

Roteiro Geológico no Centro-Oeste Mineiro (Belo Horizonte a Araguari): Cráton do São Francisco-Faixa Brasília-Bacia do Paraná

Geological Trip in the midwest of Minas Gerais (Belo Horizonte to Araguari): São Francisco Craton-Brasília Belt-Paraná Basin

Hildor José Seer¹, Lucia Castanheira de Moraes¹,
Alexandre Uhlein², Gabriel Jubé Uhlein²

¹ Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, Campus Araxá , Av. Min. Olavo Drumond, 25, 38180-510, Araxá, MG, Brasil hildorseer@cefetmg.br, 2013luciam@gmail.com

² Instituto de Geociências, CPMTC e Departamento de Geologia, UFMG. Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brasil. auhlein@gmail.com, guhlein@gmail.com

Sumário

RESUMO	3
ABSTRACT	3
INTRODUÇÃO.....	4
UNIDADES GEOTECTÔNICAS	6
O embasamento do Cráton do São Francisco na região de Mateus Leme – Pará de Minas - Nova Serrana.....	6
Introdução	6
As rochas cristalinas: Gnaisses, migmatitos e granitóides	6
O Supergrupo Rio das Velhas	7
A Bacia do São Francisco e o Grupo Bambuí.....	8
Bacia do São Francisco.....	8
Grupo Bambuí.....	10
Faixa Brasília Meridional.....	13
Grupo Canastra.....	13
Grupo Araxá.....	14
Grupo Ibiá	17
Bacia Sanfranciscana	17
Província Ígnea do Alto Paranaíba.....	18
Intrusão Serra do Bueno.....	19
Intrusão alcalino-carbonatítica de Araxá.....	19
Província Magmática Continental do Paraná.....	20
Formação Botucatu	21
Formação Serra Geral.....	22
Bacia Bauru.....	23
Megafauna Pleistocênica.....	25
Evolução Geológica Integrada	26
DESCRIÇÃO DOS PONTOS.....	29
PRIMEIRO DIA DE CAMPO	29
SEGUNDO DIA DE CAMPO	36
TERCEIRO DIA DE CAMPO.....	49
CONCLUSÕES.....	60
AGRADECIMENTOS.....	61
REFERÊNCIAS	61

RESUMO

Apresenta-se um Roteiro Geológico, com localização precisa e de acessos de afloramentos selecionados, desde a cidade de Belo Horizonte até as proximidades da cidade de Araguari, pelo centro-oeste mineiro. Ao longo do percurso afloram rochas do Cráton do São Francisco (embasamento e cobertura), assim como da Faixa Brasília Meridional, Província Magmática Continental do Paraná, Província Ignea do Alto Paranaíba e bacias Sanfranciscana e Bauru. Os afloramentos selecionados para todo o roteiro representam uma síntese da evolução geológica do Planeta Terra, passando pelo Arqueano, Proterozoico e alcançando o Fanerozoico (período Cretáceo). A diversidade de litologias ígneas, sedimentares e metamórficas, geradas em distintos ambientes geológicos e contextos geotectônicos, representa uma oportunidade significativa para a formação de técnicos em geologia, geólogos e profissionais de áreas afins.

Palavras chave: roteiro geológico; evolução geológica; geotectônica; estratigrafia; Minas Gerais.

ABSTRACT

A geological field trip is presented, providing precise location and access to selected outcrops, starting from the city of Belo Horizonte and ending near the city of Araguari, in the central-west region of the state of Minas Gerais, Brazil. Along the route, there are exposed rocks from the São Francisco Craton (both basement and cover), as well as from the Southern Brasília Belt, the Paraná Continental Magmatic Province, the Alto Paranaíba Igneous Province and the Sanfranciscana and Bauru basins. The selected outcrops provide a comprehensive overview of the geological evolution of Planet Earth, spanning the Archean, Proterozoic, and reaching the Phanerozoic era (Cretaceous period). The diverse array of igneous, sedimentary, and metamorphic lithologies, formed in various geological environments and geotectonic settings, offers significant learning opportunities for geological technicians, geologists, and other related professionals.

Keywords: geological field trip; geological evolution; geotectonics; stratigraphy; Minas Gerais

INTRODUÇÃO

Um roteiro geológico é uma ferramenta didática importante, em especial em um país territorialmente grande e geologicamente diversificado como o Brasil. Esse roteiro inicia-se nas proximidades de Belo Horizonte, onde afloram rochas do Cráton do São Francisco, de idades Arqueana e Paleoproterozóica e culmina perto da cidade de Araguari, onde estão expostas rochas do Cretáceo Inferior e Superior das Bacias do Paraná e Bauru (Fig. 1). Abrange um espectro de litologias ígneas, sedimentares e metamórficas geradas em diversos ambientes geológicos e contextos geotectônicos (Fig. 2). Ao longo de um roteiro para três dias de campo, afloramentos variados são apresentados, com suas coordenadas e forma de acesso. O primeiro dia percorre porções do Cráton do São Francisco e sua cobertura sedimentar representada pela Bacia do São Francisco. O segundo dia tem início nesta bacia, adentra os domínios da Faixa Brasília Meridional (FBM) contemplando também rochas sedimentares da Bacia Sanfranciscana. O terceiro parte da FBM e alcança os domínios das Bacias do Paraná e Bauru. Os afloramentos selecionados auxiliam na compreensão da evolução geológica do Planeta Terra, desde o Arqueano (embasamento e *greenstone belts*), passando pelo Neoproterozóico (FBM), e adentrando o Mesozóico, especialmente o Período Cretáceo (Província Magmática Continental do Paraná, Província Ignea do Alto Paranaíba, e bacias sedimentares intracratônicas (Bauru e Sanfranciscana).

Para facilitar a compreensão de cada um dos temas abordados, este guia se inicia com uma breve introdução a cada unidade geotectônica. A introdução é acompanhada por indicações bibliográficas. Além disso, os interessados podem acessar as cartas geológicas das Folhas Bom Despacho, Luz, Campos Altos, São Gotardo, Araxá, Sacramento, Perdizes e Uberaba-Igarapava e seus respectivos relatórios técnicos através do sítio www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa. Destacam-se também quatro roteiros geológicos publicados no 42º Congresso Brasileiro de Geologia: Uhlein *et al.* (2004b), Bertini *et al.* (2004), Seer *et al.* (2004) e Sgarbi & Sgarbi (2004), disponíveis na aba Anais de Congressos Brasileiros de Geologia no sítio: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

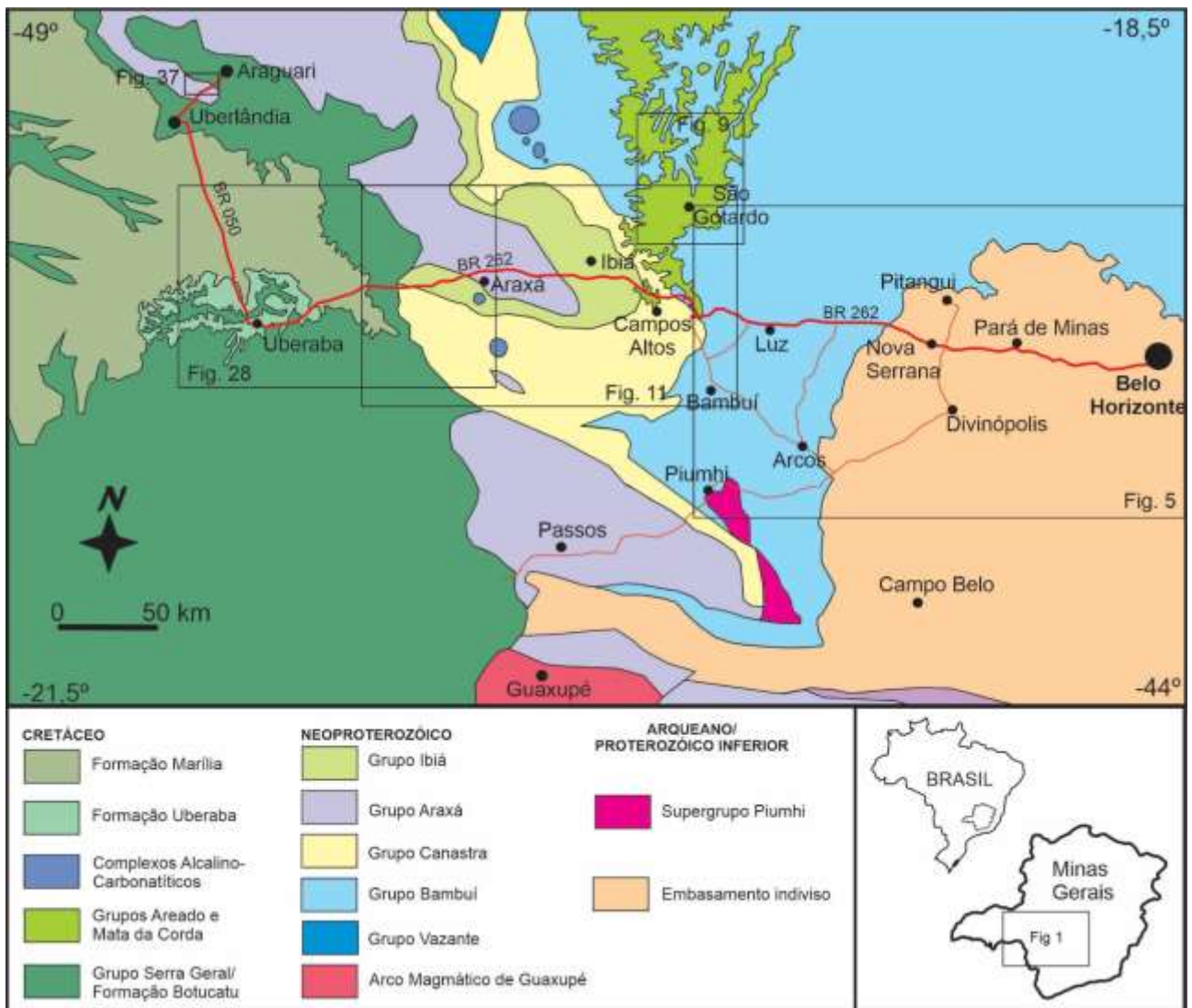


Figura 1. Mapa geológico simplificado para a região do roteiro (modificado de Pinto & Silva, 2014). Os retângulos indicam os mapas das figuras onde se encontra a localização dos afloramentos do roteiro.

Figure 1. Simplified geological map for the route region (modified from Pinto & Silva, 2014). The rectangles indicate the maps of the figures with the location of the outcrops of the route.

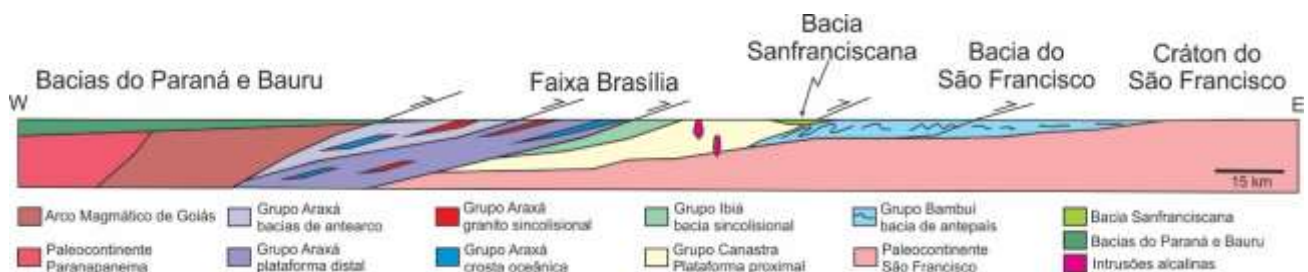


Figura 2. Seção geológica esquemática E-W com a distribuição das diversas unidades geotectônicas discutidas neste roteiro.

Figure 2. E-W schematic geological section with the distribution of the different geotectonic units discussed in this field trip.

UNIDADES GEOTECTÔNICAS

O embasamento do Cráton do São Francisco na região de Mateus Leme – Pará de Minas - Nova Serrana.

Introdução

O embasamento do Cráton do São Francisco é constituído por gnaisses e migmatitos (Complexos Belo Horizonte e Divinópolis) separados por um terreno de *greenstone belt* pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas. Esta região representa um típico terreno arqueano-paleoproterozóico, com gnaisses e *greenstone belts*. O embasamento gnáissico infracrustal é representado por uma associação de gnaisses e migmatitos do tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito), com eventuais corpos de anfíbolitos e intrusivas graníticas-granodioríticas e idades variando do Mesoarqueano até o Neoarqueano. A sequência arqueana de rochas verdes (*greenstone belt*) do Supergrupo Rio das Velhas tem cerca de 4.000 metros de espessura, com associações litológicas ultramáficas, máficas, vulcanossedimentares e sedimentares, relacionadas ao Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné (Romano, 1989; Romano *et al*, 2014).

O arcabouço geotectônico é materializado por uma zona colisional de idade Neoarqueana que colocou dois blocos crustais em contato, designados como Complexo Belo Horizonte e Complexo Divinópolis, com desenvolvimento de remanescentes de uma bacia oceânica do tipo *greenstone belt*, entre ambos (Fig. 4 e 5). Ocorrem grandes falhas transcorrentes de direção noroeste até nordeste, com foliação milonítica subvertical, associadas com rede de veios de quartzo hidrotermal (Romano, 2007 e Romano *et al.*, 2014). Destacam-se, na região, os trabalhos de Romano (1989), Romano (2007), Romano *et al.* (2014), Heineck (1997), Perilo (1998) e Oliveira (1999).

As rochas cristalinas: Gnaisses, migmatitos e granitóides

As cidades de Contagem, Betim e Belo Horizonte, estão assentadas sobre as rochas do Complexo Belo Horizonte (Fig. 4 e 5), caracterizado por biotita gnaisse bandado grosso, constituído de quartzo, plagioclásio sódico, feldspato (K), biotita e, frequentemente, hornblenda, nas bandas máficas. Apresenta diversas estruturas migmatíticas, desde tipo *schollen* até as mais evoluídas, onde acontece a fusão total da rocha, gerando corpos nebulíticos, gradando para corpos granodioríticos. É uma rocha que ocorre principalmente na região de Contagem e Betim (Romano *et al.* 2014).

O Complexo Divinópolis aflora a oeste de Pará de Minas até a região de Nova Serrana (Fig. 5). É constituído por gnaisses biotíticos e anfíbolíticos de estrutura bandada grossa e profundamente afetados por fusão parcial, o que gerou grandes corpos de migmatitos

ricos em estruturas como *schollen*, estromática, *schlieren*, flebítica e dobrada, além de porções nebulíticas. Na região dos rios Pará e São João (Romano, 2007), a oeste de Pará de Minas, ocorrem leucognaisses ortoderivados com bandamento fino a médio e fusão parcial incipiente. Ocorre milonitização ao longo das zonas de cisalhamento, e são frequentes corpos de granitos de grão fino a médio.

O Supergrupo Rio das Velhas

Costa & Romano (1976), em trabalho pioneiro, consideraram a sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares na faixa entre Mateus Leme – Pará de Minas – Pitangui como pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 5). Entre 1978 e 1983, a região foi mapeada por geólogos do Instituto de Geociências Aplicadas - IGA, o que resultou em quatro folhas em escala 1:50.000, respectivamente, as folhas de Esmeraldas, Cachoeira da Prata, Pedro Leopoldo e Contagem. Nesse mapeamento geológico, a região de Mateus Leme-Pará de Minas foi seguramente correlacionada ao Supergrupo Rio das Velhas, incluindo a divisão em grupos Nova Lima (base) e Maquiné (topo). Ladeira (1981) e Ladeira *et al.* (1983), assim como Romano (1993) e, posteriormente Heineck (1997), descrevem a faixa Mateus Leme – Pitangui como parte do *greenstone belt* Rio das Velhas. Heineck (1997) apresenta uma extensa caracterização geoquímica das rochas metaultrabásicas e metabásicas do Grupo Nova Lima da região de Mateus Leme.

O Grupo Nova Lima predomina amplamente no Supergrupo Rio das Velhas da região de Mateus Leme-Pitangui. Romano *et al.* (2014) reconheceram duas sequências: 1- metavulcanossedimentar e metassedimentar; 2- metaígnea e metassedimentar, ambas subdivididas em várias unidades.

Na região de Mateus Leme, ao longo da BR 262, predominam xistos ultramáficos (xistos magnesianos – carbonato, anfibólio, clorita, talco xistos, em quantidades variáveis) e xistos máficos (anfibólio, biotita, epidoto), com cores variando do amarelo avermelhado, quando intemperizados, até verde acinzentado, quando frescos. Localmente, nos xistos máficos são reconhecidas estruturas vulcânicas primárias como *pillow lava*, principalmente em afloramentos bem preservados, caso da fazenda Olhos d'Água, cerca de 5 Km ao norte de Mateus Leme (Heineck 1997, Romano *et al.* 2014). Estudos petrológicos permitiram discriminar geoquimicamente as rochas e agrupá-las em três tipos principais: toleítos de alto Mg, basaltos komatiíticos e toleítos de alto Fe, formados principalmente em ambiente de arco de ilha. Os toleítos de alto ferro têm uma assinatura continental (Heineck 1997, Romano *et al.* 2014). Rochas metassedimentares ocorrem

intercaladas nas metavulcânicas em toda a área de afloramentos do Grupo Nova Lima, marcando uma quiescência do vulcanismo. São representadas principalmente por Formação Ferrífera Bandada (FFB) tipo Algoma, rica em magnetita, filito carbonoso, metachert puro ou ferruginoso e magnetitito (Romano *et al.* 2014).

Rochas vulcânicas dacíticas, riolíticas e riodacíticas geralmente alteradas e deformadas podem ser também encontradas. Afloram ainda rochas metapiroclásticas e metatufos com intercalações de metaritimatos clorito-muscovíticos em parte ferruginosos e metagrauvacas (quartzitos impuros, ricos em matriz filítica).

O metamorfismo regional atinge a facies anfíbolito médio-alto na região de influência das grandes falhas transcorrentes. No entanto, a grande maioria das rochas metavulcânicas e metassedimentares é da facies xisto verde. Um metamorfismo de caráter hidrotermal-metassomático atinge as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, transformando-as em rochas peraluminosas, principalmente ao longo das falhas. Estas rochas peraluminosas, também referidas como agalmatolitos, são rochas que possuem teores variados de coríndon, muscovita e polimorfos de Al_2SiO_5 (principalmente andaluzita e cianita) como mineralogia metamórfica primária, e diásporo, pirofilita e caulinita como mineralogia retrometamórfica. Foram formadas por hidrotermalismo sin-vulcanismo (Teixeira & Kuyumjian 1991) ou então devido a migração de fluidos metamórficos durante o cisalhamento transpressivo (Romano 2007, Romano *et al.* 2014). Trabalhos como de Teixeira & Kuyumjian (1991) e Carmo & Romano (1996) descrevem com detalhe a mineralogia e a evolução das rochas peraluminosas da faixa entre Mateus Leme – Pará de Minas – Pitangui.

A Bacia do São Francisco e o Grupo Bambuí

Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco (BSF) é uma importante bacia sedimentar intracratônica da região centro-leste do Brasil, abrangendo principalmente os Estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins, apresentando cerca de 1400 km na direção Norte-Sul e de 600 km na direção Leste-Oeste (Alkmim & Martins Neto, 2001; Zalan & Romeiro Silva, 2007). A BSF representa uma cobertura do Cráton do São Francisco, constituída por rochas proterozoicas e fanerozoicas. O Grupo Bambuí, sequência siliciclástica-carbonática neoproterozóica, constitui a principal unidade estratigráfica da Bacia do São Francisco.

Estratigraficamente, a BSF é constituída, da base ao topo, pelo embasamento arqueano-paleoproterozoico (gnaisses, granitoides, migmatitos e rochas supracrustais mais antigas que 1,8 Ga), e por unidades estratigráficas proterozoicas e fanerozoicas.

Ocorrem diversas unidades estratigráficas mesoproterozoicas, constituídas principalmente por rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas do Supergrupo Espinhaço (Grupo Conselheiro Mata), Grupo Paranoá e Grupo Vazante. Ocorrem também rochas neoproterozóicas da Formação Jequitaí (diamictitos glaciais) e, principalmente, do Grupo Bambuí (sedimentos siliciclásticos-carbonáticos), este último com grande extensão regional. Para o topo, ocorrem unidades estratigráficas fanerozoicas, como o Grupo Santa Fé (Permocarbonífero) e os Grupos Areado (arenitos, conglomerados, pelitos), Mata da Corda (vulcânicas, piroclásticas e arenitos) e Urucuia (arenitos), do Cretáceo. Coberturas do Paleógeno (sedimentos lateritizados) e Neógeno (coberturas aluviais do Quaternário) também ocorrem, localmente.

As unidades estratigráficas de preenchimento apresentam, em conjunto, uma espessura média aflorante de cerca de 1000 a 1200 metros, podendo, entretanto, chegar a 4000 ou 5000 metros junto a Faixa Brasília (Alkmim & Martins Neto, 2001, 2012; Sgarbi *et al.*, 2001; Zalan & Romeiro Silva, 2007; Alvarenga *et al.*, 2012; Bitencourt *et al.*, 2015; Reis *et al.*, 2017). As unidades Permo-Carboníferas (Grupo Santa Fé) e do Cretáceo (Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia) são referenciadas também como pertencentes à Bacia Sanfranciscana, designação que reúne as unidades fanerozoicas da BSF. A BSF, em especial o Grupo Bambuí, é limitada por faixas ou orógenos neoproterozoicos, como a Faixa Brasília (a oeste) e a Faixa Araçuaí (a leste). O Grupo Bambuí apresenta as bordas deformadas (dobras, xistosidade e falhas reversas) por influência das faixas neoproterozoicas e uma porção central ampla, com camadas sub-horizontais, não deformadas. Nestes contatos com os orógenos neoproterozoicos, os metassedimentos das faixas dobradas ocorrem empurrados por sobre os metassedimentos deformados do Grupo Bambuí, que mostra dobras vergentes para o interior cratônico e, comumente, xistosidade, conforme Alkmim & Martins Neto (2001), Alkmim (2004) e Uhlein *et al.* (2004a). Ao sul, o Grupo Bambuí mostra contato por discordância, portanto erosional, com o embasamento granito-gnáissico da região de Belo Horizonte.

Depois da estruturação tectônica das faixas marginais ao Cráton do São Francisco, ocorreu a formação e estabilização do supercontinente Gondwana, no Cambriano. No Ordoviciano-Siluriano-Devoniano não houve sedimentação ou preservação de registro sedimentar na BSF. Entretanto, no Permo-Carbonífero (310 a 280 Ma), foram depositadas as unidades glaciais do Grupo Santa Fé num contexto de bacia intracratônica, em provável continuidade com a Bacia do Paraná (Campos & Dardenne, 1994, 1997a, 1997b, 2002).

No Cretáceo, a BSF foi reativada devido à separação continental entre América do Sul e África (Seer *et al.* 1989; Campos & Dardenne, 1997a, 1997b; Alkmim & Martins-Neto 2001). Formaram-se estruturas distensionais (falhas normais) que geraram *grabens* na direção norte-sul, que receberam a sedimentação continental dos grupos Areado e Urucuaia, bem como o vulcanismo do Grupo Mata da Corda (Moraes *et al.* 1986; Seer *et al.*, 1989; Campos & Dardenne 1997a, 1997b; Sgarbi *et al.*, 2001; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Sgarbi, 2011; Fragoso, 2011; Mescolotti *et al.*, 2019).

Grupo Bambuí

Entre o final do Neoproterozoico e o início do Cambriano (c. 630-500 Ma), diversas massas continentais se amalgamaram para formar a porção ocidental do Supercontinente Gondwana (Almeida, 1977, Alkmim, 2004). No paleocontinente São Francisco-Congo – precursor do atual Cráton do São Francisco – a carga promovida pela edificação dos orógenos Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste, deu origem a uma complexa bacia *foreland* (ou antepaís), que recebeu os sedimentos do Grupo Bambuí (Chang *et al.*, 1988; Dardenne, 2000; Alkmim & Martins Neto, 2001, 2012; Uhlein *et al.*, 2004b; Reis, 2011; Kuchenbecker, 2014; Uhlein *et al.*, 2017; Reis *et al.*, 2017).

