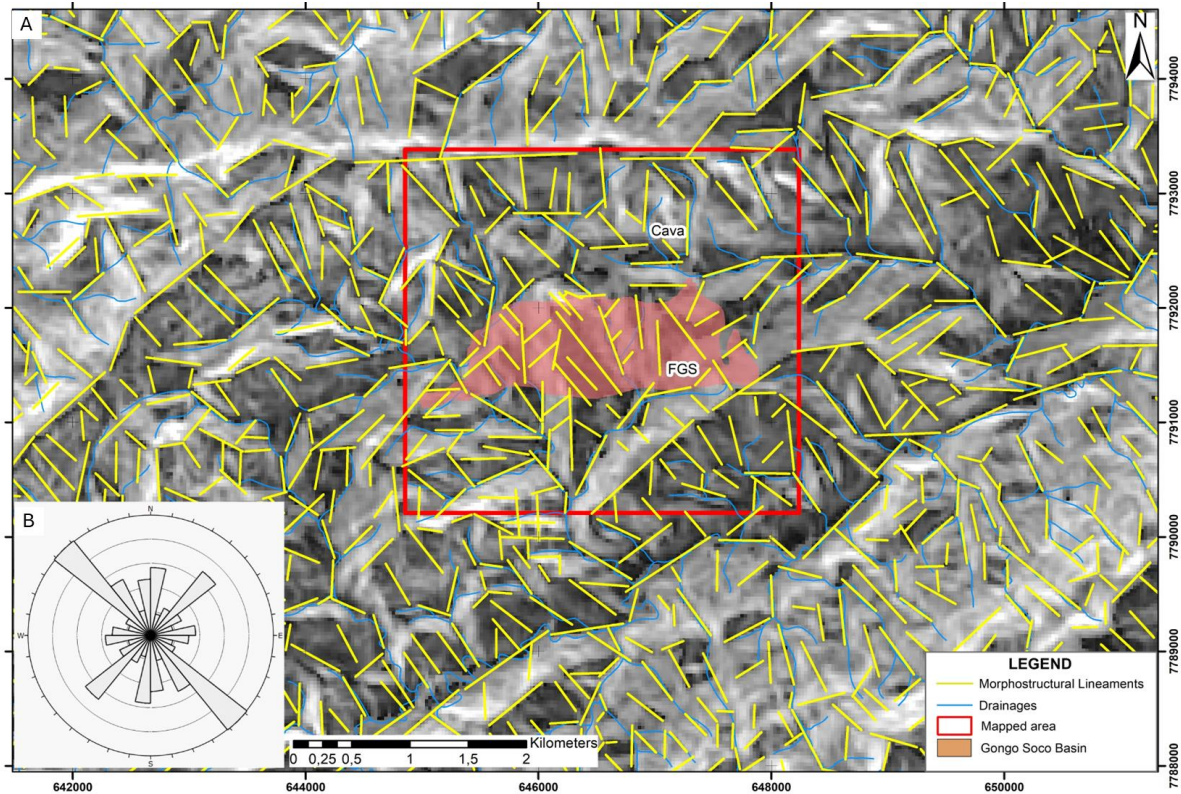


Figure 30: A) Morphostructural lineament map, central portion, north limb of the Gandarela Syncline. Mapped area is highlighted in the red rectangle. B) Frequency rose diagrams of the morphostructural.

The second most prominent set of lineaments, NE–SW, are predominantly associated with ridge crests and watershed dividers in the Gandarela Syncline. Often exceeding elevations of 1,300 m, these lineaments correspond to positive morphostructural features aligned with regional structural crests. They typically reflect resistant or uplifted elements, such as geological contacts, particularly those aligned with quartzite ridges. Though less abundant, NE–SW lineaments play a pivotal role in defining the basin's structure and topographic expression.

Lineaments oriented north-south (N–S) and east-west (E–W) are less frequent, but they display a distinct and systematic spatial distribution. N–S lineaments are usually short and concentrated near ridge crests, which suggests that they are controlled by localized structural discontinuities. E–W lineaments are sparse but observed in all sectors of the study area and may reflect lithological structural trends or local shear zones. Together, these lineaments contribute to the morphological segmentation of the landscape by influencing topographic gradients and local drainage patterns.

3.4.2 Structural Analysis

For the analysis of the tectonic inventory, the Gongo Soco Basin was divided in two domains, north and south, defined by spatial distribution of fault planes affected in both Cenozoic sedimentary cover and its Precambrian basement. The fault traces derived from field measurement, morphostructural lineaments, drillhole data, and geophysical analysis. Borehole logs were used to estimate isobase lines of the sedimentary fill. Figure 31 presents the morphotectonic map of Gongo Soco Basin with the calculated representative stress regimes (symbols) in the study area.

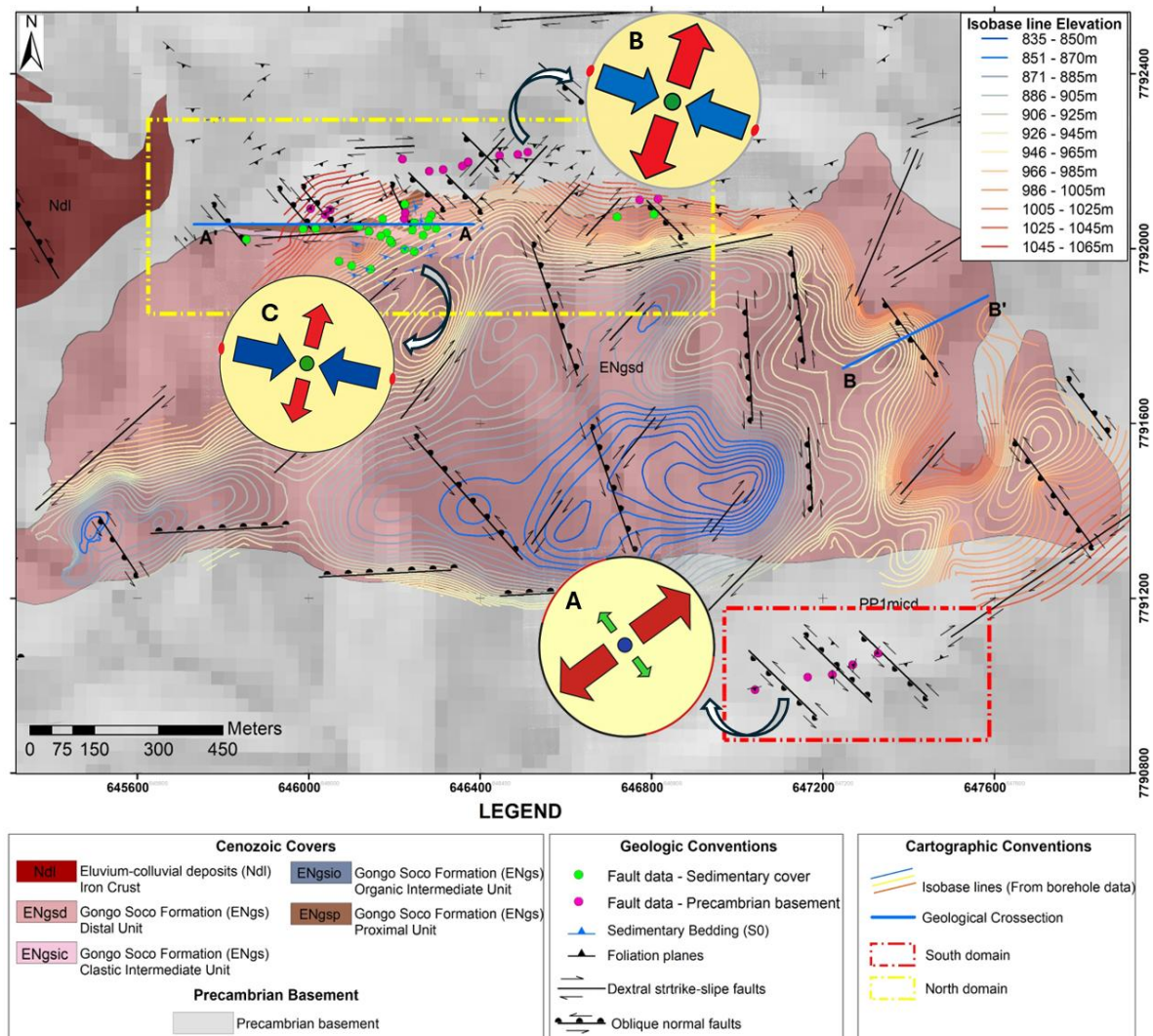


Figure 31: Morphotectonic map of the Gongo Soco Basin with stress symbols. A) Transtensive stress regime in the south domain for basement rocks. B) Transpressive stress regime in the north domain for basement rocks. C) Transpressive stress regime in the north domain for Gongo Soco basin. Stress symbols follow the proposed concepts by Guiraud et al. (1989) and Delvaux, (1997).

3.4.2.1 Precambrian Basement Structures

The Precambrian metasedimentary rocks that form the basement of Gongo Soco Basin displays a prominent compositional banding (Sb) with an ENE–WSW orientation (see Figure 33A). This primary structure is overprinted by penetrative schistosity (S₁) (Figure 32A), which is defined by aligned metamorphic minerals, such as hematite-quartz and mica. S₁ trends from north-east to south-west to east-northeast to south-southwest and dips moderately southeast, with a modal orientation of 152/28 (Figure 33B). A second foliation (S₂) occurs as a penetrative, spaced cleavage that is nearly orthogonal to S₁ and is evident in all lithologies (Figure 32B). Its modal orientation is 281/79 (Figure 33C).



Figure 32: A) Schistosity in dolomitic itabirite of the Gandarela Formation. B) Spaced cleavage observed in compact itabirites of the Cauê Formation. C) Shear zones along the northern pit wall act as weak planes. D) Conjugate fracture patterns in siliceous itabirite from Cauê Formation.

In the northern domain, the basement is intersected by ductile shear zones, particularly along lithological contacts such as between the Nova Lima and Caraça groups. These zones are subvertical, trend ENE–WSW and display well-developed S–C structures. The S-planes are

subparallel to the S_1 surfaces, while C-planes align with the S_b planes, along the shear direction, with consistent dextral displacement indicators (Figure 32C). S_1 foliation is frequently rotated within these zones, and oblique mineral stretching and boudinage are present, supporting a transcurrent movement.

Steeply dipping undetermined fractures are widespread in the basement rocks with four prevalent orientations: NW–SE, NE–SW, N–S, and ENE–WSW (Figure 33D–E). These fractures occur more densely in competent units such as iron formation and quartzite. The spacing can vary widely, ranging from centimeters to meters, and they often take the form of apparent conjugate sets (see Figure 32D). Their geometric variability is partly controlled by local warping of the S_1 foliation, driven by lateral compositional contrasts within the Minas Supergroup units.

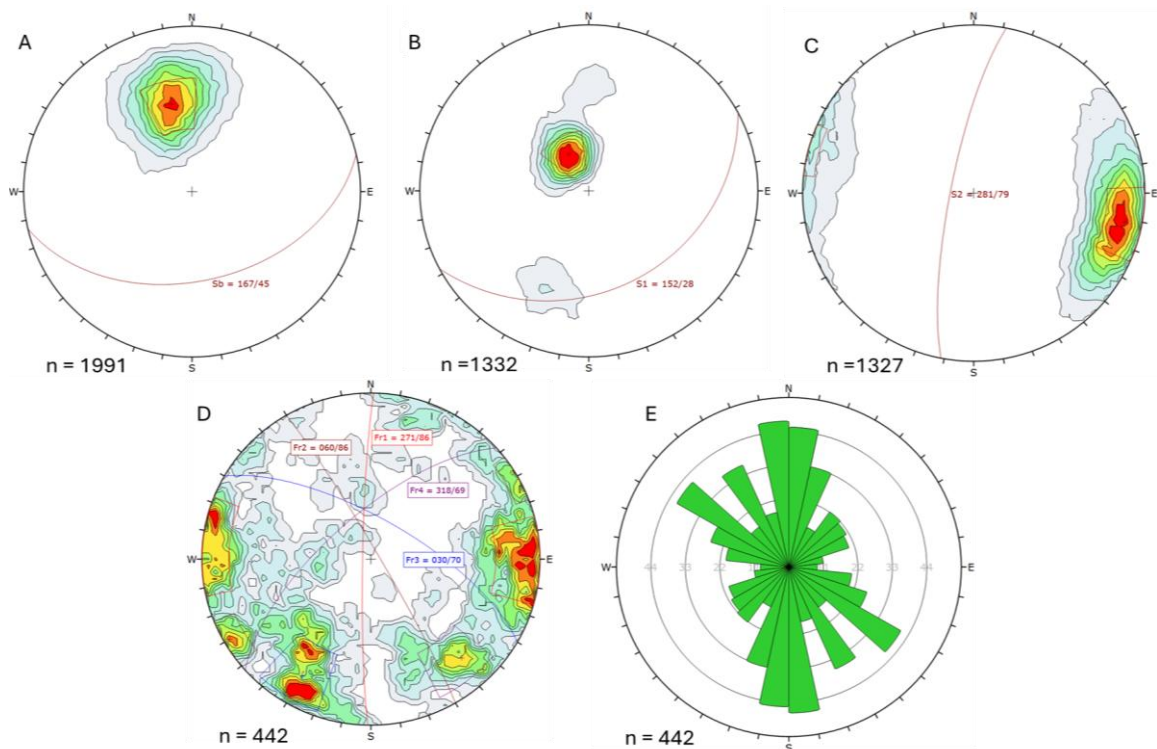


Figure 33: Equal area stereograms (Schmidt net) with counting cycle size of 1.0% and Schmidt distribution. A) Stereographic projection of compositional banding (S_b) measured in Precambrian rocks, with a modal orientation of 167/45. B) Stereographic projection of S_1 foliation, with a modal orientation of 152/28. C) Stereographic projection of S_2 foliation, with a modal orientation of 281/79. D) Stereographic projection of fractures (Fr) in Precambrian basement. E) Rose diagram of fracture orientations in the Precambrian basement.

3.4.2.2 Cenozoic Tectonics

Basement structures within Itabira Group exhibit fault populations that developed during the formation of the Gongo Soco Basin. These faults exhibit varied orientations and displacement movements with discrete offsets ranging from centimeters to several meters. Normal faults predominantly strike northwest–southeast and dip to the northeast or southwest. Dextral strike-slip faults trend from ENE to WSW or from NE to SW. Oblique reverse-sinistral faults mainly align from N to S or from NNW to SSE. Figure 34A and 6B illustrate the stereoplots of fault distributions in the southern and northern domains, respectively.

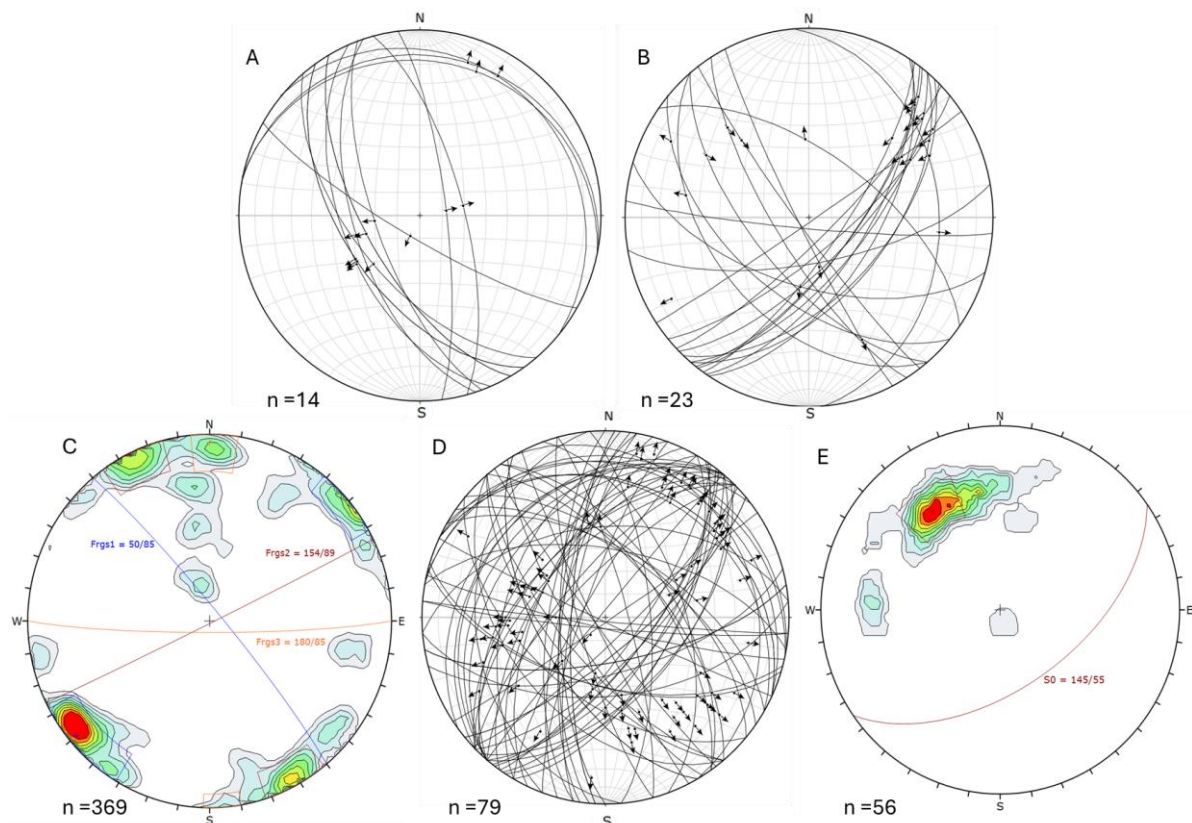


Figure 34: Stereographic projections (Schmidt, lower hemisphere). A) Fault planes and slickenlines in basement rocks, southern domain. B) Fault planes and slickenlines in basement rocks, northern domain. C) Fracture sets collected in Gongo Soco basin. D) Fault planes and slickenlines measured in the Gongo Soco basin. E) Bedding (S0) attitudes in the Cenozoic sediments.

In the southern domain, the most prominent faults are normal and left-lateral strike-slip faults that dip gently to the northeast and steeply to the southwest. These faults generate horst-and-graben structures, particularly in the dolostones of the Gandarela Formation (Figure 35A). The geometry of these faults is controlled by inherited basement structures, particularly the northwest–southeast (NW–SE) and northeast–southwest (NE–SW) trending sets, as well as the NNW–SSE-striking S2-foliation.

