



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



**Análise de fácies, paleossolos e correlação  
estratigráfica da Formação Marília na região de  
Campina Verde, Estado de Minas Gerais**

Autora: Julia Cristina Galhardo

Orientador: Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Campinas, novembro de 2012



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



# **Análise de fácies, paleossolos e correlação estratigráfica do Grupo Bauru na região de Campina Verde, Estado de Minas Gerais.**

Julia Cristina Galhardo

Trabalho de Conclusão de Curso do  
Instituto de Geociências da  
Universidade Estadual de Campinas  
(UNICAMP), sob a orientação do  
Prof.Dr.Alessandro Batezelli, como  
exigência para a obtenção do título  
de Bacharel em Geologia

Campinas, novembro de 2012

## **Agradecimentos**

São muitas pessoas que preciso agradecer por este trabalho e por todos estes anos de graduação. Representa o final de um ciclo que rendeu muita história e felicidade.

Primeiramente agradeço minha família, especialmente minha mãe e vó que além de me tornarem quem sou, tiveram a maior paciência em me aturar em todos os momentos difíceis, participando intensamente de minha vida. Agradeço às minhas tias Eliana e Creuza, tio Zé e primos Giovan e Juliano, por todo o apoio, atenção, manutenção e risadas (especialmente aos primos). Amor imensurável.

Agradeço imensamente ao meu orientador Alessandro Batezelli, pela disposição, atenção, paciência e aos aprendizados que ele passou tão prontamente e de forma tão clara. Ao professor Francisco Ladeira, pelos aprendizados em campo e pela ajuda posterior á ele.

A funcionária do IG Érica, pelo cuidado em obter as fotos e dados importantes neste trabalho, assim como as conversas no laboratório rs. Aos professores do Instituto que permitiram que tudo isto acontecesse, passando os conhecimentos imprescindíveis para esta formação.

Aos meus grandes amigos que fiz durante estes anos, não tenho palavras para descrever ás felicidades que me trouxeram, as histórias que fizemos e o laço que críamos. A ordem não revela grau de importância, amo vocês de uma forma que não imaginam: Róbs, Mindinho, Pira, Julio, Creysson, Pé, Mesquita, Tais, Mô, Fer, Mika, Berônica, Dani Lanza, Artista, Naia. Diferencio Dadinho e Armário pela diversão proporcionada em campo específico, assim como Tiozão, Frango, Vaks, Nathalia e Dani Pente, pela cia especial no desenvolvimento deste trabalho final. Aos veteranos 07, que não poderiam ter sido melhores.

As minhas grandes e melhores amigas que poderia ter, vindas direto da capital nacional da linguíça: Polinha, Gi, Li, Ju, Lubi e Dani. Há tanto tempo somos unidas que não preciso esclarecer a imensidão da minha gratidão e paixão. Tiago e Bonucci também são parte desta história.

## Sumário

Índice de figuras .....	5
Índice de tabelas .....	7
Índice de quadros.....	7
Resumo.....	8
1-Introdução.....	9
2-Justificativa.....	10
3-Objetivos .....	11
4-Localização da área .....	12
5- Metodologia.....	14
5.1-Análise de fácies e paleocorrentes .....	14
5.1.1Referencial teórico .....	14
5.3- Petrografia, Difratomia de Raios X e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	19
6-Geologia Regional .....	21
6.1-Generalidades da Bacia Bauru .....	21
6.2-Litoestratigrafia do Grupo Bauru.....	22
6.3-Paleoambientes .....	24
6.4-Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Bauru no Triângulo Mineiro(MG).....	24
7-Paleossolos.....	27
8-Geologia local.....	28
8.1-Afloramento 1 .....	28
8.2-Afloramento 2 .....	34
8.3-Afloramento 3 .....	36
8.4-Afloramento 4 .....	43
9-Petrografia e MEV .....	46

10-Geoquímica .....	48
11-Discussão.....	55
12-Conclusões .....	66
13-Referências Bibliográficas .....	69

## Índice de figuras

Figura 1: localização da Bacia Bauru e porção da área de estudo (Fernandes & Coimbra, 1996, modificado).....	10
Figura 2: Mapa de localização da área de estudo com afloramentos descritos demarcados com pontos preto.....	13
Figura 3: hierarquia dos elementos(Miall, 1985).....	17
Figura 4: coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru e sua relação de contato com as unidades cretáceas nas diferentes áreas de ocorrência (Soares <i>et al</i> , 1980-modificado, Batezelli, 2010).....	23
Figura 5: foto panorâmica das seções, indicando contato entre depósitos arenosos e paleossolos.....	30
Figura 6: arenito lamítico, indicando fácies Am na seção A.....	30
Figura 7: fácies conglomeráticas com porção mais arenosa.....	31
Figura 8: marcas de raízes em arenito lamítico.....	31
Figura 9: foto representativa da seção B, com litologias areníticas e lamíticas e sutis estratificações.....	31
Figura 10: seções do afloramento 1.....	32
Figura 11: diagramas em rosetas com direções das paleocorrentes encontradas no afloramento 1.....	33

Figura 12: detalhe dos depósitos de prováveis canais, arenosos e com estratificações cruzadas.....	34
Figura 13: porção do afloramento com intercalação de estratos arenosos com paleossolos, ao lado de uma seção representativa.....	35
Figuras 14 e 15: visão geral do afloramento 3, com porções areníticas e paleossolo, marcas de raízes e estratificações cruzadas.....	38
Figura 16: contato arenito/paleossolo, com lentes carbonáticas.....	38
Figura 17: marcas de raízes e possíveis estratificações cruzadas.....	39
Figura 18: bioturbações.....	39
Figura 19: marcas de raízes.....	39
Figura 20: nódulos septários.....	39
Figura 21: detalhe do canal arenoso, com marcas de raízes.....	40
Figura 22: contato arenito/conglomerado, com presença de paleossolos arenosos, marcas de raízes e estratificações cruzadas.....	40
Figura 23: seções a, b e c referentes ao afloramento 3.....	41
Figura 24: painel fotográfico.....	42
Figura 25: estratificações cruzadas de grande porte.....	43
Figura 26: seção colunar representativa do afloramento 5, composta principalmente por dunas eólicas.....	44
Figura 27: roseta indicando direção do vento na época de deposição das dunas eólicas.....	45
Figura 28: classificação da rocha como quartzo-arenito, de acordo com a classificação de arenitos de Mc Bride (1963).....	47

Figura 29: imagens obtidas pelo MEV. Na foto a, grão de argila bem definido e arredondado; nas fotos b e c o argilomineral illita é apresentado com uma textura fibrosa conhecida como estrutura “alface”; na foto d observa-se o carbonato atuando como cimento e recobrindo outro mineral.....	48
Figura 30: gráficos com parâmetros pedogenéticos do afloramento 1.....	57
Figura 31: gráficos com parâmetros pedogenéticos do afloramento 1 com destaque na descontinuidade em vermelho.....	60
Figura 32: detalhe de gráficos com parâmetros da seção do afloramento 3.....	62
Figura 33: modelo esquemático de macroformas de acréscimo lateral em depósito fluvial entrelaçado (Batezelli, 2007, modificado).....	66
Figura 34: modelo de canal entre paleossolos em ambiente árido.....	67

## **Índice de tabelas**

Tabela 1: localização dos afloramentos em coordenadas geográficas.....	12
Tabela 2: descrição das lâminas realizadas á partir dos afloramentos 3 e 4.....	47
Tabela 3: massas moleculares de óxidos e elementos.....	53
Tabela 4: dados obtidos á partir das análises geoquímicas.....	54
Tabela 5: valores dos parâmetros obtidos.....	55
Tabela 6: correlação das fácies entre os afloramentos.....	61

## **Índice de quadros**

Quadro 1: código de fácies utilizada (Batezelli, 2003).....	16
Quadro 2: elementos arquitetônicos em depósitos fluviais (Miall, 1985).....	17
Quadro 3: principais características e significado das superfícies hierárquicas , que indicam as divisões das estruturas e contatos (1988 a).....	18

## Resumo

Depósitos aluviais que sofreram interferência de rios entrelaçados foram caracterizados em ambientes com diversas condições climáticas ao longo da história geológica. A Bacia Bauru (Neocretáceo) apresenta características de deposição em sistemas aluviais dominados por rios em condições áridas a semiáridas. O presente trabalho tem como proposta principal a análise faciológica de alguns afloramentos na região de Campina Verde e Prata (Triângulo Mineiro - MG), apoiado em estudos petrográficos, microscopia eletrônica de varredura e caracterização paleopedológica. A utilização de dados geoquímicos foi importante para a caracterização do possível ambiente de deposição. Como resultado foi elaborado um modelo deposicional que contempla além dos aspectos paleodeposicionais, a relação entre depósitos sedimentares e paleossolos e variações climáticas da Bacia Bauru. O estudo resultou em informações importantes para a melhor compreensão dos sistemas deposicionais e da arquitetura estratigráfica da bacia, relacionando as fácies estratigráficas, elementos arquitetônicos e paleossolos presentes na área. A determinação de um marco estratigráfico na área indica a correlação entre os principais elementos.

## **1-Introdução**

Segundo Batezelli, 2003, a Bacia Bauru (Figura 1) é uma bacia intracratônica, que abrange aproximadamente 300.000 Km<sup>2</sup>. É caracterizada por apresentar rochas cretáceas de depósitos aluviais dominados por rios entrelaçados, formadas em clima árido a semiárido, além de alguns depósitos eólicos. A área de estudo encontra-se na porção nordeste da Bacia Bauru, região conhecida atualmente como Triângulo Mineiro, em Minas Gerais.

Foi realizada uma revisão bibliográfica a fim de se obter melhor entendimento sobre os estudos realizados na Bacia Bauru na região do Triângulo Mineiro. A maioria dos trabalhos realizados (Alves, 1995, Goldberg, 1995, Ribeiro, 1997) trata do conteúdo paleontológico ou constituem pesquisas ligadas à exploração de recursos naturais tais como calcário e diamante. Alguns trabalhos, entretanto, apresentam um enfoque regional (Hasui, 1967 e Barcelos, 1984). Trabalhos mais recentes como Dal Bó & Basilici (2009) e Batezelli (2003, 2010) enfocam principalmente as análises estratigráficas e geoquímicas de paleossolos, visando à obtenção de características paleoambientais e paleoclimáticas através de correlações.

Este trabalho consiste na caracterização de afloramentos na região de Campina Verde (Estado de Minas Gerais) que forneçam dados paleoambientais, para se obter um modelo deposicional e se determinar uma possível correlação entre os pontos analisados. Por meio da análise de fácies sedimentares e de elementos arquitetônicos, combinada com a análise de indicadores de paleocorrentes e determinação dos níveis de paleossolo é possível determinar as associações faciológicas que caracterizam a estratigrafia da área de estudo. Além disso, é possível delimitar os corpos sedimentares e classificá-los de acordo com os métodos de Miall (1985, 1988), o que possibilita identificar processos sedimentares com maior precisão. Dados obtidos por meio de técnicas como a Difractometria de Raios X e o MEV colaboram para a elaboração de um modelo a partir de estruturas e texturas dos constituintes minerais.

A presença dos paleossolos é importante por constituir uma descontinuidade que caracteriza um hiato deposicional, que permite o desenvolvimento pedogenético, podendo fornecer informações paleoambientais. Análises geoquímicas são importantes para

determinar a variação composicional nos horizontes que indicam processos ambientais, contribuindo para a caracterização dos paleossolos.

O trabalho objetiva contribuir com o conhecimento geológico da área de estudo, a partir da elaboração de um modelo deposicional que contemple informações estratigráficas, pedológicas e paleoclimáticas que registrem a evolução da Bacia Bauru.

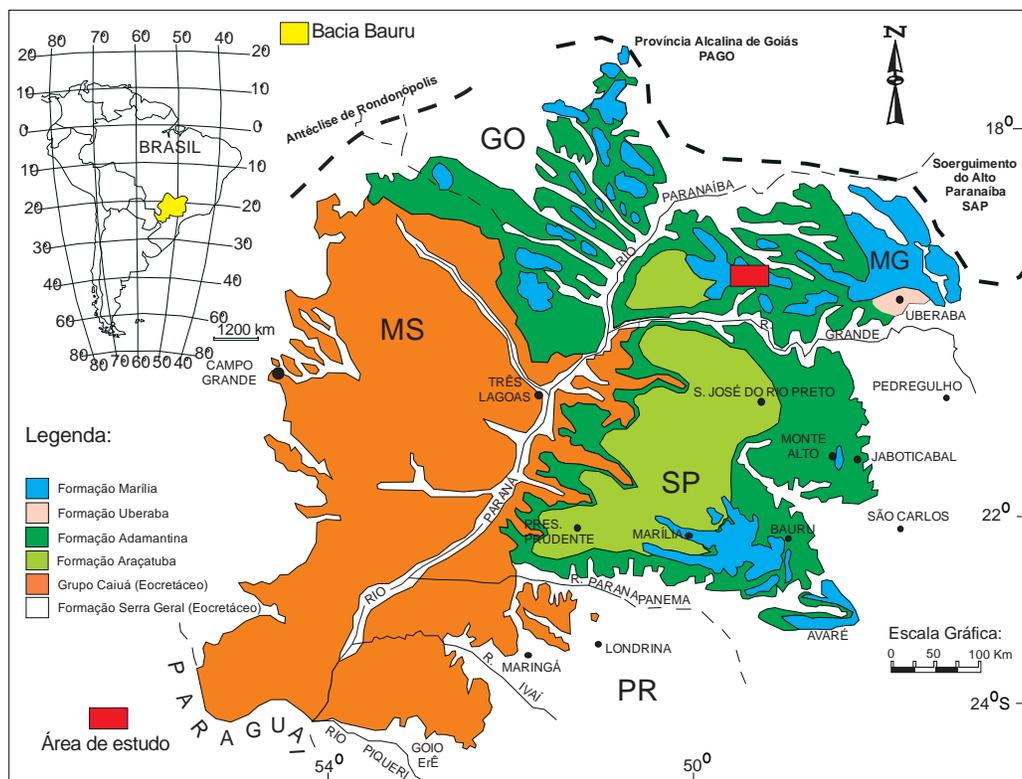


Figura 1: localização da Bacia Bauru e porção da área de estudo (Fernandes & Coimbra, 1996, modificado)

## 2-Justificativa

A área de Campina Verde foi escolhida por apresentar vários afloramentos pouco estudados que fornecem informações relevantes sobre o ambiente deposicional da Bacia Bauru.

Trabalhos anteriores realizados na área de estudo restringem-se a aspectos regionais, tais como Fernandes (1998), Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli (2003, 2010) e Basilici (2009), que consistem em descrições de afloramentos e propõem interpretações

paleoambientais. Entretanto, uma análise que integre aspectos fáciesológicos, elementos arquitetônicos e o estudo de paleossolos nunca foi realizada anteriormente, justificando desta maneira a realização deste trabalho.

Este trabalho apresenta as características gerais dos afloramentos, com base em dados estratigráficos e geoquímicos visando à obtenção de um possível modelo deposicional. Além disso, pode fornecer informações adicionais que auxiliem na classificação paleopedológica e paleoclimática de paleossolos. Com essas informações é possível uma melhor contextualização da Formação Marília na Bacia Bauru.

Este trabalho pode contribuir nos estudos sobre os paleossolos da região de Campina Verde, a partir das análises geoquímicas que permitiram determinar parâmetros importantes, como a quantidade de bases nos horizontes, quantidade de lixiviação, possível área fonte, salinização e oxidação, calcificação e dolomitização. Estes parâmetros indicam a variação das concentrações dos elementos químicos nos horizontes, sendo possível indicar as diferenças entre eles. Também podem atuar como importantes marcos estratigráficos, sendo classificados nas análises de fácies e colaborar na determinação de um modelo paleoambiental

### **3-Objetivos**

O objetivo geral deste trabalho é a elaboração de um modelo deposicional da área de estudo a partir da análise de fácies e dos elementos arquitetônicos, além de sua relação com os paleossolos.

Como objetivos específicos incluem-se:

- Caracterização mineralógica que indicam condições sedimentares, diagenéticas e paleopedogenéticas dos estratos e horizontes;
- Determinação de níveis guia que servirão para correlação de sucessões sedimentares;
- Identificação de áreas fontes através dos dados geoquímicos e de paleocorrentes.

## 4-Localização da área

A área de estudo está localizada na porção oeste do Estado de Minas Gerais, na região conhecida com Triângulo Mineiro, envolvendo afloramentos localizados entre as cidades de Prata e Campina Verde na BR 497, na fazenda Laranjeira e na BR 364 no trecho entre Campina Verde e Comendador Gomes (figura 2).

