



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

Gabriella Vago Piffer

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA BORDA NORDESTE DA BACIA BAURU,
MINAS GERAIS, BRASIL: INSIGHTS SOBRE O ARCABOUÇO
ESTRATIGRÁFICO, ANÁLISE COMPOSICIONAL E GEOCROLOGIA U-
Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS.**

Nº 218

**BELO HORIZONTE
DATA (09/09/2020)**

Gabriella Vago Piffer

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA BORDA NORDESTE DA BACIA BAURU,
MINAS GERAIS, BRASIL: INSIGHTS SOBRE O ARCABOUÇO
ESTRATIGRÁFICO, ANÁLISE COMPOSICIONAL E GEOCRONOLOGIA U-
Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS.**

Versão final

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

Co-orientadora: Dra. Mirian Costa Menegazzo

Belo Horizonte- MG
2020

P627p
2020

Piffer, Gabriella Vago.

Proveniência sedimentar da borda nordeste da Bacia Bauru, Minas Gerais, Brasil [manuscrito] : insights sobre o arcabouço estratigráfico, análise composicional e geocronologia UPb de zircões detríticos / Gabriella Vago Piffer. – 2020.

70 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Tiago Amâncio Novo.

Coorientadora: Mirian Costa Menegazzo.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 55-68.

Inclui anexo.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Sedimentologia – Teses. 3. Tempo geológico – Teses. 4. Minas Gerais – Teses. I. Novo, Tiago Amâncio. II. Menegazzo, Mirian Costa. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.7(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



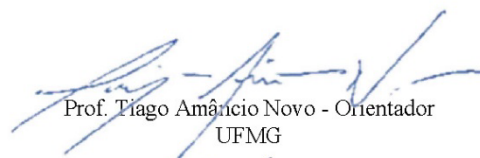
FOLHA DE APROVAÇÃO

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA BORDA NORDESTE DA BACIA BAURU, MINAS GERAIS, BRASIL: INSIGHTS SOBRE O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO, ANÁLISE COMPOSICIONAL E GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS.

GABRIELLA VAGO PIFFER

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 09 de setembro de 2020, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Tiago Amâncio Novo - Orientador
UFMG


Prof. Gabriel Jubé Uhlein
UFMG


Profa. Maria Eugênia Silva de Souza
IFES

Belo Horizonte, 9 de setembro de 2020.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), por financiarem esta pesquisa. Agradeço também ao Centro de Desenvolvimento Tecnológico e Nuclear (CDTN) por disponibilizarem microscópio e contador para as análises composicionais.

Agradeço ao meu orientador, Professor Tiago Novo, pelos auxílios e orientações que foram fundamentais no desenvolvimento desta pesquisa.

Agradeço à Mirian Menegazzo pela revisão primorosa do trabalho, por todas as dicas e conselhos que auxiliaram de forma significativa nos diversos processos dessa pesquisa.

Agradeço ao Daniel Galvão por todo carinho, conselhos e conhecimentos compartilhados. Também sou muito grata às minhas amigas Maria Isabel e Ana pelo trabalho em equipe e pelas discussões enriquecedoras.

Minha gratidão à Lúcia, à Ana, à Zilma, ao Tiago e à Júlia Pimenta, que me receberam de braços abertos em Belo Horizonte e em Ouro Preto para que eu realizasse as atividades laboratoriais e disciplinas da pós-graduação.

Agradeço também ao Ivo Dussin pelo grande auxílio no tratamento e interpretação dos dados geocronológico dos zircões detriticos, e à professora Mariangela Garcia pela ajuda nas descrições das lâminas.

Agradeço a toda equipe técnica: Denise, Carlos e Jonny e ao Pedro Leonardo (Petrus), que me auxiliaram na preparação de amostras para datação.

Meus sinceros agradecimentos a todos meus amigos e familiares que contribuíram direta ou indiretamente, por todo apoio, amor e carinho, que foram essenciais. Agradecimento em especial ao meu irmão, Gustavo, pelo apoio emocional e pelo auxílio em edições e traduções no decorrer das diversas fases da pesquisa.

Agradeço também a todos os meus colegas da pós-graduação que dividiram comigo as salas de aulas e sala de estudo e tornaram o dia-a-dia mais divertido, sempre abertos para troca de informações, de opiniões e brincadeiras.

Não poderia deixar de agradecer ao William Viegas, secretário da pós-graduação, que de forma muito prestativa e compreensiva tem auxiliado a todos os estudantes na orientação dos procedimentos.

"Quanto mais claramente pudermos concentrar a nossa atenção nas maravilhas e realidades do Universo sobre nós, menos gosto teremos pela destruição."

Rachel Carson

"A cada dia que vivo, mais me convenço de que o desperdício da vida está no amor que não damos, na força que não usamos, na prudência egoísta que nada arrisca e que, esvaziando-nos do sofrimento, perdemos também a felicidade."

Mary Cholmondeley

"A adversidade desperta em nós capacidades que, em circunstâncias favoráveis, teriam ficado adormecidas."

Quinto Horácio Flaco

RESUMO

A Bacia Bauru se desenvolveu em um cenário intracontinental durante o Cretáceo, na Plataforma Sul-Americana, porém não há consenso sobre os mecanismos de subsidência envolvidos na sua origem. Depósitos de leques aluviais caracterizam a sedimentação superior da bacia e são restritos às bordas norte e leste, a exemplo da Formação Marília, originada no Maastrichtiano. A proveniência da Formação Marília é aqui apresentada como uma ferramenta importante para auxiliar na compreensão de como ocorreu o preenchimento final dessa bacia. O presente trabalho objetiva elucidar características da fonte, através de dados composicionais dos sedimentos e idades U-Pb de zircões detríticos, e compreender os fatores controladores por meio da análise do arcabouço estratigráfico. A área de estudo está inserida na borda nordeste da Bacia Bauru, onde afloram as formações Adamantina e Marília. O contato entre as duas unidades é identificado como uma discordância (S1) caracterizada pela progradação de sistema de leques aluviais sobre depósitos de um paleoambiente dominado por rios meandrantés. O topo da Formação Adamantina representa um trato de sistema de baixa-amalgamação (LAST) e a Formação Marília é subdividida em um trato de sistema de alta-amalgamação (HAST) na base e em um trato de sistema baixa-amalgamação (LAST) no topo, separados por uma discordância subaérea (S4). Outras discordâncias subaéreas de menor ordem (S2 e S3) limitam ciclos deposicionais no HAST e o estudo da proveniência está focado no primeiro ciclo, nos depósitos basais da unidade. Paleocorrentes apontam para fontes entre nordeste e noroeste, dados composicionais indicam assinatura de orógenos reciclados, com tendência de aumento na proporção quartzosa, e dados geocronológicos U-Pb de zircões detríticos revelam idades do Mesozoico ao Carbonífero. A maior densidade de idades aponta origem dos zircões durante as Orogenias Brasileiras e idades mais novas evidenciam o retrabalhamento da Bacia do Paraná e estão em conformidade com os resultados composicionais. O tectonismo é identificado como principal fator alocíclico que deu origem aos depósitos da Formação Marília, porém fatores climáticos de aumento na aridez também influenciam nos ciclos deposicionais internos ao HAST. Associa-se atividades tectônicas com reativações de estruturas antigas do embasamento, que foram responsáveis pelo retrabalhamento da Bacia do Paraná e o estudo possibilita apontar potencial contribuição de reativações na região da Antéclise de Rondonópolis, limite noroeste da Bacia Bauru. Os mecanismos de reativação podem estar relacionados aos esforços decorrentes da abertura do Atlântico combinados aos esforços compressivos Andinos.

Palavras-chave: Proveniência sedimentar, Bacia Bauru, Formação Marília, Estratigrafia, Geocronologia U-Pb de zircões detríticos.

ABSTRACT

The Bauru Basin developed in an intracontinental setting during the Cretaceous, in the South American Platform, but there is no consensus on the subsidence mechanisms involved in its origin. Alluvial fans deposits characterize the upper sedimentation of the basin and are restricted to the northern and eastern edges, such as the Marília Formation, which originated in the Maastrichtian. The origin of the Marília Formation is presented here as an important tool to assist in understanding how the final basin filling occurred. This paper aims to elucidate the source characteristics, through compositional data analysis of sediments and U-Pb ages of detrital zircons, and to understand the controlling factors by means of an analysis of the stratigraphic framework. The study area is located on the northeast edge of the Bauru Basin, where the Adamantina and Marília formations occur. The contact between the two units is identified as an unconformity (S1) characterized by the prograding alluvial fan system over deposits of a paleoenvironment dominated by meandering rivers. The top of Adamantina Formation represent a Low-Amalgamation System Tract (LAST) and the Marília Formation deposits are subdivided into a High-Amalgamation System Tract (HAST) at the base, and a Low-Amalgamation System Tract (LAST) at the top, separated by a sub-aerial unconformity (S4). Other minor sub-aerial unconformities (S2 and S3) limit depositional cycles in HAST and the source study is focused on the first one, in the basal deposits of Marília Formation. Paleocurrents indicate the sources to be between northeast and northwest of the basin, while compositional data indicate the signature of recycled orogens, with an increasing tendency of the quartz ratio, and geochronological U-Pb data of detrital zircons reveal ages from Mesoarquean to Carboniferous. The higher age density indicates the origin of the zircons during the Brazilian Orogeny while younger ages show the reworking of the Paraná Basin, that complies with the compositional results. Tectonism is identified as the main allocyclic factor that originated the Marília Formation deposits, however climatic factors such as the increased aridity, also influence the internal depositional cycles of HAST. Tectonic activities are associated with reactivations of former basement structures, which were responsible for causing the reworking of the Paraná Basin. The study suggests the potential contribution of reactivations in the region of Rondonópolis Antecline, the northwest border of Bauru Basin. The reactivation mechanisms may be related to the efforts arising from the opening of the Atlantic Ocean combined with the Andean compressive efforts.

Keywords: Sedimentary provenance, Bauru Basin, Marília Formation, Stratigraphy, U-Pb geochronology of detrital zircons.

Índice de Figuras

Figura 1.1: Localização da área de pesquisa, destacada em amarelo, em relação ao município de Campina Verde e Estado de Minas Gerais. Fonte: Google Earth.....	2
Figura 1.2: Mapa de acesso à cidade de Campina Verde partindo de Belo Horizonte. Fonte: Imagem Google Maps.	2
Figura 2.1: A- Localização da Bacia Bauru e posição em relação ao elementos tectônicos próximos, cratons, faixas orogênicas e bacias fanerozoicas (Modificado de Menegazzo et al. 2016). B- Mapa geológico simplificado da Bacia Bauru, (Modificado de Menegazzo et al. 2016, baseado em Fernandes e Coimbra (2000) e Perrotta et al. (2005)).	6
Figura 2.2: Comparação entre propostas cronoestratigráficas das unidades da Bacia Bauru, segundo Fernandes e Ribeiro (2015), Batezelli (2017) e Menegazzo et al. (2016). Abreviações: Fm.-Formação; Mb.- Membro; G.E.- Goio Erê; S.J.R.P.- São José do Rio Preto; P.P.- Presidente Prudente; S.G.- Serra da Galga; P.A.- Ponte Alta; Echap.-Echaporã.....	8
Figura 3.1: Quadro comparativo dos diferentes critérios estabelecidos para os componentes principais na classificação modal de arenitos, segundo Dickinson (1970), Folk (1974) e Suttner et al. (1981). ..	16
Figura 3.2: Estudo comparativo realizado por Zuffa (1985) para a classificação da composição de 15 amostras de turbiditos (Formação Albidona, Itália) plotadas de acordo com Folk (1974), Gazi-Dickinson (1966, 1970) e classificação tradicional de Suttner et al. (1981).	16
Figura 3.3: Campos composicionais indicativos de diferentes tipos de terrenos fonte de areias/arenitos (Dickinson et al., 1983).	18
Figure 4.1 A: Location of the Bauru Basin and position in relation to nearby tectonic elements, cratons, orogenic belts, and phanerozoic basins (Modified by Menegazzo et al., 2016). B: Simplified geological map of the Bauru Basin, (Modified by Menegazzo et al., 2016, based on Fernandes and Coimbra, 2000; and Perrotta et al., 2005).	24
Figure 4.2: Simplified Geological Map, based on Campello et al. (2017) and Knauer et al. (2017) of the studied area and location of analyzed outcrops.	25
Figure 4.3: Stratigraphic section showing the vertical arrangement of lithofacies and facies associations of the upper portion of the Adamantina Formation and the Marília Formation, and their respective radiometric profiles (See location in Fig. 4.2).	30
Figure 4.4: Conglomeratic Facies. A - B: Conglomerate with inverse gradation (Gmg); C: Conglomerate with inverse gradation (Gmg) and transitional contact with Sm ; D: Matrix-supported conglomerate with wedge-shaped cross-stratification (Gt); E: Lens of monomictic conglomerate with intraclasts of mudstones (Gmt) interspersed with facies St. F: Sample of monolithic conglomerate of mudstone intraclasts (Gmt).	31
Figure 4.5: Sandstone and fines facies. A: Medium sandstone with wedge-shaped cross-stratification (St); B: Though-cross stratified sandstone (St); C: Low angle cross-stratified sandstones (Sp). D: Fine sandstone with ripples (Sr), and intercalated with mudstones E: Medium sandstone with normal gradation and concentration of granules and pebbles at the base of the strata (Sm); F: Mudstones with parallel lamination (Fl).....	32
Figure 4.6: Calcic argillisols (Pa) A-B: Root traces with white nucleus of sediment texturally like the host rock (A) or filled by calcium carbonate (B) and presenting reddish halos. C- D: Long, vertical root traces tapering downward, with carbonate cement surrounding and irregularly filling the structures.	33
Figure 4.7: Calcisols. A: Nodular calcrete; B: Laminar calcrete; C: Hard crust; D: Hard crust with intense carbonate cementation; E: Mottled calcrete; F: Honeycomb calcrete.	34
Figure 4.8: Schematic 3D representation of the facies association distribution of the Adamantina and Marília formations, based on the described vertical sections (numbered), along the OPQ profile (see position in Fig. 4.2).	37

Figure 4.9: Stratigraphic Section A. A: Facies Association SG and paleosols, with erosive contact with the FF facies associations B: Facies Association SB, composed by the St and Gt facies.	38
Figure 4.10: Stratigraphic Section D with representation of the Facies Association GB interspersed with paleosols.	38
Figure 4.11: Stratigraphic Section C, with details of the facies associations CS and FF.	39
Figure 4.12: Conceptual Depositional Model of the upper deposits of the Bauru Basin and its evolution through time. t0: fluvial meandering depositional environment; t1 and t2: dominance of gravitational processes, with upward increase of tractive processes; t3: moments of calcic horizons development (Calcic Argillisol); t4 and t6: lower energetic processes, with dominance of sandy bars and crevasse splay deposits, intercalated with moments of paleosol development (Calcic paleosols and pedocomplexes), represented in t5 and t7; t8: fluvial meandering depositional environment. See Fig. 4.8 for vertical position of t0 to t8.	40
Figure 4.13: Stratigraphic Surface S4 at the top of the High-amalgamation system tract, with a prominent Calcic paleosol.	42
Figure 4.14: A: Volcanic rock fragment with clinopyroxene phenocrystal. B: Fragment of silicified oolitic limestone. C: Chalcedony fragment; C'- Chalcedony fragment under polarized light.	44
Figure 4.15: Ternary QFL showing composition of Marília Formation samples, following the classification of Dickinson et al. (1983). The modal composition indicates a recycled orogenic source with a transitional to quartzose character.	45
Figure 4.16: Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains from the Marília Formation (sample PT-84-7 in Fig. 3).	46
Figure 4.17: Ages of main tectonic events in the surrounding area of the Marília Formation. References: Transamazonic (2.2 – 1.88 Ga): Almeida et al. (2000); Rio Negro Juruena (1.8 – 1.5 Ga): Almeida et al. (2000) and Hasui (2010); Sunsás-Grenvillian (1.2 – 1.0 Ga): Fuck et al. (2008); Brazilian I, II, and III (900 - 700 Ma, 670 - 530 Ma and 580 - 490 Ma): Hasui (2010); Post tectonics granites ¹ : Basei et al. (2010); U-Pb ages for Paraná Basin ² : Canile et al. (2016).	49

Índice de Tabelas

Table 1: Facies characterizations and interpretations.	29
Table 2: Summary of the characteristics of the recognized facies association.	36
Table 3: List of samples and results in percentage of thin-sections point counts through the Gazzi-Dickinson method.	44

Supplementary file

U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic data of detrital zircons from Marília Formation.	54
---	----

Sumário

Capítulo I.....	1
1- INTRODUÇÃO	1
1.1- Apresentação	1
1.2- Localização e Acesso	1
1.3- Objetivos	3
1.4- Justificativas	3
1.5- Relevância da pesquisa.....	4
Capítulo II.....	5
2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1- Bacia Bauru	5
2.2- Formação Marília	10
Capítulo III.....	13
3- PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR.....	13
3.1-Análise petrográfica da composição detrítica principal na identificação da rocha fonte	14
3.2-Geocronologia U-Pb de zircões detríticos como traçador da proveniência sedimentar	19
Capítulo IV.....	21
4- SEDIMENTARY PROVENANCE AT NORTHERN BAURU BASIN, CENTRAL BRAZIL: INSIGHTS FROM STRATIGRAPHY, COMPOSITIONAL FEATURE, AND U-PB GEOCHRONOLOGY	21
4.1- Introduction	21
4.2- Geological Context.....	22
4.3- Methods	24
4.4- Results	26
4.5- Discussion	46
4.6- Conclusions	50
Capítulo V	52
5- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	52
5.1- Conclusões.....	52
5.2- Resumo das contribuições	53
5.3- Trabalhos futuros.....	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

Capítulo I

1- INTRODUÇÃO

1.1- Apresentação

Dissertação de mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) para obtenção de título de Mestre. Este trabalho visa ampliar os conhecimentos da Bacia Bauru, e contribuir com dados que auxiliem na compreensão de como ocorreu a sedimentação final da bacia. O estudo possui ênfase na análise da proveniência sedimentar da Formação Marília, com apresentação de novos dados geocronológicos U-Pb de zircões detríticos e análises composicionais pelo método de contagem Gazzi-Dickinson. Porém, para ser uma análise mais criteriosa, esta pesquisa tem como base o detalhamento do arcabouço faciológico e estratigráfico da área, abrangendo o topo da Formação Adamantina e a Formação Marília.

Este capítulo inicial dedica-se a introduzir o tema, localizar a área e apresentar os objetivos, as justificativas e as relevâncias da pesquisa. O Capítulo 2 trata do contexto geológico regional e deriva fundamentalmente da análise de fontes pretéritas de estudo sobre a área. No Capítulo 3 apresenta-se uma síntese sobre a evolução do conhecimento de metodologias aplicadas nos estudos de proveniência sedimentar e suas respectivas vantagens e limitações. O Capítulo 4 está na forma de artigo científico, no qual estão contidas as descrições dos métodos adotados, os resultados, bem como as discussões e conclusões. Por fim, o Capítulo 5 é dedicado às considerações finais e sugestões de futuras pesquisas.

1.2- Localização e Acesso

A área de estudo possui 240 km² e localiza-se no oeste de Minas Gerais, no município de Campina Verde, na região da Serra da Furna Chata (Fig. 1.1). A área de estudo insere-se na porção sul da Folha Gurinhatã (SE.22-Z-C-III) e norte da Folha Riolândia (SE.22-Z-C-VI) entre as latitudes, 19°30'16''S, 19°23'41''S e longitudes, 49°54'15''W, 49°42'52''W, onde afloram as formações Adamantina e Marília, da Bacia Bauru.

O município de Campina Verde dista cerca de 680 km de Belo Horizonte, 388 km de Goiânia e 606 km de Campo Grande. Partindo de Belo Horizonte, o acesso mais curto se faz pela BR262, sentido a Uberaba, por um percurso de 580 km até o município de Campo Florido.

A partir de então, segue-se 25 km na BR153, no sentido de Frutal, até o trevo de Campina Verde. O trajeto continua pela BR364, ao longo de 75 km, até chegar à cidade de Campina Verde (Fig. 1.2).

A partir de Campina Verde, o acesso à área se dá pela BR364 no sentido de Gutinhatã, percorrendo 9 km até o trevo para Honorópolis, após o qual segue-se pela BR497 em um percurso de 31 km. A partir desse ponto, segue pelas estradas não pavimentadas que dão acesso para as comunidades de Andrelândia/Arantes, Fazenda São Pedro, Furna Chata e Fazenda Cruz Alta.

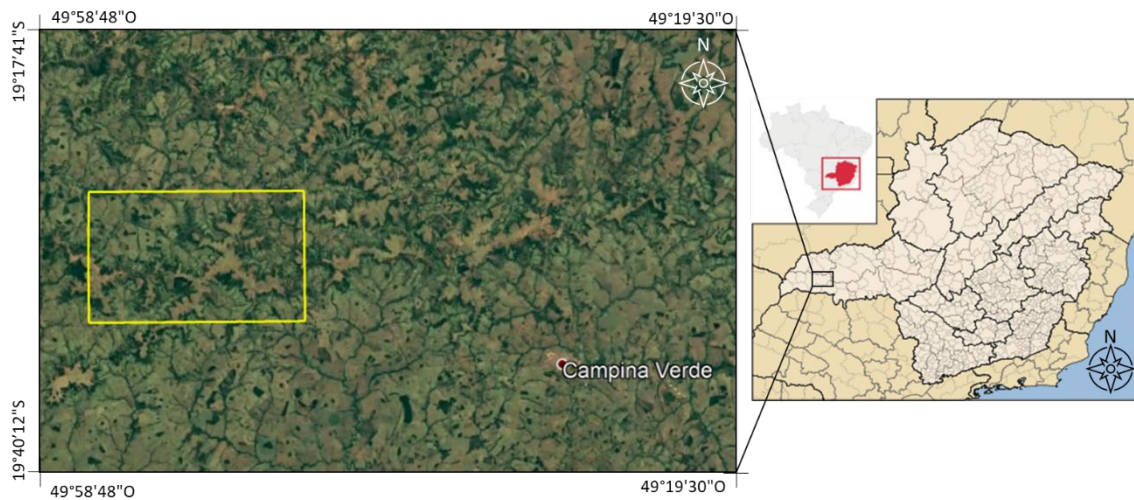


Figura 1.1: Localização da área de pesquisa, destacada em amarelo, em relação ao município de Campina Verde e Estado de Minas Gerais. Fonte: Google Earth

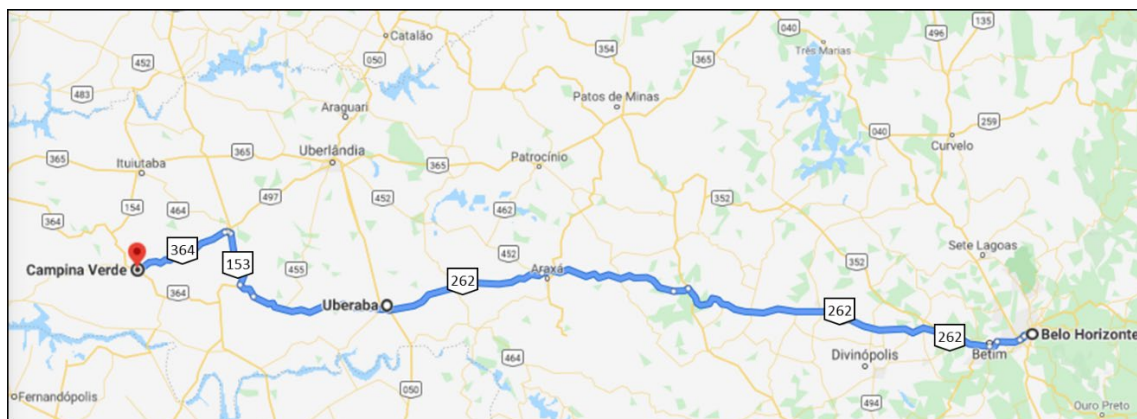


Figura 1.2: Mapa de acesso à cidade de Campina Verde partindo de Belo Horizonte. Fonte: Imagem Google Maps.

1.3- Objetivos

O presente trabalho objetiva caracterizar a proveniência da Formação Marília no nordeste da Bacia Bauru e auxiliar na compreensão de como ocorreu o preenchimento final da bacia nessa região. Por meio de novos dados geocronológicos e composicionais, o estudo busca contribuir com informações sobre a assinatura da área fonte e integrar tais informações a dados estratigráficos, para melhor compreender os processos deposicionais, a evolução do paleoambiente, bem como os fatores controladores relacionados à origem e deposição dos sedimentos.

1.4- Justificativas

A Bacia Bauru é uma bacia intracontinental do Cretáceo e cujos modelos já propostos para os mecanismos de subsidência apresentam divergências. Este trabalho apresenta o estudo de proveniência sedimentar como uma ferramenta importante para auxiliar na compreensão da evolução da bacia, uma vez que discute sobre quais os fatores estão relacionados à produção dos sedimentos desde a erosão inicial até a deposição.

