

# Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais

César Augusto Chicarino Varajão\*  
Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão\*\*  
Fábio Soares de Oliveira\*\*\*  
Helen Nébias Barreto\*\*\*\*  
André Augusto Rodrigues Salgado\*\*\*\*\*

\* Engenheiro Geólogo (UFOP). Mestre (USP). Doutor (Université Paul Cézanne Aix Marseille III). Professor aposentado da UFOP.

\*\* Engenheira Geóloga (UFOP). Mestre em Geociências (USP). Doutora em Materiais e Minerais (Université de Poitiers). Professora da UFOP.

\*\*\* Geógrafo (UFV). Mestre em Agronomia (UFV). Doutor em Evolução Crustal e Recursos Naturais (UFOP). Professor da UFMG

\*\*\*\* Geógrafa (UFMG). Mestre em Geografia (UFMG). Doutora em Evolução Crustal e Recursos Naturais (UFOP). Doutora em Ciências do Ambiente Terrestres (Université Paul Cézanne Aix Marseille III, AixMarseille III). Professora da UFMA.

\*\*\*\*\* Geógrafo (UFMG). Mestre em Geografia (UFMG). Doutor em Evolução Crustal e Recursos Naturais (UFOP). Doutor em Geociências (Université Paul Cézanne Aix Marseille III, AixMarseille III). Professor da UFMG.

---

**Resumo** O estudo investigou a evolução da paisagem da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), MG, através da caracterização macromorfológica, mineralógica, micromorfológica e química de solos desenvolvidos nas principais unidades lito-estratigráficas da região. Ocorrem principalmente Neossolos e Cambissolos, decapeados e cobertos discordantemente por um paleopavimento. Considerando as variações climáticas, as superfícies de erosão e as recentes datações dos solos, entendemos que após um longo período sob condições desérticas no Cretáceo (Superfície Pós-Gondwana) até o Paleoceno (Superfície Sul-Americana), ocorreu uma abrupta variação climática no Eoceno, em que condições quentes e úmidas formaram os mantos de alteração e o desmantelamento dos veios de quartzo presentes nas unidades subjacentes (Supergrupo Espinhaço). Estas condições também estiveram presentes durante o Mioceno, desaparecendo no Plioceno, onde a instalação de um novo clima desértico promoveu o desaparecimento da vegetação e a consequente erosão-decapitação dos perfis de solo. Neste contexto se formou o paleopavimento regional supracitado, interpretado como contemporâneo à Superfície Velhas. Sobre ele, durante o Quaternário, formaram-se inúmeras turfeiras, que sugerem condições climáticas regionais amenas.

**Palavras-chave:** Paleopavimento, solos decapitados, variações climáticas, couraças.

---

## 1. Introdução

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), compreendendo o Planalto de Diamantina, a Depressão de Gouveia e a Serra do Cipó, (denominação local da SdEM), situada entre Santana do Riacho e Conceição do Mato Dentro (Figura 1), já foi objeto de inúmeros trabalhos na área de Pedologia. Vários autores investigaram perfis de solo em partes da área (Schaefer *et al.* 2002, Rocha 2004, Lages 2005, Diniz *et al.* 2005, Cruz 2006, Valente 2009), outros, além de investigar as formações superficiais, procuraram associá-las a níveis altimétricos (Saadi e Valadão 1987, Silva 2005, Nunes *et al.* 2015, Simões *et al.* 2020). Apenas Silva (2005) realizou um estudo regional de classificação dos solos sobre as diferentes litologias ocorrentes na SdEM, sem, entretanto, abordar a questão do paleopavimento presente regionalmente.

Até o momento, inexistem estudos na SdEM relacionando os solos e as superfícies de aplainamento regionais. Investigações dessa natureza foram desenvolvidas, por exemplo, por Varajão *et al.* (2009) no Quadrilátero Ferrífero, que utilizaram a idade das bauxitas para a datação relativa das superfícies de aplainamento, e por Anand e Paine (2002) e Carmo (2005), respectivamente, no oeste da Austrália e no sudeste do Brasil, que assinalaram que as superfícies de aplainamento mais antigas apresentam perfis de alteração mais espessos. Recentemente, Vasconcelos e Carmo (2018) efetuaram a geocronologia das superfícies de aplainamento entre Belo Horizonte e Rio de Janeiro, por meio do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em óxidos de Mn de perfis lateríticos.

Segundo Millot (1983), os perfis de solo quando estudados do ponto de vista da evolução pedogenética, podem ser utilizados como subsídio às interpretações acerca das

mudanças climáticas e suas implicações na evolução geomorfológica, em particular as superfícies de erosão.

Durante mais de cinquenta anos, desde Davis (1899), acreditou-se que as superfícies de erosão ou peneplanos se formavam por meio da suavização das vertentes (“downwearing”), sob condições de clima úmido. Entretanto, King (1953), fundamentado principalmente nos trabalhos de Bryan (1922) e Penck (1924), introduziu um novo paradigma que obteve ampla e imediata aceitação: as superfícies de erosão ou pediplanos são formadas através do recuo paralelo das vertentes (“backwearing”) sob condições de clima quente e árido. King (1956) assim sintetizou o “Aspecto do Relevo Brasileiro” (p. 149): “...em poucas palavras, o elemento fundamental do cenário brasileiro foi uma vasta planície, produzida pela denudação, entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio, quando foi soerguida, sendo mais tarde reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica...denominada peneplanação Sul

Americana...resíduos mais antigos ocupam apenas uma pequena porção da paisagem brasileira...”. No Brasil Oriental, segundo este autor, as superfícies de erosão cimeiras corresponderiam aos ciclos Gondwana (Jurássico) e Pós-Gondwana (Cretáceo), as terras intermediárias ao ciclo Sulamericano (Terciário Inferior), e as terras baixas ao ciclo Velhas (Terciário Superior), cujas incisões corresponderiam ao ciclo Paraguaçu (Quaternário). Cabe salientar que (p.157): “cada um dos ciclos é gerado por um soerguimento do bloco continental”. Este modelo tinha o suporte dos conhecimentos geológicos disponíveis, i. e., extensas áreas continentais como os arenitos jurássicos do grande deserto Botucatu (Gondwana), os arenitos cretácicos das formações Bauru e Urucuaia (Pós-Gondwana) e os sedimentos pliocênicos Barreiras (Velhas), distribuídos desde o centro-norte de Minas, Bahia e demais estados do Nordeste (Schobbenhaus e Campos 1984).

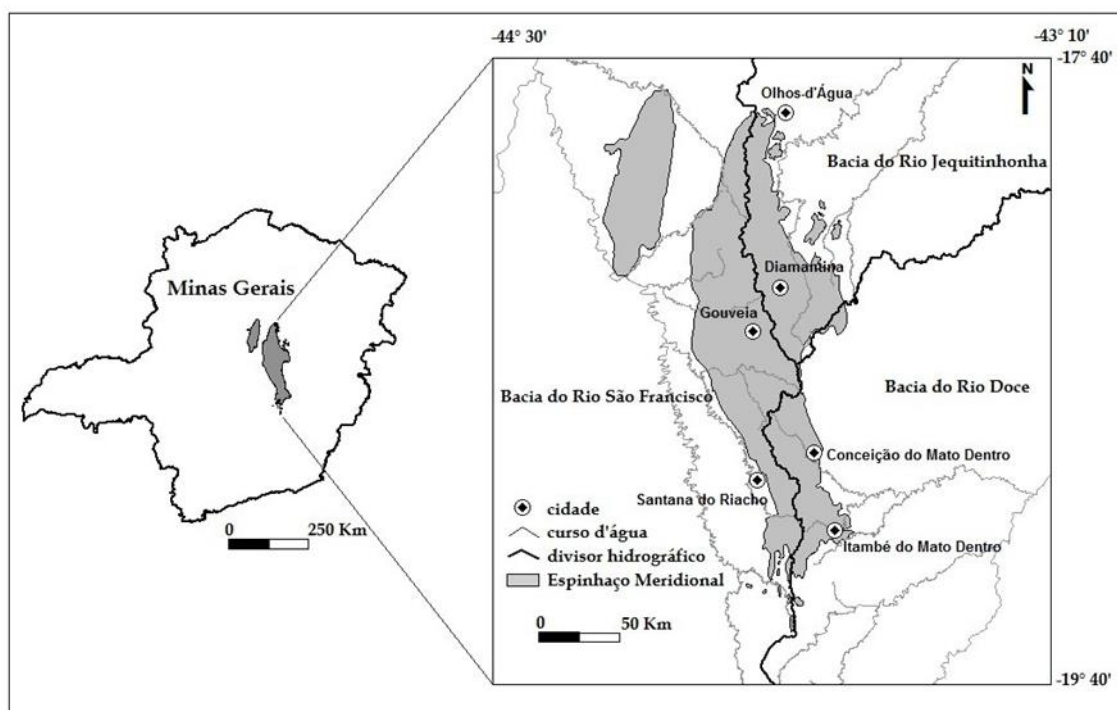


Figura 1: Mapa de Localização da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)

Fonte: Elaboração própria.

Os períodos áridos evocados no modelo proposto por King (1953, 1956) foram confirmados através do estudo dos paleoclimas realizado por Parrish *et al.* (1982), fundamentado em registros de evaporitos e carvões, e sobretudo, levando em consideração a paleogeografia dos continentes (Figura 2), resultante da deriva continental (tectônica de placas).

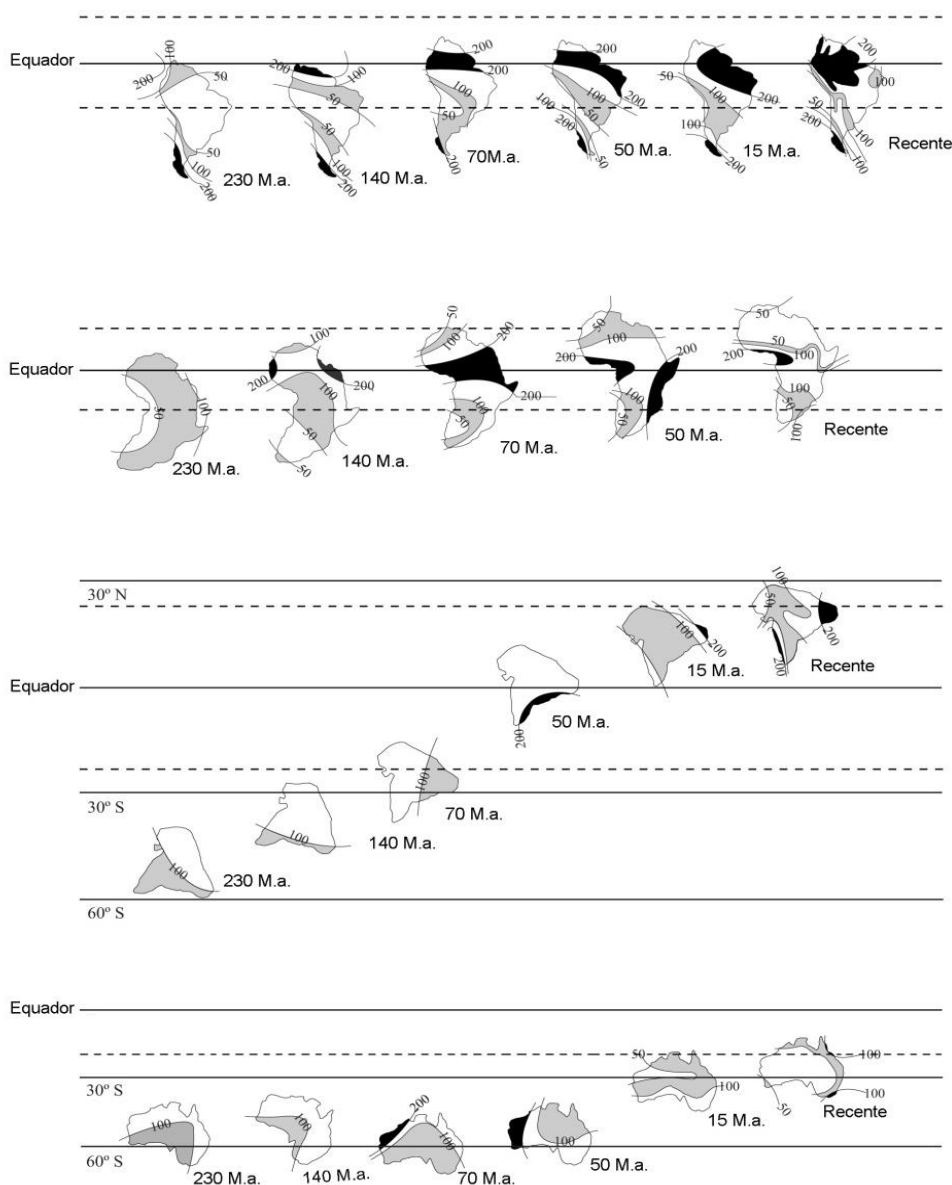
A paleoclimatologia global do Cenozóico foi detalhada por Zachos *et al.* (2001), através do registro de isótopos de oxigênio ( $\delta^{18}O$ ) e carbono ( $\delta^{13}C$ ) em sedimentos marinhos profundos. Estes autores, além de precisar os períodos de aquecimento e resfriamento da Terra, ditados pelas mudanças orbitais (ciclos de Milankovitch), revelaram a existência de três aberrações climáticas ocorridas a 55, 34 e 23 Ma. A aberração climática LPTM (*Late Paleocene Thermal Maximum*) que ocorreu em 55 Ma, perto do limite

do Paleoceno / Eoceno, é marcada por uma mudança climática notável, com pico máximo no Eoceno Inferior (EECO “*Early Eocene Climatic Optimum*”, 52 a 50 Ma), e caracterizada por abundante umidade, precipitação e, consequentemente, acentuado intemperismo continental. As outras aberrações referem-se a dois períodos glaciais: o primeiro no limite Eoceno/Oligoceno (32 Ma.), que durou aproximadamente 400 Ka., e o segundo no limite Oligoceno/Mioceno (23 Ma.), que durou 200 Ka. Deve-se destacar ainda o período quente e úmido do Mioceno Médio (MMCO “*Middle Miocene Climatic Optimum*”; 17 a 15 Ma.); bem como, o período quente e seco do Plioceno (5,3 a 3,2 Ma.).

As transformações climáticas ao longo dos últimos 65 Ma. por si só, seriam suficientes para permitir grandes

transformações na superfície da Terra. Entretanto, em extensas áreas seus efeitos foram potencializados pela deriva continental. Conseqüentemente, num intervalo de

tempo relativamente pequeno, algumas regiões foram submetidas a contrastes climáticos ainda maiores.