Tabela 1: localização dos afloramentos em coordenadas geográficas

Afloramento	Latitude	Longitude
1	19°27'26.2''	49°14'42.7''
2	19°27'55.4''	49°10'29.6''
3	19°37'41.6''	49°23'25,5''
4	19°21'41''	49°37'13.1''

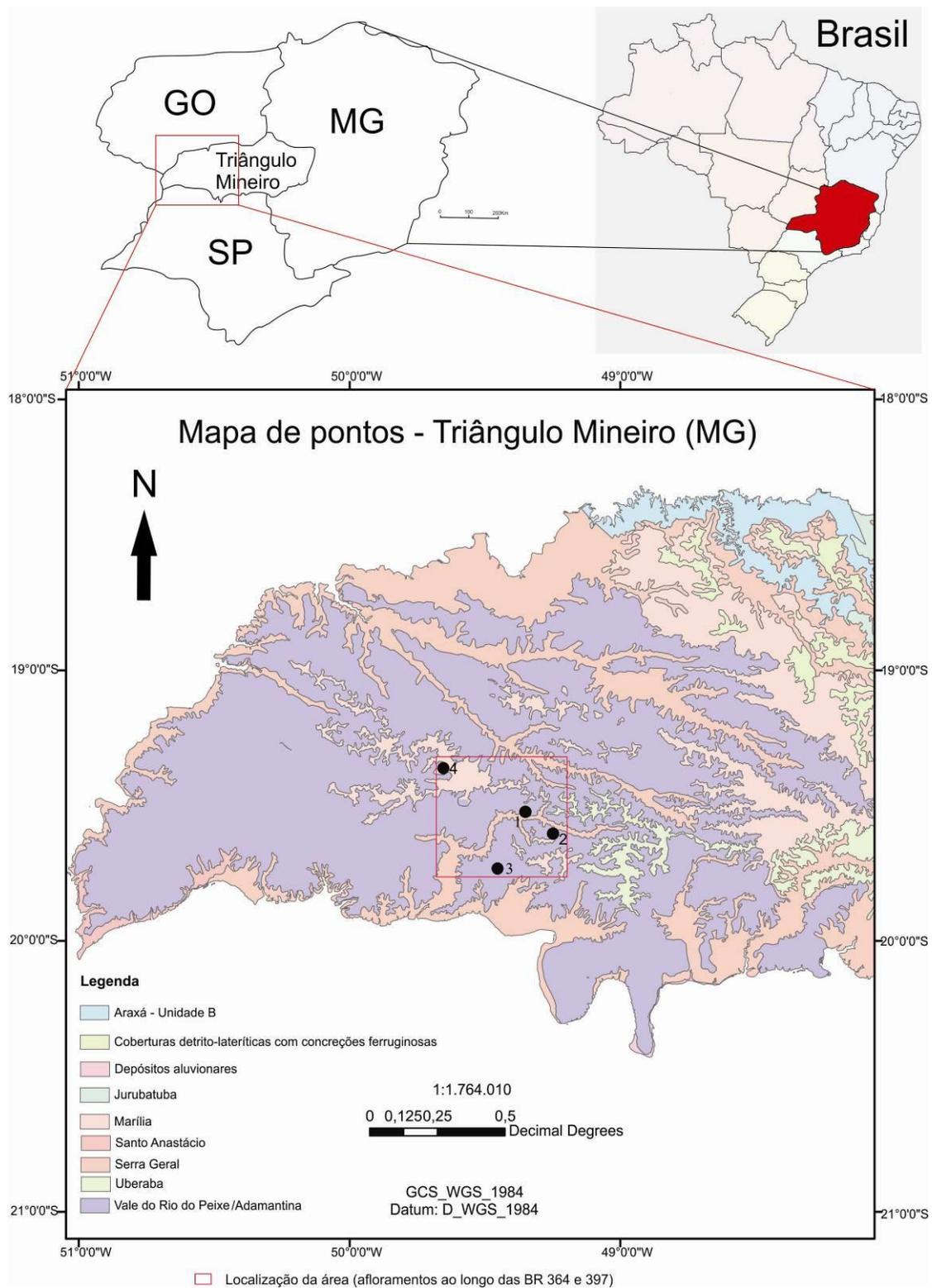


Figura 2 – Mapa de localização da área de estudo com afloramentos descritos demarcados com pontos preto

## **5- Metodologia**

### ***5.1-Análise de fácies e paleocorrentes***

Para a execução da pesquisa foi realizado um campo de 10 dias para a descrição de afloramentos, utilizando técnicas sedimentológicas e estratigráficas. Foram levantadas seções estratigráficas colunares e compostas, além da descrição das litofácies. Para a descrição do afloramento 3 foi utilizada a técnica de visadas, onde uma pessoa com o auxílio da bússola indica um ponto para ser descrito e a partir da contagem dos passos a distância entre as visadas é determinada.

Fácies sedimentares e processos geradores foram identificados a partir dos modelos propostos por Miall (1977 e 1978), sendo agrupadas e empilhadas verticalmente em associações de fácies para a identificação dos ambientes deposicionais.

A análise estratigráfica foi baseada em quatro métodos: análise de fácies, análise de elementos arquitetônicos, superfícies hierárquicas e de macroformas e análise estatística para determinação do padrão de paleocorrentes.

As seções que serão apresentadas no trabalho foram confeccionadas no programa Corel Draw X5, assim como a montagem do painel fotográfico a partir das fotos tiradas em campo. Os painéis serviram para identificação das superfícies hierárquicas e identificação dos elementos arquitetônicos.

Dados de paleocorrentes, principalmente de estratificações cruzadas, foram medidos para a determinação da direção do paleofluxo deposicional. As medidas foram tratadas estatisticamente pelo software STERONET 32 com a obtenção de diagramas em rosetas.

#### **5.1.1 Referencial teórico**

O termo fácies é relacionado ao caráter descritivo e interpretativo da rocha. Podem estabelecer os atributos sedimentares que são interpretados de acordo com a deposição e processos biológicos. De acordo com Miall (1984), litofácies é uma unidade de rocha sedimentar definida de acordo com suas feições litológicas, compostas por composição, tamanho do grão, características de acamamento e estruturas sedimentares. Cada litofácies

representa um evento deposicional individual. Podem ser agrupadas em associações ou conjuntos, caracterizando um ambiente deposicional particular. Essas assembléias constituem a base para a definição de modelos faciográficos. (Miall, 2000)

A definição da escala das fácies sedimentares individuais depende do nível de detalhe analisado, que é determinado por fatores como a natureza da pesquisa a ser desenvolvida, a variabilidade da sucessão sedimentar e a disponibilidade de material rochoso para análise. Além do uso descritivo e interpretativo da rocha, o termo fácies é utilizado de forma genética, relacionando-as aos produtos de processos pelos quais as rochas foram formadas ou ao ambiente deposicional. Um exemplo de fácies relacionada aos processos deposicionais é a fácies turbiditas, que indicam a ocorrência de depósitos de correntes de turbidez; com relação à compatibilidade com o ambiente deposicional exemplos são as fácies fluviais, deltaicas ou lacustres, entre outras. Além disso, também pode indicar o posicionamento tectônico. Assim a análise litofaciológica é importante, pois proporciona estudo genético de sedimentos através de modelos de fácies e associações.

Miall (1985) apresentou um quadro com as litofácies mais comuns a tipos de depósitos fluviais e flúvio-deltaicos, indicando a granulometria e principais estruturas sedimentares presentes além da interpretação paleoambiental. Apenas o empilhamento pode não representar a forma e as estruturas internas mais complexas de grandes barras. A morfologia do canal fluvial reflete o estilo de sedimentação. Para a determinação de um modelo fluvial preciso é necessário conhecer as variações entre a cabeceira e a foz, identificando as principais fácies correspondentes à cada trecho.

De acordo com Batezelli (2003), a precisão para a determinação da gênese de uma rocha depende da identificação dos processos geradores que atuaram no sítio deposicional. Depende também de uma classificação das características texturais (composição, granulometria, esfericidade dos grãos, seleção) e das estruturas sedimentares da rocha em escala micro, meso e macroscópica. O conjunto das feições presentes em uma camada define uma fácies sedimentar.

Para cada feição observada, é necessário estabelecer o processo responsável pela formação. Os conjuntos de fácies associadas vertical e lateralmente indicam os processos

atuantes no sítio deposicional. A partir da identificação dos conjuntos dos processos é necessário identificar os possíveis ambientes de deposição.

Com a definição do ambiente deposicional, é feita a correlação entre as fácies e elementos arquitetônicos permitindo uma visualização tridimensional, configurando um sistema deposicional. A partir das descrições do afloramento foram identificadas as fácies, localizadas no Quadro 1, de acordo com o código baseado na proposta de Miall (1985), com litologia indicada por letra maiúscula (C=conglomerado, A=arenito, F=finos).

Quadro 1: Código de fácies utilizado (Batezelli,2003)

Conjunto de Fácies	Fácies	Características
C	Cmm	Conglomerado maciço, sustentado por matriz
	Cmg	Conglomerado maciço, sustentado por clastos
A	Am	Arenito maciço, com ou sem clastos dispersos
	Aea	Arenito com estratificação cruzada acanalada (pequeno Aeap, médio Aeam e grande porte Aeag)
	Aet	Arenito com estratificação cruzada tabular (pequeno-aetp, médio-aetm e grande porte-aetg)
	Alp	Arenito com laminação plano-paralela
F	Fm	Argilito maciço
	Fma	Lamito maciço com lentes de arenito

De acordo com Miall (1985), as descrições e definições de elementos arquitetônicos devem incluir:

- Natureza das superfícies inferior e superior dos corpos: erosional ou gradacional; planar, irregular ou curvada.

- Geometria externa: lençol, lente, cunha, canal.
- Escala: espessura, extensão lateral paralela ou perpendicular á direção do fluxo.
- Geometria interna: conjunto de litofácies, sequências verticais, superfícies erosionais secundárias e orientação, formas de leito e direção das paleocorrentes, correlação de leitos internos com superfície externa. A ênfase é dada para as formas geométricas das fácies.

Miall (1985) definiu elementos hierárquicos de acordo com o quadro abaixo (Quadro 2)

Quadro 2: Elementos arquitetônicos em depósitos fluviais ( modificado de Miall, 1985)

Elemento	Símbolo	Principal conjunto de fácies	Geometria
Canais	CH	Qualquer combinação	Cunha, lentes ou lençóis, base erosional côncava, escala e forma altamente variável, comumente com erosão interna côncava secundária
Formas de leito arenosas	SB	Aea, Aet, Aeh, Alp, Ar	Lentes, lençóis, camadas, cunhas, ocorrem como preenchimento de canais, crevasses, barras menores
Depósitos de acréscimo lateral	LA	Aea, Aet, Aeh, Alp, Ar, menos comumente Cm, Cea, Cet	Cunha, lençol, lobo, caracterizado por superfícies de acréscimo lateral internas

Estes elementos podem ser representados como na figura abaixo (figura 3):

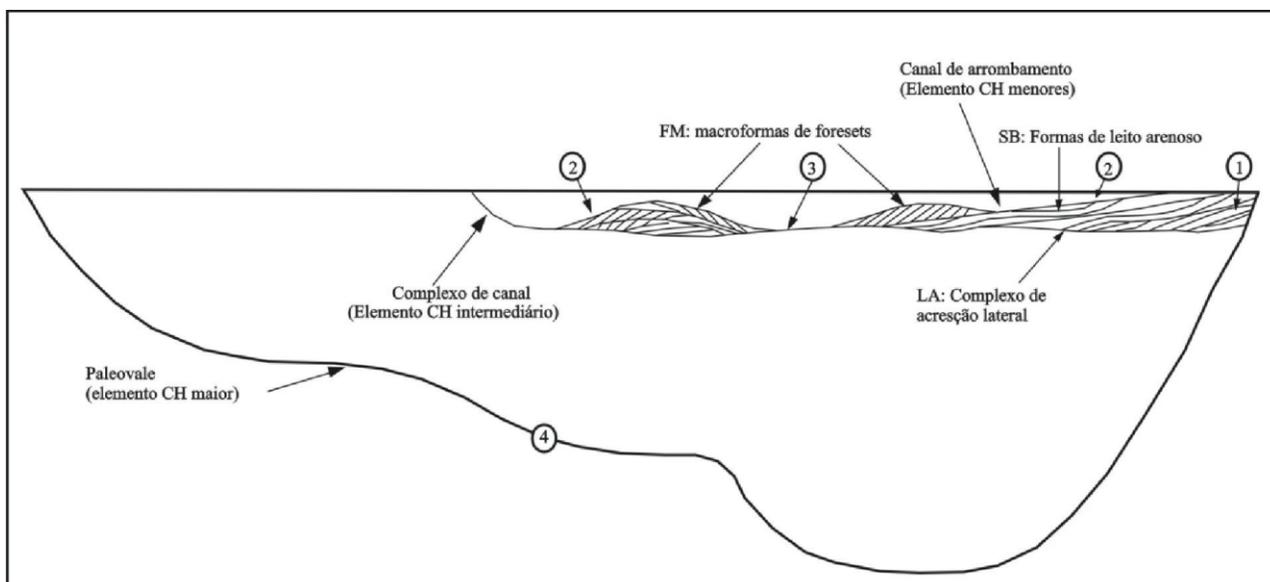


Figura 3: hierarquia dos elementos. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam as respectivas superfícies, em primeira, segunda, terceira e quartas ordens (Miall, 1985)

Miall (1988 a e b), baseado nos trabalhos de Jackson (1975) e Allen (1983), determinou uma hierarquia de superfícies limítrofes para auxílio na determinação dos elementos arquitetônicos (Quadro 3)

Quadro 3: principais características e significado das superfícies hierárquicas, que indicam as divisões das estruturas e contatos (Miall, 1988a)

Ordem	Forma	Características	Significado	Tempo de deposição
1.a	Plana ou côncava	Limita estratos cruzados do mesmo tipo com pouca ou nenhuma erosão interna	Separa sequências cíclicas de pequena escala	De algumas horas a um ou dois dias
2.a	Plana ou côncava	Limita conjuntos de fácies geneticamente relacionadas. Pode haver erosão.	Variações na direção ou nas condições de fluxo sem que haja parada significativa na	De alguns dias a alguns meses

			sedimentação.	
3.a	Erosiva com baixo ângulo (<15°)	Limita conjuntos de fácies similares	Mudanças no estágio ou na orientação da forma de leito	De um ano a dezenas de anos

Os limites das superfícies, determinados como de primeira e segunda ordem são referentes á depósitos dentro de microformas e mesoformas. As superfícies de primeira ordem se referem às camadas frontais de estratificações cruzadas (foresets) e plano-paralelas. Sets de estratificações cruzadas ou feições erosivas de pequena escala são exemplos. Superfícies de segunda ordem são aquelas que limitam conjuntos de estratificações (cosets), podendo indicar variações de fluxo no mesmo evento deposicional. Limitam litofácies, superfícies de truncamento, podendo indicar mudança na variação na direção do fluxo ou evidências de pequenas erosões internas.

As superfícies de terceira ordem limitam 3 diferentes litossomas formados durante episódios de deposição completos. Pode ser definida quando a reconstrução arquitetônica indica presença de macroformas como barras de acréscimo lateral. São superfícies erosivas dentro das macroformas, com baixo ângulo de mergulho e indicam mudança não significativa na orientação da forma de leito.

### ***5.3- Petrografia, Difractometria de Raios X e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)***

As amostras de rochas e solos coletadas dos afloramentos foram enviadas para análise laboratorial que foi realizada por meio da confecção de lâminas petrográficas, Difractometria de Raios X e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

As lâminas petrográficas foram utilizadas para caracterização microscópicas das amostras, onde foram coletados dados relativos a composição, formato dos grãos, porosidade, seleção, textura, maturidade, possíveis reações e diagênese. As lâminas utilizadas neste trabalho foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto

de Geociências da Unicamp com impregnação de resina de poliéster, que provoca o endurecimento do material desagregado por polimerização para evitar perda de material, além da aplicação de corante azul para a identificação dos poros.

A Difractometria de Raios X foi utilizada para determinação da composição mineralógica das amostras de paleossolos, principalmente da fração argila, fornecendo informações sobre a gênese do horizonte e contribuindo para a determinação dos ambientes geoquímicos dos paleossolos. Os pontos obtidos em campo que apresentam paleossolos são relacionados para analisar a extensão, analogias e características distintas entre eles, para assim determinar um modelo de evolução para a área. As análises foram feitas no laboratório de Raio-X do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências da Unesp-Rio Claro (DPM/IGCE/UNESP de Rio Claro – SP).

O MEV permitiu a observação e caracterização dos materiais inorgânicos em micro escala, o que possibilitou a classificação das argilas presentes. A análise da composição e da textura é importante para se determinar a origem das argilas. A análise é realizada a partir de um micro volume (no caso, fragmentos de rocha) que é irradiado com um feixe fino focalizado de elétrons que percorrem toda a superfície da amostra. A interação entre os elétrons do feixe com a amostra produz uma série de sinais que detectam elétrons secundários, restroespalhados e raios x característicos. Cada sinal é decodificado para que diferentes características da amostra possam ser analisadas, no caso a topografia e composição.

Para análise no MEV, as amostras foram limpas com pincel para remover materiais desagregados quando necessário. A metalização com carbono (C) foi realizada a vácuo para evitar a formação de fuligem e má adesão, por meio da evaporação, por condução de corrente elétrica de uma fibra de carbono. A fina camada de elemento condutor (carbono ou ouro) foi colocada sobre a superfície das amostras para que os elétrons fossem conduzidos para o aterramento. Foi utilizado o metalizador EMITECH K450. As análises foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura-MEV do Instituto de Geociências da Unicamp, onde foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura LEO 430i com varredura digital e controlada por um programa de computador fabricado pela Companhia

Zeiss. Acoplado ao MEV há um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da Oxford Instruments que geram dados semi quantitativos. A energia do feixe de elétrons neste equipamento é ajustável de 300 Volts (V) a 30 quilovolts (kV) e a corrente do feixe entre 1 pico-ampere e 1 micro ampere, sendo que os valores podem ser ajustados para se adequar ao tipo de amostra e exame desejado.

## **6-Geologia Regional**

### **6.1-Generalidades da Bacia Bauru**

A Bacia Bauru é uma bacia sedimentar intracratônica que abrange uma área de aproximadamente 330.000 Km<sup>2</sup>, ocupando parte dos estados de São Paulo, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás e Minas Gerais. (Batezelli, 2010)

A Bacia Bauru foi formada no Cretáceo Superior, após os ciclos tectônicos que ocorreram na Plataforma Sul-Americana. Estes ciclos são representados principalmente no Mesozóico pelo magmatismo basáltico que deu origem a Formação Serra Geral e posterior subsidência termal (ajuste isostático) da Plataforma Sul-Americana permitindo a formação de bacias sedimentares interiores. O mecanismo gerador da depressão sobre a qual se acumularam os sedimentos da Bacia Bauru tem sido interpretado como de natureza termal por Milani (1997) associado ao resfriamento do basalto, ou mecânico por Batezelli (2003) associado a processos de reativação dos lineamentos tectônicos do embasamento (Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto, de Hasui *et al.*, 1989) como proposto por Fulfaro *et al.* (1994), Riccomini (1997) e Fernandes & Coimbra (2000).

Pode-se dizer que a área de deposição passou por dois estágios evolutivos distintos, o primeiro formando um depocentro na porção centro sul da bacia do Paraná e o segundo um novo depocentro na porção setentrional (Batezelli, 2003 *op cit*).