Leques aluviais caracterizam a sedimentação final da Bacia Bauru e são restritos às bordas norte e leste, compondo a Formação Marília. A ocorrência desses depósitos rudáceos são tomadas como evidências de reativações tectônicas, mas são escassos os estudos de proveniências para esta unidade. Na porção nordeste da Bacia Bauru, os poucos estudos de proveniência são baseados em dados geoquímicos e elementos terras raras, porém não são atrelados a dados estratigráficos. Dessa forma, estudos generalizados para a área apontam proveniência de províncias alcalinas. No entanto, quando as análises são específicas para cada unidade, mostram que as províncias alcalinas são fonte provável para Formação Uberaba, mas improvável para a Formação Marília. Neste sentido, tem-se o principal questionamento deste projeto: Qual é a assinatura de proveniência sedimentar do estágio final de preenchimento da Bacia Bauru e quais as implicações na compreensão do cenário deposicional desta bacia?

1.5- Relevância da pesquisa

Este estudo apresenta novos dados geocronológicos e composicionais sobre a área fonte, registrados nos sedimentos da Formação Marília, e une estas informações com o contexto estratigráfico. Dessa forma é possível agregar em informações mais interligadas entre área fonte, cenário paleoambiental e principais fatores controladores da sedimentação e, desse modo, auxiliar na interpretação dos modelos de evolução da bacia.

Adicionalmente, este estudo demonstra a aplicabilidade da estratigrafia de sequências para o melhor entendimento da evolução de sistemas de leques aluviais, dos quais há poucos exemplos na literatura.

No âmbito social, os levantamentos sedimentológicos e estratigráficos das formações Marília e Adamantina podem contribuir com futuras pesquisas em melhor caracterização de aquíferos da região.

Capítulo II

2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1- Bacia Bauru

A Bacia Bauru configura uma bacia que se desenvolveu durante o Cretáceo, no interior da Plataforma Sul-Americana. Com um formato alongado na direção NNE, se estende ao longo de aproximadamente 370.000 km², ocupa partes do sudeste e sul do Brasil, além de uma pequena região do nordeste do Paraguai (Fernandes e Coimbra 2000) (Fig. 2.1). Os depósitos estão principalmente sobrepostos aos basaltos da Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná (Fernandes e Coimbra 1994). É preenchida por sucessão de rochas siliciclásticas continentais, depositadas sob clima semi-árido a árido (Suguio e Barcelos 1983a; Fernandes e Coimbra 2000). Hospeda uma rica e diversificada assembleia fossilífera, composta por conchostráceos, ostracodes, gastrópodes, bivalves, carófitas, palinórfos, sapos, aves, dinossauros saurópodes e terópodes, mamíferos, lagartos, peixes, crocodilomorfos, tartarugas e pterossauros (Menegazzo et al. 2016).

Os limites atuais da Bacia Bauru são em grande parte de natureza tectônica. Sul e sudeste delimitados pelo Lineamento Paranapanema (Fúlfaro 1974). Os lineamentos São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini 1997) e o rio Mogi Guaçu demarcam o leste (Coimbra et al. 1981). O norte e nordeste são limitados pela Província Alcalina do Alto Paranaíba (Hasui et al. 1975) e o noroeste pela Antéclise de Rondonópolis (Coimbra 1991) e Província Alcalina de Goiás (Riccomini, 1997).

O termo Bauru surgiu na literatura geológica no início do século XX e foi introduzido por Gonzaga de Campos (1905), após estudos na região oeste do Estado de São Paulo, com a denominação de “Grês de Bauru”. A sequência cretácea suprabasáltica ainda é considerada como parte (supersequência) da Bacia do Paraná (a exemplo de Soares et al. 1980; Suguio 1981; Barcelos 1984; Barcelos e Suguio 1987; Chang e Kowsmann 1996; Milani et al. 2004 e 2007; Paula e Silva 2003; Paula e Silva et al. 2005; Milani e De Wit 2008). Porém, Fernandes (1992) introduziu o termo “Bacia Bauru” por reconhecer uma unidade tectônica com distribuição faciológica e depocentro distintos dos daquela bacia.

Inúmeros estudos a respeito da Bacia Bauru vêm sendo publicados desde o século passado. Todavia, são significativas as divergências quanto às relações estratigráficas, aos paleoambientes e aos mecanismos de subsidência.

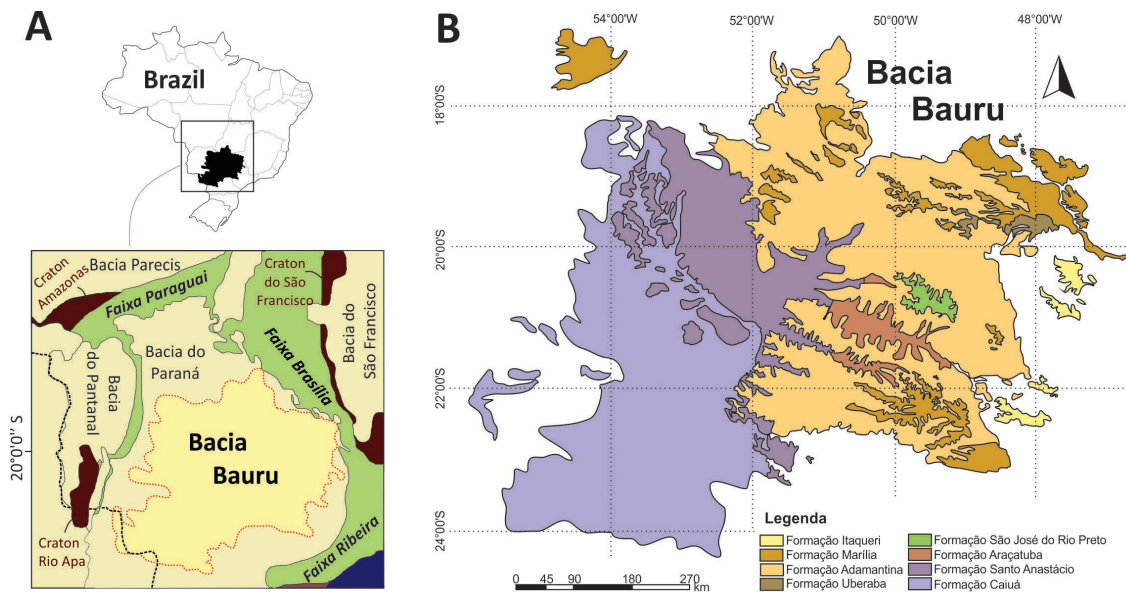


Figura 2.1: A- Localização da Bacia Bauru e posição em relação ao elementos tectônicos próximos, cratons, faixas orogênicas e bacias fanerozoicas (Modificado de Menegazzo et al. 2016). B- Mapa geológico simplificado da Bacia Bauru, (Modificado de Menegazzo et al. 2016, baseado em Fernandes e Coimbra (2000) e Perrotta et al. (2005)).

2.1.1- Litoestratigrafia e paleoambientes deposicionais

A partir da década de 1950, foram publicados trabalhos pioneiros na subdivisão da unidade Bauru em membros e fácies, a exemplo de Almeida e Barbosa (1953), Hasui (1969), Barbosa et al. (1970), Suguio et al. (1977). No Estado de São Paulo, Almeida e Barbosa (1953) definiram as formações Itaqueri (Inferior) e Marília (Superior) que compõem o Grupo Bauru. Com enfoque no Estado de Minas Gerais, Hasui (1969) definiu duas formações acima dos basaltos da Formação Serra Geral: Uberaba e Bauru. Barbosa et al. (1970) determinou apenas uma: Formação Bauru, subdividindo-a em fácies Bauru, Ponte Alta e Uberaba. Suguio et al. (1977) subdividiram a Formação Bauru nas fácies Araçatuba, São José do Rio Preto e Marília.

Na década de 1980 a Formação Bauru foi elevada à categoria de grupo (Soares et al. 1980; Suguio e Barcelos 1983a; Barcelos 1984; Barcelos e Suguio, 1987). Soares et al. (1980) caracterizam o Grupo Bauru no Estado de São Paulo como constituído pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Suguio e Barcelos (1983) expandem o registro do Grupo Bauru para os estados de Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul, considerando-o

subdividido nas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Uberaba e Marília, subdividem a Formação Adamantina nos membros Araçatuba e São José do Rio Preto, e a Formação Marília nos membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga. Adicionalmente, Barcelos (1984) e Barcelos e Suguio (1987) consideram que a Formação Itaqueri, em São Paulo, também é pertencente ao Grupo Bauru.

Na década de 1990, o cenário tectônico dessa unidade sedimentar foi interpretado como distinto daquele da Bacia do Paraná (Fernandes 1992), portanto, pertencentes à Bacia Bauru. Fernandes (1992) e Fernandes e Coimbra (1994) subdividem tais depósitos em dois grupos cronocorrelatos: Caiuá (formações Santo Anastácio, Rio Paraná e Goio Erê) e Bauru (formações Adamantina, Marília e Uberaba), ambos do Cretáceo Superior. Posteriormente, os trabalhos de Fernandes (1998), Fernandes e Coimbra (2000), Fernandes (2004), Fernandes e Ribeiro (2015), apresentam uma revisão litoestratigráfica da Bacia Bauru, propondo a subdivisão do Grupo Bauru, nas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília; e as intrusões alcalinas, denominadas de Analcimitos Taiúva, intercaladas na porção superior da Formação Vale do Rio do Peixe (Fig. 2.2).

Todavia, diversos autores (Fúlfaro e Perinotto 1996; Batezelli 2003; Paula e Silva 2003; Batezelli et al. 2005, 2007; Paula e Silva et al. 2003, 2005, 2009) têm sustentado a definição da unidade Caiuá indivisa, tendo em vista as dificuldades no reconhecimento das subdivisões propostas. Além disso, para Batezelli (2003, 2017) e Batezelli et al. (2003, 2005) o Grupo Caiuá foi depositado no Cretáceo Inferior (Fig. 2.2). A proposta de Fernandes (1998), do abandono da designação Formação Adamantina e sua subdivisão em diferentes unidades foi adotada por Perrotta et al. (2005) no Mapa Geológico do Estado de São Paulo, e por Seer e Moraes (2017) no Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais - Projeto Triângulo Mineiro. Contudo, alguns trabalhos questionam tal divisão e adotam a proposta de Soares et al. (1980) (por exemplo, Batezelli 2003, 2017; Paula e Silva 2003; Batezelli et al. 2005, 2007; Paula e Silva et al. 2003, 2005, 2009). Adicionalmente, Paula e Silva (2003) e Paula e Silva et al. (2005), por meio de dados de subsuperfície, acrescentou ao Grupo Bauru as formações Birigui e Pirapozinho, que não são aflorantes.

Menegazzo et al. (2016) apresentam um estudo cronoestratigráfico das unidades da Bacia Bauru, por meio de dados paleontológicos previamente publicados, adotando definições de unidades propostas pelos diferentes autores supracitados e, assim, consideraram que a Bacia Bauru é constituída pelas formações Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui,

Adamantina, São José do Rio Preto, Uberaba, Marília (incluindo os membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã) e Itaqueri (Fig. 2.1 e Fig. 2.2). Este quadro estratigráfico é adotado no presente trabalho.

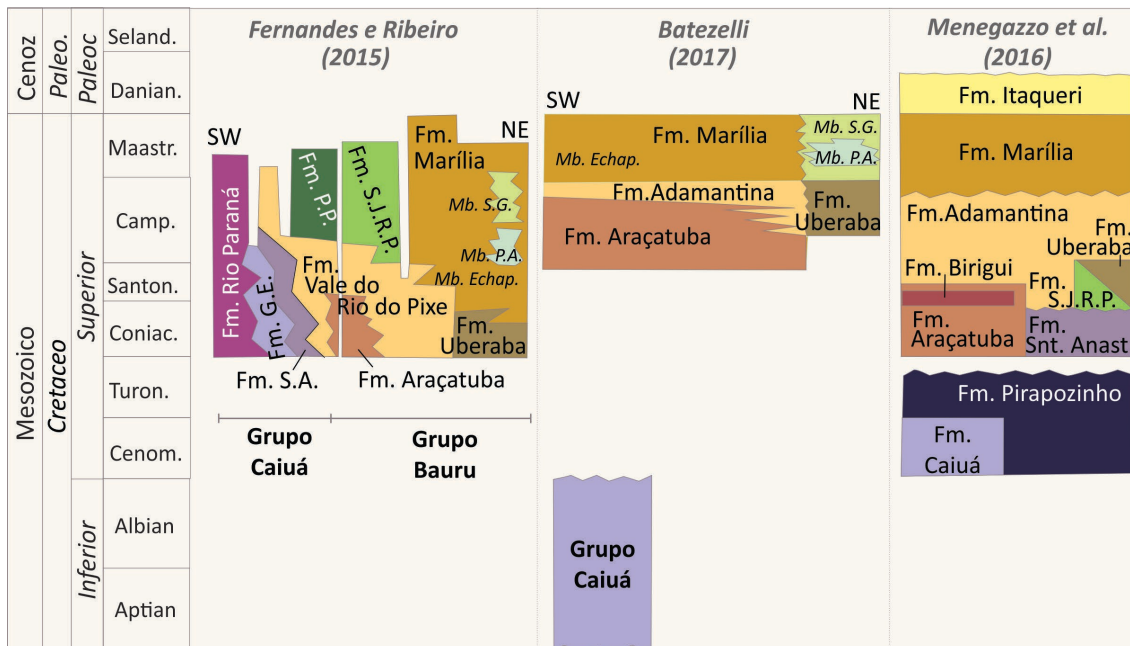


Figura 2.2: Comparação entre propostas cronoestratigráficas das unidades da Bacia Bauru, segundo Fernandes e Ribeiro (2015), Batezelli (2017) e Menegazzo et al. (2016). Abreviações: Fm.-Formação; Mb.- Membro; G.E.-Goio Erê; S.J.R.P.- São José do Rio Preto; P.P.- Presidente Prudente; S.G.- Serra da Galga; P.A.- Ponte Alta; Echaporã.-Echaporã.

As formações Caiuá e Pirapozinho constituem a porção basal da bacia e possuem contato interdigitado (Paula e Silva et al. 2005). Os depósitos da Formação Caiuá são interpretados como de origem eólica (Soares et al. 1980; Fernandes e Coimbra 1994, 2000; Batezelli e Ladeira 2016), podendo ser associados a depósitos fluviais (Paula e Silva et al. 2009), enquanto os paleoambientes deposicionais da Formação Pirapozinho são interpretados como lacustre e fluvial (Paula e Silva et al. 2009).

Do ponto de vista de Fernandes e Coimbra (2000) a Formação Santo Anastácio, é composta por depósitos de lençóis de areias com eventuais depósitos de enxurradas esporádicas. Para Soares et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2005, 2009) sua deposição ocorreu predominantemente em sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico das fácies fluviais.

A Formação Adamantina é caracterizada por depósitos de sistemas fluviais meandantes (Soares et al. 1980; Paula e Silva et al. 2005; Batezelli et al. 2007). Entretanto, Fernandes e Coimbra (2000) e Fernandes e Ribeiro (2015) consideram que a Formação Adamantina pode ser desmembrada na Formação Vale do Rio do Peixe, de origem eólica, na

Formação Presidente Prudente, resultante de um sistema fluvial meandrante e na Formação São José do Rio Preto, composta de depósitos formados por um sistema fluvial entrelaçado. Similarmente, a Formação Uberaba, de ocorrência restrita ao Estado de Minas Gerais, é associada a depósitos de sistema fluvial entrelaçado (Fernandes e Coimbra 2000; Batezelli et al. 2005).

No topo da sequência estão as formações Itaqueri e Marília, sendo a Formação Itaqueri restrita ao Estado de São Paulo, na borda leste da bacia (Perrotta et al. 2005), e interpretada como depósitos de ambiente de leques aluviais (Soares et al. 1980; Fúlfaro e Perinotto 1996; Riccomini 1997), diferindo da Formação Marília devido ao menor teor de cimentação carbonática e destacada cimentação silicosa (Ladeira e Santos, 2005).

Independente das divergências litoestratigráficas e paleoambientais existentes para os depósitos da Bacia Bauru, a designação Formação Marília é incorporada pelas variadas propostas e constitui os depósitos aluviais e fluvial entrelaçado ocorrendo no topo da sequência.

2.1.2- Mecanismos de subsidência

Diversos estudos identificaram processos tectônicos ativos durante a sedimentação do Grupo Bauru, a exemplo de Suguio (1973), Riccomini (1997) e Fernandes (1998). Segundo Riccomini (1997), reativações de estruturas regionais Neoproterozoicas, com direção NW, influenciaram a geração e modificação da Bacia Bauru.

Na literatura, as propostas para a formação da bacia são discrepantes. As hipóteses abarcam diversos mecanismos de subsidência, como: afinamento crustal em cenário distensivo; subsidência termal e carga regional relacionadas ao resfriamento das rochas basálticas subjacentes; subsidência flexural relacionada a stress intraplaca; e subsidência flexural devido sobrecarga subcrustal.

Segundo Suguio et al. (1977) a formação de horsts e grabens condicionaram a sedimentação da ‘sub-bacia’ Bauru sob regime de subsidência distensivo. Fúlfaro e Barcelos (1993), apesar de considerarem as unidades basais da Bacia Bauru como pertencentes à Bacia do Paraná, apontam para uma gênese distinta, relacionada à ruptura do Gondwana no Mesozoico, que foi capaz de gerar um sistema de riftes no interior do continente e possibilitou o surgimento de bacias endorrêicas. Fernandes e Coimbra (1992) e Fúlfaro e Perinotto (1996) argumentaram que a migração da Placa Sul-americana e sua interação com placas adjacentes, durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, provocaram esforços no interior do continente e reativação de estruturas do embasamento, ocasionando a formação e modificação da bacia.

Chang e Kowsmann (1992) ressaltam a influência de uma componente de stress horizontal, responsável por ampliar os efeitos de outros mecanismos de subsidência nas bacias cretáceas.

Alguns estudos (por exemplo Fernandes e Coimbra 2000; Milani et al. 2007; Fernandes e Ribeiro 2015) relacionam o mecanismo de subsidência à acumulação de aproximadamente 2 km de lavas basálticas que teriam causado um novo ajustamento isostático por sobrecarga, originando uma flexura litosférica na porção da plataforma onde os basaltos da Formação Serra Geral se acumularam. Mariani et al. (2013), por sua vez, postulam que a subsidência da Bacia Bauru seja resultado de carga subcrustal, resultante do resfriamento de magma *underplating* associado ao vulcanismo da Formação Serra Geral.

Menegazzo et al. (2016) sugerem que a Bacia Bauru esteja inserida em um contexto de retroarco de antepaís, tendo se desenvolvido na província *back-bulge* desse sistema, durante os estágios iniciais da evolução andina. Tais autores concluem que a subsidência envolveu uma componente flexural e a criação episódica de espaço de acomodação, e sugerem que a espessura de sedimentos acumulada na bacia poderia indicar que, além da componente flexural, outros mecanismos de subsidência podem ter atuado simultaneamente.

Batezelli (2017) propõe que dois principais eventos tectônicos foram determinantes na sedimentação das sequências sedimentares da Bacia Bauru, tendo ocorrido respectivamente no Cretáceo Inferior e no Cretáceo Superior. O primeiro é relacionado à subsidência termal após o vulcanismo Serra Geral, levando à formação da discordância basal da bacia. O segundo evento é o soerguimento do Alto Paranaíba, interpretado pelo autor como resultante da passagem da Pluma de Trindade, nas regiões ao norte e nordeste da bacia.; tal evento estaria relacionado à formação de discordância separando o Grupo Caiuá do Grupo Bauru. Ainda segundo Batezelli (2017), uma reativação tectônica da área fonte da bacia, durante o Maastrichiano Inferior, seria responsável pela geração de uma discordância entre as formações Vale do Rio do Peixe e Marília.

2.2- Formação Marília

A Formação Marília, foco do presente estudo, constitui o registro do preenchimento final da Bacia Bauru, e ocorre nas bordas norte e leste da bacia. Com até 160 m de espessura é subdividida nos membros Serra da Galga e Ponte Alta, restritos ao Estado de Minas Gerais, e o Membro Echaporã, presente nos estados de São Paulo e Goiás (Fernandes e Coimbra 2000). Fernandes e Coimbra (2000) definem a seção tipo do Membro Serra da Galga e Membro Ponte Alta, na Serra do Veado, no distrito de Peirópolis em Uberaba – MG. Já para o Membro

Echaporã, Fernandes e Coimbra (2000) adotaram como seção-tipo o corte da rodovia BR-153, km 275, na Serra do Mirante em Marília - SP.

Soares et al. (1980) caracteriza a Formação Marília por arenitos grossos a conglomeráticos, imaturos textural e mineralogicamente, com subordinadas camadas de lamitos, e abundantes nódulos carbonáticos. Segundo os autores, os grãos são angulosos, os seixos são de quartzo, opala, basalto e argilito, e matriz é rica em minerais instáveis e pesados. Do ponto de vista de Dal'Bó e Basilici (2010) e Basilici et al. (2016), a Formação Marília é caracterizada principalmente por paleossolos e arenitos grossos a conglomeráticos.

Segundo Fernandes e Coimbra (2000), o Membro Serra da Galga é constituído por arenitos imaturos e conglomerados cimentados por carbonatos, com raras lentes de lamitos; o Membro Ponte Alta é formado por calcários de aspecto maciço, e possui contatos complexos e interdigitados com o Membro Serra da Galga; o Membro Echaporã é formado por arenitos finos a médios, imaturos, com cimentação e nódulos carbonáticos, com estratos tabulares de aspecto maciço, raras estratificações cruzadas de médio porte e intercalações centimétricas de argilitos.

Há variações a respeito do ambiente deposicional da unidade, entretanto, a maioria dos autores interpreta que a Formação Marília resulta de depósitos de um sistema aluvial, sob condições de clima semi-árido a árido (Fernandes 1998; Fernandes e Coimbra 2000; Fernandes e Ribeiro 2015; Basilici et al. 2016 e Batezelli 2017).

Suguio e Barcelos (1983b) interpretam os carbonatos como calcretes. Para Fernandes (1998), Fernandes e Coimbra (2000) e Fernandes e Ribeiro (2015), os membros Serra da Galga e Ponte Alta correspondem a depósitos de leques aluviais medianos a distais, associados a sistemas fluviais e com ocasionais depósitos de pequenas dunas eólicas. Admite-se que a diferenciação entre esses membros foi pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes de águas subterrâneas (Alves e Ribeiro 1999; Maoski 2012). Batezelli (2017) caracteriza a Formação Marília como parte de um trato de sistema aluvial, cujos depósitos ocorrem discordantemente sobre as formações Vale do Rio do Peixe/Adamantina e Uberaba. Em estudos no Estado de Minas Gerais, Basilici et al. (2016) destacam a predominância de paleossolos, indicando hiatos deposicionais, atravessados por depósitos de rios efêmeros largos e rasos, formados em clima seco com chuvas ocasionais e, assim, interpretam que nesta região a unidade é constituída de depósitos da porção proximal de um sistema fluvial distributário endorréico.

A posição estratigráfica e o registro fóssil da Formação Marília são ferramentas importantes para sua datação. Gobbo-Rodrigues et al. (1999a), por meio do estudo de ostracodes e carófitas, e Santucci e Bertini (2001), considerando o registro de sauropodomorfos,

estabelecem idades Campaniano-Maastrichtiano e Maastrichtiano para as Formações Adamantina e Marília, respectivamente. Dias-Brito et al. (2001) utilizando dados micropaleontológico, (ostracodes e carófitas), atribuem idade Turoniano-Santoniano para a Formação Adamantina, e Maastrichtiano para a Formação Marília, interpretando que existe um hiato deposicional de 11 milhões de anos entre a Formação Adamantina e o Membro Ponte Alta da Formação Marília.

Existem poucos estudos sobre a proveniência da Formação Marília em Minas Gerais. Por meio de dados sedimentológicos, Batezelli et al. (2007) destacam que os dados de paleocorrentes indicam áreas fontes principalmente na porção nordeste e norte da Bacia Bauru (Alto do Paranaíba e Província Alcalina de Goiás), Mattos e Batezelli (2014), usando dados geoquímicos e elementos terras raras, interpretam que a Bacia Bauru foi alimentada por fluxos sedimentares da Província Alcalina de Goiás e do Soerguimento do Alto Paranaíba no Neocretáceo, que são resultantes de intrusões alcalinas ocorridas durante o Neocretáceo. Contudo, o trabalho anterior de Gravina et al. (2002) considera que os dados de elementos terras raras (ETR) mostram que as rochas alcalinas do Alto Paranaíba são uma fonte possível de detritos da Formação Uberaba, mas improvável para as rochas da Formação Marília, cuja composição deriva principalmente de rochas do embasamento e/ou dos basaltos da Formação Serra Geral. Mattos e Batezelli (2019) reconhece uma natureza félsica para os sedimentos fluviais e aluviais, e apontam compatibilidade com o embasamento quartzoso Precambriano, e a razão entre elementos traços e terras raras indicam filiação com rochas sedimentares recicladas, quartzosas e félsicas.