O Grupo Bambuí é, classicamente, formado por cinco formações, as quais são, da base para o topo, Jequitaiá, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Jequitaiá é constituída por diamictitos de origem glacial e a Formação Sete Lagoas, por calcários estromatolíticos, calcários e dolomitos retrabalhados e pelitos. A Formação Serra de Santa Helena é composta por folhelhos, siltitos, margas e raras lentes de calcário. Espessos corpos lenticulares constituídos por calcários pretos, oolíticos a pisolíticos, brechas intraformacionais e siltitos caracterizam a Formação Lagoa do Jacaré. A Formação Serra da Saudade é constituída por pelitos, localmente esverdeados, e, subordinadamente, calcários e arenitos. A Formação Três Marias é composta por arenitos arcoseanos e grauvaquianos, além de pelitos (Dardenne, 1978, 1981, 2000; Martins, 1999; Uhlein *et al.*, 2004b; Martins & Lemos, 2007). Entretanto, na porção oeste, próximo da Faixa Brasília, diferentes unidades estratigráficas podem ser adicionadas ao quadro estratigráfico do Grupo Bambuí. A Formação Samburá, corresponde à “unidade clástica” de Castro & Dardenne (2000), é constituída por siltitos, arcósios, orto e paraconglomerados, representando uma sedimentação de fan-delta, interdigitada com pelitos e carbonatos basais. A Formação Lagoa Formosa é representada por diamictitos, ritmitos, siltitos e, localmente, jaspelitos (Seer *et al.* 1989;

Uhlein *et al.*, 2004b, Uhlein *et al.*, 2011), que ocorrem, em parte, interdigitados com a Formação Serra da Saudade, constituindo um sistema deposicional de leque submarino.

Assim, considerando um cenário mais amplo, a análise litoestratigráfica do Grupo Bambuí evidencia dois setores ou compartimentos distintos, com estratigrafia e sedimentação diferenciada: o setor ocidental e o setor oriental (Uhlein *et al.*, 2004b; Uhlein *et al.*, 2017). O setor ocidental é caracterizado por maiores taxas de subsidência, com maior espessura da pilha sedimentar, importantes variações faciológicas e por importante controle tectônico sobre a sedimentação, como indicam os depósitos psefíticos aflorantes, como o conglomerado Samburá (Castro & Dardenne, 2000) e diamictitos da região de Lagoa Formosa (Seer *et al.*, 1989; Uhlein *et al.*, 2011), que são encontrados neste setor. O setor oriental da Bacia Bambuí é caracterizado pelo desenvolvimento de amplas plataformas marinhas de baixo gradiente, com expressiva sedimentação carbonática e menores taxas de subsidência, bem como um forte controle eustático sobre a sedimentação. As unidades estratigráficas são mais facilmente identificadas neste setor, com maior continuidade lateral das unidades carbonáticas, menor tectonismo sinsedimentar, com menor influência das variações laterais de fácies. Neste setor, o preenchimento da Bacia Bambuí é caracterizado por três sequências transgressivo-regressivas em contexto de fácies de águas rasas para o topo (*shallowing upwards*), conforme identificado por Dardenne (1981, 2000) e Martins & Lemos (2007). Trabalhando também no setor oriental, na região de Januária, norte de Minas Gerais, Uhlein *et al.* (2019) descrevem um hemicyclo transgressivo na base e quatro ciclos transgressivos-regressivos acima.

A idade de sedimentação do Grupo Bambuí tem sido debatida por décadas e grandes avanços foram obtidos nos últimos anos. Inicialmente Dardenne *et al.* (1972) e Cloud & Dardenne (1973), utilizando estromatólitos do tipo *Gymnosolen* (formas colunares ramificadas), sugeriram idades mais antigas, em torno de 800-700 Ma. Pesquisas geocronológicas por Rb-Sr e K-Ar em pelitos indicaram idades jovens, em torno de 600 Ma (Parenti Couto *et al.*, 1981). Posteriormente, uma isócrona Pb-Pb em calcários da base da Formação Sete Lagoas indicou idade de 740 Ma para o carbonato de capa da Formação Sete Lagoas (Babinski *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007). Todavia, Caxito *et al.* (2012, 2018) sugeriram, devido aos valores isotópicos de carbono, a razão isotópica do estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e a diversas características sedimentológicas e estratigráficas, que o carbonato de capa da Formação Sete Lagoas deveria ter uma idade pós-Marinoana, em torno de 635 Ma, conforme outros exemplos de carbonatos de capa pós-Marinoanos pelo

mundo. Paula-Santos *et al.* (2015) utilizando geocronologia pelo método U-Pb em zircão detrítico, identificaram zircões jovens, e idade máxima de sedimentação de 593 Ma, para a porção média da Formação Sete Lagoas. A partir daí outras evidências de sedimentação no Ediacarano e Cambriano foram publicadas para o Grupo Bambuí. Warren *et al.* (2014) identificaram, pela primeira vez, o fóssil-índice do Neoproterozoico tardio, o metazoário *Cloudina sp* na porção média da Formação Sete Lagoas, em Januária (MG). Moreira *et al.* (2020) reconheceram zircões ígneos com idade de 520.2 ± 5.3 Ma em rochas vulcanoclásticas da Formação Serra da Saudade. Por fim, uma idade cambriana para a Formação Três Marias foi proposta por Tavares *et al.* (2020) que identificaram zircões detríticos de 527 Ma e também por Sanchez *et al.* (2021), que identificaram a ocorrência do icnofóssil *Treptichnus pedum*, de idade cambriana a ordoviciana, na Formação Três Marias. Mais recentemente, Caxito *et al.* (2021) publicaram idades U-Pb *in-situ*, sobre carbonatos com leques de pseudomorfos de aragonita que ocorrem na base da Formação Sete Lagoas, confirmando uma idade Ediacarana para o carbonato de capa (615 a 608 Ma). Assim, compilando os diversos dados geocronológicos, considera-se que o Grupo Bambuí deve ter idade Ediacarana-Cambriana, entre 620 a 520 Ma.

O Grupo Bambuí foi depositado em uma depressão tectônica no antepaís (bacia *foreland*) da Faixa Brasília, formada no final do Ciclo Brasileiro, por mecanismos de subsidência do tipo flexural, devido à inversão tectônica da Faixa Brasília (Chang *et al.*, 1988; Dardenne, 2000; Alkmim & Martins Neto, 2001, 2012; Uhlein *et al.*, 2004b; Uhlein *et al.*, 2017; Reis *et al.*, 2017). Entretanto, para Zalán & Romeiro-Silva (2007), com base em seções sísmicas, o Grupo Bambuí tem características de bacia intracratônica na base, passando, gradativamente, para bacia de antepaís (*foreland*).

Recentemente, importantes trabalhos foram publicados sobre quimioestratigrafia do Grupo Bambuí com dados de isótopos de carbono, oxigênio, cromo, nitrogênio, estrôncio e neodímio, além de dados litoquímicos em diversas regiões na BSF. Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos da bacia variam fortemente, com especial atenção para os valores muito positivos na sua porção estratigráfica central. Este intervalo é identificado como Middle Bambuí Excursion (MIBE - Uhlein *et al.*, 2019; Cui *et al.*, 2020; Caetano-Filho *et al.*, 2021). Isótopos de Sr variam de acordo com $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, sugerindo períodos de restrição e conexão da bacia com variados graus de disponibilidade de nutrientes (Paula-Santos *et al.*, 2015; Caxito *et al.*, 2018, 2021; Fraga-Ferreira *et al.*, 2021).

Faixa Brasília Meridional

A Faixa Brasília Meridional (FBM) é atualmente entendida como um sistema orogênico que evoluiu durante o Neoproterozoico na margem oeste do Cráton do São Francisco (Fuck, 1994, Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004, Rodrigues *et al.* 2010, Della Giustina *et al.* 2011, Uhlein *et al.* 2013, Valeriano *et al.* 2008, Pimentel 2016, Valeriano 2017, Frugis *et al.* 2018) (Fig. 2). Está estruturada em terrenos que foram acrescidos durante colisões de arcos magmáticos intraoceânicos (Pimentel *et al.* 1999) e bacia do tipo margem passiva, gerando um complexo sistema de nappes superpostos tectonicamente durante evento colisional entre as paleoplacas do São Francisco e do Paranapanema no intervalo de 630 a 600 Ma. Na região do roteiro as litologias que compõem estas nappes e terrenos alóctones estão reunidas nos Grupos Canastra, Araxá e Ibiá (Fig. 2).

Destacam-se, na região do roteiro, os trabalhos de Barbosa *et al.* (1970), Seer (1999), Seer *et al.* (2000), Seer *et al.* (2001), Silva (2003), Seer *et al.* (2005), Dias *et al.* (2011), Seer & Moraes (2013), Silva *et al.* (2012), Uhlein *et al.* (2013) e Falci *et al.* (2018).

Grupo Canastra

Barbosa (1955) foi o primeiro autor a utilizar o termo Formação Canastra para a sequência metapsamítica e metapelítica presente na região da Serra da Canastra. Esta sequência foi elevada à categoria de Grupo por Barbosa *et al.* (1970), quando sua área de ocorrência já havia sido expandida desde a proximidade de Passos, em Minas Gerais, até Brasília, no Distrito Federal. Estudos de Freitas-Silva & Dardenne (1994) permitiram o estabelecimento de uma coluna tectono-estratigráfica para o Grupo Canastra na região de Paracatu-Coromandel à norte da área deste roteiro. Definiram três formações, da base para o topo, denominadas Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões. A primeira é composta de filito e xisto calcífero com lentes de calcário e mármore. A segunda é formada por filito carbonoso escuro e intercalações de quartzito fino e filito sericítico. A Formação Chapada dos Pilões compreende uma sucessão rítmica de filito e quartzito. Para Dardenne (2000) esta sequência representa um megaciclo regressivo que se inicia por sedimentação rica em matéria orgânica em águas profundas, superposta por sedimentação turbidítica e, para o topo, sedimentação plataformar de águas mais rasas. Seer & Moraes (2011) descrevem uma sequência detrítico-química e uma sequência detrítica para o Grupo Canastra na área deste roteiro. A sequência detrítico-química cavalga as rochas do Grupo Bambuí, e é, por sua vez, cavalgada pela sequência detrítica, ambas podendo representar duas porções originalmente mais afastadas de uma mesma

bacia a despeito de ocuparem atualmente a mesma posição geográfica. A primeira pode ser tentativamente correlacionada com a Formação Serra do Landim. Silva *et al.* (2012) discutem a tectono-estratigrafia do Grupo Canastra na região de Tapira e também propõem correlações estratigráficas com as unidades de Freitas-Silva & Dardenne (1994). Estudos geocronológicos pelo método U-Pb mostraram que zircões detríticos apresentam idades no intervalo de 2875 Ma a 1226 Ma (Valeriano *et al.* (2004), sendo que a idade mais nova representa a idade máxima de deposição para o Grupo. Rodrigues (2008) e Rodrigues *et al.* (2010) encontraram zircões mais jovens com idade de 1030 Ma, baixando a idade máxima de deposição. Esta idade é corroborada por resultados de Re-Os que forneceram 1002 Ma para a sedimentação deste grupo (Bertoni *et al.* 2014). Utilizando dados de U-Pb e Sm-Nd Rodrigues *et al.* (2010) sugerem que o Grupo Canastra deve ser mais jovem que 1,0 Ga e reforçam a interpretação de que seus sedimentos foram depositados em uma margem passiva ao longo da borda W do paleocontinente do São Francisco. Estudos de Carvalho *et al.* (2019) indicam que a proveniência dos sedimentos do Grupo Canastra está ligada exclusivamente a áreas fonte situadas à leste neste paleocontinente.

Na região de Campos Altos (Fig. 10) Seer & Moraes (2011) caracterizaram uma sequência de sericita filito, às vezes carbonoso, muscovita-quartzo xisto, clorita-quartzo xisto muscovita-quartzo-carbonato-clorita xisto, muscovita-quartzo-clorita xisto, clorita xisto e mármore, quartzito e quartzito micáceo e, muito subordinadamente, formação ferrífera bandada do tipo Lago Superior. O mármore pode gradar para metamarga e clorita xisto carbonático, mas a encaixante principal é o sericita filito. Três pedreiras de mármore foram exploradas na década de 1990 para rocha ornamental. As ocorrências de mármore se distribuem numa faixa NW desde a cidade de Campos Altos até a altura da cidade de Altolândia, sempre na porção considerada mais basal da unidade detrítica-química. A sequência foi metamorfisada na fácies xisto verde, zona da clorita.

Grupo Araxá

O Grupo Araxá foi primeiramente definido como Formação por Barbosa (1955) e renomeado a Grupo em 1970 por Barbosa *et al.* para caracterizar um conjunto de “metamorfitos de fácies epidoto-anfibolito, consistindo essencialmente de micaxistos e quartzitos com intercalações de anfibolitos”. Em Minas Gerais ocorre desde a região de Passos e vai até a fronteira com o Estado de Goiás, compondo quatro grandes nappes metamórficas e/ou sistemas de nappes (Valeriano *et al.*, 2004), denominadas nessa ordem, Passos, Tapira, Araxá e Monte Carmelo. Estas avançaram para sudeste sobre as

nappes mais externas representadas pelos Grupos Ibiá e Canastra, mostrando contatos tectônicos com estes. Segundo Seer (1999) e Seer *et al.* (2001), a Nappe de Araxá é constituída por rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas além de rochas granitóides e pegmatíticas. O litotipo predominante é um granada-biotita-muscovita-quartzo xisto com veios de quartzo dobrados e estirados paralelamente à foliação principal. Mas as variações são abundantes: quartzo-mica xisto, granada-quartzo-mica-xisto, estaurolita-mica xisto, granada-cloritóide-quartzo-mica xisto, quartzito e quartzito micáceo (Seer, 1999, Seer *et al.*, 2001). De modo mais restrito ocorrem xistos feldspáticos, xistos grafitosos e xistos hematíticos. A composição nos xistos indica que originalmente eram sedimentos detríticos ricos em quartzo e minerais argilosos, com alguma contribuição orgânica e precipitação de ferro. Lentes de anfibolito grosso a fino, granada anfibolito, clorita-anfibólio xisto e clorita xisto ocorrem intercaladas aos metassedimentos. Associados às metamáficas, ocorrem leitos pouco espessos de ortoquartzito fino que podem representar metachert. As metamáficas representam basaltos toleíticos do tipo MORB enriquecido, com $\epsilon_{Nd(t)} = + 1,10$ (Seer, 1999) similares a corpos ofiolíticos do Grupo Araxá caracterizados por Strieder & Nilson (1992), Piuzana *et al.* (2003) e Brown *et al.* (2020) no estado de Goiás. Estes últimos autores obtiveram idade de 800 Ma para o protólito dos anfibolitos enquanto que Piuzana *et al.* (2003) obtiveram 838 Ma, consideradas idades de formação do assoalho oceânico da Faixa Brasília. O trabalho mais recente sobre este tipo de rochas é de Piauilino *et al.* (2021) que estudaram a Sequência Veríssimo e o Grupo Araxá à NW da região deste roteiro. Eles caracterizaram um evento magmático ligado ao desenvolvimento de margem passiva e extensão continental de 979 Ma gerando basalto toleítico de baixo K tipo E-MORB e com idade TDM entre 1,26 e 1,82 Ga. Um segundo evento magmático é representado por basaltos tipo E-MORB e OIB com idade 819 Ma e idades TDM de 1,03 a 1,18 Ga e anomalias negativas de Nb-Ta, sugerindo um ambiente extensional de antearco/retroarco, e que são cogenéticos ao Grupo Araxá. O último evento magmático está representado por basalto/gabro tipo OIB, sin- a tardi-tectônico gerado em torno de 651 Ma e com idade TDM em 1,18 Ga, que pode estar associado a colisão continental e fechamento do oceano Neoproterozóico. Anfibólio-talco xisto e serpentinito são raros e restritos à porção oeste da Nappe Araxá, na porção sul da Nappe Tapira e mais abundantes na região situada entre Perdizes e Estrela do Sul à noroeste da área do roteiro.

Granitos sin-colisionais, de fusão crustal e pegmatitos são abundantes (Seer, 1999; Seer *et al.*, 2005) e mostram idades em torno de 640 a 630 Ma (Valeriano *et al.*, 2004;

Seer & Moraes, 2013). São deformados, intensamente milonitizados, tabulares, pouco espessos, compondo batólitos, mas às vezes com expressão métrica. Na escala de afloramento, acham-se associados com anfibolitos e micaxistos. São representados pelos corpos graníticos Serra Velha, Tamanduá, Pirapetinga, Galheirinho e Perdizes e gerados a partir do retrabalhamento de crosta continental Neo e Mesoproterozóica. Ainda na Nappe de Araxá, em seu limite leste junto ao contato com as rochas do Grupo Ibiá, ocorre um pequeno corpo granítico denominado por Seer (1999) como Granito Quebra Anzol. Mostra contato tectônico com os anfibolitos que o cercam. É metaluminoso a peralcalino, plotando no campo dos granitos anorogênicos de intraplaca, sendo rico em Nb e fluorita. Datação em zircões ígneos pelo método U-Pb forneceu idades de 831,9 Ma e 834 Ma (Seer & Moraes, 2013), indicando compatibilidade com os eventos extensionais caracterizados no sudeste de Goiás (Piauilino *et al.*, 2021). O metamorfismo principal do Grupo Araxá com idade de 637 Ma (Seer, 1999) alcançou a fácies anfibolito. A presença de cloritóide e clorita indica a atuação de retrometamorfismo de fácies xisto verde durante o transporte tectônico, fato corroborado pela diminuição da granulometria e desaparecimento de granada na base da nappe. Os xistos possuem $\epsilon_{Nd(t)}$ de -10,21 e TDM de 1,94 Ga, valor este similar ao encontrado nos micaxistos do Grupo Araxá em Goiás (Pimentel *et al.*, 2000). Dados destes autores indicam distribuição bimodal das idades modelo dos micaxistos do Grupo Araxá em Goiás – valores em torno de 1,0 – 1,3 e 1,8 - 2.0 Ga – sugerindo que os metassedimentos do Grupo Araxá se formaram tanto a partir de áreas-fonte Paleoproterozóicas, como de fontes mais jovens, Neoproterozóicas. É possível que as primeiras se situassem à leste no Cráton do São Francisco e as últimas a oeste e mais próximas, como o arco magmático do Domínio Nova Aurora (Klein, 2008), ou mais distantes como o Arco Mágmató de Goiás (Pimentel *et al.*, 2000). De acordo com datações de Valeriano *et al.* (2004), no Grupo Araxá ocorreu importante evento magmático sincolisional entre 630 e 637 Ma, durante o pico metamórfico principal. Com base em geocronologia U-Pb, Sm-Nd e Sr-Sr, Falci *et al.* (2018) mostraram que as rochas metassedimentares da Nappe Araxá possuem distintas proveniências e ambientes tectônicos. Os metassedimentos mais de leste possuem zircões detríticos mais velhos (790 Ma e 2,5 Ga) oriundos do Cráton do São Francisco, enquanto aqueles mais de oeste possuem fontes mais jovens (pico em 650 Ma) ligadas ao Arco Mágmató de Goiás. Os primeiros representam ambiente de mar profundo possivelmente representando a parte distal da margem passiva do paleocontinente do São Francisco, crono-correlata aos metassedimentos de margem passiva proximal do Grupo Canastra. Os mais jovens

representam bacias sin-orogênicas. Estes dados reforçam a ideia original de Pimentel *et al.* (1999) e de Laux *et al.* (2005) sobre a possibilidade de que diversos arcos intraoceânicos tenham se desenvolvido de modo independente e acrescidos durante a evolução da FBM.

Grupo Ibiá

A ocorrência de calcixistos em pedreiras ao sul da cidade de Ibiá e associados a um conglomerado basal à leste, foi primeiramente descrita por Barbosa *et al.* (1970) que a denominaram Formação Ibiá. Nos anos seguintes autores como Paulsen *et al.* (1974), Dardenne (1978), Braun & Baptista (1976), Campos Neto (1984), Karfunkel & Hoppe (1988), Gonzaga & Dardenne (1991), Pereira (1992), Pereira *et al.* (1994), Seer *et al.* (2000), Dias (2011) e Dias *et al.* (2011) propuseram variações na interpretação do ambiente deposicional, do enquadramento geológico e da área de ocorrência da unidade. Pereira *et al.* (1994) individualizaram duas formações, Cubatão e Rio Verde, a partir de estudos na região de Coromandel-Guarda Mor elevando a Formação Ibiá para Grupo e vinculando-o a uma origem glacio-marinha. Seer *et al.* (2000) baseados em litogeoquímica sugeriram que os xistos da Formação Rio Verde possuem proveniência a partir de arcos intraoceânicos primitivos. Os dados de Rodrigues *et al.* (2010) e Dias *et al.* (2011) baseados em geocronologia de zircões detríticos, indicam a idade máxima de sedimentação de 936 e 640 Ma para as formações Cubatão e Rio Verde, respectivamente. Já os dados Sm-Nd (Seer, 1999; Pimentel *et al.*, 2001; Klein, 2008; Rodrigues *et al.*, 2010; Dias *et al.*, 2011) indicam padrão bimodal para as idades modelo; um conjunto com valores de TDM entre 1,16 e 1,46 Ga representa rochas da Formação Rio Verde e outro com idades entre 1,58 a 2,01 Ga contém dados de ambas as formações, indicando proveniência ora de fontes mais antigas ora de fontes mais jovens para os sedimentos. Dias *et al.* (2011) sugerem que a Formação Rio Verde teria se formado em uma bacia marinha, na transição dos estágios pré-colisional e sincolisional (zircões ígneos com idades de 640-620 Ma) a partir da erosão de arcos magmáticos, ofiolitos e granitos sincolisionais da Faixa Brasília.

Bacia Sanfranciscana

Como último Megaciclo Geodinâmico que afetou a bacia intracratônica do São Francisco a Bacia Sanfranciscana representa um dos mais expressivos exemplos da sedimentação continental mesozoica brasileira. Sgarbi (2010) assinala quatro ciclos tectono-sedimentares distintos na história evolutiva representados pelos Grupos Santa Fé (Permo-Carbonífero), Areado (Eocretáceo), além dos Grupos Mata da Corda e Urucuia

(neocretácicos). A Bacia Sanfranciscana é separada da Bacia do Paraná pelo Arco do Alto Paranaíba onde ocorrem as unidades Neoproterozóicas da Faixa Brasília. O Grupo Areado compõe três formações interdigitadas (Campos & Dardenne 1997a): Abaeté (conglomerados e arenitos conglomeráticos de sistemas aluviais e fluviais); Quiricó (pelitos e arenitos lacustres) e Três Barras (arenitos flúvio-deltáicos e arenitos eólicos). O roteiro abrange somente o extremo sul da Bacia Sanfranciscana, mais especificamente a Formação Três Barras, do Grupo Areado e a intrusão kamafugítica Serra do Bueno, correlacionada ao Grupo Mata da Corda. Segundo Campos & Dardenne (1997a e b) e Sgarbi *et al.* (2001), a Formação Três Barras encontra-se fortemente interdigitada com as demais formações do Grupo Areado. Indicativos do ambiente de sedimentação são a forma acanalada dos corpos com presença de conglomerados na base dos canais, presença de arenitos finos siltosos com abundância de estratificações e laminações cruzadas de pequeno porte, horizontes argilosos ou ricos em intraclastos argilosos. Adicionalmente, os arenitos são mal selecionados e os grãos subarredondados a angulosos. A coloração predominante é avermelhada, ainda que ocorram níveis mais escuros onde biotita e magnetita finamente granulada são abundantes. Os arenitos são calcíferos, localmente podendo formar níveis de margas ricos em estruturas de bioturbação. Os arenitos conglomeráticos compõem depósitos tabulares na forma de bancos, são róseos, predominantemente maciços. Seus contatos basais, brusco e conglomeráticos, sugerem a existência de fluxo aquoso esporádico e de baixa energia e depósitos de inundação seguidos de reocupação de canal. Estudo de fósseis do tipo ostracodes permitiram situar-se a base da Formação Três Barras no Barremiano (Carmo *et al.*, 2004) idade já sugerida por Campos & Dardenne (1997a). Datações K-Ar realizadas por Maraschin *et al.* (2016) em arenitos da Formação Três Barras forneceram idades 106,1 a 88,8 Ma (Albiano–Coniaciano).

Província Ígnea do Alto Paranaíba

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) (Almeida, 1983; Brod *et al.*, 2004), possui idades entre 77 e 97 Ma e inclui as vulcânicas alcalinas da Formação Mata da Corda e os Complexos Alcalinos Carbonatíticos de Araxá, Tapira, Serra Negra, Salitre I, II e III e Catalão (Fig. 1).