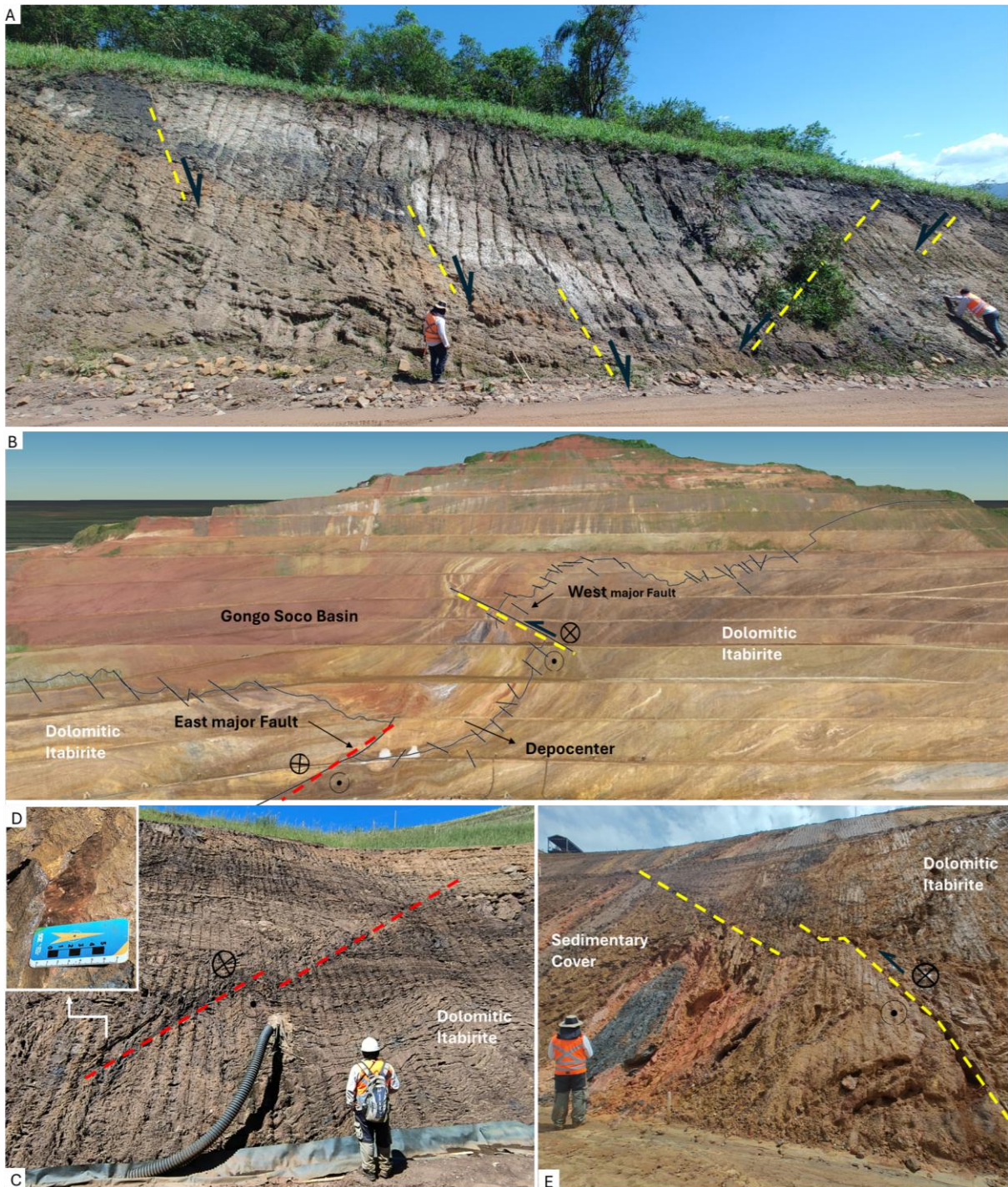


Figure 35: A) NW–SE-trending normal faults forming a graben structure in Gandarela Formation rocks. B) Aerial mosaic image from drone surveys showing the majors east and west faults with dextral and sinistral movements, respectively. C) Major east dextral strike-slip fault in dolomitic itabirite. D) Detail of slickenline with subhorizontal. E) Left-handed reverse-slip fault thrusting dolomitic itabirite of the Gandarela Formation over Cenozoic sediments of the Gongo Soco Basin.

In the north, two major strike-slip faults constrain the basin margins and define a graben-like depocenter (Figure 35B). The major east fault ($F_{1e} = N40E/43SE$) exhibits metric-scale

offset and right-lateral slip, as evidenced by subhorizontal to low-angle striations (Figure 35C-D). The major west fault appears to have a polyphase history. An early, north-west to south-east trending, syndepositional normal fault produced decametric displacement in the basal units (ENgsp and ENgsi), which is absent in the overlying, distal unit (ENgsd). The tectonic overprint by strike-slip faults indicates subsequent reactivation as a left-lateral reverse fault (Flw = N5W/78WSW) that locally overthrusts the rocks of the Itabira Group over the Cenozoic sediments (Figure 35E) and warps the upper stratigraphic layers.

The Gongo Soco Basin is intensely fractured, 369 fracture planes were measured. A dominant conjugate set of subvertical NW–SE and NE–SW fractures, with subordinate E–W trends, affects all sedimentary units, particularly ENgsic and ENgsd (Figure 36). Fracture orientations are illustrated in the stereonet shown in Figure 34C and rose diagram are presented in Figure 43C.

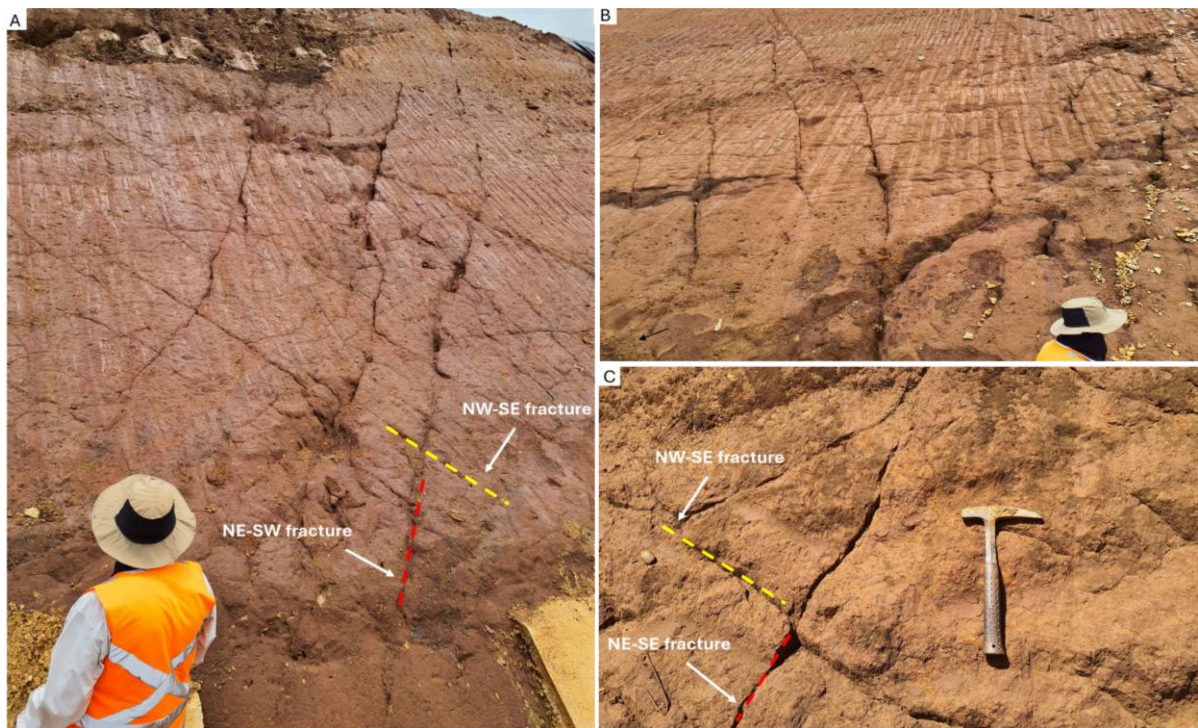


Figure 36: A, B and C) Outcrops showing a system of shear fractures affecting matrix-supported gravel facies of the cenozoic sedimentary sequence.

Sediment's fault surfaces are usually smooth, striated, and gently curved with dips ranging from moderate (approximately 60°) to low (less than 30°). In the northern sector, particularly in the pit area, the orientation of the slicklines on fault planes intersecting the

sedimentary cover shows significant dispersion, with dominant trends along the NW–SE, NE–SW, N–S and ESE–WNW directions (Figure 34D).

NW–SE-oriented faults predominantly display normal to left-lateral slip (Figure 37A–B–C), while NE–SW and ESE–WNW trending faults accommodate dextral strike-slip and oblique right-lateral reverse-slip movements (Figure 37D–E). Locally, these faults build positive flower-type structures causing the repetition of blocks (Figure 37F–G). Faults trending N–S commonly show reverse to oblique strike-slip movement. In the basal units, chaotic arrays of superimposed faults were identified, forming complex, overlapping fault systems.

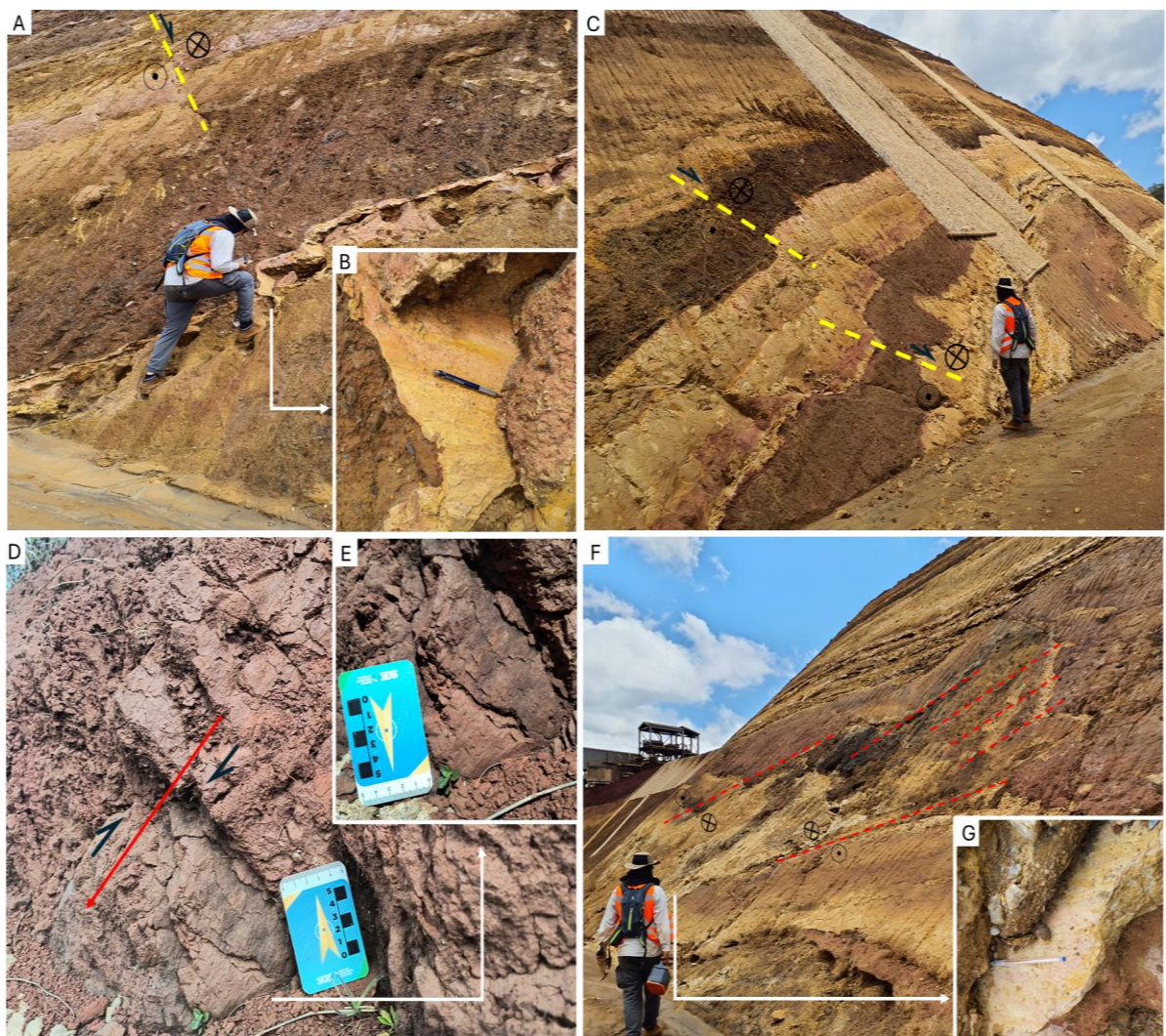


Figure 37: Brittle structures in the Gongo Soco basin. (A) Normal left-lateral fault in the upper portion of ENgsc unit, fault plane oriented N40W/58SW. (B) Slickenlines indicating normal oblique-slip movement. (C) System of normal left-lateral faulting in ENgsc. (D) Detail of slickensides on a dextral oblique-slip fault in the ENgsc unit, fault plane N58E/47SE. (E) Slickensides with striae indicating right-lateral oblique-slip along N58E/47SE. (F) Duplex structure aligned with NE–SW dextral fault system. (G) Subhorizontal slickenlines marking a dextral strike-slip regime.

Sedimentary bedding (S0) strikes regionally in a NE–SW direction and dips to the southeast. Locally, it changes to an ENE–WSW or N–S direction. Due to the influence of the NW–SE to NE–SW fault system, the layers are variably tilted, commonly ranging from 30° to 55° and increasing to subvertical near fault zones close to the basin margins. In contrast, the bedding in the upper sequences is more gently inclined with dips of around 15°, reflecting reduced structural disturbance. Stereographic projections (Figure 34E) indicate an S0 modal orientation of 145°/55°.

3.4.3 Paleostress Reconstruction

Faults with slip lines and fractures sets were measured in the southern and northern domains, totalling 485 data points. They were inverted to determine the paleostress tensors according to the method described above. The stress inversion results, and their correlation allows to define two major paleostress stages. Fault planes lacking striae were excluded, except for sets of shear fractures evaluated under geometric assumptions. The calculated stress tensor are presented in the morphostructural map (Figure 31), obtained from fault and fracture data presented in Figure 38 and Table 1.

In the southern domain, basement faults analysis ($n = 14$) yielded a transtensional stress regime ($R' = 0.71$), dominated by NW–SE-trending normal to normal left-slip faults. The principal stress axes indicate subvertical σ_1 (29/69) and subhorizontal σ_2 (137/07) and σ_3 (229/20), with maximum extension-oriented NE–SW (Figure 38A).

The analysis of 23 fault planes from the basement (north domain) indicates a transpressional regime ($R' = 1.62$), with SHmax oriented ESE–WSW (azimuth $\sim 106^\circ$). Stress axes show subhorizontal σ_1 (281/21) and σ_3 (24/20), and subvertical σ_2 (155/60), consistent with ENE–WSW shortening (Figure 38B).

Faults affecting the Gongo Soco basin are restricted to the northern domain and were analyzed as a single dataset ($n = 79$). Despite their geometric variability—encompassing normal, reverse, and both dextral, sinistral and oblique strike-slip types—the optimal tensor solution ($n = 40$) indicates a pure strike-slip regime ($R' = 1.5$), characterized by subhorizontal σ_1 (102/01) and σ_3 (192/09), and subvertical σ_2 (3/81), consistent with ESE–WSW compression (Figure 38C).

Paleostress analysis of shear fractures in the sedimentary cover indicates a strike-slip regime ($R' = 1.5$), with σ_1 (284/21), σ_2 (98/6), and σ_3 (193/02), consistent with ESE–WSW compression and NNE–SSW extension (Figure 38D).

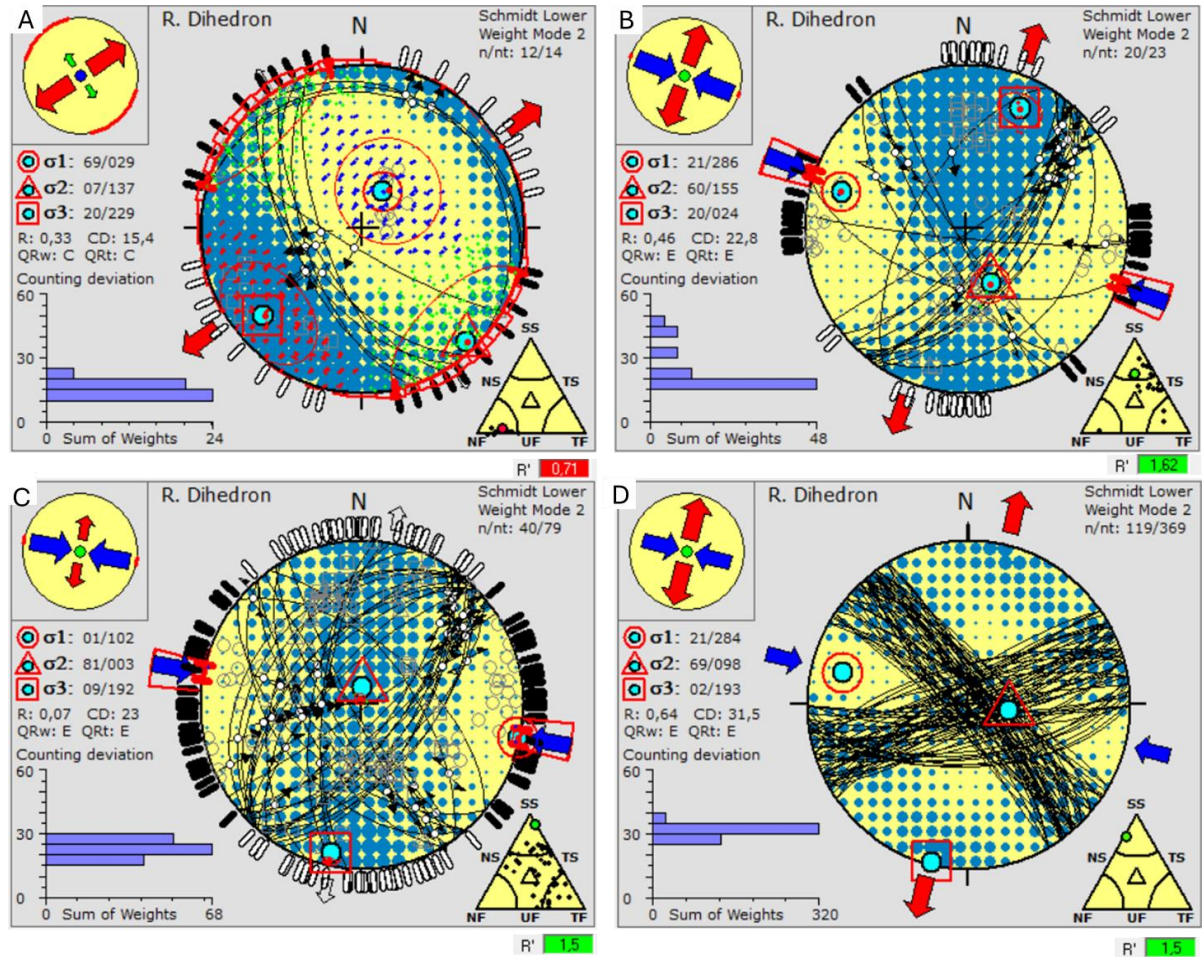


Figure 38: Results of paleostress analysis. A) Basement fault data, southern domain. B) Basement fault data, northern domain. C) Complete fault dataset from Cenozoic sediments. D) Shear fracture analysis from the Gongo Soco Formation.

Table 1: Results of paleostress analyses and parameters of the stress regimes.

Structure	σ_1	σ_2	σ_3	R' Index	Stress Regime	Maximum Compression
Basement faults – Southern sector	29/69	137/07	229/20	0.71	Transensional	Subvertical
Basement faults – Northern sector	286/21	155/60	24/20	1.62	Transpressional	ESE–WNW (azimuth 106°)
Gongo Soco Formation faults	102/01	103/81	192/09	1.5	Strike-slip	ESE–WNW (azimuth 102°)
Shear fractures	284/21	98/69	193/02	1.5	Strike-slip	ESE–WNW (azimuth 104°)

3.4.4 Geophysics and borehole data

A high-resolution electrical resistivity (ERT) and self-potential (SP) survey was conducted to refine the interpretation of the subsurface structure, supported by borehole data. The survey was performed along cross-section B-B', as depicted in Figure 31. The interpreted geological data from the boreholes along the B-B' cross-section (Figure 39A) display good agreement with the electrical resistivity profile results (Figure 39B).