No Estado de São Paulo, Marquês dos Santos et al. (2019), por meio da datação de zircões detríticos pelos métodos U-Pb e traços de fissão, apontam as rochas sedimentares Paleozoicas da borda leste da Bacia do Paraná como as principais provedoras de sedimentos para a Formação Marília. Com soerguimentos no Neo-Cretáceo, a exemplo da elevação do Alto Paranaíba, a Bacia do Paraná foi retrabalhada e ocorreu transporte de sedimentos para a Formação Marília, principalmente nas direções noroeste e oeste.

Capítulo III

3- PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Definir a proveniência de rochas sedimentares é o mesmo que reconstruir e interpretar a história dos sedimentos desde a erosão inicial da rocha fonte até a deposição e diagênese na bacia (Weltje e Eynattenb 2004). A principal dificuldade para análise de proveniência sedimentar decorre do fato de que a composição dos sedimentos não é idêntica à da fonte; processos intempéricos, erosão, transporte e soterramento também são determinantes na composição final (e.g. Suttner 1974; Johnsson 1993; Cox e Lower 1996; Morton e Hallsworth, 1999). Desse modo, o estudo de proveniência envolve a determinação da localização da rocha-mãe, bem como ter referências de sua composição, conhecer o modo de distribuição dos sedimentos e as condições geomorfológicas, climáticas e tectônicas na época da deposição, além dos efeitos da diagênese (Remus et al., 2008). Como resultado, estudos de proveniência desempenham um papel crítico na avaliação da reconstrução paleogeográfica e em mapeamento de sistemas deposicionais, sendo uma importante ferramenta para testar modelos tectônicos, realizar correlações de subsuperfícies e na caracterização da qualidade de reservatórios e, em escala global, auxilia no monitoramento da evolução crustal (Haughton et al. 1991).

Sorby (1880) estabeleceu a análise petrográfica através da microscopia ótica de lâminas delgadas e, com essa importante ferramenta, impulsionou os estudos de proveniência sedimentar. Desde então, diversos estudos têm expandido a aplicabilidade desta ferramenta. Mackie (1897) calculou a contribuição percentual de diferentes rochas fonte a partir da proporção de minerais em areia e arenitos. Allen (1965) deduziu como diferentes sistemas de paleodrenagens originam províncias sedimentares com diferentes composições minerais. Durante as décadas de 1970 e 1980, grandes impulsos nos estudos de proveniência sedimentar surgiram com os trabalhos de Dickinson e Suczek (1979), Dickinson (1980, 1985) e Dickinson et al. (1983), que demonstraram que a composição modal de areias é largamente controlada pela relação destas com os diferentes cenários tectônicos. Desde então, os trabalhos da denominada “Era Dickinsoniana” são os pilares dos estudos da proveniência e tectônica global, a exemplos dos trabalhos de Bhatia (1983), Valloni e Zuffa1 (1984), Ingersoll (1990), Cawood e Nemchin (2000), Uddin et al. (2007), Bhattacharyya e Das (2015). No entanto, conforme ressaltado por Weltje (2012), precisamos reconhecer que as características litológicas das rochas-mãe, inferidas a partir da composição detrítica de arenitos, não podem ser usadas

cegamente para informar o cenário tectônico. A melhor estratégia é combinar um conjunto diversificado de métodos analíticos traçadores de proveniência (Najman 2006; Garzanti 2015), pois técnicas diferentes fornecem pontos de vista distintos para lidar com as complexidades dos diferentes cenários e permitem uma melhor compreensão do quadro geral.

De acordo com Basu (2016), análises de proveniência seguem duas linhas gerais: (1) análise da composição de toda a rocha ou de uma fração granulométrica e; (2) análise de grãos individuais de minerais detríticos. Na primeira, os principais métodos envolvidos são a análise modal petrográfica, a análise química para elementos principais e traços, e a análise isotópica de ϵNd . Por sua vez, a análise de grãos individuais, principalmente de minerais pesados, a sistematização de radioisótopos estáveis vem sendo amplamente aplicada. De modo geral, os estudos geológicos de campo e a petrografia foram e continuam a fornecer o banco de dados principal para a interpretação da proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas, já as análises químicas e isotópicas vieram para complementar tais estudos (Basu 2016).

3.1- Análise petrográfica da composição detrítica principal na identificação da rocha fonte

A composição dos sedimentos é controlada por um conjunto complexo de parâmetros durante a erosão, transporte, deposição e soterramento (Suttner 1974). Segundo Johnsson (1993), o principal parâmetro controlador é a composição das rochas-fonte, porém, o intemperismo químico provoca dissolução seletiva de minerais instáveis, e sua ação tem relação direta com o relevo e com a disponibilidade de água na área-fonte. Por exemplo, em clima árido, com relevo acidentado e tectonicamente ativo, a composição dos sedimentos se assemelha à das áreas-fonte. Por sua vez, o transporte provoca abrasão dos grãos de modo que a proporção de componentes mais lábeis diminui, e o fracionamento hidráulico separa minerais de diferentes densidades e diâmetros, de modo que litofácies distintas de um mesmo ambiente podem apontar para sinais de proveniência diferentes. Adicionalmente, na diagênese a dissolução seletiva e o aparecimento de minerais autigênicos também modifica a composição original dos sedimentos (McBride 1985; Johnsson 1993).

Cada um dos supracitados parâmetros é afetado por fatores relacionáveis, como: tectonismo na fonte, tipo de transporte, ambiente deposicional, energia do sistema, clima, vegetação e relevo. Por exemplo, em áreas com tectonismo/magmatismo intenso, o tipo de rocha fonte é mais preponderante na determinação da composição dos sedimentos, comparado ao clima e ao relevo (Dickinson, 1970). Dessa forma, a inter-relação de todos esses parâmetros

no permite dizer que a composição dos sedimentos fornece informações da dinâmica do sistema como um todo (Johnson 1993).

Durante as primeiras décadas do século XX os estudos dos minerais acessórios cresceram e houve pouco interesse na análise dos principais componentes detríticos para traçar proveniência (Welyje e von Eynatten 2004). Contudo, de acordo com Grazanti (2015), métodos petrográficos tradicionais são um meio bem mais simples e eficaz para identificar a natureza e tectono-estratigrafia de terrenos fonte e, portanto, ainda uma ferramenta insuperável para acompanhar sua evolução erosiva através do espaço e do tempo. Assim, a microscopia óptica tem sido e continua a ser a base das investigações de proveniência, de tal modo que o autor propõem um fluxo de trabalho para o estudo da petrologia de areias e arenitos: (1) iniciar com uma classificação simples, puramente descritiva e objetiva e; (2) seguir com os estudos da natureza e níveis tectono-estratigráficos da fonte (Grazanti 2015).

Quanto à classificação descritiva, diferentes métodos contábeis foram propostos, como os trabalhos de Dickinson (1970), Folk (1974) e Suttner et al. (1981), que caracterizam areias e arenitos por um adjetivo referente à abundância relativa dos três componentes principais: Q-quartzo, F-feldspatos e L-fragmentos líticos (Fig. 3.1). Tais classificações são baseadas em análises modais, plotadas em diagramas triangulares, mas existem diferenças quanto aos critérios adotados para a definição dos componentes principais (Fig. 3.1). Em um estudo comparativo, Zuffa (1985) demonstra graficamente as diferenças entre tais classificações por meio da análise de um mesmo conjunto de lâminas petrográficas segundo os diferentes métodos (Fig. 3.2).

CRITÉRIOS DIVERSOS PARA ANÁLISE MODAL DE ARENITOS	
Dickinson (1970)	
Q:	soma de: (1) grãos de quartzo monocristalinos; (2) quartzo policristalino ou fragmentos de calcedônia (4) quartzo dentro de fragmento lítico microfanerítico; (5) microfenocristal de quartzo dentro de fragmento lítico afanítico.
F:	soma de: (1) grãos de feldspato monocristalinos; (2) feldspato dentro de fragmento lítico microfanerítico; (3) microfenocristal dentro de fragmentos líticos afaníticos.
L:	soma dos fragmentos de rochas afaníticas. menos:(1) fragmentos quartzoso, calcedônia e opala; (2) microfenocristais.
Folk (1974)	
Q:	todos os tipos de quartzo, incluindo quartzito (mas não chert).
F:	todos os grãos de feldspato (K ou Na-Ca), mais fragmentos de granitos e gnaisses (rochas plutônicas).
RF:	fragmentos de rochas de granulação fina (supracrustais), vulcânica, chert, ardósia, filito, xisto, calcário, arenito, etc
Suttner et al. (1981)	
Fragmento de rocha é um grão com dois ou mais minerais, no qual (1) um único cristal não é > 90% do volume total da partícula, ou (2) pelo menos duas fases ou cristais são ambos com tamanho > 0,063.	

Figura 3.1: Quadro comparativo dos diferentes critérios estabelecidos para os componentes principais na classificação modal de arenitos, segundo Dickinson (1970), Folk (1974) e Suttner et al. (1981).

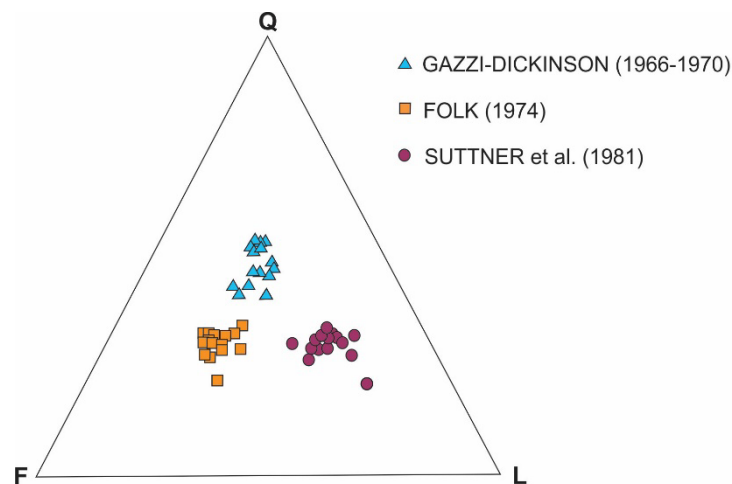


Figura 3.2: Estudo comparativo realizado por Zuffa (1985) para a classificação da composição de 15 amostras de turbiditos (Formação Albidona, Itália) plotadas de acordo com Folk (1974), Gazzi-Dickinson (1966, 1970) e classificação tradicional de Suttner et al. (1981).

Segundo Basu (2016), o método de Dickinson, mais popularmente chamado de método Gazzi-Dickinson, tem sido o mais útil e amplamente utilizado no propósito de identificação da rocha-fonte. A técnica foi proposta por Gazzi (1966) e Dickinson (1970), sendo posteriormente atualizada e testada por Zuffa (1980) e Ingersoll et al. (1984). Este se difere dos outros métodos por considerar na contagem qualquer mineral maior que 0,0625 mm como um grão individual, mesmo que este seja pertencente a um fragmento maior de rocha. Assim, os fragmentos de

rochas plutônicas não são contabilizados neste método, pois são contados como quartzo, feldspato, mica ou qualquer outro mineral que esteja na posição do cruzamento dos nicois e, portanto, a composição modal não muda devido à simples quebra de grãos.

Alguns autores têm destacado as vantagens da utilização do método Gazzi-Dickinson. Ingersoll et al. (1984) consideram que: 1) resultados mais uniformes são obtidos para qualquer tamanho de grão; 2) peneiramento e múltiplas contagens de diferentes frações são desnecessários; e 3) as contagens são concluída mais rapidamente e com menos ambiguidade, pois o operador não precisa determinar em que tipo de grão ocorre um cristal do tamanho areia. Sato e Chan (2016) também apresentaram vantagens da contagem segundo Gazzi-Dickinson em relação à contagem automatizada com o QEMScan - Quantitative Evaluation of Materials by Scanning electron microscopy – desenvolvida por Allen et al. (2012), pois no método automatizado faltam informações texturais (matriz, pseudomatriz, cimentação e porosidade), além de não diferir alguns componentes, como quartzo policristalino de microcristalino e chert. Quanto à interpretação dos dados, o uso de diagramas ternários como ferramentas gráficas tem auxiliado na interpretação dos resultados. O diagrama QtFL dá ênfase à maturidade dos sedimentos; o diagrama QmFLt discrimina melhor a rocha fonte; o diagrama QpLvLs dá maior importância às informações dos fragmentos líticos; e o diagrama QmPK dá ênfase aos grãos minerais (Dickinson 1985).

Os campos composicionais dos dados modais nos diagramas fornecem elementos para a interpretação da natureza e níveis tectono-estratigráficos da fonte (Dickinson e Suczek 1979; Dickinson et al. 1983; Dickinson 1985) (Fig. 3.3), mas, o não reconhecimento dos campos de “magmatismo anorogênico” como fontes de fragmentos vulcânicos é uma deficiência desse método “QFL”, como destacado por Garzanti (2015). Ao enfatizar o controle do cenário tectônico, o modelo desconsidera as modificações da composição induzidas por processos físicos e químicos durante o ciclo sedimentar e diagenético. Além disso, os dados modais podem ser distorcidos com a herança mista e intemperismo diferencial devido a variações climáticas (Mack 1984).

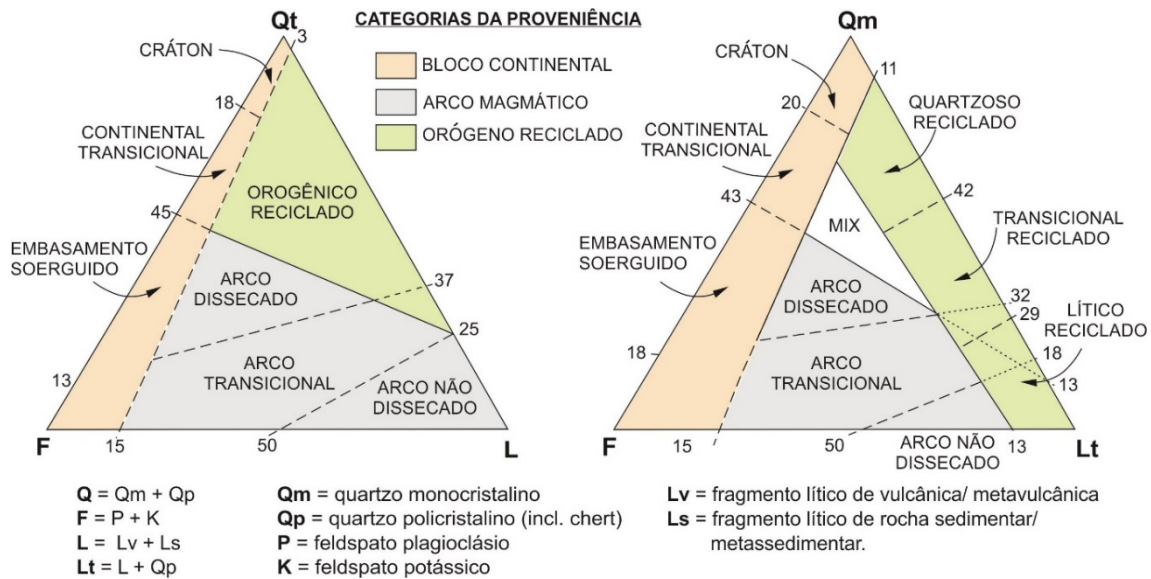


Figura 3.3: Campos composicionais indicativos de diferentes tipos de terrenos fonte de areias/arenitos (Dickinson et al. 1983).

No entanto, segundo Garzanti (2015), para que possamos dar um passo à frente na utilização do método, algumas pré-concepções precisam ser abandonadas: a ilusão de que a composição do sedimento é controlada estritamente pelo cenário paleotectônico, e a ideia de que amostras dos diferentes cenários são plotadas separadas no mesmo diagrama. Os sedimentos simplesmente nos fornecem uma imagem distorcida da estrutura litológica dos terrenos de origem. O próprio Dickinson (1985) aconselha o uso de diagramas ternários como dispositivos gráficos em uma abordagem crítica e flexível. O método permite sair de um cenário estático para uma evolução dinâmica de diversas fontes. Por exemplo, areias derivadas de blocos continentais possuem quartzo e feldspato como constituintes principais. A razão Q/F aumenta com o intemperismo ou a reciclagem e diminui com o soerguimento pela atividade tectônica (Dickinson 1985). Quando a denudação é insuficiente para remover a cobertura sedimentar e atingir o embasamento, os sedimentos, como fragmentos líticos derivados das bacias, possuem afinidade com detritos de arcos magmáticos ou orógenos reciclados (Mack 1984). Nesse caso, os detritos possuem um mix de assinatura de todos os ambientes tectônicos, não só de blocos continentais, como também de orógenos e arcos magmáticos, a exemplo do estudo apresentado por Garzanti (2015).

O método se mostra vantajoso ao permitir a compreensão da evolução composicional no tempo e fornecer uma perspectiva mais rica sobre a proveniência; levando ao exame cuidadoso do registro estratigráfico e vestígios de mudanças nos cenários paleogeográficos (Garzanti 2015). No entanto, o número limitado de variáveis para exibições gráficas (três para o triângulo equilátero) é injusto à riqueza das informações detríticas (Weltje 2002; Garzanti

2015). Uma tendência atual é usar apenas os dados quantitativos da contagem e aplicar procedimentos estatísticos para extrair mais informações sobre a proveniência (como exemplo, Weltje 2002 e Weltje 2012).

3.2- Geocronologia U-Pb de zircões detríticos como traçador da proveniência sedimentar

Quando se analisa a assembleia de um único mineral, a influência do fracionamento por processos físicos ou químicos é menor, já que tamanho, forma, densidade e durabilidade química variam pouco. Desse modo, técnicas que levam em conta um único mineral fornecem informações mais diretas sobre a rocha fonte (von Eynatten e Dunkl 2012). Esse é o caso das idades obtidas por populações de zircões detríticos, que informam sobre a geocronologia dos distintos eventos formadores de rocha na área-fonte, permitindo discriminar a proveniência sedimentar com maior precisão.

O zircão ($ZrSiO_4$) é proeminente na geocronologia U-Pb. É um mineral pesado, ultraestável e frequentemente encontrado em rochas sedimentares. É quimicamente resistente e refratário, sobrevivendo aos processos intempéricos, de transporte e digenéticos. O zircão possui alta temperatura de fechamento, cerca de 750 °C (Spear e Parrish 1996) e cristaliza com uma elevada razão U/Pb, permitindo seu uso como um preciso geocronômetro (Dickin 1997).

A estrutura interna dos grãos de zircões reflete a história do crescimento mineral (Corfu et al. 2003) e, conseqüentemente, a história genética da fonte. O interior dos cristais pode conter núcleo herdado de estágio magmático anterior às bordas de sobrecrescimento ígneo ou metamórfico. Portanto, é recomendado o mapeamento do cristal por catodoluminescência (Corfu et al. 2003; von Eynatten e Dunkl 2012), para controle dos locais dos grãos onde as idades absolutas serão adquiridas. Atualmente, a aquisição das idades é feita via microsonda eletrônica do tipo SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) ou LA-ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry by Laser Ablation).

As datações através do SHRIMP e LA baseiam-se na extração direta de elementos da superfície da amostra, através da abrasão dos elementos por um feixe de *laser* de alta energia. Trata-se de técnicas com alta resolução espacial, que permitem datar cristais com morfologia complexa. Apesar de no SHRIMP necessitar-se de menos massa do grão (~0,1 pg por pit de ~25 µm), a principal vantagem do LA (1-2 pg e pits de 20 a 100 µm) reside no curto intervalo de tempo requerido para análise, de aproximadamente 2 min, em contraste com o SHRIMP que

varia de 15 a 17 min. Isto implica em análises mais rápidas e com custos muito menores. Assim, para estudos estatísticos de proveniência em sedimentos, rochas sedimentares e metassedimentares, que necessitam de grande quantidade de análises, o desempenho do LA é muito mais eficiente (Silva 2006).

Inferir a proveniência sedimentar por meio de espectros de geocronologia de zircões detríticos requer conhecimento da geologia da potencial área fonte, incluindo eventos magmáticos e metamórficos. Mas, é importante lembrar que, devido à durabilidade dos zircões, os espectros de idades podem permanecer inalterados (homogêneos no tempo-espaço) apesar dos sucessivos episódios de reciclagem (Garzanti et al. 2013). Cawood et al. (2012) relaciona a distribuição de idades U-Pb em zircões detríticos com os diferentes ambientes tectônicos. Segundo esses autores, bacias em margens de placa convergente tendem a possuir maior proporção de idades de zircões próximas à idade deposicional dos sedimentos. Já os sedimentos produzidos em ambientes extensionais e intracratônicos contêm uma maior proporção de zircões antigos, com espectro de idades que se assemelham ao do embasamento.

Capítulo IV

4- SEDIMENTARY PROVENANCE AT NORTHERN BAURU BASIN, CENTRAL BRAZIL: INSIGHTS FROM STRATIGRAPHY, COMPOSITIONAL FEATURE, AND U-PB GEOCHRONOLOGY

Gabriella Vago PIFFER ^{(1)*}, Tiago Amâncio NOVO ⁽¹⁾, Mirian Costa MENEGAZZO ⁽²⁾, Daniel Galvão Carnier FRAGOSO ⁽²⁾, Ana Carolina Liberal FONSECA ⁽¹⁾, Maria Isabel Pereira TEODORO ⁽¹⁾, Lúcia Maria FANTINEL ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901, Brazil.

⁽²⁾ PETROBRAS - Petróleo Brasileiro S.A., Av. Henrique Valadares, 28 – Centro, Rio de Janeiro – RJ, 20231-030, Brazil.

4.1- Introduction

The provenance of sedimentary rocks is the establishment of their relationship with the source area, i.e., evaluating which factors are related to the production of the sediments from the initial erosion to the deposition in the basin (Weltje and von Eynatten 2004). Provenance studies play an important role in paleogeographic reconstruction as a remarkable tool for testing tectonic models and monitoring crustal evolution (Haughton et al. 1991).

Our studies aim to elucidate the origin of the Marília Formation in the northeast of the Bauru Basin. The Bauru Basin is a Cretaceous intracontinental basin, which outcrops in the interior of the South American Platform, in south-central Brazil. It is filled with non-marine deposits, and the models for the subsidence mechanisms and paleodepositional environments are still under discussion. Alluvial fans deposits mark the final sedimentation stages of the basin, occurring restricted to the north and east edges and make up the Marília Formation. The occurrence of these coarse deposits is taken as evidence of tectonic reactivations at the edge of the basin (Riccomini 1997), but studies of provenance for these units are scarce.

For the deposits in the northeastern portion of the Bauru Basin, geochemical results and rare earth elements studies point to provenance of the Goiás and Paranaíba High Alkaline Provinces (Mattos and Batezelli 2014; Mattos and Batezelli 2019; Gravina et al. 2002).

However, they show that the alkaline provinces are a probable source for the Uberaba Formation, but an unlikely source for the Marília Formation.

A deeper understanding of the facies associations and stratigraphic framework of the upper units of the Bauru Basin in the studied area, linked to geochronological data of detrital zircons and compositional analyzes by the Gazzi-Dickinson counting method, provided information on the signature of the source area. With this, we seek to contribute to a better understanding of how the final filling of the basin occurred, i.e. its depositional processes, paleoenvironmental evolution, and deposition controlling factors.

4.2- Geological Context

4.2.1- Bauru Basin

The Bauru Basin developed during the Cretaceous, in the interior of the South American Platform. The basin extends over approximately 370,000 km², in southeastern and southern Brazil (Fig. 4.1A), and a small region in northeastern Paraguay (Fernandes and Coimbra 2000). It mainly overlies the basalts from the Serra Geral Formation of Paraná Basin, (Fernandes and Coimbra 1994), encompassing a succession of continental siliciclastic rocks, deposited under semi-arid to arid climate (Suguio and Barcelos 1983; Fernandes and Coimbra 2000). The Bauru Basin boundaries are mainly tectonic (Riccomini 1997); in the south and southeast it is limited by the Paranapanema Lineament (Fúlfaro 1974); the São Carlos-Leme, Ibitinga-Botucatu (Riccomini 1997) and the Mogi Guaçu River lineaments (Coimbra et al. 1981) in the east; the Alto Paranaíba High in the north and northeast (Hasui et al. 1975); and the Rondonópolis Antecline in the northwest (Coimbra 1991). Several studies hypothesized active tectonic processes during the Bauru Basin sedimentation, mainly with the reactivation of regional Neoproterozoic structures (e.g. Riccomini 1997; Fernandes 1998).

Several subsidence mechanisms were proposed for the development of the Bauru Basin, including crustal thinning in a distensive setting; thermal subsidence and regional overload related to the cooling of the underlying basaltic rocks; flexural subsidence related to intraplate stress; and flexural subsidence due to subcrustal overload. Fúlfaro and Barcelos (1993) suggest a genesis related to the Gondwana break-up during the Mesozoic. Fernandes and Coimbra (1992) and Fúlfaro and Perinotto (1996) argued that the migration of the South American Plate and its interaction with adjacent plates, during the opening of the South Atlantic Ocean, caused efforts in the interior of the continent and reactivated basement structures,

causing the formation and modification of the Bauru Basin. Some studies point to isostatic adjustment due to overload of a two-kilometer thick basaltic layer from the Serra Geral Formation (Fernandes and Coimbra 2000; Milani et al. 2007; Fernandes and Ribeiro 2015). Mariani et al. (2013) suggest a subsidence mechanism related to magma underplating from the same Serra Geral volcanism. Menegazzo et al. (2016) proposed that the Bauru Basin developed in a foreland setting, as a back-bulge basin, during the initial stages of the Andean evolution, and suggest that the accumulated sediment thickness in the basin could indicate that other subsidence mechanisms may have acted, in addition to the flexural component. Additionally, Batezelli (2017) suggest that two main tectonic events influenced the sedimentation of the Bauru Basin., the first one, related to thermal subsidence after Serra Geral volcanism at the Lower Cretaceous, and the second one occurred during the Upper Cretaceous, resulting from the uplift of the outside limit of the basin, triggered by the hypothesized movement of the Trindade Plume through the north and northeast portions of the basin.

