



Fácies, argilominerais, geoquímica e paleoambiente do Grupo Bauru (Neocretáceo) na região de Gurinhatã (Triângulo Mineiro – MG)

Thiago Affonso Franzolin

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

Campinas, novembro de 2012

RESUMO

A Bacia Bauru é uma entidade tectônica preenchida por depósitos continentais típicos de clima árido / semiárido formados no Neocretáceo. A área de estudo abrange afloramentos pertencentes ao Grupo Bauru, localizados nas proximidades dos municípios de Gurinhatã (MG), lacri (SP) e Jales (SP). O afloramento de Gurinhatã (MG) está inserido na Formação Adamantina, enquanto que os afloramentos de lacri (SP) e Jales (SP) estão inseridos na Formação Aracatuba, unidade basal do Grupo Bauru. A partir de dados de campo e laboratoriais, foi possível definir o paleoambiente deposicional, com implicações paleoclimáticas para área de estudo. Foram caracterizados três estágios de sedimentação para o afloramento de Gurinhatã. O primeiro estágio é caracterizado pela deposição de ciclos granodecrescentes ascendentes gerados por fluxos em lençol distais; o segundo estágio é caracterizado pela deposição de ritmitos, depositados durante períodos de subsidência constante e relativa calmaria energética; o terceiro estágio é representado por um evento de alta energia, responsável pela formação de um depósito de preenchimento de canal, caracterizado pela presença de conglomerado sustentado por clastos de argila intraformacional e de arenito fino com estratificações cruzadas acanaladas. Do ponto de vista mineralógico, as fácies são compostas essencialmente por quartzo, microclínio, calcita, albita, dolomita, hematita e pelos argilominerais illita e montmorillonita. Tais argilominerais são predominantemente autigênicos е constituem-se de interestratificados de illita-montmorillonita. Em termos geoquímicos, as concentrações de alumínio, cálcio, ferro, magnésio, manganês, fósforo e titânio aumentam em direção ao topo do afloramento de Gurinhatã (MG), enquanto que as de cromo, sódio e sílica aumentam em direção à base desse afloramento. A amostra de lacri (SP) apresenta os maiores valores de cromo, potássio, magnésio e sódio. A amostra de Jales (SP) apresenta os maiores valores de cálcio e sílica e os menores valores de alumínio, ferro, potássio, magnésio e manganês. O comportamento dos elementos terras raras indica que os sedimentos que compõem os estratos lamíticos dos afloramentos estudados são oriundos da mesma área-fonte e a razão TiO₂ / AI_2O_3 indica que esta é de origem sedimentar. Portanto, diferenças no retrabalhamento desses sedimentos podem justificar as

diferenças composicionais entre os afloramentos estudados. Processos diagenéticos distintos também podem explicar essas diferenças composicionais. O paleoclima da região era predominantemente árido / semiárido, o que pode ser justificado pela presença de cimentação carbonática e de nódulos carbonáticos nos estratos arenosos, calcita espática e pseudomorfos de cristais de gipso nos estratos lamíticos e argilominerais do tipo 2:1. O cálculo da paleoprecipitação anual média (*MAP*) ratifica essa afirmação, uma vez que exibe valores entre 223 e 225 mm / ano (clima árido).

Palavras-chave: Bacia Bauru; Formação Adamantina; *playa-lake*; argilominerais; geoquímica.

SUMÁRIO

Índice de figuras... 6

Índice de tabelas... 8

1. Introdução... 9

- 1.1. Justificativas e objetivos... 9
- 1.2. Localização da área de estudo... 10

2. Materiais e métodos

- 2.1. Atividades de campo... 12
- 2.2. Atividades laboratoriais
 - 2.2.1. Difração de Raios X (DRX)... 13
 - 2.2.2. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)... 14
 - 2.2.3. Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX)... 15

3. Contexto geológico regional

- 3.1. Bacia Bauru... 17
- 3.2. Estratigrafia da Bacia Bauru... 19
 - 3.2.1. Formação Araçatuba... 20
 - 3.2.2. Formação Adamantina... 20
 - 3.2.3. Formação Uberaba... 21
 - 3.2.4. Formação Marília... 21
- 3.3. Paleoambientes deposicionais da Bacia Bauru... 22

4. Resultados

- 4.1. Descrição do afloramento de Gurinhatã (MG)... 23
- 4.2. Difração de Raios X (DRX)... 27
- 4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)... 32
- 4.4. Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX)
 - 4.4.1. Elementos maiores... 34
 - 4.4.2. Elementos terras raras... 36