De acordo com Fernandes & Coimbra (1996) e Riccomini (*op cit*), os limites determinantes da bacia são erosivos ou tectônicos, a noroeste pela Antéclise de Rondonópolis (Coimbra, 1991), nordeste pelo Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991), a leste pelos alinhamentos do Rio Mogi Guaçu (Coimbra *et al* 1981), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini, 1995), sul e sudeste pelo alinhamento

Parapanema (Fulfaro, 1974) e a oeste o limite é encoberto pelos sedimentos aluviais do Terciário (planície do Rio Paraná) (Batezelli, *op cit*). Os processos relacionados aos limites erosivos estão ligados ao levantamento da Serra do Mar e Soerguimento do Alto Paranaíba na borda oriental, durante o Terciário.

## **6.2-Litoestratigrafia do Grupo Bauru**

A Bacia Bauru (Figura 4) é dividida em Grupo Caiuá (formado no Eocretáceo) e Grupo Bauru.

O Grupo Bauru é composto da base para o topo pelas formações Araçatuba e Adamantina, que apresentam contato abrupto e erosivo com Formação Serra Geral e consistem em rochas lamíticas e arenitos muito finos; Formação Uberaba, composta por arenitos finos a médios esverdeados; e Formação Marília, composta por arenitos médios a grossos e paleossolos (Batezelli *et al.*, 2003 e 2007).

A Formação Araçatuba é constituída por arenitos muito finos a siltosos e siltitos arenosos, podendo apresentar estratificações plano-paralelas e acanaladas de pequeno porte. O contato da Formação Araçatuba na base é discordante em relação às formações Serra Geral e Santo Anastácio, e o contato superior é gradacional e interdigitado com a Formação Adamantina (Formação Vale do Rio do Peixe de Fernandes & Coimbra, 2000). De acordo com Milani *et al* (2007), podem ser encontradas gretas de ressecamento, marcas de raízes, além de cimentação e crostas carbonáticas paralelas a estratificação.

A Formação Adamantina é composta por arenitos avermelhados, lamíticos e conglomerados com intercalações lamíticas em menor escala, apresentando contato gradacional com relação à Formação Araçatuba. Os arenitos da Formação Adamantina apresentam estratificações cruzadas acanaladas e cimentação por carbonato de cálcio, além de bioturbações e estruturas maciças. (Batezelli, *op cit*).

Já a Formação Uberaba encontra-se interdigitada com a Formação Adamantina, sendo composta por arenitos esverdeados e lamitos, siltitos e conglomerados. Nesta formação é possível observar a ocorrência de barras amalgamadas e estratificações

cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte e estratificações plano-paralelas (Batezelli, *op cit*).

A Formação Marília é constituída por arenitos maciços e conglomerados, cimentados por carbonato de cálcio. É subdividida nos membros Serra da Galga (conglomerados e arenitos conglomeráticos, além de argilitos e siltitos) e Ponte Alta (depósitos de calcários, arenitos calcíferos finos, geralmente intensamente cimentados por carbonato de cálcio) (Batezelli, *op cit*). Esta formação pode ser representada pelo Membro Echaporã na porção oeste da Bacia Bauru (Barcelos 1984), composto por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, geralmente maciços e com muitas marcas de raízes (Batezelli, *op cit*). A Formação Marília apresenta contato basal gradacional ou abrupto com as formações Adamantina e Serra Geral.

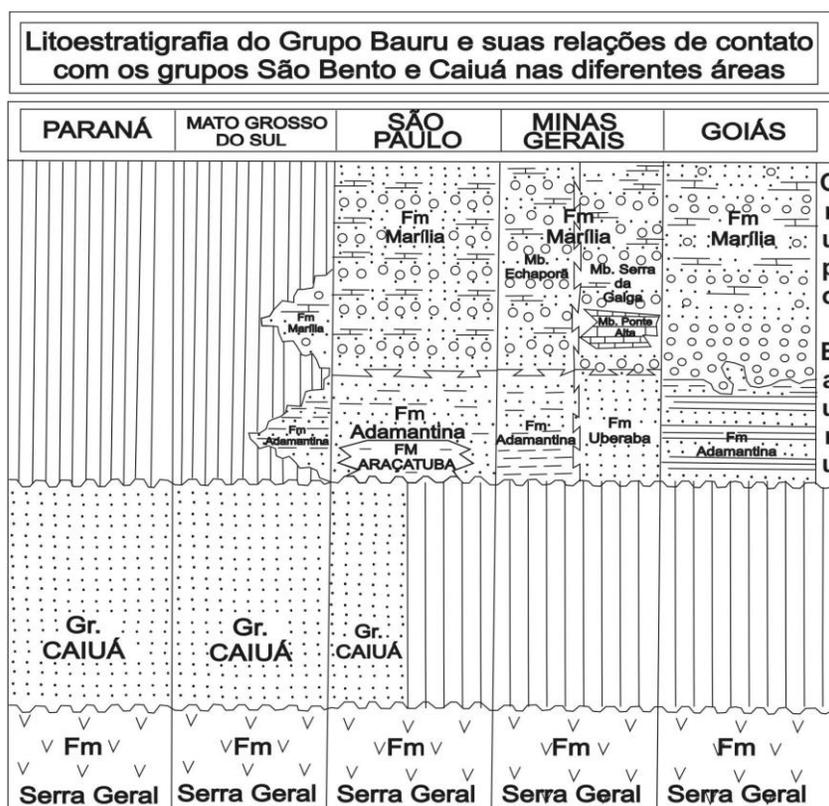


Figura 4: Coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru e sua relação de contato com as unidades cretáceas nas diferentes áreas de ocorrência (Batezelli, 2010)

### **6.3-Paleoambientes**

Segundo Fernandes (2010) o início da sedimentação na Bacia Bauru corresponde ao soterramento progressivo do substrato basáltico por uma extensa manta arenosa, formada principalmente por lençóis de areia com dunas baixas, interdunas e depressões eventualmente úmidas ou aquosas, onde lamas foram retidas. Sobretudo nas áreas mais marginais, as amplas planícies eram atravessadas por fluxos esporádicos não-confinados de enxurradas de deserto (*wadis*). No eixo central da bacia endorréica ajustou-se um sistema regional de drenagem, com o fluxo partindo das bordas da bacia em direção à periferia do deserto interior Caiuá, quente e seco. Uma segunda fase de preenchimento teve início após eventos de soerguimento das bordas da bacia, acompanhados pela instalação de corpos ígneos de natureza alcalina em altos tectônicos marginais do embasamento.

A Bacia Bauru possui depósitos lacustres rasos e aluviais retrabalhados por rios entrelaçados que indicam clima árido a semiárido. Processos sedimentares como decantação, fluxos tracionais por correntes (fluvio-aluviais) e subáreos (eólicos) são observados (Batezelli, 2010).

Brandt Neto (1984) relacionou a ocorrência de calcários do tipo caliche e do argilomineral palygorskita depositados nos arenitos da Formação Marília a um episódio de aridez, sendo que a deposição foi relacionada a regimes torrenciais de alta energia (leques aluviais marginais) por Barcelos (1984). Por outro lado, a sedimentação distal dos leques, por fluxos em lençol podem ter formado calcretes pedogenéticos (Fernandes, 2010.).

### **6.4-Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Bauru no Triângulo Mineiro(MG)**

Os primeiros estudos realizados na região são do século XVIII, quando o naturalista francês Saint'Hilaire obteve conhecimentos sobre águas minerais e depósitos superficiais de sais alcalinos no Barreiro do Araxá (Sena, 1921).

A descoberta de paleoaluviões diamantíferos no Alto Paranaíba em 1864 (Barbosa *et al.*, 1970) chamou a atenção de diversos pesquisadores para esta região. Os primeiros estudos foram realizados na região de Uberaba (MG).

Price (1945, 1950a, 1950b, 1953 e 1955) apresentou vários estudos paleontológicos, com importantes descobertas de fósseis de dinossauros, crocodilos e quelônios na região de Uberaba.

Hasui (1967) apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, retomando estudos sobre a Formação Uberaba. Os arenitos foram caracterizados como rochas epiclásticas que apresentam conglomerado basal seguido por arenitos com cimentação carbonática e/ou matriz argilosa verde, associados à siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos.

Hasui (1968 e 1969) descreveu sedimentos na região do Triângulo Mineiro, que de acordo com Braun (1970) podem ter sido depositados em duas bacias, a Bacia sedimentar do Paraná e a Bacia São Franciscana, separadas por uma estrutura denominada por Sad & Torres (1968) de “Antéclise do Alto Paranaíba”. Posteriormente Hasui *et al* (1975) redefiniu a faixa divisória entre as bacias chamando de “Soerguimento do Alto Paranaíba”.

Os trabalhos sobre as sequências cretáceas no Triângulo Mineiro foram focados nos problemas estratigráficos de correlação com o Estado de São Paulo na década de 1980.

Os calcretes da Formação Marília foram estudados por Suguio & Barcelos (1983) em afloramentos nos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Goiás e principalmente nas proximidades de Uberaba em Minas Gerais. Amostras de superfície e subsuperfície foram classificadas petrologicamente de acordo com Netterberg (1967, *apud* Suguio & Barcelos, *op cit*).

Barcelos (1984) realizou um trabalho redefinindo e caracterizando o Grupo Bauru, apresentando a integração das unidades que ocorrem em São Paulo e no Triângulo Mineiro, propondo a subdivisão da Formação Marília nos membros Ponte Alta e Serra da Galga.

Barbosa & Castro (1993) realizaram estudos nos conglomerados basais da Formação Marília no Triângulo Mineiro relatando ventifactos. Estes podem ter se formado por deflação eólica e/ou remobilização por enxurradas.

Goldberg (1995) realizou uma reconstituição paleogeográfica na área do Triângulo Mineiro (MG) baseada em estudos na região de Uberaba e Campina Verde/Prata. A sedimentação foi dividida em dois estágios, o primeiro referente à deposição das rochas das formações Uberaba e Adamantina em planície fluvial com retrabalhamento por ventos em clima semiárido e o segundo estágio se refere à deposição das rochas da Formação Marília em sistema fluvial com lagos associados, em clima árido.

Nos últimos anos muitos trabalhos relacionados a diagênese na Formação Marília foram realizados. Estudos petrográficos podem indicar origem dos calcretes e silcretes, já que a definição de suas origens e sua distribuição são fatores que auxiliam os trabalhos de exploração de recursos naturais, visto que na região de Uberaba os calcários são explorados como matéria prima para fabricação de cimento e corretivo de solo.

Etchebere *et al* (1999) estudaram a calcretização pela água subterrânea nas rochas da Formação Marília propondo fases do esquema evolutivo. Segundo estes autores há um hiato entre os depósitos da Formação Uberaba e posterior deposição da Formação Marília, incluindo o Membro Serra da Galga, e a discordância entre as formações Uberaba e Marília. Os autores incluíram o Membro Ponte Alta na Formação Uberaba, concluindo que o evento de calcretização ocorreu no intervalo de deposição entre a Formação Uberaba e Marília.

Ribeiro (2001), a partir de estudos petrográficos e diagenéticos das rochas do Membro Serra da Galga, constatou eventos relacionados a condições climáticas semiáridas. Este autor identificou a ocorrência de argilas mecanicamente infiltradas, inibindo o desenvolvimento parcial das fases diagenéticas posteriores. Análises em difratogramas de raios-X indicam presença de esmectita nas argilas do Membro Serra da Galga.

Capilla (2002) indicou que os depósitos da Formação Marília se formaram a partir do ambiente fluvial entrelaçado, predominantemente arenoso, constituído por fácies de canal e algumas fácies pelíticas de abandono. Em algumas porções da base do Membro Serra da Galga, os depósitos clásticos fluviais apresentam modificações na sua textura e estrutura devido à formação de calcretes. Esta sucessão faciológica é vinculada a um

ambiente fluvial entrelaçado associado a áreas inundáveis que formam lagoas de caráter temporário, susceptíveis a processos de calcetização e formação de paleossolos e ligados a variações do lençol freático na época da deposição.

## **7-Paleossolos**

De acordo com Ladeira e Santos (2005), paleossolo “é o objeto de estudo da paleopedologia, que estuda os solos antigos, tendo por objeto solos soterrados e/ou incorporados a sequências sedimentares, ou solos desenvolvidos em superfícies de relevo pretéritas, influenciadas por mudanças ambientais posteriores, evidenciando antigos ambientes e contendo registros sobre ações do clima, cobertura vegetal, formas de relevo, intensidade da pedogênese e taxas de sedimentação vigentes quando da sua formação.” Suguio (1998) define paleossolo como um solo originado em tempos geológicos pretéritos, que pode apresentar-se na superfície do terreno ou soterrado em subsuperfície. Paleossolos correspondem a um empilhamento vertical de eventos, indicando a inter-relação entre sedimentação, erosão, não deposição e pedogênese. O topo de um paleossolo indica uma descontinuidade, que pode ser erosiva ou não, sendo que abaixo pode ter ocorrido desenvolvimento de plantas e outros organismos, indicados por marcas de raízes, rizoconcreções e eventualmente, fósseis. As marcas de raízes são bons indicadores para a identificação dos paleossolos.

O desenvolvimento dos perfis pedológicos depende de cinco fatores essenciais, que em conjunto criam as condições de pedogênese: clima, topografia, tempo, rocha parental e organismos.

Esses fatores representam condições paleoambientais e paleoclimáticas que prevaleceram no ambiente deposicional, além de permitir a determinação de intervalos para correlação estratigráfica, as estimativas de taxas de sedimentação e indícios de relevo. Além disso, esses fatores indicam a ocorrência de hiatos deposicionais, que permitiram o desenvolvimento pedogenético.

Critérios de campo e laboratório, como a Difractometria de Raios X, foram utilizados para a determinação e caracterização mineralógica dos paleossolos observados.

Basilici (2009) classifica os paleossolos em três tipos: Aridisols, Entisols e Vertisols, com diferentes graus pedogenéticos e estruturas diversas. Possuem características distintas devido aos diferentes ambientes de formação

De acordo com Dal'Bo (2010) os paleossolos mais frequentes ao norte da Bacia Bauru são os Aridisols e Alfisols, ambos apresentando horizontes Bt e Btk com estruturas pedogênicas bem desenvolvidas. Esses paleossolos encontram-se cimentados por carbonato de cálcio, e apresentam feições como bioturbações, krotovinas e outras estruturas características de paleossolos.

## **8-Geologia local**

Neste capítulo serão apresentadas as descrições dos afloramentos, para que seja realizada a correlação entre esses afloramentos. No afloramento 1 o paleossolo apresenta-se melhor desenvolvido do que nos demais afloramentos, de modo que apresenta descrições mais detalhadas e possibilitou análises geoquímicas de amostras retiradas dos horizontes. O afloramento 3 apresenta características faciológicas e arquitetônicas evidenciadas, representando de maneira geral as características dos depósitos e do desenvolvimento pedológico. Dessa forma, a classificação das fácies nos demais afloramentos foi realizada com base nas características encontradas neste afloramento.

### **8.1-Afloramento 1** – Rodovia Prata-Campina Verde - BR 364

O afloramento (figura 5) possui aproximadamente 25m de extensão e 4m de altura, sendo dividido em duas seções A e B.

Da base em direção ao topo, a seção A apresenta fácies arenosas com estratificações cruzadas (Aet), sutilmente plano-paralelas (Alp) e fácies areníticas maciças (Am) (Figura 6), algumas apresentando clastos dispersos. São observados também contatos abruptos de fácies lamíticas com lentes de arenitos (Fma), além de fácies conglomeráticas maciças sustentada por clastos (Cmg) (Figura 7). Nesta seção também ocorrem diamictitos

e *networks* de gipsita, além de algumas superfícies erosivas identificadas entre fácies areníticas e lamíticas. A presença de marcas de raízes com halos de redução bem delimitados (Figura 8) no topo da seção indica a presença de paleossolo, que podem ser classificados como fácies Am. Fósseis de ossos foram observados, mas não foram caracterizados por não ser foco deste trabalho.

A seção B (Figura 9) consiste em fácies lamíticas maciças (Fm) em contato com fácies areníticas com estratificações cruzadas de baixo ângulo (Aetp), também sendo observadas algumas marcas de raízes com halos de redução. Ocorrem também finas lâminas de gipsita em determinadas porções do afloramento e uma superfície erosiva irregular entre o arenito e lamito.

Foram descritas e confeccionadas duas seções referentes à Formação Marília na Figura 10, sendo que para a seção A foi confeccionada um perfil sedimentológico e outro pedológico.

Este perfil, de acordo com a seção A, foi dividido pedologicamente em cinco horizontes, respectivamente do topo para base: H1 (horizonte classificado como Bt/Btk), H2 (horizonte C), H3 e H4 (horizontes Bt), H5 (horizonte C), representados no perfil. É importante ressaltar que o horizonte Bt é caracterizado por ser mais desenvolvido do que o horizonte C, sendo necessária certa quantidade de água para seu desenvolvimento. Há muitas marcas de raízes encontradas no topo dos horizontes H1 e H3.

Horizontes Bt apresentam cerosidade indicando eluviação de argila, algumas estruturas prismáticas grandes e fracas, sendo classificados como Bt ou Btk, dependendo da quantidade de argila. As cores baseadas na carta Munsell, variam nos tons de vermelho (10R6/6 – vermelho fraco; 10R 4/6 – vermelho escuro; 10R 5/8 – vermelho), sendo que as krotovinas apresentam a cor 10R 8/1 (branco), com manchas enegrecidas e amareladas.

De acordo com a Figura 10, é possível observar que as discontinuidades são as mesmas para o perfil pedológico e sedimentológico (entre horizontes H1-H2, H2-H3, H3-H4) e , assim como os limites que delimitam os horizontes, confirmando um mesmo evento deposicional.