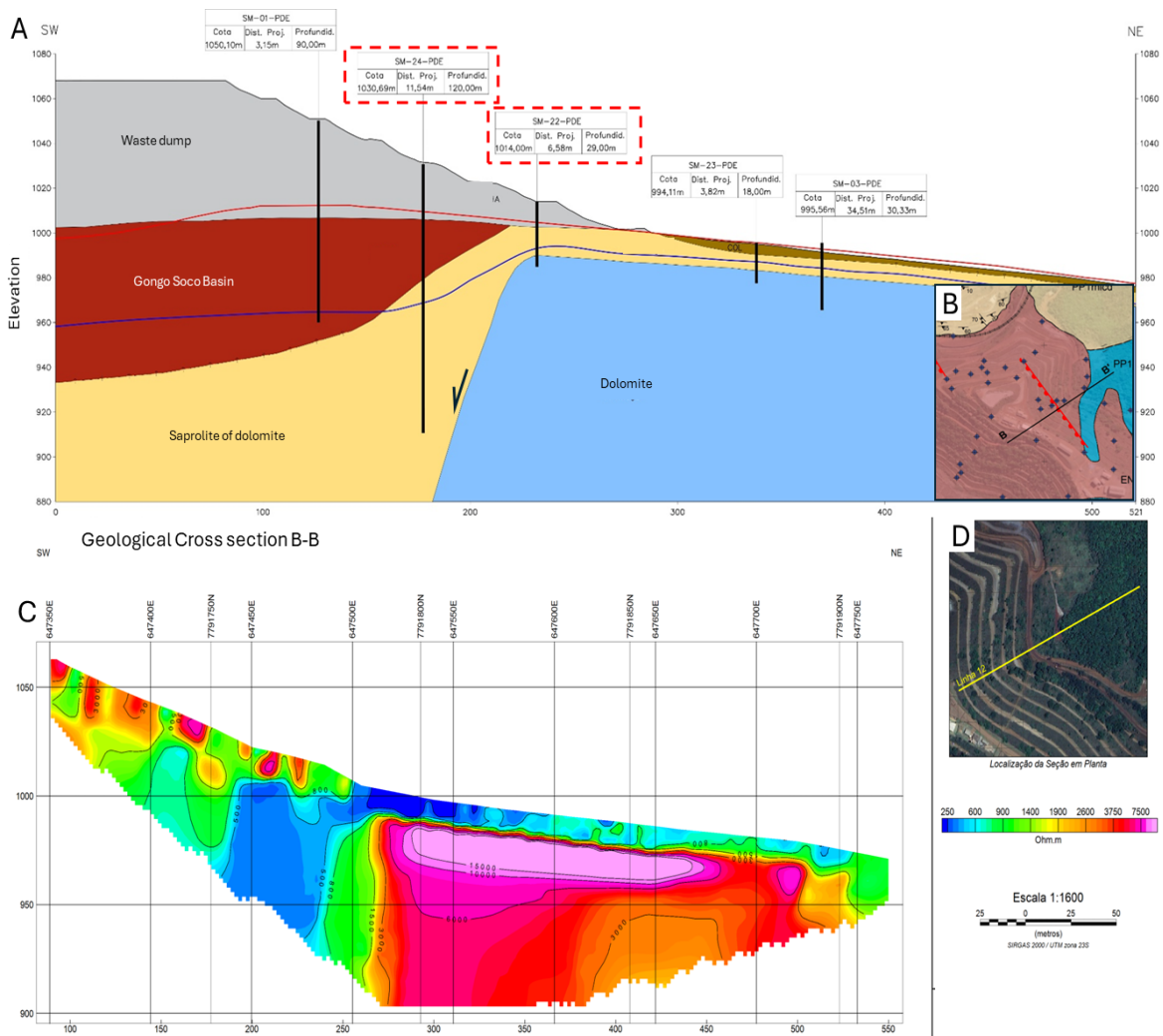


Figure 39: A) Geological cross-section B-B', with boreholes SM-22 and SM-24 highlighted in the red box. B) Key map showing the location of section B-B'. C) Geophysical section (LN 12) from resistivity profiling superimposed along the trace of section B-B'. D) Key map showing the location of geophysical line 12.

Drillhole data from the Gandarela Formation reveal significant lateral variability in bedrock depth and weathered profiles. Boreholes spaced <50 m apart recorded the contrasting

conditions: SM-22-PDE intersected fresh carbonate rock at ~25 m depth, while SM-24-PDE, 45 m away, reached 120 m penetrating only saprolite and colluvium, not finding fresh, unweathered bedrock.

Interpretation of the resistivity data classified subsurface anomalies into three categories: very low resistivity (250–600 $\Omega\cdot\text{m}$), linked to saturated, weak colluvium and residual soils; intermediate values (600–3000 $\Omega\cdot\text{m}$), associated with Cenozoic sediments and weathered carbonates; and high resistivity (>3000 $\Omega\cdot\text{m}$), marking compact, unweathered carbonate bedrock.

A sub-vertical high-resistivity anomaly between adjacent boreholes (SM-22-PDE and SM-24-PDE) suggests a fault plane. This structure matches the abrupt change in bedrock elevation, implying that a downthrown block produced the deeper intersection of saprolite. The juxtaposition of these resistivity anomalies with field-mapped faults implies active subsurface faulting.

Although karstic alteration of the Gandarela carbonates influences the weathering profile, the ~90 m bedrock offset over a lateral distance of ~50 m exceeds what can be explained by weathering alone, supporting the interpretation of concealed tectonic planes that shaped the opening of the basin as well its morphology.

In addition, resistivity profiles along parallel survey lines (e.g., lines 11, 12, 14, and 52) reveal multiple anomalies aligned with surface-mapped faults and morphostructural lineaments. These anomalies define a discontinuity plane striking ~220° and dipping 70°, trending NE–SW, roughly parallel to NW–SE horst and graben structures (FL2). Figure 40 shows geophysical sections with vertically oriented resistivity anomalies.

Overall, integrated geophysical and borehole data analysis supports a model of NW–SE oriented horst-and-graben structures in subsurface. This structural framework explains the weathering inconsistencies observed in the boreholes and supports the tectonic setting inferred from surface mapping.

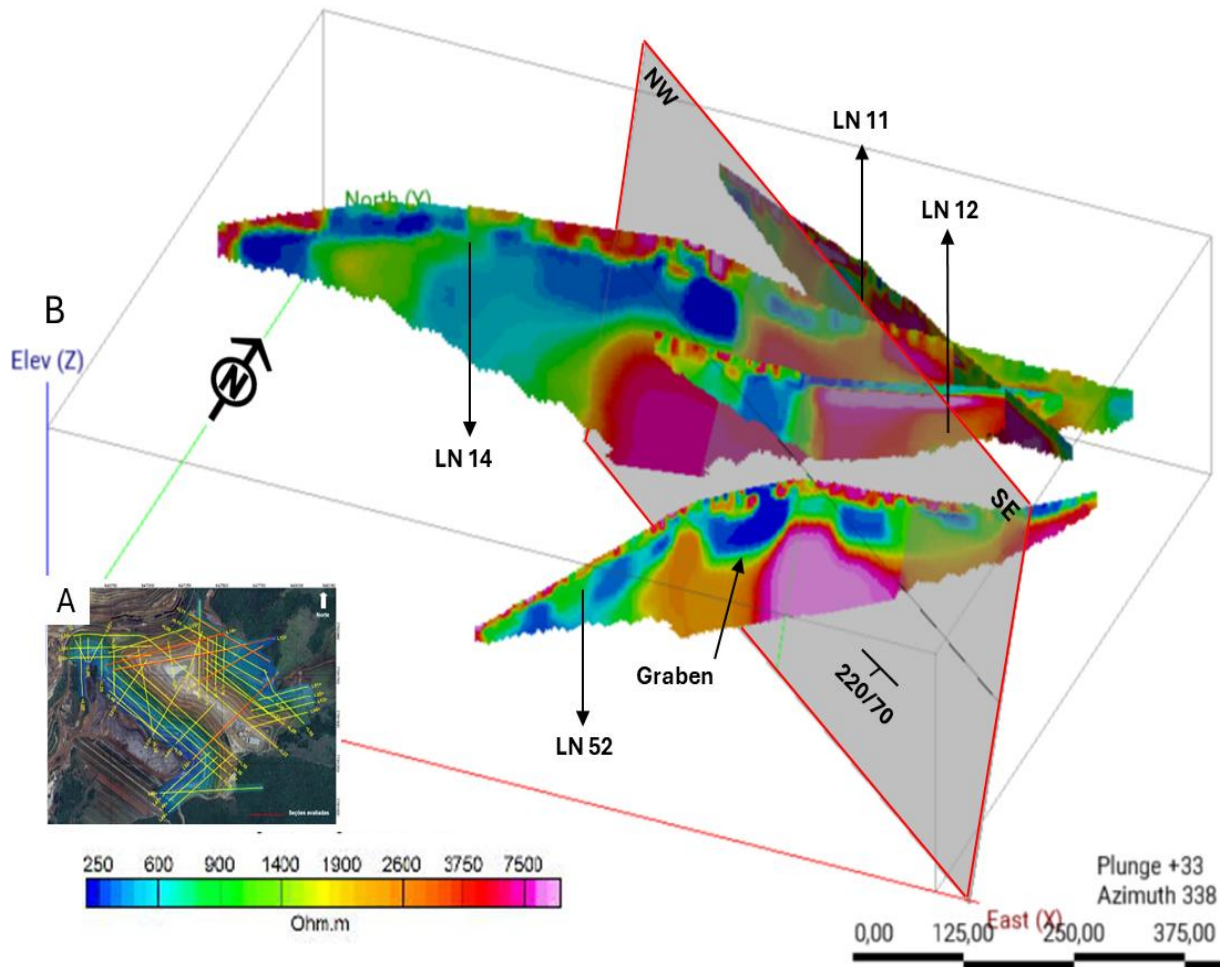


Figure 40: A) Location of the survey lines, depicts in red. B) Resistivity profiles along parallel survey lines highlighting vertically oriented resistivity anomalies, consistent with a NW–SE-trending horst and graben structural pattern.

3.5 Discussion

The structural and stratigraphic architecture of the Gongo Soco Basin provides clear evidence for multiphase tectono-sedimentary evolution. Syndepositional normal faults striking NW–SE imposed strong control over the basal sedimentary units, as revealed by the thicker strata in downthrown blocks and the formation of localized depressions that enabled the accumulation of organic-rich facies. These normal faults do not propagate into the upper units, suggesting that this deformation activity was restricted to an early basin development stage.

Figure 41 (Geological Cross-Section A–A') illustrates the 2D structural model along the northern domains.

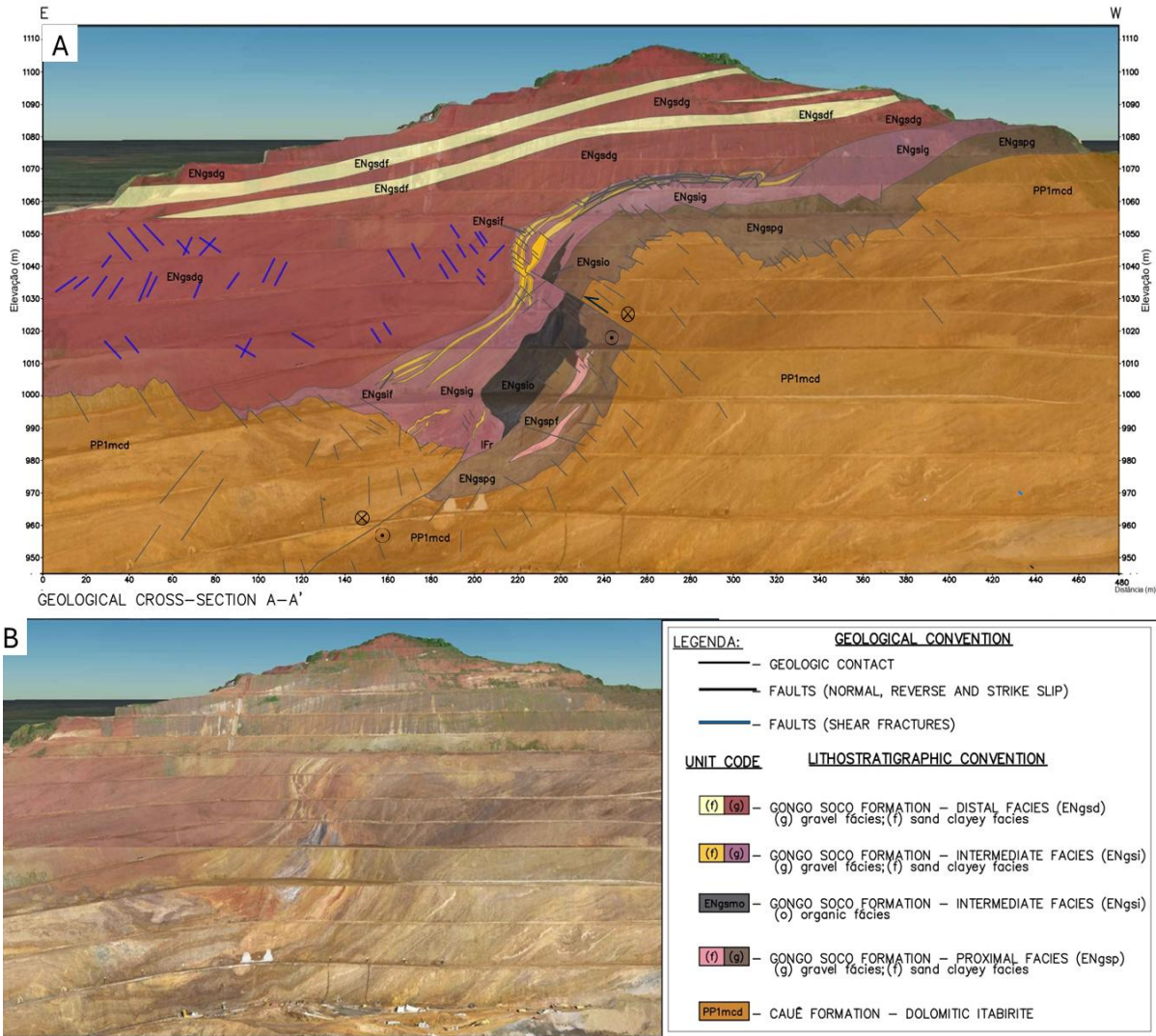


Figure 41: (A) Geological-structural cross-section AA', oriented E–W with view toward the south, illustrating the faulted and tilted architecture of the Gongo Soco Basin and its basement contact. (B) Photomosaic obtained from drone imagery, showing the surface expression of key structural features and sedimentary units along the southern pit wall.

The morphostructural lineament analysis reveals that brittle deformation overprinting the Precambrian rocks is predominantly associated with NW–SE and NE–SW trends, with subordinate lineaments in the N–S and E–W directions. This structural orientation encompasses compositional banding (Sb), foliations (S1 and S2), shear zones and joints. The shear zone (ENE-SSW) is interpreted as a major mechanical weakness and is likely to have been reactivated during Cenozoic deformation, particularly through strike-slip and normal faulting. Its structural inheritance has played a critical role in maintaining the stability of the basin margins and of the sediments they contain.

In the central segment of the cross section A-A', between the elevations 1070 m and 1030 m, the bedding (S0) of the ENgsic and ENgsd units exhibits pronounced warping, with an apparently random dispersion of attitudes (Figure 42A-B). This deformation is associated with several neoformed strike-slip faults, mainly sinistral, that crosscut and locally activate previous NW–SE trending normal faults.

Evidence for early synsedimentary faulting along the basin margins is provided by the localized thickening of basal strata and the concentration of organic-rich facies in structural depressions. These features suggest active accommodation space created during deposition. The absence of fault propagation into overlying units indicates that this extensional tectonism was restricted to the initial stages of basin infill. Subsequent tectonic overprinting rotated the original fault planes, obliterating the early extensional architecture and generating a superposed structural fabric that enhances the basin's deformational complexity (Figure 42C).

Paleostress analysis reveals two major tectonic stages: an earlier transtensional, NE–SW extension, and a late transpressional stage, ~E–W compression, recorded both in the Cenozoic sediments and the underlying metasediments of the Itabira Group. The dataset (Table 1) indicates at least two distinct stress fields characterized by σ_1 orientations ranging from subvertical (29/69) to subhorizontal ~E–W compression, corresponding to two main deformational stages: D₁ and D₂.

The integration of the available data highlights the dominant role of tectonic structures in the development of the Gongo Soco Basin, which appears to be primarily controlled by structural inheritance factors rather than typical karst-related processes. Although dissolution features are commonly observed in boreholes and mapping area, their influence is considered secondary, and insufficient to explain the basin's geometry and the depositional framework.

The basin exhibits a well-defined E–W elongation with predominantly linear boundaries, with trellis-like morphometric characteristics, commonly displaying differential dissolution features on the surface of interconnected joints and faults, as described by Shanov and Kostov (2014) for karst systems. The structural configuration is consistent with a tectonic origin for the basin, consistent with a NW–SE-strike-slip pull-apart mechanism with minor effects of karst dissolution and process.

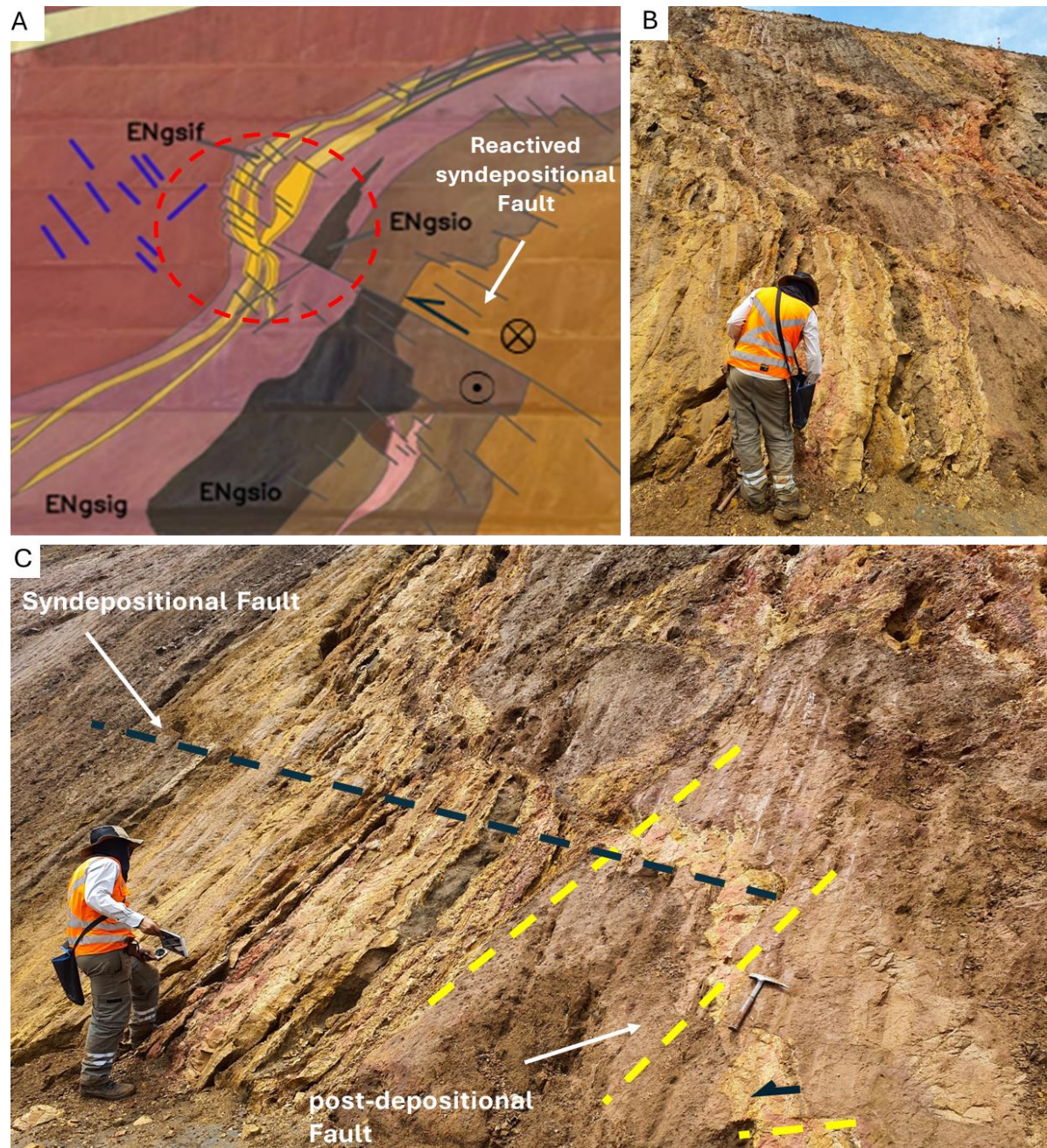


Figure 42: A) Detail of cross-section AA' (red circle), highlighting the interaction between syndepositional normal faults and earlier strike-slip faults. B) Faults exhibiting chaotic superposition of multiple fault planes. C) Syndepositional normal faults rotated from their original position due to subsequent tectonic reactivation.