Intrusão Serra do Bueno

Kamafugito é um tipo de rocha alcalina ultrabásica, ultrapotássica e insaturada em sílica. Mundialmente, exposições de kamafugitos são raras, mas no Brasil ocorrem como extensos depósitos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas como os da Província Alcalina de Goiás (PAGO) e a PIAP em Minas Gerais (Junqueira-Brod *et al.*, 2002). Essas duas províncias constituem as maiores desse tipo no mundo. Não por acaso, chamam a atenção de pesquisadores desde o início do século 20: Guimarães (1927), (1933), (1936), Barbosa (1934), Oliveira & Leonardos (1943), Guimarães (1955), Murta (1966), Grossi Sad & Torres (1968), Hasui & Almeida (1970). Desde então, muitos outros trabalhos foram aí desenvolvidos como, por exemplo, Moraes *et al.* (1986), Moraes *et al.* (1987), Seer & Moraes (1988), Seer *et al.* (1989), Danni & Scartezini (1990), Gomes *et al.* (1990), Sgarbi, (1991), Sgarbi & Valença (1991), Gibson *et al.* (1995) e Brod *et al.* (2000), este último um dos trabalhos que mostram a associação do vulcanismo ultrapotássico com as intrusões carbonatíticas. Além da abundância de derrames e rochas piroclásticas, ainda se encontram bem preservados os condutos vulcânicos e diques. Uma das ocorrências - mencionada neste roteiro - é a chamada Intrusão Serra do Bueno, que aflora em um corte da rodovia BR 262, cerca de 2 km a leste do entroncamento com a rodovia BR 354. De acordo com Gibson *et al.* (1994), está alojada em uma sequência de siltitos verdes ou avermelhados da Formação Serra da Saudade, do Grupo Bambuí. Morfologicamente, a intrusão é um dique, com matriz afanítica onde se destacam cristais de olivina de até 2 cm, além de xenólitos de calcário, ardósia, dunito e granito gnáissico. Associados, ocorrem tufos cineríticos e lapilíticos. Os mesmos autores apresentam análises químicas que mostram rochas que se caracterizam por serem subsaturadas em SiO₂ (40-41%), ricas em TiO₂ (4,3%), potássicas (K₂O/Na₂O = 1,5 a 1,8) e ultramáficas (MgO = 15-16%). Além disso, possuem alto conteúdo de CaO (12-13 %) mas são relativamente pobres em Al₂O₃ (6-7%). Ulbrich & Gomes (1981) propuseram a idade de 80 Ma como pico da atividade magmática, o que tem sido corroborado por idades U-Pb em perovskitas de kamafugitos Mata da Corda (75-81 Ma; Sgarbi *et al.*, 2004). Já Gibson *et al.* (1994) obtiveram idade 67±16Ma pelo método Ar-Ar a laser para a intrusão Serra do Bueno.

Intrusão alcalino-carbonatítica de Araxá

O Complexo Alcalino Carbonatítico implica em um conjunto de rochas ígneas associadas formadas num intervalo de tempo geológico, que forçaram e deformaram as

rochas encaixantes gerando um domo com 4,5 km de diâmetro (Sad *et al.*, 1971, Issa Filho *et al.*, 1984). A foliação das rochas encaixantes, cujo mergulho varia de 5° a 30° regionalmente, passa a mais íngreme até subvertical nas proximidades do Complexo (Seer & Moraes, 2006). As intrusões de magma carbonatítico, posteriores, foram muito mais fluidas e responsáveis pela auréola de fenitização nas rochas encaixantes. A fenitização, restrita a poucos metros em torno do Complexo, gera feldspato potássico, anfibólio sódico, apatita, dolomita, calcita, albita, piroxênio e flogopita. A rocha dominante é dolomita carbonatito, mas ocorrem carbonatito calcítico, glimerito e foscorito (Rodrigues & Lima, 1984). Outro importante processo de alteração ocorreu por intemperismo, que gerou um manto complexo que varia de cerca de 10 metros (próximo ao Grande Hotel) até 250 metros, no extremo sul. Nele se concentraram os minerais resistentes à alteração, dando origem aos depósitos de minério. Na porção central encontra-se o depósito de Nb, enquanto na porção noroeste se situa o de P e, ao nordeste, estão concentradas as mineralizações de U, ETR e, subordinadamente, P (Braga Jr & Biondi, 2023). Mas, em cada uma dessas mineralizações, os demais minérios potencialmente podem ser subprodutos econômicos.

Como leituras complementares sugere-se: Sad *et al.* (1971), Issa Filho *et al.*, 1984) e Braga Jr & Biondi (2023).

Província Magmática Continental do Paraná

De acordo com Milani *et al.* (2007), o Mesozoico se inicia quando a última incursão marinha na Bacia do Paraná havia se encerrado e um amplo processo de continentalização toma forma. Os primeiros registros deste processo são sedimentos eólicos e fluviais, nas bordas e flúvio lacustres, na porção mais central. Para Scherer & Goldberg (2007), ao final do Jurássico, a bacia represada no árido interior do continente estava pronta para a instalação de um amplo deserto em sua porção centro-sul. O deserto instalado a partir de então se materializa com a deposição de arenitos finos e médios da Formação Botucatu. Gonzaga de Campos foi o primeiro a mencionar os arenitos eólicos conhecidos hoje como Formação Botucatu, em 1889. Desde o início do século 20, nasceu a controvérsia no meio geológico sobre o pertencimento ou não dos mesmos à unidade Piramboia. Em 1972, coube a Soares formalizar a proposta de duas formações distintas após mapear separadamente essas unidades na faixa de afloramento do centro do Estado de São Paulo.

Segue-se, ao evento de continentalização, um processo conhecido como Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), gerando um significativo conjunto de falhas e juntas novas assim como reativando cicatrizes de fraturas antigas. O processo culmina com o colossal volume de magma da Província Magmática Continental do Paraná (PMCP), cujos registros são conhecidos como Formação Serra Geral e a abertura do Atlântico Sul. A presença de intercalações de dunas e derrames basálticos, muito bem documentadas tanto no Brasil quanto na Namíbia, comprovam a persistência do clima desértico durante o vulcanismo. Derby (1878) foi o primeiro a registrar o 'Paraná Trapp', denominado formalmente por White (1908), como Formação Serra Geral. Guimarães (1933) descreve a presença de rochas intermediárias e ácidas e cabe a Leinz (1949) uma descrição geológica e petrológica da pilha vulcânica. A partir de um esforço conjunto para definir a idade da Província, vários trabalhos foram publicados na década de 1960 e Mincato (2000) os registra em detalhe.

Este Roteiro acessa as rochas representativas do deserto mesozoico (Formação Botucatu) e do vulcanismo gerado pela ruptura do Gondwana (Formação Serra Geral).

Formação Botucatu

A Formação Botucatu representa uma extensa província desértica, com cerca de 1.300.000 km² e espessura média de 200 metros na borda leste da bacia. Na porção sul e central da bacia o arenito Botucatu assenta-se discordantemente sobre arenitos de outro deserto denominado Piramboia. Na borda nordeste e norte, assenta-se diretamente sobre rochas neoproterozóicas, dos Grupos Canastra, Araxá e Ibiá. O mapa de isoessura do Aquífero Guarani, de Araujo *et al.* (1995, *apud* Assine, 2004) – que envolve arenitos das Formações Sanga do Cabral, Pirambóia e Botucatu – ressalta dois depocentros de, respectivamente, 600 e 800 metros. Mostra também que na região do roteiro os arenitos não ultrapassam 200 metros, sendo em geral menos espessos.

As areias possuem elevada maturidade textural e mineralógica e bimodalidade textural marcante. Caracterizam-se por apresentar estratificação cruzada de médio a grande porte, planar ou acanalada, típicas de dunas de campos de dunas eólicas, mas apresentam raras intercalações de arenitos com estratificação paralela, indicando material interdunas. Segundo Bigarella & Salamuni (1961) a paleocorrente eólica na área do roteiro, obtida a partir de 220 medidas é sul.

Merecedora de estudos desde o século XIX, trabalhos mais específicos buscando explicar sua origem e características são aqueles de Marques & Ernesto (2004), Scherer & Golberg (2007), Moraes *et al.* (2020).

A respeito das duas unidades envolvidas na área do roteiro (Formação Botucatu, Formação Serra Geral), pode-se consultar os trabalhos de Milani (2004), Assine *et al.* (2004) e Marques & Ernesto (2004), Scherer & Golberg (2007), Moraes *et al.* (2020).

Formação Serra Geral

O conhecimento acumulado sobre o magmatismo Serra Geral permite definir litotipos distintos em diferentes regiões da Bacia do Paraná. O trabalho de Peate *et al.* (1992) permitiu uma divisão do evento magmático em tipos mais ou menos enriquecidos em titânio, conforme se segue (Marques & Ernesto 2004): a) basaltos com baixo conteúdo de Ti ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$, aqui denominadas BTi) e elementos incompatíveis associados a vulcânicas ácidas também empobrecidas nesses elementos químicos, denominadas tipo Palmas; b) basaltos com Ti relativamente elevado ($\text{TiO}_2 > 2\%$, denominadas ATi) e elementos incompatíveis, associadas a vulcânicas ácidas do tipo Chapecó, que possuem conteúdos relativamente elevados de TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e elementos traços incompatíveis (Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e terras raras) em relação às ácidas do tipo Palmas. Foram subdivididos em três tipos, a saber: Urubici ($\text{TiO}_2 > 3\%$; Sr > 550ppm; Ti/Y > 500); Pitanga ($\text{TiO}_2 > 3\%$; Sr > 350ppm; Ti/Y > 350); e Paranapanema ($2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$; 200ppm < Sr < 450ppm; Ti/Y > 350).

Também hoje é possível afirmar que as rochas do tipo BTi e as ácidas associadas situam-se a sul do paralelo 26°S, enquanto aquelas do tipo ATi ocorrem a norte do paralelo 26°S e compõem 99% em volume, o restante sendo composto por rochas ácidas.

Na área envolvida neste roteiro, os basaltos assentam-se ora sobre as paleodunas da Formação Botucatu, ora sobre metamorfitos neoproterozóicos, em especial, aqueles dos grupos Canastra e Araxá. Análises químicas de lava desta área indicam ser do tipo Pitanga. No geral, os derrames são de espessura variável entre 0,5 e 10 metros, maciços, bastante fraturados, localmente colunares, mas os lobos menores mostram-se ricos em vesículas, caracterizando o tipo denominado *spongy* (Walker, 1989). Os topos de cada derrame individualizado podem ser facilmente reconhecidos por um enriquecimento em estruturas amigdaloides. Estas, ainda que sejam predominantemente arredondadas, podem mostrar coalescência, formar geodos de até 10 cm de diâmetro ou desenvolver formas de tubos, perpendiculares ao topo do derrame. Na região é possível encontrar arenito Botucatu intertrápico. Localmente as lavas interagem com os sedimentos que as recobrem ou que são recobertos por elas – como nas regiões de Araguari e Sacramento (Moraes & Seer 2011) – gerando sulcos, pipes de escape de gases e peperitos. Waichel (2006) sugere que na fase final do vulcanismo, interrupções nas erupções permitiram a

deposição de sedimentos em pequenos lagos estabelecidos sobre os derrames. A presença de lagos é confirmada por Moraes & Seer (2011). Localmente, as lavas adentraram estes lagos gerando *pillow lavas* com hialoclastitos associados (Moraes & Seer, 2018).

Para uma compreensão sobre a arquitetura de fácies vulcânicas dos basaltos da borda NE da Bacia do Paraná sugere-se o trabalho de Moraes *et al.* (2020), e para uma abordagem da geoquímica e petrologia dos basaltos o trabalho de Moraes *et al.* (2018).

Bacia Bauru

Ainda que Milani (1997) descreva a Bacia do Paraná na forma de Supersequências de Vail *et al.* (1977), composta por seis unidades de ampla escala que registram diferentes intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração, isolados entre si por superfícies de discordâncias de caráter inter-regional – a saber, Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) – Fernandes & Coimbra (1996) consideram a sedimentação Bauru como acumulada em uma nova bacia e, portanto, não pertencente à Bacia do Paraná.

A Bacia Bauru é composta pelos Grupos crono-correlatos Bauru e Caiuá, que recobrem o magmatismo Serra Geral em um ambiente de clima árido a semiárido, dominante na região nos tempos neocretáceos. É uma bacia ampla, abrangendo os estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul, São Paulo e Paraná, essencialmente arenosa. As fontes de suprimento da bacia situam-se a N (Arco do Alto Paranaíba) e NE (Serra do Mar) em resposta a dois eventos pericratônicos (Soares *et al.* 1978): (1) uma ampla elevação crustal na região do rift aumentando a taxa de suprimento de sedimento para a depressão interior que se formava em resposta, (2) a reativação de fraturas por onde subiram magmas alcalinos.

Em Minas Gerais somente o Grupo Bauru se faz presente. De acordo com Batezelli (2003) o Grupo Bauru abarca três formações denominadas, da base para o topo, Adamantina, Uberaba e Marília no Triângulo Mineiro. Já Fernandes (1998) reconhece nesse território as Formações Vale do Rio do Peixe, Uberaba e Marília. Ambos subdividem esta última em três Membros: Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã.

Na região foco deste Roteiro ocorrem somente as duas últimas formações. A Formação Uberaba ocupa a Depressão de Uberaba no município homônimo e atinge 140 metros de espessura. Constitui-se de arenitos cinza esverdeados e róseos quando alterados e, de forma subordinada, por conglomerado, lamitos e siltitos, em grande parte

produtos de alteração e erosão dos basaltos da Formação Serra Geral, rochas neoproterozóicas da Faixa Brasília e alcalinas neocretáceas. Carregam quantidades significativas de perovskita (Fernandes, 1998). Os arenitos formam lentes com espessura variável entre 20cm e 1,5m que podem coalescer localmente. São ricos em estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno a médio porte e estratificação plano-paralela. Nas lentes intercaladas de lamitos, que são localizadas, não raro ocorrem estruturas deformacionais e de injeção de argila. A seleção dos psamitos não é boa, com presença de intraclastos de argila e basalto além de nódulos carbonáticos e níveis cimentados por carbonato de cálcio. De acordo com Ferreira & Castro (1996, *apud* Fernandes, 1998) dominam depósitos de macroforma de acresção à jusante com formas de crescimento lateral restritas, sugerindo sedimentação em sistema de rios entrelaçados. Ribeiro (2014) destaca como principais achados fósseis vertebrados de médio e grande porte como Abelissauros e Titanossauros além de peixes, anfíbios e répteis do tipo lagartos e tartarugas. Quintão *et al.* (2017) discutem a possibilidade de a Formação Uberaba ser a fonte dos diamantes encontrados no Triângulo Mineiro, descartando a possibilidade com base na geoquímica dos minerais satélites, principalmente das granadas, que indicam fonte não-kimberlítica.

A Formação Marília possui área de ocorrência mais ampla, envolvendo, além do Triângulo Mineiro, o sudeste de Goiás e o noroeste de São Paulo. É subdividida nos Membros Ponte Alta, Serra da Galga – estes dois restritos ao Triângulo Mineiro – e Echaporã e possui espessura média de 199 metros. O Membro Serra da Galga, que recobre a Formação Uberaba, consiste de arenito imaturo, fino a grosso, chegando a conglomerático. Estratificação cruzada tabular na base e acanalada de pequeno a médio porte é comum e intercalações de lamitos podem ocorrer. Os clastos são mal selecionados, subarredondados a subangulosos e de composição variada como quartzo, quartzito, basalto, arenito, pelito e concreções de carbonato ou sílex. No geral são matriz sustentados, mas conglomerados clasto sustentados não são raros. Possuem cores amarelo a castanho avermelhado e, com alguma frequência, cimento carbonático. As características postas indicam um ambiente enérgico de canais fluviais entrelaçados (correspondentes a porções medianas de leques aluviais de acordo com Fernandes, 1998). E, como lembra Batezelli (2010), essas características geram relevo de chapadas. O Membro Ponte Alta se caracteriza pela presença de calcretes esbranquiçados, explorados economicamente para produção de cimento portland e pó calcário para

correção de pH, 'com espessura máxima da ordem de 7 metros, que ocorrem em camadas contínuas com até 3 km de extensão em subsuperfície' (Batezelli, 2010).

Barcelos & Suguio (1987) imputam para a sequência um ambiente árido a semiárido com presença de leques aluviais coalescentes retrabalhados e redepositados por um sistema fluvial anastomosado e de lagos restritos ricos em carbonatos. Todavia, Milani *et al.* (2007), sugerem que a cimentação carbonática pode ser de origem freática e pós-deposicional. Sua ocorrência é localizada como lentes dentro do Membro Serra da Galga.

Ainda que as Formações Uberaba e Marília sejam ricas em fósseis continentais, o Membro Serra da Galga é o campeão em número e qualidade de jazigos fossilíferos. Dentre os espécimes encontrados se destacam o sapo, *Baurubatrachus pricei*, a tartaruga *Cambaremys langertoni*, o lagarto, *Pristiguana brasiliensis*, os crocodilianos *Itasuchus jesuinoi*, *Peirosaurus tormini* e *Uberabasuchus terrificus* e os dinossauros *Baurutitan britoi*, *Trigonosaurus pricei*, *Aeolosaurus* sp., titanossaurídeos, abelisaurídeos, carcarodontosaurídeos e maniraptor (Candeiro *et al.* 2008; Ribeiro & Carvalho, 2009).

Megafauna Pleistocênica

O Barão Von Eschwege, designado pela Corte como o Responsável pelos assuntos minerários da colônia, foi o primeiro a registrar a presença de águas minerais em Araxá, em 1816, de acordo com documentos da Fundação Calmon Barreto, na mesma cidade. Avançando nesta história, em 1938, o Museu de Ciências da Terra do Departamento Nacional da Produção Mineral (MCTer/DNPM) recebe 4 amostras de ossos e dentes de mastodontes, doadas pelo engenheiro chefe das obras de construção do complexo balneário de Araxá, José Ferreira de Andrade Junior. Ao escavar o local onde seria construída a captação de águas sulfurosas, Fonte Andrade Junior, os trabalhadores deram com mais de 80 fragmentos de fósseis, de tamanho extravagante, num mesmo local. Uma expedição ao local, realizada em 1944 e comandada pelo paleontólogo Llewellyn Ivor Price, coletou para o mesmo Museu todo o acervo disponível e realizou – ainda em Araxá – a primeira exposição permanente de fósseis Brasileira, no Balneário de Araxá (Fig. 3). Foram identificados representantes de *Equus* sp., *Xenorhinotherium bahiense* e *Stegomastodon waringi*. No total, foram levados ao MCTer 145 lotes de fósseis, dos quais, mais que 90% são de *Stegomastodon* (Melo *et al.*, 2023).



Figura 3. Fotografia histórica da exposição dos fósseis no balneário de Araxá (Simpson e Paula Couto, 1957).

Figure 3. Historical photograph of the exhibition of fossils in the Araxá resort (Simpson & Paula Couto, 1957).

Evolução Geológica Integrada

Durante o Arqueano ocorreu a formação do embasamento gnáissico infracrustal (crosta siálica) com a formação e evolução de gnaisses e migmatitos do tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito), eventuais corpos de anfibolitos e intrusivas graníticas-granodioríticas. No final do Arqueano formou-se o cinturão de rochas verdes (*greenstone belt*) do Supergrupo Rio das Velhas, com associações litológicas ultramáficas, máficas, vulcanossedimentares e sedimentares, com cerca de 4000 m de espessura, numa bacia oceânica. Ainda no final do Arqueano ocorreu uma colisão continental entre os Complexos Belo Horizonte (situado a leste) e o Complexo Divinópolis (a oeste), que deforma e causa metamorfismo nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas (dobras, zonas de cisalhamento transcorrentes e intenso hidrotermalismo), conforme Romano (1989), Heineck (1997), Romano *et al.* (2014) (Fig. 4).

Entre o Mesoproterozoico (Steniano) e o Neoproterozoico (Toniano) ocorreu a formação de uma bacia de margem passiva (bacia oceânica), situada a oeste de um paleocontinente. Esta bacia foi preenchida por sedimentos do Grupo Canastra (pelitos-carbonatos e arenitos) e pelo Grupo Araxá (pelitos, arenitos e remanescentes de crosta oceânica – basaltos tipo MORB) (Fig. 4). Durante o Toniano, esforços compressivos

causaram ruptura na crosta oceânica e subducção, com formação de arcos magmáticos intraoceânicos, na forma de arcos de ilhas, com desenvolvimento de bacias vulcano-sedimentares adjacentes aos arcos (bacias ante-arco e pós-arco), conforme Pimentel *et al.* (2000), Seer *et al.* (2001), Valeriano *et al.* (2004; 2008), Pimentel (2016), Piauilino *et al.* (2021).

Durante o Neoproterozoico, especialmente no final do Criogeniano e início do Ediacarano, ocorreu uma colisão continental entre o paleocontinente situado a oeste (também chamado de Cráton do São Francisco) e o paleocontinente Parapanema, situado embaixo da Bacia do Paraná e bastante encoberto (Fig. 4). Esta colisão continental deformou e metamorfozou intensamente os sedimentos de margem passiva e também de bacias relacionadas a arcos insulares, formando uma grande cadeia de montanhas no oeste de Minas Gerais e Goiás, chamada de Faixa ou orógeno Brasília, conforme Pimentel *et al.* (2004), Valeriano *et al.* (2004; 2008), Pimentel (2016). Assim, formaram-se os xistos com granada, cianita e estauroлита, diversos anfíbolitos e metaultramáficas, pertencentes ao Grupo Araxá e também os quartzitos e xistos ou filitos do Grupo Canastra. Bacias sedimentares tardi-orogênicas se formaram em resposta à formação da cadeia de montanhas. Desenvolveu-se, inicialmente, uma bacia sedimentar sincolisional, representada pelo Grupo Ibiá, conforme Dias *et al.* (2011), com detritos oriundos da cadeia de montanhas e também uma bacia *foreland* periférica (bacia de ante-país), constituída pelo Grupo Bambuí (Dardenne, 2000; Uhlein *et al.*, 2017).

O orógeno Brasília junto com outras faixas dobradas neoproterozoicas e crátons formaram, no início do Cambriano, um supercontinente chamado de Gondwana (Valeriano *et al.*, 2008). Neste supercontinente ocorreu a formação de bacias sedimentares intracratônicas, com sedimentos paleozoicos e mesozoicos (Milani, 1997). Assim, formou-se a Bacia do Paraná que, no oeste mineiro foi preenchida por sedimentos da Formação Botucatu e por lavas basálticas da Formação Serra Geral no Cretáceo Inferior (Marques & Ernesto, 2004; Moraes *et al.*, 2018) (Fig. 4). Ainda no Cretáceo Inferior ocorreu a individualização da Bacia Sanfranciscana, com formação de rifte e sedimentos lacustres e eólicos, separados da Bacia do Paraná, pelo Arco do Alto Paranaíba, constituído por xistos e quartzitos da Faixa Brasília (Sgarbi *et al.*, 2001). Finalmente, no Cretáceo Superior, ocorreu intenso magmatismo kamafugítico na Bacia Sanfranciscana e no Arco do Alto Paranaíba, intrusão de corpos alcalino-carbonatíticos e kimberlíticos e a sedimentação continental da Bacia Bauru no oeste mineiro. Ainda no final da era Mesozoica ocorreu a extinção dos dinossauros e preservação de fósseis nos

sedimentos do Grupo Bauru (Bertini *et al.*, 2004). Por fim, fósseis de mamíferos pleistocênicos são registrados em Araxá e em Uberaba.

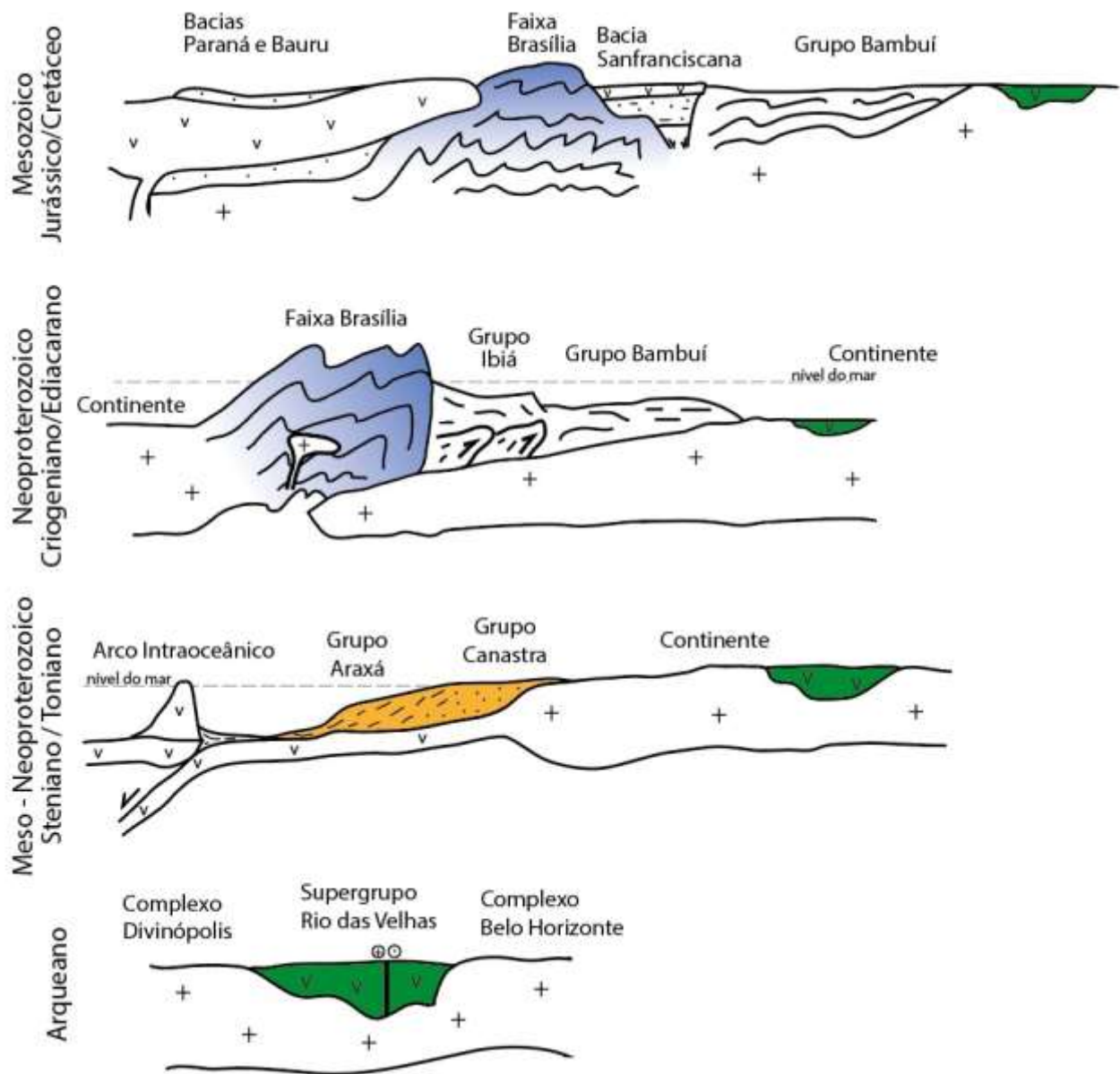


Figura 4. Evolução geológica simplificada da região centro-oeste do Estado de Minas Gerais, abrangida por este Roteiro Geológico. Compare com a figura 2 (Seção Geológica regional).