*Figura 5: foto panorâmica das seções, indicando contato entre depósitos arenosos e paleossolo*



*Figura 6: arenito lamítico, indicando fácies Am na seção A*



*Figura 7: fácies conglomeráticas com porção mais arenosa*



*Figura 8: marcas de raízes em arenito lamítico*



*Figura 9: foto representativa da seção B, com litologias areníticas e lamíticas e sutis estratificações*

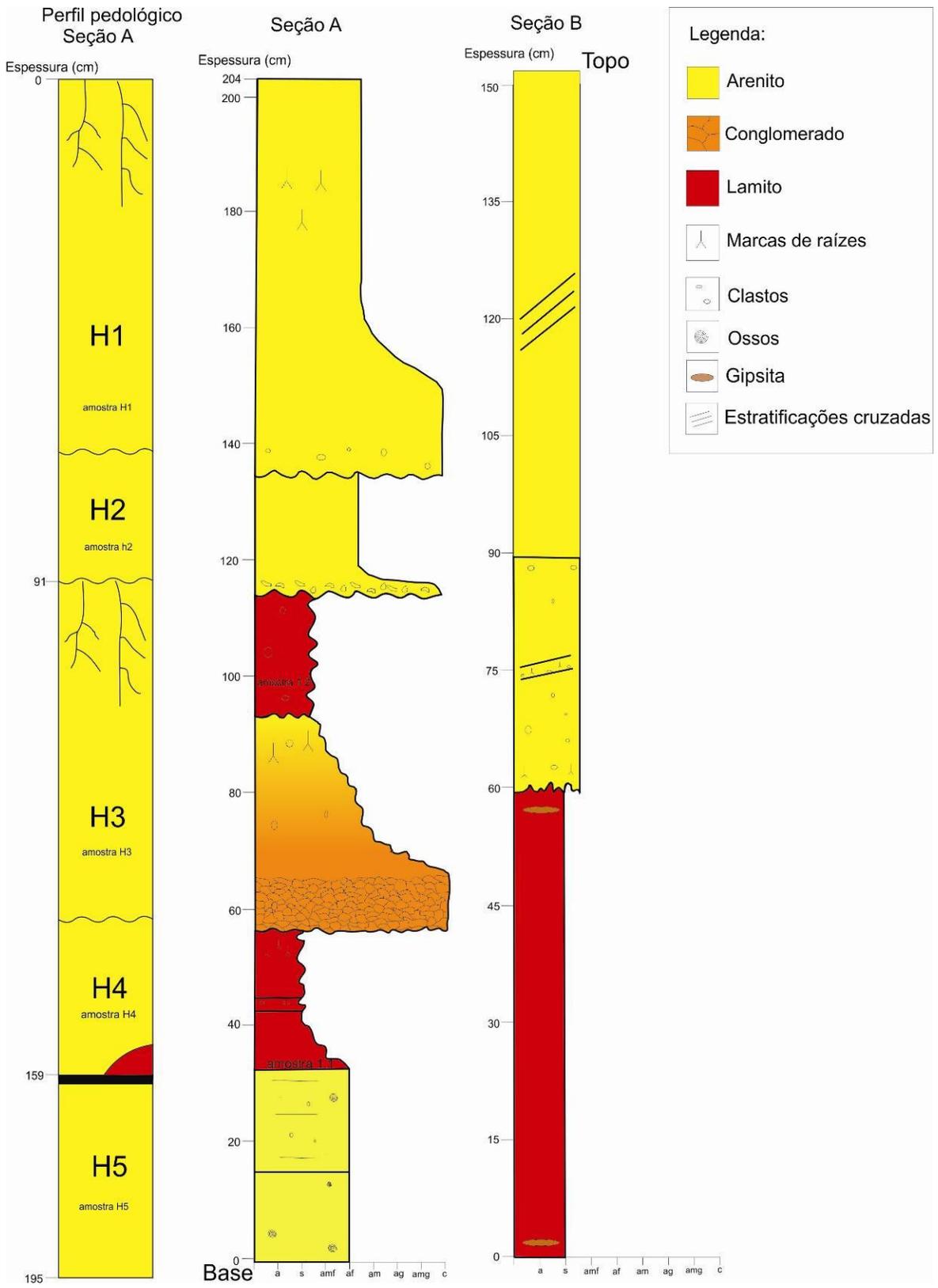


Figura 10: seções do afloramento 1

As análises dos rumos das estratificações cruzadas indicam tendência geral do paleofluxo para sudeste, como observado nos diagramas de rosetas da Figura 11, embora algumas sejam mais direcionadas para sudoeste. Essas paleocorrentes indicam as direções de deposição, com pequenas variações entre elas indicando fluxos distintos, podendo representar os depósitos nas barras em porções distintas, como macroformas. As medidas da primeira roseta foram obtidas em estratificações cruzadas da porção média do afloramento, as da segunda em estratificações cruzadas do topo e a terceira roseta foi obtida pelas superfícies limitantes próximas ao topo.

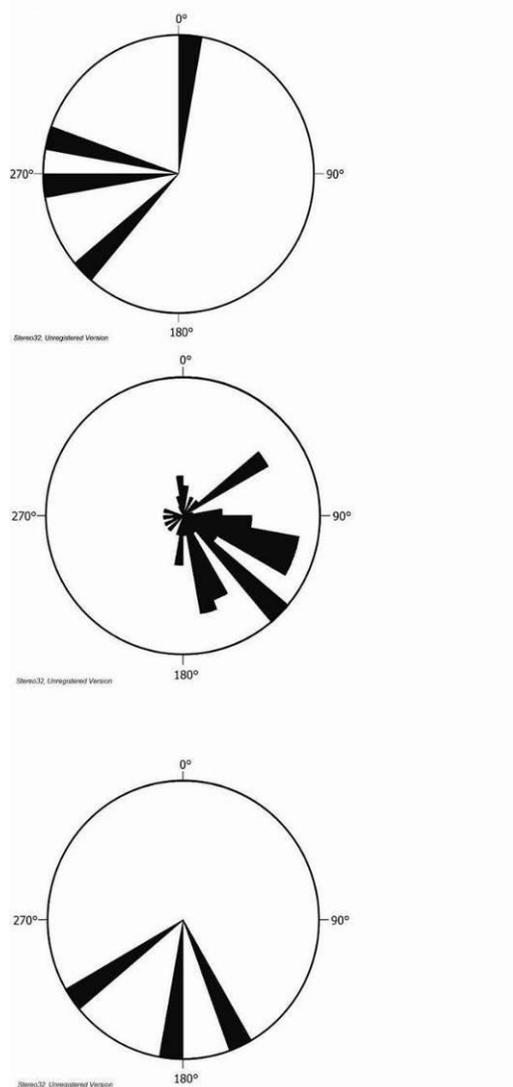


Figura 11: Diagramas em rosetas com direções das paleocorrentes encontradas no afloramento 1

## 8.2-Afloramento 2- Fazenda Laranjeira - estrada entre Campina Verde e Prata - BR364

Este afloramento apresenta aproximadamente 30 metros de altura e 50 de extensão, coloração predominantemente avermelhada e grandes estratificações cruzadas (Figura 12). Possui muitas bioturbações e rizoconcreções antigas. O afloramento possui intercalações de paleossolos com estratos arenosos conglomeráticos, (Figura 13) indicando fácies Aetg.

No topo há um perfil laterítico com ferricrete. O solo se assemelha á um Neossolo Quartzarênico, espesso e sem estruturas pedológicas evidentes. A pedogênese neste afloramento não é avançada.



Figura 12: detalhe dos depósitos de prováveis canais, arenosos e com estratificações cruzadas

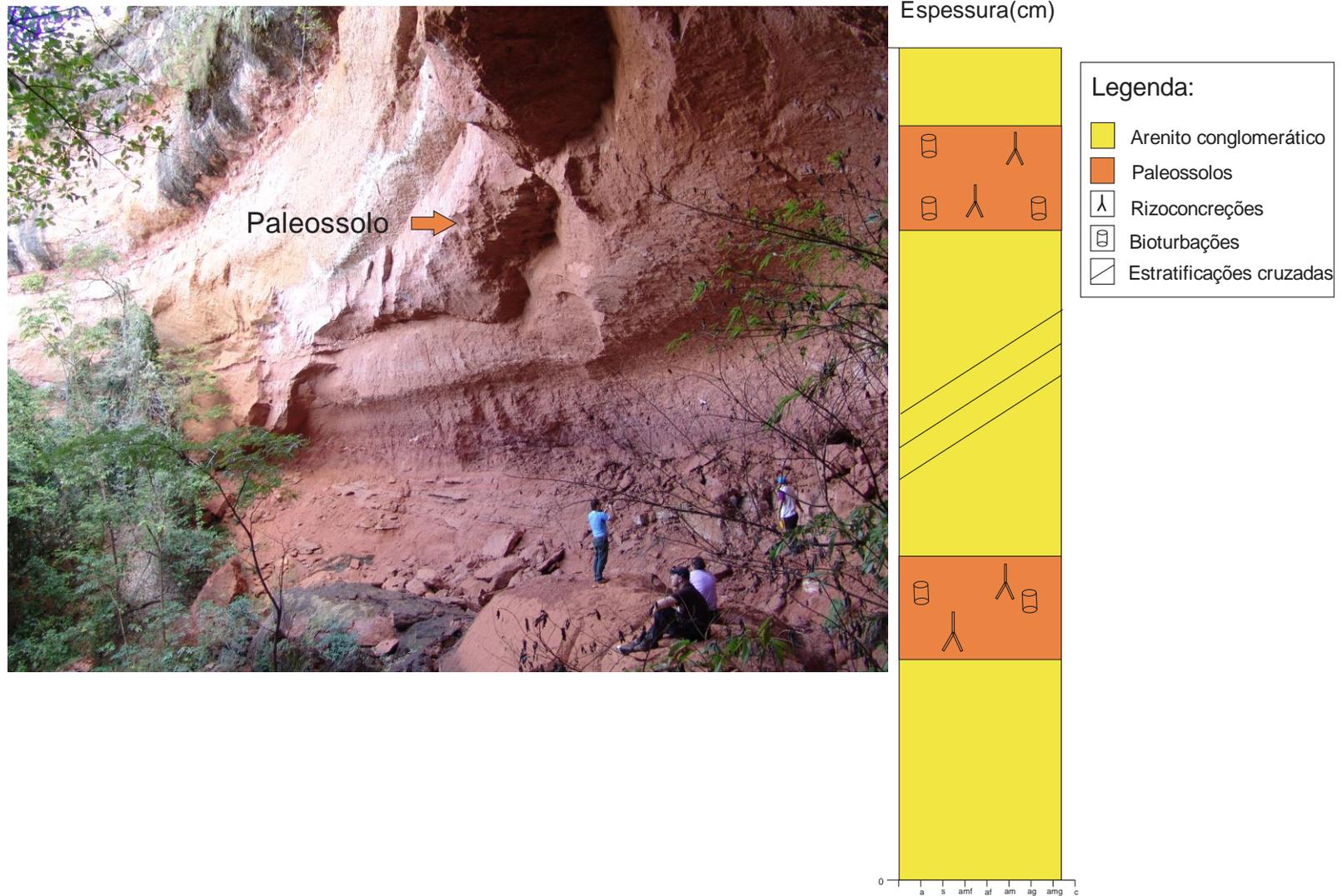


Figura 13: porção do afloramento com intercalação de estratos arenosos com paleossolos ao lado de uma seção representativa

### **8.3-Afloramento 3** – Rodovia BR 364 entre Campina Verde a Comendador Gomes a 6 Km de Campina Verde.

Afloramento com aproximadamente 120 m de extensão e altura variando entre 8 e 6 m, realizada a partir de visada feita com bússola. Altura dos pés aos olhos: 1,75 m. Passos: 0,73 m

A coloração do afloramento é em geral avermelhada, mas apresenta regiões com cores mais rosadas ou esbranquiçadas (Figuras 14 e 15). Seixos e lentes carbonáticas podem ser ligados à cimentação por carbonato de cálcio, embora estes não ocorram em grandes proporções (Figura 16). Possui granulação geral de fina à média embora apresente conglomerados que se encontram intercalados com porções areníticas. Estratificações cruzadas e algumas plano-paralelas são observadas (Figura 17), além de bioturbações (Figura 18), marcas de raízes (Figura 19) e nódulos septários (Figura 20).

Foram encontradas 6 superfícies que limitam cinco corpos, sendo que um deles é um canal (Figura 21). As geometrias definidas indicam três ciclos bem marcados de sedimentação e pedogênese. Foi possível delimitar macroformas de acordo com os métodos propostos por Miall (1985).

De maneira geral o afloramento é limitado por duas superfícies de terceira ordem ao longo de toda a extensão, que delimitam, na base, paleossolos arenosos (fácies Am), macroformas de acréscimo à lateral na porção intermediária (elemento LA) que apresentam forma côncava, e paleossolos arenosos no topo (fácies Am). De acordo com as descrições realizadas por Batezelli (2003), as fácies Am são correspondentes à porções arenosas. No caso os paleossolos observados no afloramento estão sendo classificados como fácies Am.

Na porção média do afloramento observa-se um canal (elemento CH) delimitado por superfícies de segunda ordem. Estratificações cruzadas (Figura 22) tabulares e acanaladas de pequeno e médio porte estão demarcadas pelas superfícies de primeira ordem e são observadas ao longo de todo o afloramento. Como as estratificações são diversas as fácies podem ser Aeap, Aeam e Aet. Superfícies de segunda ordem

apresentam pequenas inclinações e delimitam pequenos ciclos granodecrescentes ascendentes. Na base destes ciclos há pequenos conglomerados (fácies Cmm e Cmg).

As seções para este afloramento encontram-se na Figura 23.

Um painel de fotos (Figura 24) foi montado para que as estruturas e seções pudessem ser melhor representadas, demonstrando as porções de onde as seções foram descritas (seções a,b e c). Foram confeccionadas rosetas para indicação da direção das paleocorrentes medidas em campo. Essas medidas serviram para dois propósitos: o primeiro, verificar a direção da paleodrenagem, e o segundo, identificar se as macroformas observadas eram de acréscimo lateral ou à jusante. As rosetas indicam direções entre sudoeste e nordeste, representando o depósito no canal em diversas direções.

No contato entre os paleossolos basais e os depósitos sedimentares ocorre um nível de carbonatação, não pedogenizado.



*Figuras 14 e 15: visão geral do afloramento, com porções areníticas e paleossolos, marcas de raízes e estratificações cruzadas*



*Figuras 16: contato arenito/paleossolo, com lentes carbonáticas*



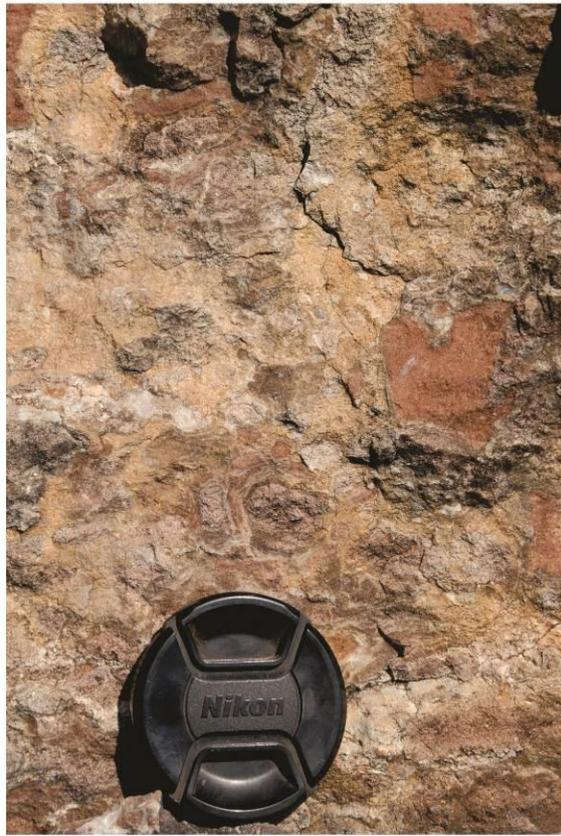
*Figura 17: marcas de raízes e possíveis estratificações preservadas*



*Foto 18: Bioturbações*



*Figura 19: marcas de raízes*



*Figura 20: nódulos septários*



*Figura 21: detalhe do canal arenoso, com marcas de raízes*



*Figura 22: contato arenito/conglomerado, com presença de paleossolos arenosos, marcas de raízes e estratificações cruzadas*

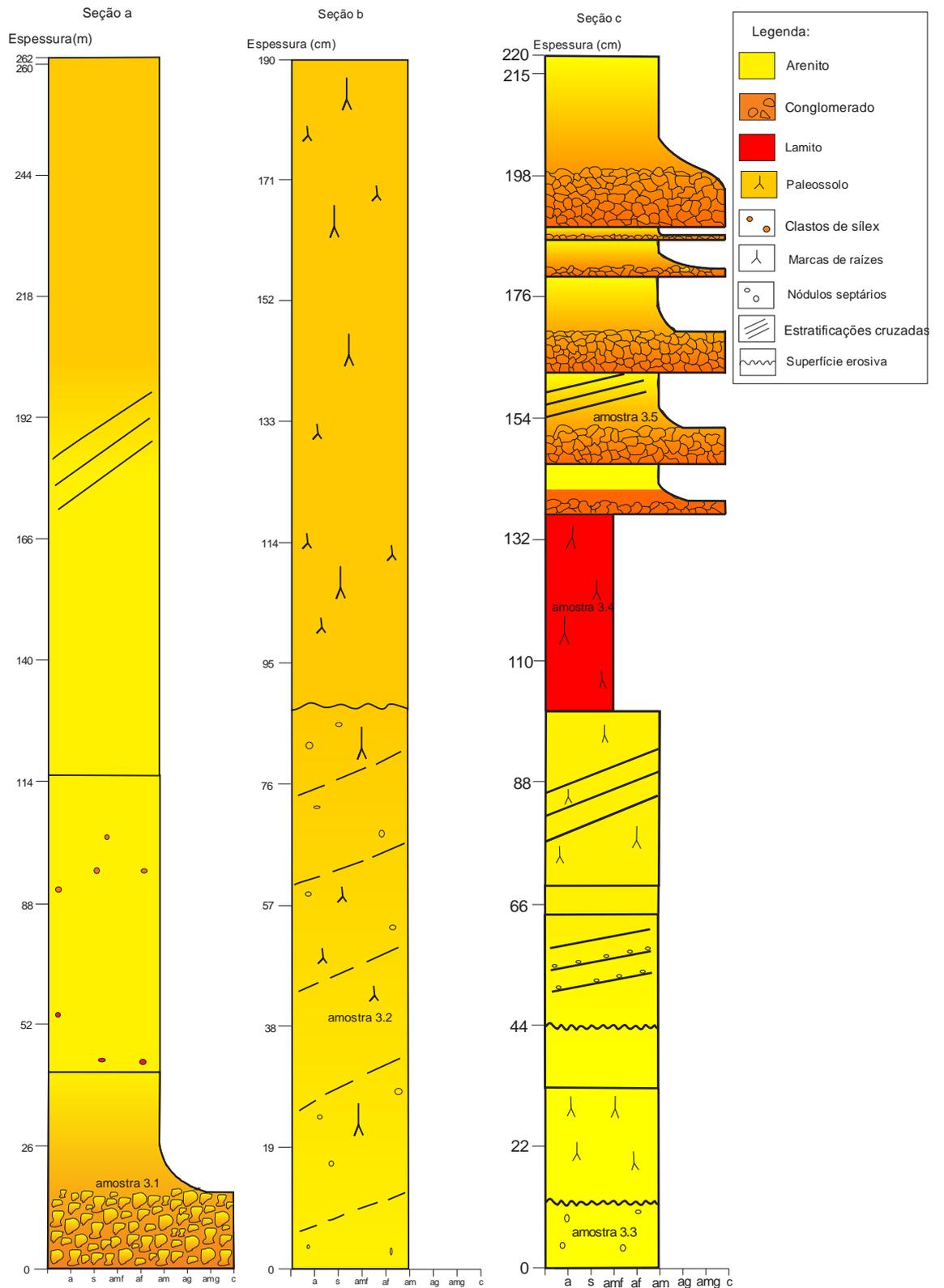


Figura 23: Seções a,b e c referentes ao afloramento 3

Afloramento na BR 364 entre Campina Verde e Comendador Gomes, a 6Km de Campina Verde