5. Discussões

- 5.1. Paleoambiente deposicional... 38
- 5.2. Geoquímica
 - 5.2.1. Elementos maiores... 40
 - 5.2.2. Elementos terras raras... 43

- 5.3. Argilominerais... 43
- 5.4. Paleoclima... 44
- 6. Conclusões... 45
- 7. Referências bibliográficas... 47
- Índice de anexos... 52

<u>ÍNDICE DE FIGURAS</u>

Figura 1: mapa de localização da área de estudo... 11 Figura 2: mapa de localização das bacias Bauru e Caiuá e da distribuição das fácies sedimentares da Bacia Bauru. Retirado de BATEZELLI (2010)... 18 Figura 3: litoestratigrafia do Grupo Bauru e suas relações de contato com o Grupo Caiuá e Formação Serra Geral. Retirado de BATEZELLI (2003)... 20 Figura 4: vista geral do afloramento... 23 Figura 5: marcas de raízes preenchidas por calcita espática no lamito... 24 Figura 6: intercalações entre arenito micáceo e lamito... 25 Figura 7: intercalação entre arenito e lamito deformada... 25 Figura 8: diagrama de roseta representando as atitudes das estratificações cruzadas acanaladas presentes no arenito fino... 26 Figura 9: canal, representado pela geometria plano-côncava do arenito fino... 26 Figura 10: difratograma da amostra 14.2 (Gurinhatã – MG)... 27 Figura 11: difratograma da amostra 14b.3 (Gurinhatã – MG)... 28 Figura 12: difratograma da amostra 14b.2 (Gurinhatã – MG)... 28 Figura 13: difratograma da amostra 14.1 (Gurinhatã – MG)... 29 Figura 14: difratograma da amostra 14c.2 (Gurinhatã – MG)... 29 Figura 15: difratograma da amostra 14c.1 (Gurinhatã – MG)... 30 Figura 16: difratograma da amostra Ara1 (lacri – SP)... 30 Figura 17: difratograma da amostra Jales2 (Jales – SP)... 31 **Figura 18:** (A) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspectos fibroso e "favo de mel" (honeycomb), amostra 14b.3; (B) montmorillonita autigênica (M_a) de aspecto "favo de mel" (honeycomb), amostra 14b.3; (C) illita detrítica (I_d) de hábito lamelar e illita autigênica (I_a) de aspectos fibroso e de "favo de mel" (honeycomb), amostra 14b.2; (D) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso, amostra 14b.2; (E) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso, amostra 14c.2; (F) illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso e microclínio (Mi), amostra 14c.2; (G) illita autigênica (I_a) de aspecto "favo de mel" (honeycomb), amostra 14c.1... 33

Figura 19: (A) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto "favo de mel" (*honeycomb*), amostra Ara1; (B) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto

"folha de alface", amostra Ara1; (C) illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso e montmorillonita detrítica (M_d) de hábito lamelar, amostra Jales2... 34

Figura 20: curvas de abundância dos elementos terras raras das amostras coletadas... 37

Figura 21: modelo paleodeposicional para o afloramento de Gurinhatã (MG)... 39

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: nomenclatura, localização e unidades litoestratigráficas das amostrascoletadas em campo... 12

Tabela 2: características apresentadas pelos principais argilominerais nos três tiposde varredura utilizados no método de Difração de Raios X (THIRY, 1974)... 13

Tabela 3: composição mineralógica das amostras obtida pela Difração de Raios X...31

Tabela 4: resultados obtidos pela Espectrometria de Fluorescência de Raios X paraos elementos maiores... 35

Tabela 5: relações moleculares entre os elementos... 35

Tabela 6: resultados obtidos pela Espectrometria de Fluorescência de Raios X paraos elementos terras raras... 36

1. INTRODUÇÃO

O Cretáceo é um período caracterizado por clima árido / semiárido. Muitos sistemas deposicionais aluviais característicos dessas condições se desenvolveram e foram preservados no registro geológico continental.

A Bacia Bauru, localizada no sudeste brasileiro, é uma bacia intracratônica formada no Neocretáceo e é composta por unidades formadas a partir de sistemas aluviais.

Este trabalho, fruto do projeto FAPESP 2010/19787-2 – "Correlação Estratigráfica e Paleogeografia das Bacias Bauru, Sanfranciscana e dos Parecis", apresenta uma análise sedimentológica e estratigráfica dos depósitos lacustres associados ao sistema aluvial neocretáceo da Bacia Bauru. Para isso, é descrito de forma detalhada um afloramento localizado na região de Gurinhatã (MG), além da confecção de uma coluna estratigráfica para definir as relações entre as litofácies presentes.