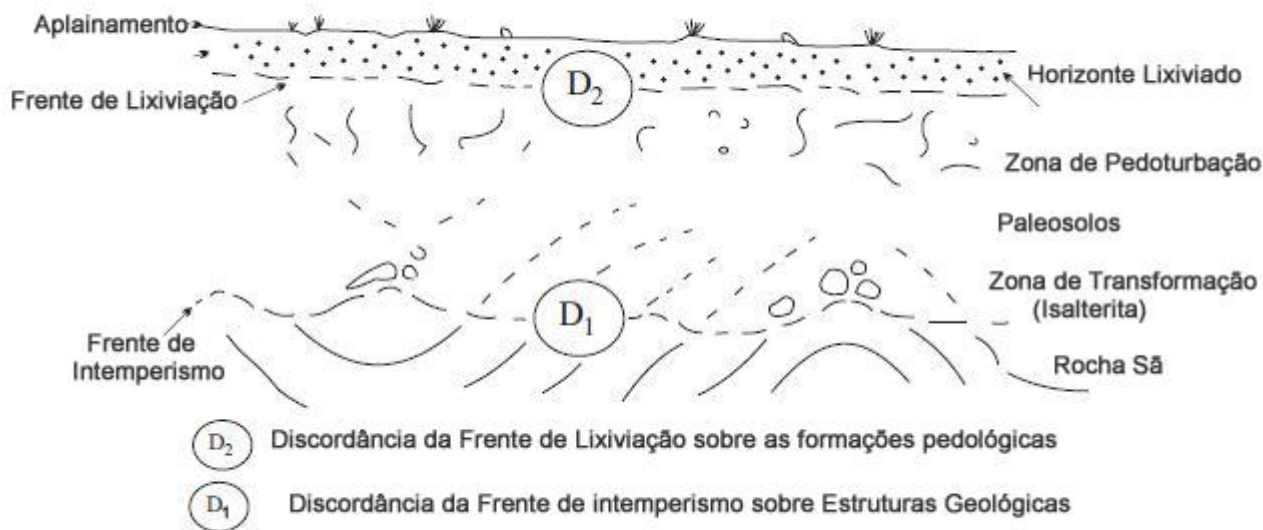
**Figura 2:** Distribuição de chuva prevista através do tempo geológico. Os números indicam somente valores relativos, não há unidades implicadas. A precipitação é dividida em quatro categorias: < 50= baixa, 50-100= moderadamente baixa, 100-200 moderadamente alta, e > 200 alta  
**Fonte:** modificado de Tardy *et al.* (1991), segundo os dados de Parrisch *et al.* (1982).

Millot (1983) formalizou sua proposta de “aplainamento climático” continental em áreas intertropicais, como consequência de alternâncias climáticas ao longo do tempo geológico. Segundo este autor, os perfis de solos resultantes dos mecanismos de intemperismo químico (clima úmido), quando submetidos a variações climáticas, dão origem a um material superficial solto (inconsolidado), com duas discordâncias D1 e D2 (Figura 3). A discordância D1, ou frente de intemperismo, corresponde ao contato entre sistema pedológico (C, B e A) e o substrato rochoso (D). A discordância D2, ou frente de lixiviação, ocorre na parte superior do sistema pedológico, formando um horizonte móvel superior ou horizonte lixiviado. Assim sendo, as transformações pedológicas (Bocquier 1973, Boulet *et al.*

1977, Chauvel *et al.* 1977, Nahon *et al.* 1977, Leprun 1979, Boulangé 1984) atuam como uma fase intermediária preparatória para erosão laminar superficial (“rain wash”). Segundo Millot (1983), com a instalação de um clima de estações contrastadas, a matriz do solo (plasma argiloso) é lixiviada (D2), deixando um horizonte superficial móvel constituído por nódulos ferruginosos e esqueletos (grãos residuais de minerais), que por sua vez, torna-se facilmente removível pela erosão laminar superficial (“rain wash”). Assim, em áreas sob climas tropicais de estações contrastadas, onde ocorre alternância sazonal das condições de umidade e aridez, três mecanismos atuam sucessivamente: intemperismo químico, transformações pedológicas e erosão do horizonte superficial. Entretanto, com a instalação de um

clima desértico, a discordância  $D_1$  é paralisada, ocorrendo apenas o avanço de  $D_2$ . Se esta situação permanecer durante um longo intervalo de tempo  $D_2$  irá se juntar a  $D_1$  com o desmantelamento total do perfil de solo. Segundo este autor, assim se formam as extensas superfícies de aplainamento continentais. Os maiores exemplos são o Deserto do Saara e o Grande Deserto de Areia, localizado no NW da Austrália.

Considerando o solo como uma importante ferramenta na compreensão da evolução da paisagem, este trabalho apresenta um estudo comparativo macro e micromorfológico de perfis de solo na SdEM, e uma nova interpretação da evolução da paisagem, com base nos registros de mudanças climáticas impressas nos perfis de solo, face evidências regionais de superfícies de erosão.



**Figura 3:** As discordâncias geométricas do perfil de alteração que explicam o modelo de aplainamento continental.

**Fonte:** modificado de Millot (1983).

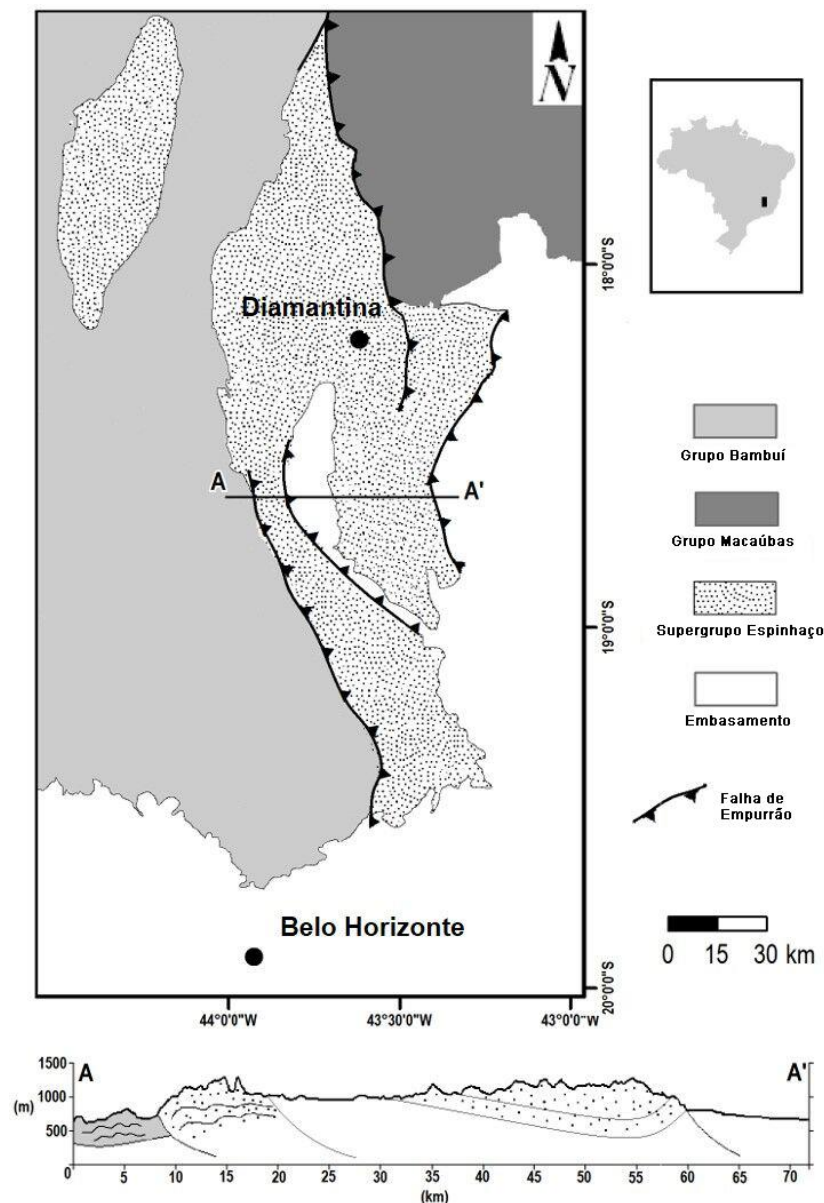
## 2. Caracterização regional

A Serra do Espinhaço, denominada por Eschwege (1833) como a “espinha dorsal” do Brasil, possui uma extensão norte-sul de aproximadamente 1000 km entre os estados da Bahia e Minas Gerais. Sua orientação sul-norte foi primeiramente descrita por Couto (1799) como “*uma imensa serra...varando todo o Brasil*”. Já a Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) situa-se na porção centro-leste brasileira no estado de Minas Gerais, com extensão de cerca de 300 km N-S desde Belo Horizonte até o norte de Diamantina. Estende-se da latitude sul 17° 40’ a 19° 40’ e longitude oeste de 44° a 43° 15’ (Almeida Abreu 1995), e representa importante divisor hidrográfico das bacias dos rios Doce, Jequitinhonha e São Francisco (Figura 1).

O clima da SdEM, de acordo com a classificação de Köppen, é caracteristicamente mesotérmico brando, tipo Cwb (ou intertropical). As temperaturas nos meses de verão variam de 22 a 28°C e o inverno apresenta-se pouco rigoroso, com temperaturas entre 10 e 15°C. A precipitação anual, de sul para norte, varia de cerca de 1400 mm a 850 mm (ANA 2001), com verão chuvoso e inverno seco, e índices superiores a 1000 mm (Grossi-Sad *et al.* 1997). A vegetação é composta de florestas semidecíduais (Cerrado), Mata Atlântica e de campos rupestres e de altitude (Schaefer 2008, Valente 2009). A SdEM representa uma faixa de transição entre os biomas do cerrado, a oeste, com vegetação

arbóreo-arbustiva; e, a leste, por formações florestais semidecíduais ou ombrófilas, sendo parte do bioma Mata Atlântica (Schaefer 2008). Os campos rupestres representam um bioma com características transicionais entre o cerrado e a mata atlântica e cobrem cerca de 80% da área de estudo (Oliveira e Marques 2002). Durante os períodos glaciais, a vegetação herbácea dominou a paisagem, sendo e as florestas, tropical atlântica, bem como a floresta e semidecídua, foram marcadamente reduzidas (Behling *et al.* 2002). Esta mudança de vegetação foi determinada principalmente por mudanças na umidade disponível controlada pela Monção Sulamericana (SAM). Este sistema de monção mudou gradualmente durante o Holoceno, causando períodos secos ao longo de anos consecutivos (Rodrigues *et al.* 2016).

A fisiografia da SdEM se caracteriza pelo conjunto de terras altas de direção geral norte-sul e concavidade para oeste (Saadi 1995). Almeida-Abreu (1995) destacou o aspecto densamente fraturado dos quartzitos nos planaltos, resultante do seu comportamento reológico diferenciado com relação às rochas circundantes. Assim, o relevo escarpado da SdEM (altitudes entre 1200 a 1600 m), é sustentado pelos quartzitos e metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço (Figura 4). As porções rebaixadas estão reservadas aos terrenos constituídos pelas rochas graníticas (Complexo Gouveia, embasamento), com cotas médias de 950 a 1000 m. A altitude máxima (2.002m) corresponde ao Pico do Itambé, posicionado a sudeste da cidade de Diamantina.



**Figura 4:** Mapa geológico da SdEM  
 Fonte: modificado de Alkmim *et al.* (2006).

As unidades paleo/mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço correspondem ao principal constituinte volumétrico da SdEM (Almeida-Abreu e Renger 2002). O arcabouço geológico desta unidade é predominantemente formado por quartzitos, quartzo-xistos e metapelitos associados (Almeida-Abreu e Pflug 1994, Dussin e Dussin 1995, Almeida-Abreu e Renger 2002, Chemale *et al.* 2012, Alkmim *et al.* 2017). Além das rochas quartzíticas ocorrem também na SdEM, subsidiariamente, rochas gnáissicas e granitóides arqueanos do Complexo Gouveia (Fogaça *et al.* 1984, Knauer 2007), diques básicos e coberturas neogênicas-quadernárias. O Supergrupo Espinhaço está estruturado por um importante sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento com direção geral N-S e nas suas terminações sul, para a direção E-W, e por amplas dobras de eixo que tendem para N-S, abertas, com vergência para W e foliação plano-axial com mergulho geral para E (Fogaça e Schöll 1984, Alkmim *et al.* 2017).

Do ponto de vista geomorfológico, Brajnikov (1947) definiu a SdEM como um homoclinal, com as camadas

mergulhando para leste. King (1956) reconheceu três superfícies de aplainamento escalonadas na paisagem do Planalto Diamantina: Superfície Gondwana (Cretáceo Inferior-Médio), Pós-Gondwana (Cretáceo Superior) e Sul-Americana (Terciário Inferior). A superfície Sul-Americana do SdEM foi caracterizada como um pediplano e seus relevos residuais como *inselbergs*. Os geomorfólogos que o sucederam (Abreu 1982, Saadi e Valadão 1987), fundamentados na teoria da pediplanação (King 1953), procuraram identificar superfícies de erosão na Serra do Espinhaço meridional (SdEM), por meio de níveis altimétricos. Na região de Gouveia, Saadi e Valadão (1987) distinguiram quatro níveis altimétricos por meio da análise de fotografias aéreas e investigação estratigráfica. Augustin *et al.* (2011), utilizando os modernos recursos digitais, elaboraram mapas geomorfológicos (hypsométrico, declividade orientação do relevo) e, identificaram domínios morfoestruturais e morfoesculturais, para a SdEM e adjacências.

Silva (2005) descreveu regionalmente os solos derivados dos principais litotipos da SdEM, bem como sua associação

com níveis altimétricos. Segundo este autor, os NEOSSOLOS LITÓLICOS Psamíticos típicos são dominantes (70%), e são desenvolvidos sobre rochas quartzíticas. Apresentam horizonte A fraco ou moderado, cascalhento ou não cascalhento. Definiu também NEOSSOLO DISTRÓFICO típico, associado a quartzomuscovita-xistos e filitos. Em menor proporção, ocorrem NEOSSOLO QUARTZARÊNICOS Hidromórficos típico associados a superfícies de aplainamento em diferentes níveis altimétricos e ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico típico, situados nas cabeceiras de drenagem. Os solos associados aos demais litotipos da SdEM são: NITOSSOLO VERMELHO Distrófico latossólico dos gnaisses e rochas básicas do Complexo Gouveia; LATOSSOLO VERMELHO Distroférico típico dos diques de rochas máficas. Os demais trabalhos de solos no Planalto Diamantina são pontuais, com estudos relacionados à evolução da pedopaisagem da Depressão de Gouveia (Diniz *et al.* 2005, Lages 2005, Cruz 2006, Rocha *et al.* 2006), por exemplo. Estes estudos reconheceram a presença de Cambissolo típico e Latossolo vermelho-amarelo. Lages (2005) constatou a presença de *stone lines*, interpretadas como decorrentes da alteração *in situ*. Entretanto, segundo Saadi e Valadão (1987), no fim do Pleistoceno, a área de Gouveia passou por duas fases de coluvionamento, precedidas por uma fase de erosão superficial, caracterizadas pela formação de pavimentos de linhas de seixos.