This paper focus on the final deposition of the Bauru Basin, i.e. the Marília Formation and the upper deposits of the Adamantina Formation, at the northeast portion of the basin (Fig. 4.1B). The age of the Adamantina Formation is late Santonian-Campanian, notably taking into account the record of ostracods, titanosaurian dinosaurs, mammals, fishes and crocodylomorphs and a Maastrichtian age is indicated for the Marília Formation, considering the association of the recorded charophytes, ostracods, fishes, gastropods, theropods and sauropodomorphs dinosaurs (see discussion at Menegazzo et al. 2016).

There are divergent interpretations regarding the depositional environment of the Adamantina and Marília formations. The Adamantina Formations is usually interpreted as fluvial meandering deposits (e.g. Soares et al. 1980; Batezelli et al 2007; Paula e Silva et al. 2009). However, in the proposals in which this lithostratigraphic unit is subdivided into the Vale do Rio do Peixe, Presidente Prudente and São José do Rio Preto formations, the corresponding unit in the studied area, the Vale do Rio do Peixe Formation, is interpreted as eolian deposits (Fernandes and Coimbra 2000; Fernandes and Basilici 2009; Fernandes and Ribeiro 2015). Most authors interpret that the Marília Formation results from deposits of an alluvial environment (e.g. Soares et al. 1980; Barcelos and Suguio 1987; Fernandes 1998; Alves and Ribeiro 1999; Fernandes and Coimbra 2000; Paula e Silva et al. 2009; Fernandes and Ribeiro 2015), or distributive fluvial system (e.g. Batezelli et al. 2019; Soares et al. 2019) under conditions of semi-arid to arid climate, and also this unit have been interpreted as eolian sand sheets and ephemeral fluvial channel deposits (e.g. Dal' Bó et al. 2009; Basilici and Dal' Bó 2010).

In vicinity of the studied region, paleocurrent data indicate source areas mainly to the northeast (Batezelli et al. 2007; Batezelli 2017; Batezelli and Ladeira 2016; Batezelli et al. 2019). Analysis of rare earth elements (REEs) reflect the signature of the Goiás Alkaline Province and the Paranaíba High as source areas (Gravina et al. 2002; Mattos and Batezelli 2014). However, Gravina et al. (2002) consider that the alkaline rocks from the Paranaíba High were the possible sources of debris for the Uberaba Formation, while the Marília Formation show a composition derived mainly from basement rocks and/or basalts of the Serra Geral Formation.

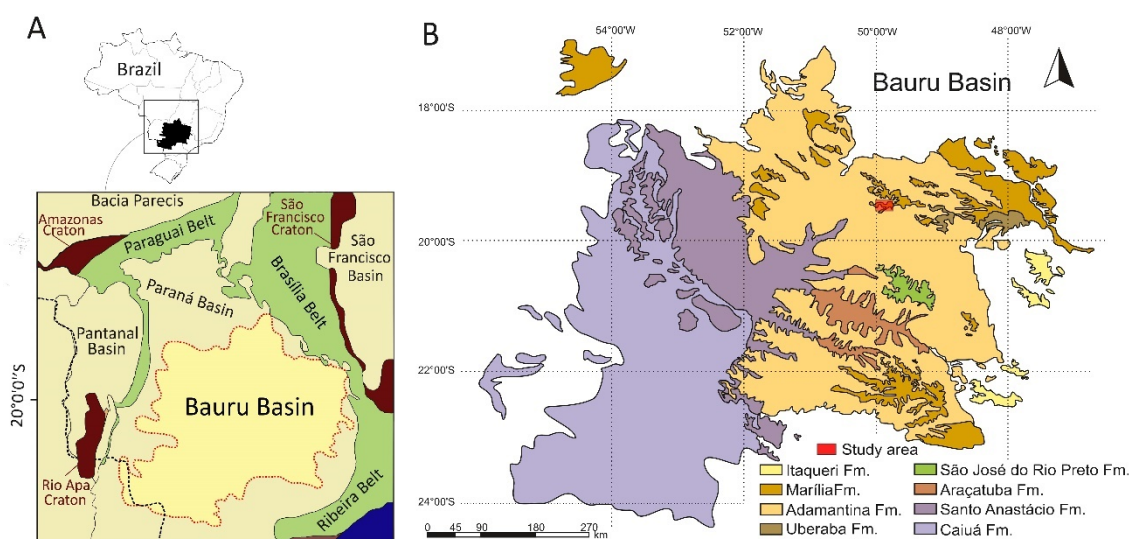


Figure 4.1 A: Location of the Bauru Basin and position in relation to nearby tectonic elements, cratons, orogenic belts, and Phanerozoic basins (Modified by Menegazzo et al., 2016). B: Simplified geological map of the Bauru Basin, (Modified by Menegazzo et al., 2016, based on Fernandes and Coimbra, 2000; and Perrotta et al., 2005).

4.3- Methods

4.3.1- Facies and Stratigraphy Analyses

Detailed faciological and stratigraphic analysis were performed in seventeen outcrops near Campina Verde (MG), considering its better-preserved characteristics, although 180 outcrops were visited in the area (Fig. 4.2). Photointerpretation helped to characterize the two-dimensional geometry of the deposits; sedimentary facies were defined by their texture, sedimentary structures, geometry, contacts, and ichnofossils and the facies associations are based on the characteristics of the lateral and vertical arrangement of the facies, following Miall (1988, 1991 and 1996) and the types of paleosols classified according to Mack et al. (1993). Vertical sections of four outcrops (points A, B, C, and D) were described in 1:40 scale, with acquired radiometric data with 30 cm spacing (Fig. 4.3), the equipment used was the RS-120

Super-SCINT - Gamma-Ray Scintillometer handheld, calibrated by standard parts and the data acquisition time was adjusted to 120s. For the stratigraphic analysis was followed the nomenclature for unconventional systems tracts, high- vs. low-amalgamation, proposed by Catuneanu (2017).

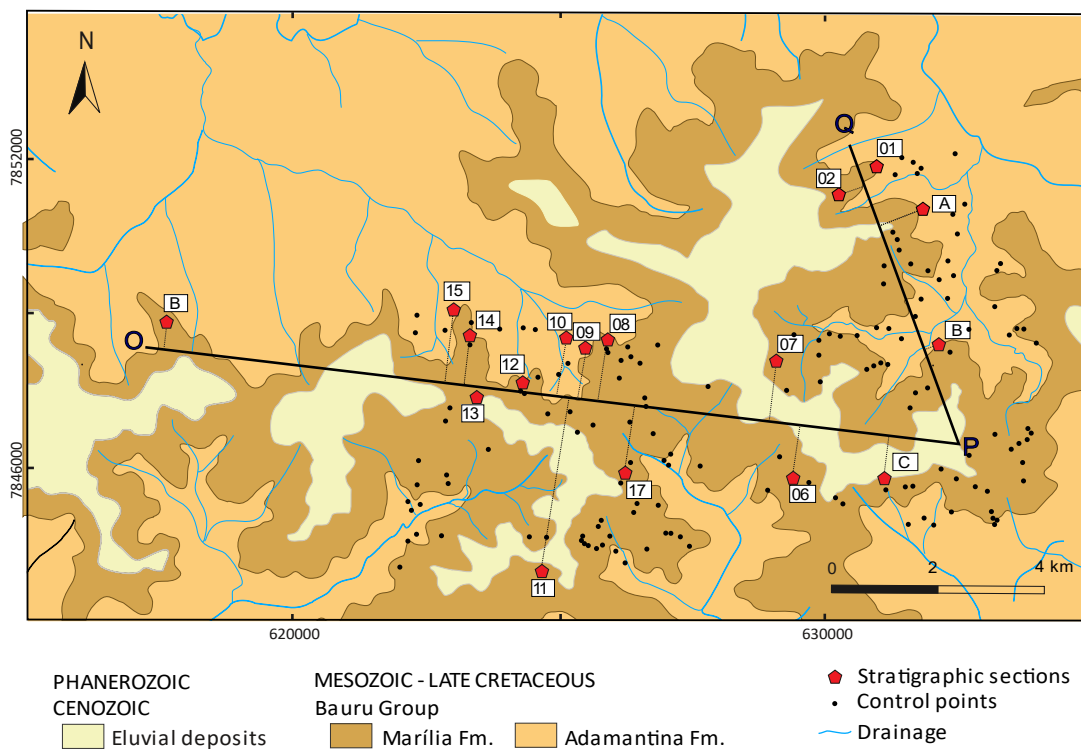


Figure 4.2: Simplified Geological Map, based on Campello et al. (2017) and Knauer et al. (2017) of the studied area and location of analyzed outcrops.

4.3.2- Compositional Analyses

Standard petrographic procedures were used for the determination of the modal composition of the channel facies of Marília Formation. The optical petrographic studies were performed on the samples PT-84-7: Section A; DG-02, DG-05 and DG-08: Section D, following the Gazzi-Dickinson point-counting method (Gazzi 1966; Dickinson 1970), in which any mineral $>0.0625\text{mm}$ is counted as an individual grain component. About 1000 points were counted on each thin section, with spacing of 0.09 mm and 1.00 mm between columns and lines of counting. The elements and their percentages of occurrence are presented in Table 3.

4.3.3- Zircon U-Pb Geochronology

U-Pb dating of seventy zircon grains were analyzed from a conglomerate sample of the Marília Formation, collected in Section 3, were performed, by the laser ablation sector

field inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-SF-ICP-MS), in the Isotopic Geochemistry Laboratory in the Federal University of Ouro Preto (UFOP), Brazil. The sample was crushed and undergo through a disk mill. The obtained material was then concentrated using a pan, dried between 50 and 70 degrees Celsius and its magnetic fraction was separated using a neodymium magnet. The non-magnetic fraction of the concentrated material was separated in portions with density superior and inferior to 3,31 using a decantation funnel and diiodomethane. The denser material passed through a Frantz magnetic separator machine for the segregation in diamagnetic and paramagnetic portions. Diamagnetic material was mounted in acrylic resin and polished using alumina powder. Cathodoluminescence (CL) images were obtained in a Scanning Electron Microscope (SEM) JEOL 6510. U-Pb analysis were obtained using an Element 2 Thermo Finnigan coupled with a Photon-Machines 193 nm laser system. Data were acquired using peak jumping mode with background measurement for 20 seconds, zircon ablation for 20 seconds and 30 micrometers spot size. GJ-1 (Jackson et al. 2004) and 91.500 (Wiedenbeck et al., 1995) standard zircons were used in LAMC-ICP-MS analytical routines. GLITTER Software was used for data reduction. The common lead correction was applied using Ms Excel spreadsheet program (Gerdes and Zeh 2006) based on Stacey and Kramers (1975) Pb composition model. Isoplot (Ludwig 2001) was used and the errors were presented in 2 sigma. The results table was built according to Horstwood et al. (2016). The U-Pb data is available in the Supplementary File I.

4.4- Results

4.4.1- Facies and Facies Association

Eleven facies were defined, characterizing the upper portion of the Adamantina Formation and Marília Formation (Table 1, Figs. 4.3, 4.4 and 4.5). The facies stacking pattern of facies and their contacts allowed the interpretation of channel and overbank facies associations, considering the difference in the genesis of deposits and the characteristics of the sedimentary processes involved (Tables 1 and 2, Fig. 4.3). The Channel Facies Association is constituted of gravitational flows deposits (DFG), bedforms and gravel bars (FLBC), and bedforms and sandy bars (FLBA). Crevasse spreading (EC) and flood plains (PI) are attributed to the Overbank Facies Association. In addition, pedogenetic processes were interpreted as responsible for the obliteration of most of the original sedimentary characteristics of the Marília Formation, sometimes presenting thick calcisol complexes (Figs. 4.6 and 4.7).

Code	Lithology	Structures	Geometry and dimensions	Contacts	Ichnofossils	Interpretation
Gmg	Matrix-supported lithic conglomerate (Fig. 4A and 4B). Granules and pebbles comprise 30-40% of the rock, with low sphericity, rounded to sub-rounded. The sandy matrix is submaturated, with predominance of very coarse sand, spherical and subangular to angular grains. Composition: aphanitic and porphyritic volcanic rock fragments and sedimentary rocks (silexites, silicified limestone, siltstones, calcretes, and sandstones) as well as quartz fragments.	Inverse grading (Fig. 4C).	Lenticular geometry concaves up at the base, with 10-30 cm thickness and decametric lateral extension.	Bottom: abrupt with Fm, Sm, and P. Upper: gradational with Sm and abrupt with P.	Absent	Channeled deposits of debris, pseudoplastic or viscous flows. Low internal cohesion that allows sedimentation with inverse gradation.
Gpt	Polylitic conglomerate supported by submature sandy matrix to conglomeratic sandstone. Granules and pebbles show low sphericity, are rounded, and mainly concentrated at the base of the strata. Composition: silexite, silicified limestone, chalcedony, quartz, volcanic rocks, calcrete and siltstones.	Wedge-shaped cross-stratification with imbrication pebbles at the base of the foresets (Fig. 4D).	Lenticular geometry, 15 to 60 cm thickness and 0.5 to 5.0 m lateral extension.	Bottom: erosive with P and St. Upper: gradational with St and Sm.	Absent	Small channel filling deposits. Tractive currents in a lower flow regime, marked by the concentration of cuttings in longitudinal bar deposits.
Gmt	Monolithic conglomerate auto-supported with a submature sandy matrix (Fig. 4E and 4F). Granules and pebbles with low sphericity, composed of mudstone intraclasts.	Incipient wedge-shaped cross-stratification.	Lenticular geometry with 4 to 70 cm thickness and 0.5 to 5.0 m lateral extension.	Bottom: defined and erosive with P and St. Upper: gradational with St and Sm and abrupt with P.	Absent	Channel deposits, with reworking of muddy deposits by tractive currents in a lower flow regime, marked by the gravel concentration at the base of the lateral or longitudinal bar foresets.
St	Medium to coarse sandstone, with spherical, sub-angular to sub-rounded grains. Silt/clayey matrix may occur. Gravel and pebbles of mudstone and silexite may be present.	Wedge-shaped or tabular cross stratification (Fig. 5A and 5B).	Lenticular geometry and rarely tabular, with 0.1 to 5.0 m thickness and 2.0 to 40.0 m. lateral extension.	Bottom: erosive with Fsm, Fl, Fm, P, and gradational with Gt. Upper: gradational with P and Sr, abrupt and erosive with Gt, Gm, and abrupt with P, Fl, Fsm and Fm.	Tubular burrows without lining and active meniscate filling with 0.5 to 1.0 cm diameters and 3.0 to 25.0 cm length. (<i>Taenidium barretti</i>)	Underwater dunes migration with sinuous or linguoid ridges, formed by tractive flows under conditions of lower flow regime. Occurrences of <i>Taenidium</i> point to subaerial exposition (Buatois and Mángano, 2011).

Continuation...

Code	Lithology	Structures	Geometry and dimensions	Contacts	Ichnofossils	Interpretation
Sp	Fine to medium sandstone with sub-angular and sub-rounded grains.	Parallel planar stratification (Fig 5C).	Tabular geometry, with 3.5 m thickness and decametric lateral extension.	Not observed	Absent	Underwater 2D dunes migration lower regime flow.
Sr	Very fine to medium sandstone, with sub-angular and high sphericity grains. There are intercalations of fines deposits, and at the base of the strata may occur mudstone intraclasts (gravel to cobbles).	Asymmetrical ripple marks and climbing ripples. (Fig. 5D)	Tabular geometry, 0.2 to 0.8 m thickness and decametric lateral extension.	Bottom: erosive with Fl, Fm, and P. Upper: abrupt with Fl and Fm.	Tubular vertical burrows, up to 0.8 cm in diameter, filled with silty-clay material with calcitic cement (<i>Skolithos</i>). <i>Taenidium</i> are also common.	Lower flow regime that alternate with decanting processes of fine suspended sediments. Occurrences of <i>Taenidium</i> indicate at least temporary subaerial exposition.
Sm	Fine to very coarse, normal-graded sandstone with concentration of intraclasts of mudstone at the base of the strata.	Massive (Fig 5E)	Lenticular geometry, with 20 to 50 cm thickness and lateral extension up to 1.7 m.	Bottom: erosive with P and Sp or gradational with Gt. Upper: abrupt with P, erosive with Gt and Gmg.	Biogenic structures are present sparsely, with varied orientations, cylindrical shape, 5 to 6 mm in diameter, and are filled by fine sand.	Massive appearance suggests deposition by hyperconcentrated mass flows generated by floods, fluidizations, or intense bioturbation.
Fl	Fine sandstone, siltstone and mudstone.	Very small parallel planar (Fig.5F) or wedge cross lamination and climbing ripple.	Tabular geometry, with 5.0 cm to 1.5 m thickness and decametric lateral extension.	Bottom: abrupt with Sr. Upper: erosive with St and Sr.	Straight burrows, with active meniscated filling, diameter of 0.5 cm and reddish halos (? <i>Taenidium</i>).	Abandoned channels and overflow deposits. Alternation of deposition of suspended loads and lower flow regime.
Fsm	Siltstone and mudstone.	Massive	Tabular geometry, with 0.30 to 1.60 m thickness and decametric lateral extension.	Bottom: abrupt contact plain with St. Upper: Defined erosive with St.	Discrete cylindrical burrows millimeter thickness.	Suspended load in abandoned channels or in marshy areas and floodplains.
Fm	Mudstone.	Massive. May show mudcracks.	Tabular geometry, with 10 cm to 50 cm thickness. Decametric lateral extension.	Bottom: abrupt with P and Sr. Upper: erosive with St, Sr, and Gmg	Not observed	Deposits of suspended load in floodplains, with mudcracks indicating episodes of subaerial exposition.

Continuation...

Code	Lithology	Structures	Geometry and dimensions	Contacts	Ichnofossils	Interpretation	
P	Pa	Calcic argillisol. They consist of clay, silt, very fine to very coarse sand, with dispersed granules and pebbles of sedimentary rocks and grains of quartz. Show micritic cementation.	Massive with pedogenetic features, such as root traces and eluvial clay forming coats around the grains.	Tabular geometry, with 0.4 to 2.0 m thickness and decametric lateral extension	Bottom: abrupt with Gpt, Gmg, Sm, St, Fl. Upper: abrupt with St, Sr Fm, and erosive with Gpt, Gcm, St, Sm.	Cylindrical burrows, 0.5 to 1.0 cm in diameter, with different orientation and active meniscated filling (<i>Taenidium</i>), associated to root traces, with an increase in the amount of bioturbation to the topo of the strata. The root traces may show a white nucleus of sediment texturally like the host rock surrounded by reddish halos or be filled with spatic calcite (Figs. 6A - 6C). They are vertical, tapering downward, with diameters ranging from 25.0 to 0.5 cm and length up to 1 m.	Soil formed during periods of stability in sedimentation, enabling the development of vegetation and clay elluviation. The reddish rizohalos indicate well-drained conditions, with changes in redox conditions in response to fluctuations in saturation (Kraus and Hasiotis, 2006).
	Pc	Calcisol. They consist of silt, very fine to very coarse sand, with dispersed granules and pebbles of sedimentary rocks and grains of quartz. Calcium carbonate cementation, mainly spastic calcite.	Intense carbonate cementation, especially around root traces, with calcretes hard crust, nodular, laminar, breccia and honeycomb features (Fig. 7).	Tabular geometry, with 0.5 to 2.0 m thickness and decametric lateral extension	Bottom: abrupt with Gpt, Sm and transitional to Pa. Upper: abrupt with St, Sr, Fm, and defined erosive with Gpt, Gcm, St, Sm.	Long, vertical root traces with tapering down and presenting horizontal ramifications, diameters of 3 to 25 cm and length up to 2.0 m (Fig. 6D). Carbonate cement occurs filling and irregularly surrounding the tubular structures.	Soil with carbonic chemical precipitation and vegetation development during pauses in deposition and erosion. The deep and penetrative carbonate rhizoconcretions are indicative of well-drained paleosols, with significantly low water table (Cohen, 1982; Kraus and Hasiotis, 2006).

Table 1: Facies characterizations and interpretations.

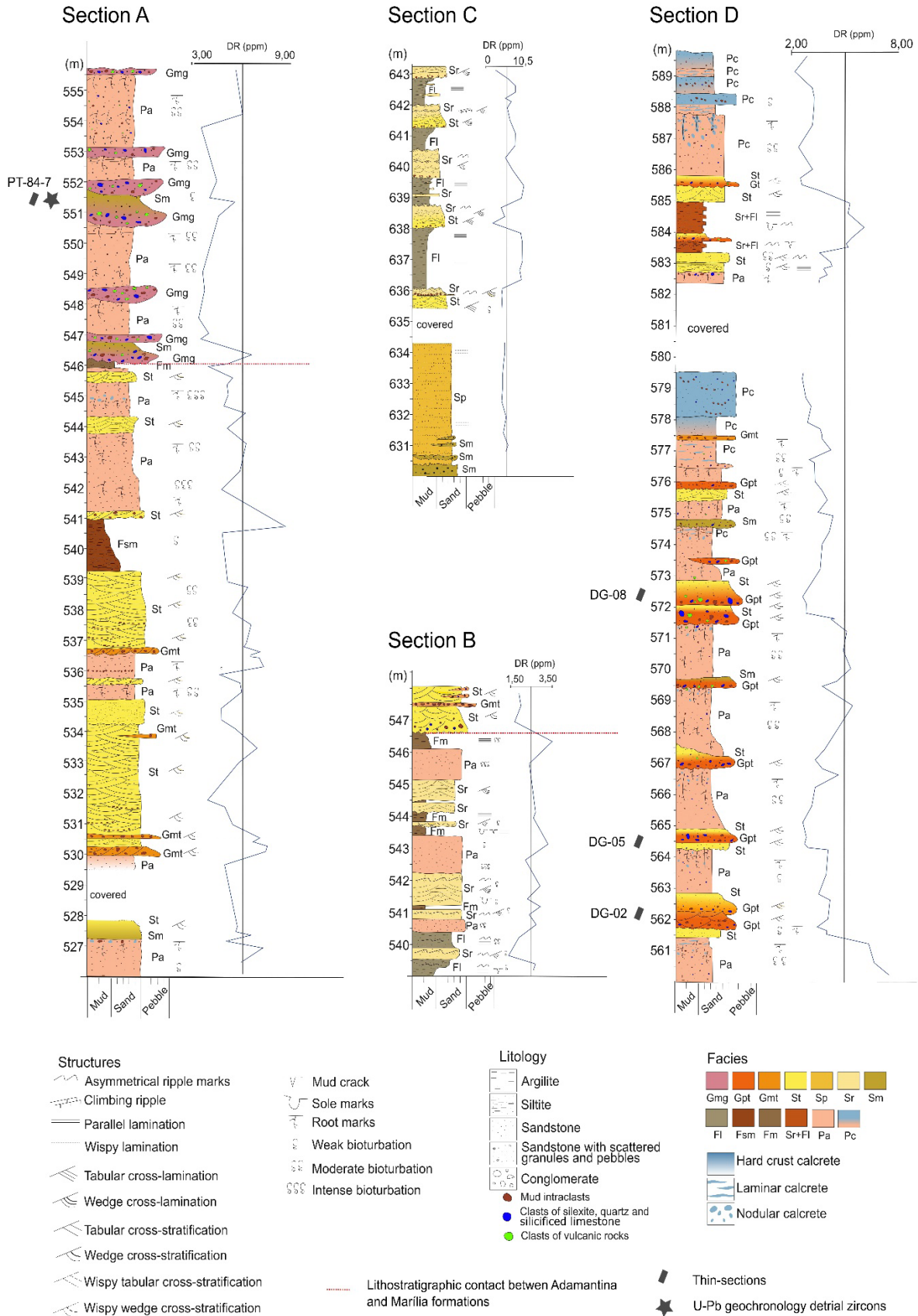


Figure 4.3: Stratigraphic sections showing the vertical arrangement of lithofacies and facies associations of the upper portion of the Adamantina Formation and the Marilia Formation, and their respective radiometric profiles (See location in Fig. 4.2).