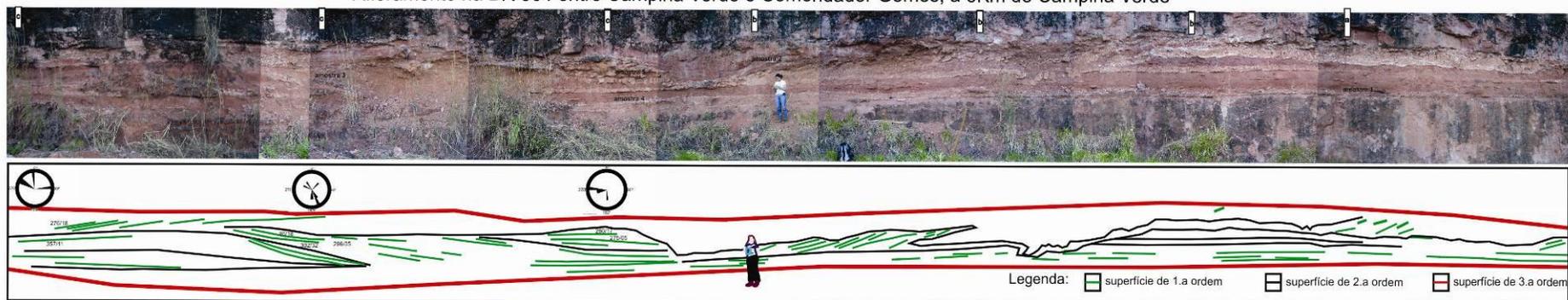


Figura 24: painel fotográfico

#### **8.4-Afloramento 4** - Estrada entre Campina Verde e Gurinhatã - BR 364

Afloramento composto por dunas eólicas com argila. (Figuras 25 e 26).



Figura 25: Estratificações cruzadas de grande porte.

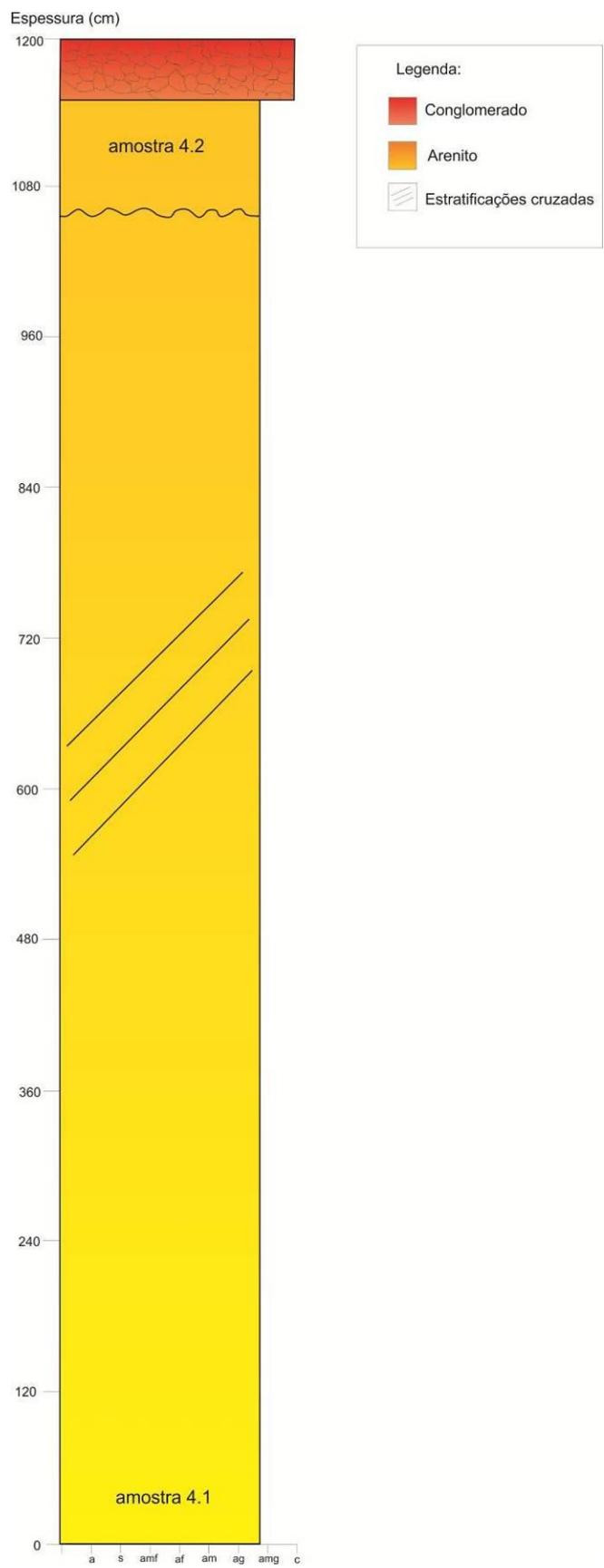


Figura 26: Seção colunar representativa do afloramento 5, composta principalmente por dunas eólicas

Foram coletadas medidas de estratificações cruzadas apresentadas em forma de um diagrama de rosetas (Figura 27). Esses diagramas indicam principalmente as direções oeste-noroeste, representando a direção do vento na época de deposição dessas dunas eólicas.

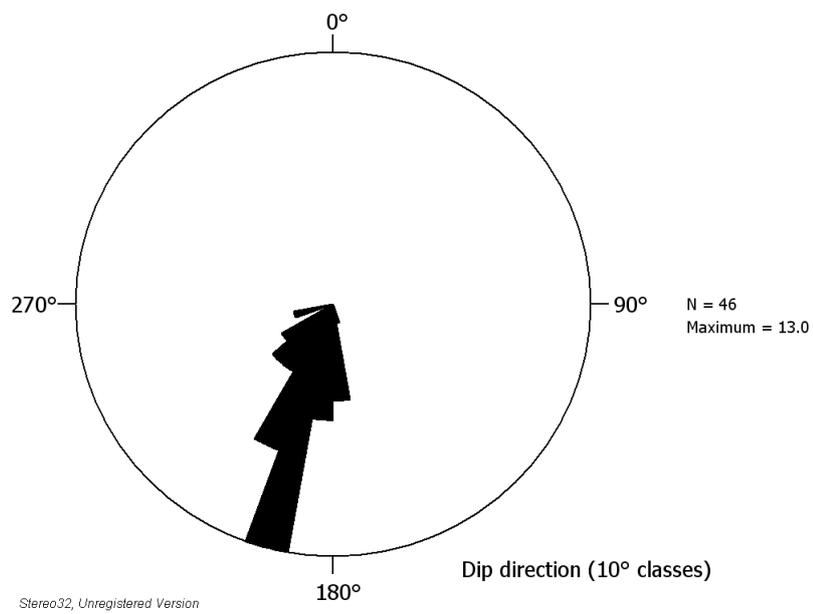


Figura 27: roseta indicando direção do vento na época de deposição das dunas eólicas

## 9-Petrografia e MEV

Foram confeccionadas quatro lâminas petrográficas a partir das amostras coletadas em campo, referentes ao terceiro e quarto afloramentos (tabela 2)

Tabela 2: descrição das lâminas realizadas á partir dos afloramentos 3 e 4

Amostra	Porosidade	Composição	Granulometria	Arredondamento	Seleção	Maturidade	Esfericida de	Outros
3.1	Entre 5 e 10%	Quartzo monocrystalino predominantemente. Alguns fragmentos líticos com feldspatos(fraturados)	Fina a média	Subarredondado a subanguloso	Baixa	Baixa	Baixa	Matriz argilosa amarronada. Cimentação por carbonato de cálcio. Alguns grãos de quartzo com sobrecrecimento. Presença de hematita.
3.5	80%	Quartzo e fragmentos líticos fraturados	Média	Subarredondados a subangulosos	Baixa	Baixa		Matriz-suportado
4.1	40%	Quartzo	Fina a média	Subarredondado a subanguloso	Baixa	Baixa	Baixa	Matriz-suportado. Quartzo com extinção reta e poucos contatos pontuais. Cimentação argilosa.
4.2	50%	Quartzo, fragmentos líticos e minerais opacos (3%)	Média	Subarredondado a subanguloso	Baixa	Baixa		Matriz suportado

Com a obtenção das características petrográficas e as descrições de campo, foi possível classificar as rochas de acordo com o gráfico proposto por Mc Bride (1963) como quartzo arenito, demonstrada em vermelho na figura abaixo (Figura 28).

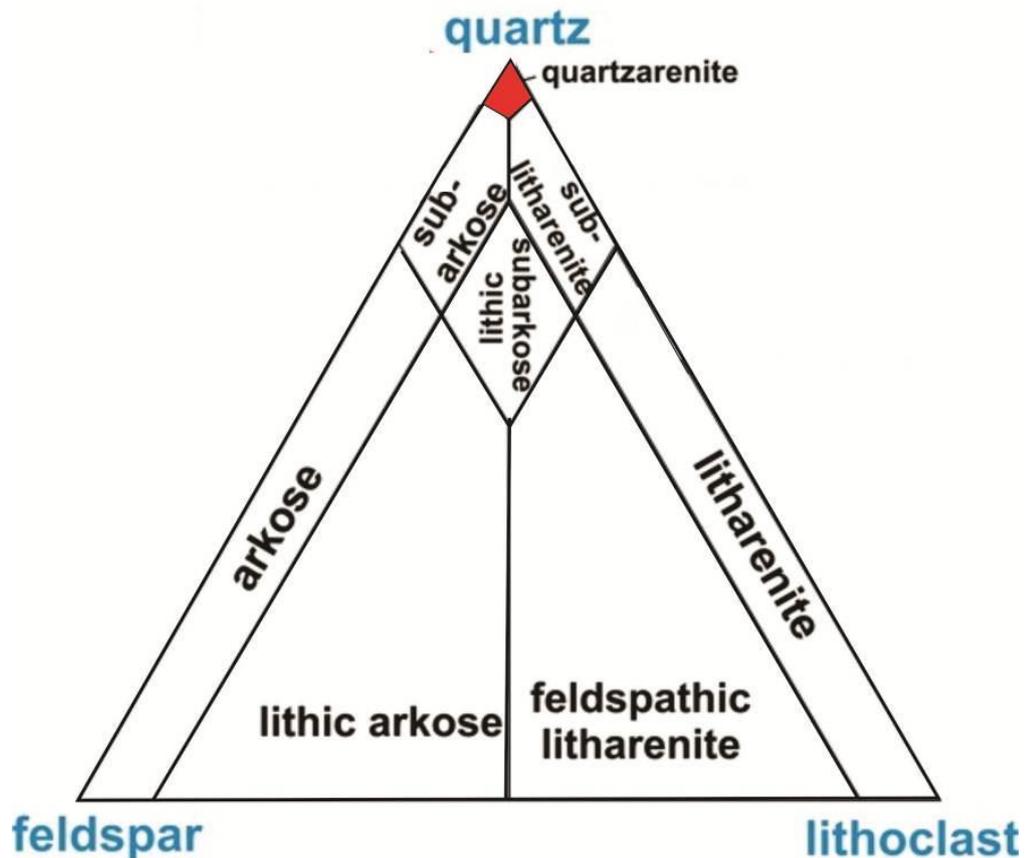


Figura 28: classificação da rocha como quartzo arenito, de acordo com a classificação de arenitos de Mc Bride (1963)

As amostras dos afloramentos 1 (amostra 1.2) e 3 (amostra 3.5) foram submetidas ao MEV para a obtenção da composição química e caracterização das estruturas, além da determinação de argilominerais autigênicos. Assim, foi confirmada a presença predominante de illita, caracterizada pela “estrutura alface” e carbonato, provavelmente relacionados à matriz (Figura 29).

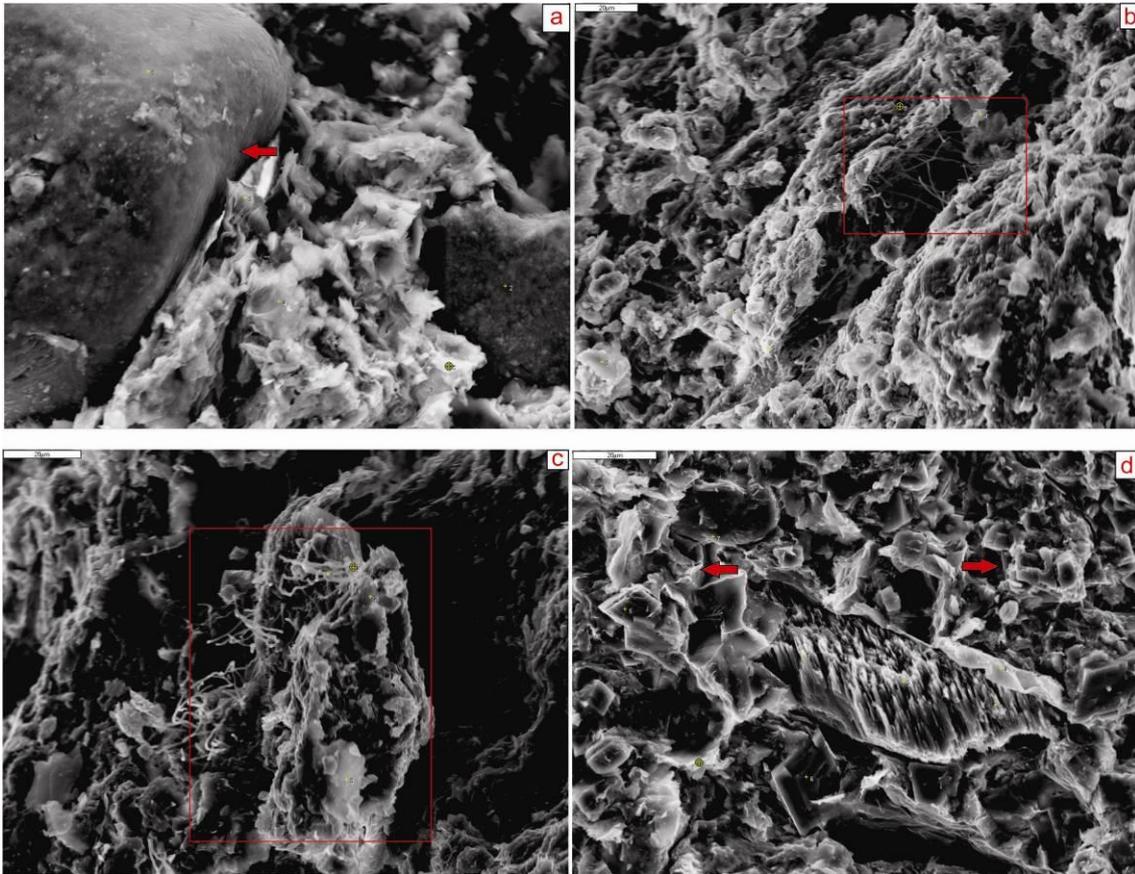


Figura 29: Imagens obtidas pelo MEV. Na foto a, grão de argila bem definido e arredondado; nas fotos b e c o argilomineral illita é apresentado com uma textura fibrosa, conhecida como estrutura 'alface'; na foto d observa-se o carbonato atuando como cimento e recobrendo outro mineral.

As análises por Difractometria de Raios X, realizados pelo orientador e referente ao Projeto FAPESP 2010/19787-2, confirmam a presença de dolomita, quartzo, hematita e os argilominerais illita e montmorillonita.

## 10-Geoquímica

As análises geoquímicas foram realizadas para a definição de parâmetros referentes aos paleossolos, porém, algumas informações foram usadas para identificar características da área fonte e aspectos diagenéticos.

As análises geoquímicas são importantes para a determinação dos parâmetros de lixiviação, calcificação, dolomitização, argilosidade, oxidação, proveniência, índice de alteração química sem potássio (CIA-K), perda de bases e salinização, que ajudam a entender o ambiente na época de deposição, além de auxiliar nas informações gerais sobre a área, a partir dos constituintes básicos.

De acordo com Kraus (2002), a perda de bases ou a razão entre bases e alumínio é um método para medir a intensidade de intemperismo devido aos reflexos da hidrólise. Com o aumento do intemperismo, as bases são esgotadas e a razão aumenta. O aumento da perda de bases ao longo do perfil corresponde a diminuição do conteúdo de argila e provavelmente reflete a constituição do material parental.