Couto (1799) havia assinalado no Planalto Diamantina a existência de uma cobertura quartzosa. Segundo Chaves (1997), tais pavimentos de grãos de quartzo (designados pelos garimpeiros como “gorgulho”) corresponderiam a veios de quartzo desmantelados no último período glacial (12.000 anos), com ausência de vegetação, sendo que, durante o Holoceno, sob condições de clima úmido, teria ocorrido erosão e a deposição destes fragmentos em rampas, através de enxurradas. Segundo Benitez (2004), a maioria dos fragmentos de quartzo corresponde a granulometria seixo, são angulosos, indicando um curto transporte (Chaves 1997, Karfunkel *et al.* 1998, Benitez 2004, Chaves e Benitez 2004). Utilizando-se o método termoluminescência, foram reportadas idades de 22.000 anos (Karfunkel *et al.* 1998) e 30.000 anos (Chaves e Benitez 2004) para os paleovimentos de quartzo, enquanto que, para os solos arenosos que recobrem o pavimento de seixos, Benitez *et al.* (2005) reportam idades de 3.000 anos.

Saadi (1995) assinalou a presença de couraça ferruginosa sobre filitos hematíticos (Knauer 1990, Knauer e Shrank 1993, Dussin 1994). Chaves e Benitez (2004) observaram que essa canga se encontra entre 1350-1250 m e, consideraram-na como pertencente à superfície Pós-Gondwana (King 1956). Schaefer *et al.* (2002) identificaram no Planalto de Diamantina Latossolos poligênicos, oriundos de rochas máficas, formados inicialmente sob condições de clima quente e úmido, mas que, posteriormente, sofreram transformações pedogenéticas sob clima mais ameno. Estes solos, localmente, assentam-se discordantemente no saprolito de quartzitos e seriam contemporâneos com a linha de seixos depositada no Plio-Pleistoceno.

Na porção sul da SdEM, especificamente no Parque Nacional da Serra do Cipó, Schaefer (2008) descreveu nos topos dos platôs quartzíticos, Cambissolos húmicos rasos com linhas de pedra entre 30-45 cm da superfície, indicando

períodos pretéritos de maior erosão relacionados a um pavimento desértico pedregoso que existia na superfície. Já na parte mais elevada da vertente leste da Serra do Cipó, Valente (2009) identificou NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico. Os Organossolos (turfeiras) da SdEM foram descritos por Silva *et al.* (2009) e, sua cronologia, foi detalhada com base em datações pelo método radiocarbono (<sup>14</sup>C; Da Silva e Silva 2016) e análise palinológica (Horak *et al.* 2011, Da Luz *et al.* 2017); revelando que a formação das turfeiras estudadas iniciou-se há aproximadamente 42.000 anos, com registro também de idades de 38.000, 35.000, 23.450, 18.800, 5.800, 3.000 anos (A.P.). Adicionalmente, Horák-Terra *et al.* (2014) utilizando o método luminescência opticamente estimulada (OSL), encontraram idades de até 210.000 anos nos solos existentes sob as turfeiras.

### 3. Material e métodos

Os locais de amostragem dos perfis de solo (Figura 5) foram escolhidos no topo da SdEM sempre em posição de alta vertente e tiveram como referência a maior distribuição em área das formações Sopa Brumadinho e Galho do Miguel (Supergrupo Espinhaço) e do Complexo Gouveia, no topo da SdEM. Foram descritos dezoito (18) perfis de solo em estradas e em trincheiras, seguindo os procedimentos de Santos *et al.* (2013), sendo onze (11) amostrados e analisados. Vinte e nove (29) amostras deformadas, vinte e sete (27) indeformadas e sete (7) amostras de rochas, representativas de cada horizonte, foram coletadas, visando análises textural, mineralógica, micromorfológica e química.

As 29 amostras deformadas foram secas em estufa a 40 °C, em seguida destorroadas e quarteadas, sendo uma alíquota destinada para análise granulométrica e outra parte foi pulverizada em almofariz de ágata para análise mineralógica e química. As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Análise de Solo Viçosa, pelos procedimentos recomendados pela EMBRAPA (2011). Após agitação lenta (16 horas), utilizando NaOH como dispersante, o silte (0,02 a 0,002mm) e a argila (< 0,002mm) foram determinados pelo método da pipeta, ao passo que a areia grossa (0 a 0,2mm) e fina (0,2 a 0,02mm) foram separadas por peneiramento. As proporções de cada fração foram plotadas no diagrama triangular para obtenção da classe textural.

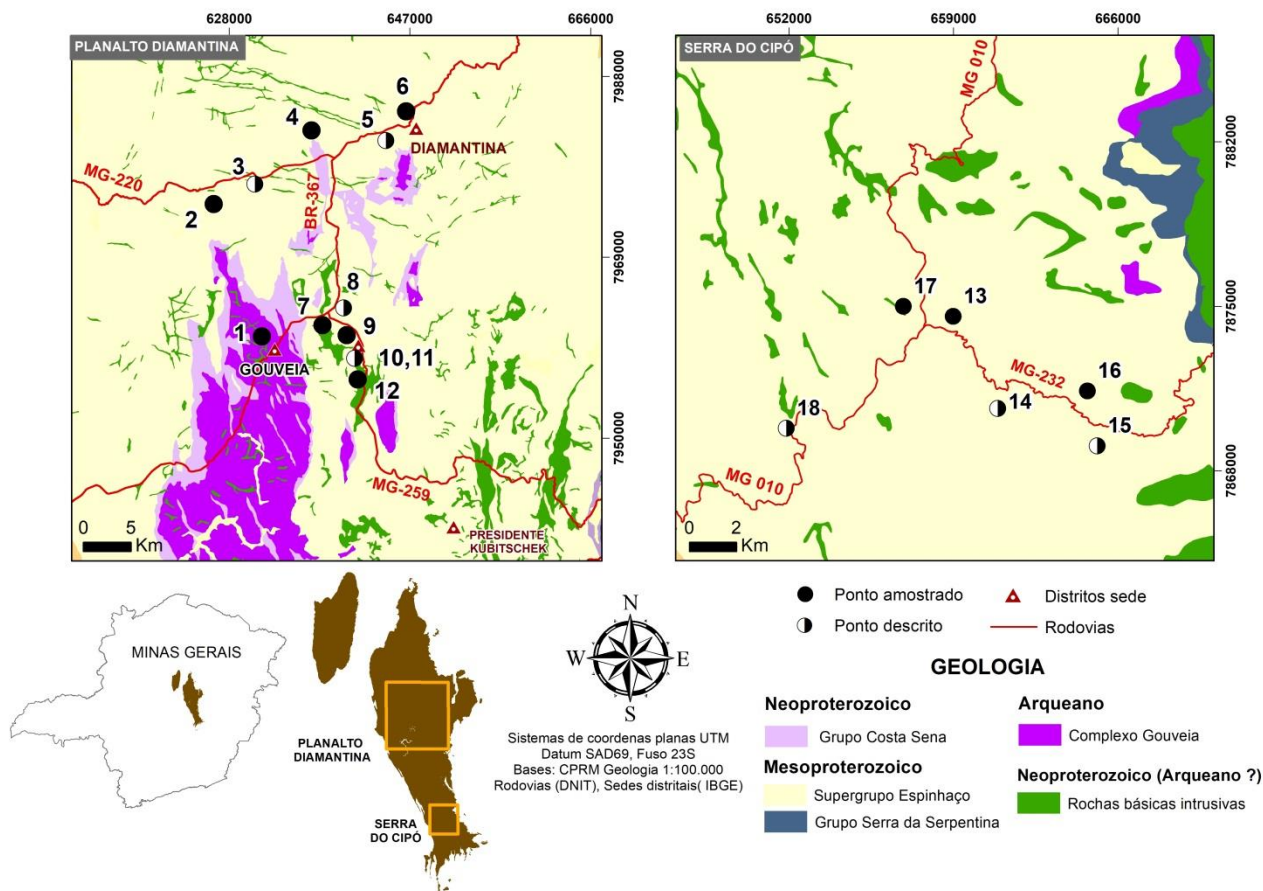
As análises mineralógicas foram realizadas com o equipamento RIGAKU GEIGERFLEX D/MAX com radiação monocromática de CuK $\alpha$  e velocidade de goniômetro de 1.2° por minuto<sup>-1</sup> para a fração pó total e de 0.6° por minuto<sup>-1</sup> para a fração argila. Os difratogramas da fração total abrangem o intervalo de 2° a 70° (2 $\theta$ ) e das amostras de argila orientadas da fração argila de 2° a 35° (2 $\theta$ ).

A análise química total dos elementos Na, K, Mn, Mg, Ca, Fe, Al, Ti, P e Si, Si, Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, K e P, reportados em óxidos (% em peso), foi realizada por Fluorescência de Raios-X (FRX) utilizando o aparelho Magix PANalytical Philips com amostrador automático PW2540 e tubo de ródio de 2,4kW. Os dados foram processados por meio do software SuperQ, versão 3.



Para as análises micromorfológicas foram utilizadas as amostras indeformadas. Após impregnação a vácuo com resina de poliéster Polilyte (Reforplás T208) pré-acelerada, foram confeccionadas as lâminas delgadas. O estudo micromorfológico foi realizado em microscópios da marca

Zeiss, modelo Axio Scope. A1, acoplado com câmera Zeiss modelo AxioCam MRc5. Foram utilizadas as terminologias propostas por Stoops (2003) e Stoops et al. (2010) para a descrição das microestruturas, fundo matricial e pedofeições.



**Figura 5:** Localização dos perfis de solo descritos e amostrados  
Fonte: modificado de Grossi Sad *et al.* (1997).

## 4. Resultados

Dos onze perfis descritos e analisados, são apresentados a seguir cinco perfis representativos das unidades litológicas típicas da SdEM. Um perfil situado na Depressão Gouveia (perfil 1), dois perfis (2 e 6) no Planalto de Diamantina, no Supergrupo Espinhaço, respectivamente sobre as formações Galho do Miguel (perfil 2) e Sopa Brumadinho (perfil 6), e dois, perfis 16 e 13, na Serra do Cipó, também sobre o Supergrupo Espinhaço, Formação Sopa Brumadinho (Figura 5).

### 4.1 Depressão de Gouveia

#### Perfil 1 - Gnaisse do Complexo Gouveia

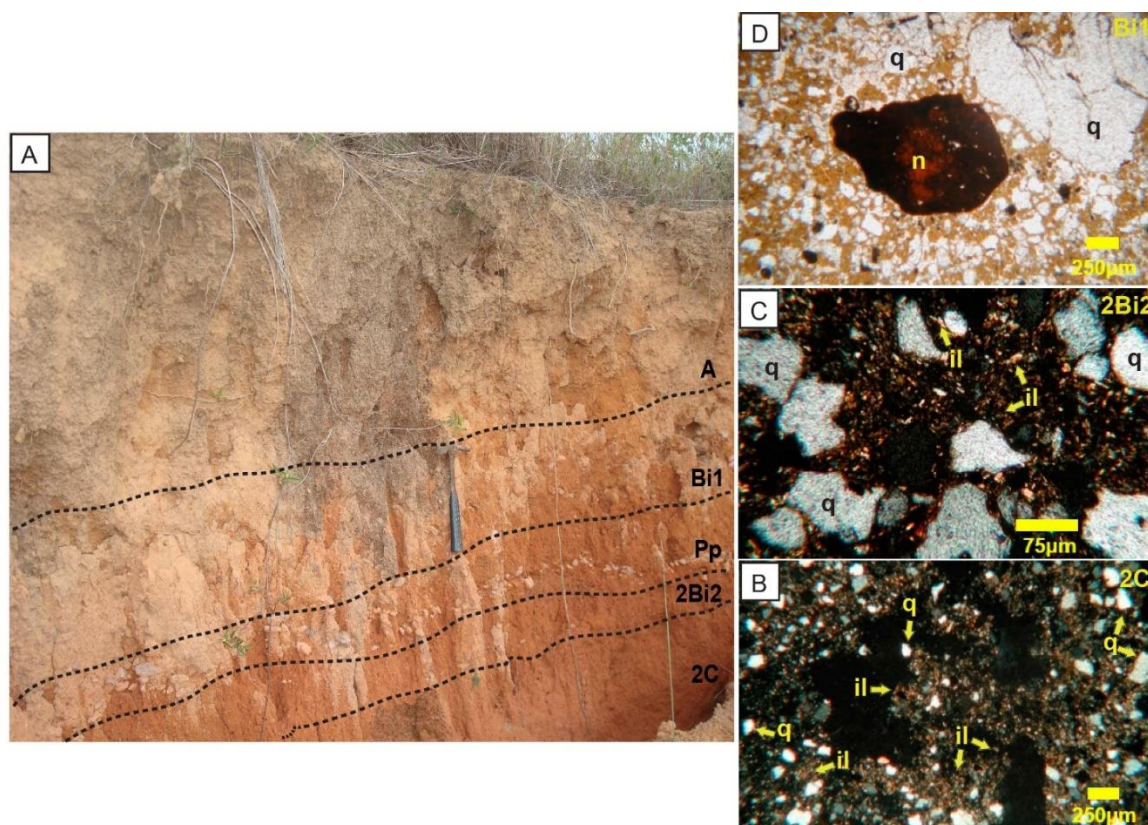
O perfil de solo desenvolvido sobre esta unidade apresenta a sequência de horizontes A-Bi1-Pp-2Bi2-2C (Figura 6A, Tabela 1). O horizonte 2C é espesso (+100 cm) e seguido, em transição gradual, de um horizonte 2Bi2 pouco espesso (~40 cm) cujo topo, em contato abrupto, é marcado por um horizonte de cascalhos (paleopavimento),

de tamanhos variados (0,5 – 8 cm), angulosos a sub-angulosos, constituído de quartzos cinza-esbranquiçados e fumê. Sobre o nível de cascalhos ocorre um horizonte Bi1 de 30cm com fragmentos grossos de quartzo, semelhantes aos do paleopavimento, dispersos em uma matriz franco argilosa. A transição para o horizonte A é marcada pela variação da cor e textura, que se torna franca e pedregosa devido à alta porcentagem de fragmentos de quartzo (>50%). Esta descontinuidade textural, evidenciada pelo horizonte cascalhoso, caracteriza os materiais constituintes dos horizontes superiores Bi1 e A como alóctones. O perfil é classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico (EMBRAPA, 2018), à semelhança do que foi descrito por Saadi (1995). Cruz (2006) também mostra concentração de cascalhos entre os horizontes Bi1-Bi2.