3.5.1 Tectono-Sedimentary Evolution of the Gongo Soco Basin

The Gongo Soco Basin records a polyphase tectono-sedimentary evolution characterized by two principal deformational stages (D1–D2), tightly associated with intraplate stress fields and inherited basement structures. The sedimentary record and tectonic structures

are consistent dextral pull-apart basin dynamics within a NW–SE oriented horst-and-graben system, indicating a fault-controlled subsidence followed by post-depositional transpressive reactivation.

3.5.1.1 D1 Phase – Synsedimentary Extension and Basin Formation

The initial D1 phase developed under a transtensional stress regime, marked by a subvertical σ_1 axis (29/69) slightly plunging NE, SHmax 146°. This regime generated NW–SE-trending normal faults, establishing the primary horst-and-graben configuration of the basin (Figure 44A). Additional ENE–WSW faults, likely resulting from the reactivation of pre-existing shear zones, also contributed to early subsidence and sediment accommodation.

The conjugate fault sets (ENE-WSW and NW-SE) correspond to Riedel R and R' shears on a NE–SW master strike-slip fault plane. The Riedel shear pattern (Riedel, 1929) is supported by the rose diagrams of morphostructural lineaments, basement fractures, and sedimentary fault orientations, which collectively exhibit systematic alignments consistent with the expected geometry of R, R', and P shears developed under a dextral strike-slip regime (Figure 43A–B–C). Figure 43D (modified from Davis et al. 2000) schematically shows a pull-apart basin evolving along a dextral fault with Riedel-style fault sets.

This extensional framework controlled the deposition of the Proximal Unit (ENgsp), comprising matrix- and clast-supported gravels (facies Gmm, Gh, Grc) derived from debris flows and colluvial inputs sourced from adjacent fault scarps (Figure 44B). Angular to subrounded clasts, erosive contacts, and lobate geometries indicate rapid, gravity-driven deposition under high-relief conditions. As subsidence persisted, finer-grained facies such as laminated silt and clay (Fl, Fsm) and planar-bedded sands (Sm) intercalated with gravels, reflecting ephemeral hydrological events and fan-to-fluvial transitions.

The development of ferricrete horizons on top of the proximal and organic intermediate units denotes depositional breaks and landscape stability under tropical weathering conditions. These horizons serve as allostratigraphic markers and further indicate syntectonic sedimentation punctuated by subaerial exposure.

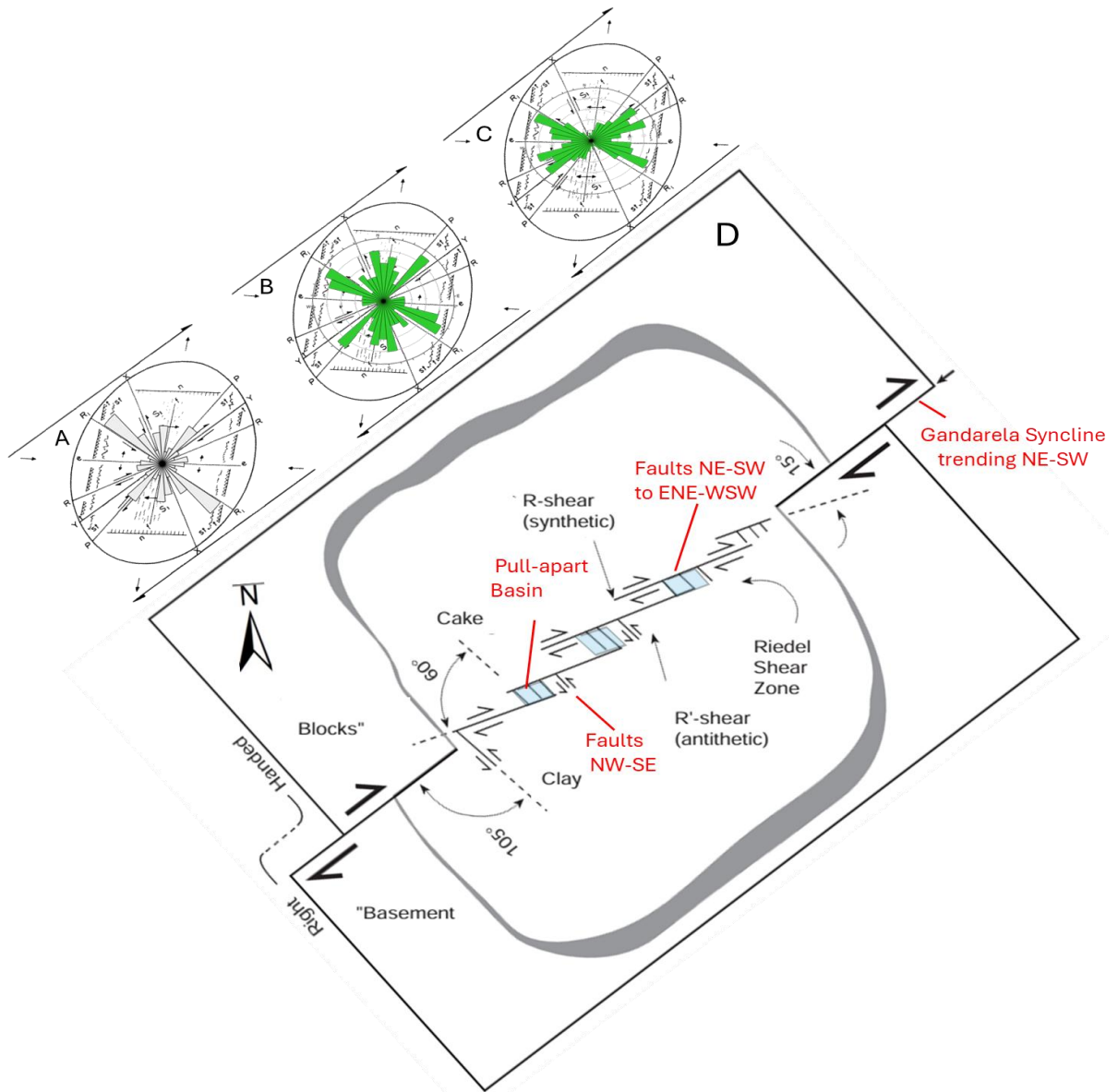


Figure 43: Geological concept of pull-apart basin development. A) Superimposition of morphostructural lineaments onto the Riedel fracture model. B) Superimposition of basement fractures onto the Riedel fracture model. C) Superimposition of shear fractures within the Gongo Soco Formation onto the Riedel fracture model. Adapted from Sanderson & Marchini (1984). D) Evolutionary model of the Gongo Soco Formation as a pull-apart basin system developed along a dextral strike-slip fault zone, following the Riedel deformation framework. Modified from Davis et al. (2000).

3.5.1.2 D2 Phase – Post-Depositional Transpression System

The D2 deformation phase reflects a transpressional regime driven by ~E–W-oriented maximum compression (σ_1 102/01) with SHmax 101°, which reactivated inherited basement features (shear zones and fracture networks), and earlier extensional normal faults as an oblique dextral and sinistral strike-slip planes. This deformation phase overprinted the synsedimentary

architecture, producing localized folding, shearing, and rotation of earlier fault planes, particularly within the basal units.

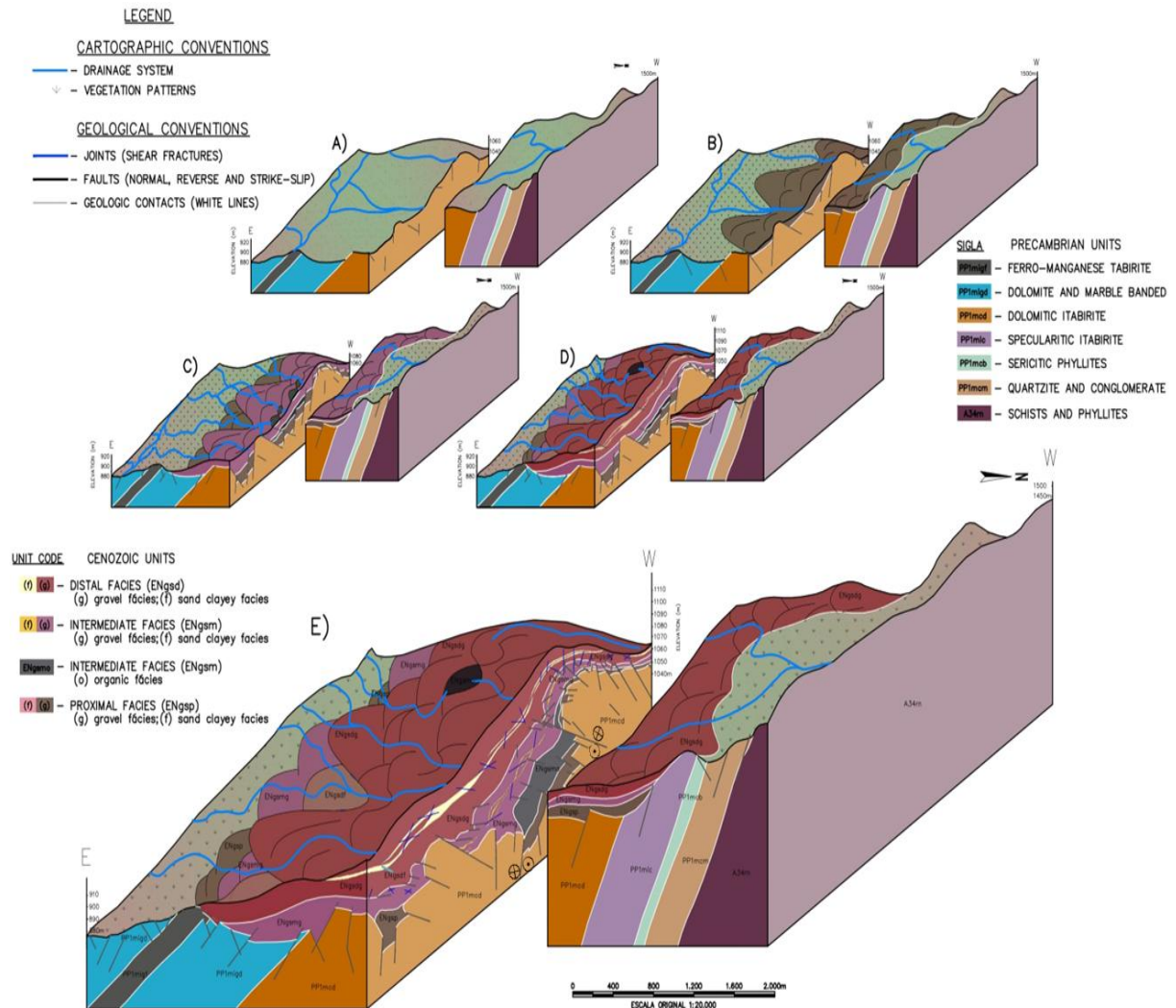


Figure 44: Tectono-sedimentary evolution of the Gongo Soco Basin. A) NW–SE-trending normal faults associated with the development of the primary horst-and-graben architecture (D1 phase). B) Initial depositional stage corresponding to the accumulation of the Proximal Unit (ENgsp). C) Depositional conditions of the Median Unit, comprising both the organic-rich and clastic intervals (ENgsmo and ENgsmf). D) Sedimentary infill of the Distal Unit (ENgsd) during the later stages of basin evolution. E) Overprinting transpressive deformation phase with a development of overlapping strike-slip faults.

The structural and stratigraphic architecture of the Gongo Soco basin suggests that the D2 phase occurred after the deposition of the distal unit (ENgsp). Synsedimentary normal faults are not observed in the overlying ENgsd, suggesting fault activity D1 restricted to the proximal and intermediate units (Figure 44C-D). “Blind” normal faults confirm that D2 postdates the main D1 depositional pulse. The D2 stage is thus interpreted to reflect dextral

transpressive reactivation along NE–SW corridors, overprinting the earlier fault framework and generating a progressive deformation pattern after the end of the basin’s depositional record (Figure 44E). The conjugate fracture sets (NW-SE to NE-SW) support brittle deformation in already lithified sedimentary rocks.

Field-based structural data also suggest the possibility of a third deformation phase (D_3), marked by stress relaxation and a renewed transtensional or extensional regime. This later phase may have triggered the reactivation or formation of new normal faults. However, D_3 is not clearly resolved in the paleostress inversions, likely due to overprinting or masking by earlier compressive structures. Overall, the paleostress record reflects a polyphase tectonic evolution consistent with regional Cenozoic deformation in southeastern Brazil.

3.5.2 Regional Correlation

During the Mesozoic–Cenozoic, the South American Platform underwent significant tectonic reactivation, crustal uplift, and subsidence (epeirogeny), leading to the development of rift-related structures along the continental margin (Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Hasui, 1990). Riccomini et al. (2004) defined three main tectonic phases for the evolution of the Southeastern Brazilian Rift System: (i) an extensional phase (Eocene–Oligocene), (ii) a sinistral strike-slip phase (Miocene–Pliocene), and (iii) a neotectonic phase (Pleistocene–Holocene).

The initial extensional phase (Eocene–Oligocene) is linked to thermomechanical tilting of the Santos Basin, which initiated tectonic depressions. During the Miocene, sinistral strike-slip motion generated pull-apart basins filled with fluvial deposits, such as those of the Itaquaquecetuba Formation (Riccomini, 1989). A period of relative tectonic quiescence followed in the Pliocene, succeeded by dextral strike-slip reactivation in the Neopleistocene and NW–SE extension during the Holocene.

In the Quadrilátero Ferrífero, Lipski (2002) identified four principal neotectonic phases: D1, an Eocene–Oligocene extensional phase characterized by NNE–SSW-oriented stress, resulting in the formation of WNW–ESE-trending horst-and-graben systems; D2, a Late Oligocene–Early Miocene compressional phase, marked by NW–SE to E–W maximum compressive stresses that generated reverse and strike-slip faults; D3, a Middle to Late Miocene radial extensional event that produced normal faulting affecting lateritic covers; and D4, a Late Miocene–Quaternary phase defined by syndepositional faulting within conglomerates of the

Fonseca Formation (Sant'anna et al., 1997) and associated Quaternary sediments. This study identified clear evidence only for the D1 and D2 phases.

Focal mechanism data from Assumpção et al. (2016) indicate that intraplate stress in eastern South America, including the São Francisco Craton, is dominated by an E–W-oriented maximum horizontal compressive stress (SHmax), driven by ridge-push forces and the convergence of the Nazca and South American plates.

Based on the presented data, the Gongo Soco Basin is interpreted as an ENE–WSW-trending dextral pull-apart basin system bounded by NW–SE horst-and-graben structures. Its multiphase tectonic evolution aligns with the broader Cenozoic framework of the Southeastern Brazilian Cenozoic Rift System (Riccomini et al., 2004; Zalan & Oliveira, 2005).

3.6 Conclusions

Supported by detailed structural mapping, stratigraphic analysis, paleostress inversion, and geophysical surveys, this study provides a robust tectono-sedimentary framework for the Gongo Soco Basin, a remnant of a structurally controlled continental basin system formed during the Cenozoic in southeastern Brazil. The integrated dataset constrains the geometry, fault architecture, deformation phases, and depositional patterns within the basin and contributes to the broader understanding of neotectonics in the southern São Francisco Craton.

1. The morphostructural lineament analysis revealed four dominant directional sets—NW–SE, NE–SW, N–S, and E–W. The NW–SE trend is the most prominent and associated with negative morphostructural features such as valley alignments and erosional corridors. These features suggest a strong lithostructural control inherited from the Precambrian basement and exert significant influence over both the drainage network and basin morphology.
2. Structural analysis identified two main fault systems affecting both the Precambrian basement and the overlying Cenozoic strata. In the basement, ductile shear zones with consistent dextral indicators were reactivated as brittle faults. The Cenozoic units display a dense fault network, dominated by NW–SE-striking normal to normal left-lateral faults, and NE–SW dextral strike-slip structures. These fault patterns indicate a multiphase tectonic overprint and reflect the reactivation of inherited anisotropies.
3. Paleostress inversion of fault-slip data and shear fractures revealed two main tectonic

environments under distinct stress systems: (i) an early transtensional regime (σ_1 vertical, σ_3 NE–SW) responsible for NW–SE normal faulting and synsedimentary subsidence (D_1), and (ii) a later transpressional regime (σ_1 ~E–W horizontal, $R' \sim 1.5$) that reactivated older structures as strike-slip and reverse faults (D_2). These phases are consistent with the regional intraplate stress fields of southeastern Brazil during the Cenozoic.

4. Geophysical and borehole data corroborate the tectonic control on basin architecture. Electrical resistivity tomography delineated NW–SE-oriented horst-and-graben structures, consistent with the morphostructural lineaments and faults observed in the field. Significant vertical displacements and lateral variability in bedrock depth, revealed by closely spaced boreholes, support the interpretation of active faulting rather than karst-driven subsidence. High-resistivity anomalies demarcate basement highs and fault boundaries, strengthening the pull-apart model.
5. The integration of morphostructural, stratigraphic, and structural data supports a tectono-sedimentary model in which initial sedimentation (D_1) occurred within a NW–SE-trending horst-and-graben system, under transtensional conditions, followed by post-depositional transpressional deformation (D_2) responsible for folding, fault reactivation, and basin tilting. The basin is interpreted as a dextral pull-apart system, structurally bounded by NE–SW corridors. These tectonic regimes align with the broader framework of the Southeastern Brazilian Rift System.
6. Although direct geochronological constraints are lacking, the deformation phases identified here are consistent with the regional neotectonic phases described by Lipski (2002), particularly D_1 (Eocene–Oligocene extension) and D_2 (Late Oligocene–Miocene compression). Therefore, the tectonic development of the Gongo Soco Basin is inferred to have initiated in the Eocene and remained active at least until the Miocene, in agreement with tectonic histories of adjacent Cenozoic basins in the QF.

3.7 Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge Vale S.A. for providing geological data support. We also thank Walm Engenharia and the Graduate Program in Geology at the Federal University of Minas Gerais (UFMG) for their institutional support throughout the development of this research. Special thanks are extended to our colleagues Daniel Dias, Fernando Prezotti and

André Zarzar for their valuable contributions to field data collection. C. A. R. acknowledges support from the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) in the form of grant Nr 311917/2020-8.

3.8 References

- Almeida F.F.M.de, (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 48(Supl.):15-26.
- Almeida F. F. M. de. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 439-463.
- Alkmim F.F., Marshak S. (1998). Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region Minas Gerais Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29-58.
- Alkmim, F. F., & Teixeira, W. (2016). The Paleoproterozoic mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent* (pp. 71-94). Cham: Springer International Publishing.
- Angelier J.& Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraentes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droites. *Bull. Soc. Géol.*, 7: 1309-1318.
- Angelier. J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Resear*, 89 (B7):5835-5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *Continental deformation*, 53-100.
- Assumpção, M., Dias, F. L., Zevallos, I., & Naliboff, J. B. (2016). Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 278-295.
- Babinski, M., Chemale Junior, F., & Van Schmus, W. R. (1995). Cronoestratigrafia do Supergrupo Minas e provável correlação de suas formações ferríferas com similares da África do Sul e Austrália. *Geochimica Brasiliensis*, 9(1), 33-46.