O índice de alteração sem potássio (CIA-K), que mede a extensão do intemperismo nos diferentes horizontes, foi proposto por Maynard (1992), a partir da equação do índice de alteração química que será mostrada adiante (CIA; Nesbitt & Young, 1982). Quando indicado, o aumento da razão deste índice pode ser relacionado com o aumento do intemperismo químico nos horizontes. Esses valores podem indicar o intemperismo de minerais feldspáticos e sua hidratação para formar minerais de argila. O conteúdo de argila possui maiores proporções de Al e em áreas com baixos valores de Ca, K e Na, assim a razão de CIA-K deve aumentar.

O índice Bases/Al, pode quantificar a extensão da hidrólise (Retallack, 1997) e caracterizar a extensão da desagregação, sendo inversamente proporcional ao índice de CIA-K.

A lixiviação é obtida a partir da razão Ba/Sr, sendo classificada como perda dos principais cátions ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ), sendo considerada como parte do processo de hidrólise. Como o Sr é mais solúvel do que o Ba, maiores valores são esperados nos horizontes mais lixiviados, geralmente com baixas razões próximo ao topo e maiores valores próximo à base. Há tendência do índice de lixiviação variar em proporção inversa em relação aos valores de perda de bases. Assim, altos valores de lixiviação são esperados com o decréscimo da razão de perda de bases.

A utilização desta razão apresenta alguns problemas, como por exemplo, o comportamento químico do Ba é menos entendido do que o Sr, principalmente em solos (Sheldon & Tabor, 2009). Além disso, os materiais possuem concentrações iniciais diferentes, assim amostras com pequenas quantidades iniciais podem ser interpretadas com atuação de intensa lixiviação quando na verdade o processo não era significativo na área.

Aplicação da argilosidade é a confirmação de horizontes Bt, que são horizontes com presença de argila em sua composição. A calcificação pode fornecer valores

irregulares, característicos de horizontes pedogenéticos enriquecidos em carbonato de cálcio que ocorrem em áreas onde a principal fonte de íons é a poeira trazida pelos ventos (Goudie, 1983; Machette, 1985). O Al se acumula nas argilas relativas ao silicato mineral.

A calcificação é a acumulação de carbonato de cálcio nos horizontes Bk, Ak e Ck e é típico de regiões áridas. É comum em paleossolos dos tipos encontrados na região de estudo (Alfisols, Vertisols, Alfisols).

Calcita pouco magnésiana é o mineral dominante em solos carbonáticos em áreas áridas (Watts, 1980; Monger *et al.*, 1991), e a infiltração de soluções em solos com elevadas razões MgO/CaO (>1) podem ter levado a dolomitização em solos com precipitação anterior de calcita ou a precipitação direta de dolomita nos horizontes pedogenéticos.

A oxidação pode ser relacionada à presença de água, que permite o processo de redução. Também pode indicar um ambiente com ou sem circulação de água, permitindo a oxigenação do ambiente ou não.

Os valores de salinização em paleossolos podem indicar a razão molar de sódio e potássio nos sais solúveis, com o aumento da razão no perfil. (Retallack, 2001). Esses valores podem ser associados a regiões áridas e indicam a concentração de sais no solo.

A razão Ti/Al é importante como indicador da proveniência pois o conteúdo de Al pode variar em diferentes rochas, já o Ti é relativamente constante por ser mais imóvel. Geralmente quanto maior os valores da razão Ti/Al, mais máfico é o material parental, enquanto que para valores menores desta razão, o material parental é constituído por arenitos e argilitos. Como ambos os elementos são relativamente imóveis a razão pode permanecer constante durante a pedogênese em pH neutro e em profundidade no paleossolo (Sheldon, 2006). Em condições diferentes da neutra, o Al é ligeiramente mais móvel do que o Ti e pode ser mobilizado em solos antigos (Kurtz *et al.*, 2000). Em pH ácido ambos elementos são móveis, assim a razão pode ser deslocada do material parental de acordo com o tempo de formação. Nenhum dos elementos é redistribuído pela diagênese, assim esta razão pode ser um indicador de condições de pH neutras e com curto tempo de formação.

Para a determinação destes parâmetros é necessário que todos os valores estejam em concentração molar, como é possível observar a partir dos dados da Tabela 3. Com o posicionamento das amostras dentro do perfil dos afloramentos analisados (1 e 3), foi determinada esta variação geoquímica na tabela 4. Os dados geoquímicos foram obtidos a partir da Difractometria dos Raios X.

Para a determinação dos parâmetros desejados foram utilizadas as seguintes fórmulas nos afloramentos 1 e 3 (tabela 5):

$$\text{CIA-K} = 100 * ((\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$$

$$\Sigma \text{bases/Al} = ((\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$$

$$\text{Lixiviação} = \text{Ba/Sr}$$

$$\text{Argilosidade} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$$

$$\text{Calcificação} = ((\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3)$$

$$\text{Dolomitização} = \text{MgO/CaO}$$

$$\text{Oxidação} = ((\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{Al}_2\text{O}_3)$$

$$\text{Salinização} = ((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$$

$$\text{Proveniência} = \text{Ti/Al}$$

Tabela 3: massas moleculares de óxidos e elementos

Oxido/elemento	Massa molar (g.mol <sup>-1</sup> )
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101,96
Ba	137,3
CaO	56,08
K <sub>2</sub> O	94,2
MgO	40,32
MnO	60,94
Na <sub>2</sub> O	61,98
Nb	92,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	189,94
TiO <sub>2</sub>	79,9
La	138,91
Lu	175
SiO <sub>2</sub>	60,09
Nd	144,2
Rb	85,47
Sm	150,4
Sr	87,6
Th	232,04
U	238
Yb	173
Zr	91,22
Ce	140,12

Tabela 4: dados obtidos á partir das análises geoquímica

Amostras	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ba	CaO	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	Nb	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	La	Lu	SiO <sub>2</sub>	N	Rb	Sm	Sr	Th	U	Yb	Zr	Ce
	%	ppm	%	%	%	%	%	ppm	%	%	Ppm	ppm	%	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1.1	12,18	549	2,23	3,37	5,14	0,1	0,18	27	0,23	1,34	36,6	0,26	54,04	35,9	106,8	6,89	113	10,8	1,3	2,01	196,2	67,2
1.2	10,53	599	1,37	3,39	3,55	0,08	0,35	44	0,28	1,76	44	0,26	61,69	40,3	95,7	6,7	152	10,5	1,3	2,13	344,3	65
H1	4	394	5,32	1,44	1,54	0,06	0,19	21	0,10	1,22	28,4	0,21	74,29	25,1	34,8	3,86	156	4,6	0,9	1,17	271,6	45,8
H2	2,59	296	12,62	0,91	1,04	0,06	0,07	9	0,07	0,85	21,1	0,16	66,12	19,7	20,3	3,26	233	3,1	0,6	1,06	163,7	34,2
H3	5,62	415	6,39	1,82	2,72	0,07	0,17	24	0,17	1,35	29,1	0,25	65,66	30,2	50,6	5,05	191	6,4	0,9	1,58	234,7	55,3
H4	5,85	415	3,64	1,79	3,33	0,07	0,17	23	0,15	1,34	29,1	0,23	68,88	26,1	49,9	4,74	136	6,3	0,9	1,53	262,3	51,8
H5	5,49	439	3,81	1,87	2,60	0,06	0,22	24	0,18	1,52	38,0	0,25	70,80	36,7	50,0	5,65	134	6,7	0,9	1,65	266,8	71,4
3.3	2,35	229	25,57	0,73	16,79	0,12	0,06	6	0,05	0,46	46,4	0,35	11,93	41,7	17,8	9,38	2936	4,6	0,6	3,1	66	48,6
3.4	7,14	422	1,87	2,36	5,23	0,04	0,09	22	0,13	1,2	19,8	0,17	67,37	26,8	57	6,42	247	4,8	0,9	1,42	210,3	171,2
3.5	2,44	201	22,02	0,88	14,64	0,06	0,06	<5	0,05	0,46	23,2	0,21	23,11	23,6	20,7	4,47	2072	3,7	0,5	1,61	84,1	37,5

Tabela 5: valores dos parâmetros obtidos

Amostras	CIA-K	Bases/Al	Lixiviação	Argilosidade	Calcificação	Dolomitização	Oxidação	Salinização	Proveniência
1.1	73,68	1,72	0,03	0,13	1,40	3,21	0,01	0,32	0,14
1.2	77,45	1,49	0,03	0,10	1,09	3,60	0,01	0,40	0,21
H1	28,6	3,86	1,61	0,03	1,04	0,40	0,03	0,39	0,39
H2	122,62	0,30	0,81	0,02	1,24	0,11	0,04	0,38	0,42
H3	32,08	0,25	1,39	0,05	1,34	0,59	0,02	0,35	0,31
H4	106,77	0,21	1,95	0,05	1,50	1,27	0,02	0,33	0,29
H5	42,96	0,22	2,09	0,05	1,27	0,95	0,02	0,37	0,35
3.3	4,80	38,23	0	0,12	37,85	0,91	0,09	0,38	0,25
3.4	66,80	2,71	0,01	0,06	2,33	3,89	0,03	0,38	0,21
3.5	5,73	32,01	0	0,06	31,58	0,92	0,04	0,43	0,24

## 11-Discussão

De acordo com a caracterização dos afloramentos, é possível observar que há muitas semelhanças entre eles. A presença de paleossolos é constante nos três afloramentos, assim como depósitos predominantemente arenosos que podem indicar canais e macroformas.

De acordo com Miall (1994) e Jones *et al* (2001), quando as superfícies limitantes da macroforma apresentam rumo de inclinação maiores do que 60° em relação a orientação das estratificações cruzadas locais (superfícies de 1.a e 2.a ordem), estas indicam que são macroformas de acréscimo lateral.

As macroformas de acréscimo lateral são originadas quando os fluxos fluviais principais são direcionados a um banco de sedimentos, geralmente em uma curva, gerando forças centrípetas que conduzem um turbulento movimento helicoidal, gerando uma corrente oblíqua aos sedimentos. Dessa forma torna-se favorável à deposição formando barras de acresção laterais perpendiculares ao fluxo principal do canal (Miall, 1985).

Os afloramentos 1, 2 e 3 apresentam fácies semelhantes que podem ser correlacionadas. Predominantemente ocorrem as fácies arenosas Am e Aet, variando as dimensões das estruturas. Algumas fácies distintas ocorrem, como conglomerados (Cmg) e lamitos (Fm). As associações realizadas com estas fácies indicam elementos como canais (CH), barras de acréscimo lateral (LA) e pequenas barras arenosas (SB).

No afloramento 1, o paleossolo evoluiu-se sobre os depósitos arenosos. De acordo com as fácies encontradas, pode-se determinar a presença de elementos arquitetônicos como formas de leito arenosas (SB), podendo indicar um canal e possivelmente depósitos de acréscimo lateral (LA) pelas paleocorrentes obtidas nas estratificações cruzadas.

No afloramento 2 observa-se intercalações de depósitos arenosos e paleossolos. O elemento arquitetônico é constituído por formas de leito arenosas (SB) ou de canais (CH). Os paleossolos inferior e superior são relativamente espessos, indicando longos hiatus sedimentares que permitiram o desenvolvimento pedogenético, processo que pode ter levado milhões de anos. Entre estes paleossolos, ocorrem depósitos arenosos

que provavelmente são relacionados a canais com formação de barras, apresentando estruturas como estratificações cruzadas bem preservadas, indicando que não houve tempo suficiente para o desenvolvimento pedogenético nesta porção.

O mesmo processo ocorre no afloramento 3, embora sejam observados em diferentes escalas. Houve um hiato sedimentar inicial que permitiu o desenvolvimento pedológico do depósito inferior, seguido pela deposição de camadas arenosas em canais com estruturas preservadas (estratificações cruzadas e macroformas) seguida por um novo desenvolvimento de paleossolo na porção superior do afloramento. Como as fácies principais observadas são Aea e Aet, podem indicar o elemento SB, que são formas de preenchimento arenosas, no caso, de um canal.

As paleocorrentes apresentam direções variando principalmente entre sudoeste e nordeste. Essa variação nas direções indica que as macroformas analisadas no afloramento se tratam de macroformas de acréscimo lateral. Também pode ser relacionada à natureza de deposição do próprio canal, com energia variável.

Desta forma é possível caracterizar uma linha guia (marco estratigráfico) entre estes afloramentos, utilizando o topo dos depósitos arenosos que podem indicar os canais ou a base do paleossolo superior.

De acordo com os dados geoquímicos coletados nas amostras referentes ao afloramento 1, (Figura 30) foi possível observar que a maioria das informações não variaram de maneira significativa, como por exemplo a argilosidade, a oxidação e salinização, indicando que estes parâmetros podem ser referentes à todos os horizontes, com processos de deposição semelhantes. De acordo com a tabela abaixo é possível identificar as principais fácies vistas nos afloramentos e os elementos correspondentes, indicando a correlação entre os afloramentos 1,2 e 3.

Tabela 6: correlação das fácies entre os afloramentos

Afloramento	Fácies	Elemento arquitetônico	Mineralogia	Ambiente
1	Am, aet, alp, cmg, fm	SB, LA	Illita/montmorillonita	Fluvial
2	Aet, Am	SB, CH		Fluvial
3	Am, aea, aet, cmm, cmg	CH, LA, SB	Illita e carbonato	Fluvial
4	Aet			Eólico

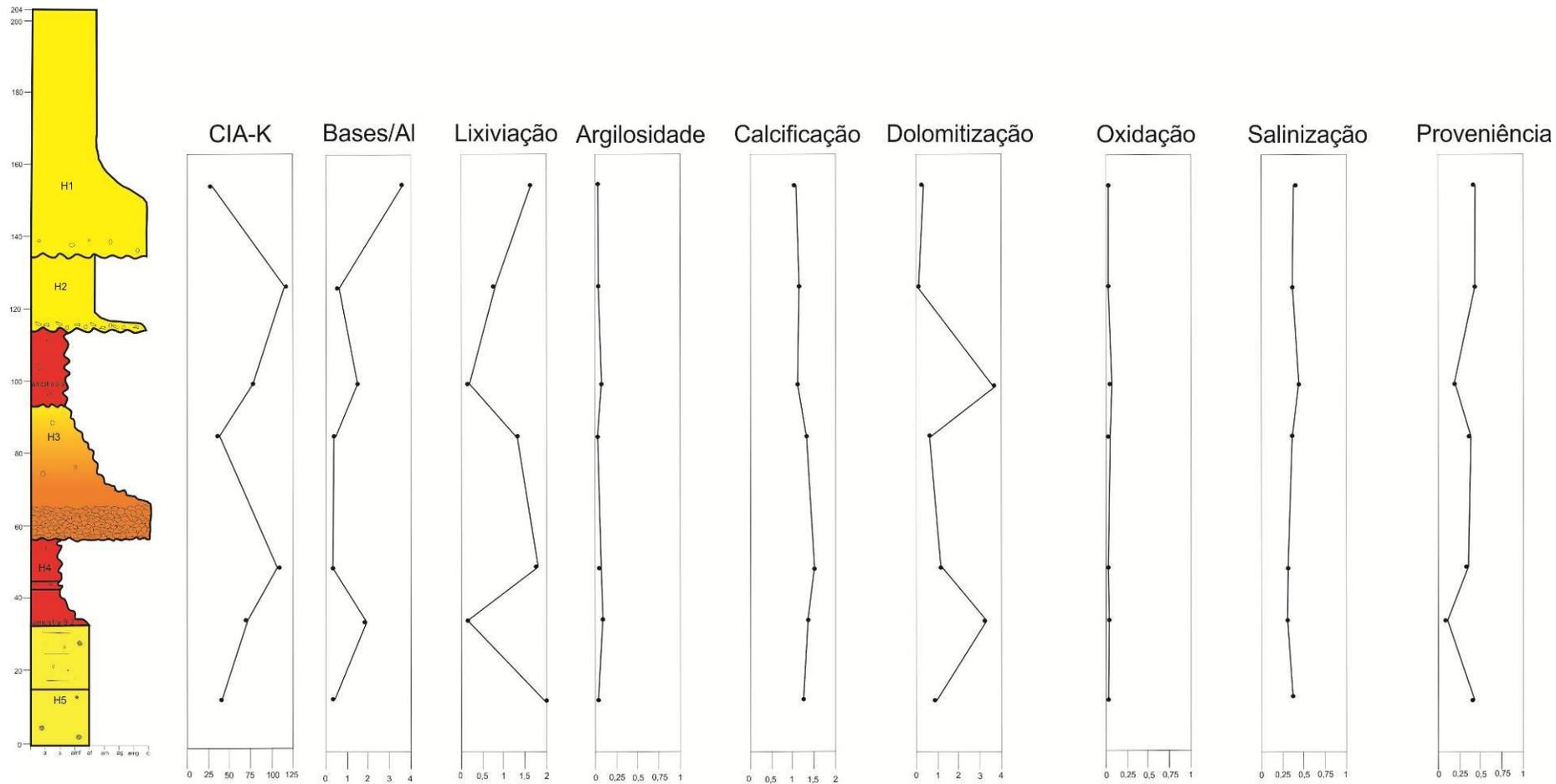


Figura 30: gráficos com parâmetros pedogenéticos do afloramento 1

Os valores extremamente baixos da oxidação indicam um ambiente sem presença constante de água, ou seja, não pode ser referente há um ambiente úmido e sim á um ambiente semiárido/árido. A presença de horizontes Bt é relacionada á possíveis oscilações no clima, mais úmido, que permitiu a deposição dos materiais mais finos.

Os gráficos de índice de alteração sem potássio (CIA-K) e Bases/Al são inversamente proporcionais na maior parte do perfil, como o esperado. Na amostra referente ao horizonte H1 (arenítico) o processo de lixiviação foi mais intenso, sendo relacionado à perda de bases (baixo valor de CIA-K), indicando um processo de hidrólise. Na amostra referente ao horizonte seguinte (H2), ainda arenítico, o processo praticamente se inverte, com diminuição na perda de bases e lixiviação, seguindo até o horizonte lamítico. Quando retorna a um horizonte novamente arenítico com porções conglomeráticas (H3), os valores de CIA-K e lixiviação aumentam enquanto o de Bases/Al diminuem. Em outro horizonte lamítico (H4) os valores de CIA-K voltam a aumentar, assim como o de lixiviação, enquanto o de Bases/Al diminui. Novamente em porção arenítica (H5) os valores de CIA-K e Bases/Al diminuem enquanto a lixiviação atinge seus maiores valores.