Microscopicamente, a rocha (gnaisse) é constituída de plagioclásios e feldspatos alcalinos, ambos ilitizados e caulinizados nas bordas e nos planos de clivagem, quartzo, biotita, moscovita, e minerais opacos. A transição da rocha para o horizonte C é gradual, onde o processo de ilitização e caulinição atinge totalmente os feldspatos e o ferro é exsudado da biotita e dos minerais opacos, formando

manchas milimétricas isoladas no material fino argiloso, cujos minerais foliares formam uma fábrica do tipo estriada cruzada (Stoops, 2003). Ocorre a formação de agregados pouco desenvolvidos com grãos de quartzo de tamanho entre 0,05mm e 2,0mm, envolvidos pela micromassa, caracterizando uma distribuição relativa porfírica (Figura 6B). A transição para 2Bi2 é gradual, marcada pela distribuição aleatória dos grãos de quartzo, com tamanhos variados (0,05mm e 2,0mm), e acentuadas reentrâncias de dissolução, envolvidos por uma micromassa de composição caulinita, ilita, gibbsita, goethita, hematita

(Figura 8), formando a mesma distribuição porfírica com pedalidade fracamente desenvolvida (Figura 6C). A mesma fábrica birrefringente estriada é observada neste horizonte, evidenciando a sua evolução *in situ* a partir do horizonte 2C subjacente. A variação textural abrupta para os horizontes superiores, delimitada pelo horizonte de Pp, caracteriza uma descontinuidade textural e o caráter alóctone dos mesmos. Tal fato é evidenciado em Bi1 pela presença de grãos de quartzo heterométricos e nódulos pedoreliquiais, disseminados em uma micromassa de coloração marrom avermelhada (Figura 6D).



**Figura 6:** A: Perfil de solo formado pelos horizontes A-Bi1-Pp-2Bi2-2C desenvolvido a partir do gnaiss do Complexo Gouveia (Perfil 1, Figura 5) e classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico. B: Fotomicrografia em LPX do horizonte 2C, mostrando os agregados com quartzo e fábrica estriada cruzada. C: Fotomicrografia em LPX do horizonte 2Bi2, mostrando os grãos de quartzo dispersos e fábrica estriada cruzada delimitada pelas palhetas de ilita. D: Fotomicrografia em LPP do horizonte Bi1, mostrando grãos de quartzo de tamanhos heterogêneos e nódulos pedoreliquiais. LPP = luz polarizada plana; LPX= luz polarizada cruzada; q=quartzo; il = ilita; n=nódulo.

Fonte: Elaboração própria

Geoquimicamente (Tabela 2), considerando os óxidos de Si e Al, respectivamente, decréscimos e concentrações ocorrem da rocha para os horizontes pedológicos, independentemente da sua autoctonia e aloctonia. Isso sugere que os horizontes alóctones são constituídos de materiais provenientes do solo do mesmo material parental. Adicionalmente, um incremento dos óxidos de Fe, Ti e P em Bi1 e A, sugere que os materiais alóctones são provenientes da erosão de horizontes superiores dos perfis de solos ocorrentes nas proximidades, corroborando a sua aloctonia.

#### 4.2 Planalto Diamantina

##### Perfil 2 – Quartzito da Formação Galho do Miguel

O perfil de solo formado sobre essa unidade apresenta a sequência de horizontes A-Pp-2Bi-2C (Figura 7A, Tabela 1), desenvolvido sobre um quartzito constituído predominantemente por quartzo (>90%) com traços de ilita e minerais opacos.

O horizonte 2C (Figura 7A, Tabela 1) é claro, com níveis amarelados, rosados e amarelo-avermelhados e com textura areia franca. Localmente ocorrem estratos metapelíticos centimétricos, predominantemente micáceos. A passagem do horizonte 2C para 2Bi é gradual e marcada por uma cor predominantemente avermelhada, com mosqueados irregulares de cor vermelho e amarelo na porção superior. Em contato abrupto sobre 2Bi, ocorre um horizonte de paleopavimento (Pp), com 60 a 80cm de espessura, constituído por seixos angulosos a sub-angulosos de

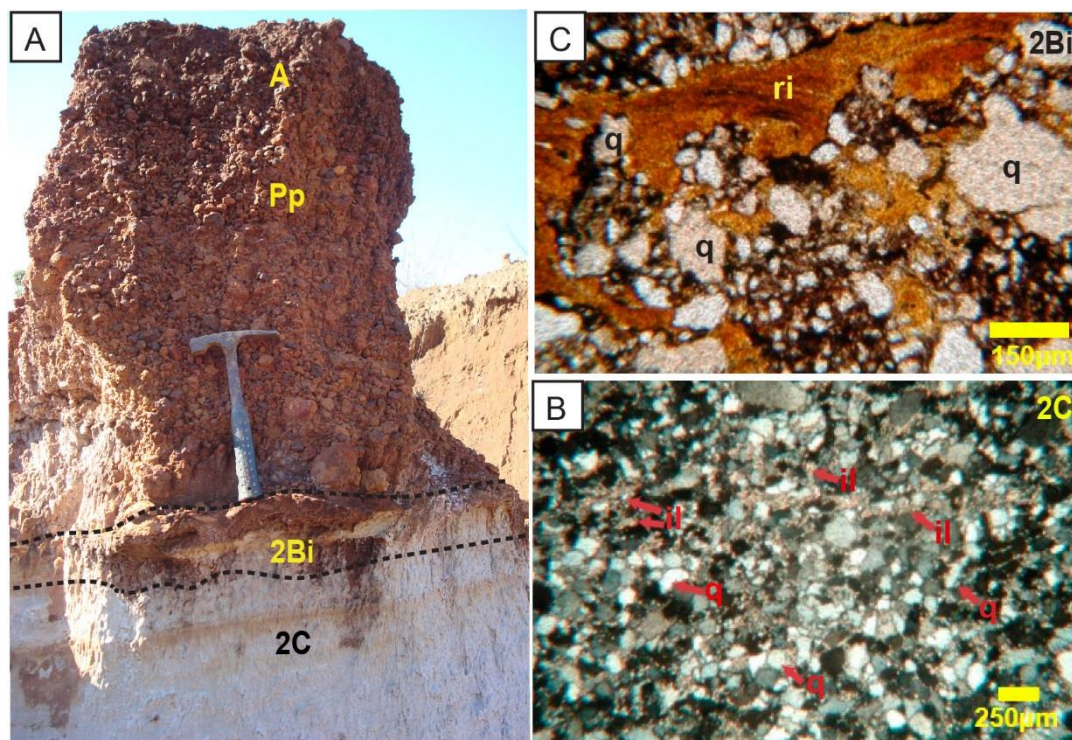


quartzo de tamanhos variados (0,5 a 5,0cm), evidenciando uma descontinuidade textural. Sobre este paleopavimento, ocorre o desenvolvimento de um horizonte A fraco, epipedregoso, com cerca de 20cm de espessura. Trata-se, portanto, de um solo jovem, pouco desenvolvido, cujo horizonte 2Bi não ultrapassa 15 cm, sendo classificado como NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico típico (EMBRAPA 2018).

Microscopicamente, 2C (Figura 7B) apresenta fundo matricial constituído de grãos de quartzo angulosos a sub-angulosos de tamanhos variados, intimamente associados, caracterizando uma distribuição relativa mônica (Stoops, 2003). Os níveis metapelíticos deste horizonte mostram uma foliação marcada pelos minerais micáceos (ilita).

Em 2Bi os grãos de quartzo angulosos a sub-angulosos ocorrem mais dispersos e com reentrâncias de dissolução, envolvidos por uma micromassa com fábrica indiferenciada, composta predominantemente por caulinita e ilita (Figura 8) e, secundariamente gibbsita, goethita e hematita, caracterizando uma distribuição quitônica (Stoops, 2003). Localmente, feições pedológicas de iluviação (Figura 7C), tipo preenchimentos denso incompleto (Stoops, 2003) são caracterizadas por concentrações de tonalidades castanho-avermelhadas, de composição caulinita, goethita e hematita.

As análises químicas do perfil 2 (Tabela 2) evidenciam altos teores de sílica (90%) nos horizontes 2Bi e 2C, corroborando a natureza quartzítica do material de origem.



**Figura 7:** A: Perfil de solo desenvolvido sobre quartzito da Formação Galho do Miguel (Perfil 2, Figura 5) mostrando os horizontes A-Pp-2Bi-2C, caracterizando um NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico Típico. Destaque para os horizontes A fraco e Pp, predominantemente cascalhoso, em contato abrupto com 2Bi. B: Fotomicrografia do horizonte 2C em luz plana mostrando a distribuição porfírica fechada dos grãos de quartzo (q) intercalados com níveis metapelíticos de composição ilita (il). C: Fotomicrografia do horizonte 2Bi em luz plana, mostrando maior dispersão dos grãos de quartzo e a presença de feições de iluviação (ri) constituindo preenchimentos densos incompletos

Fonte: Elaboração própria

#### Perfil 6 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho

O perfil de solo desenvolvido sobre esta Formação é pouco desenvolvido, sendo constituído, pelos horizontes A-Pp-2C1-2C2 (Figura 9A, Tabela 1). Apresenta um horizonte A fraco que sobrepõe o horizonte de paleopavimento cascalhoso (Pp), com seixos angulosos e subangulosos de tamanhos variados (0,5-5 cm), assentado discordantemente sobre o horizonte C1, evidenciando uma descontinuidade textural. Trata-se também de um NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico típico, à semelhança do Perfil 2.

#### 4.3 Serra do Cipó

#### Perfil 13 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho

O perfil de solo desenvolvido sobre esta unidade, constituída predominantemente por grãos de quartzo (>90%) equigranulares, com tamanhos inferiores a 50 µm e com traços de minerais micáceos, apresenta a sequência de horizontes A-Pp-2C (Figura 9B, Tabela 1). À semelhança dos outros perfis de solos desenvolvidos sobre os quartzitos da Formação Sopa Brumadinho, como o perfil 6 (Figura 9A), a ocorrência do horizonte cascalhoso Pp de aproximadamente 40 cm, formado por grãos de quartzo angulosos de tamanhos variados (0,5 a 6 cm), discordante com 2C e sobreposto por um Horizonte A arenoso epi-pedregoso, caracteriza a aloctonia de ambos, isto é, nível cascalhoso e horizonte A. Analogamente ao perfil 6, trata-se de um solo jovem, pouco desenvolvido, classificado como NEOSSOLO

LITÓLICO Distrófico típico (EMBRAPA 2018). Geoquimicamente, o aumento de SiO<sub>2</sub> do horizonte C para o A, que é refletido pela presença de cascalhos de

composição quartzosa (Tabela 2), corrobora a aloctonia dos horizontes superficiais.