- Baltazar, O. F., & Lobato, L. M. (2020). Structural evolution of the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: influence of proterozoic orogenies on its western Archean gold deposits. *Minerals*, 10(11), 983.
- Cabral, A. R., Zeh, A., Pires, F. R. M., da Silva, J. F., do Carmo, V. E. F., & Tupinambá, M. (2022). Unconformity-covering pillow lava dated at 2.14 Ga: Challenging the “stable-shelf” Minas Supergroup of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geological Journal*, 57(5), 2046-2057.
- Castro P.T.A., (2017). Geologia da Chapada de Canga. In: Luciana Hiromi Yoshino Kamino & Flávio Fonseca do Carmo (org.). *Chapada de Canga – Patrimônio natural e cultural de relevante interesse para a conservação*. Instituto Prístino. Capítulo 2: 25-48.
- Castro P.T.A., Varajão A.F.D.C. (2020). O Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero. In: Castro P.T.A, Endo I, Gandini A.L. (Eds.). *Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte: 3i, p. 166-193.
- Chemale Jr. F., Rosière, C. A., Endo, I. (1994). The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25–54.
- Daher, A. P. D. C., Uhlein, G. J., & Mattioli, J. (2024). Characterization of Bandeira Sedimentary Basin on Serra do Tamanduá, Northeastern Region of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 54(1), e20230009.
- Davis, G. H., Bump, A. P., García, P. E., & Ahlgren, S. G. (2000). Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural Geology*, 22(2), 169-190.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., & Kluth, C. F., (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons. 3rd ed, ISBN 978-0-471-15231-6, 861p.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenco, A., Ruzhich, V. San'Kov V. (1997). Paleostress reconstructions and Geodynamics of Baikal Region, Central Asia, Part 2. Cenozoic Rifting. *Tectonophysics* (282):1-38
- Delvaux, D.; Spencer, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 212, n. 1, p. 75-100.
- Delvaux, D., (2011). Win-Tensor, an interactive computer program for fracture analysis, crustal stress reconstruction, EGU General Assembly, Geophysical Research Abstract.
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1-2), 187-197.

Dorr J. van N. II. 2nd. (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Professional Paper, Washington, USGS/DNPM, 641-A: 110.

Endo I., Galbiatti H.F., Delgado C.E.R., Oliveira M.M.F., Zapparoli A. de C., Moura L.G.B. de, Peres G.G., Oliveira A.H. de, Zavaglia G., Danderfer F.A., Gomes C.J.S., Carneiro M.A., Nalini Jr. H.A., Castro P. de T.A., Suita M.T. de F., Seixas L.A.R., Tavaza E., Lana C. de C., Martins-Neto M.A., Martins M. de S., Ferreira F.F.A., Franco A.P., Almeida L.G., Rossi D.Q., Angeli G., Madeira T.J.A., Piassa L.R.A., Mariano D.F., Mariano D.F., Carlos D.U. (2020). Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:50.000. Ouro Preto: Departamento de Geologia, Escola de Minas, Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero. Available at: www.qfe2050.ufop.br. Accessed on: May 11, 2023.

Farina, F., Albert, C., Martínez Dopico, C., Aguilar Gil, C., Moreira, H., Hippertt, J.P., Cutts, K., Alkmim, F.F., Lana C. (2016). The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 4-21.

Guiraud M., Laborde O., Philip H. (1989). Characterization of Various Types of Deformation and Their Corresponding Deviatoric Stress Tensors Using Microfault Analysis. *Tectonophysics* (170) 289-316.

Hasui, Y. (1990). Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica ressurgente no Brasil in Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro. Belo Horizonte, *Anais SBG/MG*, 766-771.

King L. (1956). A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. 18(2): 147–265.

Lipski M. (2002). Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 171p.

Lobato, L.M., Baltazar, O.F., Reis, L.B., Achtschin, A.B., Baars, F.J., Timbó, M.A., Berni, G.V., Mendonça, B.R.V. de Ferreira, D.V. (2005). Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Belo Horizonte: CODEMIG, 2005.

Maizatto J. R., Castro P. T. A., Chiavegatto J. R. S. (1993). Contribuição ao Estudo dos depósitos Sedimentares Fanerozoicos do Gongo Soco , Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SBG núcleo MG – Bol. 12 p 312 – 316.

Maizatto J. R. (2001). Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gandarela e Fonseca - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Tese de Doutorado, 333p.;

Noce, C. M., Zuccheti, M., Baltazar, O. F., Armstrong, R., Dantas, E., Renger, F. E., & Lobato, L. M. (2005). Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U–Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, 141(1-2), 67-82.

Riccomini, C., (1989). O Rift continental do sudeste do Brasil. São Paulo: Universidade de São Paulo. Tese (Doutorado), 256 p.

Reis, L. A., Martins Neto, M. A., Gomes, N. S., Endo, I., & Evangelista, H. J. (2002). A bacia de antepaís paleoproterozoica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

Riccomini, C.; Sant'Anna, L.G.; Ferrai, A.L, (2004). Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 383-405.

Riedel, W., (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 1929B, 354-368.

Rossi D. Q. (2014). Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado. 129p.

Rosignol, C., Lana, C., & Alkmim, F. (2020). Geodynamic evolution of the Minas Basin, southern São Francisco Craton (Brazil), during the early Paleoproterozoic: Climate or tectonic?. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102628.

Saadi A., Sgarbi G. N. C., Rosière C. A. (1992). A bacia do Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: Controle cárstico e/ou tectônico. In: SBG/Núcleo São Paulo, Congresso Brasileiro de Geologia, 37: 600-601.

- Saadi, A., (1993). Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1):1-15.
- Salgado A.A.R., Braucher R., Varajão C.A.C., Colin F., Varajão, A.F.D., Nalini Jr H. (2008). Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (10Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52: 317-323.
- Sant'Anna L. G. (1994). Mineralogia das argilas e evolução geológica da bacia de Fonseca, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de mestrado, 151p.;
- Sanderson, D. J., & Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of structural Geology*, 6(5), 449-458.
- Sant'Anna L. G., Schorscher H. D., Riccomini C. (1997). Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Jour. of South Am. Earth Sci.*(10) 3-4, p.275-284;
- Santos M.C., Varajão, A. F. D. C. (2004). Sedimentation and pedogenic features in a clay deposit in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(1), 147-159.
- Shanov, S., & Kostov, K. (2014). Tectonic control on karst evolution. In *Dynamic Tectonics and Karst* (pp. 1-5). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Varajão A.F.D.C., Mateus A.C.C., Santos M.C., Varajão C.A.C., Oliveira F.S., Yvon J. (2020). The Cenozoic deposits of the ancient landscapes of Quadrilátero Ferrífero highlands, Southeastern Brazil: sedimentation, pedogenesis and landscape evolution. *Catena*, 195:104813. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104813>
- Martins Fonseca, W. in Walm (2024). Relatório Técnico de mapeamento estrutural – Mina de Gongo Soco. Vale S/A. 39p.
- Zoback, M. L. (1992). Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11761-11782.
- Zalan, P. V., & Oliveira, J. A. B. D. (2005). Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil; Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base na análise integrada dos resultados, destacam-se as seguintes conclusões e implicações para a evolução tectono-sedimentar das bacias cenozoicas do Quadrilátero Ferrífero e do sudeste do Brasil:

- A Bacia Gongo Soco é um remanescente de um extenso e descontínuo sistema de deposição continental cenozoico que se desenvolveu na borda S-SE do Craton São Francisco, sob forte controle da herança estrutural presente em seu embasamento. Grande parte dessa cobertura sedimentar originalmente contínua foi removida por intensa dissecação pós-deposicional, restando hoje apenas pequenos e isolados depósitos sedimentares.
- A Formação Gongo Soco registra um sistema de leque fluvial entrelaçado (*braided fluvial fan system*), com quatro unidades litoestratigráficas representativas de ambientes deposicionais que variam desde leques aluviais proximais dominados por fluxos de detritos, canais fluviais entrelaçados e depósitos palustres e lacustres rasos. A sucessão faciológica evidencia a alternância de fases de alta energia (sedimentação detrítica grossa) e baixa energia (deposição de camadas orgânicas finas) durante o preenchimento da bacia, refletindo a influência da tectônica ativa e possíveis oscilações climáticas na evolução sedimentar.
- A presença de camadas ricas em matéria orgânica (linhito e argilitos orgânicos) sugerem condições deposicionais anóxicas e de baixa energia, típica de ambientes palustres permanentes ou lagos rasos. Os horizontes de ferricrete identificados em diferentes níveis estratigráficos indicam hiatus deposicionais e intensa lateritização, atuando como marcadores paleoclimáticos de estabilidade tectônica e exposição subaérea prolongada.
- A correlação dos linhitos da bacia Gongo Soco com bacias adjacentes datadas por palinologia (Fazenda Gandarela, Fonseca e Bandeira), indicam desenvolvimento tectono-sedimentar ao longo do Eoceno-tardio, sob condições tectônicas e paleoclimáticas comparáveis em escala regional no sudeste do Brasil.
- A Bacia Gongo Soco registra uma evolução tectono-sedimentar compatível com as bacias do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, refletindo regimes extensivos no Eoceno–Oligoceno (D₁) e compressivos no Oligoceno tardio–Mioceno (D₂). Essa trajetória deformacional também é amplamente observada em bacias

cenozóicas adjacentes no Quadrilátero Ferrífero.

5 RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados obtidos e nas limitações metodológicas inerentes ao presente estudo, algumas recomendações são propostas com o objetivo de aprofundar o conhecimento sobre a evolução tectono-sedimentar da Formação Gongo Soco.

- **Datação de camadas orgânicas (linhitos):** Recomenda-se a aplicação de métodos de datação indireta por correlação palinológica, utilizando esporos, grãos de pólen e outros microfósseis vegetais preservados nos horizontes orgânicos, a fim de restringir cronologicamente os estágios de sedimentação da bacia Gongo Soco.
- **Análises por isótopos radiogênicos de elementos associados a matéria orgânica:** A caracterização isotópica do carbono e do nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) nos argilitos orgânicos pode contribuir na reconstrução paleoambiental e na diferenciação de eventos deposicionais. Embora não forneçam idades absolutas, essas análises auxiliam na correlação com unidades datadas de bacias vizinhas e na interpretação das condições paleoambientais.
- **Datação de ferricrete por (U–Th)/He em goethita e hematita:** A datação geocronológica por (U–Th)/He aplicada a hidróxidos e óxidos de ferro (goethita e hematita) é eficaz para determinar idades de dissolução e reprecipitação da goethita presente nos horizontes lateríticos. Tal abordagem pode ser empregada nos diferentes horizontes de ferricretes identificados na Formação Gongo Soco, que registram importantes hiatos deposicionais e fases de exposição subaérea. A aplicação desse método permitiria estabelecer idades mínimas para a deposição subjacente e identificar fases de lateritização associadas a pulsos tectônicos e/ou variações paleoclimáticas.
- **Integração com dados regionais e bacias correlatas:** A correlação estratigráfica com as bacias de Fazenda Gandarela, Bandeira e Fonseca pode ser refinada por meio da integração dos dados palinológicos e cronológicos acima, permitindo avaliar sincronidade deposicional e oscilações tectono-climáticas regionais
- **Modelo tectono-sedimentar integrado:** Recomenda-se a incorporação das bacias Cenozoicas do Gandarela—Gongo Soco, Fazenda Gandarela e Bandeira—em um único modelo tectono-sedimentar, considerando suas superfícies altimétricas como

indicadores correlacionáveis de paleorelevo e sincronismo estrutural. Análises morfométricas, palinológicas e estruturais permitirão identificar patamares regionais que registram fases de acomodação e reativação tectônica, contribuindo para a compartimentação dessas bacias no contexto do Quadrilátero Ferrífero.

A ausência de dados geocronológicos limita a o enquadramento temporal da bacia. Nesse sentido, a aplicação de métodos complementares de datação — tanto relativos quanto absolutos — poderá contribuir significativamente para refinar o modelo evolutivo proposto, melhorar a correlação com outras bacias cenozoicas do Quadrilátero Ferrífero e ampliar a compreensão dos efeitos da neotectônica no sudeste do Brasil.

REFERÊNCIAS

- Aguilar, C.; Alkmim, F. F.; Lana, C.; Farina, F. (2017). Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: new insights from U-Pb titanite and monazite dating. **Precambrian Research**, 289: 95–115.
- Alkmim, F. F.; Marshak, S. (1998). Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region Minas Gerais Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, 90: 29–58.
- Alkmim, F. F.; Teixeira, W. (2016). The Paleoproterozoic mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In **São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**, pp. 71–94.
- Almeida, F. F. M. de (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48(Supl.): 15–26.
- Almeida, F. F. M. de (1977). O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 7: 439–463.
- Angelier, J.; Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraentes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droites. **Bulletin de la Société Géologique**, 7: 1309–1318.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. **Journal of Geophysical Research**, 89(B7): 5835–5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In **Continental Deformation**, pp. 53–100.
- Assine, M. L. (2008). Ambientes de Leques Aluviais. In Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F.; Magalhães, A. J. C. (orgs.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca Ball Edições, 343p.
- Assumpção, M.; Dias, F. L.; Zevallos, I.; Naliboff, J. B. (2016). Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, 71: 278–295.
- Babinski, M.; Chemale Junior, F.; Van Schmus, W. R. (1995). Cronoestratigrafia do Supergrupo Minas e provável correlação de suas formações ferríferas com similares da África do Sul e Austrália. **Geochimica Brasiliensis**, 9(1): 33–46.
- Baltazar, O. F.; Zucchetti, M. (2007). Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. **Ore Geology Reviews**, 32(1–2).
- Baltazar, O. F.; Lobato, L. M. (2020). Structural evolution of the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: influence of proterozoic orogenies on its western Archean gold deposits. **Minerals**, 10(11): 983.

Bezerra, D. P. (2014). **Quadrilátero Ferrífero, MG: fatores condicionantes do relevo. Belo Horizonte**: UFMG. Dissertação de Mestrado, 148p.

Blair, T. C.; McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. **Journal of Sedimentary Research**, 64(3a): 450–489.

Bruno, H.; Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Strachan, R.; Fowler, M.; Bersan, S.; Moreira, H.; Motta, R.; Almeida, J.; Rasec, R.; Carvalho, M.; Storey, C. (2021). Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: The Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Palecontinent, Brazil. **Gondwana Research**, 92: 149–171.

Cabral, A. R.; Zeh, A.; Pires, F. R. M.; da Silva, J. F.; do Carmo, V. E. F.; Tupinambá, M. (2022). Unconformity-covering pillow lava dated at 2.14 Ga: Challenging the “stable-shelf” Minas Supergroup of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Geological Journal**, 57(5): 2046–2057.

Carvalho Filho, A.; Curi, N.; Shinzato, E. (2010). Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 45(8): 903–916.

Castro, E. C. C.; Ferreira, J. E. (1997). **Aspectos estratigráficos, sedimentares e estruturais dos sedimentos cenozóicos da borda leste do Quadrilátero Ferrífero entre Santa Rita Durão e Fonseca**, Minas Gerais. Ouro Preto: UFOP, Departamento de Geologia. Trabalho Final de Graduação, 49p.

Castro, P. T. A. (2017). Geologia da Chapada de Canga. In Kamino, L. H. Y.; Carmo, F. F. (orgs.). **Chapada de Canga – Patrimônio Natural e Cultural de Relevante Interesse para a Conservação**. Instituto Prístino, cap. 2, pp. 25–48.

Castro, P. T. A.; Varajão, A. F. D. C. (2020). O Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero. In Castro, P. T. A.; Endo, I.; Gandini, A. L. (eds.). **Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos**. Belo Horizonte: 3i, pp. 166–193.

Chemale Jr., F.; Rosière, C. A.; Endo, I. (1994). The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian Research**, 65: 25–54.

Daher, A. P. D. C. (2023). Caracterização geológica dos depósitos recentes na Serra do Tamanduá, NE do Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte: UFMG. Dissertação de Mestrado, 107p.

Daher, A. P. D. C.; Uhlein, G. J.; Mattioli, J. (2024). Characterization of Bandeira Sedimentary Basin on Serra do Tamanduá, Northeastern Region of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 54(1): e20230009.

Davis, G. H.; Bump, A. P.; García, P. E.; Ahlgren, S. G. (2000). Conjugate Riedel deformation band shear zones. **Journal of Structural Geology**, 22(2): 169–190.

Davis, G. H.; Reynolds, S. J.; Kluth, C. F. (2011). **Structural Geology of Rocks and Regions**. 3rd ed. John Wiley & Sons, 861p.

Delvaux, D.; Moeys, R.; Stapel, G.; Petit, C.; Levi, K.; Miroshnichenko, A.; Ruzhich, V.; San'Kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and Geodynamics of Baikal Region, Central Asia, Part 2. Cenozoic Rifting. **Tectonophysics**, 282: 1–38.

Delvaux, D.; Spencer, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. **Geological Society, London, Special Publications**, 212(1): 75–100.

Delvaux, D. (2011). Win-Tensor, an interactive computer program for fracture analysis, crustal stress reconstruction. **EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts**.

Diessel, C. F. K. (1992). **Coal-Bearing Depositional Systems**. Springer, Berlin, 721p.

Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**, 295(1–2): 187–197.

Dorr, J. van N. II (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **USGS/DNPM Professional Paper**, 641-A: 110.

Endo, I.; Galbiatti, H. F.; Delgado, C. E. R.; Oliveira, M. M. F.; Zapparoli, A. de C.; Moura, L. G. B.; Peres, G. G.; Oliveira, A. H.; Zavaglia, G.; Danderfer, F. A.; Gomes, C. J. S.; Carneiro, M. A.; Nalini Jr., H. A.; Castro, P. T. A.; Suita, M. T. F.; Seixas, L. A. R.; Tavaza, E.; Lana, C. C.; Martins-Neto, M. A.; Martins, M. S.; Ferreira, F. F. A.; Franco, A. P.; Almeida, L. G.; Rossi, D. Q.; Angeli, G.; Madeira, T. J. A.; Piassa, L. R. A.; Mariano, D. F.; Carlos, D. U. (2019). **Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. Escala 1:50.000. Ouro Preto: Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP. Disponível em: www.qfe2050.ufop.br. Acesso em 11 maio 2023.

Farina, F.; Albert, C.; Martínez Dopico, C.; Aguilar Gil, C.; Moreira, H.; Hippertt, J. P.; Cutts, K.; Alkmim, F. F.; Lana, C. (2016). The Archean–Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. **Journal of South American Earth Sciences**, 68: 4–21.

Gorceix, H. (1884). Bacias Terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil. **Annaes da Escola de Minas**, 3: 95–114.

Guiraud, M.; Laborde, O.; Philip, H. (1989). Characterization of Various Types of Deformation and Their Corresponding Deviatoric Stress Tensors Using Microfault Analysis. **Tectonophysics**, 170: 289–316.

Harder, E. C.; Chamberlin, R. T. (1915). The geology of Central Minas Gerais. **Journal of Geology**, 23: 341–424.

Hasui, Y.; Ponçano, W. L. (1978). Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, 2. Anais, v. 1, pp. 331–338. Rio de Janeiro: ABGE.

Hasui, Y. (1990). Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro**, Anais SBG/MG, pp. 766–771.

Hasui, Y.; Carneiro, C. D.; Almeida, F. F.; Bartorelli, A. (2012). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 900p.

- Johnson, A. M. (1970). Formation of debris flow deposits. In **Physical Processes in Geology**. San Francisco: Freeman, 571p.
- Johnson, A. M. (1984). Debris flow. In Brunnsden, D.; Prior, D. B. (eds.). **Slope Instability**. New York: Wiley, pp. 481–504.
- King, L. (1956). A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, 18(2): 147–265.
- Lipski, M. (2002). Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto: UFOP. Dissertação de Mestrado, 171p.
- Lobato, L. M.; Baltazar, O. F.; Reis, L. B.; Achtschin, A. B.; Baars, F. J.; Timbó, M. A.; Berni, G. V.; Mendonça, B. R. V.; Ferreira, D. V. (2005). **Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa**. Belo Horizonte: CODEMIG.
- Machado, N.; Noce, C. M.; Ladeira, E. A.; Oliveira, A. B. (1992). U–Pb geochronology of the Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, 104.
- Maizatto, J. R.; Castro, P. T. A.; Chiavegatto, J. R. S. (1993). Contribuição ao estudo dos depósitos sedimentares Fanerozoicos do Gongo Soco, Ginclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. In **Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, SBG-MG, Bol. 12, pp. 312–316.
- Maizatto, J. R. (1997). Análise paleoecológica e bioestratigráfica dos sedimentos cenozóicos da bacia do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Ouro Preto: UFOP. Dissertação de Mestrado, 183p.
- Maizatto, J. R. (2001). Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gandarela e Fonseca – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Ouro Preto: UFOP. Tese de Doutorado, 333p.
- Maizatto, J. R.; Castro, P. T. A.; Regali, M. S. P. (2014). Análise biocronoestratigráfica e paleoclimática com base em palinologia dos depósitos cenozoicos das bacias do Gandarela e Fonseca. In Carvalho, I. S.; Garcia, M. J.; Lana, C. C.; Strohschoen Jr., O. (orgs.). **Paleontologia: Cenários da Vida – Paleoclimas**, v. 5, pp. 225–238. Rio de Janeiro: Interciência.
- Maxwell, C. H. (1972). Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. **USGS Professional Papers**, 341-J, 72p.
- McCabe, P. J. (1984). Depositional Environments of Coal and Coal-Bearing Strata. In Rahmani, R. A.; Flores, R. M. (eds.). **Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences**, pp. 13–42.
- Mehmood, H.; Miraj, M. A. F.; Ahsan, N. (2021). Paleostress and outcrop fracture analysis along Himalayan Foothills (Eastern Salt Range), Potwar Plateau, NW Himalaya, Pakistan. **Acta Geodynamica et Geomaterialia**, 18(2): 13p.