Adicionalmente, são estudadas as características geoquímicas dos estratos lamíticos, uma vez que as concentrações dos diversos elementos químicos tende a ser conservada nas frações granulométricas mais finais (PEARCE *et al.*, 1999). O tratamento e a análise das amostras coletadas em campo envolvem diversas atividades laboratoriais, tais como: Difração de Raios X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX).

Os dados obtidos possibilitam a elaboração de um modelo paleodeposicional, com implicações em aspectos paleoclimático para a área de estudo, servindo para comparações em outras áreas da Bacia Bauru no Estado de São Paulo.

1.1. Justificativas e objetivos

Muitos trabalhos já foram realizados na região do Triângulo Mineiro (MG). Os primeiros trabalhos buscavam explorar os recursos hidrológicos (SAINT' HILAIRE, século XVIII) e possíveis jazimentos diamantíferos (GONZAGA DE CAMPOS, 1891; HUSSAK, 1891 e 1894; PORCHERON, 1903).

Posteriormente e até os dias de hoje, a grande maioria dos trabalhos realizados nessa região procuraram dissertar sobre as características

litoestratigráficas. HASUI (1968) apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triangulo Mineiro e do Alto Paranaíba; LADEIRA *et al.* (1971) apresentaram uma nova divisão litoestratigráfica para as unidades do Triângulo Mineiro; BARCELOS (1984) apresentou a integração regional das unidades que se estendem no Estado de São Paulo e no Triângulo Mineiro; GOLDBERG (1995) apresentou uma reconstrução paleogeográfica do Triângulo Mineiro e BATEZELLI (2003) definiu o arcabouço tectono-estratigráfico do Triângulo Mineiro a partir da análise estratigráfica regional, baseada em dados de superfície e subsuperfície.

Vale ressaltar que este é o primeiro trabalho a abordar os aspectos mineralógicos e geoquímicos das argilas na região do Triângulo Mineiro.

Com este trabalho, busca-se obter um melhor entendimento das características paleodeposicionais e paleoclimáticas do Grupo Bauru na região de Gurinhatã (MG). Além disso, pretende-se caracterizar os argilominerais encontrados nos estratos lamíticos presentes nessa e em outras regiões.

Para alcançar tais objetivos, foram realizadas as seguintes etapas neste trabalho:

- Descrição e coleta de amostras de estratos lamíticos de um afloramento na região de Gurinhatã (MG);
- Caracterização mineralógica e geoquímica dos lamitos do Grupo Bauru na região de Gurinhatã (MG) e correlação com afloramentos nos municípios de lacri (SP) e Jales (SP);
- Definição de um possível modelo paleodeposicional e paleoclimático para essa região.

1.2. Localização da área de estudos

O afloramento descrito neste trabalho localiza-se no Triângulo Mineiro (MG), na Rodovia BR 364, entre os municípios de Campina Verde (MG) e Gurinhatã (MG), com coordenadas geográficas 19º 17' 3,9" S e 49º 44' 48" W.

Nos afloramentos de Jales (SP) e Iacri (SP), foi realizada apenas a coleta de amostras de estratos lamíticos para análises laboratoriais posteriores. O afloramento de Iacri (SP) possui coordenadas geográficas 21° 40' 46,7" S e 50° 35' 54,9" W. O afloramento de Jales (SP) localiza-se na Rodovia SP 463, entre os municípios de Jales (SP) e Vitória Brasil (SP), com coordenadas geográficas 20° 12' 42" S e 50° 28' 53" W

O mapa a seguir (figura 1) esquematiza a localização dos afloramentos utilizados no desenvolvimento deste trabalho.



Figura 1: mapa de localização da área de estudo.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Atividades de campo

Foi realizado um trabalho de campo para a região do Triângulo Mineiro com a finalidade de descrever e coletar amostras em um afloramento pertencente à Formação Adamantina do Grupo Bauru.

Procurou-se descrever detalhadamente as litofácies sedimentares presentes, considerando suas características sedimentológicas, estratigráficas, estruturais e mineralógicas. Além disso, foram feitas medidas de indicadores de paleocorrentes.

Para o melhor entendimento das relações estratigráficas e das características paleodeposicionais das diversas litofácies, foi elaborada uma coluna estratigráfica representativa do afloramento.