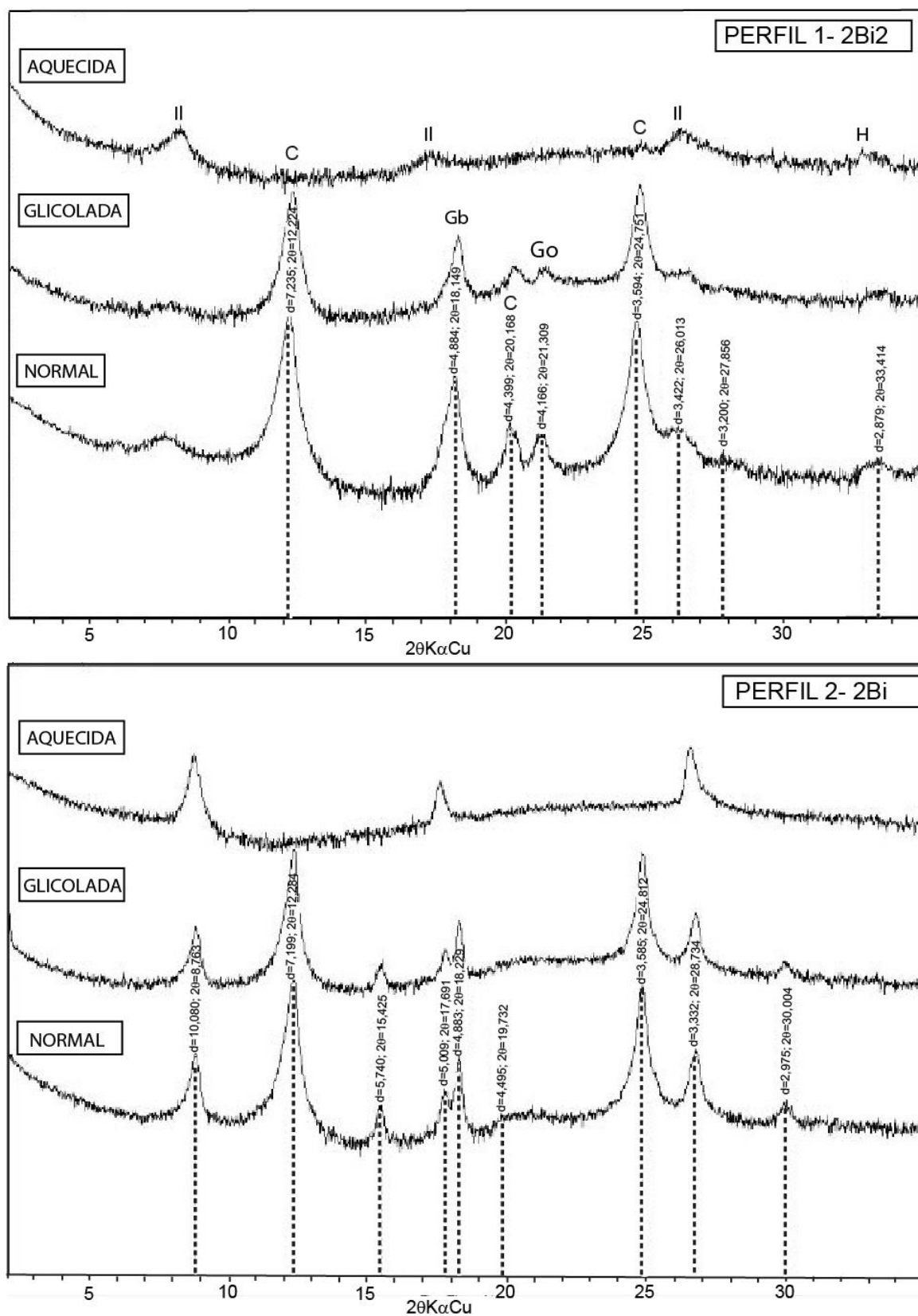
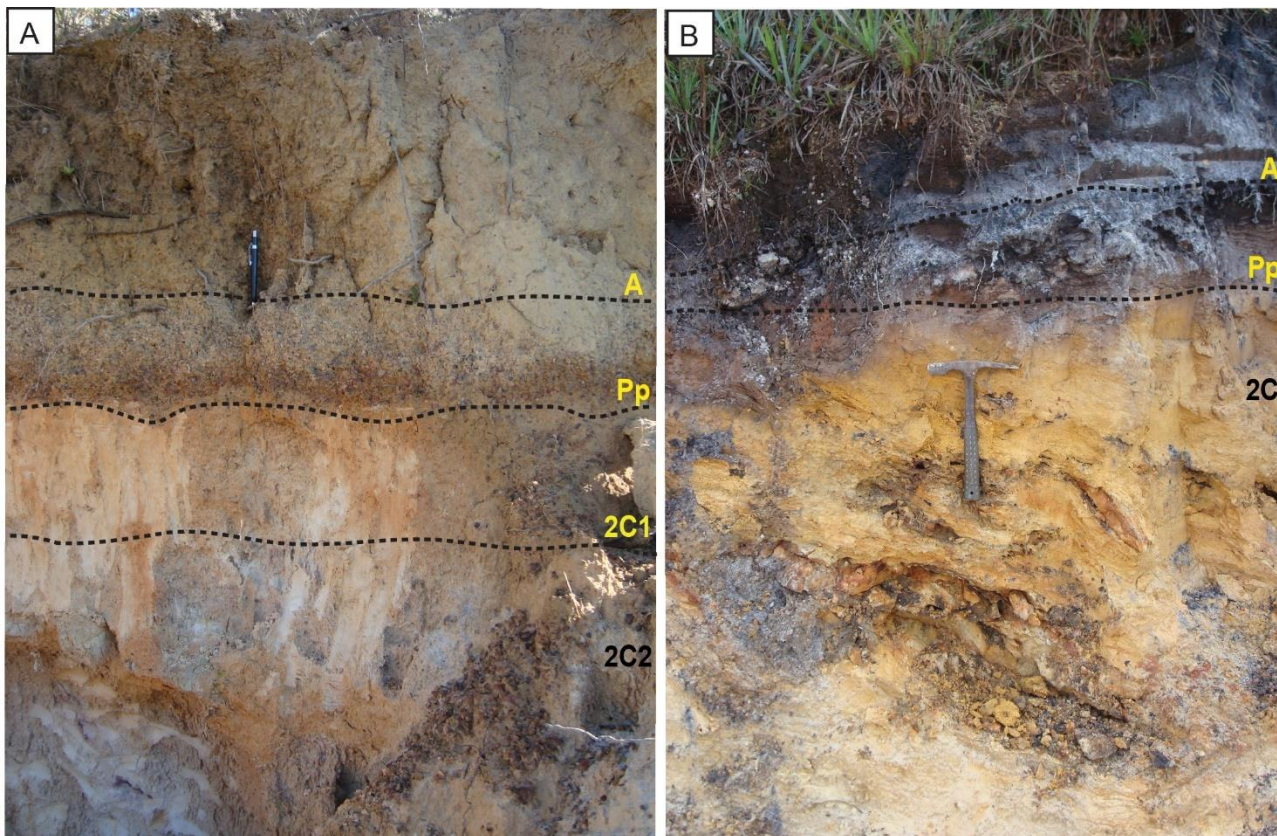


Figura 8: Difratoformas de Raios-X (° 2 Cu Kα) da fração argila < 2 μm secas ao ar, glicolada e aquecida (550°C) dos horizontes 2Bi2 e 2Bi, respectivamente dos perfis 1 e 2. C: caulinita; Gb: Gibbsita; Go: Goethita; H: Hematita; II: Ilita.

Fonte: Elaboração própria





**Figura 9:** A: Perfil de solo desenvolvido a partir de quartzito da Formação Sopa Brumadinho no Planalto de Diamantina (Perfil 6, Figura 5), classificado como NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico típico. B: Perfil de solo desenvolvido a partir de quartzito da Formação Sopa Brumadinho, Serra do Cipó (Perfil 13, Figura 5), classificado como NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico.

Fonte: Elaboração própria

#### *Perfil 16 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho*

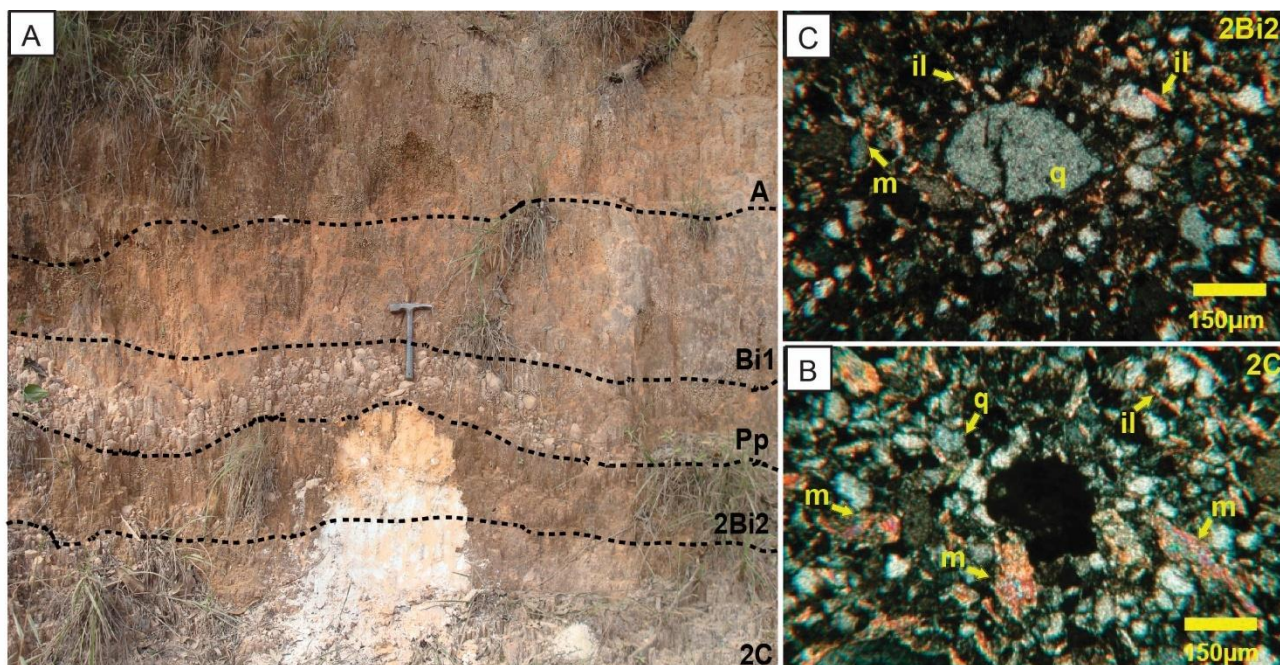
Perfil representado pelos horizontes A-Bi1-Pp-2Bi2-2C (Figura 10A, Tabela 1) é desenvolvido sobre quartzito, cuja composição é predominantemente quartzo (>80%), relativamente bem selecionado, contendo secundariamente minerais micáceos. O horizonte 2C apresenta coloração esbranquiçada (7,5YR 8/1) com manchas irregulares rosadas (7,5YR 8/4), textura areia franca, estrutura grãos simples e composição predominantemente quartzosa. A passagem para 2Bi2 é gradual e marcada por uma disseminação da coloração rosada (7,5YR 8/4). Trata-se de um horizonte pouco espesso (<40 cm) e que é sobreposto, discordantemente, por um horizonte de paleopavimento (Pp), constituído por fragmentos grossos (0,5-5 cm) de quartzo angulosos a sub-angulosos, à semelhança dos outros perfis descritos anteriormente. A distribuição destes fragmentos cascalhosos e até calhaus ocorre nos horizontes superiores Bi1 e A fraco, caracterizando uma textura média muito cascalhenta e evidenciando o carácter alóctone dos horizontes superiores (A-Bi1-Pp). A constituição deste perfil com 2Bi2 pouco

espesso (Figura 10A) mostra o seu baixo grau de desenvolvimento sendo classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (EMBRAPA 2018).

Micromorfológicamente, 2C apresenta os constituintes grossos do fundo matricial com composição quartzosa, com grãos irregulares e tamanhos predominantemente < 50 µm em associação com palhetas orientadas de micas, com pouco material fino intersticial, caracterizando uma distribuição mônica (Figura 10B). A micromassa mostra uma composição predominante de caulinita e ilita, e, secundariamente goethita e hematita.

À semelhança de 2C, o horizonte 2Bi2 apresenta uma distribuição mônica grossa aberta constituída de material arenoso predominantemente quartzoso em associação com palhetas de mica não orientadas (Figura 10C). Uma fábrica birrefringente do tipo estriada cruzada caracteriza a micromassa, que possui na sua composição caulinita e ilita. Ocorrem micro a mesoporos inter-grãos não orientados, compondo um sistema poroso do tipo empilhamento simples (Stoops, 2003, Stoops *et al.* 2010).





**Figura 10:** A: Perfil de solo formado pelos horizontes A-Bi1-Pp-2Bi2-2C desenvolvido a partir do quartzito do Formação Sopa Brumadinho, Serra do Cipó (Perfil 16, Figura 5) e classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico. B: Fotomicrografia em LPX do horizonte 2C. C: Fotomicrografia em LPX do horizonte 2Bi2. LPX= luz polarizada cruzada; q=quartzo; il = illita.

Fonte: Elaboração própria

Geoquimicamente, este perfil, da rocha até 2Bi2, apresenta uma distribuição compatível com o processo de alteração *in situ*, onde ocorre um empobrecimento de SiO<sub>2</sub> e enriquecimento de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> (Tabela 2).

HORIZONTE	ESPESSURA (cm)	COR (MUNSEL)	CLASSE TEXTURAL	DESCRIÇÃO MACROMORFOLÓGICA
<b>Perfil 1 – Gnaiss do Complexo Gouveia – Depressão de Gouveia</b>				
A	30-50	5YR 6/4	Franca muito cascalhenta	Horizonte com fragmentos de quartzo distribuídos caoticamente.
Bi1	30-4	5YR 5/6	Franco argilosa muito cascalhenta	Horizonte com fragmentos de quartzo de 0,5 a 8 cm distribuídos de forma caótica. Passagem gradual e ondulada para A.
Pp	20-30	5YR 5/6	Cascalho e calhaus	Seixos de quartzo cinza-esbranquiçado e fumê, com tamanhos variando de 0,5 a 8cm. Passagem gradual e ondulada para Bi1.
2Bi2	20-40	5YR 5/6	Franco-argilosa	Horizonte com manchas variando dos matizes de 5YR-7/6, 7/8 ou 8/4. Contato abrupto com a linha de seixos sobrejacente
2C	>40	5YR 6/6	Franca	Horizonte com manchas milimétricas de tonalidade cinza clara (5YR-5/6)
<b>Perfil 2 – Quartzito da Formação Galho do Miguel – Planalto de Diamantina</b>				
A	20	5YR 5/3	Muito cascalhenta	Fracamente desenvolvido.
Pp	60-80	5YR 5/6	Muito cascalhenta	Cascalho e calhaus angulosos de quartzo incolor e fumê de 0,5-5 cm. Transição difusa plana para A
2Bi	<15	5YR5/4 Mosqueamento Vermelho amarelado 5YR5/8	Franco arenosa	Mosqueamento comum irregular grande Vermelho amarelado 5YR5/8 Estrutura granular, friável, transição abrupta e ondulada para Pp.
2C	>40	5YR8/1 fundo. Mosqueamento 5YR8/4 e 5YR7/6	Areia franca	Tonalidade branca com lineamentos e mosqueamentos amarelados e rosados comum grande. Estrutura granular, friável, transição gradual e ondulada para 2Bi.
<b>Perfil 6 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho – Planalto de Diamantina</b>				
A	30-40	5YR 7/3	Muito cascalhenta	Moderado
Pp	20-30	5YR 6/4	Muito cascalhenta	Cascalho e calhaus angulosos de quartzo incolor e fumê de 0,5-5 cm. Transição difusa plana para A.



2C1	20-30	5YR8/1 fundo. Mosqueamento 5YR8/4 5YR8/1 fundo.	Areia Franca	Tonalidade branca com mosqueamentos rosados comum grande. Estrutura maciça, transição abrupta e ondulada para Pp.
2C2	>35	Mosqueamento 5YR8/4	Areia	Tonalidade branca com mosqueamentos rosados comum grande. Estrutura laminar, transição difusa e ondulada para 2C1.
<b>Perfil 13 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho – Serra do Cipó</b>				
A	20-30	7.5YR 5/1	Muito cascalhenta	Presença de cascalhos e calhaus quartzosos e angulosos >80%.
Pp	20-30	7.5YR 5/1	Cascalhos e calhaus	Seixos (0,5-8cm) quartzosos e angulosos >80%.
2C	>40	7.5YR 7/6	Areia	Amarelo, estrutura laminar. Contato abrupto planar com horizonte superior.
<b>Perfil 16 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho – Serra do Cipó</b>				
A	40-50	7,5 YR 6/4	Muito cascalhenta	Fraco.
Bi1	40-50	7,5 YR 7/4	Muito cascalhenta	Muito cascalhento com pouca matriz franco arenosa. Passagem gradual e ondulada para Bi1.
Pp	30-50	7,5 YR 7/6	Cascalhos e calhaus	Seixos quartzosos, angulosos (0,5-8cm) que se distribuem em direção a Bi1 e A. Passagem gradual e ondulada para Bi1.
2Bi2	40	7,5 YR 8/4	Franco-arenosa	Passagem abrupta plana para o horizonte superior.
2C	>40	7,5 YR 8/1	Areia Franca	Horizonte com manchas esbranquiçadas e rosadas. Transição gradual ondulada para 2Bi2.