Miall, A. D. (1978). Facies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In Miall, A. D. (ed.). **Fluvial Sedimentology**. Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 597–604.

Miall, A. D. (2006). **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**. 4th printing. Springer-Verlag, 542p.

Nahon, D. (1991). **Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering**. John Wiley & Sons, New York, 313p.

Noce, C. M.; Zucchetti, M.; Baltazar, O. F.; Armstrong, R.; Dantas, E.; Renger, F. E.; Lobato, L. M. (2005). Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U–Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. **Precambrian Research**, 141(1–2): 67–82.

Pinto, A. D. P.; Regali, M. S. P. (1990). Palinoestratigrafia dos sedimentos terciários da bacia de Gandarela, Minas Gerais – Brasil. **Revista da Escola de Minas**, 44(1): 10–15.

Reis, L. A.; Martins-Neto, M. A.; Gomes, N. S.; Endo, I.; Evangelista, H. J. (2002). A bacia de antepaís paleoproterozoica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **(Relatório/Comunicação técnica – dados bibliográficos conforme original)**.

Renger, F. E.; Noce, C. M.; Romano, A. W.; Machado, N. (1995). Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, 2(1): 1–11.

Riccomini, C. (1989). **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo. Tese (Doutorado), 256p.

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. (eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, pp. 383–405. São Paulo: Beca.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. **Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie**, 1929B: 354–368.

Rossi, D. Q. (2014). Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto: UFOP. Dissertação de Mestrado, 129p.

Rossignol, C.; Lana, C.; Alkmim, F. (2020). Geodynamic evolution of the Minas Basin, southern São Francisco Craton (Brazil), during the early Paleoproterozoic: Climate or tectonic? **Journal of South American Earth Sciences**, 101: 102628.

Rust, B. R.; Koster, E. H. (1984). Coarse alluvial deposits. In Walker, R. G. (ed.). **Facies Models**. Geoscience Canada Reprint Series 1, pp. 53–69.

Saadi, A. (1990). Um Rift Neo-Cenozóico na região de São João del-Rei, MG; borda sul do Cráton do São Francisco. In **Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro**, Boletim SBG/MG, 11: 63–79.

Saadi, A.; Pedrosa-Soares, A. C. (1990). Um Gráben cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. In **Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro**, Boletim SBG/MG, 11: 101–124.

Saadi, A. (1991). **Ensaio sobre a Morfotectônica de Minas Gerais**. Tese para Professor Titular. Instituto de Geociências – UFMG, 285p.

Saadi, A.; Sgarbi, G. N. C.; Rosière, C. A. (1992). A bacia do Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: controle cárstico e/ou tectônico. In **Congresso Brasileiro de Geologia**, 37, SBG – Núcleo SP, pp. 600–601.

Saadi, A. (1993). Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, 1(1): 1–15.

Salgado, A. A. R.; Braucher, R.; Varajão, C. A. C.; Colin, F.; Varajão, A. F. D.; Nalini Jr., H. (2008). Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of ¹⁰Be cosmogenic nuclei. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 52: 317–323.

Sanderson, D. J.; Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. **Journal of Structural Geology**, 6(5): 449–458.

Santos, M. C. (2003). Caracterização dos depósitos argilosos da porção centro-sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: macromorfologia, micromorfologia, cristalquímica, gênese e considerações industriais. Ouro Preto: UFOP. **Tese de Doutorado**, 199p.

Santos, M. C.; Varajão, A. F. D. C. (2004). Sedimentation and pedogenic features in a clay deposit in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 76(1): 147–159.

Sant’Anna, L. G. (1994). Mineralogia das argilas e evolução geológica da bacia de Fonseca, Minas Gerais. São Paulo: USP, **Dissertação de Mestrado** (Instituto de Geociências), 151p.

Sant’Anna, L. G.; Schorscher, H. D.; Riccomini, C. (1997). Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 10(3–4): 275–284.

Schorscher, H. D. (1978). Komatiitos na estrutura “Greenstone Belt” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In **Congresso Brasileiro de Geologia**, 30, SBG, Recife, Boletim de Resumos, pp. 292–293.

Shanov, S.; Kostov, K. (2014). Tectonic control on karst evolution. In **Dynamic Tectonics and Karst**, pp. 1–5. Berlin/Heidelberg: Springer.

Silva, A. M.; Chemale Jr., F.; Kuyumjian, R. M.; Heaman, L. (1995). Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 25: 124–137.

Silva, M. A. da; Pinto, C. P.; Pinheiro, M. A. P.; Marinho, M. de S.; Lombello, J. C.; Pinho, J. M. M. P.; Goulart, L. E. A.; Magalhães, J. R. (2020). **Mapa geológico do estado de Minas**

Gerais. Belo Horizonte: CPRM. Escala 1:1.000.000. Disponível em: <https://geosgb.sgb.gov.br/geosgb/downloads.htm>. Acesso em 17 maio 2023.

Spier, C. A.; Levett, A.; Rosière, C. A. (2018). Geochemistry of canga (ferricrete) and evolution of the weathering profile developed on itabirite and iron ore in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Mineralium Deposita**, 28p.

Stanistreet, I. G.; McCarthy, T. S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, 85(1–4): 115–133.

Suguio, K. (2003). **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Editora Blucher, 400p.

Stoops, G. (2021). **Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections** (2nd ed.). Wiley. ISBN 978-0-891-18975-6.

Szatmari, P.; Mohriak, W. U. (1995). Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. In **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 5, pp. 213–214.

Varajão, C. A. C. (1991). A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, 21(2): 138–145.

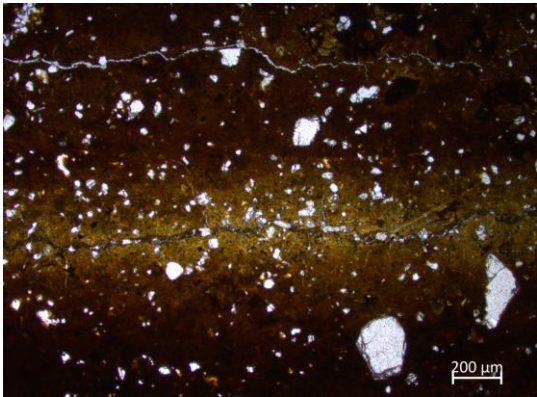
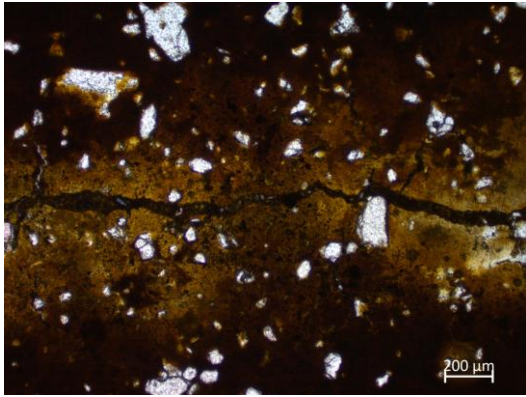
Varajão, A. F. D. C.; Mateus, A. C. C.; Santos, M. C.; Varajão, C. A. C.; Oliveira, F. S.; Yvon, J. (2020). The Cenozoic deposits of the ancient landscapes of Quadrilátero Ferrífero highlands, Southeastern Brazil: sedimentation, pedogenesis and landscape evolution. **Catena**, 195: 104813.


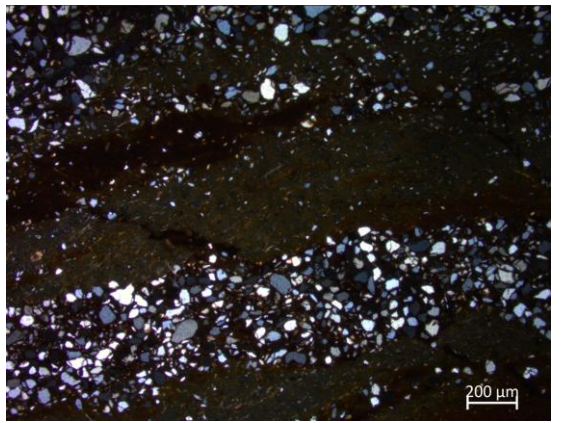
Wentworth, C. R. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, 30: 377–392.

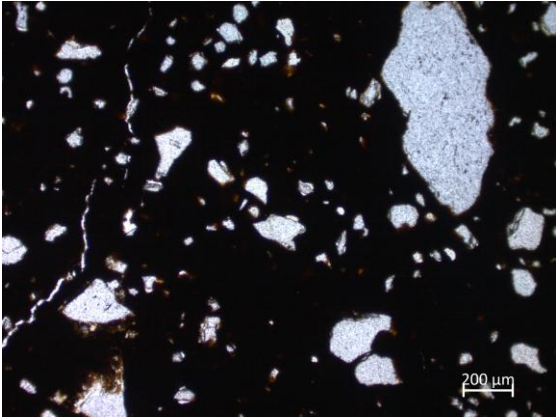
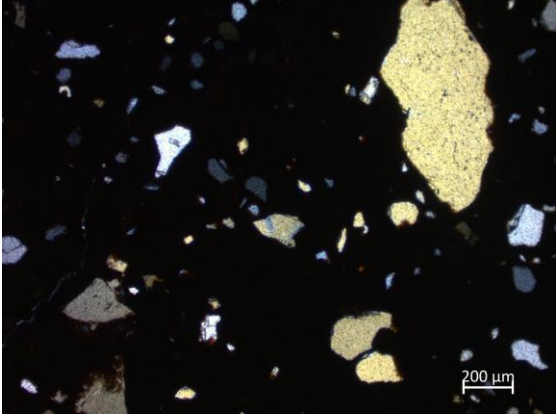
Zalan, P. V.; Oliveira, J. A. B. de (2005). Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil; Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 13.

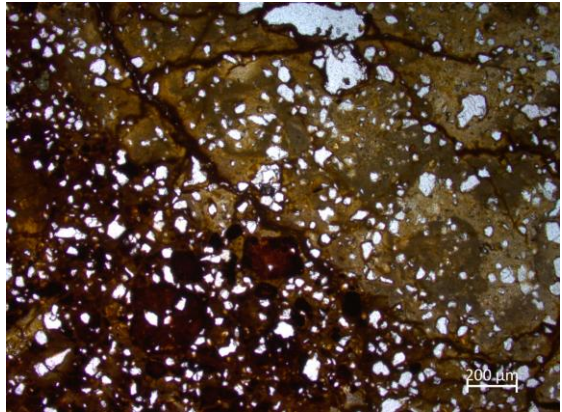
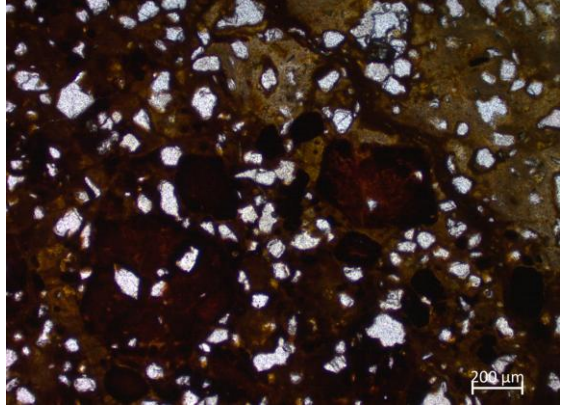
Zoback, M. L. (1992). Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 97(B8): 11761–11782.

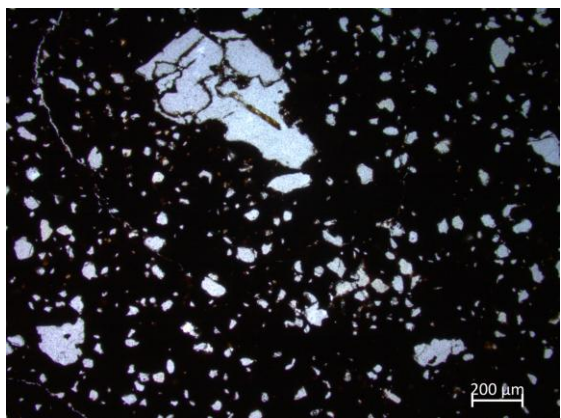
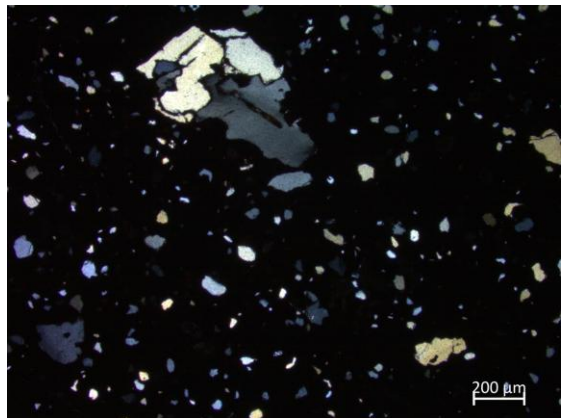
APÊNDICE I — Fichas de descrição petrográfica

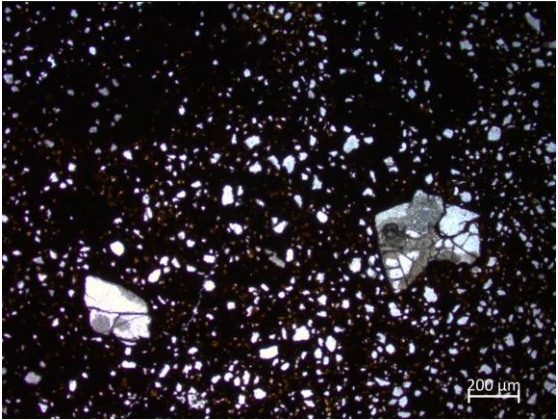
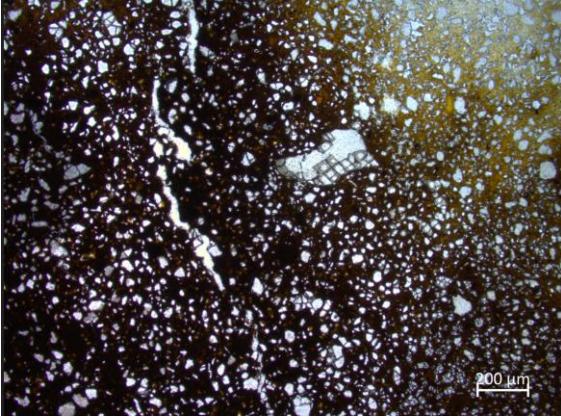
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-01			
Coordenadas E	646399,019	Coordenadas N	7791949,94
Descrição Matriz			
Granulometria:	Silte e argila		
Composição:	Argilominerais e grãos esparsos de mica e óxidos manganês		
Relação com arcabouço	Predomina matriz (arcabouço de 10 a 20%)		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a média		
Arredondamento	Grãos angulosos a sub-angulosos, inequigranulares, localmente subarredondados		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito e opacos com bordas bem definidas, localmente recortadas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta matriz argilo-siltosa composta por argilominerais de coloração castanho-amarelada a marrom. O arcabouço corresponde a 10–20% de grãos de quartzo angulosos, com extinção ondulante, e minerais opacos acessórios, os quais ocorrem de forma angulosa, com terminações poligonais a subarredondadas. Os grãos encontram-se dispersos de modo caótico na matriz.</p> <p>Observa-se bandamento composicional bem definido, com alternância de bandas amareladas e marrons; as bandas marrons concentram maior proporção de quartzo em relação às amareladas. Esse bandamento reflete um caráter sedimentar, associado a leve variação granulométrica ao longo das laminações.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo argilito maciço			

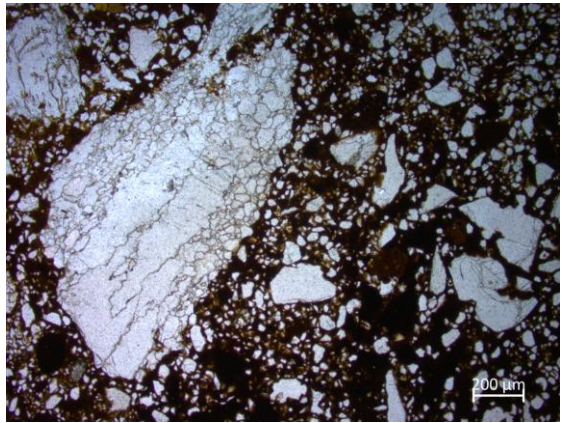
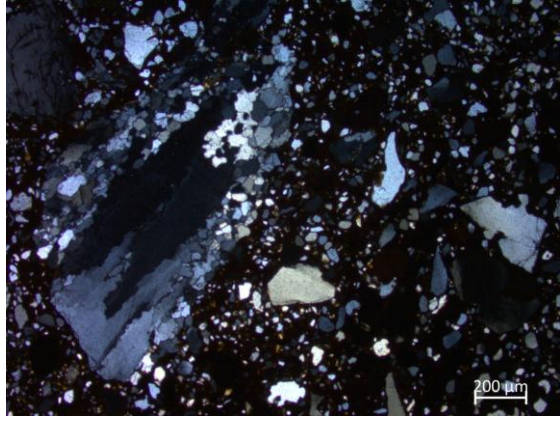
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-02			
Coordenadas E	646375,01	Coordenadas N	7791983,73
Descrição Matriz			
Granulometria:	Silte argila		
Composição:	Argilo minerais e óxido		
Relação com arcabouço	Bandas clasto suportadas (areia fina) - 80% arcabouço e bandas matriz suportadas (micas e argilo minerais) 10% arcabouço		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina e micas de hábito acicular, granulometria fina a média		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondados, localmente acilulares alongados, em geral as bandas são equigranulares, com variação de granulometria entre bandas.		
Tipo de grão	Quartzo, muscovita e óxidos com bordas arredondads		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta-se bandada de coloração variegada (amarelo, vermelho, bege e ocre), com alternância entre bandas quartzosas claras (bege e amarelo-claro), compostas por quartzo equigranular subanguloso a subarredondado, e bandas ricas em matriz argilosa e micácea (bege, cinza-marrom e amarelo-acastanhado).</p> <p>Observa-se abundante presença de minerais micáceos orientados paralelamente ao bandamento, localmente atingindo tamanho de areia fina a média. A matriz argilosa mostra deferruginização, com mobilização e oxidação do ferro sobre as bandas quartzosas. O quartzo apresenta fraturamento em pares conjugados, fragmentação e esmagamento próximo a zonas de falhas reversas, evidenciando deformação compressiva associada a feições de granoascendência e granodecrescência.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzados e Zoom de 2,5X	
Quartzo silito laminado			