Por fim, foram coletadas amostras dos estratos lamíticos para a caracterização e comparação dos argilominerais presentes nos afloramentos analisados. No afloramento de Gurinhatã (MG), foram coletadas seis amostras (da base para o topo, amostras 14c.1, 14c.2, 14.1, 14b.2, 14b.3 e 14.2), enquanto que em lacri (SP) e Jales (SP) foi coletada apenas uma amostra em cada afloramento (amostras Ara1 e Jales2, respectivamente). A tabela 1 sintetiza a nomenclatura, localização e unidades litoestratigráficas das amostras.

| gráfica |
|---------|
| Intina |
| tuba |
| tuba |
| |

Tabela 1: nomenclatura, localização e unidades litoestratigráficas das amostras coletadas em campo.

2.2. Atividades laboratoriais

2.2.1. Difração de Raios X (DRX)

A Difração de Raios X é um dos métodos de caracterização mineralógica mais utilizados na identificação e classificação de argilominerais.

As amostras coletadas em campo foram analisadas pelo laboratório do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP de Rio Claro (SP).

Primeiramente, foi realizada a análise de rocha total com o objetivo de se obter a composição mineralógica geral das amostras. Posteriormente, realizou-se a análise da fração fina (< 2 µm) do material para identificar os argilominerais. A fração argila foi obtida pela desagregação das amostras em almofariz e separada pela sedimentação em proveta.

Foram realizados três tipos de analises: condições naturais, saturada com etilenoglicol (identificação de argilominerais expansivos) e aquecida até 500 °C. THIRY (1974) apresenta a tabela que correlaciona os dados obtidos nesses tipos de análises com os diversos argilominerais (tabela 2).

| | | _ | | | | |
|------------------|----------|---------------|----------|------------|-----------------|---------------------|
| Minoral | Natural | Etilopoglicol | Aquecida | Aquecida a | Desaparecimento | Obsorvaçãos |
| Willera | inaturai | Ethenoglicol | a 350 °C | 600 °C | da reflexão | Obselvações |
| | | | | | | Ocasionalmente, |
| | | | | | | uma banda de 12- |
| Caulinita | 7 | 7 | 7 | Desaparece | 500-550 | 14 A fraca na |
| | | | | | | temperatura de 500- |
| | | | | | | 550 ºC. |
| Caulinita | 7 | 7 | 7 | Desaparece | 500-550 | - |
| desordenada | 7 | 7 | 7 | Desenarese | 450 520 | |
| Tialloysita 7 A | / | 7 | 1 | Desaparece | 430-320 | - Desidrata |
| | | | | | | usualmente a 7 Å na |
| Halloysita 10 Å | 11 | 10 | 7 | Desaparece | 450-520 | temperatura de 50- |
| | | | | | | 100 ºC. |
| Illita | 10 | 10 | 10 | 10 | 800-1000 | - |
| Mantanavillavita | | | | | | Transforma-se em |
| Ma Co | 15 | 17 | 10 | 10 | 700-1000 | enstatita a 700-800 |
| Mg-Ca | | | | | | °C. |
| | | | | | | Variedades |
| Montmorillonita | | | | | | octaédricas mais |
| Na | 12,5 | 17 | 10 | 10 | 700-1000 | estáveis na |
| | | | | | | temperatura de 700- |
| | | | | | | 1000 °C. |

Tabela 2: características apresentadas pelos principais argilominerais nos três tipos de varredura utilizados no método de Difração de Raios X (THIRY, 1974).

| | | Primeira | reflexão (Å) | _ | | |
|---------------------------------|---------|---------------|----------------------|----------------------|--------------------------------|--|
| Mineral | Natural | Etilenoglicol | Aquecida a 350 °C | Aquecida a 600 °C | Desaparecimento da reflexão | Observações |
| Vermiculita Mg- Ca | 14,5 | 14,5 | 10 | 10 | 700-1000 | - |
| Vermiculita Na Clorita Mg | 12,5 | 14,5 | 10 | 10 | 700-1000 800 | - O pico de 14 Å aumenta sua intensidade na temperatura de 500- 600 °C, formando olivina a aproximadamente 800 °C. |
| Clorita Fe Clorita expansiva | 14 | 14 16-17 | 14 | 14 14 | 800 | Aumento da intensidade de 14 Å na temperatura de 500-600 °C, formando olivina a 600-700 °C. |
| Sepiolita | 12,2 | 12,2 | 12,2 + 10,4 | 10,4 | 700 | - |

2.2.2. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A Microscopia Eletrônica de Varredura permitiu a análise das características que não puderam ser obtidas a partir das atividades laboratoriais citadas anteriormente, tais como: morfologia dos grãos, processos de alteração e relações intergranulares, além da composição química.