**Tabela 1-** Propriedades macroscópicas dos perfis estudados na Serra do Espinhaço Meridional  
Fonte: Elaboração própria

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Mn	Mg	Ca	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	%									
<b>Perfil 1 – Gnaisse do Complexo Gouveia – Depressão de Gouveia</b>										
A	65,85	18,66	4,58	0,64	0,01	0,18	0,01	< 0,010	0,79	0,04
Bi1	61,39	21,82	4,88	0,68	0,01	0,21	0,02	< 0,010	0,91	0,04
Pp	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2Bi2	65,96	20,69	3,49	0,48	0,01	0,23	0,02	< 0,010	1,10	0,03
2C	68,55	19,40	2,36	0,35	0,01	0,29	0,02	< 0,010	1,30	0,02
Rocha	70,91	13,87	3,19	0,43	0,03	0,65	1,03	3,40	5,15	0,07
<b>Perfil 2 – Quartzito da Formação Galho do Miguel – Planalto de Diamantina</b>										
A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pp	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2Bi - amarelo	90,51	4,80	1,45	0,20	0,00	0,13	0,01	< 0,010	0,93	0,02
2Bi - vermelho	87,24	4,18	5,44	0,14	0,00	0,12	0,02	< 0,010	1,05	0,03
2C	90,91	4,85	1,14	0,20	0,00	0,15	0,01	< 0,010	1,24	0,03
Rocha	94,60	2,19	0,729	0,12	0,00	0,10	0,02	< 0,010	1,69	0,02
<b>Perfil 13 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho – Serra do Cipó</b>										
A	92,68	2,82	1,03	0,06	0,00	0,25	0,03	< 0,010	0,52	0,01
Pp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2C	88,19	2,44	1,08	0,18	0,00	0,07	0,01	< 0,010	0,19	0,03
<b>Perfil 16 – Quartzito da Formação Sopa Brumadinho – Serra do Cipó</b>										
2Bi2	80,81	11,04	1,07	0,19	0,00	0,74	0,01	< 0,010	1,89	0,02
2C	86,99	6,96	0,853	0,15	0,00	0,73	0,01	< 0,010	1,98	0,01
Rocha	97,99	0,636	0,129	0,03	0,00	0,02	0,01	< 0,010	0,16	0,01

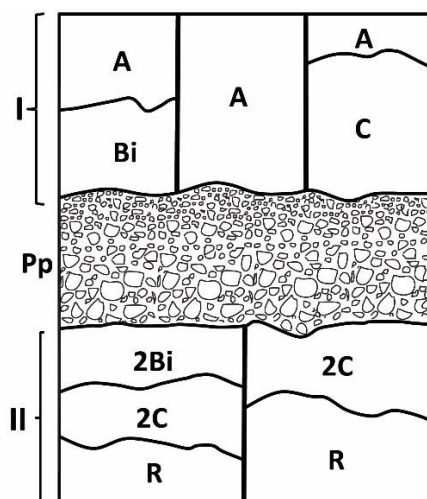
**Tabela 2:** Análises químicas percentuais dos perfis de solo estudados  
Fonte: Elaboração própria

## 5. Discussão

### 5.1 Os perfis de solo

Os perfis de solo descritos e analisados no topo da SdEM são imaturos (Neossolos e Cambissolos Háplicos), capeados por uma camada de seixos discordante, interpretada regionalmente como um paleopavimento (Pp). Sinteticamente podem ser representados por um perfil esquemático (Figura 11) mostrando as possíveis morfologias encontradas nos solos I (alóctone), acima do paleopavimento (Pp), e II (autóctone), subjacente.

A natureza dos seixos constituintes do horizonte de paleopavimento (Pp), angulosos e mal selecionados, indica que estes sofreram pequeno transporte, sob condição de clima árido, em concordância com as descrições de Schaefer (2008). Este autor relatou a presença de linhas de pedra em Cambissolos Húmicos rasos nos topos dos platôs quartzíticos no Parque Nacional da Serra do Cipó, indicando períodos pretéritos de maior erosão relacionados a um pavimento desértico pedregoso que existia na superfície.



**Figura 11:** Perfil de solo esquemático representativo da SdEM. I: solo acima do paleopavimento (Pp) que pode ter ou não Bi e C. II: solo autóctone abaixo do paleopavimento (Pp), a esquerda Cambissolo e a direita Neossolo, ambos com o nível de Pp discordante com o horizonte B incipiente (2Bi) ou com o horizonte C (2C).

Fonte: Elaboração própria

### 5.2 Os perfis de solo e o paleopavimento

A idade do paleopavimento da SdEM pode deduzida considerando as idades encontradas nos perfis de solo. A questão que se impõe é a seguinte: quando teria ocorrido a formação deste horizonte superficial discordante, considerando sua potência, bem como a amplitude de sua distribuição regional? As condições desérticas para sua formação já haviam sido evocadas por Chaves (1997) e Schaefer (2008).

No topo da SdEM os perfis de solo subjacentes ao paleopavimento ainda não foram datados. Entretanto, para os regolitos e cangas da Superfície Pós-Gondwana de áreas adjacentes, como ao norte, na Chapada Diamantina (Carmo e Vasconcelos 2012) e, ao sul, no Quadrilátero Ferrífero (Spier *et al.* 2006, Monteiro *et al.* 2014, Vasconcelos e Carmo 2018), foram encontradas idades do Paleoceno-Eoceno ( $62,0 \pm 7,0$  Ma) e do Eoceno (55-52 Ma). Assim sendo, considerando o caráter poligênico destes solos e a interpretação das condições de clima quente e úmido necessárias para sua formação (Schaefer *et al.* 2002), pode-se supor que serão encontradas idades similares para os Latossolos, bem como, para as cangas associadas ao filito hematítico da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 12). Desta forma, após um longo período predominantemente quente e árido, “A Megadesertificação Mesozóica” (Almeida *et al.* 2012), que se estendeu do final do Triássico ao Paleoceno (Almeida 1964, 1983, Zachos *et al.* 2001), dois importantes períodos de intemperismo ocorreram: a “aberração do Eoceno” e o “ótimo do Mioceno” (Zachos *et al.* 2001), sob condições de clima quente e úmido, gerando o desenvolvimento de perfis de solo/courças. Posteriormente, sob condições de clima mais ameno, estes solos sofreram transformações pedogenéticas, até que, no Plioceno, sob condições de clima quente e seco (5,3 a 3,2 Ma., Zachos *et al.* 2001), processos erosivos de natureza mecânica iniciaram a remoção dos perfis de solo pré-existent, efetuando a redistribuição e concentração dos cascalhos oriundos dos veios de quartzo que cortam todas as unidades litoestratigráficas do Supergrupo Espinhaço, dando origem ao um extenso paleopavimento (Pp) ocorrente na SdEM, e que é foco do presente estudo. Este evento, portanto, corresponderia à deposição do Grupo Barreiras Superior (Arai 2006, Nunes *et al.* 2011), que na Serra do Espinhaço Meridional, constitui a cobertura da Superfície Sul-Americana (Saadi 1995), e seria contemporâneo à superfície de aplainamento Velhas, ou à Superfície Sul-Americana II (Valadão 2009).



**Figura 12:** Perfil mostrando no topo o paleopavimento ferruginizado (canga nodular com matriz de gorgulho), abaixo o paleopavimento propriamente dito (gorgulho); ao nível do martelo canga sobre filito hematítico alterado (abaixo do martelo).

Fonte: Elaboração própria

### 5.3 O paleopavimento e as turfeiras

Segundo Chaves e Benitez (2004), baseados em datações por termoluminescência (30.000, 22.000, 14.000 e 3.000 anos A.P.), os fragmentos constituintes do paleopavimento na SdEM seriam oriundos do desmantelamento de veios de quartzo das rochas subjacentes pela ação intempérica do gelo e do seu transporte nos períodos mais úmidos durante a última glaciação. Entretanto, essas datações do paleopavimento obtidas por termoluminescência tornaram inconsistentes quando foram obtidas idades de até 42.000 A.P. através de datações  $^{14}\text{C}$  e indicações palinológicas (Horák *et al.* 2011, Luz *et al.* 2017) para as várias turfeiras quaternárias (Silva *et al.* 2009) que recobrem estes paleopavimentos na SdEM.

As idades acima descritas obtidas para os fragmentos dos paleopavimentos e para as turfeiras revelaram uma incongruência paleoclimática, ou seja, seria impossível a coexistência, num mesmo intervalo de tempo, de um clima quente e árido, necessário para a formação do paleopavimento, com um clima frio e úmido, necessário para a formação das turfeiras (Horac-Terra 2014, Silva e Silva 2016).

Considerando a extensa distribuição geográfica e potência do paleopavimento na SdEM (Chaves e Benitez 2004, Benitez 2004), seriam os curtos intervalos interglaciais da última glaciação, suficientes para a gênese do paleopavimento, conforme inicialmente proposto por Chaves (1997)? Assim sendo, a formação dos paleopavimentos, seria relacionada aos processos erosivos

de natureza mecânica sob o clima quente e árido do Plioceno, portanto, anterior a glaciação quaternária e formação das turfeiras.

### 5.4 As superfícies de aplainamento e os níveis altimétricos

Segundo King (1956), uma superfície de aplainamento não constitui necessariamente um nível altimétrico, citando como exemplo a superfície Velhas que vai da altitude de 500 m, no norte de Minas Gerais até o nível do mar, no nordeste do Brasil. Assim sendo, deve-se primeiramente investigar a existência de escarpas de erosão, bem como, eventuais controles lito-estruturais dos níveis altimétricos. Assim sendo, a justaposição de duas superfícies de aplainamento continentais (ou de erosão) se dá por escarpas erosivas, descartados eventuais controles litológicos ou tectônicos (regionais). Tal fato pode ser didaticamente observado nos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais (King 1956, Cherem *et al.* 2012, 2013), onde, sobre embasamento granito-gnáissico, as bacias dos Rios Paraná, Doce e Paraíba do Sul se encontram em superfícies de aplainamento distintas e são separadas por escarpas erosivas. Entretanto, na SdEM o controle litoestrutural é realçado pela erosão diferencial, tal como descrito por Almeida-Abreu (1995) e demonstrado no perfil geológico da Figura 4, analogamente à descrição da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Dorr 1969), que constitui o prolongamento Sul da SdEM. Deve-se ressaltar que nível altimétrico não significa superfície de aplainamento, sobretudo em regiões onde o controle lito-estrutural é marcante. Deste modo, a abordagem regional

das superfícies de erosão por meio da análise de níveis altimétricos é temerária (Ross 1991, Varajão 1991).

Indubitavelmente, o topo da SdEM constitui um conjunto de superfícies de erosão, a diferentes níveis altimétricos, que cortam as estruturas (foliações, falhas e dobras) do Supergrupo Espinhaço (Vide o mapa hipsométrico de Augustin *et al.* 2011). O nível situado entre 1350-1400 m apresenta a maior expressão em área, sendo responsável pela denominação Planalto Diamantina. Esta superfície de erosão corresponde à superfície de aplainamento Pós-Gondwana (King 1956) e apresenta expressivos inselbergs (Saadi 1995), em grande parte constituídos por metarenitos eólicos da Formação Galho do Miguel (Martins-Neto 1998). Segundo King (1956), os níveis altimétricos situados acima do planalto Diamantina (superfícies cimeiras) corresponderiam à superfície de aplainamento Gondwana e aqueles situados abaixo, corresponderiam à superfície de aplainamento Sul-Americana, por ex. a Depressão de Gouveia (Saadi e Valadão 1987, Saadi 1995). Neste contexto, o Paleopavimento é encontrado em toda a extensão do topo da SdEM, à diferentes níveis altimétricos, por se tratar de um dos mais recentes registros geológicos, capeando perfis de solos decapitados e constituindo o substrato das turfeiras.

### 5.5 As superfícies de aplainamento e as mudanças climáticas

Ao aplicar a Teoria da Pediplanação ao leste do Brasil (King, 1953), King (1956) fundamentou-se em suas observações de campo e nos conhecimentos geológicos disponíveis à época. Entretanto, considerando o posterior detalhamento do registro geológico (Almeida *et al.* 2012, Nunes *et al.* 2011) e, principalmente, das variações climáticas desde o Mesozóico (Parrisch *et al.* 1981, Zachos *et al.* 2001), podemos considerar que as superfícies de aplainamento propostas por King (1956), formadas sob condições de clima quente e árido, teriam sido formadas no Triássico (S. Gondwana), Cretáceo (Pós-Gondwana), Paleoceno (S. Sul Americana) e Plioceno (S. Velhas). Cabe ressaltar que as recentes precisões sobre as variações climáticas, em particular a ocorrida no Eoceno, restringiram ao Paleoceno, o “Terciário Inferior” referido por King (1956) para a formação da Superfície Sul Americana. Assim sendo, uma vez comprovado o término do soerguimento tectônico ao final do Cretáceo e sob condições climáticas favoráveis, a questão que se coloca é: teriam sido os 10 M. a. do Paleoceno suficientes para desenvolver a maior superfície de aplainamento da América do Sul?

A resposta desta questão pode ser encontrada no registro histórico de tectônica e sedimentação das bacias interiores e costeiras, relacionadas ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB; Zalán e Oliveira 2005), fundamentado em trabalhos de datações de eventos magmáticos no sudeste do Brasil (Szatmari *et al.* 2000, Tomaz Filho *et al.* 2005, Guedes *et al.* 2005), na integração de dados terrestres e marítimos (Almeida e Carneiro 1998) e, sobretudo, na correspondência entre os pulsos tectônicos e os registros sedimentares, estratigráficos e estruturais (Riccomini *et al.* 2004). Segundo Zalán e Oliveira (2005), após cessado o rifting (134-114 M.a.), iniciou o soerguimento isostático da crosta, que permaneceu atuante

durante um longo intervalo de tempo (89-65 M.a.), como consequência da passagem da placa Sul Americana sobre a anomalia térmica, ou pluma, Trindade. Em resposta a esse soerguimento, desenvolveu-se uma imensa superfície de erosão, a superfície de aplainamento Japi (SAJ), denominação originalmente proposta por Almeida (1964, 1983). Cabe ressaltar que este autor não excluiu a possibilidade de que a SAJ tenha continuado a evoluir durante o Cenozóico. Zalán e Oliveira (2005) estimaram que ao final do Cretáceo, a superfície de aplainamento Japi foi alçada a uma altitude média de 2.000 m. Posteriormente, ocorreu um colapso gravitacional (58 e 20 M.a.) e a crosta fendeu-se em diversas áreas lineares paralelas à costa (grabens). Consideram ainda que as montanhas circundantes aos grabens continentais (Serra da Mantiqueira, Serra do Mar), constituem restos da SAJ que foram alçados tectonicamente.

Considerando o longo soerguimento do Cretáceo superior (89-65 M.a.) e as condições de clima desértico reinantes do Cretáceo até o final do Paleoceno (89-57 M.a.), pode-se admitir a contemporaneidade das superfícies Japi (Almeida 1964, Zalán e Oliveira 2005) e Sul Americana (King, 1956); ou seja, no final do Paleoceno existia uma grande superfície de aplainamento, de abrangência regional.