Figure 4. Simplified geological evolution of the central-west region of the State of Minas Gerais, covered by this Geological Trip. Compare with figure 2 (Regional Geological Section).

DESCRIÇÃO DOS PONTOS

PRIMEIRO DIA DE CAMPO

Saída de Belo Horizonte até a cidade de Bambuí. Embasamento do Cráton São Francisco e Grupo Bambuí (cobertura, bacia foreland) (Fig. 5).

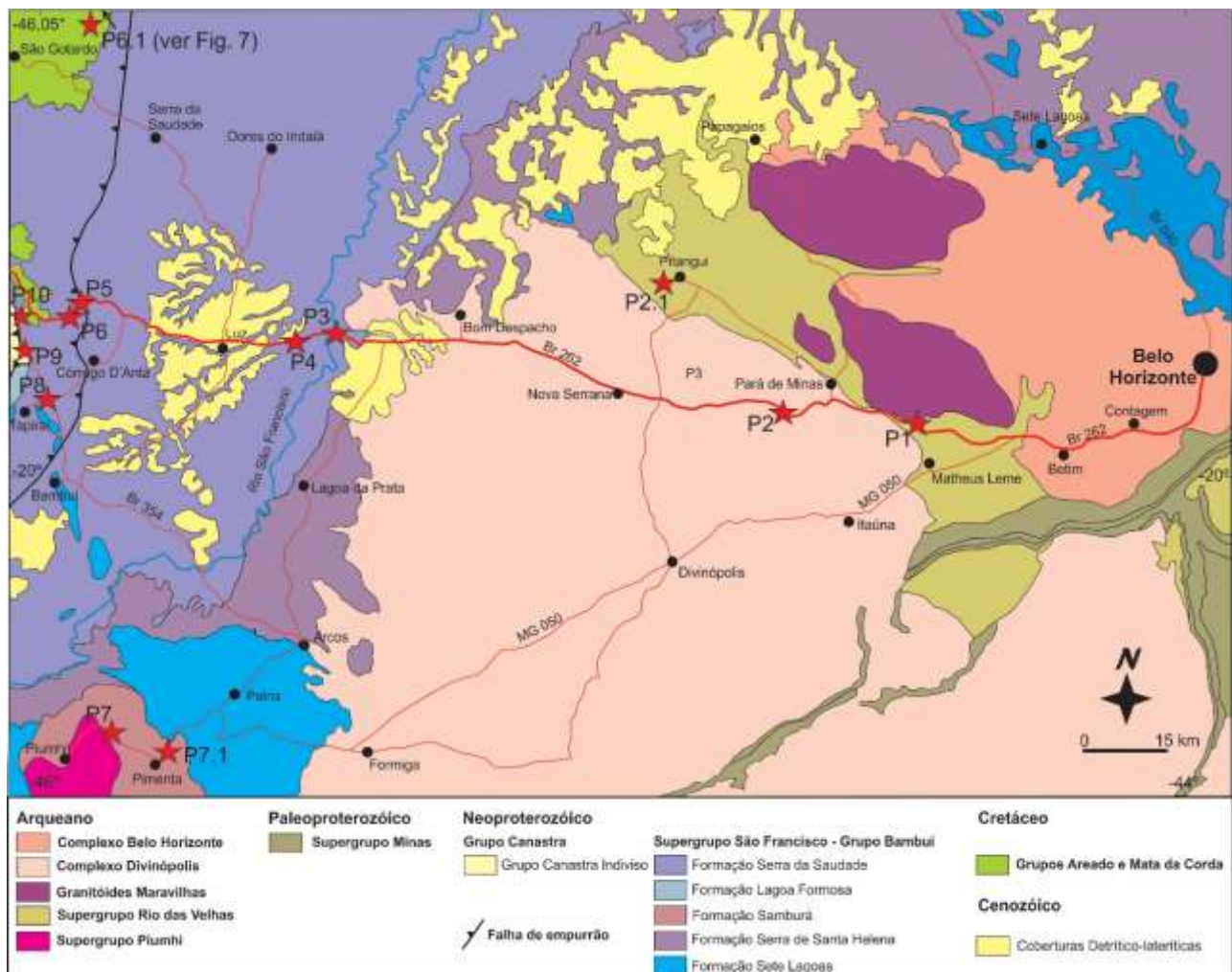


Figura 5. Mapa geológico simplificado com a localização das paradas para o primeiro dia de roteiro. Modificado de Pinto & Silva, 2014.

Figure 5. Simplified geological map with the location of the stops for the first day of the tour. Modified from Pinto & Silva, 2014.

Parada 1. Clorita xisto do Supergrupo Rio das Velhas. Coordenadas 23K 556637/7795875/altitude 912m. Corte de estrada na BR262, lado esquerdo (sul) (Fig. 5). Xisto verde metabasáltico (clorita xisto) do greenstone belt arqueano do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV) (Fig. 6A). Xistosidade orientada 060/55. Apresenta níveis descontínuos e centimétricos de metachert. Heineck (1997) mostra que os metabasaltos do SGRV na região de Mateus Leme são de magmatismo toleítico e komatiítico. Romano (1993; 2007) descreve rochas do SGRV na região de Mateus Leme-Pitangui fortemente

hidrotermalizadas resultando em agalmatolito (rochas com andalusita-cianita-pirofilita-caolinita).



Figura 6. A) Aspecto de campo do clorita xisto da Parada 1; B) Gnaiss migmatítico bandado da Parada 2; C) Vista geral do afloramento de metabasalto da Parada 2.1; D) *Pillow lava* da Parada 2.1.

Figure 6. A) Aspect of the chlorite schist from Stop 1 in the field; B) Banded migmatitic gneiss from Stop 2; C) General view of the metabasalt outcrop at Stop 2.1; D) *Pillow lava* from Stop 2.1.

Parada 2. Complexo Divinópolis. Coordenadas 23K 536315/7800267/altitude 873m. Gnaiss migmatítico bandado do Complexo Divinópolis em corte de estrada (lado direito, sentido para Araxá) na BR262, próximo ao Rio Pará (Fig. 5). Gnaiss migmatítico bandado (Fig. 6B), milonitizado em zonas de cisalhamento, com corpos intrusivos de granitóides leucocráticos. Idade: Meso a neoarqueano. Embasamento do Cráton São Francisco.

Parada 2.1 (opcional). Pillow lava no Supergrupo Rio das Velhas. Coordenadas 23K 507380/7822306/altitude 626m. Afloramento distante cerca de 29 Km da BR262, situado no leito do Rio Pará, margem sudeste do rio, na localidade Velho do Taipa (Cunha Jr. & Resende, 2020), com acesso pela MG423 até Pitangui, afloramento situado cerca de 1,5 Km a oeste de Pitangui, pela MG305, embaixo da ponte sobre Rio Pará (Fig.5). Metabasalto do SGRV com estrutura primária de *pillow-lava* preservada, mostrando disjunção esferoidal e ainda foliação orientada 046/56 e alguns veios de quartzo decimétricos (Fig. 6C e 6D).

Parada 3. Calcários do Grupo Bambuí. Coordenadas 23K 450007/7813587/altitude 625m. Embaixo da ponte sobre o Rio São Francisco, na própria rodovia BR262, lado sul da estrada, acesso por trilha precária, com acesso por baixo da ponte (Fig.5). Afloramento do Grupo Bambuí (Fig. 7A) com intercalação de carbonatos estromatolíticos (bioquímicos) e calcarenitos com estratificação ondulada e *hummocky*, mostrando ciclos alternados de sedimentação bioquímica e de carbonatos detríticos retrabalhados por ondas (Fig. 7B e 7C). A geologia do entorno foi descrita por Ribeiro *et al.* (2008) – Folha Bom Despacho. Os calcários estromatolíticos foram estudados com detalhe (Santos *et al.*, 2018). **Obs.:** o afloramento fica submerso na época de chuvas (novembro a março).

Parada 4. Dobramentos na Formação Serra da Saudade. Coordenadas 23K 437830/7811663/altitude 710m. Grupo Bambuí em corte de estrada na BR262, lado sul, com afloramento de cerca de 60 metros de comprimento, situado logo depois do posto de pedágio e antes da cidade de Luz (Fig. 5). Afloram siltitos intemperizados, cor creme, possivelmente da Formação Serra da Saudade, conforme o mapa geológico de Kuchenbecker (2011). Siltito dobrado em *chevron*. Dobras de eixo N-S, plano-axial subvertical, sem clivagem de plano-axial (Fig. 7D).



Figura 7. A) Vista geral do calcário da Parada 3; B) ondulações e estruturas *hummocky* em calcarenito da Parada 3; C) estromatólitos da Parada 3; D) dobras em *chevron* em siltito da Parada 4.

Figure 7. A) General view of the limestone at Stop 3; B) ripples and hummocky structures in limestone from Stop 3; C) stromatolites from Stop 3; D) chevron folds in siltstone from Stop 4.

Parada 5. Falha de empurrão na Formação Serra da Saudade. Coordenadas 23K 403250/7820417/altitude 991m. Subida da Serra da Saudade, corte de estrada na BR262 afloramento no lado esquerdo, no sentido para Belo Horizonte, junto ao marco quilométrico 554 (Fig. 5). Zona de falha de empurrão dentro do Grupo Bambuí, afetando siltitos da Formação Serra da Saudade. A falha compõe um sistema de falhas de empurrão na transição entre o Cráton do São Francisco e a faixa Brasília. Zona de falha com cerca de 100 metros de espessura, onde aparecem siltitos subverticais ou dobrados, com atitudes de 040/70 e 280/80, sem desenvolvimento de clivagem conspícua (Fig. 8A). Dobras angulares de pequeno porte são visíveis. A falha foi representada em mapa geológico na Folha Luz (Kuchenbecker, 2011).

Parada 6. Kamafugito e Formação Serra da Saudade. Coordenadas 23K 400743/7816534/altitude 1116m. Cortes de estrada dos dois lados da BR262 (Fig. 5), onde afloram siltitos verdes (Fig. 8B) da Formação Serra da Saudade e intrusão kamafugítica do Cretáceo Superior (Fig. 8C). Matacões soltos de rocha ígnea alcalina fresca, classificada como kamafugito, uma rocha melanocrática, com fenocristais submilimétricos destacados na matriz fanerítica muito fina. Fenocristais de olivina são visíveis macroscopicamente. Mostra xenólitos com 3 até 7 cm, de siltitos laminados e maciços, que se destacam nos diversos blocos soltos. A encaixante é da Formação Serra da Saudade (Grupo Bambuí), camadas de arenito fino, siltito e folhelho, com lâminas argilosas verdes, ricas em glauconita (Moreira *et al.*, 2020), com atitude de 270/25 (Fig. 8B). Os siltitos verdes (*verdetes*) são característicos da formação Serra da Saudade, ocorrem mais para norte até a cidade de Cedro do Abaeté (Lima *et al.*, 2007; Moreira *et al.*, 2020).

Parada 6.1 (opcional). Diamictito da Formação Lagoa Formosa. Coordenadas 23K 390717/7899611/altitude 827 m. Estrada São Gotardo para Patos de Minas (BR354), entrando a direita na estrada Arapuá – Tiros (MG352) (Fig. 9). Afloramento na ponte sobre o Rio Abaeté. Diamictito com matriz silto-argilosa cinza esverdeada quando fresca e clastos de seixos a matacões de siltito laminado, carbonato e arcósio (Fig. 8D). Diamictito da Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí.

Parada 7. Conglomerado da Formação Samburá. Coordenadas 23 K 408449/7739907/altitude 899m. Afloramento de corte de estrada, na MG050, entre Piumhi e a cidade de Pimenta (Fig. 5). Formação Samburá, Grupo Bambuí. Conglomerados dominados pelo clasto e pela matriz com intercalação de arenitos (Fig. 10A e 10B). Sedimentação de fan-delta (Castro & Dardenne, 2000). Os clastos do conglomerado são provenientes da Faixa Brasília e permitem interpretar a bacia do Grupo Bambuí como bacia foreland.

Parada 7.1 (opcional). Conglomerado da Formação Samburá. Coordenadas 23K 421317/7737324/altitude 839 m. Rodovia MG170, de Pimenta para Pains, situado a 4Km do trevo com a MG050 (Fig. 5). Camadas de conglomerados suportados pelo clasto, com 3 a 5 metros de espessura, intercaladas com camadas métricas de arenitos (Fig. 10C e 10D). O acamamento tem orientação aproximada 210/70. fácies mediana de sistema deposicional de fan-delta, intercalação de conglomerados e arenitos. Formação Samburá.



Figura 8. A) Zona de falha de empurrão da Parada 5; B) siltitos esverdeados (verdetes) da Parada 6; C) blocos de kamafugito da Parada 6; D) diamictito da Parada 6.1.

Figure 8. A) Stop 5 thrust fault zone; B) greenish siltstones (verdetes) from Stop 6; C) kamafugite blocks from Stop 6; D) diamictite from Stop 6.1.

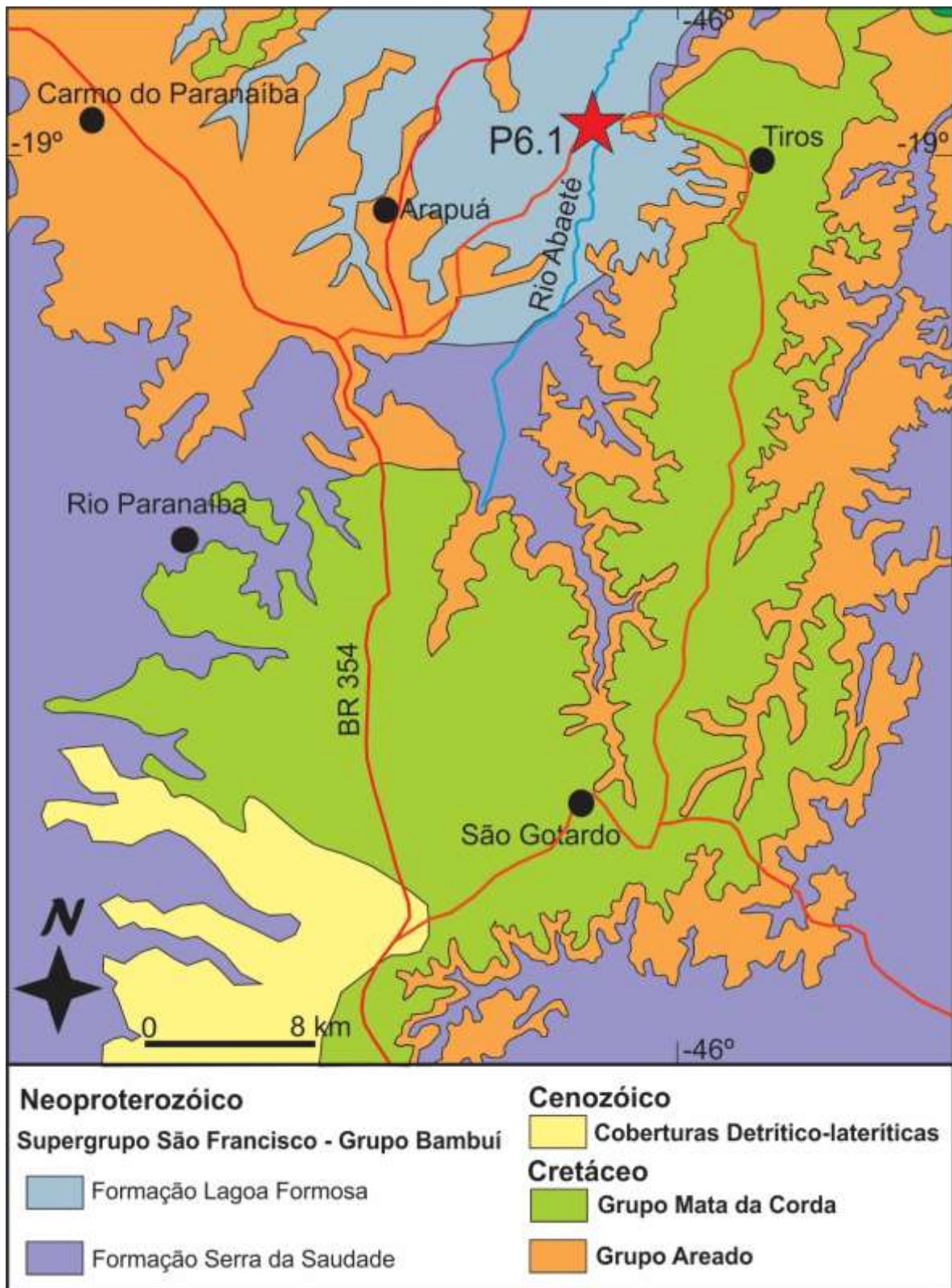


Figura 9. Mapa geológico simplificado da região de São Gotardo-Tiros com localização da Parada 6.1.

Figure 9. Simplified geological map of the region of São Gotardo-Tiros with location of Stop 6.1.



Figura 10. A e B) Conglomerado Samburá na Parada 7; C e D conglomerado Samburá na Parada 7.1.

Figure 10. A and B) Samburá Conglomerate at stop 7; C and D Samburá conglomerate at Stop 7.1.

- Sugestão de pernoite na cidade de Bambuí

SEGUNDO DIA DE CAMPO

Bambuú para Araxá, observando a bacia *foreland* e Faixa Brasília (Fig. 11).

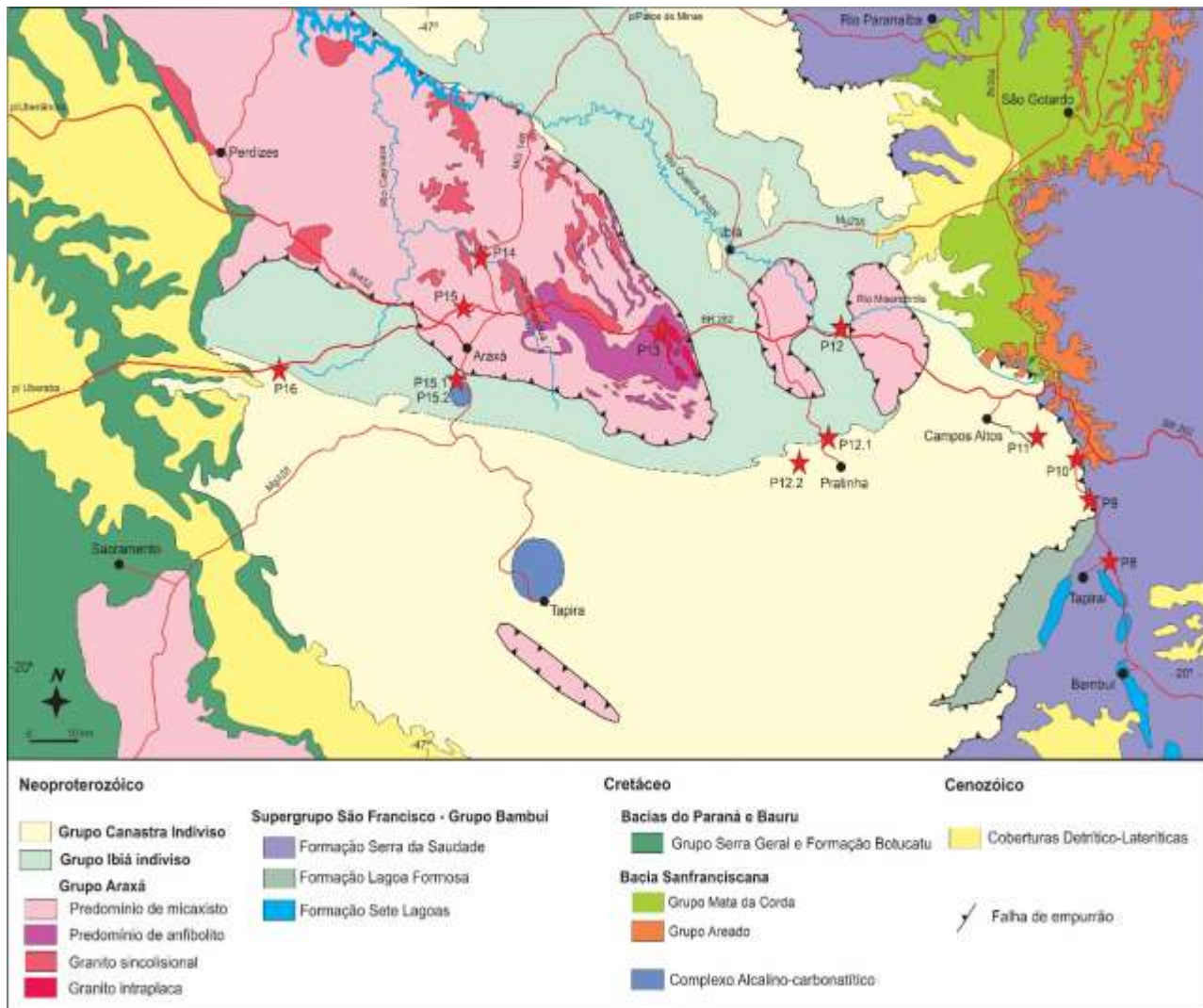


Figura 11. Mapa geológico simplificado com a localização das paradas para o segundo dia de roteiro. Modificado de Pinto & Silva, 2014.

Figure 11. Simplified geological map with the location of the stops for the second day of the itinerary. Modified from Pinto & Silva, 2014.

Parada 8. Dobramentos fechados no Grupo Bambuí. Coordenadas 23K 397129/7801088/altitude 688m. Corte na estrada de acesso à cidade de Tapiraí no Trevo com a BR354 (Fig. 11). O Grupo Bambuí está representado por um ritmo composto de intercalações milimétricas e decimétricas de argilito, siltito e arenito fino, intemperizado e intensamente dobrado devido ao avanço para Leste do sistema de nappes da Faixa Brasília. As dobras são assimétricas fechadas a isoclinais, inclinadas com eixos suavemente mergulhantes e não possuem foliação plano axial (Fig. 12), representando uma primeira fase de deformação (F1) que afetou o Grupo Bambuí. Zonas de cisalhamento discretas, de caráter rúptil, com poucos cm de espessura, truncam as camadas e as dobras.

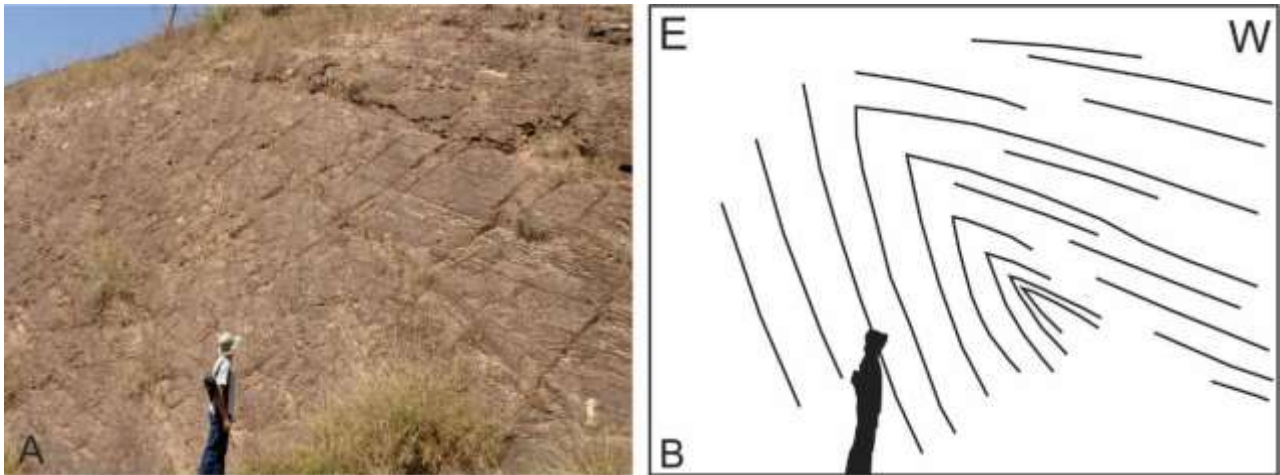


Figura 12. Dobras assimétricas na Parada 8, com amplitude decamétrica, fechadas a isoclinais, com um flanco invertido, apresentando vergência para leste e com eixos sub-horizontais. Não desenvolvem foliação plano-axial.