A análise das amostras coletadas em campo foi realizada no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências (IG) da UNICAMP.

O microscópio eletrônico de varredura é um instrumento que permite a observação e caracterização de materiais orgânicos e inorgânicos em microescala. Nesse equipamento, o microvolume a ser analisado é irradiado com um feixe fino e focalizado de elétrons que varre a amostra através de toda a sua superfície.

Sinais são produzidos e detectados pela interação entre os elétrons do feixe e a amostra. Cada um desses sinais é decodificado de forma a analisar diferentes características da amostra, tais como: composição química, cristalografia e topografia.

Para as análises no microscópio eletrônico de varredura, não há necessidade de preparar as amostras. Entretanto, alguns procedimentos simples são realizados com o objetivo de evitar prejuízos nas análises e no equipamento. Esses procedimentos consistem na limpeza da amostra com solvente quando ela se apresenta engordurada, bem como limpeza com ultrassom ou escovação mecânica cautelosa no caso de amostras com grãos desagregados. Em seguida, é realizada a fixação na platina do equipamento com fita condutora de carbono dupla face (para lâminas, filtros e grãos) ou cola / tinta condutora de grafite (para fragmentos de rocha) e metalização. Após esses cuidados, as amostras estão prontas para serem inseridas na câmara do equipamento.

Utilizou-se um microscópio eletrônico de varredura LEO 430i com varredura digital, controlado por um programa de computador fabricado pela empresa *Carl Zeiss*. Acoplado a ele, há um espectrômetro de energia dispersiva (*EDS*) da empresa *Oxford Instruments* para análises semiquantitativas.

O canhão de elétrons do LEO 430i é usado para gerar um feixe fino e focalizado de elétrons sobre a superfície da amostra colocada na câmara. O canhão possui um emissor termoiônico (filamento de tungstênio) como fonte de elétrons. Três lentes eletromagnéticas abaixo do canhão focalizam e dão forma ao feixe antes que ele atinja a amostra. Esse conjunto que forma a coluna do equipamento e a câmara em que as amostras são colocadas opera a vácuo.

A energia do feixe de elétrons é ajustável de 300 V a 30 kV e a corrente do feixe, entre 1 pA e 1 μ A, sendo que esses valores podem ser ajustados para melhor se adequarem ao tipo de amostra e exame desejado. Nas amostras analisadas neste trabalho, usou-se tensão elétrica de 20 kV e corrente elétrica do feixe de 3.000 a 5.000 pA.

2.2.3. Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX)

A análise geoquímica das amostras coletadas em campo foi realizada pelo laboratório Acme Analítica Laboratórios Ltda. de Goiânia (GO), através do método de Espectrometria de Fluorescência de Raios X, com o objetivo de identificar as concentrações dos principais elementos maiores, menores e traço.

A fluorescência de raios X dos elementos químicos encontrados em uma amostra ocorre quando esta é atingida por raios X oriundos de um tubo de raios X. Ao incidirem nos átomos da amostra, esses raios X primários ejetam elétrons das camadas próximas ao núcleo, criando vacâncias que são imediatamente preenchidas por elétrons das camadas mais externas, provocando a emissão simultânea de raios X. A partir dos dados obtidos por esse método, é possível fazer uma série de relações moleculares que podem contribuir para o entendimento da evolução do afloramento estudado. Essas relações se baseiam em razões entre os diversos elementos maiores. Para efetuar tais razões, primeiramente, é necessário obter a concentração molar dos elementos, dividindo-se as respectivas concentrações relativas (em porcentagem em peso de óxidos ou ppm) pelas respectivas massas molares (em g / mol) (SHELDON & TABOR, 2009).

O índice químico de alteração sem potássio (*chemical índex of alteration without potassium – CIA-K*), elaborado por MAYNARD (1992), possibilita avaliar a influência do intemperismo na composição química das rochas sedimentares. É dado pela fórmula:

$$CIA-K(\%) = [AI_2O_3 / (AI_2O_3 + CaO + Na_2O)] * 100$$

Altos valores desse índice refletem a remoção dos cátions móveis em relação ao alumínio e, consequentemente, altas taxas de intemperismo.