As terras altas situadas acima da superfície Sul-Americana foram consideradas por King (1956) como fragmentos da superfície Pós-Gondwana. Entretanto, face aos conhecimentos atuais (registro geológico e variações climáticas cenozoicas), estes “fragmentos da superfície Gondwana” podem ser interpretados como resultantes da erosão diferencial (e.g. SdEM, Quadrilátero Ferrífero, Serra do Caparaó) e, certamente, as rochas presentes nestas terras altas foram mais intensamente intemperizadas durante o Eoceno.

Os poucos os registros de bacias sedimentares eocênicas existentes sobre a superfície Sul-Americana no Quadrilátero Ferrífero (Sant’Anna *et al.* 1997, Maizatto 2001) são de grande importância para a sua datação relativa. Após o tectonismo do Oligoceno (Riccomini *et al.* 2004), nas bordas soerguidas de partes da Superfície Sul-Americana, há o registro de um importante intemperismo ocorrido durante o Mioceno, representado por ocorrências de bauxita, como nas jazidas de Macaquinho no Quadrilátero Ferrífero (Varajão *et al.* 2009); Cataguases (Lopes 1987); Espera Feliz (Soares 2013, Mateus *et al.* 2017). Este raciocínio é amplamente corroborado pelos recentes resultados de datações absolutas dos perfis de alteração regionais ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), bem como pelas diferentes espessuras do manto de intemperismo destas superfícies (Vasconcelos e Carmo 2018), como consequência de pulsos de soerguimento e erosão pós-eocênicos.

Estes autores concluíram que o modelo de King (1953) de retração paralela das escarpas foi o processo dominante, assegurando a preservação dos perfis de intemperismo mais antigos. Este modelo de evolução da paisagem é capaz de explicar as diferenças de idade dos perfis; ou seja, os perfis mais antigos e mais espessos, encontram-se nas superfícies mais altas.

Após a incisão da superfície Sulamericana, durante o Plioceno, ocorreu outra importante variação climática, quando sob condições de clima quente e árido, formou-se a superfície de aplainamento Velhas. Concomitantemente, na



SdEM os perfis de solo foram decapitados, formando-se o paleopavimento. Ao final do Plioceno, o clima torna-se ameno, acentuando-se durante a glaciação do Quaternário.

## 6. Conclusões

Os resultados obtidos no presente estudo na SdEM evidenciam a presença de uma camada de clastos grossos (paleopavimento), discordante sobre perfis de solos decapitados, seja sobre os horizontes B ou C, desenvolvidos sobre as diferentes unidades litoestratigráficas. Tais características indicam este paleopavimento como resultante de processos erosivos atuantes em condições paleoclimáticas desérticas (quente e áridas). Para tal, foi necessário um longo intervalo de tempo (Plioceno), para que os perfis de solo, previamente formados, fossem posteriormente erodidos, constituindo uma superfície discordante das formações superficiais subjacentes, sobre a qual foi depositado o paleopavimento.

A análise dos perfis de solo e das superfícies de erosão, considerando as condições climáticas necessárias para a gênese das formações superficiais descritas e as recentes datações, permitiu as seguintes conclusões acerca da evolução da paisagem regional da SdEM:

- Após o longo período desértico, sobre a superfície de aplainamento Pós-Gondwana, desenvolveram perfis de solo sob condições de um clima quente e úmido (aberração climática do Eoceno). Posteriormente, sob condições climáticas mais amenas, estes perfis sofreram transformações pedogenéticas.
- Durante o Plioceno ocorreu uma importante variação climática, instalando-se condições de clima árido (quente e seco). Como consequência os perfis de solo foram decapitados e sotopostos por uma camada de paleopavimento quartzosa. Este evento discordante de amplitude regional, contemporâneo à Formação Barreiras, correspondente a Superfície de aplainamento Velhas.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (306424/2016-9), CAPES e FAPEMIG (PPM-00326-18) pelo suporte financeiro.

## REFERÊNCIAS

Abreu, A. A. (1982). Análise geomorfológica: reflexão e aplicação (uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto).

Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149(1–2), pp. 43–64. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.007>

Alkmim F.F., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., P.-S. A. C. (2017). *The Araçuaí Belt*. Manhattan, NY: Springer International Publishing.

Almeida-Abreu, P. A. (1995). O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3(1), pp. 1–18.

Almeida-Abreu P.A., Pflug, R. (1994). The geodynamic evolution in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 6, pp. 1749-1760.

Almeida, F.F.M., (1983). Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3), pp. 139–158.

Almeida-Abreu P.A., Renger, F. E. A. (2002). Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1), pp. 1–14.

Almeida, F. F. M. de. (1964). Fundamentos geológicos do relevo paulista. IGG - Instituto Geográfico e Geológico, 39(3), pp. 167–263.

Almeida F.F.M., Assine, M.L., Carneiro C. D. R. In: Hasui, Y., Celso D.R.C., Almeida F.F.M., Bartorelli, A. (2012). *A megadesertificação Mesozóica*. São Paulo: Beca.

Almeida F.F.M., Carneiro, C. D. R. (1998). Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), pp. 135–150.

Ana. (2001). Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SINRH): dados pluviométricos de Diamantina e Santana do Riacho. ANA - Agência Nacional de Água. Disponível em: <http://ana.gov.br/ acesso-a-sistemas/sistema-nacional-de-informacoes-sobre-recursos-hidricos-snrh>

Anand, R. R., & Paine, M. (2002). Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49(1), pp. 3–162. <http://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2002.00912.x>

Arai, M. (2006). A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, 6(2), pp. 01–06. <http://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300002>

Augustin, C. H. R. R., Fonseca, B. M., & Rocha, L. C. (2013). Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. *Geonomos*. <http://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.41>

Behling, H., Arz, H. W., Pätzold, J., & Wefer, G. (2002). Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography*,

- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179(3–4), pp. 227–243.  
[http://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00435-7](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00435-7)
- Benitez, L., Chaves, M. L. S. C. (2004). Depósitos superficiais diamantíferos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço (Minas Gerais). *Geociências*, 23, pp. 31–42.
- Benitez L., Chaves M.L.S.C., T. S. H. (2005). Datação por termoluminescência em quartzos dos depósitos coluvionares diamantíferos (“gorgulhos”) da região de Diamantina (MG). *SBG-MG, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 14, pp. 15–18.
- Benitez, L. (2004). Caracterização geológica e químico mineralógica dos depósitos coluvionares diamantíferos da região de Diamantina (MG).
- Bocquier, G. (1973). Genèse et évolution de deux toposéquences des sols tropicaux du Tchad: Intreprétation biogéodynamique.
- Boulangé, B. (1984). Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d’Ivoire. Les facies, leur transformation, leur distribution et l’évolution du modelé. .
- Boulet R., Bocquier G., M. G. (1977). Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l’Afrique tropicale de l’Ouest et son rôle dans l’aplanissement du relief. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 30(4), pp. 235–243.
- Brajnikov, B. (1947). Essai sur la tectonique de la région à l’est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. *Bulletin Société Géologique de France*, 5(17), pp. 321–335.
- Bryan, K. (1922). Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona, U. S. Washington: Govt. Print. Office.
- Carmo, I.O., Vasconcelos, P. M. (2006).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(1–2), pp. 80–94.  
<http://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.056>
- Carmo, I. O. (2005). Geocronologia do intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil.
- Chauvel A., Bouquier G., P. G. (1977). Les mécanismes de la disjunction des constituants des couvertures ferrallitiques et l’origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l’Afrique de l’Ouest. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 30(4), pp. 255–263.
- Chaves, M. L. S. C. (1997). Geologia e mineralogia dos depósitos diamantíferos da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.
- Chemale Jr F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Q. G., & Armstrong R., S. M. N. (2012). Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22, pp. 200–206.
- Cherem L.F.S., Varajão C.A.C., Braucher R., Bourlès D., Salgado A.A.R., V. A. F. D. C. (2012). Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, 173–174, pp. 118–127.
- Couto, J. V. (1994). Memória sobre a capitania das Minas Gerais ; seu territorio, clima e produções metalicas / Jose Vieira Couto ; estudo critico transcrição e pesquisa historica Junia Ferreira Furtado. Belo Horizonte: Fundação João Pinheiro.
- Cruz, L. O. M. (2006). Assinatura geoquímica de unidades coluviais da bacia do córrego do Rio Grande - depressão de Gouveia/MG.
- Davis, W. M. (1899). The Geographical Cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), pp. 481–504.  
<http://doi.org/10.2307/1774538>
- Diniz, A. D., Oliveira, C. V. de, & Augustin, C. H. R. R. (2013). Relações solo-superfícies geomórficas na porção norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro - Gouveia, MG. *Geonomos*, 13(1 e2), pp. 19–27.  
<http://doi.org/10.18285/geonomos.v13i1e2.131>
- Donagema, G. K.; Campos, D. V. B. de; Calderano, S. B.; Teixeira, W. G.; Viana, J. H. M. (2011). Manual de métodos de análises de solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos.
- Dorr, J. V. N. (1964). Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, DC: United States Government Printing Office.
- Dussin, T.M., Dussin, I. A. (1995). Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3, pp. 19–26.
- Dussin, T. M. (1994). Associations volcano-plutoniques de L’Espinhaço Meridional (SE-Brésil).
- Embrapa. (2018). Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos.
- Eschwege, W. L. (1996). Pluto brasiliensis. Eschwege W.L. 1833. Pluto brasiliensis. Trad. Domício de Figueiredo Murta., Fundação João Pinheiro. Belo Horizonte: Fundação João Pinheiro.
- Filho, A. T., Cesero, P. de, Mizusaki, A. M., & Leão, J. G. (2005). Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4), pp. 383–389.  
<http://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.006>
- Fogaça A.C.C., Almeida Abreu P.A., S. H. D. (1984). Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 2, pp. 2652–2667.

- Fogaça A.C.C., Shöll, W. U. (1984). Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 6, pp. 373–388.
- Fogaça A.C.C., Shöll, W. V. (1984). Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia. Congresso Brasileiro de Geologia, 2, pp. 2638–2653.
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., S.-F. B. S. (1997). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.
- Guedes E., Heilbron M., Vasconcelos P.M., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Teixeira W., T., & Santos, F. A. (2005). K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Science*, 18, pp. 371–382.
- Horák-Terra, I., Martínez Cortizas, A., de Camargo, P. B., Silva, A. C., & Vidal-Torrado, P. (2014). Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. *Geoderma*, 232–234, pp. 183–197. <http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.008>
- Horák, I., Vidal-Torrado, P., Silva, A. C., & Pessenda, L. C. R. (2011). Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35(1), pp. 41–52. <http://doi.org/10.1590/S0100-06832011000100004>
- Karfunkel, L.C. (1953). Canons of landscape evolution. *Bulletin Geological Society of America*, 64, pp. 721–752.
- King, L. C. (1956). Geomorfologia do Brasil Oriental. , 18(2), pp. 147–256.
- King, L.C. (1953). Canons of landscape evolution. *Bulletin Geological Society of America*, 64, pp. 721–752.
- Knauer, L. G. (1990). Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada.
- Knauer L.G., S. A. (1993). A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, 1(1), pp. 33–38.
- Knauer, L.G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15, pp. 81–90.
- Lages, S. G. (2005). Análise pedológica aplicada à identificação de descontinuidades estratigráficas: vertentes do Córrego do Quebra: depressão de Gouveia. MG.
- Leprun, J. . (1979). Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l’Afrique de occidentale sèche. Genèse. Transformation. Dégradation.
- Lopes, L. M. (1987). A evolução mineralógica, micromorfológica e geoquímica da bauxita e materiais correlatos da região de Miraf.
- Luz C.F.P, Horák-Terra I., Silva A.C, Mendonça Filho C. V., V.-T. P. (2017). Pollen record of a tropical peatland (Pau de fruta) from the Serra do Espinhaço Meridional, Diamantina, State of Minas Gerais – Angiosperms Eudicotyledons. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 20(1), pp. 3–22.
- Maizatto, J. R. (2001). Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias de Fonseca e Gandarela – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares.
- Martins-Neto, M. A. (1998). O Supergrupo Espinhaço Em Minas Gerais: Registro de Uma Bacia Rife-Sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 48(2), pp. 151–168.
- Mateus, A. C. C., De Oliveira, F. S., Varajão, A. F. D. C., Soares, C. C. V., & Schünemann, A. L. (2016). Gênese de depressões fechadas em vertentes associadas à couraça aluminosa na porção sul da Serra do Caparó, Minas Gerais/Espirito Santo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 17(2). <http://doi.org/10.20502/rbg.v17i2.816>
- Millot, G. (1983). Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic process. Melfi A.J. e Carvalho A. Eds: *Proceedings of the II Seminar on Laterization Process*. IGCP-IUGS UNESCO, pp. 53–63.
- Monteiro, H. S., Vasconcelos, P. M., Farley, K. A., Spier, C. A., & Mello, C. L. (2014). (U–Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 131, pp. 267–289. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.036>
- Nahon D., Millot G., Paquet H., Ruellan A., T. Y. (1977). Digestion et effacement des cuirasses ferrugineuses par les encroûtements calcaires en pays aride, Sahara et Mauritanie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 30(4), pp. 289–296.
- Nunes F.C., Sila E.F., V. B. G. S. (2011). Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo. *EMBRAPA, Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento* 194, pp. 1–31.
- Nunes, M. S., Carvalho, V. L. M., De Oliveira, F. S., Lage Simões, P. M., & Valadão, R. C. (2015). Indicadores micropedológicos da evolução do relevo no planalto do Espinhaço Meridional, MG. *Revista Brasileira de*