A diferença que ocorre na porção lamítica pode indicar um menor desenvolvimento da pedogênese neste horizonte, pois a argila dificulta o processo pedogenético, que ocorre com maior facilidade em porções arenosas por permitir facilmente a entrada da água.

Estas variações ao longo do perfil geoquímico podem indicar diferenças na sazonalidade e são indicadas pelos picos de lixiviação que provocam a retirada das bases, podendo ser correlacionadas com os valores de índices de alteração sem potássio (CIA-K). De forma geral os resultados não apresentam valores muito altos, sendo relativamente uniformes.

A calcificação apresenta pequenas concentrações, uniformes e provavelmente relacionadas à cimentação carbonática que ocorre na área, além da presença de pequenos nódulos em áreas específicas da seção. Os valores podem ser considerados relativamente altos, sendo mais um indício de um ambiente semiárido.

A dolomitização não é evidenciada na maior parte da seção analisada, sendo destacada somente nas porções lamíticas, com valores relativamente altos. Isto pode ocorrer devido aos baixos valores de lixiviação, que permitiram que o Mg não fosse retirado do sistema apresentando valores maiores de Mg.

Os valores de proveniência são relativamente constantes e baixos, podendo indicar um ambiente de deposição com pH neutro. Os valores não variam intensamente em profundidade, indicando uma estabilidade na mobilidade dos elementos, embora possam ser observadas pequenas variações que indiquem possíveis descontinuidades. Entretanto, há uma pequena descontinuidade na parte superior do afloramento, entre os horizontes H2 e H3, que pode indicar a mudança da área fonte dos sedimentos, já que houve um hiato sedimentar que permitiu o desenvolvimento pedogenético e em sequência uma nova deposição, provavelmente de outra fonte, criando esta descontinuidade. Posteriormente o processo pedogenético se desenvolveu novamente, mas neste horizonte (C) não foi tão intenso, como esperado.

Nestes horizontes C também são esperados baixas concentrações de Mg por ser um horizonte menos desenvolvido pedogeneticamente.

A descontinuidade pode ser evidenciada pela diferença na concentração de Mg na parte superior, apresentando menores valores. O oposto ocorre com o carbonato, que possui maior concentração. Pode significar a deposição de materiais distintos em relação à parte inferior, já que as concentrações de carbonato e magnésio são diferentes. Esta diferença nas concentrações pode indicar momentos distintos, evidenciando os dois paleossolos.

O Ti é considerado um elemento imóvel e, portanto não apresenta grandes variações ao longo do perfil, também podendo indicar a proveniência. No caso, valores relativamente mais baixos são observados na porção inferior do perfil, destacando novamente a fonte diferenciada do material depositado.

Quando as amostras que não são referentes aos paleossolos são retiradas, é destacada a diferença composicional entre as duas porções, indicando os dois paleossolos e a discordância entre eles (figura 31). O processo que indica melhor esta diferença é a dolomitização, pois a inclinação da reta aumenta em profundidade,

representando o aumento da concentração de Mg. No caso, o processo de lixiviação também é mais intenso, mas não o suficiente para remover todo Mg presente.

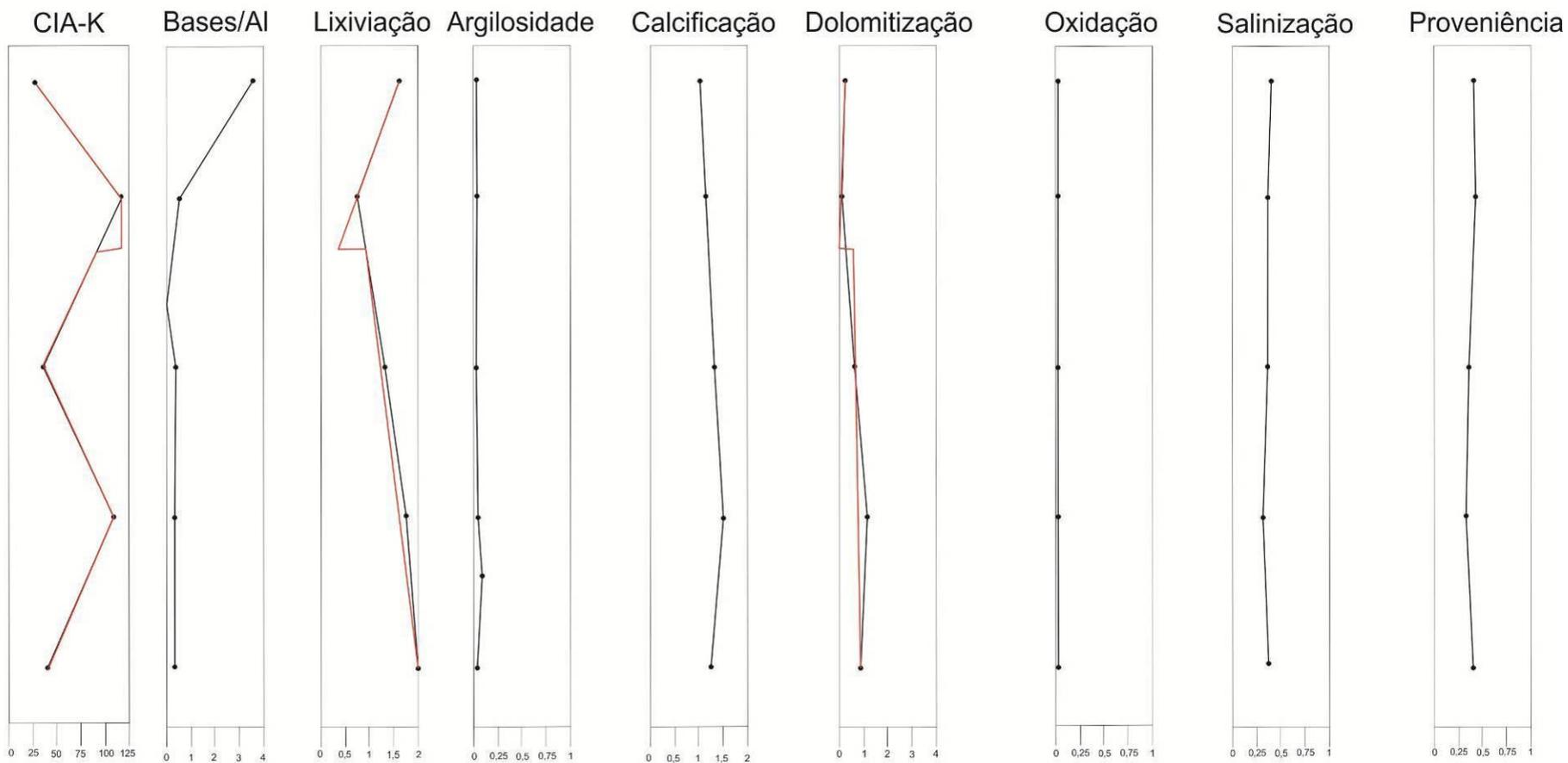
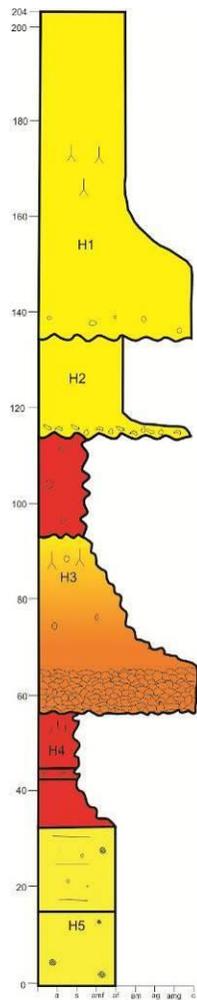


Figura 31: gráficos com parâmetros pedogenéticos do afloramento 1 com destaque na descontinuidade em vermelho

A partir do gráfico obtido é possível dizer que a parte inferior do perfil, abaixo da descontinuidade em vermelho, referente ao primeiro paleossolo possuía maior disponibilidade de água na época da pedogênese, devido aos valores de Bases/Al e do índice de alteração sem potássio (CIA-K). A amostra retirada da porção lamítica apresenta um pico em CIA-K provavelmente devido a dificuldade de percolação da água, diferenciando o processo de alteração. Outra hipótese é a deposição de um material diferente com maior concentração de bases. O paleossolo superior sofreu o processo de pedogênese em um ambiente mais seco, com maior concentração de bases.

As linhas em vermelho indicam melhor a descontinuidade que existe entre a porção inferior e superior.

No terceiro afloramento foi possível observar que as variações molares são similares às variações do primeiro afloramento (Figura 32).

Uma segunda hipótese para a variação dos valores pode ser relacionada a diferença composicional entre os arenitos e lamitos, ou seja, a composição original dos sedimentos, já que as principais mudanças são relacionadas á presença de lamitos.

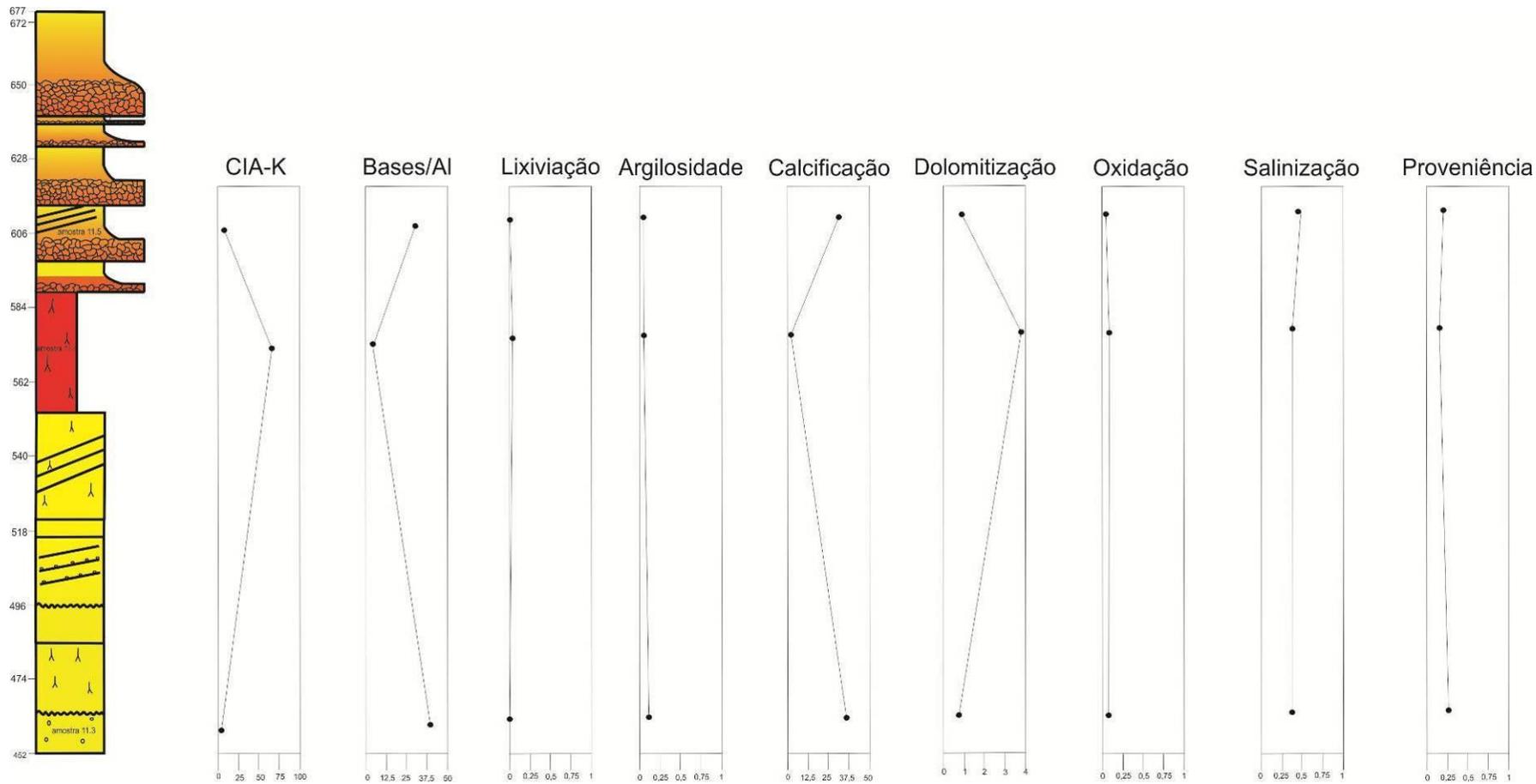


Figura 32: detalhe de gráficos com parâmetros da seção do afloramento 3

As seções correspondentes aos índices de alteração sem potássio (CIA-K) e Bases/Al são inversamente proporcionais, mas apresentam valores de concentração ligeiramente maiores do que o anterior. Neste caso a lixiviação é praticamente nula, podendo indicar uma estabilidade no clima, sem a presença de alguma enxurrada na época de deposição.

Os valores de argilosidade, oxidação e salinização são praticamente constantes ao longo da seção e não apresentam valores que caracterizem algum processo distinto.

Os valores de calcificação são maiores nas porções areníticas, sendo relacionados à cimentação carbonática, já que na porção lamítica a concentração é praticamente nula. O oposto ocorre com os valores de dolomitização, onde o pico de concentração é referente ao lamito. Pode ser relacionado às concentrações de Mg na amostra, com provável presença de calcita/dolomita.

Os valores de proveniência são praticamente constantes ao longo da seção, com valores relativamente baixos, indicando certa imobilidade dos elementos e provável deposição em ambiente com pH neutro.

Os dados obtidos pela Difractometria de Raio X e MEV indicam presença de illita e montmorillonita. A illita é um argilomineral representado por  $K_{0,6-0,85}Al_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$  composto por octaedros de  $AlO_6$  em estratos entre dois tetraedros de  $SiO_4^{4-}$  (filossilicatos do tipo 2:1, expansivos). É semelhante às micas, mas apresenta maior concentração de Si e menor de K. A illita pode ser formada a partir da muscovita, caulinita e feldspato. Pode apresentar K, Na, Ca, Mg e Fe, além de O, Si e Al.

A montmorillonita é um argilomineral representado por  $(Na, Ca)_{0,33}(Al, Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2.nH_2O$ , sendo um filossilicato do tipo 2:1 pertencente ao grupo das smectitas.

A partir dos dados obtidos é possível supor que pode ter ocorrido infiltração mecânica das argilas devido ao clima seco da área na época de deposição, já que quando há enxurradas as águas são responsáveis pelo transporte de carga em suspensão e infiltração da argila, além da variação do lençol freático e criação de zonas vadasas. De acordo com Battilani *et al* (1996), são sistemas fluviais entrelaçados de alta energia. Com isto pode-se supor que as argilas são diagenéticas.

Entretanto, os cristais dos argilominerais encontram-se bem formados e bem definidos, indicando a formação autigênica devido ao processo de pedogênese sofrido no local, sendo a teoria mais provável. A deposição ocorreu antes do soterramento e consolidação dos sedimentos.

Os afloramentos podem ser correlacionados entre si quando referente á época de deposição e ao ambiente, já que todos apresentam características de clima semiárido, com alguns indícios locais de enxurradas, provavelmente devido à presença de rios efêmeros que surgiam nos períodos mais úmidos, em pequenas oscilações esporádicas do clima.

A presença constante de marcas de raízes e bioturbações indicam condições ideais para o desenvolvimento de algumas espécies, provavelmente de uma vegetação mais esparsa de clima semiárido. A presença de alguns fósseis indica a ocorrência de fatores que permitiram o desenvolvimento de vida.

As paleocorrentes dão indícios de variação na direção do fluxo, podendo ser relacionada ao ambiente fluvial. Paleocorrentes dos outros afloramentos também indicam a variação da direção na deposição, já que os diagramas de rosetas apresentados não são todos constantes, indicando as macroformas de acréscimo lateral.

Os dados de paleocorrentes com caráter distributário, associado com a determinação de uma barra de acréscimo lateral no afloramento 3 e possíveis barras de canal nos afloramento 1 e 2, indicam que os depósitos foram formados a partir de ciclos fluviais entrelaçados.

Basilici *et al* (2009) diz que a Formação Marília é caracterizada por intercalações de feições eólicas com paleossolos. De acordo com Goldbert & Garcia (2000), um aumento na aridez se deve as mudanças paleoclimáticas globais e ao soerguimento de elevações que impediram a passagem da umidade proveniente do Atlântico.

O trabalho apresentado indica as feições eólicas como parte do processo de evolução da Bacia Bauru, com estruturas eólicas verificadas no afloramento 4, sugerindo retrabalhamento por ventos formando planícies arenosas e até mesmo campo de dunas. Em lâmina os grãos não ocorrem bem arredondados ou bem selecionados, podendo indicar que os grãos não foram transportados pelos ventos por grandes

distâncias. As feições encontradas nos demais afloramentos são intercaladas com paleossolos, sendo fluviais, de rios efêmeros provavelmente entrelaçados.

De acordo com Dal’Bó *et al* (2010), na porção norte da Bacia Bauru, os paleossolos da Formação Marília são divididos em dois pedotipos: Itaja (sequência de 5 perfis poligenéticos sobrepostos) e Apore. O pedotipo Itaja indica as diferentes fases da iluviação da argila e precipitação carbonática, classificado como Aridisol. O pedotipo Apore sobrepõe o Itaja com uma superfície erosiva, mais avermelhada e classificado como Alfisol. Ambos se formaram em um ambiente estável, com ocorrência de pequenas marcas de plantas e raízes, onde o solo teve tempo suficiente para desenvolver perfis maduros e as variações entre os paleossolos se devem a diferença de precipitação, em um clima árido com eventuais períodos mais úmidos, podendo ser identificados nos solos pelo “entrelaçamento” de calcita e argila. A diversidade entre os pedotipos é atribuída à diferença de condições paleoclimáticas durante o Maastrichiano, com feições eólicas desenvolvidas nos períodos áridos. (Dal’ Bó *et al op cit*)

Os paleossolos identificados podem se tratar de Aridissolos e Alfissolos (Dal’ Bó & Basilici, 2010), apresentando condições climáticas de formação semelhantes.