Segundo SHELDON *et. al.* (2002), a partir dos valores do *CIA-K*, é possível calcular a precipitação anual média (*mean annual precipitation – MAP*), dada pela fórmula:

$$MAP \text{ (mm / ano)} = 221,2 * e^{(0,0197 * CIA-K)}$$

A razão TiO_2 / Al_2O_3 é amplamente utilizada como indicador de proveniência, uma vez que a quantidade de titânio varia de acordo com o tipo de rocha, enquanto que a quantidade de alumínio é relativamente constante (SHELDON & TABOR, 2009).

<u>3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</u>

3.1. Bacia Bauru

Com o fim das atividades vulcânicas do Eocretáceo, a porção meridional da Placa Sul-Americana passou por uma fase de subsidência termal, ocasionando o desenvolvimento de diversas bacias sedimentares intracontinentais.

Segundo FERNANDES & COIMBRA (2000), a Bacia Bauru formou-se devido a um evento de compensação isostática posterior ao acúmulo dos basaltos toleiíticos da Formação Serra Geral. Já para BATEZELLI (2003), a origem dessa bacia está relacionada à reativação de lineamentos tectônicos do embasamento précambriano (lineamentos Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto – HASUI *et al.*, 1989), em resposta ao peso dos basaltos toleiíticos da Formação Serra Geral.

A distribuição das fácies sedimentares, características sedimentológicas e relações de contato mostram que a área de deposição em questão passou por dois estágios tectono-sedimentares diferentes: o primeiro é caracterizado pela origem de uma depressão cujo depocentro estaria localizado na porção centro-sul da antiga Bacia do Paraná (Bacia Caiuá); o segundo é marcado pela formação de outra bacia, com depocentro na porção setentrional (Bacia Bauru).

A Bacia Bauru localiza-se na porção centro-norte da Bacia do Paraná, sobreposta aos arenitos do Grupo Caiuá (Geossolo Santo Anastácio, FULFARO *et al.*, 1999) ou aos basaltos da Formação Serra Geral. Possui formato alongado na direção norte-nordeste e área de aproximadamente 330.000 km², abrangendo o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso e oeste de Minas Gerais (figura 2).



Figura 2: mapa de localização das bacias Bauru e Caiuá e da distribuição de fácies sedimentares da Bacia Bauru. Retirado de BATEZELLI (2010).

De acordo com FERNANDES & COIMBRA (1996) e RICCOMINI (1997), os limites atuais da Bacia Bauru são erosivos e / ou tectônicos, marcados pela Antéclise de Rondonópolis (COIMBRA, 1991) a noroeste, pelo Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI & HARALYI, 1991) a nordeste e pelos alinhamentos do Rio Mogi Guaçú (COIMBRA, 1981), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (RICCOMINI, 1995) a leste e do Paranapanema (FULFARO, 1974) a sul e a sudeste. O limite oeste é difuso devido à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial do Terciário pertencentes à planície do Rio Paraná.

Os processos erosivos responsáveis pela atual configuração desses limites estão relacionados ao evento terciário de reestruturação tectônica, caracterizado pelo levantamento da Serra do Mar e pelo Soerguimento do Alto Paranaíba em sua borda oriental. No Triângulo Mineiro, esse ciclo erosivo é representado pela Superfície Pratinha (ALMEIDA, 1958).

O preenchimento da Bacia Bauru deu-se entre o Campaniano e o Maastrichtiano (Neocretáceo), com base na idade de fósseis de dinossauros (HUENE, 1939), idade absoluta de intercalações de rochas vulcânicas (COUTINHO *et al.*, 1982), correlação com a deposição da Formação Santos da Bacia de Santos (PEREIRA & FEIJÓ, 1994) e idades de microfósseis (DIAS-BRITO *et al.*, 2001; GOBBO-RODRIGUES, 2001).

3.2. Estratigrafia da Bacia Bauru

O conjunto litológico encontrado na Bacia Bauru representa um intervalo deposicional continental no interior da Placa Sul-Americana. Tal sedimentação foi controlada pelos soerguimentos das bordas norte e nordeste, relacionados às intrusões alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba e da Província Alcalina de Goiás, com depocentro nas porções de maiores espessuras dos basaltos da Formação Serra Geral.

Segundo BATEZELLI (1998), o Grupo Bauru é constituído pelas formações Araçatuba, Adamantina, Uberaba (HASUI, 1968) e Marília (SOARES *et al.*, 1980), subdividida nos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta (BARCELOS & SUGUIO, 1987).

Já FERNANDES & COIMBRA (2000) consideram a Bacia Bauru sendo formada pelos grupos Bauru e Caiuá. O Grupo Bauru seria constituído pelas formações Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, Uberaba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília (membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta), enquanto o Grupo Caiuá seria constituído pelas formações Goio Erê, Rio Paraná e Santo Anastácio.