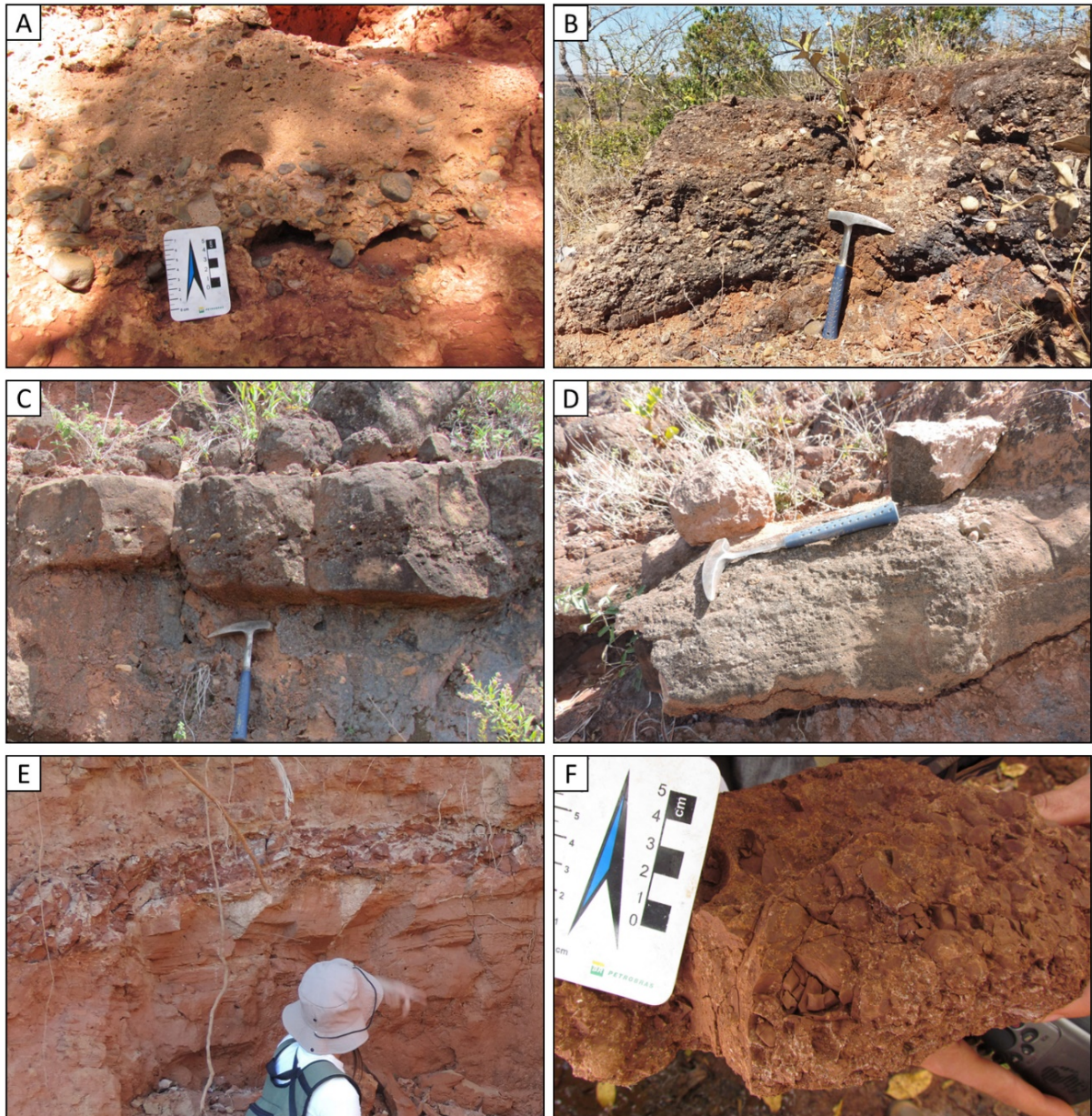


Figure 4.4: Conglomeratic Facies. A - B: Conglomerate with inverse gradation (Gmg); C: Conglomerate with inverse gradation (Gmg) and transitional contact with Sm ; D: Matrix-supported conglomerate with wedge-shaped cross-stratification (Gt); E: Lens of monomictic conglomerate with intraclasts of mudstones (Gmt) interspersed with facies St. F: Sample of monolithic conglomerate of mudstone intraclasts (Gmt).

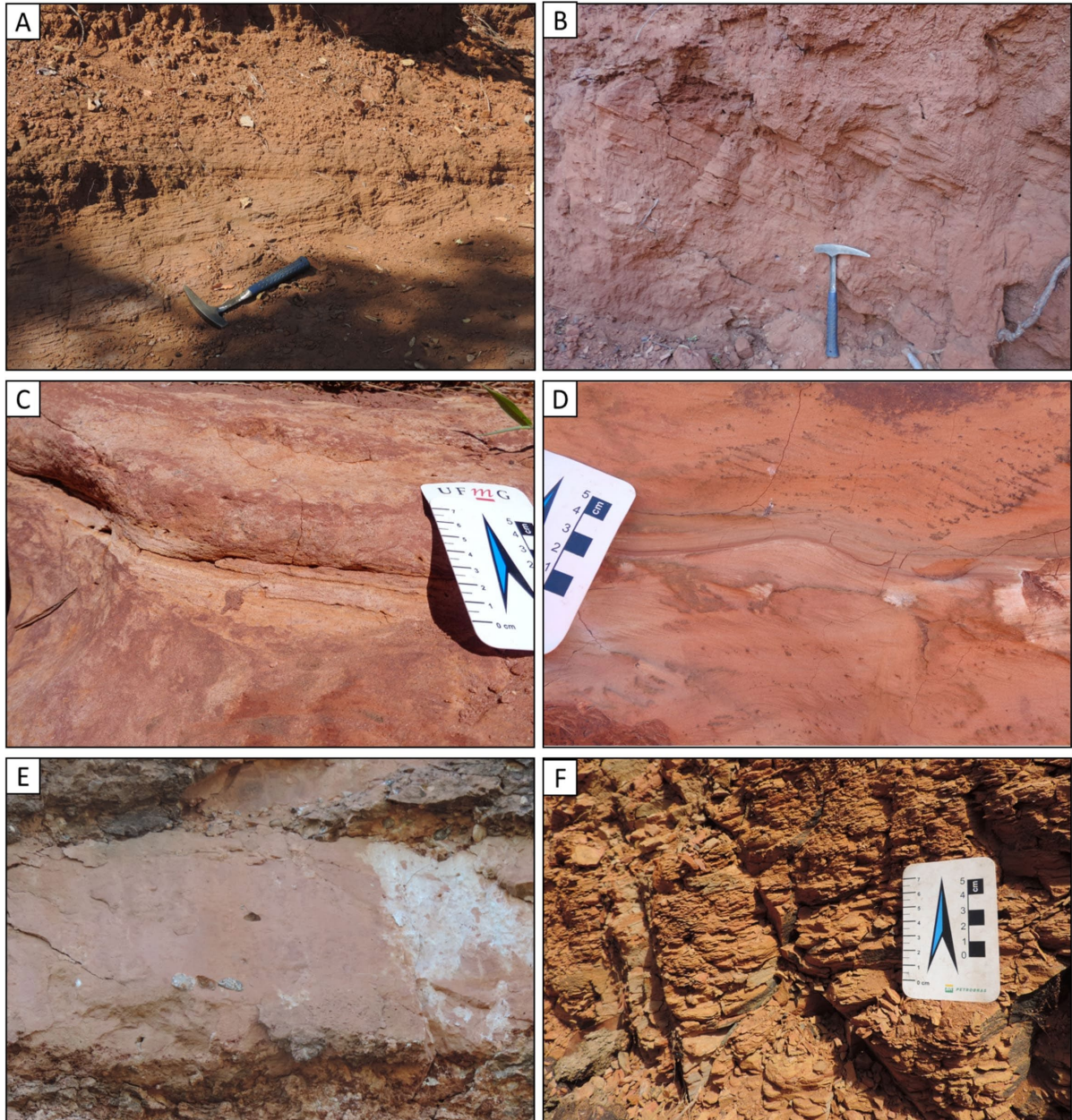


Figure 4.5: Sandstone and fines facies. *A:* Medium sandstone with wedge-shaped cross-stratification (*St*); *B:* Trough-cross stratified sandstone (*St*); *C:* Low angle cross-stratified sandstones (*Sp*). *D:* Fine sandstone with ripples (*Sr*), and intercalated with mudstones *E:* Medium sandstone with normal gradation and concentration of granules and pebbles at the base of the strata (*Sm*); *F:* Mudstones with parallel lamination (*Fl*).

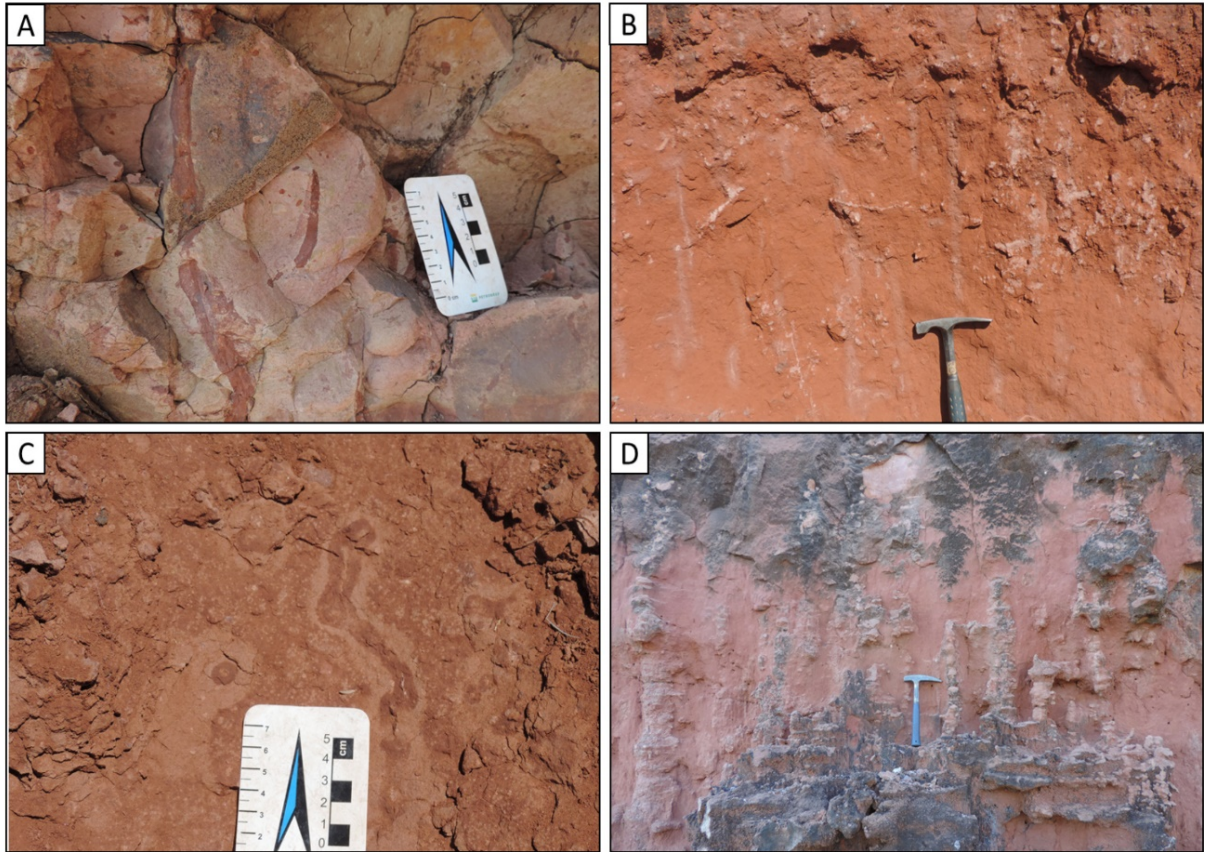


Figure 4.6: Calcic argillisols (Pa) A-B: Root traces with white nucleus of sediment texturally like the host rock (A) or filled by calcium carbonate (B) and presenting reddish halos. C- D: Long, vertical root traces tapering downward, with carbonate cement surrounding and irregularly filling the structures.

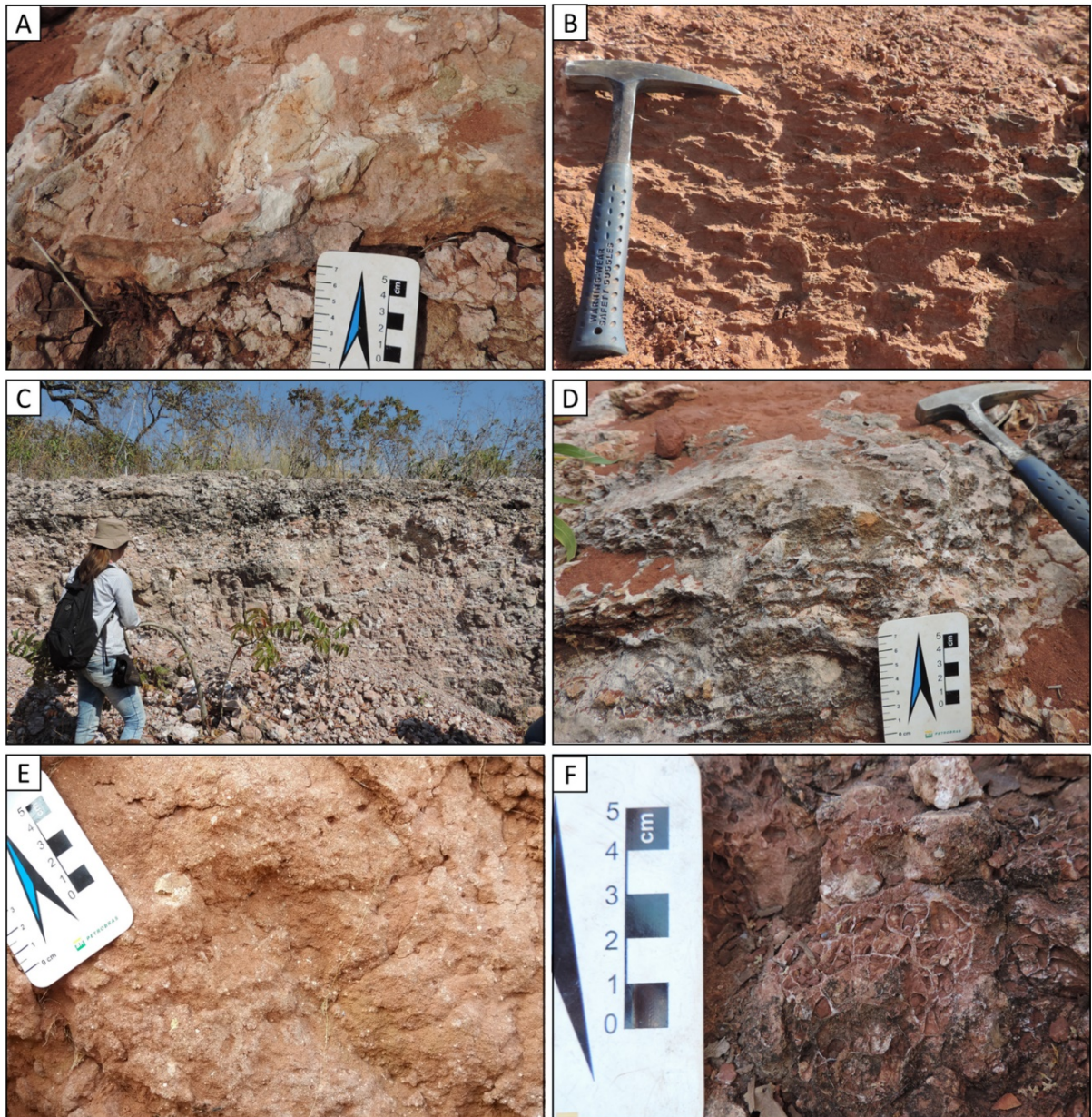


Figure 4.7: Calcretes. A: Nodular calcrete; B: Laminar calcrete; C: Hard crust; D: Hard crust with intense carbonate cementation; E: Mottled calcrete; F: Honeycomb calcrete.

Channel facies association

Gravitational flows (SG)

The SGs are restricted to the basal portions of the Marília Formation (Fig. 4.8) composed by facies Gmg and Sm (Table 1) in lenticular bodies, sheets, or forming amalgamated complexes. Thickness around 0.5 m and metric lateral extension (Fig. 4.9A). The clasts are predominantly composed of basic volcanic rocks, silicites, calcretes and mudrocks. They occur interspersed with paleosols. These deposits result of the amalgamation of successive episodes of channeled and ephemeral debris flows. The stacking pattern of the area show that the most

basal SG deposits resulted of flows that excavated floodplain deposits (Adamantina Fm.), whereas subsequent SG deposits register incisions on paleosols (Fig. 4.8).

Gravel bedforms and bars – GB

The GB association occurs at the base and intermediate portion of the Marília Formation (Fig. 4.8), being composed by Gpt, St, and Sm facies, with lenticular geometries, sheets or amalgamated complexes interspersed with paleosols. Thickness about 0.5 meters and metric lateral extension (Fig. 4.10).

These deposits represent channeled high energy tract flows, with migration longitudinal gravelly bars, eroding the paleosols deposits.

Sandy bedforms – SB

The SB association is recorded mainly in the upper part of the Adamantina and Marília formations (Fig. 4.8). Composed of Gmt, St, Sp, and Sm (Fig. 4.9B), and occurring in lenticular and tabular strata with 0.5 m to 5.0 m thickness. Vertically and laterally, this facies association is interspersed with overbank facies associations (CS and FF), and paleosols.

These deposits result of underwater dunes and sand bars migration, eventually with periods of non-deposition and short exposition, marked by the bioturbation of insects (Taenidium) at the top of the St and Sm facies (Table 1).

Overbank facies association

Crevasse splay (CS)

The CS association is mainly present in the Adamantina Formation and at the top of the Marília Formation (Fig. 4.8). It is characterized by St, Sr, Fm, and Fl, in tabular to lenticular geometries (Fig. 4.11), up to 1.0 meter thick and lateral extensions greater than 30.0 meters.

These deposits represent channeled to non-confined flows, with the generation of sandy lobes over floodplain deposits. Moments of exposition are marked by the occurrence of Taenidium and root traces.

Floodplain (FF)

Similarly, to CS and SB facies association, the FF is predominant at the upper parts of the Adamantina and Marília formations (Fig. 4.8). It is characterized by Fm, Fsm, and Fl facies,

with tabular geometry, and thicknesses from decimeters up to 2.0 meters. Often the FF facies association occurs interspersed with the CS deposits (Fig. 4.11).

Interpreted as settling of fine sediments in lacustrine or swampy areas during periods of flooding.

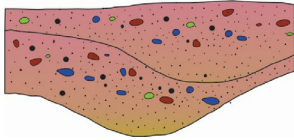
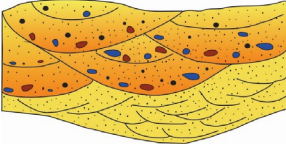
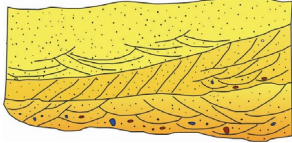
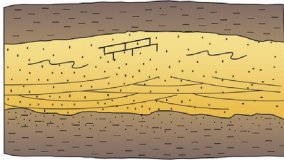
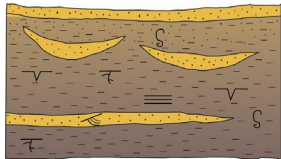
Facies Association	Code	Sketch	Geometry and dimensions	Facies	Interpretation
Gravitational flows	SG		Lenticular bodies, sheet-like deposits or amalgamated complexes. Thickness of 0.5m and metric lateral extension.	Gmg, Sm	Amalgamation of successive episodes of debris flows.
Gravel bedforms and bars	GB		Lenticular bodies, sheet-like deposits, or amalgamated complexes. Thickness of 0.5m and metric lateral extension.	Gpt, St, Sm	Channeled flows with migration of longitudinal gravel bars.
Sandy bedforms	SB		Tabular or lenticular geometries. Thickness of 0.5 m to 5.0 m.	Gmt, St, Sp, Sm	Migration of longitudinal sandy bars.
Crevasse splay	CS		Tabular or lenticular geometries. Up to 1.0 meters thick with lateral extensions up to 30.0 m.	St, Sr, Fm, Fl	Overbank deposits
Floodplain	FF		Tabular bodies, with thicknesses ranging from decimeters to 2.0 m.	Fm, Fsm, Fl	Overbank deposits.

Table 2: Summary of the characteristics of the recognized facies association.

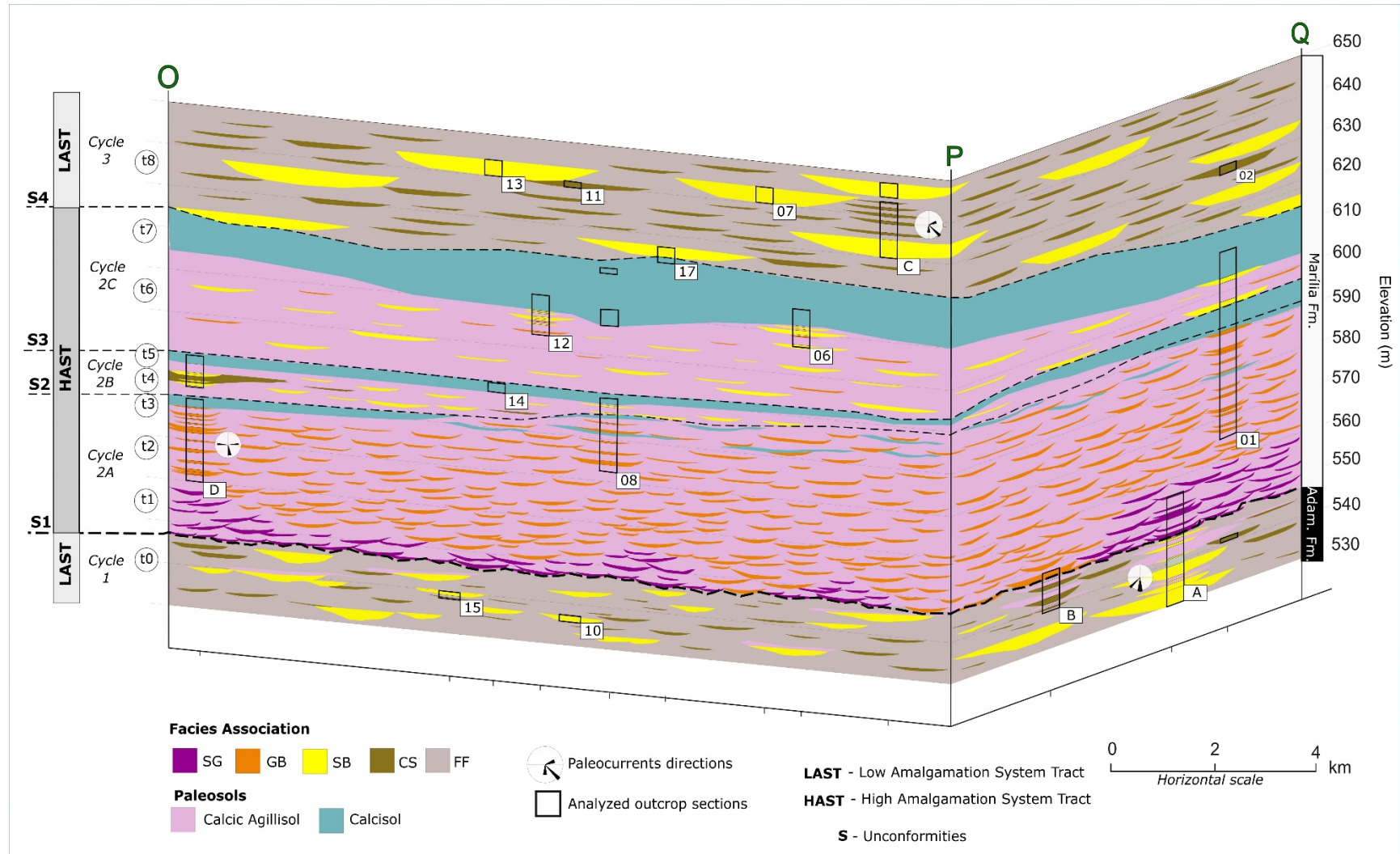


Figure 4.8: Schematic 3D representation of the facies association distribution of the Adamantina and Marília formations, based on the described vertical sections (numbered), along the OPQ profile (see position in Fig. 4.2). SG: Gravitational lows; GB: Gravel bedforms and bars; SB: Sandy bedforms; CS: Crevasse splay; FF: Floodplain.