## **12-Conclusões**

Com o painel fotográfico realizado no afloramento 3, foi possível determinar três elementos arquitetônicos que delimitam fácies de canal intercaladas entre dois paleossolos. Entre as formas de leitos arenosos destaca-se uma macroforma de acréscimo lateral indicando fluxos fluviais. As fácies fluviais indicam paleofluxo para sul, sudeste e sudoeste.

Com base nos elementos descritos foi confeccionado um bloco diagrama representativo do modelo deposicional da região (Figura 33) que indica as macroformas de acréscimo lateral típicos de rios entrelaçados, com alta taxa de migração lateral e baixa potencial de deposição e preservação dos depósitos de planície de inundação. Como foi identificada apenas uma macroforma, pode-se supor que o canal possuía baixa sinuosidade. O afloramento indica possível gênese de leque aluvial retrabalhada por rios entrelaçados, nas porções intermediárias.

O afloramento 3 é representado na porção do canal onde há macroformas de acréscimo lateral, com as superfícies bem delimitadas e indicadas no modelo da Figura 33.

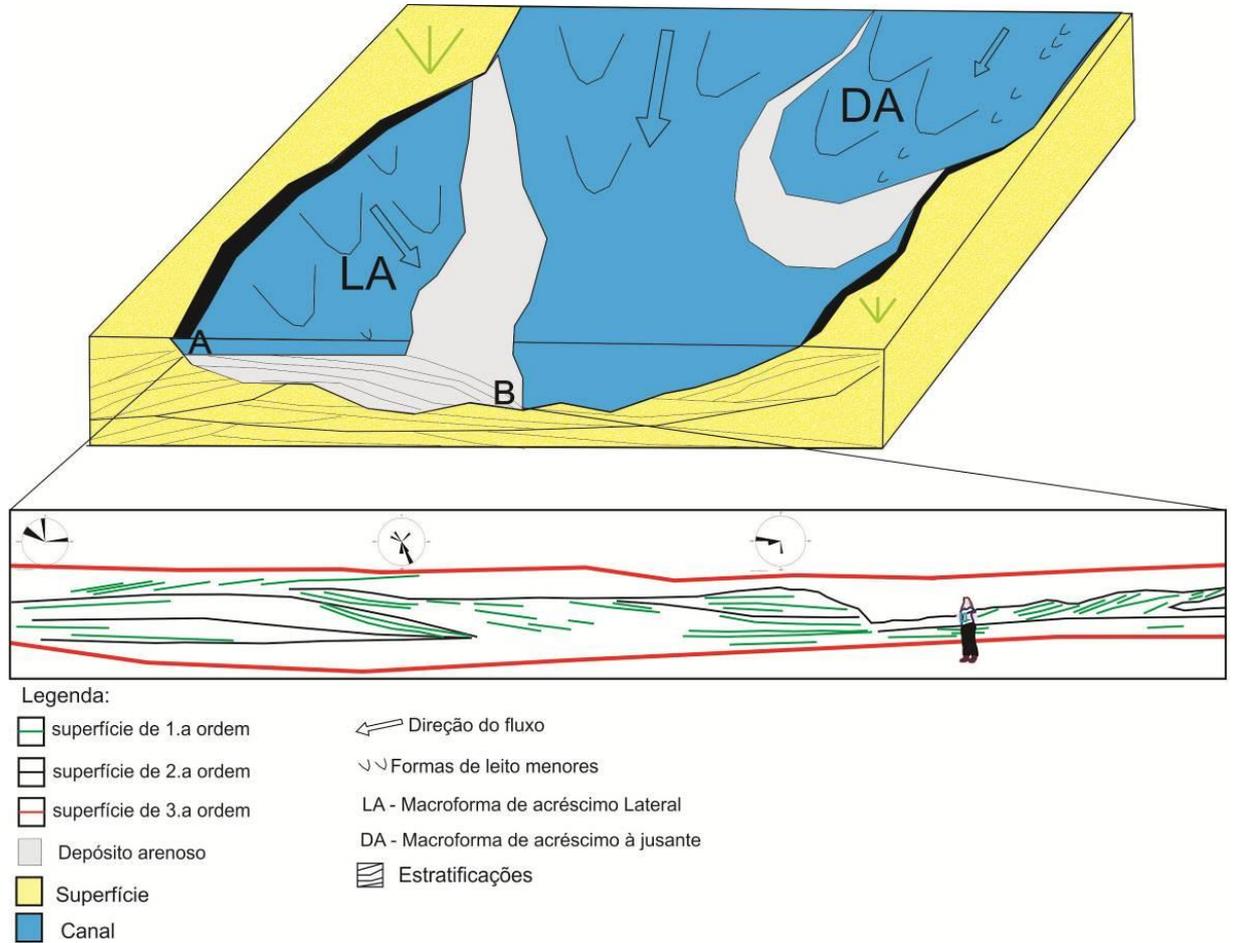


Figura 33 :Modelo esquemático de macroforma de acréscimo lateral em depósito fluvial entrelaçado (BATEZELLI, 2007, modificado)

Um modelo de evolução que pode ter ocorrido é apresentado a seguir (Figura 34), com a evolução dos paleossolos a partir do canal com barra de acresção lateral que teve sua sedimentação interrompida.

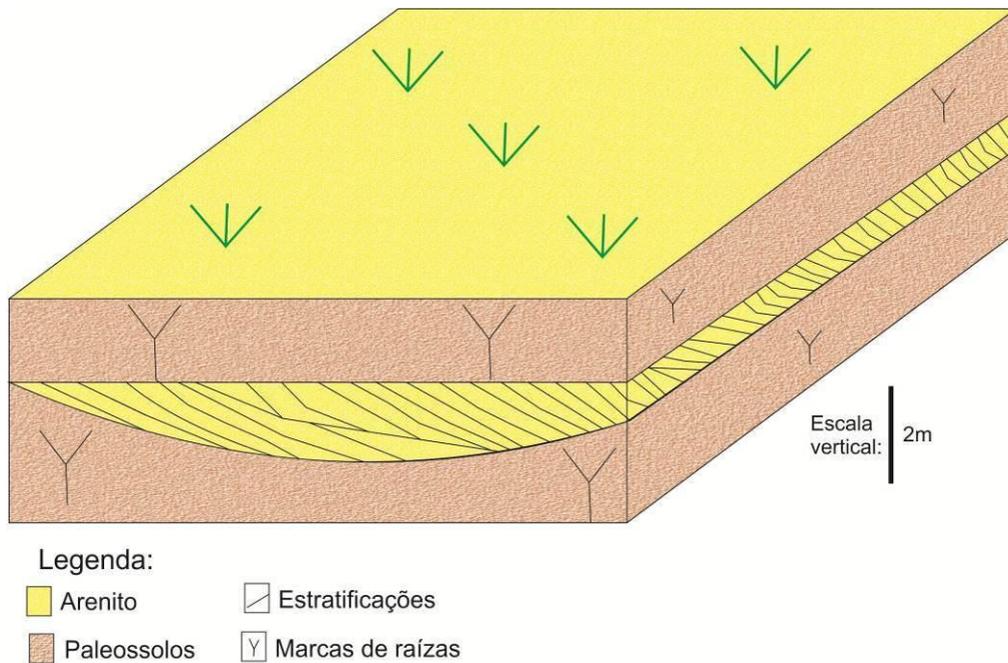


Figura 34: Modelo de canal entre paleossolos em ambiente árido

Nódulos carbonáticos e alguns grãos com óxido de ferro marcam a antigênese com uma película de hematita precipitado sobre a superfície dos grãos detríticos (pode indicar antigo *red bed*). Na fase telodiagenética ocorreu a presença de óxidos de ferro e dissolução de grãos detríticos e de cimentos.

O fato das rochas estarem friáveis indica a lixiviação do carbonato de cálcio e dissolução de grãos detríticos de arcabouço, já que apresenta texturas de dissolução bem evidentes. Os contatos são do tipo flutuantes, devido ao empacotamento da rocha pela cimentação por calcita microcristalina (micrita), referentes aos calcretes formados em condições semiáridas a áridas e acumulação de  $\text{CaCO}_3$  nos solos, devido as altas taxas de evapotranspiração. O calcrete é eodiagenético.

A análise através do microscópio eletrônico de varredura mostrou que a parte dos argilominerais presentes é autigênico e, juntamente com as análises por meio da Difratomia de raios X, indicam predomínio de illita nas amostras analisadas. Além da illita é também observada a ocorrência de montmorillonita. Ambos os argilominerais indicam condições paleoclimáticas semiáridas.

De forma geral, a maioria dos grãos analisados em lâmina e em campo, encontra-se subarredondados e subangulosos, além de indicar imaturidade textural e

feições típicas de ambiente fluvial. Com as estruturas encontradas no afloramento 4, o ambiente eólico pode ser relacionado á parte da evolução da Bacia.

Os paleossolos observados indicam um grande hiato na sedimentação, que são classificados como uma descontinuidade, permitindo o desenvolvimento de processos pedogenéticos e expressando as condições ambientais da época. Os paleossolos podem indicar superfície estável desenvolvida nos períodos mais úmidos.

Com os dados de paleocorrentes obtidos não é possível classificar com exatidão a área fonte dos sedimentos. Grosseiramente é possível determinar a direção noroeste da proveniência. Já os dados geoquímicos de paleossolo indicam duas prováveis áreas fontes, por apresentarem composições distintas entre o contato, apresentando inclusive uma descontinuidade. Entretanto, apenas com estas informações não é possível classificar a proveniência dos sedimentos.

As informações compiladas remetem a um ambiente aluvial dominado por rios entrelaçados e retrabalhados posteriormente por ventos, sob condições de clima árido a semiárido, com algumas ocorrências de enxurradas que podem ter provocado alterações no sistema fluvial.

## **13-Referências Bibliográficas**

Barbosa, E.M.; Castro, P.T.A. 1993. Sedimentação Cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro – MG. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7 e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4*, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG. P. 39-40.

Barbosa, O. Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Bol. Div. Fom. Min.* (Rio de Janeiro), DNPM. Bol. 136.

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. Rio Claro. 190p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Batezelli, A. 2010. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das Bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(2): 265-285

Batezelli, A. 2003. Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua Correlação com Áreas Adjacentes. Rio Claro, SP. 183 p. (Tese de Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Batezelli, A.; Saad, A.R.; Basilici, G. 2007. Arquitetura deposicional e evolução da sequencia aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 163-181.

Batezelli, A.; Saad, A.R.; Etchebehere, M.L.C.; Perinotto, J.A.J.; Fulfaro, V.J. 2003. Análise estratigráfica aplicada á formação Araçatuba (Grupo bauru-ks) no centro oeste do estado de São Paulo. *Geociências*.

Braun, O.P.G. 1970. A Formação Areado e a Formação Serra Negra. *Revista da Escola de Minas*, v. 28,n.o 3, p. 100-106.

Capilla, R. A 2002. Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG), uma Nova Interpretação. In: Congresso Brasileiro de geologia, XLI, João Pessoa (PB). *Anais...João Pessoa (PB)*, SBG, p.378.

Dal’Bo, P.F.F.; Basilici, G. 2010. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 29, n.1, p. 33-47.

Dal’Bo, P.F.F.; Ladeira, F.S.B. 2006. Ambientes paleoclimáticos da Formação Marília baseado em análise paleopedológica na região de Monte Salto (SP). São Paulo, UNESP, *Geociências*, v.25, n.1, p.127-134.

Etchebehere, M. L. D. C.; Fulfaro, V. J.; Saad, A. R.; Perinotto, J. A. J. O 1999. Significado Estratigráfico da Calcretização por Água Subterrânea no Triângulo Mineiro, Sudoeste do Estado de Minas Gerais, Brasil. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*,

5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil.

*Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 427-432.

Fernandes, L.A., Coimbra, A.M. 2000. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo) – *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 n.o 4, p. 717-728.

Fernandes. L.A. 2010. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(1): 19-35.

Ferreira, P.D.J; Gomes, N.S. Petrografia e diagênese da Formação Uberava, Crteáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo M

Fulfaro, V.J.; Perinotto, J.A.J.; Barcelos, J.H. 1994. A Margem Goiana de Grupo Bauru: Implicações na Litoestratigrafia e Paleogeografia. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro (SP), Brasil. *Boletim...*Rio Claro, Unesp. P. 81-84.

Goldbert, K. and Garcia, A.J.V. (2000) Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Res.*,21,241-254

Goldberg, K. 1995. Reconstituição Paleoambiental do Cretáceo Continental Brasileiro na região do Triângulo Mineiro. 181p. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo – Rio Grande do Sul (RS).

Goudie, A.S., 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residual in Near-Surface Environment*. Academic Press, London, pp. 93–131.

Hasui, Y.;Haralyi, N.L.E.; Miotto, J.A.; Saad, A.R.; Campanha, V.A.; Hanza, V.M.;Frangipani, A.; Puleghini, F.P. 1989. Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônicado Estado de São Paulo. São Paulo: 2v. IPT, (Relatório 27.394).

Hasui, Y. 1967. Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. São Paulo. (Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo).

Hasui, Y. 1968. A Formação Uberaba *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p. 167-179.

Hasui, Y. 1969. O Cretáceo do Oeste Mineiro *Bol. da Soc. Bras. e Geol. (São Paulo)*, v. 18, n.o 1, p. 39-56.

Hirst, J. P. P. 1991. Variations in Alluvial Architecture Across The Oligo-MiocenoHuesca Fluvial System Ebro Basin, Spain *In: MIALL, A. D. & TYLER, N. The Three Dimensional Facies Architecture of TerrigenousClastics Sediments and Its Implications For Hydrocarbon Discovery and Recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology*.SEPM, v. 3, Tulsa Oklahoma, USA, p. 111-121.

Jones, S. J.; Frostick, L. E. & Astin, T. R. 2001. Braided Stream and Flood Plain Architecture: The Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* , 139: 229-260.

Komatsubara, J. 2004. Fluvial architecture and sequence stratigraphy of the Eocene to Oligocene Iwaki Formation, northeast Japan: channel-fill related to sea-level change. *Sedimentary Geology*, 168: 109-123. *Mineralogy, genesis and diagenesis. Sedimentology* 27, 661–686.

Kurtz, A.C., Derry, L.A., Chadwick, O.A., Alfano, M.J., 2000. Refractory element mobility in volcanic soils. *Geology* 28, 683–686.

Ladeira, F. S. B.; Santos, M. (2005). 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*, v. 6, n. 2, p. 3-20.

Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *In: Weide, D.L.(Ed.), Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States*, 203. *Geological Society of America Special Paper*, pp. 1–21.

Martinsen, O. J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Fleshe, H.; Torkildsen, G.; Idill, S. 1999. Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rocky Springs Uplift, Sw Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 235-259.

Maynard, J.B., 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology* **100**:279–289.

Mccarthy, P. J. &Plint, A. J. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology*, 26: 387-390.

Mccarthy, P.J.; Faccini, U. F.; Plint, A. J. 1999. Evolution of an ancient floodplain: paleosols and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, CenomanianDunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 46: 861-891.

Miall, A. D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, 22, (4): 261-300.

Miall, A. D. 1988. (a) Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies.*American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72 (6): 682 – 697.

Miall, A. D. 1988. (b) Architectural Elements and Bouding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55 (2): 233- 262.

Miall.A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits.Springer, pp.582.

Miall, A. D. 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3° ed. Berlin, Springer-Verlag, 634 p.

Miall, A. D. & Tyler, N. 1991. The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastics Sediments and Its Implications For Hydrocarbon Discovery and Recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM, v. 3, Tulsa Oklahoma, USA. 309p.

Miall, A. D. & Jones, B. G. 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (4): 531-545.

Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre. 254p. Tese (Doutorado)-Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná, B.Geoci.Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287.

Monger, H.C., Daughert, A., Gile, L.H., 1991. A microscopic examination of pedogenic calcite in an Aridisol of southern New Mexico. In: Nettleton, W.D. (Ed.), Occurrence, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum, and Silica Accumulations in Soils. Soil Science Society of America Special Publication 26, 37–60.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.

Price, L. I. 1945. A new Reptil From The Cretaceous of Brazil. *Notas Preliminares e Estudos*. D.G.M., DNPM, Rio de Janeiro, v. 25, p. 1-8.

Price, L. I. 1950. (a) Os Crocodilídeos da Fauna da Formação Bauru do Cretáceo Terrestre do Brasil Meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 22, n.o 4, p. 473-490.

Price, L. I. 1950. (b) On a new Crocodylian Sphagaesaurus From Cretaceous of the State of São Paulo, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 22, n.o 1, p. 77-83.

Price, L. I. 1953. Os Quelônios da Formação Bauru Cretáceo Terrestre do Brasil Meridional. *Bol. D.G.M. DNPM*, Rio de Janeiro, v.147, p. 1-39.

Price, L. I. 1955. Novos Crocodylídeos dos Arenitos da Série Bauru, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 27, n.o 4, p. 487-498.

Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past*, 2nd edition. Blackwell, Oxford

Retallack, G.J., 2007. Cenozoic paleoclimate on land in North America. *Journal of Geology* 115, 271–294.

Ribeiro, D. T. P. 2001. Diagênese das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.o 1, p. 7-12.

Riccomini, C. 1997. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc. (São Paulo)*, v. 27, n.o 2, p. 153-162.

Sad, J. H. G. & Torres, N. 1968. Complexos Alcalinos da Região do Alto Paranaíba, *Relatório de Serviços*. Rio de Janeiro, DNPM.

Sena, J. C. C. 1921. Águas Minerais do Município de Araxá, Ouro Preto, Esc. Minas, Na. 17, p. 77-104.

Sheldon, N.D., 2006. Abrupt chemical weathering increase across the Permian–Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, 315–321.

Sheldon, N.D., Tabor, N.J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols, *Earth Science Reviews* 95 1-52

Suguio, K. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru, *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*, 6:55-75.

Suguio, K., Barcelos, J. H. 1983. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous) Brazil: Petrology and Geological significance. *Bol. IG (São Paulo)*, v. 14, p. 31-47.

Suguio, K. (1998). *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

Watts, N.L., 1980. Quaternary pedogenetic calcretes from Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology* 27, 661–686.