Figure 12. *Asymmetrical folds at Stop 8, with decametric amplitude, closed to isoclinal, with an inverted flank, verging to the east and with sub-horizontal axes. They do not develop plano-axial foliation.*

Parada 9. Contato tectônico entre o Grupo Canastra e o Grupo Bambuí.

Coordenadas 23 K 390602/7812290/altitude 900m. BR354, corte de estrada entre Tapiraí e a BR262, próximo a um mirante onde há local para estacionamento (Fig. 11). O Grupo Bambuí é representado por argilito e siltito de cor verde claro até rosado quando intemperizado. Está sobreposto por mármore e metamarga com coloração cinza, branca a rosada e de cor ocre, quando intemperizado, e clorita xisto de cor verde escuro do Grupo Canastra. Ambos os Grupos ocorrem em contato tectônico e encontram-se deformados (Fig.13A). Na zona de falha de empurrão ocorre um horizonte de brecha tectônica grossa (Fig.13B), com aproximadamente 2 metros de espessura, onde clastos de siltito/argilito encontram-se imersos em matriz fina. Esta rocha é capeada por camada de cataclasito fino, com fragmentos milimétricos a centimétricos em matriz fina, de cor mais clara e espessura média de 30 centímetros. Nos blocos de mármore deslocados da escarpa é possível observar dobras em bainha (Fig.13C). No local, observa-se uma clivagem de crenulação S_1 que afeta as rochas do Grupo Bambuí, cujas relações geométricas com o acamamento sedimentar gera estruturas em lápis (Fig.13D).

Parada 10. Formação Três Barras em discordância sobre a Formação Serra da Saudade.

Coordenadas 23 K 391012/7816447/altitude 1170m. BR354, corte de estrada próximo ao trevo com a BR262 (Fig. 11). Estacionamento apropriado encontra-se uns 300m acima do afloramento no sentido da BR262. Em uma visão geral do afloramento, em ambos os lados da rodovia, as rochas do Grupo Areado (Cretáceo Inferior - sequência fluvial) assentam-se em discordância erosiva e angular sobre as rochas da Formação Serra da Saudade do Grupo Bambuí (Neoproterozóico Superior - sequência marinha com argilitos –verdetes- e siltitos) (Fig. 14 e Fig. 15). Esta exposição representa a porção aflorante mais meridional da Bacia Sanfranciscana.



Figura 13. A) Vista geral do contato tectônico entre o Grupo Canastra e o Grupo Bambuí na parada 9 com localização das figuras B, C e D; B) brecha tectônica no topo do Grupo Bambuí; C) dobra em bainha no mármore da base do Grupo Canastra; D) foliação S_1 no siltito/argilito do Grupo Bambuí.

Figure 13. A) General view of the tectonic contact between the Canastra Group and the Bambuí Group at stop 9 with the location of figures B, C and D; B) tectonic breccia at the top of the Bambuí Group; C) sheath fold in the marble at the base of the Canastra Group; D) S_1 foliation in the siltstone/claystone of the Bambuí Group.

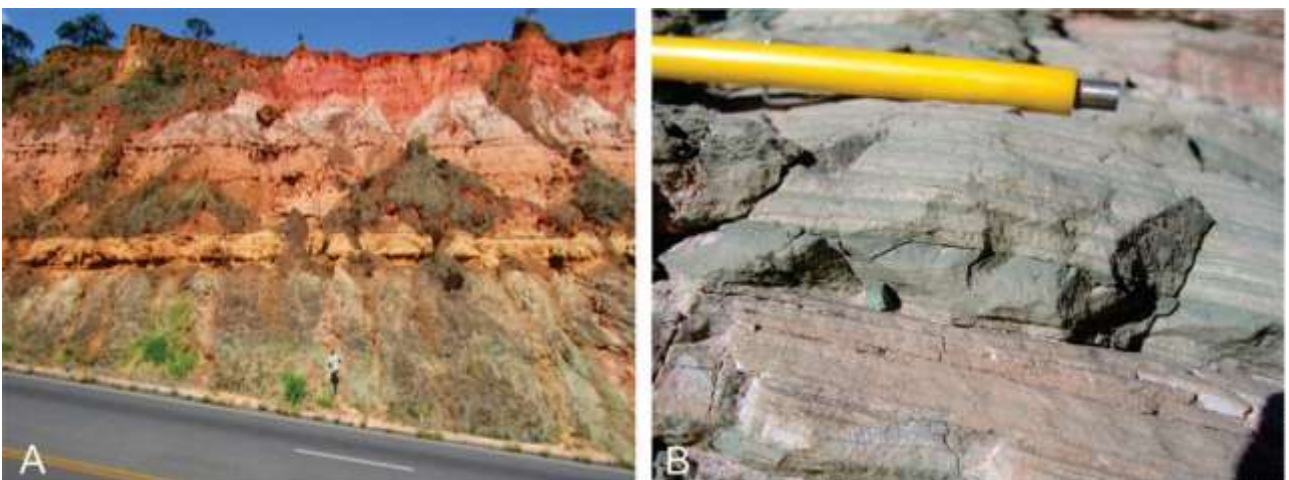


Figura 14. A) Vista geral do afloramento da parada 10 onde se destacam a superfície de discordância e a distinta coloração das unidades envolvidas; B) ritmo composto de

lâminas argilosas (verdes - verdete) intercaladas com lâminas silticas e arenosas (creme-rosadas) da Formação Serra da Saudade.

Figure 14. A) General view of the outcrop at stop 10, where the unconformity surface and the distinct coloration of the units involved are highlighted; B) rhythmite composed of clayey layers (verdete) interspersed with silt and sandy layers (cream-pink) from the Serra da Saudade Formation.

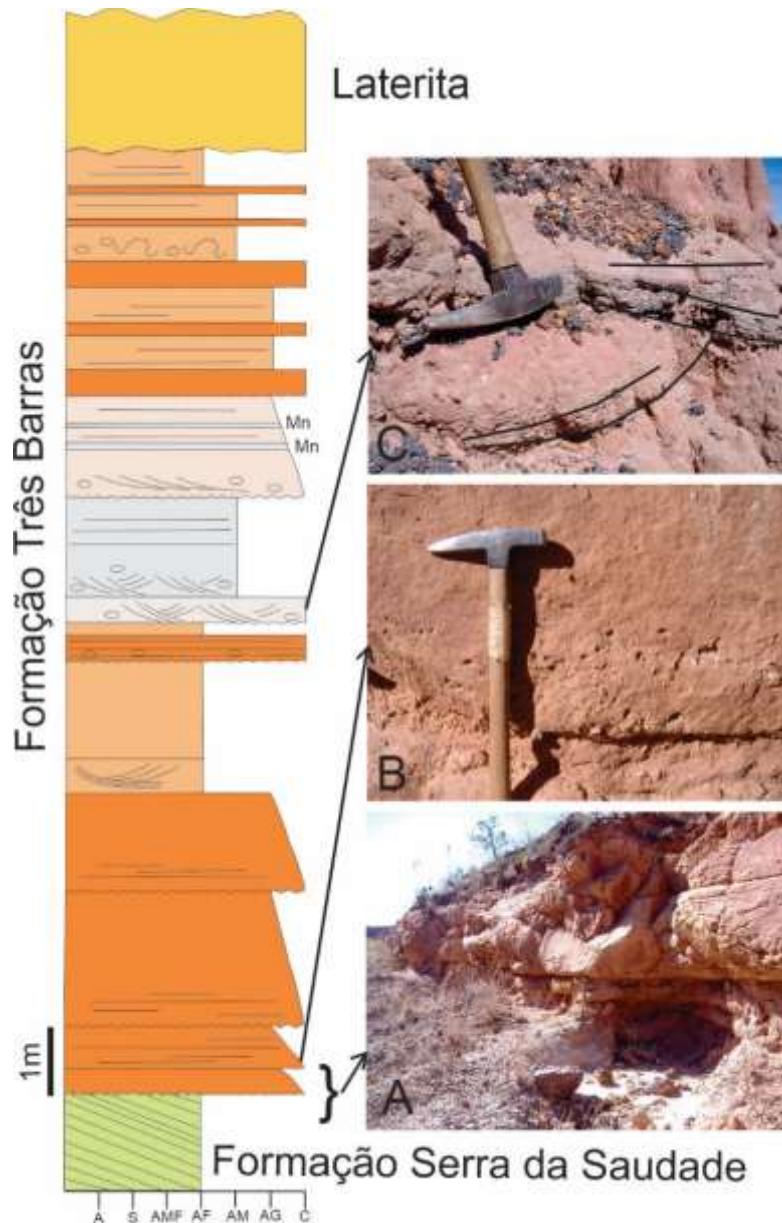


Figura 15. Coluna estratigráfica do Grupo Areado no afloramento da parada do ponto 10. A) contato basal com os verdetes da Formação Serra da Saudade; B) arenito conglomerático da base; C) arenito conglomerático rosado intermediário com estratificação cruzada.

Figure 15. Stratigraphic column of the Areado Group at the outcrop of the stop at point 10. A) basal contact with the “verdete” of the Serra da Saudade Formation; B) conglomeratic sandstone of the base; C) intermediate pinkish conglomeratic sandstone with cross bedding.

Parada 11. Mármore do Grupo Canastra. Coordenadas 23 K 385124/7818871/altitude 860m. Pedreira de mármore denominado Verde Jade no município de Campos Altos (Fig. 11). A pedreira é acessada através de estrada de terra a partir de Campos Altos (Fig. 16) ou de outros dois acessos a partir da BR 262. A pedreira é um corte em uma lente de mármore e foi explorada na década de 1990 pelo belo aspecto ornamental que apresenta: ondulações e lâminas/camadas de mármore claro intercaladas com mármore cinza a verde e mesmo rosado (Fig. 17A). Em um perfil esquemático SW-NE (Fig. 17B), verifica-se que o mármore da pedreira, intercala-se com filito e com uma sequência de filito, metaconglomerado, metamarga e novamente mármore. Devido ao dobramento é possível que as camadas/lentes estejam repetidas. No local de estacionamento de veículos, próximo ao acesso à pedreira, pode-se observar o metaconglomerado no leito da estrada e, em sua continuidade SW, o mármore, já subindo uma encosta no sentido de uma casa. O metaconglomerado possivelmente está separado tectonicamente desta sequência. Na pedreira, lamentavelmente, grande parte da face exposta e cortada da rocha tem sido submetida à ação de intemperismo e, boa parte das belas estruturas da parede fresca original, acham-se manchadas. O corte principal, de direção 70°, foi executado quase perpendicularmente às estruturas gerais que representam a deformação na Faixa Brasília Meridional, e as dobras ali observadas mostram vergência para leste como seria de se esperar.

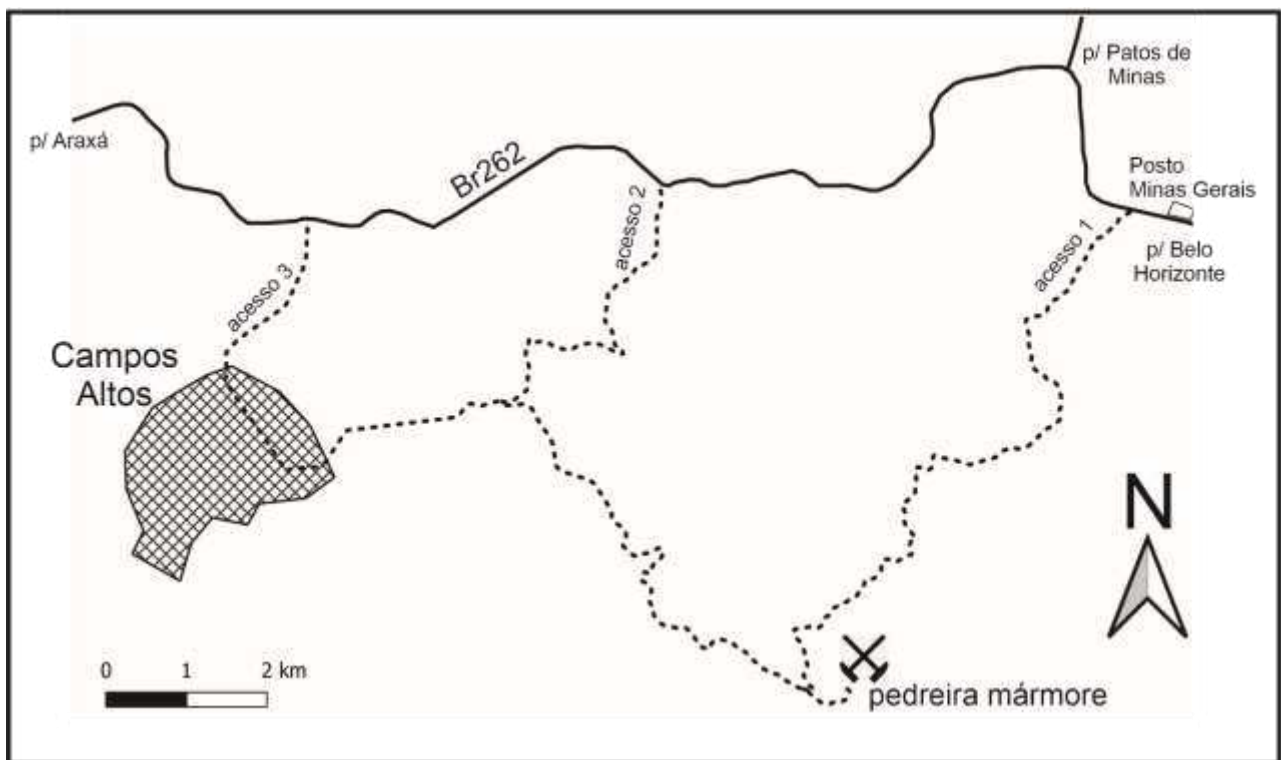


Figura 16. Mapa de acessos à pedreira de mármore de Campos Altos.

Figure 16. Map of accesses to the Campos Altos marble quarry.

Parada 12. Formação Rio Verde do Grupo Ibiá. Coordenadas 23 K 354615/7835071/altitude 905m. Acesso pela BR262 no Km 618 Belo Horizonte sentido Araxá lado direito da rodovia (coordenadas 23 K 356087/7833514) percorrendo-se

aproximadamente 2 Km até o rio (Fig. 11). Afloramento em lajedos no Rio Misericórdia. Clorita-muscovita-quartzo xisto localmente carbonático e piritoso da Formação Rio Verde do Grupo Ibiá, de cor cinza esverdeado. Constitui um ritmo formado por intercalações de lâminas de quartzito fino, branco, com lâminas de clorita-muscovita esverdeadas (Fig. 17C). A rocha está intensamente deformada, podendo-se observar a variação constante na atitude da foliação principal devido a dobramentos suaves e crenulações (Fig. 17D).

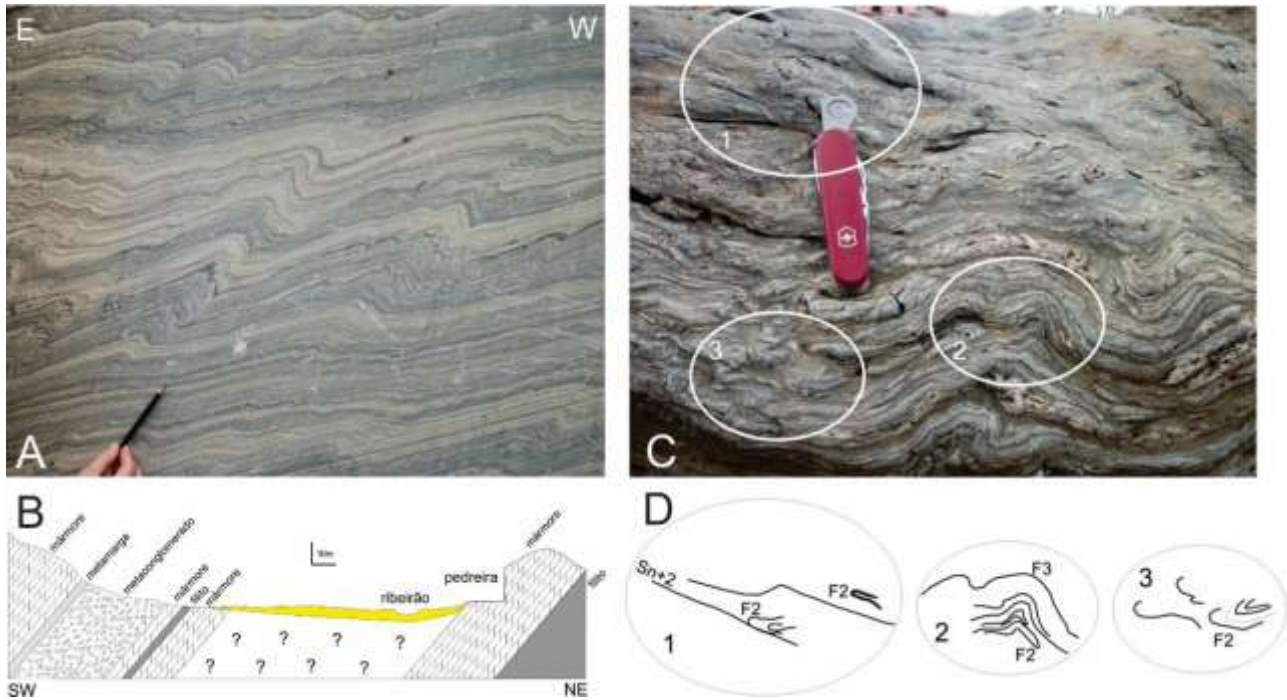


Figura 17. A) mármore dobrado na parada 11; B) seção geológica no entorno da pedreira ilustrando o contexto estratigráfico do mármore; C e D) ritmo típico da Formação Rio Verde do Grupo Ibiá, observando-se lâminas com composição e coloração distintas, às quais se paraleliza uma xistosidade desenvolvida em fácies xisto verde, ambas transpostas por deformação posterior (dobras F2). Estas estruturas estão redobradas em dobras F3 que apresentam vergência para leste.

Figure 17. A) folded marble at stop 11; B) geological section around the quarry illustrating the stratigraphic context of the marble; C and D) typical rhythm of the Rio Verde Formation of the Ibiá Group, observing layers with different composition and coloration, to which parallels a schistosity developed in greenschist facies, both transposed by posterior deformation (F2 folds). These structures are refolded in F3 folds that verging towards the east.

Parada 12.1 (opcional). Ocorrência de manganês em quartzito do Grupo Canastra.

Coordenadas 23K 350737/7818129/ altitude 1198m. Acesso pela BR262 (Fig. 11), tomando-se a rodovia LMG827 que dá acesso à cidade de Pratinha. O trevo na BR262 fica próximo ao Posto Alpa e ao trevo de acesso à cidade de Ibiá. Segue-se pela rodovia até a ocorrência que fica em uma encosta do lado esquerdo da rodovia. No local ocorrem blocos esparsos de quartzito brechado rico em veios preenchidos por pirolusita de cor preta (Fig. 18). O quartzito pertence ao Grupo Canastra e faz parte de uma série de pequenas ocorrências de manganês ao longo da Serra da Bocaina estendendo-se numa direção E-W e que, localmente, associam-se a formações ferríferas tipo Lago Superior.



Figura 18. Afloramento de quartzito brechado rico em veios de manganês.

Figure 18. Brecciated quartzite outcrop rich in manganese veins.

Parada 12.2 (opcional). Formação Ferrífera bandada do Grupo Canastra. Coordenadas 23 K 347932/7815023/ altitude 1073m. Acesso pela BR262, tomando-se a rodovia LMG827 que dá acesso à cidade de Pratinha (Fig. 11). O trevo na BR262 fica próximo ao Posto Alpa e ao trevo de acesso à cidade de Ibiá. Segue-se até o ponto de coordenadas 351378/7817022, tomando-se estrada de terra à direita. Nesta, segue-se até o ponto 347075/7816316 tomando-se estrada de acesso a fazendas à esquerda. Descendo a encosta alcança-se os afloramentos de formação ferrífera. No local ocorre formação ferrífera bandada tipo Lago Superior, pertencente ao Grupo Canastra, constituída por itabirito bandado, com hematita, quartzo e magnetita (Fig.19). A presença de magnetita gera anomalias magnéticas lineares que ocorrem numa faixa E-W ao longo da Serra da Bocaina. O itabirito é friável e constitui uma camada dobrada em dobras isoclinais com eixos suavemente inclinados para NW (Fig. 20). As rochas encaixantes são

formadas por filito sericítico. A foliação, paralelizada ao bandamento sedimentar, possui direção aproximada WNW e mergulhos íngremes para SSW. A ocorrência foi estudada em detalhe por Diniz (2018). Uma observação interessante é a de que estas formações ferríferas pertencem ao fim do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, representando as últimas formações ferríferas tipo Lago Superior formadas na Terra.



Figura 19. Afloramento de itabirito friável com mergulho para SSW.

Figure 19. Friable itabirite outcrop with dip to SSW.

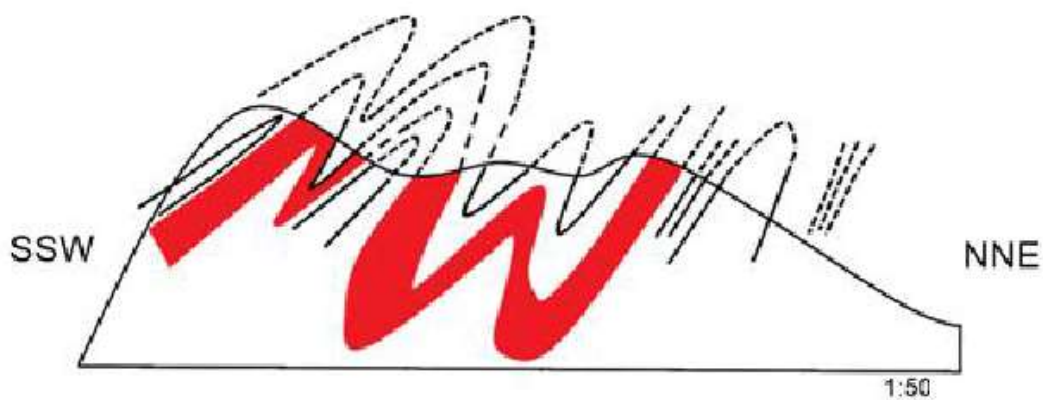


Figura 20. Seção esquemática SSW-NNE na camada dobrada de itabirito.

Figure 20. Schematic SSW-NNE section in the itabirite folded layer.

Parada 13. Granito intraplaca Quebra Anzol e anfibolito do Grupo Araxá. Coordenadas 23 K 328427/7833934/altitude 970m. O afloramento fica numa pastagem, ao lado da BR262, sentido Araxá, ao lado do Viaduto da Ferrovia Centro Atlântica nas coordenadas 328720 /7833909 (Fig. 11). No local observam-se matacões e afloramentos do granito Quebra Anzol que, para oeste, faz contato com anfibolito, ambos pertencentes ao Grupo Araxá (Fig. 21A). No contato, o anfibolito está fortemente cominuído, foliado e orientado (Fig. 21B). Granito e anfibolito encontram-se em contato tectônico, desenvolvem foliação e lineação mineral cujas atitudes estão representadas na figura 22. A estrutura é uma rampa lateral sinistral.



Figura 21. A) Vista no sentido N do contato entre anfibolito e granito na parada 13. Notar diferente padrão dos afloramentos. B) Comparação entre anfibolito deformado com lineação mineral, intemperizado, e anfibolito fresco não deformado.

Figure 21. A) View in the N direction of the contact between amphibolite and granite at stop 13. Note the different pattern of outcrops. B) Comparison between deformed amphibolite with mineral lineation, weathered, and fresh, undeformed amphibolite.

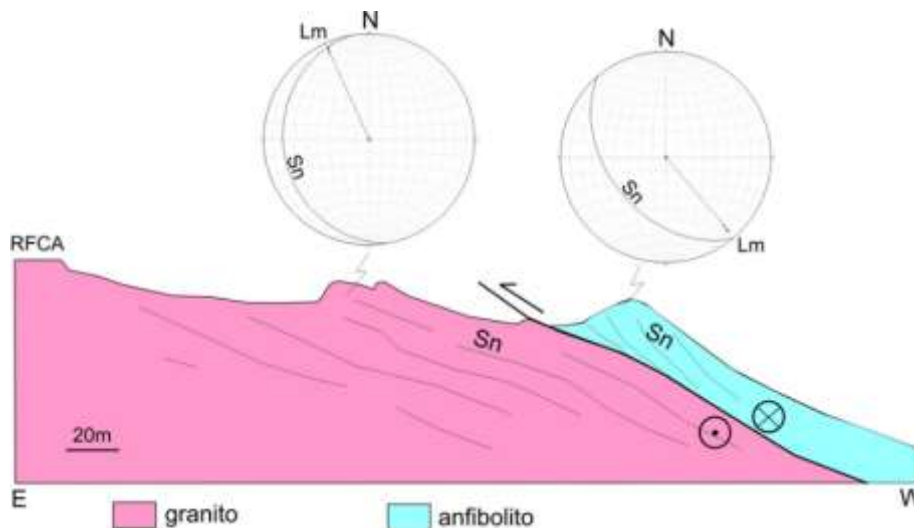


Figura 22. Seção geológica esquemática ilustrando o contato entre granito e anfibolito e as atitudes da foliação e lineação minerais em ambas as rochas. O contato é interpretado como uma rampa lateral de empurrão com movimento direcional sinistral pela atitude das lineações em relação à foliação e rotação de grãos de feldspato. RFCA – Rede Ferroviária Centro Atlântica.