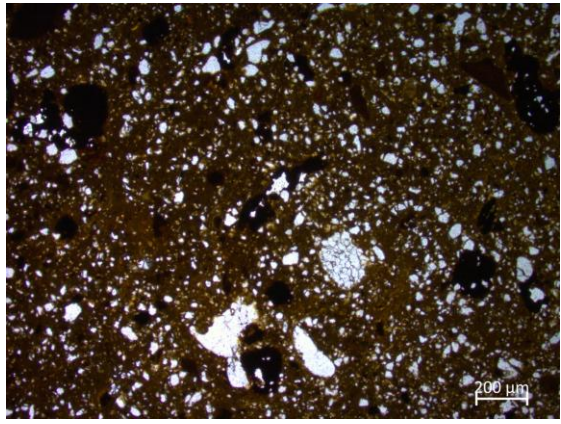
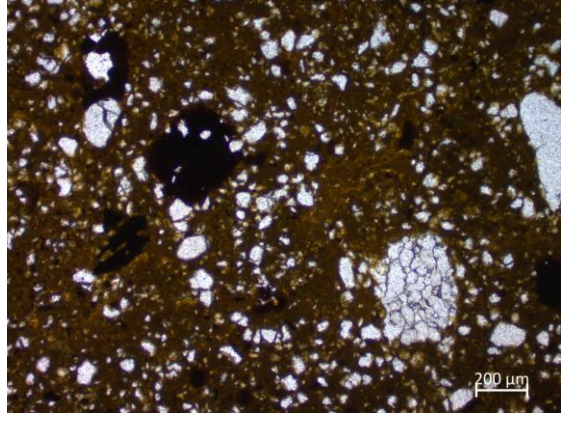
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-03			
Coordenadas E	646348,0077	Coordenadas N	7791986,733
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	óxidos e hidróxidos na fração argila		
Relação com arcabouço	40% arcabouço em relação matriz		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grossa e grânulo		
Arredondamento	Subangulosos a subarredondados		
Tipo de grão	Quartzito, itabirito alterado e quartzito, localmente grãos com bordas dissolutivas e irregulares		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta matriz opaca e oxidada, composta por hidróxidos de ferro (goethita), de coloração marrom-escuro com porções amareladas. O arcabouço corresponde a cerca de 40% e é formado por quartzito subanguloso a subarredondado e fragmentos de itabirito alterado de hábito placoidal.</p> <p>Observa-se porosidade planar, que separa zonas ricas em óxidos de ferro daquelas dominadas por óxidos-hidróxidos. Os grãos de quartzito exibem fraturamento segundo pares conjugados, e pedaços de itabirito alterado ocorrem misturados ao sedimento quartzoso da matriz</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Cascalho matriz suportado laterizado, semelhante a diamictitos			

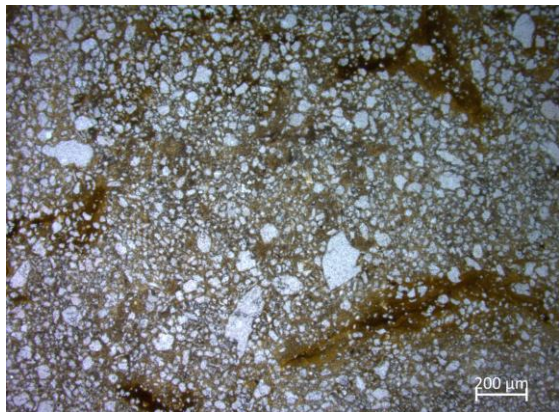
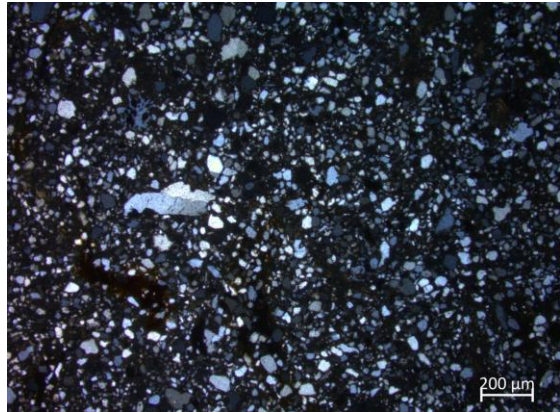
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-04			
Coordenadas E	646322,93	Coordenadas N	7791988,64
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais		
Relação com arcabouço	Predomina matriz (arcabouço 20 a 30%)		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grossa		
Arredondamento	Subangulosos a subarredondados		
Tipo de grão	Quartzto, óxidos e nódulos de argila, localmente grãos com bordas difusas e recortadas, grãos envoltos na matriz		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta coloração variegada (amarelo, rosa-avermelhado e marrom), composto por grãos de quartzo subangulosos a subarredondados envolvidos em matriz argilosa, com presença de nódulos de argila e, localmente, nódulos anótricos. A matriz é cinza-amarelada pálida, tornando-se vermelho-alaranjada nas zonas oxidadas, associadas a raízes e preenchimentos pedogenéticos.</p> <p>A amostra apresenta-se com microfaturas; as fraturas são regulares, interpretadas como de ressecamento, e apresentam preenchimentos contínuos por hidróxidos de ferro (goethita) e caulinita. Em alguns casos, as fraturas indicam pares conjugados e mostram evidências de deformação localizada. A percolação de goethita é bem desenvolvida, refletindo processos pedogenéticos em ambiente hidromórfico com saturação hídrica recorrente (pelo menos seis meses ao ano), posteriormente submetido a condições oxidantes.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo siltito			

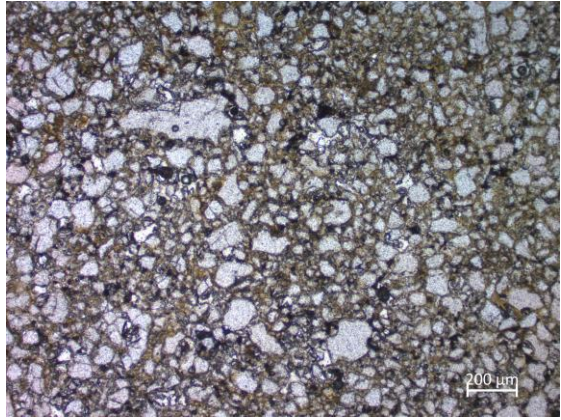
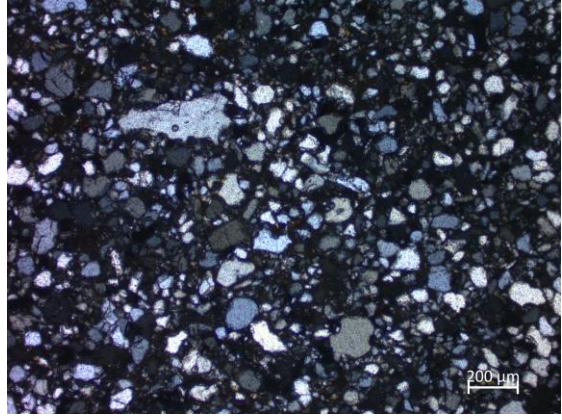
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-05			
Coordenadas E	646273,55	Coordenadas N	7792001,81
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	óxidos e hidróxidos na fração argila		
Relação com arcabouço	45% arcabouço em relação matriz		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grossa e grânulo		
Arredondamento	Sub angulosos a sub arredondados		
Tipo de grão	Quartzto, itabirito alterado e quartzito com bordas recordas, localmente dissolvidas e irregulares		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina é formada por matriz opaca e oxidada, constituída por hidróxidos de ferro (goethita), de coloração marrom-escuro com porções amareladas. O arcabouço representa cerca de 30% em relação à matriz, composto por grãos de quartzto subangulosos a subarredondados e hematita.</p> <p>Observa-se porosidade planar, que separa zonas enriquecidas em óxidos das zonas dominadas por óxidos-hidróxidos de ferro. Em comparação à lâmina 03, nota-se incremento da fração quartzosa, incluindo grânulos dispersos de quartzto incorporados à matriz.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Cascalho matriz suportado laterizado, semelhante a diamictito			

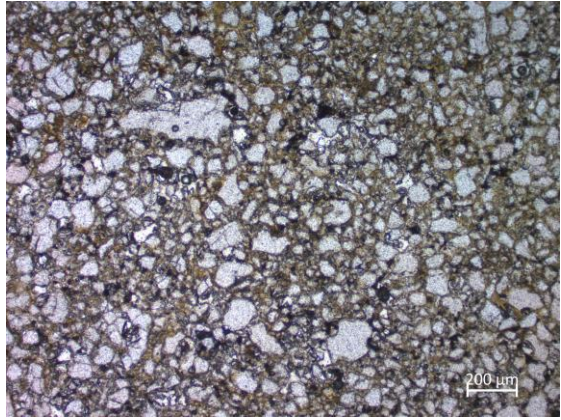
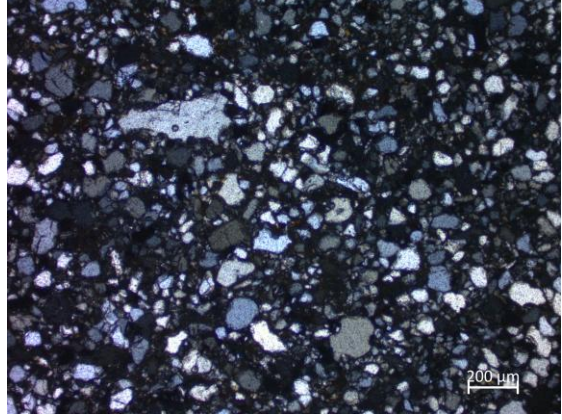
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-06			
Coordenadas E	646234,452	Coordenadas N	7792017,084
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	Óxidos e hidróxidos		
Relação com arcabouço	Dividido, arcabouço 55%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grossa, predomínio de areia fina. Localmente grânulos/seixo		
Arredondamento	Subangulosos a subarredondados, alguns grãos alongados e subarredondados		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito, subordinamente ocorre itabirito alterado. Observam-se grandes grãos de quartzito. Bordas bem definidas a recortadas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta matriz laterizada, composta por hidróxidos de ferro (goethita) e óxidos (hematita), na qual se dispersa grande quantidade de quartzo de granulometria areia fina. Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados, localmente alongados.</p> <p>Nas extremidades, ocorre um grande fragmento de quartzito, com grãos em contato poligonal e presença pontual de óxidos. A matriz exhibe arranjo caótico, sem evidências de bandamento ou granodecrescência, embora localmente haja variação no tamanho dos grãos.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X	
Arenito ferruginoso			

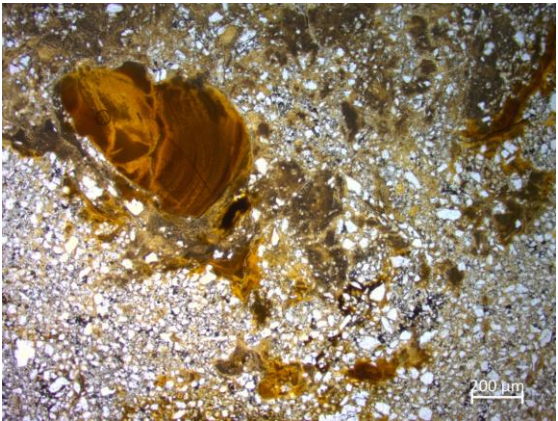
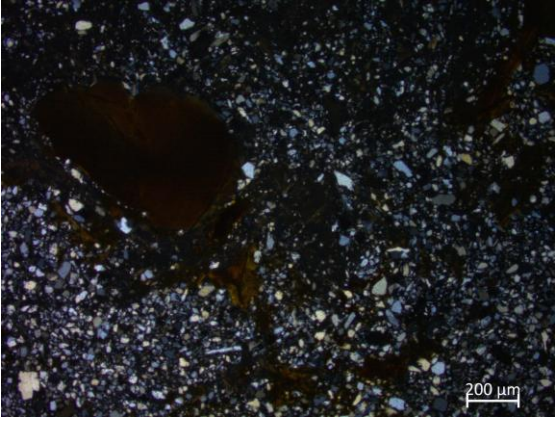
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-08A			
Coordenadas E	646140,57	Coordenadas N	7792059,35
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	Argilominerais e óxidos hidróxidos		
Relação com arcabouço	Predomina matriz, arcabouço 40%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grânulo		
Arredondamento	subanguloso a arredondado		
Tipo de grão	quartzo, quartzito e nódulos ferruginosos. Observa-se bordas bem definidas e ausência de contato entre grãos		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina é composta por matriz argilo-arenosa de coloração marrom-acastanhada, laterizada e enriquecida em hidróxidos de ferro. Observa-se elevada concentração de quartzo, hematita e, localmente, grânulos de quartzito. Os grãos são angulosos, mal selecionados e bimodais, distribuídos em um bandamento granulométrico que alterna entre bandas matriz-dominantes, com grãos "voantes", e bandas clasto-suportadas. A presença de nódulos de argila com fragmentos inclusos, além de clastos arredondados de argila retrabalhada, indica aporte de materiais externos.</p> <p>No canto meridional esquerdo da lâmina, grãos de argila apresentam fraturamento segundo pares conjugados, sugerindo deformação. Fragmentos de canga laterítica ocorrem como clastos dispersos no arcabouço.</p> <p>Destacam-se nódulos ferruginosos arredondados, alguns anótricos (herdados de processos pedogenéticos anteriores), outros disótricos (formados no local e posteriormente retrabalhados) e orticos (in situ). Esses nódulos exibem núcleo enriquecido em ferro puro, envolto por quartzo, funcionando como sedimento grosso incorporado ao arcabouço. Também ocorrem nódulos ferruginosos formados exclusivamente por óxidos de ferro, sem quartzo interno, reforçando a contribuição pedogenética para a composição do material.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzados e Zoom de 2,5X	
Arenito maciço			

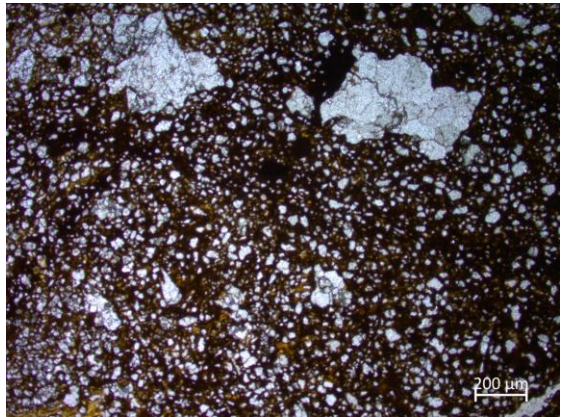
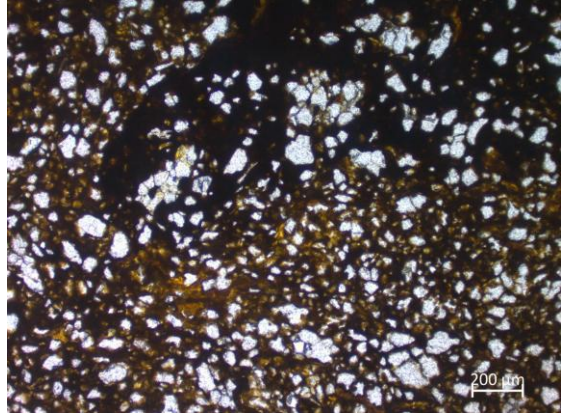
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-09A			
Coordenadas E	646110,02	Coordenadas N	7792071,97
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	argilo minerais e óxidos e hidróxidos (goethita)		
Relação com arcabouço	Matriz suportado, certa de 25% de arcabouço		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a grânulo		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito e nódulos de argila. Observa-se bordas bem definidas e ausência de contato entre grãos		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina apresenta sedimento argilo-silto-arenoso de coloração ocre a marrom-clara, com grande concentração de grãos de quartzo de granulometria areia fina, regularmente distribuídos e com pouca variação de tamanho. A matriz é intercalada por nódulos ferruginosos, nódulos argilosos e hiporrevestimentos, além de pontos evidentes de percolação e ferruginização por óxidos de ferro.</p> <p>Em algumas porções, nota-se aumento da proporção de areia fina na composição. Destacam-se nódulos e pretos, bem como nódulos argilosos (anórticos e órticos) e nódulos ferruginosos, representando diferentes estágios de processos pedogenéticos.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo siltito maciço			

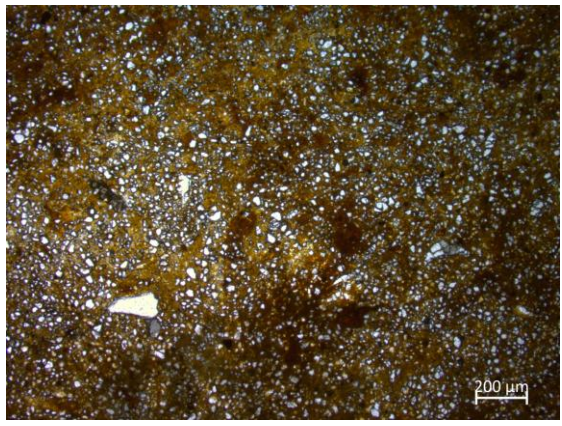
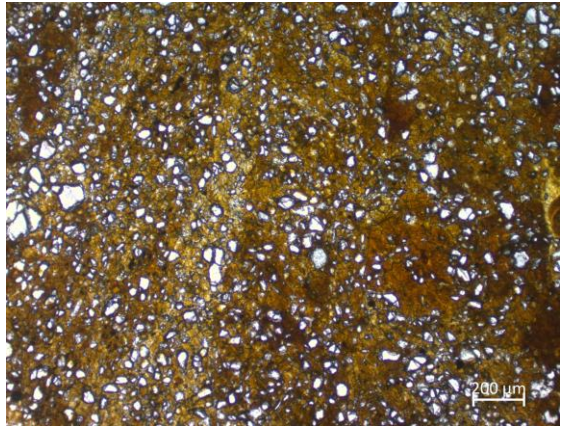
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-09C			
Coordenadas E	646110,02	Coordenadas N	7792071,97
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	caulinita, localmente hidróxidos de goethita.		
Relação com arcabouço	Clastosuportada, 60% clasto em relação a matriz		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a média, poucos grãos areia grossa		
Arredondamento	Grãos sub angulosos a arredondados, localmente grãos alongados subarredondados		
Tipo de grão	Quartzo e quartzito. Observa-se bordas bem definidas e arredondadas. O contato entre os grãos é pontual		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>A lâmina é composta por sedimento areno-argiloso de coloração bege-amarelada, constituído por quartzo de granulometria areia fina a média, localmente grossa, inserido em matriz argilosa formada por argilominerais e hidróxidos, principalmente caulinita e goethita. Os grãos apresentam-se subangulosos a subarredondados, ocasionalmente alongados.</p> <p>Em determinadas porções ocorre predomínio de textura clasto-suportada, com contatos pontuais entre os grãos. Observam-se pontos de percolação de goethita, responsáveis por tons acastanhados, bem como preenchimento denso contínuo de argila por iluviação na matriz.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzados e Zoom de 2,5X	
Arenito impuro maciço			

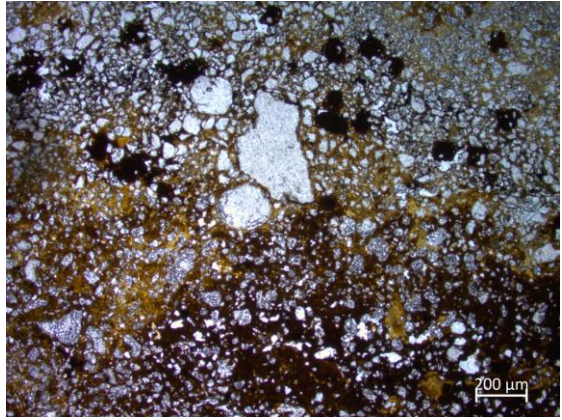
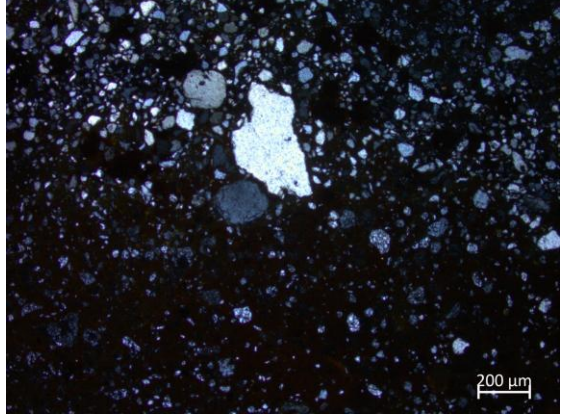
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-10A			
Coordenadas E	646110,02	Coordenadas N	7792071,97
Descrição Matriz			
Granulometria:	Areia fina e média		
Composição:	Quartzo		
Relação com arcabouço	Matriz suportado, areia 90%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia grossa e grânulo		
Arredondamento	Sub anguloso a arredondados		
Tipo de grão	Quartzo e quartzito. Observa-se bordas bem definidas e arredondadas. O contato entre os grãos é pontual		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é predominantemente arenoso, constituído por quartzo de granulometria fina, com ocorrência pontual de grânulos maiores de quartzito. A matriz argilosa é pouco desenvolvida, ocorrendo apenas entre os grãos como preenchimento denso e contínuo (goethita) por iluviação. A cor varia entre amarelado, rosado e, localmente, branco. Os grãos apresentam-se subarredondados a subangulosos, com textura em geral equigranular, embora haja alguns grãos maiores dispersos.</p> <p>Observam-se pontos localizados de óxidos, além de percolação de hidróxidos de ferro e argila.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Arenito maciço			