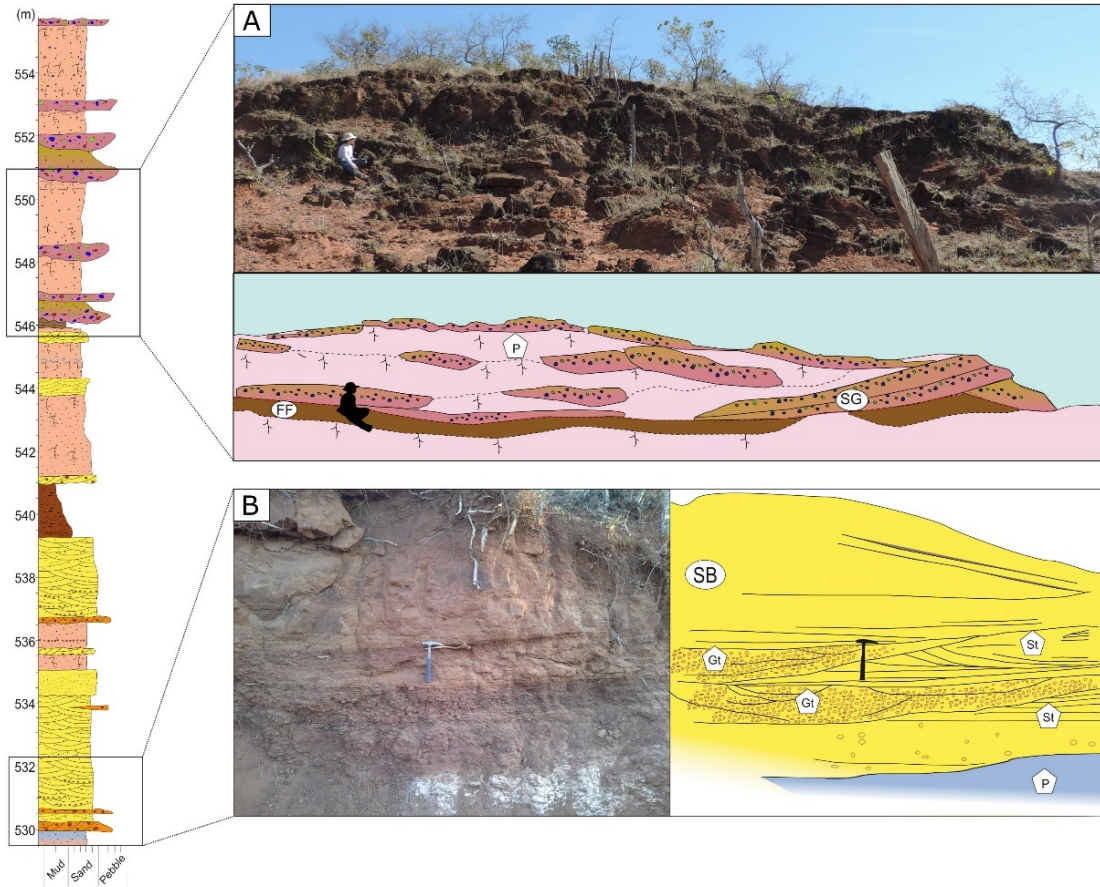


Figure 4.9: Stratigraphic Section A. A: Facies Association SG and paleosols, with erosive contact with the FF facies associations B: Facies Association SB, composed by the St and Gt facies.

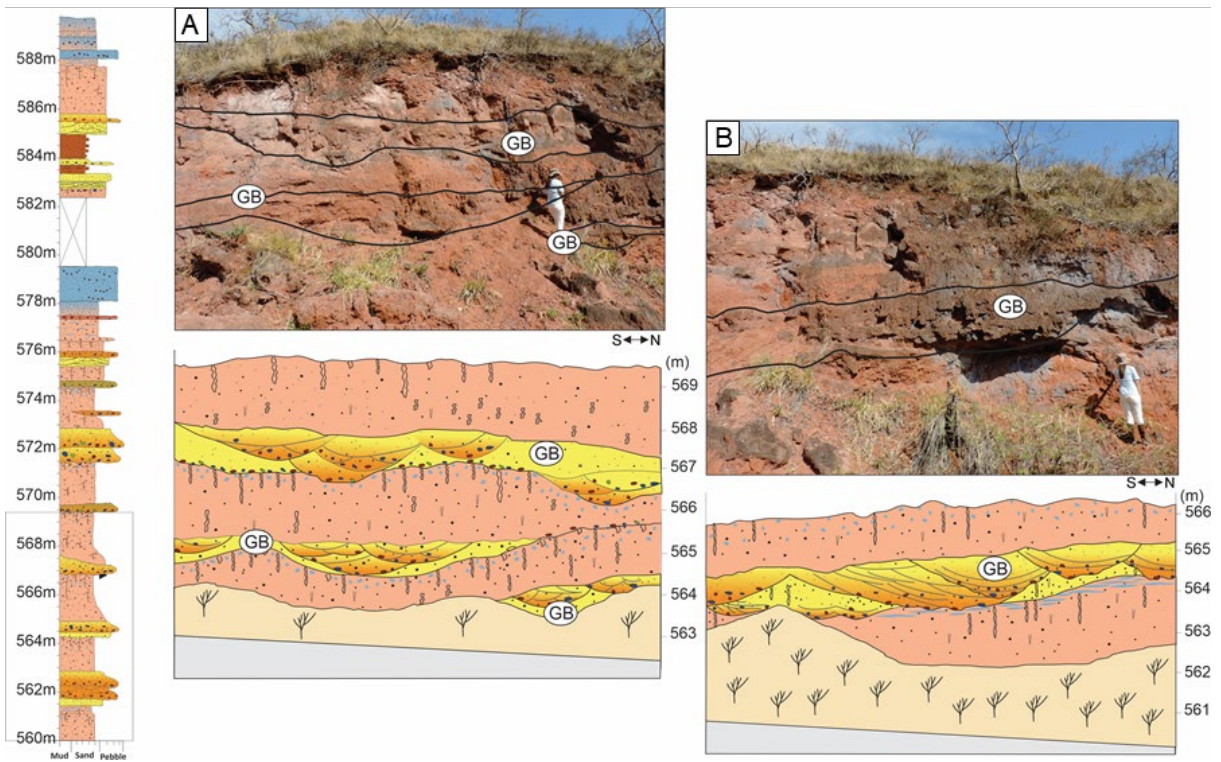


Figure 4.10: Stratigraphic Section D with representation of the Facies Association GB interspersed with paleosols.

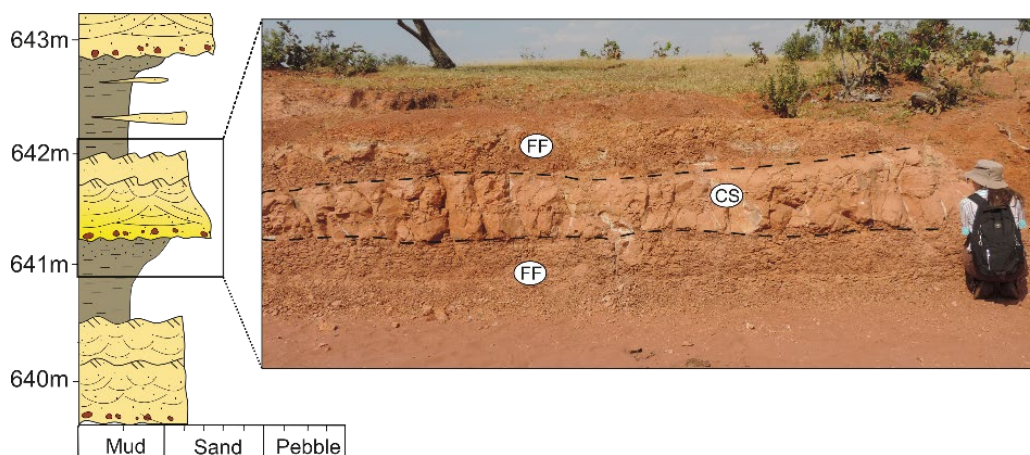


Figure 4.11: Stratigraphic Section C, with details of the facies associations CS and FF.

4.4.2- Depositional System and Stratigraphic Framework

Paleoenvironmental Reconstruction

At the base, the analyzed interval of the Bauru Basin is dominated by sandy bars deposits (facies association SB) with thick floodplain deposits (facies associations CS and FF), eventually displaying pedogenic features, such as root and insect trace fossils (Tables 1 and 2). This interval corresponds to the upper part of the Adamantina Formation, and it is interpreted as a meandering fluvial system (Figs. 4.8, 4.9 and 4.12- t0), in agreement with previous authors (e.g. Soares et al. 1980; Batezelli et al 2007; Paula e Silva et al. 2009).

The intermediate interval is composed by debris flows, fluvial gravel bars and sheet-flow deposits (facies associations GF and GB) (Fig. 4.12- t1 and t2), with a fining-upward trend and occurrence of the facies associations CS and SB to the top (Fig. 4.12- t4 and t6). Calcic Argillisols and Calcisols are prominent (Figs. 4.8, 4.9, 4.10). These deposits correspond to the lower part of the Marília Formation, and they are interpreted as alluvial fan depositional system, in agreement with preceding interpretations (e.g. Soares et al. 1980; Barcelos and Suguio 1987; Fernandes 1998; Alves and Ribeiro 1999; Fernandes and Coimbra 2000; Paula e Silva et al. 2009; Fernandes and Ribeiro 2015).

Pedogenetic processes and carbonate cementation occur in moments of low sedimentation rates or non-deposition (Bachman and Machette 1977; Wright 1992; Hanneman et al. 1994). The observed Calcisols can be correlated from section to section, with traceability through kilometers (Fig. 4.8), characterizing subaerial unconformities. These stratigraphic

surfaces, with stabilized conditions and subaerial exposition, are more prominent at the intermediate portion of the Marília Formation (Fig. 4.12 – t3, t5 and t7).

The data measured in the Gravel bedforms and bars (GB) channels indicate flow directions for SE, E and W. According to Batezelli et al. (2007) and Batezelli et al. (2019) the paleocurrent directions indicate that the main directions flows are mainly to SW in the eastern portion of the study area, and to SE and NE in the western part. In this way, the flow direction shows that high structures, as well as the source rocks, were located between the northeast and northwest quadrants of the basin.

At the top, the analyzed interval shows an energy decrease of the processes, with dominance of sandy bars deposits (SB) and overbank facies (FF and CS) (Fig. 4.12 – t8), without the prominent paleosol observed in the intermediate portion. Similar hydraulic variation in the Marília Formation deposits were mentioned by Menegazzo (2016), Soares et al. (2018) and Batezelli et al (2019).

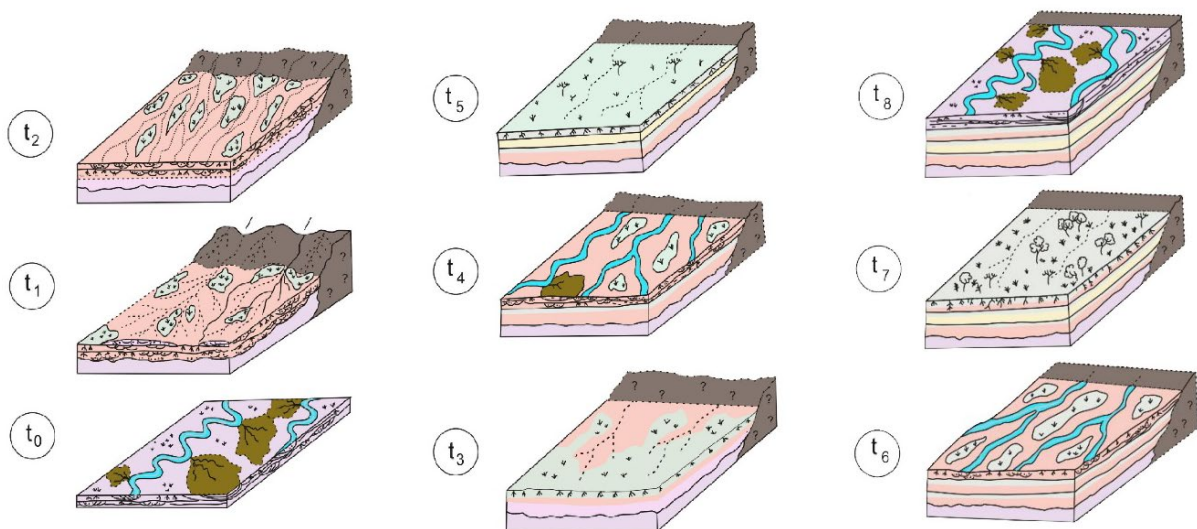


Figure 4.12: Conceptual Depositional Model of the upper deposits of the Bauru Basin and its evolution through time. t0: fluvial meandering depositional environment; t1 and t2: dominance of gravitational processes, with upward increase of tractive processes; t3: moments of calcic horizons development (Calcic Argillisol); t4 and t6: lower energetic processes, with dominance of sandy bars and crevasse splay deposits, intercalated with moments of paleosol development (Calcic paleosols and pedocomplexes), represented in t5 and t7; t8: fluvial meandering depositional environment. See Fig. 4.8 for vertical position of t0 to t8.

Depositional trends and stratigraphic surfaces

Stratigraphic cycles of different magnitudes and four stratigraphic surfaces were recognized in the analyzed deposits whose developed occurred in an upstream-controlled setting (Fig. 4.8).

The first cycle is characterized by a floodplain-dominated succession, with isolated channel deposits, common overbank deposits and pedogenic features (facies associations SB, CS and FF), that constitute the upper part of the Adamantina Formation (Figs. 4.8 and 4.9B). The lower boundary of this cycle was not observed in the studied area and its upper boundary is the subaerial unconformity S1. This erosive stratigraphic surface delimitates the fluvial meandering deposits of the Adamantina Formation from the alluvial fan deposits of the Marília Formation. The low degree of channel amalgamation (see Section A in Fig. 4.3), the high frequency of overbank deposits (see Section B in Fig. 4.3) and the low rate of floodplain aggradation, indicated by pedogenic features such as insect bioturbation and root traces (see Sections A and B in Fig. 4.3), allow the interpretation of this cycle as a Low-amalgamation System Tract (LAST), following the definition of Catuneanu (2019).

The second cycle starts with amalgamated coarse debris flows deposits (facies association SG) interspersed with Calcic Argillisols (see Section A in Fig. 4.3) with an upward decrease of the size of the clasts and the rate of amalgamation, with a predominance of gravel and sand-bedforms deposits (facies associations GB and SB), also interspersed with Calcic Argillisols and prominent Calcic paleosols (see Section D in Fig. 4.3). The absence of FF facies association, the high energy of the deposits and the presence of unconfined deposits points to a High-amalgamation System Tract (HAST) (Catuneanu 2019).

The upper boundary of the second cycle (stratigraphic surface S4) is highlighted by a thick interval of Calcic paleosol traceable throughout the studied area (see sections 12, 17, 6 and 1 in Fig. 4.8 and Fig. 4.13). Indeed, the field observations do not allowed a precise characterization of this interval as an isolated and very thick calcic profile or the presence of two or more calcic paleosols separated by C horizons materials (Fig. 4.3), that would characterize a calcic pedocomplex (Hanneman et al 2006). However, in the middle of the cycle 2, a calcic pedocomplex is distinguished by two calcic paleosols separated by non pedogenized material at the west area (see section D in Fig. 4.3 and sections D, 14 and 8 in Fig. 4.8), having a more amalgamated character to the northeast of the area (see section 1 in Fig. 4.8). These two calcic paleosols characterize the stratigraphic surfaces S2 and S3 (Fig. 4.7C) and indicate periods with sedimentation rate lower than pedogenesis rate (Morrison 1967; Kraus 1999; Alonso-Zarza 2003; Hanneman and Wideman 2010), delimitating cycles of different hierarchical orders (cycles 2A, 2B and 2C) into the second cycle (Fig. 4.8).

Similarly to the first cycle, the third one is characterized by a floodplain-dominated succession, with isolated channel deposits, common overbank deposits but rare pedogenic features (facies associations SB, CS and FF), constituting the upper part of the Marília

Formation (see Section C in Fig. 4.3) and identified as a Low-Amalgamation System Tract (LAST). This is the top of the preserved Bauru Basin deposits and the upper boundary of this cycle is not recorded in the studied area.

Considering Bauru Basin filling as a 1st-order sequence, the stratigraphic surface S1 may represent a 2nd-order systems tract boundary. This stratigraphic unconformity has been discussed in many works, such as Dias-Brito et al. (2001), Paula e Silva et al. (2009) and Menegazzo et al. (2016), separating the Adamantina and Marília formations, with the entire Marília Formation representing a second-order depositional sequence. Therefore, the stratigraphic surface S4 may represents a 3rd-order subaerial unconformity, separating the HAST and LAST into the Marília Formation, while the surfaces S2 and S3 may correspond to 4th-order system tract boundaries, separating cycles of minor magnitudes. Additional studies considering the traceability of these surfaces in other areas of the basin and its complete stratigraphy will contribute to elucidate the hierarchy of these cycles.

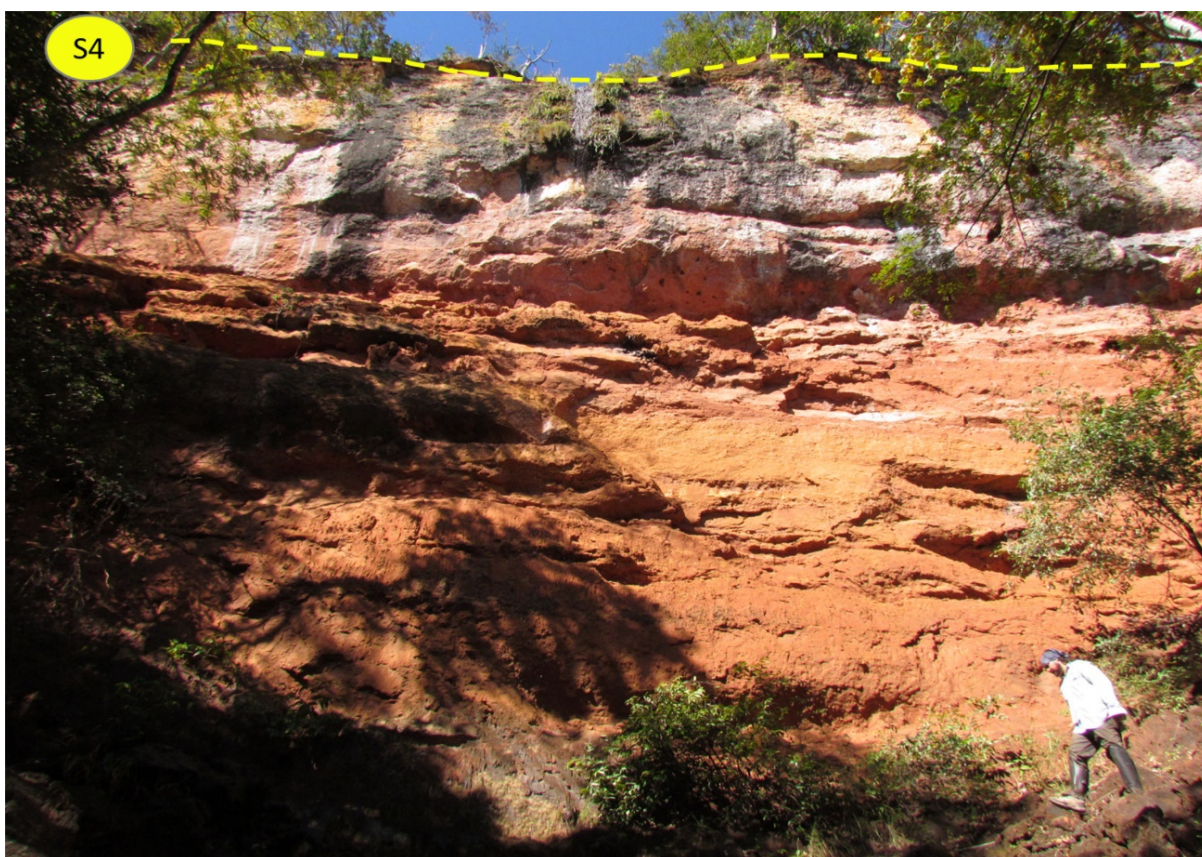


Figure 4.13: Stratigraphic Surface S4 at the top of the High-amalgamation system tract, with a prominent Calcic paleosol.

4.4.3- Signature of the source rock in the sediments

The provenance study is based primarily on petrographic compositional analyses and U-Pb dating of detrital zircons of samples from channel deposits of the High-amalgamation system tract of the Marília Formation (See positions in sections A and D in Fig. 4.3).

Petrographic compositional analysis

The bulk rock petrographic compositional data (Table 3) allow the categorization of the samples as lithic to feldspar-lithic sandstones, according to the classification of Folk (1968). The framework of the rocks is made up of quartz, lithic fragments, feldspars, accessory, and opaque minerals. Quartz is the predominant constituent (41 to 47% of the rock), in the monocrystalline form they can show undulate extinction, some are fractured and inclusions of rutile are frequently observed; quartz also occurs in the polycrystalline form and as chalcedony. Feldspars represent about 4 to 8% of the rock, mainly orthoclase, and microcline and plagioclase. The lithic fragments make up 17 to 29% of the rock and are classified as fragments of mafic volcanic rocks (6 to 12%) and fragments of sedimentary/metasedimentary rocks (7 to 17%). The fragments of volcanic rocks have aphanitic textures with clinopyroxene phenocrystals (Fig. 4.14A) and very fine phaneritic textures with sanidines often replaced by calcite, and iron oxide (product of mafic minerals alteration). Fragments of sedimentary/metasedimentary rocks correspond to cherts, silicified limestones (Fig. 4.14B), and quartzite. In addition, there are fragments of calcretes, silcretes, and pelites intraclasts. Accessory mineral phases make up to 6% of the rock, clinopyroxene grains are predominant, which may be partially or totally replaced by calcite; less than 1% are zircons, garnets and epidotes.

The granulometry varies from fine sand to granule, with a medium-size sand trend. The grains range from sub-angular to rounded (40% sub-angular, 50% sub-rounded, and 10% rounded). Therefore, these sandstones are very poorly selected, texturally and mineralogically immature. Punctual and fluctuating contacts are predominant, featuring loose packaging and may indicate early cementation in eodiagenesis. The matrix, when present, is infiltrated epimatrix or pseudomatrix derived from fragments of weathered volcanic rocks that have been crushed. The porosity is intragranular and secondary, that is mainly present in fragments of volcanic rocks, clinopyroxene, and calcretes, present in up to 2% of the thin sections. The arenite modal composition were used to distinguish different tectonic settings of the source area, following the proposal of Dickinson et al. (1983), indicating a recycled orogenic

provenance (Fig. 4.15). The QtFL diagram emphasizes maturity while the QmFLt diagram emphasizes the source rock (Dickinson et al. 1985); therefore the sample P84-7, from the base of the Marília Formation, has a less mature signature (transitional recycled), with a greater amount of lithic fragments compared to the samples from the upper portions (DG-02, DG-05, DG-08), that were characterized as recycled quartzose. It represents a general upward increase of maturity of the channel deposits of the HAST of the Marília Formation.

Sample	Quartz		Feldspar		Lithic fragments		Accessory minerals	Opaque minerals	Authigenic clay	Porosity	Cement CaCO ₃
	Qm	Qp	F-K	F-P	Ls	Lv					
P84-7	33%	8%	4%	1%	17%	12%	6%	3%	1%	1%	15%
DG-02	41%	3%	7%	1%	7%	6%	1%	5%	1%	1%	26%
DG-05	38%	4%	4%	1%	11%	8%	3%	5%	0%	2%	26%
DG-08	43%	4%	3%	1%	9%	8%	0%	3%	0%	1%	30%

Table 3: List of samples and results in percentage of thin-sections point counts through the Gazzi-Dickinson method.

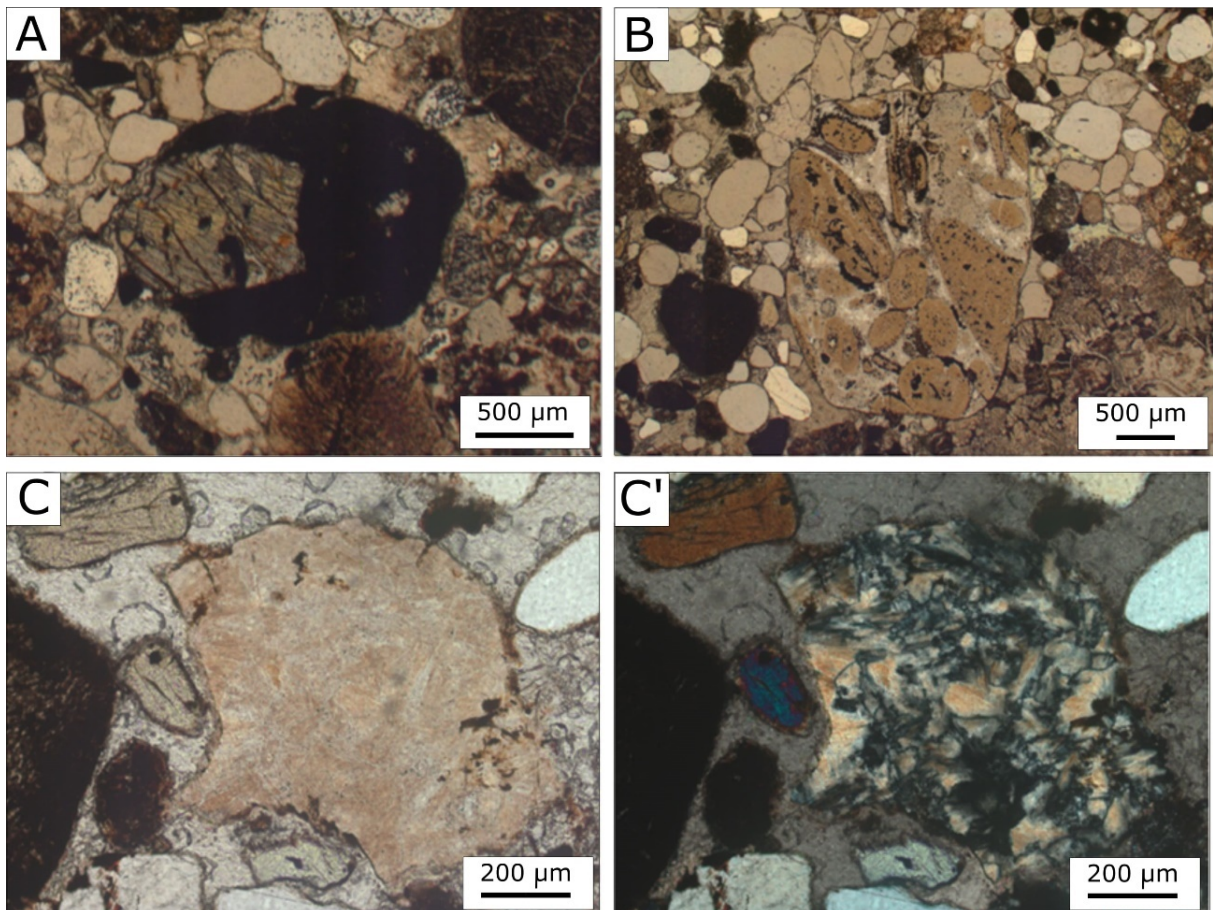


Figure 4.14: A: Volcanic rock fragment with clinopyroxene phenocrystal. B: Fragment of silicified oolitic limestone. C: Chalcedony fragment; C'- Chalcedony fragment under polarized light.