Figure 22. Schematic geological section illustrating the contact between granite and amphibolite and the attitudes of mineral foliation and lineation in both rocks. The contact is interpreted as a lateral ramp with sinistral directional movement by the attitude of the lineations in relation to the foliation and rotation of feldspar grains. RFCA – Centro Atlântica Railway.

Parada 14. Granito sincolisional Serra Velha do Grupo Araxá. Coordenadas 23K 299672/7844552/altitude 873m. Pequeno corte na rodovia BR146 que liga Araxá à Patos de Minas, nas proximidades da antiga Usina Hidrelétrica do Rio Tamanduá, antes da ponte (Fig. 11). Granito sincolisional Serra Velha que pertence ao Grupo Araxá. Está intrudido em granada-mica-quartzo xisto e anfibolito e acha-se intensamente deformado com foliação tectônica concordante à das encaixantes e apresentando aspecto gnáissico (Fig.23A). É cinza-claro a branco (leucogranito), com quartzo, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita e, como acessórios, granada, turmalina, monazita, apatita e zircão. Sericita, biotita, albita e clorita secundários ocorrem como minerais retrometamórficos. Datação U-Pb por ID-Tims forneceu idade de cristalização de 637 ± 1 Ma para este granito (Valeriano *et al.* 2004).

Parada 15. Estauroлита-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto do Grupo Araxá. Coordenadas 23K 296729/7837188/altitude 978m. Corte na rodovia BR262 defronte ao Motel Eros (Fig. 11). Estauroлита-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto com intercalações de quartzito micáceo e granada quartzito. Os minerais gerados em fácies anfibolito acham-se retrometamorfizados para uma massa de clorita, mas suas formas originais ainda podem ser identificadas sendo típicas da estauroлита, prismas alongados com seção basal retangular e losangular e da granada, sempre arredondada (Fig. 23B). Este é um dos afloramentos de xisto que deram origem à denominação Grupo Araxá (Barbosa, 1955), uma vez que é a região onde melhor estes xistos afloram nos arredores da cidade de Araxá. Datações realizadas por Falci *et al.* (2018) neste xisto revelaram que os picos mais importantes de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ocorrem em 960 Ma, 1,0 Ga, 1,2 Ga, 1,5 Ga, 1,8 Ga, 2,0 Ga, com um pico menor em 2,5 Ga. O grão de zircão mais jovem neste local forneceu idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 817 ± 8 Ma e o grão mais velho 2581 ± 19 Ma.



Figura 23. A) Estrutura gnáissica do leucogranito sincolisional Serra Velha da Parada 14; B) cristais de granada arredondados e prismáticos de estauroлита alterados da Parada 15.

Figure 23. A) Gneiss structure of the Serra Velha syncolisional leucogranite from the Stop 14; B) weathered staurolite rounded and prismatic garnet crystals from Stop 15.

Parada 15.1 (opcional) Fenito do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Araxá. Coordenadas 23K 295582/7826687/altitude 960m. Afloramento atrás da Rodoviária do Parque do Barreiro próximo à rotatória que dá acesso ao Grande Hotel (Fig. 24). No local ocorrem camadas de quartzito muito fino, branco e subverticalizadas deformadas pela intrusão das rochas alcalinas (Fig. 25). A rocha está fenitizada, notando-se recristalização do quartzo e formação de feldspato potássico e anfibólio sódico (arfvedsonita). O contexto geológico do Complexo alcalino é ilustrado na figura 26.



Figura 24. Imagem do Google Earth com localização dos pontos 15.1 (quartzito fenitizado) e 15.2 (exposição de fósseis pleistocênicos) nas proximidades do Grande Hotel no Complexo Hidromineral do Barreiro.

Figure 24. Google Earth image with location of Stops 15.1 (phenitized quartzite) and 15.2 (exhibition of Pleistocene fossils) near the Grande Hotel in the Hydromineral Complex of Barreiro.



Figura 25. Quartzito fenitizado da Parada 15.1.

Figure 25. Fenitized Quartzite from Stop 15.1.

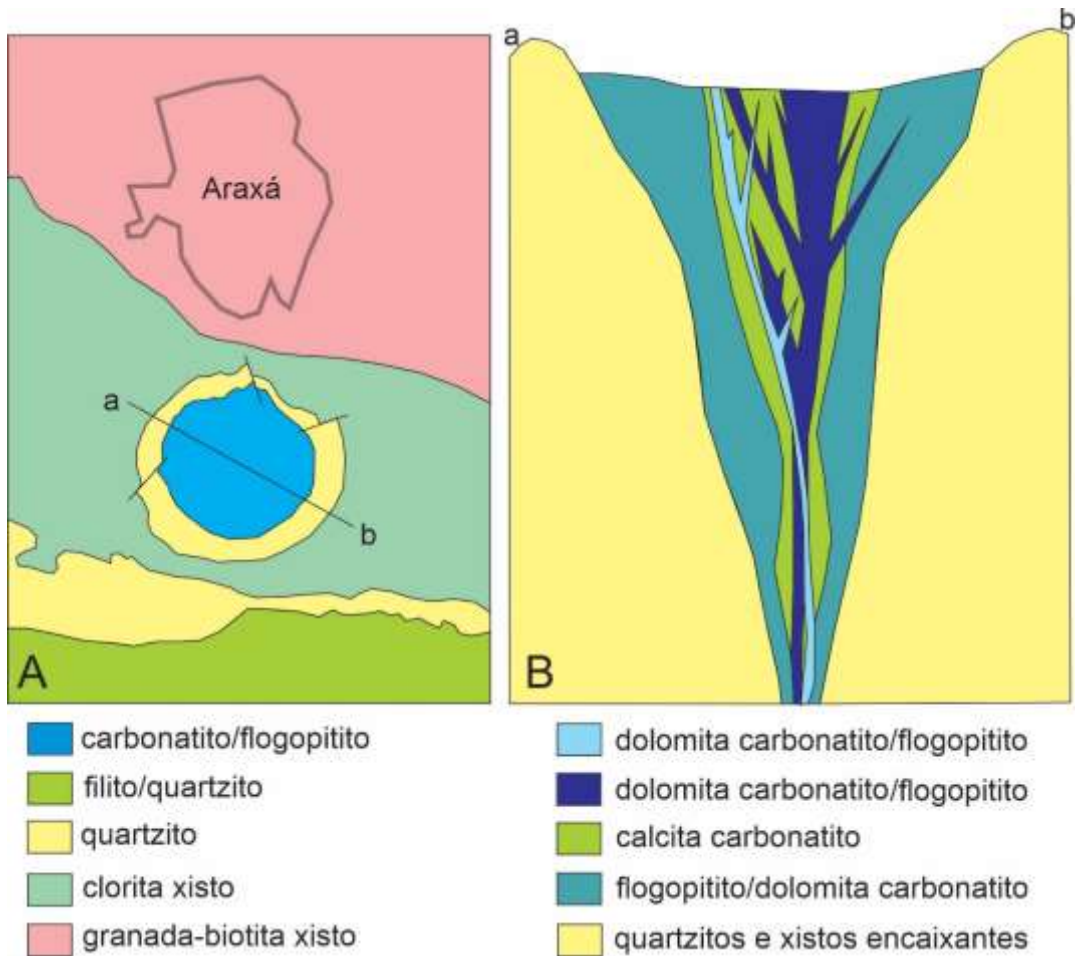


Figura 26. A) Mapa geológico do Complexo Alcalino Carbonatítico de Araxá destacando sua forma circular: cada cor representa um tipo de rocha diferente e as jazidas de fósforo, nióbio e terras raras estão distribuídas no carbonatito; B) desenho esquemático da intrusão em profundidade, mostrando os diversos tipos de rochas que se sobrepõem, pela entrada de múltiplas intrusões de magma.

Figure 26. A) Geological map of the Alkaline Carbonatite Complex of Araxá, highlighting its circular shape: each color represents a different type of rock and deposits of phosphate, niobium and rare earth are distributed in the carbonatite; B) schematic drawing of the intrusion in depth, showing the different types of rocks that overlap, due to the entry of multiple magma intrusions.

Parada 15.2. (opcional) fósseis de mamíferos Pleistocênicos. Coordenadas 23K 295469/ 7826522/altitude 956m. A Estância Hidromineral do Barreiro de Araxá foi inaugurada em 1942 e a fonte levou o nome de Andrade Junior, numa justa homenagem. Em 1943, Roberto Burle Marx foi contratado para planejar os jardins de diversos setores do parque. Seu então estagiário, o arquiteto Francisco Bolonha fez, a pedido dele, a planta da Fonte Andrade Junior, que destoa do estilo neoclássico do hotel. Burle Marx criou o projeto do piso de entrada, com pedras portuguesas, formando mosaicos desses fósseis (Fig. 27), assim como os azulejos da fonte. Algumas cópias dos ossos de mastodonte, preguiça gigante e *equus* encontrados podem ser vistas na vitrine. O Complexo Hidrotermal e Hoteleiro do Barreiro é tombado pelo IEPHA (Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico de Minas Gerais) desde 1989. No local pode-se provar água sulfurosa.



Figura 27. Representação de Macrauquênia no piso da Fonte Andrade Jr.

Figure 27. Representation of Macrauquênia on the floor of Fonte Andrade Jr.

-Pernoite sugerido na cidade de Araxá.

TERCEIRO DIA DE CAMPO

De Araxá para Araguari, observando a Faixa Brasília e as bacias do Paraná e Bauru (Fig. 28).

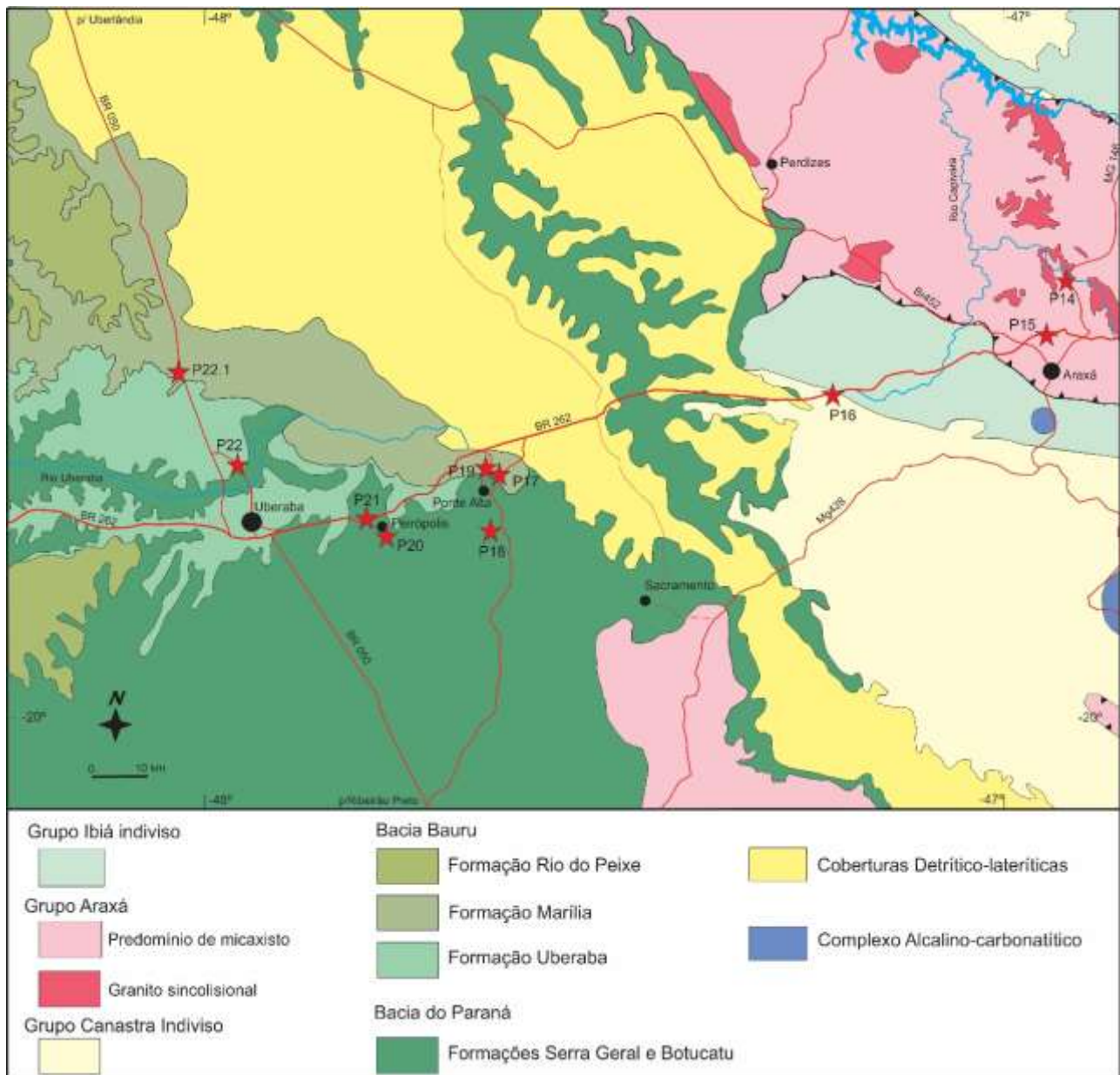


Figura 28. Mapa geológico simplificado com a localização dos pontos para o terceiro dia de roteiro. Modificado de Pinto & Silva, 2014.

Figure 28. Simplified geological map with the location of stops for the third day of the trip. Modified from Pinto & Silva, 2014.

Parada 16. Quartzito e filito do Grupo Canastra. Coordenadas 23 K 267416/7829113/altitude 1045m. BR262, viaduto da Ferrovia Centro Atlântica (Fig. 28). Coordenadas para estacionamento: 267625/7829228 ao lado da BR262 junto ao viaduto. Deve-se alcançar a ferrovia e cruzar o viaduto por ela, acessando-se um corte da ferrovia na Serra da Bocaina em rochas pertencentes ao Grupo Canastra. No início do perfil ocorre um xisto de cor cinza claro, rico em quartzo, possuindo, além de muscovita,

pequena quantidade de magnetita e grafita (Fig. 29A) com intercalações de quartzito. O quartzito é fino a muito fino, branco e localmente micáceo, compondo camadas decimétricas a métricas (Fig. 29B). O conjunto está deformado apresentando duas foliações, uma subhorizontal e outra subvertical.

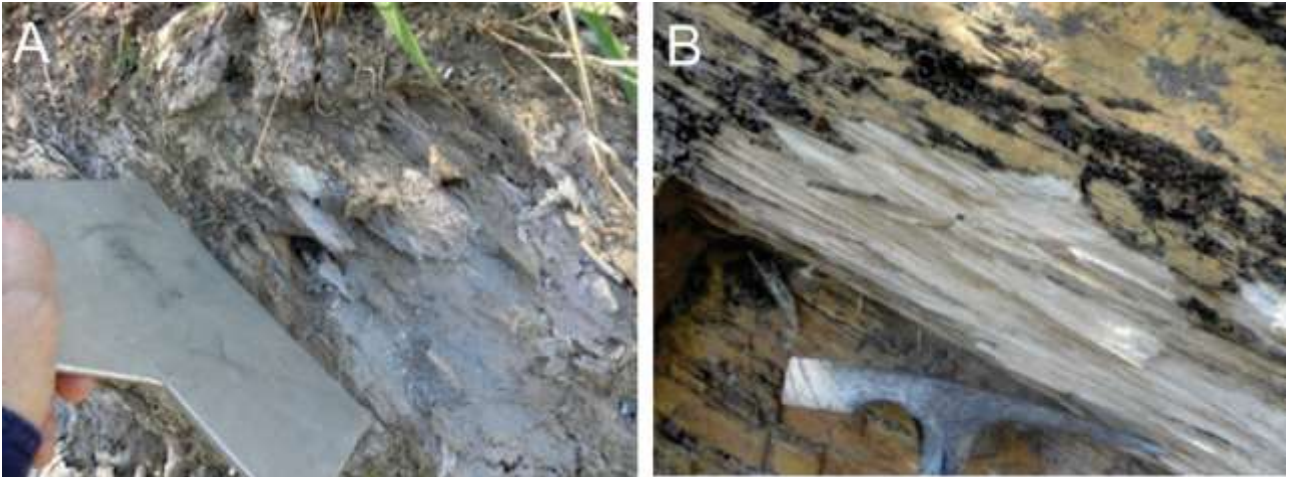


Figura 29. Parada 16. A) grafita-muscovita cinza claro, foliado; B) quartzito branco micáceo, fortemente foliado.

Figure 29. Stop 16. A) light gray graphite-muscovite phyllite, foliated; B) micaceous white quartzite, strongly foliated.

Parada 17. Formação Marília da Bacia Bauru. Coordenadas 23 K 223509/7820331/altitude 963m. Rodovia BR262 para Jubaí (trevo em 224964/7822780). Corte à direita na rodovia, sentido Jubaí, pouco antes do acesso para a cidade de Ponte Alta (Fig. 28). Afloramento da Formação Marília, Membro Serra da Galga, do Grupo Bauru (Fig. 30A). A sequência se inicia com conglomerado de aproximadamente 25 cm de espessura, matriz sustentado e com seixos de quartzo leitoso, basalto, quartzito e granito sub-angulosos a sub-arredondados e granulometria até 5 cm (Fig. 30B). A matriz varia de arenosa a argilosa com presença de feldspato. Sucedem-se camadas decimétricas a métricas de arenitos conglomeráticos e arenitos com coloração branco e creme (Fig. 30C). Os arenitos possuem estratificação cruzada acanaladas e passam a paleossolos e calcrete para o topo (Fig. 30D). A sequência é considerada fácies mediana de um sistema de leques aluviais e rios entrelaçados.



Figura 30. A) Vista geral da parada 17 com leitos de arenito grosso e arenito conglomerático alternados com leitos argilo-siltosos e/ou paleossolos; B) conglomerado matriz sustentado e rico em cimento carbonático da base da sequência; C) estratificação cruzada acanalada, com linhas de seixos nos sets; D) paleossolo.

Figure 30. A) General view of stop 17 with coarse sandstone beds and conglomeratic sandstone alternating with clayey-silt beds and/or paleosoils; B) sustained matrix conglomerate rich in carbonate cement at the base of the sequence; C) grooved cross bedding, with rows of pebbles in the sets; D) paleosoil.

Parada 18. Formação Botucatu e Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Coordenadas 23 K 223325/7816367/altitude 808m. O acesso é realizado pela estrada para Jubai 2,4 Km após o trevo para Ponte Alta (Fig. 28). Em 223463/7816628, toma-se estrada de terra à direita um pouco antes de ponte sobre córrego e segue-se por mais 350m no sentido SW, alcançando-se o topo de uma cachoeira. Dali, pode-se descer por trilha íngreme na borda da escarpa até o pé da cachoeira. O arenito da Formação Botucatu compõe a base da cachoeira e é intertrápico. Mostra-se rosado, bem selecionado, e com arcabouço de grãos de quartzo arredondados; apresenta estratificação cruzada de grande porte, deformada em dobras convolutas (Fig. 31B e 31C). Acima ocorre o basalto da Formação Serra Geral, em dois derrames, com espessura em torno de 10 e 4 metros respectivamente (Fig. 31A). O inferior com basalto de cor cinza escuro é do tipo *sheet* e pode-se visualizar colunas irregulares um pouco tortuosas. É uma rocha fanerítica fina a afanítica. O derrame superior é um lobo e o

basalto é afanítico, de cor preta, e está fortemente fragmentado. Os fragmentos são ricos em vesículas predominantemente milimétricas. O arenito representa depósitos de dunas e as estruturas foram deformadas ainda antes da diagênese, pelo sobrepeso e fluxo do basalto que o recobriu. O evento vulcânico faz parte do grande vulcanismo conhecido como Província Magmática Paraná-Etendeka. As colunas irregulares e a textura indicam resfriamento rápido; o derrame superior intensamente fraturado se forma pelo resfriamento ainda mais rápido em contato com o ar, na superfície do derrame, que vai se rompendo na medida em que o fluxo interno de basalto continua e desloca a crosta já rígida. As vesículas são o resultado do processo da tentativa de escape dos gases do magma que, por serem mais leves, tendem a subir.



Figura 31. A) Cachoeira Ponte Alta, observando-se dois derrames de basalto, o inferior com disjunções colunares verticalizadas e irregulares; B) arenito Botucatu com estratificação cruzada de médio porte na base da cachoeira; C) dobramento da estratificação do arenito provavelmente ocasionado pelo fluxo do derrame de lava em contato com o arenito.

Figure 31. A) Ponte Alta waterfall with two basalt flows, the lower one with vertical and irregular columnar disjunctions; B) medium-sized cross-bedding Botucatu sandstone at the base of the waterfall; C) folding of the sandstone stratification probably caused by the flow of the lava flow in contact with the sandstone.

Parada 19. Formação Marília da Bacia Bauru. Coordenadas 23K 221270/7820099/altitude 920m. Encosta na rodovia de acesso à cidade, a partir da BR262, margem esquerda no sentido Ponte Alta a 400m da entrada da cidade (Fig. 28). Grupo Bauru, Formação Marília, Membro Ponte Alta. Arenitos conglomeráticos cimentados e substituídos por carbonato de cálcio/sílica (Fig. 32A e 32B). Segundo Sampaio *et al.* (2017), formam estratos pouco espessos com estratificação sub-horizontal mal definida e constituídos por clastos de basalto, quartzo, sílex, quartzito, intraclastos de paleossolos e calcretes. Aqueles autores com base em Capilla (2002) interpretam o paleoambiente como sendo de rios efêmeros ou entrelaçados onde fluxos torrenciais de alta energia não canalizados com deposição em lençóis areno-cascalhosos são evidentes. Possuem elevada frequência de estruturas de bioturbação evidenciando exposição subaérea e intensa atividade biogênica. Pela forte carbonatação, constituem depósitos de calcretes com morfologia nodular, brechosa, venular e maciça (Sampaio *et al.*, 2017).



Figura 32. A) Vista geral do afloramento do Membro Ponte Alta na Parada 19; B) conglomerado matriz sustentado com cimento carbonático.

Figure 32. A) General view of the Ponte Alta Member outcrop at Stop 19; B) matrix conglomerate supported with carbonate cement.