- Geomorfologia, 16(2), pp. 201–218.  
<http://doi.org/10.20502/rbg.v16i2.661>
- Oliveira P.S., M. R. J. (2002). *The Cerrado of Brazil: Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna*. New York: Columbia University Press.
- Parrish J. T., Zirgler A. M., S. C. R. (1982). Rainfall patterns and the distribution of the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeography, Paleoclimate and Paleoecology*, 40, pp. 67–101.
- Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse*. (Stuttgart). (Tradução: Penck, W. 1953. *Morphological Analysis of Land Forms: A Contribution to Physical Geology*. Macmillan, pp. 1–429.
- Riccomini C., Sant’Anna L.G., Ferrari A.L. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., B.-N. B. B. (Ed. . (2004). *Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil*. Riccomini C., Sant’Anna L.G., Ferrari A.L. 2004. *Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil*. In: *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque*. São Paulo: Beca.
- Rocha, L. C. (2004). *Caracterização pedológica em duas vertentes na Bacia do Córregodo Quebra - Gouveia/MG*.
- Rodrigues, J. M., Behling, H., & Giesecke, T. (2016). Holocene dynamics of vegetation change in southern and southeastern Brazil is consistent with climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 146, pp. 54–65.  
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.011>
- Ross, J. L. S. (1991). *O relevo brasileiro , as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos*. Geography Department, University of Sao Paulo, pp. 7–24.  
<http://doi.org/10.7154/RDG.1991.0005.0001>
- Saadi, A. (1995). A geomorfologia da serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, 3(1), pp. 41–63.
- Saadi A., V. R. C. (1987). *Evolução geomorfológica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço*. In: *Anais... 4 Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 7, pp. 434–448.
- 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), pp. 275–284.  
[http://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00016-3](http://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00016-3)
- Santos R.D., Lemos R.C., Santos H.G., Ker J.C., Anjos L.H.C., S. S. H. (2013). *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, pp. 1–100.
- Schaefer, C. E. (2008). *Diagnóstico do Meio Físico da APA Morro da Pedreira e Serra do Cipó: Subsídios ao Plano de Manejo*. In: *Relatório do Levantamento Pedológico, Geológico e Geomorfológico*. Universidade Federal de Viçosa, pp. 1–80.
- Schaefer, C. E. ., Ker, J. ., Gilkes, R. ., Campos, J. ., da Costa, L. ., & Saadi, A. (2002). *Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study*. *Geoderma*, 107(3–4), pp. 243–269.  
[http://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00151-3](http://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00151-3)
- Schobbenhaus C., Campos D. A. In: Schobbenhaus C., Campos D. A., Derze G. R., A. H. E. (1984). *A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações minerais*. *Geologia do Brasil*, pp. 9–53.
- Silva, A. C., Horák, I., Cortizas, A. M., Vidal-Torrado, P., Racedo, J. R., Graziotti, P. H., et al. (2009). *Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional - MG: I - caracterização e classificação*. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33(5), pp. 1385–1398.  
<http://doi.org/10.1590/S0100-06832009000500030>
- Silva A.C. (2005). *Solos*. In: Silva A. C., Pedreira, L.C.V.S.F., Almeida, A. P. A. (ed). *Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes*. Belo Horizonte: O Lutador.
- Silva M.L., S. A. C. (2016). *Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na serra do Espinhaço Meridional – MG*. *Geociências*, 35(3), pp. 393–404.
- Simões P.M.L., Valadão R. C., Oliveira C.V., O. F. S. (2020). *Uso de atributos pedológicos na compreensão da gênese de superfícies geomorfológicas escalonadas da borda oeste do Planalto do Espinhaço Meridional / Minas Gerais*. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21(2), pp. 381–398.
- Soares, & C.C.V. (2013). *Gênese e Evolução Mineralógica, Micromorfológica e Geoquímica da Bauxita de Espera Feliz, MG*.
- Spier, C. A., Vasconcelos, P. M., & Oliviera, S. M. B. (2006). *40Ar/39Ar geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. *Chemical Geology*, 234(1–2), pp. 79–104.  
<http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.04.006>
- Stoops G., Marcelino V., M. F. (2010). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier Science.
- Stoops, G. (2003). *Guidelines for Analyses and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Soil Society of America, pp. 1–381.
- Szatmari P., Conceição J.C.J., Destro N., Smith P.E., Evensen N.M., Y. D. (2000). *Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia.



- Tardy, Y., Kobilsek, B., & Paquet, H. (1991). Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 12(1–2), pp. 283–295. [http://doi.org/10.1016/0899-5362\(91\)90077-C](http://doi.org/10.1016/0899-5362(91)90077-C)
- Valadão, R. C. (2009). Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil orientado. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 10(2). <http://doi.org/10.20502/rbg.v10i2.132>
- Valente, E. L. (2009). Relações solo-vegetação no Parque Nacional da Serra do Cipó, Espinhaço Meridional - Minas Gerais.
- Varajão, C. A. C. (1991). A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), pp. 131–145.
- Varajão, C. A. C., Salgado, A. A. R., Varajão, A. F. D. C., Braucher, R., Colin, F., & Nalini Jr., H. Á. (2009). Estudo da evolução da paisagem do quadrilátero ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33(5), pp. 1409–1425. <http://doi.org/10.1590/S0100-06832009000500032>
- Vasconcelos, P. M., & Carmo, I. de O. (2018). Calibrating denudation chronology through  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  weathering geochronology. *Earth-Science Reviews*, 179, pp. 411–435. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.003>
- Zachos, J. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292(5517), pp. 686–693. <http://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zalán P.V., O. J. A. B. (2005). Origem e evolução estrutural do sistema de Riftes Cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim Geociências Petrobras*, 13(2), pp. 269–300.

Apêndice. Tabela 1

	Perfil	Horizonte	Espessura (Cm)	Cor (Munsel)	Classe Textural	Descrição Macromorfológica	Rocha De Origem
<b>Complexo Gouveias</b>	1	A	30-50	5YR 6/4	Franca muito cascalhenta	Horizonte com fragmentos de quartzo distribuídos caoticamente.	<b>Gnaisse</b>
		Bi1	30-4	5YR 5/6	Franco argilosa muito cascalhenta	Horizonte com fragmentos de quartzo de 0,5 a 8 cm distribuídos de forma caótica. Passagem gradual e ondulada para A.	
		Pp	20-30	5YR 5/6	Cascalho e calhaus	Seixos de quartzo cinza-esbranquiçado e fumê, com tamanhos variando de 0,5 a 8cm. Passagem gradual e ondulada para Bi1.	
		2Bi2	20-40	5YR 5/6	Franco-argilosa	Horizonte com manchas variando dos matizes de 5YR-7/6, 7/8 ou 8/4. Contato abrupto com a linha de seixos sobrejacente	
		2C	>40	5YR 6/6	Franca	Horizonte com manchas milimétricas de tonalidade cinza clara (5YR-5/6)	
<b>Planalto Diamantina</b>	2	A	20	5YR 5/3	Muito cascalhenta	Fracamente desenvolvido.	<b>Quartzito</b>
		Pp	60-80	5YR 5/6	Muito cascalhenta	Cascalho e calhaus angulosos de quartzo incolor e fumê de 0,5-5 cm. Transição difusa plana para A	
		2Bi	<15	5YR5/4	Franco arenosa	Mosqueamento comum irregular grande Vermelho	

6			Vermelho amarelado 5YR5/8		amarelado 5YR5/8 Estrutura granular, friável, transição abrupta e ondulada para Pp.		
	2C	>40	5YR8/1 fundo. Mosqueamento 5YR8/4 e 5YR7/6	Areia franca	Tonalidade branca com lineamentos e mosqueamentos amarelados e rosados comum grande. Estrutura granular, friável, transição gradual e ondulada para 2Bi.		
	A	30-40	5YR 7/3	Muito cascalhenta	Moderado	Quartzito	
	Pp	20-30	5YR 6/4	Muito cascalhenta	Cascalho e calhaus angulosos de quartzo incolor e fumê de 0,5-5 cm. Transição difusa plana para A.		
	2C1	20-30	5YR8/1 fundo. Mosqueamento 5YR8/4	Areia Franca	Tonalidade branca com mosqueamentos rosados comum grande. Estrutura maciça, transição abrupta e ondulada para Pp.		
	2C2	>35	5YR8/1 fundo. Mosqueamento 5YR8/4	Areia	Tonalidade branca com mosqueamentos rosados comum grande. Estrutura laminar, transição difusa e ondulada para 2C1.		
	Serra do Cipó	13	A	20-30	7.5YR 5/1	Muito cascalhenta	Presença de cascalhos e calhaus quatzosos e angulosos >80%.
Pp			20-30	7.5YR 5/1	Cascalhos e calhaus	Seixos (0,5-8cm) quatzosos e angulosos >80%.	
2C			>40	7.5YR 7/6	Areia	Amarelo, estrutura laminar. Contato abrupto planar com horizonte superior.	

16	A	40-50	7,5 YR 6/4	Muito cascalhenta	Fraco.	<b>Quartzito</b>
	Bi1	40-50	7,5 YR 7/4	Muito cascalhenta	Muito cascalhento com pouca matriz franco arenosa. Passagem gradual e ondulada para Bi1.	
	Pp	30-50	7,5 YR 7/6	Cascalhos e calhaus	Seixos quartzosos, angulosos (0,5- 8cm) que se distribuem em direção a Bi1 e A. Passagem gradual e ondulada para Bi1.	
	2Bi2	40	7,5 YR 8/4	Franco- arenosa	Passagem abrupta plana para o horizonte superior.	
	2C	>40	7,5 YR 8/1	Areia Franca	Horizonte com manchas esbranquiçadas e rosadas. Transição gradual ondulada para 2Bi2.	



**Tabela 2 - Análises químicas percentuais dos perfis de solo estudados**

	% SiO <sub>2</sub>	% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% TiO <sub>2</sub>	% MnO	% MgO	% CaO	% Na <sub>2</sub> O	% K <sub>2</sub> O	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>Perfil 1- Gnaisse Complexo Gouveia</b>										
<b>A</b>	65,85	18,66	4,58	0,648	0,015	0,182	0,01	< 0,010	0,792	0,041
<b>Bi1</b>	61,39	21,82	4,88	0,680	0,013	0,216	0,02	< 0,010	0,910	0,040
<b>Pp</b>	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>2Bi2</b>	65,96	20,69	3,49	0,483	0,010	0,230	0,02	< 0,010	1,10	0,032
<b>2C</b>	68,55	19,40	2,36	0,358	0,010	0,298	0,02	< 0,010	1,30	0,026
<b>Rocha</b>	70,91	13,87	3,19	0,437	0,036	0,653	1,03	3,40	5,15	0,078
<b>Perfil 2 – Quartzito Formação Galho do Miguel</b>										
<b>A</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Pp</b>	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>2Bi - amarelo</b>	90,51	4,80	1,45	0,206	0,005	0,138	0,01	< 0,010	0,934	0,027
<b>2Bi - vermelho</b>	87,24	4,18	5,44	0,144	0,005	0,128	0,02	< 0,010	1,05	0,030
<b>2C</b>	90,91	4,85	1,14	0,207	0,009	0,158	0,01	< 0,010	1,24	0,030
<b>Rocha</b>	94,60	2,19	0,729	0,122	0,003	0,108	0,02	< 0,010	1,69	0,028
<b>Perfil 13 - Quartzito Formação Sopa Brumadinho</b>										
<b>A</b>	92,68	2,82	1,03	0,068	0,004	0,250	0,03	< 0,010	0,520	0,017
<b>Pp</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>2C</b>	88,19	2,44	1,08	0,182	0,005	0,074	0,01	< 0,010	0,194	0,036
<b>Perfil 16 - Quartzito Formação Sopa Brumadinho</b>										
<b>2Bi2</b>	80,81	11,04	1,07	0,195	0,003	0,748	0,01	< 0,010	1,89	0,020
<b>2C</b>	86,99	6,96	0,853	0,156	0,005	0,735	0,01	< 0,010	1,98	0,014
<b>Rocha</b>	97,99	0,636	0,129	0,033	0,004	0,020	0,01	< 0,010	0,169	0,012

# Soils and erosion surfaces: a contextualization of landscape evolution in the Southern Espinhaço Range (SdEM), Minas Gerais

César Augusto Chicarino Varajão\*  
Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão\*\*  
Fábio Soares de Oliveira\*\*\*  
Helen Nébias Barreto\*\*\*\*  
André Augusto Rodrigues Salgado\*\*\*\*\*

\* Geologist Engineer (UFOP). Master (USP). Doctor (Université Paul Cézanne Aix Marseille III). Retired professor at UFOP.

\*\* Geologist Engineer (UFOP). Master in Geosciences (USP). PhD in Materials and Minerals (Université de Poitiers). Professor at UFOP.

\*\*\* Geographer (UFV). Master in Agronomy (UFV). Doctor in Crustal Evolution and Natural Resources (UFOP). Professor at UFMG

\*\*\*\* Geographer (UFMG). Master in Geography (UFMG). PhD in Crustal Evolution and Natural Resources (UFOP). PhD in Terrestrial Environmental Sciences (Université Paul Cézanne Aix Marseille III, AixMarseille III). Professor at UFMA.

\*\*\*\*\* Geographer (UFMG). Master in Geography (UFMG). Doctor in Crustal Evolution and Natural Resources (UFOP). PhD in Geosciences (Université Paul Cézanne Aix Marseille III, AixMarseille III). Professor at UFMG.

---

**Resumo** The study investigated the landscape evolution of Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), MG, through the macromorphological, mineralogical, micromorphological and chemical characterization of soils developed from the main regional lithostratigraphic units. There are mainly Neossols and Cambisols, decapitated by erosion and covered discordantly by a paleo-pavement. Considering climatic variations, erosion surfaces and recent soil dating, we understand that after long desert conditions in the Cretaceous (Post-Gondwana Surface) until the Paleocene (South American Surface), there was an abrupt climatic variation in the Eocene, in which hot and humid conditions formed the weathered mantles and the dismantling of the quartz veins from the underlying geological units (Supergroup Espinhaço). These conditions were also present during the Miocene, disappearing in the Pliocene, where the installation of a new desert climate promoted the disappearance of vegetation and the consequent erosion-decapitating of soil profiles. In this context, the aforementioned regional paleo-pavement was formed and interpreted as contemporary to the Surface Velhas. Over it, during the Quaternary, countless peatlands were formed, suggesting mild regional climatic conditions.

**Key-words:** Paleo-pavement, duricrusts, decapitated soils, erosion surfaces, climatic variations.

---

## Informações sobre os autores

**César Augusto Chicarino Varajão**

E-mail: [cesar.varajao@gmail.com](mailto:cesar.varajao@gmail.com)

Link para o currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/6627314379163987>

 <https://orcid.org/0000-0002-2531-7165>

**Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão**

E-mail: [angelica.varajao@gmail.com](mailto:angelica.varajao@gmail.com)


Link para o currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/6003651532018095>

 <https://orcid.org/0000-0002-9930-1801>

**Fábio Soares de Oliveira**

E-mail: [fabiosolos@gmail.com](mailto:fabiosolos@gmail.com)


Link para o currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8546459778894275>

 <https://orcid.org/0000-0002-1450-7609>

**Helen Nébias Barreto**

E-mail: helennebias@yahoo.com.br


Link para o currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8324311606862613>

 <https://orcid.org/0000-0002-7358-011X>

**André Augusto Rodrigues Salgado**

E-mail: aarsalgadoufmg@gmail.com

Link para o currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/9312637835274211>

 <https://orcid.org/0000-0001-7679-5944>

**Artigo recebido:** 3/05/2020

**Artigo aceito:** 01/06/2020