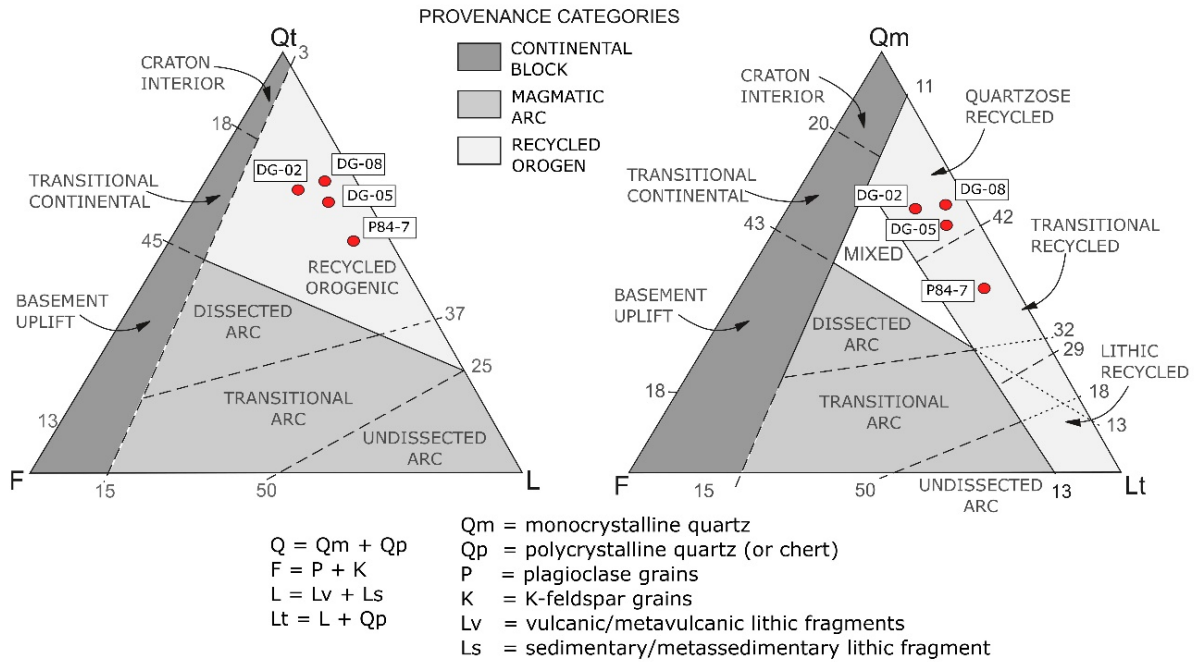


Figure 4.15: Ternary *QFL* showing composition of Marilia Formation samples, following the classification of Dickinson et al. (1983). The modal composition indicates a recycled orogenic source with a transitional to quartzose character.

U-Pb dating of detrital zircons

The cathodoluminescence analysis illustrate that the zircon grains have variable internal and external morphologies, denoting diversity in their genetic history, sources, and sedimentary transport. Most grains have low sphericity, 100 to 250 μm length, with 2:1 to 3:1 dimensions rates; they are mainly rounded to sub-angular, with subhedral texture; internal features include zoned growth and inherited nuclei, and some grains show a high luminescence metamorphic edge (Fig. 4.16).

After data reduction, 46 spots could be used for age calculations. The results points to, Paleozoic (Carboniferous; 348 ± 7) to Mesoproterozoic (2890 ± 16 Ma). The highest probability peaks are 351 Ma, 517 Ma, and 622 Ma, with secondary peaks in 775, 1.023, 1.740, and 2.044 Ma. Six groups were defined for provenance evaluation: 351 ± 8 Ma (7%), 563 ± 5 Ma (37%), 786 ± 13 Ma (11%), 1050 ± 14 Ma (19%), 1730 ± 22 Ma (7%), 2024 ± 21 Ma (7%). In addition, results indicated an older age group (2203 - 2890 Ma) that make up 12% of the analyzes, which was not taking in account to the statistical calculation of the groups, because it shifts the modal averages to values that are not representative and it disagree with the higher age densities. But they will be considered in the discussions for the analysis of the provenance.

Marília Formation

Detrital zircons of conglomerate

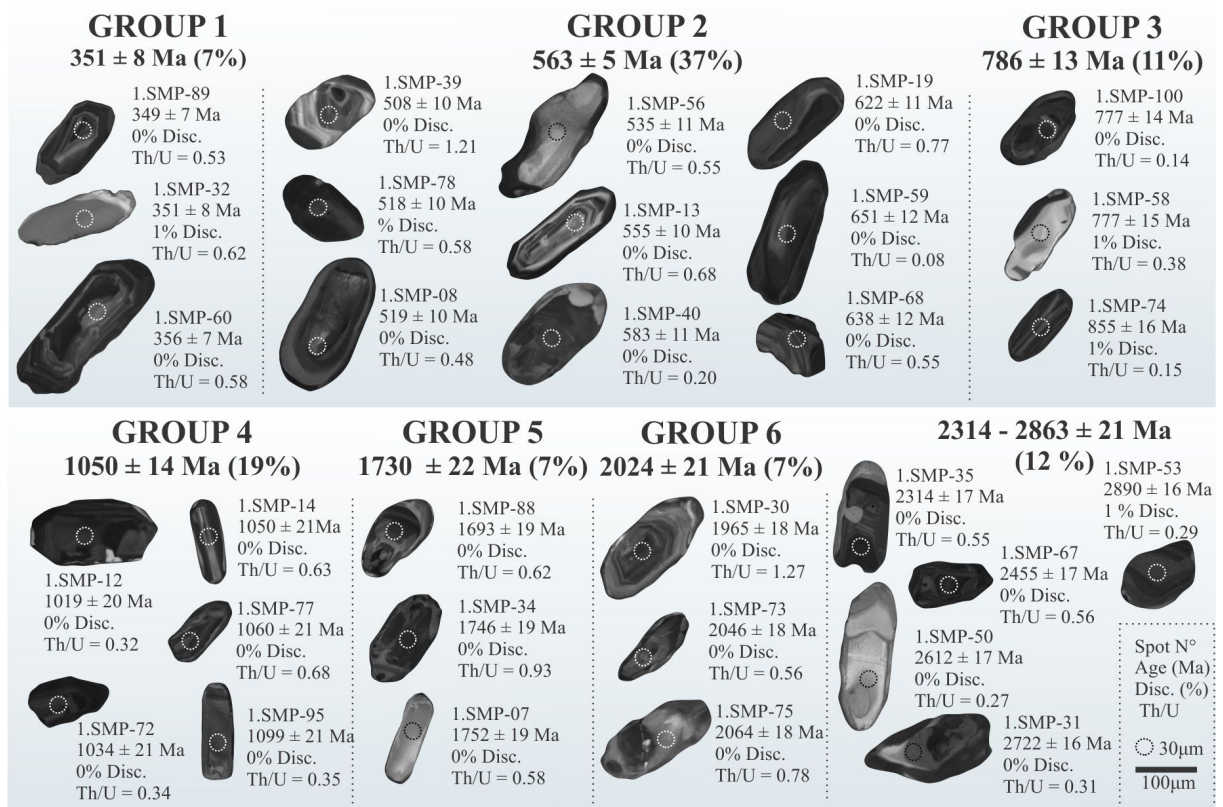


Figure 4.16: Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains from the Marília Formation (sample PT-84-7 in Fig. 3).

4.5- Discussion

Controversies exist about the depositional environment of the Marília Formation, but most authors agree that its sedimentation occurred under conditions of semi-arid climate, in alluvial fans with the development of pedogenic calcretes (e.g. Soares et al. 1980; Barcelos and Suguio 1987; Fernandes 1998; Alves and Ribeiro 1999; Paula e Silva et al. 2009). Similarly, there are distinct interpretations for the deposits of the Adamantina Formation, with some author arguing that they represent a fluvial meandering system (e.g. Soares et al. 1980; Batezelli et al 2007; Paula e Silva et al. 2009). The facies analysis supports these paleodepositional interpretations and has contradicted some previous hypotheses.

Notably, there is an upward increase in Calcisols to the top of the high-amalgamation system tract of the Marília Formation, which can indicate an increase in aridity conditions. According to Goudie (1973), Suguio (1983), Delgado et al. (2019), the calcretes of the Marília Formation suggest that a semi-arid climate dominated the region. Delgado et al. (2019) argue that the paleosols of the Marília Formation were affected by climate, drainage load, weathering, and groundwater level. According to Silva et al. (2019), these calcisol horizons indicate less

action of weathering processes than the also present clay argillaceous horizons, since carbonates are more easily weathered than the clay minerals (Sheldon and Tabor, 2009). In addition, the calcisols delineating the stratigraphic surfaces S2, S3, and S4, represent significant depositional gaps, as the pedogenetic and calcification processes develop in periods of low or zero sedimentation rate (Alonso-Zarza 2003; Hanneman and Wideman 2010). Thus, a direct relationship between the reduction in the sedimentation rate and the increase in the aridity of the environment may be postulated.

Alluvial fan architecture may be controlled by different allogenic processes and due to the distance from the coast, the main controls are tectonic and climatic (Shanley and McCabe 1994). In general, the accommodation in upstream-controlled is mainly controlled by the subsidence rate, so that the higher the subsidence rate, the greater the accommodation (Catuneanu 2019). However, in these environments, sedimentation is controlled by the combination of several factors responsible for modifying the sedimentary supply and the transport energy, such as climate, uplift of the source area, subsidence of the basin, in addition to the authigenic processes (Catuneanu, 2019).

The contact between the Adamantina and Marília formations is characterized by the discordance S1, followed by the aggradation of alluvial fans deposits over a meandering river paleoenvironment. This paleoenvironmental change involved an increase in channels amalgamation, a lack floodplain deposits, a coarsening upward associated with the occurrence of extrabacinal clasts (volcanic rocks, silicified carbonates, and silexites). The Marília Formation deposits record an energy increase, a higher sedimentary supply, a higher topographic gradient, and possible changes in the source area. Thus, it is understood that tectonic activations were significant during the deposition of the base of the Marília Formation, as previously proposed by Riccomini (1997).

The petrographic compositional analysis of the channel deposits of the HAST of the Marília Formation indicate an upward increase in mineralogical maturity. Although all the samples indicate a recycled Orogen source, the lower deposits show a transitional composition whereas the subsequent channels have a slightly more quartz-rich composition. The observed trend may result of transition in the source area composition, due to an increase in chemical weathering or exposition of lower extracts more quartz-rich or may be related to an increase in the bypass surface.

The rock framework composition indicates source rocks with a predominance of quartz (meta)sedimentary and basic volcanic rocks, also there fragments of chert and silicified limestones, and feldspars occur in a smaller proportion (5 to 8%), restricted to the sand fraction.

Noteworthy granitic and metamorphic rocks fragments are absent, besides they are common in the orogenic belts close to the Bauru Basin (Delgado e Pedreira 1995). Considering those characteristics, the basaltic rocks of the Serra Geral Formation, basement of the Bauru Basin, can be interpreted as the sources of volcanic and chalcedony fragments, as previously noticed by Gravina et al. (2002). In addition, the characteristics of the Irati Formation (Paraná Basin) described by Oishi et al. (2019) in the northeast of the basin, is the probable source of silicified limestone and silexite fragments.

Our geochronological data support the compositional analysis to trace the origin of the basal sediments of the Marília Formation. Regarding the application of the method, some critical questions are considered here: *i*) it does not intend to determine the maximum deposition age of the Marília Formation, already marked by the fossiliferous record; *ii*) it is difficult to determine if the detrital zircons are from primary sources or recycled components. Despite these complexities, the data can point to the source areas by means of a comparison between the age groups of the zircons and the magmatic and metamorphic tectonic events that occurred in the vicinity of the study area.

The age of the zircon grains varied from Mesoarquean (2.89 Ga) to Paleozoic-Carboniferous (351 Ma), and the age spectrum form groups that we correlated to the main tectonic events in the surrounding area (Fig. 4.17) - Transamazonic: 2.2 – 1.88 Ga (Almeida et al. 2000; Brito Neves and Carneiro 2000), Rio Negro Juruena: 1.8 – 1.5 Ga (Almeida et al. 2000; Hasui, 2010), Sunsás- Grenvillian: 1.2 - 1.0 Ga (Fuck et al. 2008) and Brasiliano I, II and III: 900 -700 Ma, 670 -530 Ma and 580 – 490 Ma (Hasui 2010).

The highest age density is found in Group 2 (37%; 563 ± 5 Ma) (Fig. 4.17) and indicates that the main sources originated during the Brasiliano II and III. It is consistent with the geographical position of the Bauru Basin, surrounded by Brazilian orogens. Some of the zircon grains in this group are subhedral, others are angular or rounded, implying multiple sources from this group. Group 2 has two age frequency peaks, one of 622 Ma and another of 517 Ma, related to Brasiliano II and III, respectively. Brasiliano II was the most expressive event, whose collision processes originated the Brasília belts, Ribeira belt, and part of the Goiás Magmatic Arc. Brasiliano III marks the end of the agglutination processes, juxtaposing the Amazonian Craton to the eastern, and originating the Paraguai Belt (Hasui 2010). Group 3 (783 ± 13 Ma), with 11% of the grains, is also related to the Brasiliano cycle, however in the initial stage (Brasiliano I). According to Hasui (2010) records of this convergence are observed in the São Gabriel Orogenic Belt and in the Goiás Magmatic Arc.

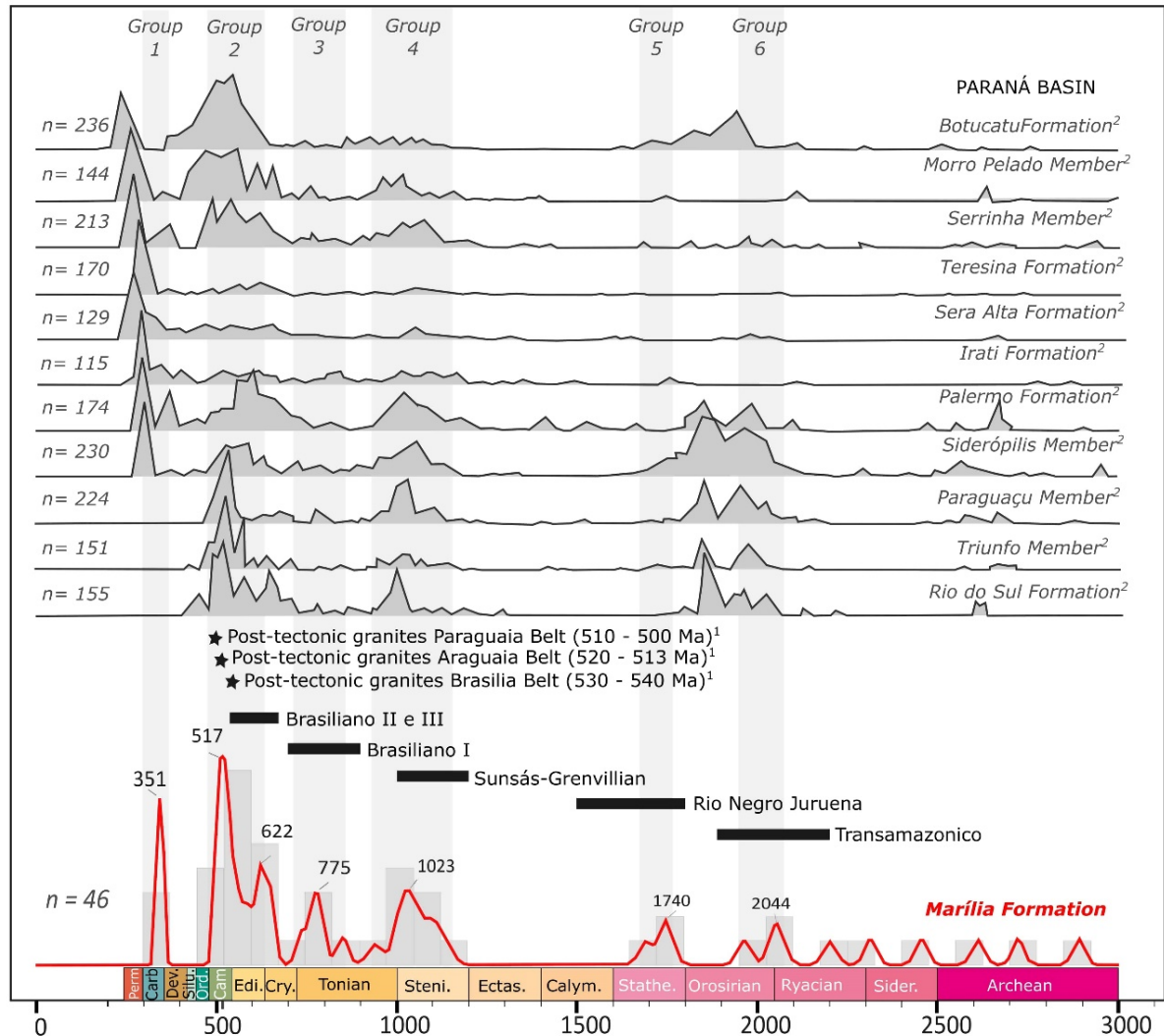


Figure 4.17: Ages of main tectonic events in the surrounding area of the Marília Formation. References: Transamazonico (2.2 – 1.88 Ga): Almeida et al. (2000); Rio Negro Juruena (1.8 – 1.5 Ga): Almeida et al. (2000) and Hasui (2010); Sunsás-Grenvillian (1.2 – 1.0 Ga): Fuck et al. (2008); Brazilian I, II, and III (900 – 700 Ma, 670 – 530 Ma and 580 – 490 Ma): Hasui (2010); Post tectonics granites¹: Basei et al. (2010); U-Pb ages for Paraná Basin²: Canile et al. (2016).

The oldest grains are Mesoarchean to Paleoproterozoic and show metamorphic overgrowth. The Paleoproterozoic ages (Groups 5 and 6) are attributed to rocks formed during the Transamazonico and Rio Negro Juruena cycles and outcrops in the São Francisco (Alkmim 1998) and the Amazonas cratons (Santos et al. 2000; Feio et al. 2012). Group 4 is Mesoproterozoic (1050 ± 14 Ma - 19%) and is related to the Sunsás-Grenvillian Cycle. Potential rocks of origin are present in the Amazonas Craton (Santos et al. 2000), in the Andean basement (Ramos 2010), in the Sierras Pampeanas (Rapela et al. 2016) and in the Patagonia (Ramos 2008; Pankhurst et al. 2001). As a secondary source, the Mesoarchean to Mesoproterozoic ages are also found in the metasedimentary sequences of the Brazilian belt (Basei et al. 2010).

The Carboniferous ages are the youngest ones and constitute Group 1 (351 ± 8 Ma - 7%). It is considered a stabilization stage in the South American Platform (Almeida 1969; Zalán

2004), in which the great paleozoic synclises developed, such as the Paraná Basin that forms the basement of the Bauru Basin. The age spectrum from the Paraná Basin shows similarities with the results found in the Marília Formation (Fig.4.16). The Carboniferous ages are found in both basins and could be related to igneous intrusions in the Sierra Pampeana, in the Patagonia terrain (Canile et al. 2016). Thus, the ages from Group 1 are probably recycled from the Paraná Basin; pointing out to the possibility that all grains could come from the same secondary source. Due to the durability of zircons, the age spectra can remain unchanged (homogeneous in time-space) despite successive episodes of recycling (Garzanti et al. 2013).

Some authors (e.g. Batezelli 2017; Mattos and Batezelli 2014, and Batezelli et al. 2019) pointed out that the uplift of the Paranaíba High and the Goiás contributed to the sediment supply of the Bauru Basin. However, the compositional data of the present study do not support a contribution of those provinces. The combination of compositional and geochronological data evidence that the main sources of the sedimentary supply for the Marília Formation in the study area are the sedimentary rocks of the Paraná Basin (mainly Gondwana I Supersequence) and the basalts of the Serra Geral Formation. The paleocurrent data that indicates flow to the southeast, suggesting potential influence of tectonic reactivations in the Rondonópolis Anticline (Coimbra, 1991), which allowed the reworking of the Paraná Basin to the northwest of the study area. Through magnetic and gravimetric data, Curto et al. (2015) recognize reactivations of NE faults in this region that affected the Devonian and Carboniferous sequences of the Paraná Basin. Coimbra (1991) agree that during the Upper Cretaceous and the Paleogene, the Mesozoic ENE faults of the Rondonópolis Anticline experienced dextral transpression due to compressive efforts between the opening of the Meso-Atlantic Chain and the Andean efforts. Menegazzo et al. (2016) also highlights the contribution of western compressive efforts and proposes that the sedimentation of the Marília Formation may be related to the contraction pulse of the Peruvian orogenic stage, which occurred during late Campanian, after a relatively long interval of tectonic quiescence.

4.6- Conclusions

The combination of stratigraphic, paleocurrent, compositional, and geochronological data allows us to trace the source of the sediments at the beginning of the sedimentation of the Marília Formation, and to understand their depositional controls. Tectonism attributed to the reactivation of the former basement structures at northwest and northeast of the area, caused the reworking of the Paraná Basin deposits, contributing as source of sediment supply to the

Bauru Basin. Previous works argued that during the development of the Marília Formation deposits, the tectonic reactivation mechanisms may be linked to intra-plate stress related to the opening of the Atlantic and the Andean structural efforts.

This case study demonstrates the applicability of sequence stratigraphy to better understand the evolution of alluvial fan depositional systems, which still has few examples in the literature. In addition, it supports the model that cyclicity can be observed at different scales also in upstream-controlled settings; and that controls other than subsidence can influence the sedimentation, such as climate and source-area uplift.

Capítulo V

5- CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1- Conclusões

Os estudos efetuados nas formações Adamantina e Marília, pertencentes à Bacia Bauru em Minas Gerais, e apresentados nessa dissertação de mestrado, forneceram dados que contribuem com o entendimento dos paleoambientes, da proveniência sedimentar e dos fatores controladores da sedimentação final da bacia.

Apresenta-se aqui as conclusões finais:

- De acordo com o arcabouço faciológico, o topo da Formação Adamantina é caracterizado por um ambiente fluvial meandrante e a base da Formação Marília é constituída por depósitos de leques aluviais gravitacionais, que progradam sobre os depósitos da Formação Adamantina. A recorrência de paleossolos indicam depósitos de leques aluviais efêmeros e os pedocomplexos de calcissolos registram momentos com persistência de baixas taxas de sedimentação no paleoambiente. Já as porções superiores da Formação Marília possuem características típicas de depósitos fluviais meandrantas, associados a abundante sedimentação de materiais finos, externos aos canais, e a ausência de paleossolos caracteriza sedimentação mais contínua que na base da unidade.
- A análise estratigráfica permitiu identificar superfícies de discordância subaéreas (S1, S2, S3 e S4) nas formações Adamantins e Marília. A superfície S1 caracteriza uma discordância entre as duas unidades litoestratigráficas e separa o trato de baixa-amalgamação (LAST) (topo da Formação Adamantina) e o trato de alta-amalgamação (HAST) (base da Formação Marília). As demais superfícies (S2, S3 e S4) limitam o fim dos três ciclos deposicionais no interior do HAST, e são compostas por horizontes de pedocomplexos de calcissolos, que evidenciam baixa sedimentação e aumento da aridez do ambiente. Acima da superfície S4 é identificado outro trato de baixa-amalgamação.
- Os dados petrográficos dos canais do primeiro ciclo (Ciclo 2A) do HAST indicam que a composição dos sedimentos caracteriza campo de proveniência de orógenos reciclados e é verificada uma tendência para o campo mais quartzoso. O aumento na proporção de quartzo pode ter relação como a transição na composição da área fonte ou com ao aumento da superfície de *baypes*. Os principais constituintes do arcabouço caracterizam fonte com predomínio de rochas sedimentares/metasedimentares quartzosas, rochas carbonáticas silicificadas e rochas

vulcânicas básicas e possibilitam apontar para as formações Irati e Serra Geral, da Bacia do Paraná, como possíveis fontes.