Parada 20. Museu Paleontológico de Peirópolis. Coordenadas 23 K 212464/7814627/altitude 845m (Fig. 28). Acesso pela BR262. No museu estão expostos fósseis das biotas das formações Uberaba e Marília (Fig. 33A, 33B e 33C). **Recomenda-se agendar visita: <http://www.uftm.edu.br/proext/cccp> e telefone (34) 3338-1526.**

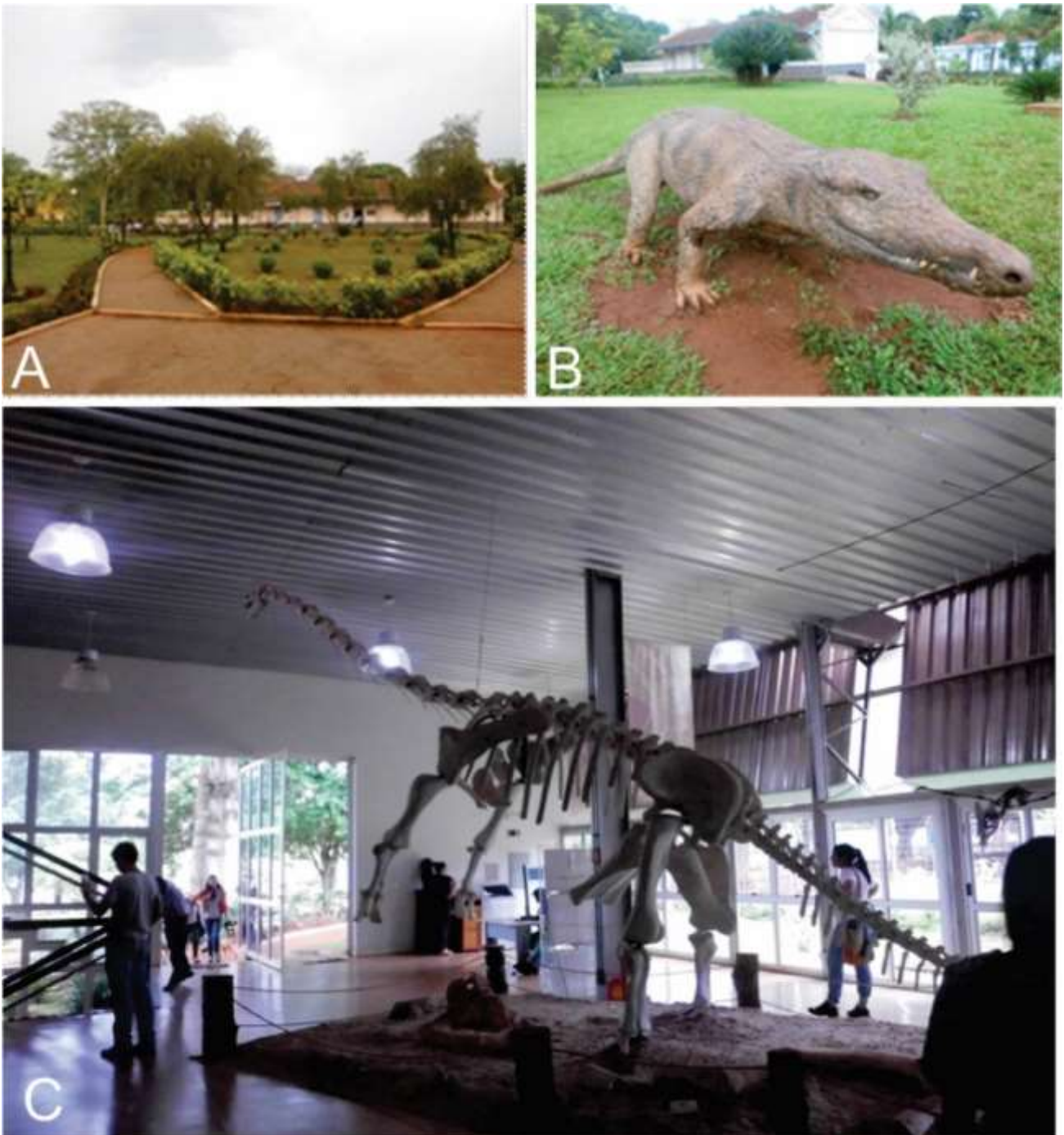


Figura 33. A) Prédio principal do Museu Paleontológico de Peirópolis; B) réplica de *Uberabasuchus terrificus* defronte ao prédio do Museu; C) esqueleto fóssil do dinossauro herbívoro *Uberabatitan ribeiroi* no anexo de pesquisa do Museu.

Figure 33. A) Main building of the Peirópolis Paleontological Museum; B) replica of *Uberabasuchus terrificus* in front of the Museum building; C) fossil skeleton of the herbivorous dinosaur *Uberabatitan ribeiroi* in the Museum's research annexe.

Parada 21. Basalto da Formação Serra Geral. Coordenadas 23 K 208344/7813158/altitude 773m. Corte na rodovia BR262 onde aflora basalto do Grupo Serra Geral (Fig. 28). Conjunto de pequenos lobos superpostos lateral e verticalmente, com sentido de fluxo para N e espessura variável entre 0,2 e 2,0 metros (Fig. 34). No

geral, mostram bordas oxidadas e vítreas, com interior rico em vesículas, milimétricas a centimétricas, bem distribuídas na rocha hipocristalina. Os lobos são predominantemente massivos, ainda que possam apresentar-se fraturados também. A rocha é rica em plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos, com quantidades subordinadas de olivina, predominantemente transformada em iddingsita. O conjunto faz parte da chamada Associação de Litofácies de lobos pahoehoe compostos e que pode alcançar 17 metros de espessura na região. Os lobos são do tipo S (*spongy*, Walker, 1989) e indicam baixa taxa de efusão com suprimento intermitente de lava.



Figura 34. Ambas as fotos ilustram o aspecto dos lobos de basalto tipo *spongy* que ocorrem na parada 21.

Figure 34. Both photos illustrate the appearance of the spongy basalt lobes that occur at Stop 21.

Parada 22. Formação Serra Geral e Formação Uberaba. Coordenadas 23K 189896/7816587/altitude 742m. Av. Randolpho Borges Júnior, 250m no sentido NW após a ponte sobre o rio Uberaba, no sentido da Universidade Federal do Triângulo Mineiro (Fig. 28). Contato entre o basalto da Formação Serra Geral e rochas sedimentares da Formação Uberaba (Fig. 35A e 35B). Basalto intensamente fraturado, preto esverdeado e de textura fina, rico em amígdalas preenchidas com calcita e argila verde. Algumas fraturas são preenchidas por calcita. Seguindo a avenida, vê-se o topo do basalto erodido e recoberto por camada de conglomerado com seixos de basalto com cerca de 15 cm de espessura, seguida por lâmina com 5 cm de espessura de argila. Seguem-se camadas de conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos, eventualmente argilitos, horizontalizados da Formação Uberaba, que apresenta estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte. Os litotipos são mal selecionados, com baixo grau de maturidade e ricos em bolas de argila e argila na matriz. O conglomerado é matriz sustentado, mal selecionado e imaturo, com seixos de até 3 cm, dominantes de basalto e quartzo. As tonalidades vão do cinza esverdeada ao avermelhado, típicos da Formação Uberaba (Fig. 35C). A discordância sobrepõe o Cretáceo Superior diretamente sobre o inferior, sugerindo um longo período de erosão, que pode reforçar a ideia de soerguimento do Arco do Alto Paranaíba como reflexo do longo processo de abertura do oceano Atlântico Sul. Além do exemplo de discordância, as feições presentes na sequência sedimentar remetem a um ambiente de clima semiárido a árido, condições de

transporte rápidas, podendo estar relacionado a sistemas de enxurradas ocasionais com alta energia.

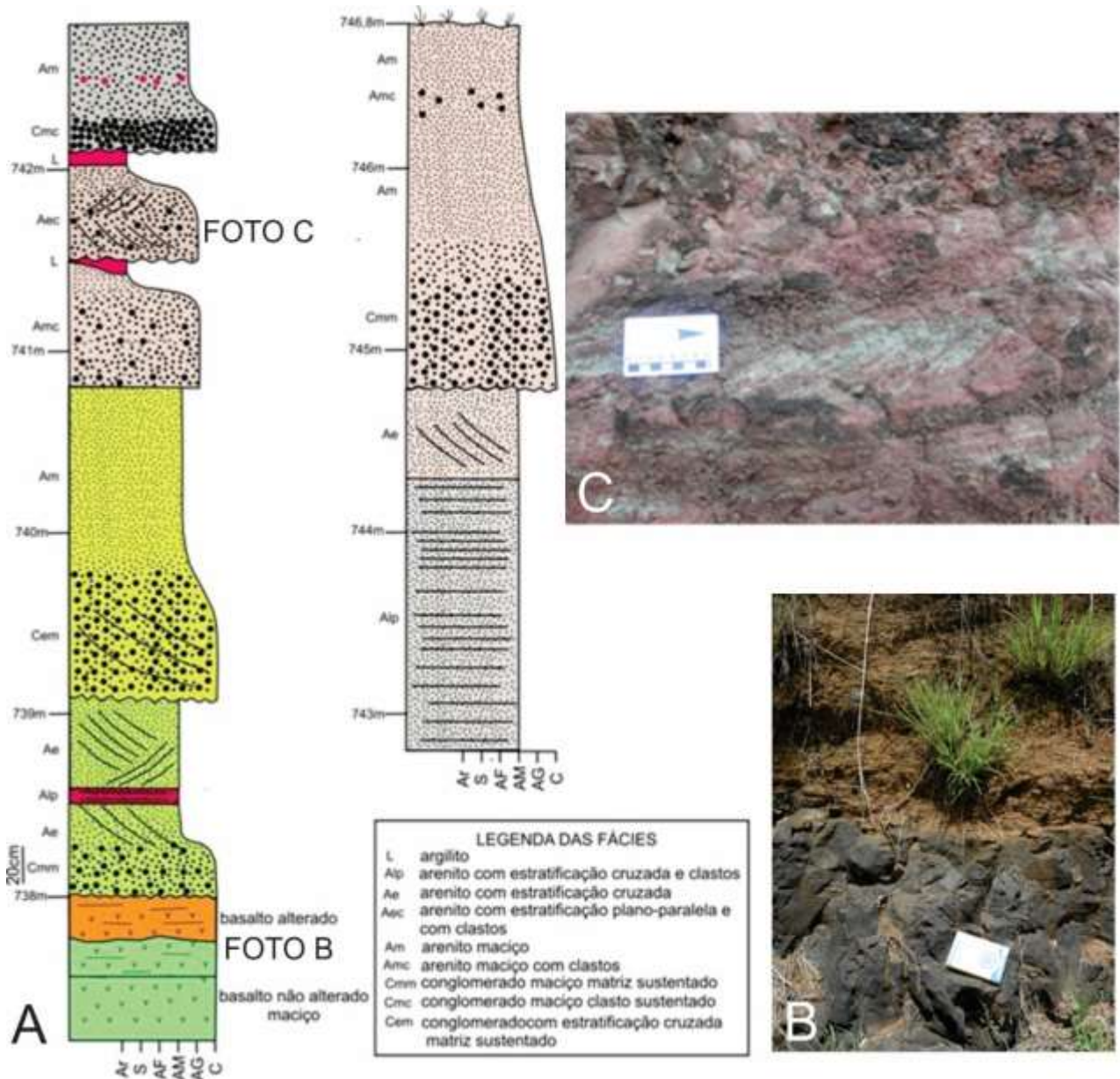


Figura 35. A) Perfil da seqüência exposta na Parada 22; B) contato entre conglomerado basal da Formação Uberaba e o basalto da Formação Serra Geral; C) estratificação cruzada de pequeno porte em camadas mais superiores do perfil.

Figure 35. A) Log of the sequence shown at Stop 22; B) contact between the basal conglomerate of the Uberaba Formation and the basalt of the Serra Geral Formation; C) small cross bedding in the uppermost layers of the profile.

Parada 23. Formação Marília. Coordenadas 22K 811736/7830904/altitude 841m. Corte na rodovia BR050 trecho Uberaba – Uberlândia, cerca de 30 min depois de Uberaba, no Km 153 (Fig. 28). A pequena escarpa que aflora na região pertence a Serra da Galga correspondendo aos afloramentos da Formação Marília. Arenitos conglomeráticos de ambiente fluvial na base e arenitos em camadas planas no topo, níveis de siltitos e fósseis de vertebrados (dinossauros e crocodilos, principalmente) (Fig. 36).

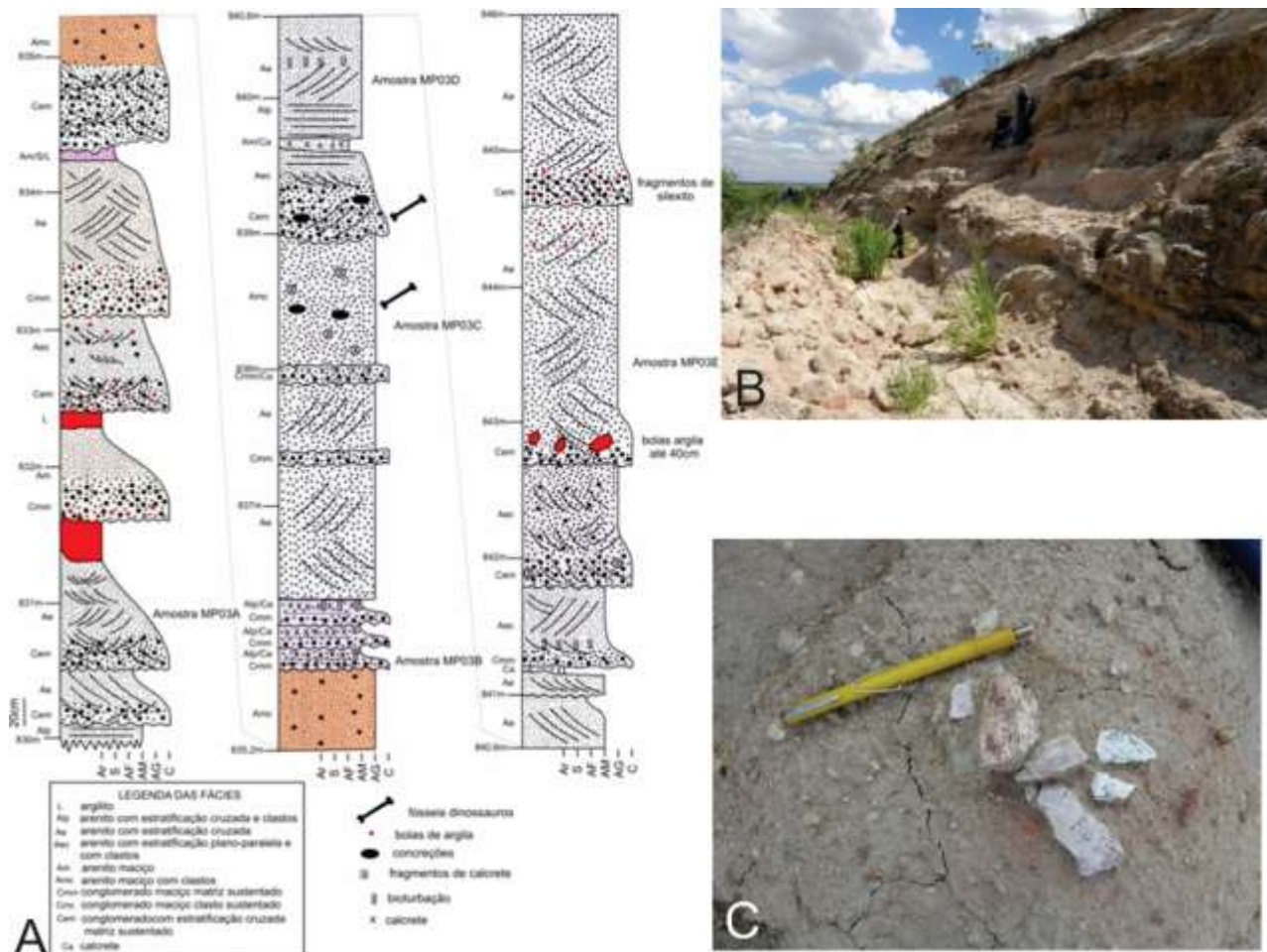


Figura 36. A) Perfil estratigráfico da Formação Marília, Membro Serra da Galga na Parada 23; B) aspecto geral do afloramento, local de escavações paleontológicas; C) fragmentos fósseis dispersos no sedimento.

Figure 36. A) Stratigraphic log of the Marília Formation, Serra da Galga Member at Stop 23; B) general appearance of the outcrop, site of paleontological excavations; C) fossil fragments dispersed in the sediment.

Parada 24. Pillow-lavas na Formação Serra Geral (opcional). Coordenadas 22K 792721/7926877/altitude 736 m. Corte na Ferrovia Centro Atlântica, entre as cidades de Uberlândia e Araguari, conforme acesso indicado no mapa da Fig. 37A. O perfil indicado entre os pontos **a** e **c**, com cerca de 3 km, dá uma idéia de como era a paisagem local à época da geração das almofadas de basalto (Fig. 37B). No ponto **b** aparecem as primeiras almofadas (Fig. 38 e 39), não alteradas e bem preservadas. No ponto **c** as almofadas estão muito intemperizadas, mas as estruturas ficam bem evidenciadas no corte da ferrovia (Fig. 40). Muito provavelmente, os derrames inferiores criaram uma barreira para o deslocamento natural das águas de chuva ou de pequenas e intermitentes nascentes associadas ao contato rochas proterozóicas/basaltos, permitindo o acúmulo das mesmas na forma de pequenos lagos. Estes foram definidos com base nos sedimentos, algas e ostracodes presentes. O retorno do vulcanismo gerou lavas em almofadas, muito hialoclastito (Fig. 39) e interação lava/sedimento. Maiores detalhes podem ser acessados em Moraes & Seer (2018).

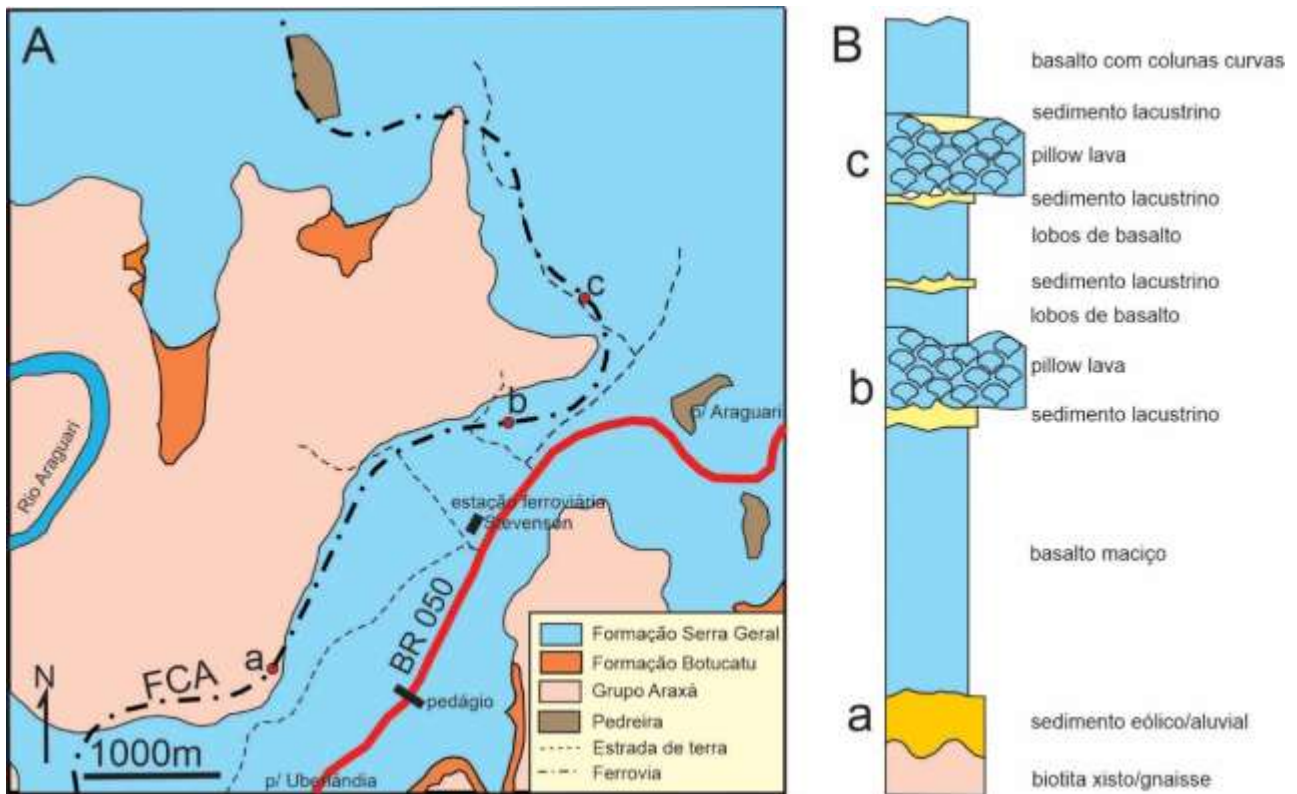


Figura 37. A) Mapa de localização dos afloramentos de estruturas almofadadas na Formação Serra Geral entre as cidades de Uberlândia e Araguari. Os pontos a, b e c assinalados no mapa, ao longo da ferrovia Centro-Atlântica (FCA) correspondem aos locais marcados no perfil estratigráfico em B. Modificado de Moraes & Seer (2018).

Figure 37. A) Location map of outcrops of pillow structures in the Serra Geral Formation between the cities of Uberlândia and Araguari. Points a, b and c marked on the map, along the Centro-Atlântica railroad (FCA) correspond to the locations marked on the stratigraphic log in B. Modified from Moraes & Seer (2018)



Figura 38. Lavas almofadadas da Formação Serra Geral. O material interpillow é constituído por hialoclastito e carbonato.

Figure 38. *Pillow lavas of the Serra Geral Formation. The interpillow material consists of hyaloclastite and carbonate.*



Figura 39. Pillow lavas com destaque para o material interpillow constituído por hialoclastito alterado para um material argiloso esverdeado.

Figure 39. *Pillow lavas highlighting the interpillow material consisting of hyaloclastite weathering to a greenish clayey material.*



Figura 40. Pillow lavas alteradas onde se observa ainda os formatos originais das almofadas e o material interpillow.

Figure 40. *Weathered pillow lavas in which the original forms of the pillows and the interpillow material can still be seen.*

CONCLUSÕES

No presente Roteiro Geológico apresenta-se uma síntese sobre os conhecimentos geológicos da região situada entre Belo Horizonte e Uberaba, no Estado de Minas Gerais, para embasar três dias de visita de campo a afloramentos representativos das principais unidades geotectônicas envolvidas: o embasamento do Cráton do São Francisco, a Bacia do São Francisco, a Faixa Brasília Meridional, a Bacia Sanfranciscana, a Bacia do Paraná e a Bacia Bauru. No primeiro dia são apresentados afloramentos do Cráton do São Francisco e de sua cobertura sedimentar representada pelo Grupo Bambuí. O segundo dia inicia-se pelo Grupo Bambuí adentrando a seguir os domínios da Faixa Brasília Meridional, observando-se também uma espetacular discordância entre a Bacia Sanfranciscana, do Cretáceo, e as rochas da Formação Serra da Saudade, do Ediacarano-Cambriano. No terceiro dia, percorre-se parte-se da Faixa Brasília Meridional e alcança-se as rochas das formações Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná, do Cretáceo Inferior, culminando nas rochas das formações Uberaba e Marília da Bacia Bauru do Cretáceo Superior. Neste último dia o roteiro contempla uma visita ao Museu

Paleontológico de Peirópolis com sua coleção de fósseis do Cretáceo Superior. É um roteiro apropriado para complementar as classes de Geologia Geral, Petrografia, Estratigrafia, Geologia Histórica, Sedimentologia, Geologia do Brasil, Geologia Estrutural, Geotectônica e Paleontologia.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pelo apoio nas atividades didáticas e de pesquisa. Ao Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais (CEFET-MG/Campus Araxá) pelo apoio à pesquisa e à FAPEMIG pela concessão de Bolsas de Iniciação Científica.

REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul Americano. Evolução da obra de Fernando F. Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p. 17–35.*
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos, *In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. SBG, Belo Horizonte, pp. 9–30.*
- Alkmim F.F. & Martins Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sediment sequences of the Sao Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology, 33 (1), 127–139.*
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências, 7, 349–364.*
- Almeida F.F.M. de 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, IPT, 187p.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Vieira L.C., Martinho C.T., Guimarães E.M., Santos R.V., Santana R.O. 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 20, p. 145–164.*
- Assine M.L., Piranha J.M., Carneiro C.D.R. 2004. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. (Orgs.), Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida - São Paulo, Beca, 647p.*
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova, 19, 401–406.*

Barbosa O. 1934. Resumo da geologia do estado de Minas Gerais. Boletim Serviço Geográfico e Geológico., 3:40.

Barbosa O. 1955. Guia das Excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia. Notícias da Sociedade Brasileira Geologia São Paulo (3), 3–5.

Barbosa O. 1963. Geologia Econômica e Aplicada a uma Parte do Planalto Central Brasileiro. DNPM/PROSPEC, Goiânia. p. 70.

Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, Boletim do DNPM,136: 140 p.

Barcelos, J.H. & Suguio, K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráfica do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro. Atas. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.I, p. 313-321.

Batezelli A. 2003. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 183 p. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/103017>

Batezelli A. (2010) Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. Brazilian Journal of Geology, 40 (2):265-285.

Bertini R.J., Santucci R.M., Ribeiro L.C.B. 2004. Geologia e paleobiologia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) na região de Uberaba-Peirópolis (Triângulo Mineiro). In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, Minas Gerais, Anais..., Sociedade Brasileira Geologia-Núcleo Minas Gerais, p. 62-82. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

Bertoni M.E., Rooney A.D., Selby D., Alkmim F.F., Le Heron D.P. 2014. Neoproterozoic Re-Os systematics of organic-rich rocks in the São Francisco Basin, Brazil and implications for hydrocarbon exploration. Precambrian Research, 255:355-366. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.010>

Bigarella J.J. & Salamuni R. 1961. Early Mesozoic Wind Patterns as Suggested by Dune Bedding in the Botucatú Sandstone of Brazil and Uruguay. Geological Society of American Bulletin, 72:1089-1106.

Bittencourt J.; Kuchenbecker M.; Vasconcelos A.G; Meyer K.E.B. 2015. O registro fóssil das coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco. Geonomos, 23(2):39-62.

Braga Jr J.M. & Biondi, J.C. 2023. Geology, geochemistry, and mineralogy of saprolite and regolith ores with Nb, P, Ba, REEs (+ Fe) in mineral deposits from the Araxá alkali-carbonatitic complex, Minas Gerais state, Brazil. Journal of South American Earth Sciences,125:104311. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104311>

Braun O.P.G. & Baptista M.B. 1978. Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Salvador. Sociedade Brasileira Geologia/Núcleo Bahia. Boletim Especial 3:225-231.

Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C.de, Boaventura G.R. 2000. The Kamafugite-Carbonatite Association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3):404-408.

Brown M.T., Fuck R.A., Dantas E.L. 2020. Isotopic age constraints and geochemical results of disseminated ophiolitic assemblage from Neoproterozoic mélange, central Brazil. *Precambrian Research*, 339 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105581>

Caetano-Filho S., Sansjofre P., Ader M., Paula-Santos G. M., Guacaneme C., Babinski M. 2021. A Large Epeiric Methanogenic Bambuí Sea in the Core of Gondwana Supercontinent? *Geoscience Frontiers*, 12, 203–218.

Campos Neto M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 14:81-91.

Campos J.E.G., Dardenne M.A. 1994. A glaciação neopaleozóica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 65–76.

Campos J.E.G., Dardenne M.A. 1997a. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27, 227–240.

Campos J.E.G., Dardenne M.A. 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27, 241–252.

Campos J.E.G., Dardenne M.A. 2002. Pavimentos estriados do Grupo Santa Fé - Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, MG, *In*: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiroz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. DNPM/CPRM/SIGEP, Brasília, p. 161–164.

Candeiro C.R.A., Santos A.R., Bergqvist L.P., Ribeiro L.C.B., Apestegui S. 2008. The Late Cretaceous fauna and flora of the Uberaba área (Minas Gerais State, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 25:203–216.

Capilla R. 2002. Mapeamento geológico, caracterização litofaciológica e estratigráfica das sucessões siliciclásticas da Formação Marília na região de Uberaba – MG. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Carmo J. C. do; Romano A. W. 1996. O agalmatolito de Minas Gerais e sua utilização como rocha industrial. *Revista da Escola de Minas*, 49 (4):39-44.

Carmo D.A., Tomassi H.Z., Oliveira S.B.S.G. 2004. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 7(2), 139–149.

Carvalho M. de O., Valeriano C. de M., Aguiar Neto C.C., Oliveira G.D., Heilbron M. 2019. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes — evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(1):1-16.

Castro P.T. & Dardenne M. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the Sao Francisco Supergroup at the southwestern domain of the Sao Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):439-441.

Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J., 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, 200-203, 38–58.

Caxito F.A., Frei R., Uhlein G.J., Dias T.G., Ártng T.B., Uhlein A. 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, 481:119132. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.02.007>

Caxito F.A., Lana C., Frei R., Uhlein G.J., Sial A.N., Dantas E.L., Pinto A.G., Campos F.C., Galvão P., Warren L.V., Okubo J., Ganade C.E. 2021. Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. *Scientific Reports*, 11, 20010.

Chang H.H, Miranda F.P., Magalhães L., Alkmim F.F 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. Anais...Belém, v. 5, p. 2076-2090.

Chaves M.L.S.C.; Andrade W. K. 2010. Kimberlitos e Rochas Relacionadas nas Folhas Luz, Campos Altos, São Gotardo, Carmo do Paranaíba e Presidente Olegário. Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais: contrato CODEMIG – UFMG 22000088 (ref.: CODEMIG 2395; UFMG 040/08-00) Capítulo V.

Cloud P., Dardenne M.A. 1973. Proterozoic Age of the Bambui Group in Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*. 84, 1673–1676.

Costa M. T. da; Romano A. W. 1976. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. IGA/SECT: Belo Horizonte. 1 mapa, colorido, Escala 1: 1.000.000.

Cui H., Warren L. V., Uhlein G. J., Okubo J., Liu X., Plummer R. E., Baele J., Goderis S., Claeys P., Li F. 2020. Global or regional? Constraining the origins of the middle Bambuí carbon cycle anomaly in Brazil. *Precambrian Research*, 348, 105861.

Cunha Jr. & Resende, 2020. Mapeamento geológico em escala 1:25.000 a sudoeste de Pitangui, MG. Trabalho Geológico de Graduação. UFMG, 92 p.

Danni J.C.M. & Scartezini A.A. 1990. O olivina-leucitito de Pântano e a natureza do vulcanismo da Formação Mata da Corda, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):83-87.

Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife, Anais, 2: 597-610.

Dardenne M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: SGB, Simpósio do Cráton São Francisco e Faixas Marginais*, 1º, Anais, p. 140-157.

Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 231–263.

Dardenne M.A., Melo S.M.G., Moeri E., 1972. Conophyton: um fóssil index do Pré-Cambriano no Grupo Bambuí. *Ciência e Cultura*, 24, 199–203.

Della Giustina M.E.S., Pimentel M.M., Ferreira Filho C.F., Maia de Holanda M.H.B. 2011. Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Central Brazil. *Lithos*, 124:82-102.

Derby O.A., 1878. A geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Rio de Janeiro. *Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro III (3/4)*, 87–98.

Dias P.H.A. 2011. Estratigrafia e Tectônica da Faixa Brasília na Região de Ibiá, Minas Gerais: Estudo de Proveniência Sedimentar dos grupos Canastra e Ibiá, com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

Dias P.H.A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Seer H.J., Dussin I.A., Valeriano C.M., Kuchenbecker M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo flysch. *Geonomos*, 19(2):90-99. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.45>

Diniz L. 2018. Caracterização geológica e estrutural da ocorrência de hematita de Pratinha, Minas Gerais. Trabalho de Conclusão de Curso, CEFET-MG/Campus Araxá. 58p. <https://www.eng-minas.araxa.cefetmg.br/tcc/monografias-defendidas/>

Falci A., Caxito F.A., Seer H.J., Valeriano C.M., Dias P.H., Pedrosa-Soares A.C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, Southern Brasília Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 306:209-219.

Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 68, 195 e 205.

Fernandes L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (KS). Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.

Fraga-Ferreira P.L., Ader M., Caetano-Filho S., Sansjofre P., Paula-Santos G.M., Babinski M., Guacaneme C., Bedoya-Rueda C., Rojas V., Reis H.L.S., Kuchenbecker M., Trindade R.I.F. 2021. The Nitrogen Cycle in an Epeiric Sea in the Core of Gondwana Supercontinent: A Study on the Ediacaran-Cambrian Bambuí Group, East-central Brazil. *Frontiers in Earth Science*, 9, 692895.

Fragoso D.G.C. 2011. Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 183 p.

Freitas-Silva F.H. & Dardenne M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: Simpósio Geologia Centro Oeste*, 4, Brasília, 1991. *Anais...*, Brasília, SBG-DF/CO, p. 164–165.

Frugis G.L., Campos Neto M. da C., Lima R.B. 2018. Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the Southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*, 308:5–57.

- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: 4º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, Anais...*, p. 184-187.
- Fúlfaro V.J., Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4):590-611.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Turner S.E., Mitchell J.G., Dickin A.P. 1994. The Serra do Bueno potassic diatreme: a possible hypabyssal equivalent to the ultra-mafic alkaline volcanics in the Late Cretaceous Alto do Paranaíba Igneous Province, SE Brazil. *Mineralogical Magazine*, 58:357-373.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36:(1)189-229.
- Gomes C.B., Ruberti E., Morbidelli L. 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 3:51-63.
- Gonzaga G.M. & Dardenne M.A. 1991. The Jequitai glaciation and the dispersion of Diamonds during Upper Proterozoic. *In: CPRM, International Kimberlitic Conference, 5, Field Guide Book, 89-93 (Spec. Publ. 3/91)*.
- Grossi Sad J.H., Torres N. 1968. Complexos alcalinos da região do Alto Paranaíba. *Relatório Anual Serviço Geológico, DNPM, Rio de Janeiro*.
- Guimarães D. 1933. A província magmática do Brasil meridional. *Bol. Serv. Geol. Miner.*, 64:70.
- Guimarães, D. 1927. O diamante no Estado de Minas Gerais. *Boletim Serviço Geológico Mineralógico do Brasil*, 24: 46.
- Guimarães, D 1936. Fertilizante Natural. *Mineração & Metalurgia*, 1(4):145-146.
- Guimarães D. 1955. Contribuição ao estudo dos tufos vulcânicos da Mata da Corda, Minas Gerais. *Boletim Instituto Tecnologia Industrial*, 18:27.
- Hasui Y. & Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *SBG, Boletim* 19(1):5-26.
- Heineck C. A. 1997. Geologia e mineralizações do Greenstone Belt Rio das Velhas na região de Mateus Leme, Minas Gerais. Belo Horizonte, MG, Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFMG, Belo Horizonte, 154 p.
- Issa Filho, A., Lima, P.R.A.S., Souza, O.M., 1984. Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, Minas Gerais, Brasil. *In: Complexos Carbonatíticos do Brasil – Geologia*. São Paulo, CBMM, 44p.
- Junqueira-Brod T.C.; Roig H.L.; Gaspar J.C.; Brod J.A.; Menezes P.R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão de seu vulcanismo Kamafugítico. *Revista Brasileira Geociências*, 32(4): 559-566.
- Ladeira E. A. 1981. Primeiras lavas com almofadas (“*pillow*”) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Revista Ciências da Terra*, v.1(1): 12-14.

Ladeira E. A., Roeser H. M. F., Tobschall H. J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rios das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 3, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, p. 149-165 (Boletim SBG 3).

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:183-198.

Leinz V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Boletim FFCHL-USP: Geologia*, 103(5).

Lima O.N.B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4 Suppl.):204-215.

Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65:1-21.

Kattah S. da S. 1991. Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Sup. /Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia do São Francisco, oeste do estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 227p.

Klein P.B.W. 2008. Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Região Ipameri, Catalão (Goiás). PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 154p.

Kuchenbecker, M. 2011. Folha Luz. Mapa Geológico e Nota Explicativa. Soares A.C.P. & Noce C.M. (coords) Mapeamento Geológico e Levantamento de Recursos Minerais: contrato CODEMIG-UFMG 2008.

Kuchenbecker M. 2014. Relações entre coberturas do Cráton do São Francisco e bacias situadas em orógenos marginais: o registro de datações U-Pb de grãos detríticos de zircão e suas implicações geotectônicas. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais. 175 pp.

Maraschin A.J., Mizusaki A.M., Zwingmann H., Sgarbi G.N.C. 2016. K-Ar dating of authigenic minerals in siliciclastic sequences: an example from the south Sanfranciscana Basin (Western Minas Gerais, Brazil). *Geological Journal*, 51: 77-91.

Marques L.S. & Ernesto M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. (Orgs.), Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 647 p.

Martins M. 1999. Análise estratigráfica das sequências mesoproterozoicas (borda oeste) e neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado. UFRGS.

Martins M & Lemos V.B. 2007. Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 156-167.

Melo, DJ; Cassab, RCT; Passos, FV Coleção de Mamíferos Pleistocênicos de Águas de Araxá, MG, no Museu de Ciências da Terra/DNPM-RJ <https://1library.org/document/z1do2pg3-cole%C3%A7%C3%A3o-mam%C3%ADferos-pleistoc%C3%AAnicos-%C3%A1guas-arax%C3%A1-museu-ci%C3%AAncias-terra.html> consultado em 05/07/2023

Mescolotti P.C., Varejão F.G., Warren L.V., Ladeira F.S.B., Giannini P.C.F., Assine M.L. 2019. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, 49 (3): e20190057 <https://doi.org/10.1590/2317-488920192019005>

Milani E.J.1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255p.

Milani E.J. 2004. Considerações sobre a estratigrafia do Fanerozóico no Brasil. *In*: SBG, Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 1, Porto Alegre. Atas... Porto Alegre, p.1-7.

Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro,15(2):265-287.

Mincato R.L. 2000. Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná. PhD–Thesis, Universidade de Campinas, Campinas, 172p.

Moraes L.C., Seer H.J., Fogaça A.C.C., Sgarbi P.B.A., Sgarbi G.N.C. 1986. Geologia das unidades cretácicas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba, Minas Gerais. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. 1, Anais..., p. 337-345.

Moraes L.C., Seer H.J., Kattar, S.S. 1987. Aspectos petroquímicos das rochas vulcânicas alcalinas cretácicas da porção meridional da Bacia Sanfranciscana, MG. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1, Porto Alegre, p. 315-326.

Moraes L.M. & Seer H.J. 2011.O vai e vem do conhecimento geológico: revisita à ocorrência de lavas almofadadas da Província Magmática do Paraná no sudoeste do Município de Araguari, Triângulo Mineiro, MG. V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, agosto/2011: Cidade de Goiás, Brasil. <https://sites.google.com/site/svulcan2011/>

Moraes L.M. & Seer H.J. 2018. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355: 78-86. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.024>

Moraes L.C., Seer H.J., Janasi V. de A., Valente Neto F. de C. 2020. Lithostratigraphy and volcanic facies architecture of the Paraná Continental Magmatic Province in its NE edge

with the Alto Paranaíba Arch, Minas Gerais State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(3): e20200003 DOI: 10.1590/2317-4889202020200003

Moraes L.C., Seer H.J., Marques L.S. 2018. Geology, geochemistry and petrology of basalts from Paraná Continental Magmatic Province in the Araguari, Uberlândia, Uberaba and Sacramento regions, Minas Gerais state, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2):221-241. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170091>

Moreira D.S., Uhlein A., Dussin I.A., Uhlein G.J., Misuzaki A.P. 2020. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, 99. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102503>

Murta, R.L.L. 1966. O vulcanito leucítico de Sacramento, MG. *Boletim do Instituto de Geologia*.

Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. (3a. ed.) Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, p.516-519.

Oliveira E., A. 1999. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Maciço Granitóide de Cachoeira da Prata*. Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, Belo Horizonte, MG: 82 p.

Parenti Couto, J.G., Cordani U.G., Kawashita K., Iyer S.S., Moraes N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análise isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 11 (1): 5-16.

Paula-Santos G.M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R.I.F., Pedrosa-Soares A.C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern Sao Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 28 (2): 702-720. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>

Paulsen S., Bosum W., Hagen D., Lacerda G.M., Lima J.E.S., Ribeiro C.I., Godoy A., Souza A.A., Bicalho F.D., Ferrari P.G., Heineck C., Steiner H.P., Paulino J., Richter P., Lahner L., Mollat H., Resch M., Ostwald J., Jochmann D. 1974. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, Minas Gerais. CPRM/DNPM/Serviço Geológico da República Federal da Alemanha. (Convênio Geofísica Brasil-Alemanha). 57p.

Peate D.W., Hawkeaworth C.J., Mantovani M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas, South America: classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55:119-139.

Pereira L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. UnB-IG, Tese de mestrado, 73 p.

Pereira L.F., Dardenne M.A., Rosière C.A., Pedrosa-Soares A.C. 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, 2(1):22-32.

Perillo M. 1998. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Maciço Granítico de Florestal. Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, Belo Horizonte, MG: 129 p.

Piauilino P.F., Hauser N., Dantas E.L. 2021. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. *Precambrian Research*, 359. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105345>

Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F., 1999. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46, 463–483.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araujo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds): *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 195–230.

Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of the detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 14:571-585.

Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (Organizadores), *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Editora, pp 355–368.

Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 67–82. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>

Pinto C.P & Silva M.A. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. Serviço Geológico do Brasil-CPRM/CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais.

Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2003. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, 125:139-160.

Quintão D. A., Caxito F.de A., Karfunkel J., Vieira F.R., Seer H.J., Moraes L.C. de, Ribeiro L.C.B., Pedrosa-Soares A.C. 2017. Geochemistry and sedimentary provenance of the Upper Cretaceous Uberaba Formation (Southeastern Triângulo Mineiro, MG, Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, 47(2): 159-182.

Reis H.L.S. 2011. Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Tese de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto. 156 pp.

Reis H.L.S., Alkmim F.F., Fonseca R.C.S., Nascimento T.C., Suss J.F., Prevatti L.D., 2017. The São Francisco basin. *In*: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, *Regional Geology Reviews*, pp. 117–143.

Ribeiro L.C.B. & Carvalho I.S. 2009. Sítio Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba, MG Terra dos dinossauros do Brasil- SIGEP 028. *In*: Winge M. (Ed.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2009. v.2. 515 p.

Ribeiro L.C.B. 2014. Geoparque Uberaba - Terra dos Dinossauros do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, 213p.

Ribeiro J.H., Tuller M.P., Signorelli N., Féboli W.L. 2008. Mapa Geológico da Folha Bom Despacho (1:100.000). Belo Horizonte, CPRM.

Rodrigues J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. PhD Thesis, Universidade de Brasília, 129p.

Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 512-521.

Rodrigues, C.S. & Lima, P.R.A.S. 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, 44p.

Romano A.W. 1989. Evolution Tectonique de la région Nord-Ouest du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais, Brésil. 259 p. Thèse - (Doctorat en Géologie) Université de Nancy I / CRPG-CNRS, Vandoeuvre-lès Nancy, France.

Romano A.W. 1993. O Supergrupo Rio das Velhas da Faixa Mateus Leme-Pitangui, parte meridional do Cráton de São Francisco, MG - e seu sistema de alteração hidrotermal. *Geonomos*, 1 (1):16-32.

Romano A.W. 2007 Folha Pará de Minas - SE.23-Z-C-IV, Escala 1:100.000, Mapa Geológico e Nota Explicativa. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG N°. 059/PR/05, 65 p.

Romano A.W.; Araújo J.C.S.; Knauer L.G.; Paiva C.T. 2014. Geologia e Recursos Minerais da Folha Contagem - SE.23-Z-C-V. Mapa e Nota Explicativa. Escala 1:100.000. CPRM-UFMG. Contrato N° 106/PR/2006, 87 p.

Sad J.H.G.; Cardoso R.N. & Costa M.T. 1971. Formações cretácicas em Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1):2-13.

Sampaio L. da F., Dal Bó P. F., Basilici G., Marinho T. da S. 2017. Interpretação paleoambiental dos calcretes da Formação Marília na região de Uberaba (MG). *Geologia USP, Série científica, São Paulo*, 17(2):119-210. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-423>

Sanchez E. A., Uhlein A., Fairchild T. R. 2021. Treptichnus pedum in the Três Marias Formation, south-central Brazil, and its implications for the Ediacaran-Cambrian transition in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102983. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102983>

Sanford R.M. & Lange F.W. 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline of South Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Okla., v 44(8):1316-1370.

Santos D.M., Sanchez E.A., Santucci R.M. 2018. Morphological and petrographic analysis of newly identified stromatolitic occurrences in the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, State of Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 21(3):195-207.

Scherer C.M.S., Goldberg K. 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250 89–100.

Seer H.J., Moraes L.C. 1988. Estudo Petrográfico das Rochas Igneas Alcalinas da Região de Lagoa Formosa, MG. *Revista Brasileira de Geociências* 18:134-140.

Seer H.J., Moraes L.C. & Fogaça. 1989. Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba, MG. *Sociedade Brasileira Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Boletim* 9, 58p.

Seer H.J. 1999. Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 267p.

Seer H.J., Dardenne M.A., Pimentel M.M., Fonseca M.A., Moraes L.C. 2000. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado a evolução de arcos magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):737-744.

Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G., Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira Geociências*. 31(3):385-396. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001313385396>

Seer H.J., Valeriano C.M., Simões L.S.A., Silva C.H.S., Almeida J.C.H. 2004. Excursão 4. A Evolução Geotectônica do setor meridional da Faixa Brasília: as nappes de Araxá, Tapira e Passos e o Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhí. *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, Minas Gerais, Anais...*, SBG-Núcleo Minas Gerais, p. 83-102. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44#Anais%20de%20Congressos%20Brasileiros%20de%20Geologia>

Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1):33-42.

Seer H.J. & Moraes L.M. 2006. Estruturação tectônica das rochas encaixantes do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Araxá, Minas Gerais. *In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, Sergipe. Resumos...* SBG, Disponível em:

<http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44#Anais%20de%20Congressos%20Brasileiros%20de%20Geologia>

Seer H.J. & Moraes L.M. 2011. Folha Campos Altos. Mapa e Nota Explicativa. Soares A.C.P. & Noce C.M. (coords.) Mapeamento Geológico e Levantamento de Recursos Minerais: contrato CODEMIG-UFMG 2008.

Seer H.J. & Moraes L.M. 2013. Within plate, arc and collisional neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília Belt, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2): 333-354.

Sgarbi P.B.A. 1991. Petrografia e Geoquímica da Formação Mata da Corda na região de Carmo do Paranaíba, MG. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 214 p.

Sgarbi P.B.A & Valença J.G. 1991. Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda formation, Minas Gerais, Brazil. Fifth International Kimberlite Conference - Araxá. Extended Abstract, p. 359-360.

Sgarbi P.B.A. & Valença J.G. 1995. Mineral and rock chemistry of the Mata da Corda kamafugitic rocks (MG state, Brazil). International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle, São Paulo, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67(2):257-270.

Sgarbi G.N.C. 2000. The Cretaceous Sanfranciscana Basin, Eastern Plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 450–452.

Sgarbi G.N.C., Sgarbi P.B.A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco *In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (Eds.), Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. SBG, Belo Horizonte, pp. 93–138.*

Sgarbi P.B.A., Heaman L., Gaspar J. C. 2004. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16:715-724.

Sgarbi G.N.C. & Sgarbi P.B.A. 2004. Excursão 6. O Cretáceo da Bacia Sanfranciscana, MG. *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, Minas Gerais, Anais...*, SBG-Núcleo Minas Gerais, p. 133-143. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

Sgarbi P.B.de A. 2010. Magmatismo do Cretáceo na Região Sudoeste da Bacia Sanfranciscana: O Grupo Mata da Corda. *In: Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais - CONTRATO CODEMIG-UFMG 2008 (ref.: CODEMIG 2395; UFMG 040/08-00) Capítulo IV.*

Sgarbi G.N.C. 2011. Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado. *In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Voll E., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Fragoso D.G.C. (eds.). Projeto Alto Paranaíba. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte, p. 76-94.*

Silva C.H., 2003. Evolução geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, sudoeste de Minas Gerais. PhD Thesis. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 196 p.

Silva C.H., Simões L.S.A., Damázio W.L., Ferreira S.N., Luvizotto G.L. 2012. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do Estado de Minas Gerais. *Geologia USP, Sér. Cient.*, São Paulo, v. 12, nº 2, p. 83-98.

Soares P.C., Landim P.M.B., Fúlfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89:181-191.

Soares P.C. 1991. Tectônica 'sin-sedimentar' cíclica na Bacia do Paraná – controles. Tese para concurso a Professor Titular, DG-UFPR, Curitiba, 131p.

Strieder A.J., Nilson A.A., 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos do Grupo Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira Geociências*, 22, 204–215.

Tavares T.D., Martins M.S., Alkmim F.F., Lana C. 2020. Detrital zircons from the Upper Tres Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian? *Journal of South American Earth Sciences*, 97:102395. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102395>

Teixeira N.A. & Kuyumjian R.M. 1991. The Mateus Leme-Pitangui hydrothermal zone: Do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil? *In: Ladeira E.A. (ed.), BRAZIL GOLD'91*. Rotterdam, Balkema, p. 171-177.

Uhlein A.; Alvarenga C.J.S.; Trompette R.R.; Dupont H.S.J.B.; Egydio-Silva M.; Cukrov N.; Lima O.N.B. 2004a. Glaciação neoproterozoica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B.B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, p.539-553.

Uhlein A., Lima O.N.B., Fantinel L.M., Baptista M.C. 2004b. Excursão 2. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais. *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, Minas Gerais, Anais...*, SBG-Núcleo Minas Gerais, p. 30-61. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

Uhlein A., Baptista M.C., Seer H.J., Caxito F.A., Uhlein G.J., Dardenne M.A. 2011. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de ante-país. *Geonomos* 19, 163–172.

Uhlein A., Fonseca M.A., Seer H.J., Dardenne M.A. 2013. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. *Geonomos*, 20(2), 1-14. www.igc.ufmg.br/geonomos

Uhlein G.J., Uhlein A., Stevenson R., Halverson G.P., Caxito F.A., Cox G.M. 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 299, 101–116.

Uhlein G. J., Uhlein A., Pereira E., Caxito F. A., Okubo J., Warren L. V., Sial A. N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 517, 39-51.

Ulbrich M.N.C. & Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sciences Review*, 17, p.135-154.

Vail P.R., Mitchum, R.M., Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977, p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).

Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the Southern Brasília Belt (SE-BRAZIL): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130, 27–55.

Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London Special Publications, 294:197-210.

Valeriano C.M., 2017. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), *São Francisco Craton, eastern Brazil, Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 189-203. ISBN: 9783319017150, https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_10

Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 575-592. ISBN: 8587256459.

Vieira L.C., Trindade R.I.F, Nogueira A.C.R., Ader M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, 339 (3-4): 240-258. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.003>

Waichel B.L., de Lima E.F., Lubachesky R., Sommer C.A. 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology*, 68: 599–610. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0034-5>

Walker G.P.L. 1989. Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle distribution patterns in basalt and their significance. *Bulletin of Volcanology*, 51:199-209. <https://doi.org/10.1007/BF01067956>

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Anelli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42, 391–394.

White I.C. 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil – Relatório Final. *In*: CPRM. 2008. Edição comemorativa: 100 anos do Relatório White. Edição fac-similar, Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, 617 p.

Zalán P.V. & Romeiro-Silva P.C. 2007. Bacia do São Francisco. Boletim de Geociências da Petrobras, 15 (2): 561-571.