No Triângulo Mineiro, estão presentes as formações Adamantina, Uberaba e Marília (figura 3).



Figura 3: litoestratigrafia do Grupo Bauru e suas relações de contato com o Grupo Caiuá e Formação Serra Geral. Retirado de BATEZELLI (2003).

3.2.1. Formação Araçatuba

A Formação Araçatuba (FERNANDES, 1998) corresponde à unidade basal do Grupo Bauru e é composta por arenitos muito finos siltosos e siltitos arenosos, de coloração cinza-esverdeada a avermelhada, maciços ou com estratificações planoparalelas e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte.

O contato basal dessa formação é discordante tanto em relação à Formação Serra Geral quanto ao Geossolo Santo Anastácio (Grupo Caiuá). O contato superior e lateral é gradacional e interdigitado com a Formação Adamantina.

3.2.2. Formação Adamantina

A Formação Adamantina, proposta formalmente por SOARES *et al.* (1980), corresponde a Formação Vale do Rio de Peixe de FERNANDES & COIMBRA (2000). É constituída por arenitos lamíticos avermelhados e, subordinadamente, conglomerados, com intercalações lamíticas, compostos por grãos arredondados a subarredondados de quartzo e hematita, moderadamente selecionados. Os corpos arenosos apresentam geometrias lenticulares e tabulares e são intercalados por camadas centimétricas de lamito. Internamente, apresentam estratificação cruzada acanalada e cimentação por carbonato de cálcio. Em muitos pontos, apresentam muitas bioturbações e estrutura maciça.

Assenta-se discordantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, de forma abrupta, erosiva. Lateralmente, interdigita-se com a Formação Uberaba. O contato superior ocorre de forma abrupta com a Formação Marília.

3.2.3. Formação Uberaba

A Formação Uberaba (HASUI, 1968) apresenta-se interdigitada com a Formação Adamantina, sendo composta por arenitos esverdeados e, subordinadamente, por lamitos, siltitos e conglomerados. Os arenitos apresentam-se na forma de corpos lenticulares, com espessuras que variam entre 20 cm e 1,5 m, podendo estar intercalados por níveis centimétricos de siltito / lamito. Em alguns pontos, esses corpos encontram-se amalgamados. As estruturas sedimentares presentes são estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas е algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila (estruturas em chama e dobras convolutas). Os arenitos são mal a moderadamente selecionados. Intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos. Nódulos carbonáticos e níveis cimentados por carbonato de cálcio estão presentes.

O contato basal dessa formação com a Formação Serra Geral se dá de forma abrupta, erosiva. O contato superior se dá de forma abrupta com a Formação Marília.

3.2.4. Formação Marília

A Formação Marília (SOARES *et al.*, 1980), assim como para FERNANDES & COIMBRA (2000), é subdividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã.

O Membro Ponte Alta é constituído por depósitos de calcário. Trata-se de arenitos calcíferos finos, esbranquiçados, com espessura máxima da ordem de 7 m, que ocorrem em camadas continuas com até 3 km de extensão em subsuperfície.

O Membro Serra da Galga, por sua vez, é composto em sua base por conglomerados polimíticos sustentados por clastos, brancos a amarelados, passando para conglomerados sustentados por matriz arenosa com clastos subangulosos a subarredondados e mal selecionados. É encontrado também arenito conglomerático gradando para arenito grosso, amarelado, com estratificação cruzada acanalada e tabular e estratificação plano-paralela, com intraclastos de

calcrete, nódulos carbonáticos e feições pedogenéticas. Podem ocorrer também argilito e siltito marrom-avermelhados subordinados aos ciclos de granodecrescência ascendente.

Por fim, o Membro Echaporã é composto por arenitos finos a grossos com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescente e granocrescentes ascendentes, cimentados por carbonato de cálcio, com clastos de quartzo, gnaisse, quartzito, basalto, kamafulgito, nódulos carbonáticos e argila intraformacional. Os arenitos são maciços e exibem marcas de raízes. O contato basal desse membro ocorre de forma gradual ou abrupta com as formações Adamantina e Serra Geral.

3.3. Paleoambientes deposicionais da Bacia Bauru

O Grupo Bauru representa um registro de sedimentação continental, depositado em cinco ambientes geneticamente ligados, formando um trato de sistema lacustre / aluvial (BATEZELLI, 2003; BATEZELLI *et al.*, 2003; BATEZELLI *et al.*, 2005a; BATEZELLI *et al.*, 2005b; BATEZELLI *et al.*, 2006; BATEZELLI *et al.*, 2007). Suas fácies indicam processos sedimentares subaquosos (decantação), tracionais por corrente (flúvio-aluvionais) e subaéreos (eólicos) sob condições climáticas áridas / semiáridas.