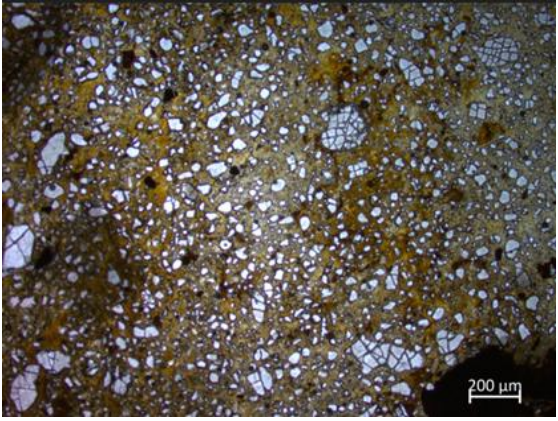
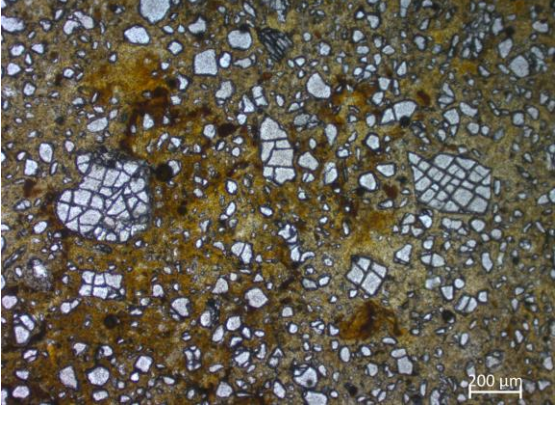
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-10A			
Coordenadas E	646072,52	Coordenadas N	7792090,53
Descrição Matriz			
Granulometria:	Areia fina		
Composição:	Quartzo		
Relação com arcabouço	Matriz suportado, areia 90%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia grossa e grânulo		
Arredondamento	Sub anguloso a arredondados		
Tipo de grão	Quartzo e quartzito. Observa-se bordas bem definidas e arredondadas. O contato entre os grãos é pontual		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é predominantemente arenoso, constituído por quartzo de granulometria fina, com ocorrência pontual de grânulos maiores de quartzito. A matriz argilosa é pouco desenvolvida, ocorrendo apenas entre os grãos como preenchimento denso e contínuo (goethita) por iluviação. A cor varia entre amarelado, rosado e, localmente, branco. Os grãos apresentam-se subarredondados a subangulosos, com textura em geral equigranular, embora haja alguns grãos maiores dispersos.</p> <p>Observam-se pontos localizados de óxidos, além de percolação de hidróxidos de ferro e argila.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Arenito maciço			

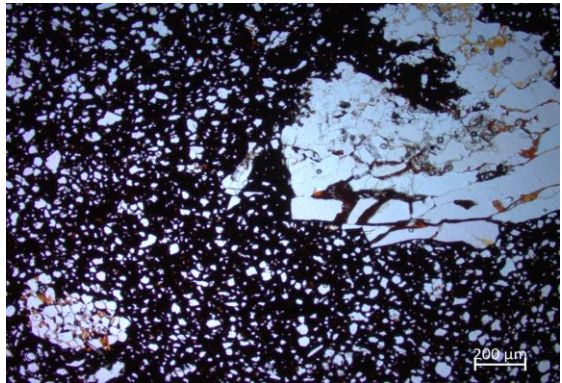
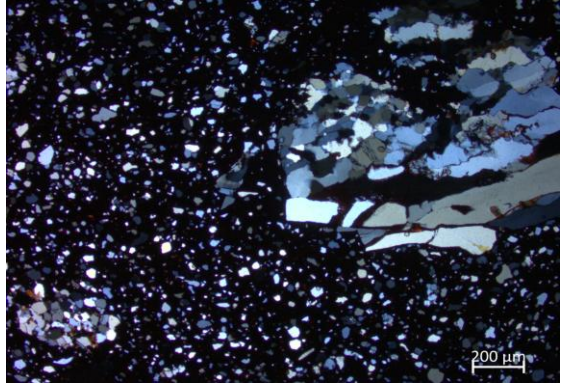
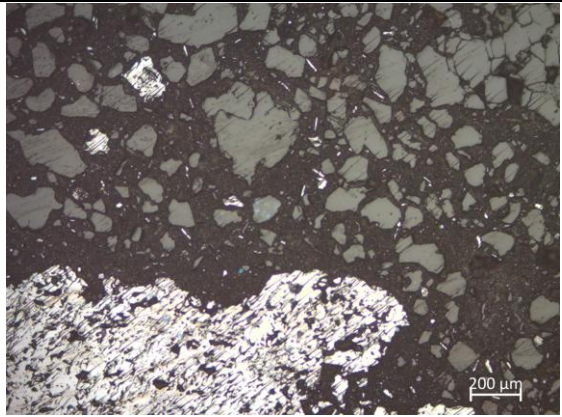
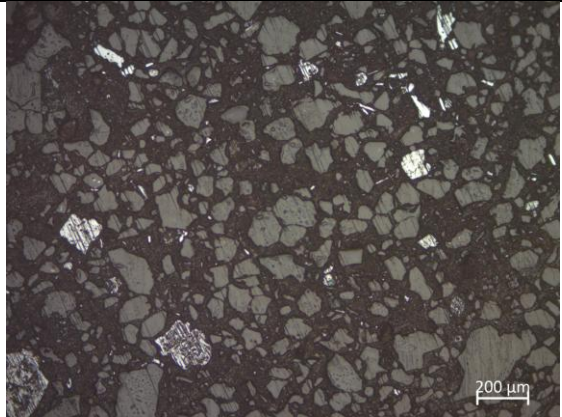
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-10B			
Coordenadas E	646072,52	Coordenadas N	7792090,53
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	Argilominerais e hidróxido de ferro		
Relação com arcabouço	Matriz dominante, com arcabouço de 30%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a média		
Arredondamento	Subangulosos a subarredondados		
Tipo de grão	Quartzo e quartzito, subordinadamente hematita arredondada		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é areno-argiloso, constituído por grãos de areia fina a média, inseridos em matriz de argilominerais e hidróxidos de ferro que envolvem os grãos de quartzo. Os grãos, em geral, não se tocam e incluem quartzo, fragmentos de quartzito, hematita e itabirito, com clastos líticos de tamanho variando de grânulo a seixo, com esfericidade subangulosa a subarredondadas.</p> <p>Observa-se intenso processo de ferruginização, caracterizado pela percolação de hidróxidos de ferro através de fraturas e porções argilosas. A matriz apresenta preenchimentos locais por hematita, enquanto grande quantidade de goethita ocorre preenchendo fraturas, evidenciando feições típicas de hidróxido.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzados e Zoom de 2,5X	
Arenito maciço			

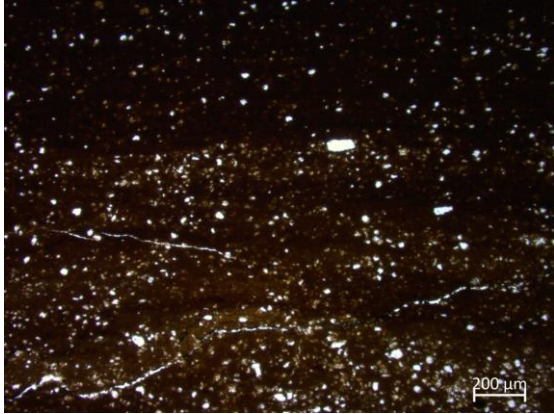
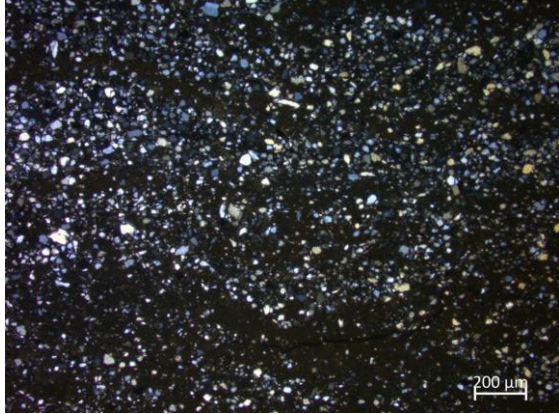
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-11			
Coordenadas E	646029,49	Coordenadas N	7792104,68
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais e hidróxido de ferro		
Relação com arcabouço	Matriz dominante, com arcabouço de 30%		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a média, localmente grânulos		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito e agregados de argila com óxidos de ferro. Bordas bem definidas e contato pontual		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é argilo-arenoso, pouco siltoso, apresentando bimodalidade textural, com quartzo de granulometria areia fina e média, além de grânulos de quartzito e nódulos de argila englobando grãos de quartzo. Os grãos variam de arredondados a subangulosos e distribuem-se em duas populações granulométricas distintas. A matriz, constituída por óxidos e hidróxidos de ferro, apresenta feições de percolação de fluidos, recobrando parcialmente os grãos.</p> <p>Observa-se um leve bandamento cromático em tons de castanho claro a escuro, possivelmente associado a fluxos internos, sugeridos pelo envolvimento de alguns grãos pela matriz.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Arenito impuro maciço			

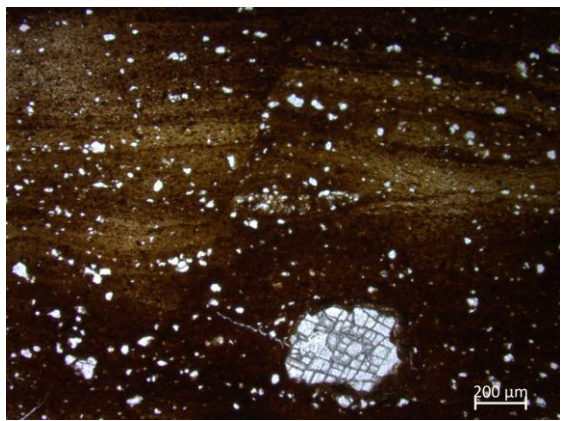
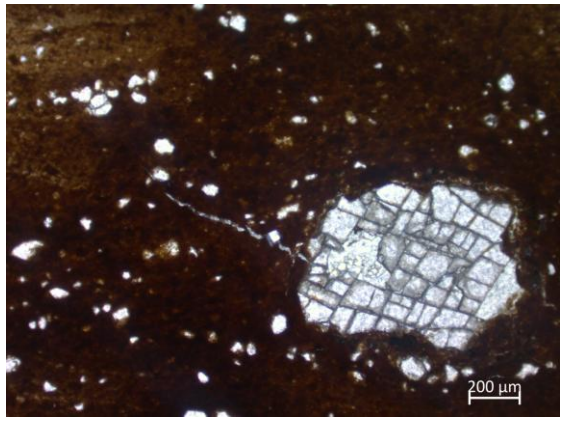
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-12A			
Coordenadas E	646000,036	Coordenadas N	7792111,66
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais, óxido e hidróxido de ferro		
Relação com arcabouço	Matriz dominante com 25% de clastos		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina, localmente há grãos grossos e grânulos		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, poucos nódulos de argila (pedorelictos). Observa-se bordas bem definidas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é argilo-silto-arenoso, de coloração ocre a marrom-clara, apresentando bandamento discreto. Predominam bandas de argilominerais, entremeadas por fraturas com percolação de hidróxidos, principalmente hematita e goethita. A matriz, extinta sob nicóis cruzados, é constituída por minerais opacos.</p> <p>Observa-se ainda um leve bandamento composicional e granulométrico, ressaltando a variação textural interna do sedimento.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo siltito maciço			

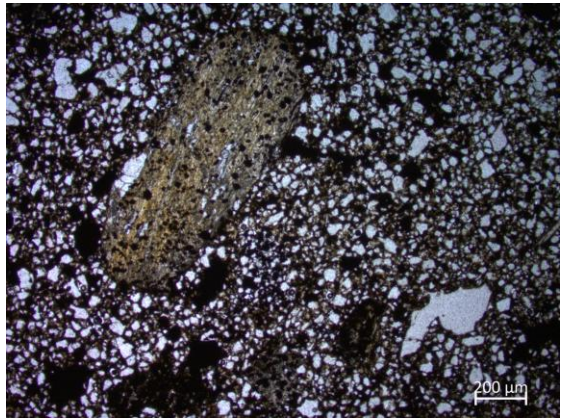
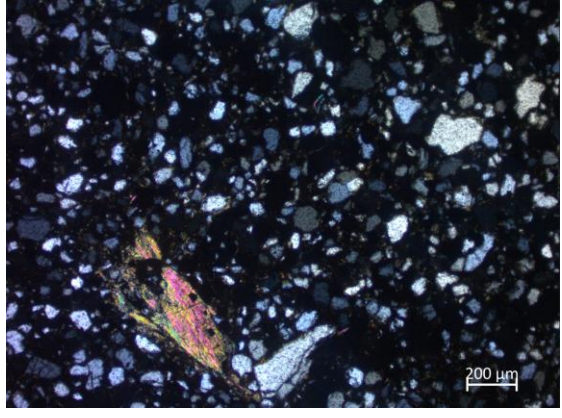
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-12B			
Coordenadas E	646000,036	Coordenadas N	7792111,66
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais, óxido e hidróxido de ferro		
Relação com arcabouço	Arcabouço dominante com 20% de matriz		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina e média, pontualmente grãos grossos		
Arredondamento	Subanguloso a arredondado		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito, hematita e nódulos de argila. Observa-se bordas bem definidas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento apresenta matriz argilosa laterizada, enriquecida por óxidos e hidróxidos de ferro. Os grãos de quartzo variam de areia fina a média, ocorrendo localmente grãos grossos, com formas predominantemente subangulosas a arredondadas, e pontualmente arredondadas.</p> <p>Observa-se preenchimento de fraturas por hidróxidos, além de porções concentradas em ferro. Estão presentes nódulos de argila. No canto da lâmina identifica-se uma quebra manual, resultado do processo de laminação, distinta do padrão observado no restante do sedimento.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Arenito maciço			

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-12C			
Coordenadas E	646000,036	Coordenadas N	7792111,66
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais, óxido e hidróxido de ferro		
Relação com arcabouço	Arcabouço dominante com 35% de matriz		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina e média, pontualmente grãos grossos		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito, hematita e nódulos de argila. Observa-se bordas bem definidas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento apresenta matriz argilosa laterizada, enriquecida por óxidos e hidróxidos de ferro. Os grãos de quartzo variam de areia fina a média, ocorrendo localmente grãos grossos, com formas predominantemente subangulosas a arredondadas, e pontualmente arredondadas.</p> <p>Observa-se preenchimento de fraturas por hidróxidos, além de porções concentradas em ferro. Estão presentes nódulos de argila. No canto da lâmina identifica-se uma quebra manual, resultado do processo de laminação, distinta do padrão observado no restante do sedimento.</p> <p>Alguns grãos apresentam-se com fraturamento conjugado, desenvolvendo fraturas subortogonais</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo silito maciço			

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-13			
Coordenadas E	646255,00	Coordenadas N	7792121,63
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila		
Composição:	Hidróxidos e óxidos, mais óxidos opacos		
Relação com arcabouço	Matriz dominante, com 40% de arcabouço		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina a média, localmente grânulos		
Arredondamento	Anguloso a subarredondados		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito, hematita e nódulos de argila. Observa-se feições de corrosão		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento apresenta matriz goethítica, com ocorrência local de hematita, na qual se dispersam grãos de quartzo anguloso, quartzito, itabirito alterado e hematita, distribuídos de forma caótica. Os grãos variam de areia fina a média, com ocorrência pontual de grânulos de quartzo e fragmentos de quartzito. Nos clastos de quartzito observa-se preenchimento intergranular por óxidos, indicando percolação de fluidos e processo de laterização associado. Não há indícios de fraturamento ou quebra dos grãos por deformação. A matriz apresenta-se extinta, laterizada</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
			
Lâmina polida e Zoom de 20X		Lâmina polida e Zoom de 20X	
Cascalho matriz suportado laterizado (Ferricrete)			

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-13B			
Coordenadas E	646255,00	Coordenadas N	7792121,63
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais, hidróxidos e óxidos, mais óxidos opacos		
Relação com arcabouço	Sedimento bandado, bandas de argilominerais e bandas arenosas (arcabouço 40%)		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina e média, pontualmente grãos grossos		
Arredondamento	Subanguloso a arredondado		
Tipo de grão	Quartzo, quartzito, hematita e hidróxidos de ferro. Observa-se feições de corrosão, bordas dissolvidas		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento apresenta matriz goethítica, com ocorrência local de hematita, bandamento bem marcado por faixas oxidadas, alternando bandas dominadas por argilominerais com porções mais arenosas. Os grãos de quartzo são subarredondados a arredondados, de tamanho areia fina a média. As bancadas argilosas predominam, configurando uma sucessão do tipo clay–sand–clay. Os interstícios encontram-se preenchidos por hematita, evidenciando intenso processo de ferruginização.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzado e Zoom de 2,5X	
Quartzo siltito bandado laterizado			

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-15A			
Coordenadas E	646247,69	Coordenadas N	7792109,26
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais e micas		
Relação com arcabouço	Bandas argilosas dominantes (arcabouço <5%)		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia fina e média		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, óxidos e hidróxidos de ferro		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>O sedimento é argilo-siltoso com bandamento bem marcado e grãos de quartzos flutuantes. Observa-se um grão de quartzo fraturado segundo pares conjugados, associado a falhas, possivelmente normais, que se dispõem em ângulo em relação às fraturas do grão.</p> <p>Há veios e interstícios preenchidos por quartzo fino, além da presença de tension gashes (fraturas de tração) distribuídas na matriz. Essas feições indicam deformação frágil superposta ao arcabouço sedimentar.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis paralelos e Zoom de 5X	
Quartzo argilito laminado			

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA			
Mestrado: Wellison Martins Fonseca – Formação Gongo Soco – UFMG			
Nome da Lâmina: AM-16A			
Coordenadas E	646258,7562	Coordenadas N	7792103,843
Descrição Matriz			
Granulometria:	Argila e silte		
Composição:	Argilominerais, óxidos, micas		
Relação com arcabouço	Matriz dominante, 40% arcabouço		
Descrição Arcabouço			
Granulometria	Areia média a grânulo		
Arredondamento	Subanguloso a subarredondado		
Tipo de grão	Quartzo, hematita, filito (mica), quartzito e itabirito		
Descrição Microscópica da Lâmina			
<p>Cascalho matriz suportado, diamictito, de coloração arroxeadada e matriz argilo-siltosa, na qual se inserem grãos de quartzo, quartzito, filito e óxidos, com variação granulométrica desde areia fina até grânulos. A matriz é heterogênea, exibindo regiões oxidadas e feições de ferruginização. Micas ocorrem dispersas, com dimensões variando de grânulos até cristais de aproximadamente 2 cm, localmente orientadas.</p> <p>A estrutura geral é maciça, sem evidência clara de bandamento interno, e a textura caótica reforça o caráter de diamictito, sugerindo deposição em ambiente de alta energia e baixa seleção, com preservação de clastos de diferentes litologias e tamanhos.</p>			
Fotomicrografias			
			
Nicóis paralelos e Zoom de 2,5X		Nicóis cruzados e Zoom de 5X	
Cascalho matriz suportado - diamictito			