- Os dados geocronológicos U-Pb de zircões detríticos variaram do Mesoarqueano (c.a. 2.890 Ma) ao Paleozoico-Carbonífero (c.a. 351 Ma). A maior densidade de idades denota que as principais fontes possuem zircões que foram originados nos eventos Brasilianos. Porém, as idades mais novas (351 ± 8 Ma) são mais notórias, visto que são cronocorrelatas à um período de estabilização tectônica na plataforma continental brasileira, e a ocorrência desses zircões é restrita à Supersequência Gondwana I, da Bacia do Paraná. Dessa forma, as idades dos zircões evidenciam provável retrabalhamento da Bacia do Paraná para origem da Formação Marília.
- A combinação dos dados estratigráficos, de paleocorrentes, composicionais e geocronológicos permite traçar a fonte dos sedimentos que deram origem ao início da Formação Marília e compreender os fatores controladores da deposição. É verificada uma principal influência do tectonismo na deposição da base da unidade, atribuído à reativação de estruturas antigas do embasamento, entre noroeste e nordeste da área, e que provocaram o retrabalhamento da Bacia do Paraná. De acordo com dados bibliográficos, os mecanismos de reativação tectônica podem estar ligados ao stress intraplaca relacionado à abertura do atlântico e aos esforços andinos.

5.2- Resumo das contribuições

- Identificação de discordâncias subaéreas no interior da Formação Marília, antes não reconhecidas.
- Demonstração da aplicabilidade da estratigrafia de sequências em cenário *upstream-controlled*.
- Dados inéditos de geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Marília, na borda nordeste da Bacia Bauru.
- Os dados composicionais e geocronológicos permitiram sugerir a contribuição da Supersequência Gondwana I, da Bacia do Paraná, como fonte de suprimento sedimentar para a base da Formação Marília.
- Potencial contribuição de reativações de estruturas na região da Antéclise de Rondonópolis para fornecimento de suprimento sedimentar para a área de estudo.

5.3- Trabalhos futuros

- Os dados de proveniência foram analisados para a base da Formação Marília, porém, pode haver modificação da fonte em cada um dos ciclos deposicionais e/ou em cada um dos tratos. Dessa forma, mais aquisição de dados composicionais dos sedimentos e dados geocronológicos de zircões detríticos, ao longo de todo o arcabouço estratigráfico, podem trazer informações adicionais sobre estas possíveis modificações.
- Necessidade de mapeamentos geológicos e estratigráficos para compreender a extensão e magnitude das discordâncias subaéreas, visando verificar se elas ocorreram em um cenário regional ou local da bacia e demarcar os demais tratos que constituem os depósitos superiores da Formação Marília.
- Estudos mais criteriosos dos paleossolos, como características texturais, petrográficas, composicionais e geoquímicas e descrições mais detalhadas de icnofósseis agregarão em informações para auxiliar na compreensão mais minuciosa da evolução do paleoambiente e paleoclima.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29–58. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00032-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00032-1)
- Allen, J. R. L., 1965. Late Quaternary Niger Delta, and Adjacent Areas: Sedimentary Environments and Lithofacies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 49: 547–600. <https://doi.org/10.1306/a663363a-16c0-11d7-8645000102c1865d>
- Allen, J.L., Johnson, C.L., Heumann, M.J., Gooley, J., Gallin, W., 2012. New technology and methodology for assessing sandstone composition: a preliminary case study using a quantitative electron microscope scanner (QEMScan). *Geological Society of America* 487: 177-194.
- Almeida, F. F. M.; Barbosa, O., 1953. Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. DNPM, DGM Boletim, 143 p.
- Almeida, F.F.M. De, Brito Neves, B.B. De, Dal Ré Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Sci. Rev.* 50: 77–111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Rev.* 60: 261–298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
- Alves, J. A. P.; Ribeiro, D. T. P., 1999. Evolução diagenética das rochas da Formação Marília - Minas Gerais, Brasil. 5o. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro - SP: UNESP. p. 327-332.
- Bachman, G.O., Machette, M.N., 1977, Calcic soils and calcretes in the southwestern United States: U.S. Geological Survey Open-File Report 77-0794, 163 p.
- Barbosa, O.; Braun, O. P. G.; Dyer, R. C.; Cunha, C. A. R., 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM - DFPM, Boletim 136, 140 p.
- Barcelos, J. H., 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora

do Estado de São Paulo. Tese de Livre - Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 190 p.

Barcelos, J. H.; Suguio, K. A. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. *In: Simpósio Regional de Geologia*, 6, Rio Claro. Atas, Rio Claro, SBG-SP, p. 313-321.

Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga, O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Gaeta Tassinari, C.C., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183: 112–144. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.015>

Basu, A., 2016. Evolution of siliciclastic provenance inquiries: A critical appraisal, *Sediment Provenance: Influences on Compositional Change from Source to Sink*. Elsevier Inc. p. 5-23. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00002-2>

Basilici, G., Dal' Bó, P.F.D., 2010. Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous Aeolian sand sheet: The Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 226 (1-4): 71-93.

Basilici, G., Dal' Bó, P.F.D., de Oliveira, E.F., 2016. Distribution of palaeosols and deposits in the temporal evolution of a semiarid fluvial distributary system (Bauru Group, Upper Cretaceous, SE Brazil). *Sedimentary Geology*, 341: 245–264. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.04.014>

Batezelli, A., 2003. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese (Doutoramento em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 183 p.

Batezelli, A., 2017. Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. *Basin Research*, 29: 1–25. <https://doi.org/10.1111/bre.12128>

Batezelli, A.; Gomes, N. S.; Perinotto, J. A. J., 2005. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 311-322.

- Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 65: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.005>
- Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., Nascimento, D.L. do, DA Silva, M.L., 2019. Facies and palaeosol analysis in a progradational distributive fluvial system from the Campanian–Maastrichtian Bauru Group, Brazil. *Sedimentology*, 66: 699–735. <https://doi.org/10.1111/sed.12507>
- Batezelli, A., Saad, A.R., Basilici, G., 2007. Arquitetura deposicional e evolução da seqüência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 163–181. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90025-6)
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91: 611-627.
- Bhattacharyya, K., Das, S., 2015. Sandstone petrology and geochemistry of the Kolhan Basin, eastern India: implications for basin tectonics. *Journal of Geology and Geosciences* 4: 2-6. <http://dx.doi.org/10.4172/2329-6755.1000196>
- Bristow, C.S., Best, J.L., 1993. Braided rivers: perspectives and problems. *Braided rivers* 75: 1–11.
- Buatois, L. A.; Mángano, M. G. 2011. *Ichnology: organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, 358 p.
- Campello et al. 2017. Programa de Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais - Projeto Triângulo Mineiro, Folha Riolândia (SE.22-Z-C-VI): CPRM. Escala 1:100.000.
- Canile, F.M., Babinski, M., Rocha-Campos, A.C., 2016. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. *Gondwana Research*, 40: 142–169. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.008>
- Catuneanu, O. 2017. Sequence stratigraphy: guidelines for a standard methodology. *In: Montenari, M. (Ed.), Stratigraphy and Timescales*. vol. 2. Academic Press, UK, p. 1–57.
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth -Science Review*,. 188: 312–388. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.017>

- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10):875-878.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., 2000. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*. 134: 209-234
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O., 1996. The role of intraplate stress in the formation of Cretaceous interior basins of Brazil. 30th International Geological Congress. Beijing, China. 1: 328p.
- Cohen, A.S., 1982. Paleoenvironments of root casts from the Koobi Fora Formation, Kenya. *J. Sedimentary. Petrology*, 52: 401–414. <https://doi.org/10.1306/212F7F68-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Coimbra A. M., Coutinho J. M. V., Brandi Neto, M., Rocha G. A. 1981. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. SBG/Núcleo SP, Simpósio Regional de Geologia, Atas, 1: 324-327.
- Coimbra, A.M., 1991. Sistematização Crítica da Obra. PhD Thesis. IG/Universidade de São Paulo, São Paulo, 54 p.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 53: 469-500.
- Cox, R., Lowe, D.R., 1996. Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition, and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 66: 548-558.
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Blakely, R.J., Fuck, R.A., 2015. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, 655: 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>
- Dal' Bó, P.F.F., Basilici, G., Angélica, R.S., Ladeira, F.S.B., 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil): *Cretaceous Research*, 30: 659–675.
- Delgado, I. M.; Pedreira, A. J., 1995. Tectono Geological Map of Brazil. Rio de Janeiro: CPRM. Escala 1:7.000.000.

- Delgado, L., Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., Luna, J., 2019. Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of the Late Cretaceous Marília Formation (Brazil) based on paleosol geochemistry. *Catena*, 180: 365–382. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.05.003>
- Dias-Brito, D. ; Musacchio, E. A. ; Castro, J. C. ; Maranhao, M. S. A. S. ; Suarez, J. M.; Rodrigues, R., 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil - concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie*, 20 (1): 245-304.
- Dickin A.P., 1997. Radiogenic isotope geology. Cambridge, University Press (Reprinted), 409 p.
- Dickinson, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40 (2): 695-707.
- Dickinson, W. R., 1980. Plate tectonics and key petrologic associations. In: Strangway, D.W. (Ed.), *The Continental Crust and Its Mineral Deposits*. Geological Society of Canada Special Paper 20: 341-360.
- Dickinson W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*, p. 333-361.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63: 2164-2182.
- Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C., Santos, R.D., Santos, P.A., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* 151: 57–73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>

- Fernandes, L. A.; Coimbra, A. M., 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. 37 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2: 506-508.
- Fernandes, L.A., 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). PhD Thesis - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 216 p.
- Fernandes, L. A., 2004. Mapa litoestratigráfico da parte Oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. Boletim Paranaense de Geociências. 55, 53-66.
- Fernandes, L.A., Basilici, G., 2009. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid - semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). *Cretaceous Research*, 30 (3): 605-614. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2008.12.002>.
- Fernandes, L. A.; Coimbra, A. M., 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. 37 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2: 506-508.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 1994. O Grupo Caiuá (Ks): Revisão Estratigráfica E Contexto Depositional. *Rev. Bras. Geociências*, 24 (3):164–176.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 717–728.
- Fernandes, L.A., Ribeiro, C.M., 2015. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, 61: 71–90. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.007>
- Folk, R. L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Austin, Texas, 170 p.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Austin, Texas, 184 p.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160: 108–126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.018>
- Fúlfaro, V.J., 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IG* 5, 129 p. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v5i0p129-138>
- Fúlfaro, V.J., Barcelos, J.H., 1993. Fase Rift na bacia sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. *Revista. Geociências* 12(1): 33–45.

- Fúlfaro, V. J.; Perinotto, J. A. J., 1996. A Bacia Bauru: Estado da Arte. 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista p. 297-303.
- Garzanti, E., 2015. From static to dynamic provenance analysis: sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*. 130: 9-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., Peruta, L., Najman, Y., Villa, I.M., 2013. Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 292-316
- Gazzi, P., 1966. I minerali pesanti nei flysch arenacei fra Monte Ramaceto e Monte Molinatico (Appennino settentrionale). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 11: 197–212.
- Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary. Science. Letters*, 249: 47–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>
- Gobbo-Rodrigues, S. R.; Petri, S.; Bertini, R. J., 1999. Ocorrências de ostrácodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte I - Família Ilyocyprididae. *Acta Geológica Leopoldensia*, 23 (49): 3-13.
- Gonzaga De Campos, L. F., 1905. Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil). *Tip. Ideal*.
- Gravina, É.G., Kafino, C.V., Brod, J.A., Boaventura, G.R., Santos, R.V., Guimarães, E.D.I.M., Jost, H., 2002. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a Fonte do Diamante do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 545–558. <https://doi.org/10.1590/S0102-35862002000500010>
- Hanneman, D.L., Wideman, C.J., 2010. Chapter 5 Continental Sequence Stratigraphy and Continental Carbonates, *Developments in Sedimentology*. Elsevier. p. 215-273. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06205-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06205-0)

- Hanneman, D.L., Wideman, C.J., Halvorson, J.W., 1994. Calcic paleosols: their use in subsurface stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 1360–1371. <https://doi.org/10.1306/a25fec9d-171b-11d7-8645000102c1865d>
- Hanneman, D.L., Wideman, C.J., 2006. Calcic pedocomplexes—Regional sequence boundary indicators in Tertiary deposits of the Great Plains and western United States, In: Alonso-Zarza, M and Tanner, L. H. (ed.) *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*, Geological Society of America vol. 416. [https://doi.org/10.1130/2006.2416\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2416(01))
- Hasui, Y.O., 1969. Cretáceo do Oeste Mineiro *Bol. da Soc. Bras. e Geol. (São Paulo)*. 18: 39-56.
- Hasui, Y., 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociencias* 29: 141–169.
- Hasui Y., Sadowski G. R., Suguio K., Fuck G. F., 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: 431-438.
- Haughton, P.D., Todd, S.P., Morton, A.C., 1991. Sedimentary provenance studies. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, 57: 1-11. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01>
- Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostand. Geoanalytical Res.* 40: 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>
- Ingersoll, R.V., 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*. 18: 733-736.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effects of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*. 54: 103-116.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon

geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47–69.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>

Johnsson M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson M.J. and Basu A. (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 284: 1-19.

Knauer L.G., Kuchenbecker M., Freimann M., Fantinel L.M., Costa R. D. de. 2017. Programa de Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais - Projeto Triângulo Mineiro, Folha Gurinhatã SE.22-Z-C-III, Escala 1:100.000.

Kraus, M.J., Hasiotis, S.T., 2006. Significance of Different Modes of Rhizolith Preservation to Interpreting Paleoenvironmental and Paleohydrologic Settings: Examples from Paleogene Paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 76: 633–646.
<https://doi.org/10.2110/jsr.2006.052>

Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications. *Earth Sci. Rev.* 47: 41–70. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00026-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00026-4)

Ladeira F. S. B., Dos Santos M., 2010 O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: O caso da Serra de Itaqueri (Sp). *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 6: 3-20.

Ludwig, K. R., 2001. Isoplot/Ex version 2.49: A geochronology toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1a: 1- 55.

Mack, G.H., 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 212-220.

Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of American Bulletin*, 105: 129–136. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<0129:COP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0129:COP>2.3.CO;2)

Mackie, W., 1897. The sands and sandstones of eastern Moray. *Edinburgh Geological Society Transactions*. 7: 148-172.

Maoski, E., 2012. Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks). Dissertação de Mestrado- Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia. Curitiba, PR. 94 p.

- Mariani, P., Braitenberg, C., Ussami, N., 2013. Journal of South American Earth Sciences Explaining the thick crust in Paraná Basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.008>
- Mattos, N.H.S., Batezelli, A., 2014. Provenance and source area weathering of bauru group of west Minas Gerais State (Brazil). *Comun. Geol.* 101.
- Mattos N. H. S.; Batezelli A. ,2019. Source-Area, Paleoweathering and Provenance of the Late Cretaceous sequences of the Bauru Basin (SE Brazil). São Paulo, UNESP, *Revista Geociências*, 38: 943-960.
- McBride, E.F., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. Reidel, Dordrecht, NATO ASI Series. 148: 95-113.
- Menegazzo, M.C. 2016. Sedimentação da Bacia Bauru: cenário tectônico, idade dos depósitos e ambientes paleodeposicionais. PhD Thesis. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 289 p.
- Menegazzo, M.C., Catuneanu, O., Chang, H.K., 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine. and Petroleum. Geology*, 73: 131–156. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.027>
- Miall A. D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 497–505.
- Miall A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, 582 p.
- Miall A. D. 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. *In: Kleinspehn K.L and Paola C. (Ed.): New perspectives in basin analysis*, Springer-Verlag, p. 67-81.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná, *In: Boletim de Geociência da Petrobrás: Rio de Janeiro*, vol. 12, 2: 265–287.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.* 124: 3–29. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3)

- Najman, Y., 2006. The detrital record of orogenesis: a review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews*. 74: 1-72.
- Oishi, A.A., Pereira, E., Bastos, L.P.H., Fragoso, D.G.C., 2019. Facies Analysis Applied To Irati Formation in the Northern Area of the Paraná Basin, Goiás State – a Contribution for a Depositional Model. *Journal of Sedimentary Environment*, 4: 72–89. <https://doi.org/10.12957/jse.2019.39823>
- Paula e Silva, F., 2003. Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 166 p.
- Paula e Silva, F., Chang, H.K., Caetano-Chang, M.R., 2003. Perfis de Referência do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Geociências*. 22, n. Especial: 21-32.
- Paula e Silva, F., 2005. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(1): 77-88.
- Paula e Silva, F., Kiang, C.H., Caetano-Chang, M.R., 2009. Sedimentation of the Cretaceous Bauru group in Sao Paulo, Parana Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 28 (1): 25e39. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.008>.
- Perrotta, M. M. et al., 2005. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Programa Geologia do Brasil. São Paulo: Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*. 26: 235–251. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.06.002>
- Ramos, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *J. South American Earth Sciences*. 29: 77–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research*, 32: 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.010>
- Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M.L., 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Rev. Bras. Geociências*, 38: 166–185. <https://doi.org/10.1161/01.ATV.20.2.551>

- Riccomini, C., 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo, Brasil. *Brazilian Journal of. Geology*, 27: 153–162.
- Riccomini, C.; Velázquez, V. F.; Gomes, C. B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *In: Cominchiaramonti, P. E and Gomes, C. B., 2005 (Ed.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform. São Paulo: Edusp, p. 31-56.*
- Sato, T., Chan, M.A., 2016. Fluvial systems, provenance, and reservoir development in the eocene brennan basin member of the duchesne river formation, Northern Uinta Basin, Utah. *Sediment Proven. Influ. Compos. Chang. from Source to Sink* p. 255–276. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00010-1>
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Santucci, R.M., Bertini, R.J., 2001. Distribuição Paleogeográfica e Biocronológica dos Titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do Sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 307–314.
- Seer H. S.; Moraes L. C., 2017. Geologia Regional do Triângulo Mineiro. Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. CODEMIG. Relatório.123p.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geology. Bulletin*, 78: 544–568. <https://doi.org/10.1306/bdff9258-1718-11d7-8645000102c1865d>
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Review*, 95: 1–52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.03.004>
- Silva, L.C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília, Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil 1, 132 p. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/485>>

- Silva, M.L., Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., 2019. Genesis and evolution of paleosols of the Marília Formation, Maastrichtian of the Bauru Basin, Brazil. *Catena*, 182: 104-108. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104108>
- Soares, M.V.T., Basilici, G., Dal Bó, P.F., Marinho, T.S., Mountney, N.P., Colombera, L., Oliveira, E.F., Silva, K.E.B. (2018) Climatic and geomorphologic cycles in a semiarid distributive fluvial system, Upper Cretaceous, Bauru Group, SE Brazil. *Sedimentary Geology*, 372: 75–95.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J., Sobreiro Neto, A.F., 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, 10 (3): 177-185.
- Sorby, H. C., 1880. On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 36: 46-84.
- Spear F. S. and Parrish R. R. (1996) Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, Br. Columbia, Canada. *J. Petrol.* 37: 733-765.
- Stacey, J. T., and Kramers, I. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (2): 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90088-6)
- Suguio, K., Fulfaro, V.J., Amaral, G., Guidorzi, L.A., 1977. Comportamentos Estratigráficos e Estrutural da Formação Bauru nas Regiões Administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: *Simpósio Regional De Geologia*, 1, São Paulo. SBG, 2: 231-247.
- Suguio, K.; Barcelos, J. H., 1983a. Paleoclimatic evidence from the Bauru Group, Cretaceous of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 13(4): 232-236.
- Suguio, K.; Barcelos, J. H. 1983b. Calcretes of the Bauru (Cretaceous) Brasil: Petrology and Geological Significance. *Boletim Instituto Geológico*, 14: 49-54.
- Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. In: Ross, C.A. (ed.), *Paleogeographic provinces and provinciality*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 21: 75-84.
- Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*. 51: 1235-1246

- Uddin, A., Kumar, P., Sarma, J.N., 2007. Early orogenic history of the Eastern Himalayas; compositional studies of Paleogene sandstones from Assam, Northeast India. *International Geology Review*. 49: 798-810.
- Valloni, R., Zuffa, G.G., 1984. Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines, Italy. *Bulletin of the Geological Society of America*. 95: 1035-1039.
- von Eynatten, H., Dunkl, I., 2012. Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. *Earth-Science Reviews*. 115: 97-120.
- Weltje, G.J., 2012. Quantitative models of sediment generation and provenance: state of the art and future developments: actualistic models of sediment generation. *Sedimentary Geology* 280: 4-20.
- Weltje, G.J., von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: Review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.007>
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., 1995. Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1-23
- Zalán P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. de Brito-Neves. orgs. 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: Ed. Beca. p. 595-612.*
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*. 50: 21-29.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of arenites. Reidel, Dordrecht, NATO ASI Series. 148: 165-189.*

1.SMP-54	122,72	0,22	6799,1824	0,0000	0,057770	1,07	0,661939	2,22	0,083103	1,94	0,88	521	24	515	10	516	9	0
Analysis	U	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f206c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	% disc
N= 46	(µg g- l)					(%)		(%)		(%)			(Ma)		(Ma)		(Ma)	
1.SMP-56	19,90	0,55	14,8452	0,0000	0,058240	1,63	0,695045	2,66	0,086555	2,10	0,79	539	36	535	11	536	11	0
1.SMP-57	103,68	0,45	107,0059	0,0167	0,060640	1,07	0,850784	2,22	0,101756	1,94	0,88	626	23	625	11	625	10	0
1.SMP-58	20,03	0,38	8,7511	0,0000	0,065860	1,34	1,163897	2,43	0,128172	2,03	0,84	802	28	777	15	784	13	1
1.SMP-59	107,82	0,08	18,1902	0,0000	0,061370	1,06	0,898950	2,21	0,106238	1,94	0,88	652	23	651	12	651	11	0
1.SMP-60	380,08	0,58	87,4016	0,0000	0,053740	1,04	0,420331	2,19	0,056727	1,92	0,88	360	24	356	7	356	7	0
1.SMP-67	194,58	0,56	651,3197	0,0000	0,159970	1,00	10,317635	2,17	0,467779	1,92	0,89	2455	17	2474	39	2464	20	0
1.SMP-68	80,95	0,55	348,5017	0,0000	0,060930	1,13	0,874358	2,26	0,104078	1,96	0,87	637	24	638	12	638	11	0
1.SMP-72	191,17	0,13	28483,2548	0,0000	0,073740	1,02	1,780061	2,18	0,175078	1,93	0,88	1034	21	1040	18	1038	14	0
1.SMP-73	67,84	0,56	37216,5981	0,0000	0,126220	1,02	6,554243	2,19	0,376611	1,94	0,88	2046	18	2060	34	2053	19	0
1.SMP-74	110,98	0,15	12333,0121	0,0000	0,067860	1,08	1,327684	2,23	0,141899	1,95	0,88	864	22	855	16	858	13	1
1.SMP-75	60,54	0,78	452,0718	0,0762	0,127493	1,04	6,690598	2,20	0,380608	1,94	0,88	2064	18	2079	34	2071	20	0
1.SMP-77	113,75	0,68	17669,7361	0,0000	0,074680	1,04	1,855863	2,20	0,180236	1,94	0,88	1060	21	1068	19	1066	15	0
1.SMP-78	126,50	0,58	67,8098	0,0000	0,057770	1,14	0,666039	2,26	0,083617	1,96	0,86	521	25	518	10	518	9	0
1.SMP-80	97,39	0,40	7046,5929	0,0000	0,058110	1,15	0,864380	2,26	0,107883	1,95	0,86	534	25	660	12	633	11	-4
1.SMP-88	201,72	0,62	619,1824	0,0017	0,103768	1,01	4,327203	2,18	0,302442	1,94	0,89	1693	19	1703	29	1699	18	0
1.SMP-89	144,24	0,53	4940,4078	0,0000	0,053400	1,22	0,409199	2,31	0,055577	1,96	0,85	346	28	349	7	348	7	0
1.SMP-92	106,76	0,29	18318,6028	0,0000	0,077690	1,07	2,050033	2,23	0,191379	1,96	0,88	1139	21	1129	20	1132	15	1
1.SMP-93	45,68	0,84	7776,6758	0,0000	0,076310	1,17	2,033904	2,29	0,193307	1,97	0,86	1103	23	1139	20	1127	16	-1
1.SMP-94	330,97	0,44	63,6828	0,0000	0,058840	1,05	0,710313	2,20	0,087554	1,94	0,88	561	23	541	10	545	9	1
1.SMP-95	149,15	0,35	24482,8170	0,0000	0,076140	1,04	1,961130	2,20	0,186807	1,95	0,88	1099	21	1104	20	1102	15	0
1.SMP-100	101,89	0,14	9786,9955	0,0000	0,065010	1,11	1,147609	2,26	0,128030	1,97	0,87	775	23	777	14	776	12	0