A partir das litofácies presentes na bacia, pode-se dizer que sua fase inicial foi marcada pela implantação e expansão de um grande lago de sul para norte (Paleolago Araçatuba – *playa lake*), caracterizando um trato de sistema de alta taxa de acomodação. Em seguida, houve a contração do sistema lacustre, marcada pela progradação dos depósitos aluviais dominados por rios entrelaçados de baixa sinuosidade, caracterizando um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (BATEZELLI *et al.*, 2007 e BATEZELLI, 2010).

22

4. RESULTADOS

4.1. Descrição do afloramento de Gurinhatã (MG)

O afloramento apresenta aproximadamente 20 m de altura e 250 m de extensão (figura 4). Sua base é caracterizada pela presença de cinco ciclos granodecrescentes ascendentes de geometria tabular, com espessuras centimétricas a decimétricas. A base de cada ciclo é composta por arenito muito fino a fino, de coloração alaranjada, mal selecionado e com matriz lamítica, gradando para lamito em direção ao topo. Apresentam aspecto geral maciço, marcas de raízes e nódulos carbonáticos. São cimentados por carbonato de cálcio. O contato entre cada ciclo é abrupto.



Figura 4: vista geral do afloramento.

Acima desses ciclos, encontra-se arenito fino a médio, mal selecionado, de 30 cm de espessura, seguido por lamito, de 80 cm de espessura, de coloração marrom, com marcas de raízes preenchidas por calcita espática (figura 5) e pseudomorfos de cristais de gipso. Acima desse lamito, há presença de uma lente arenosa de granulometria fina a média.



Figura 5: marcas de raízes preenchidas por calcita espática no lamito.

Acima desse nível, há intercalações entre arenito lamítico avermelhado e arenito cinza-esverdeado, com espessuras centimétricas a decimétricas, com lamitos marrons subordinados. Possuem acamamento subhorizontal e marcas de raízes preenchidas por calcita espática. Essas intercalações são seguidas por outra lente arenosa, de 62 cm de espessura, de granulometria fina a média.

Sobrepõem-se a essa lente ritmitos compostos por intercalações entre arenito micáceo e lamito (figura 6). O arenito possui granulometria muito fina e é moderadamente a bem selecionado. Apresenta laminações plano-paralelas e, raramente, laminações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. Podem apresentar também nódulos carbonáticos. São cimentados por carbonato de cálcio. O lamito, por sua vez, apresenta coloração marrom-avermelhada e aspecto laminado ou maciço.



Figura 6: intercalações entre arenito micáceo e lamito.

Em algumas porções do afloramento, essas intercalações encontram-se deformadas (figura 7).



Figura 7: intercalação entre arenito e lamito deformada.

Sobre essas intercalações, ocorre arenito fino, com 50 cm de espessura, com estratificações cruzadas acanaladas, cujas atitudes estão representadas no diagrama de roseta a seguir (figura 8). Apresenta geometria plano-côncava, típica de

um canal (figura 9). Tais atitudes mostram que o fluxo que formou essas estruturas sedimentares dirigia-se predominantemente para sudeste, com vetor médio de aproximadamente 126º (SE).



Figura 8: diagrama de roseta representando as atitudes das estratificações cruzadas acanaladas presentes no arenito fino.



Figura 9: canal, representado pela geometria plano-côncava do arenito fino.

Esse arenito é sobreposto por um conglomerado sustentado por clastos, com 27 cm de espessura, clastos de argila intraformacional, subangulosos a angulosos, milimétricos a centimétricos. O contato entre esses litotipos ocorre de forma abrupta e erosiva.

No topo da seção, tem-se arenito fino, com 1 m de espessura e estratificações cruzadas acanaladas.

Em termos estruturais, há a presença de falhas normais, com planos de falha subverticais de direção aproximadamente NW-SE.

A coluna estratigráfica presente no anexo 1 representa o empilhamento sedimentar observado no afloramento.

4.2. Difração de Raios X (DRX)

As figuras 10, 11, 12, 13, 14 e 15 correspondem aos difratogramas das amostras coletadas no afloramento de Gurinhatã (MG).

Os difratogramas pretos, azuis, verdes e vermelhos representam, respectivamente, análises realizadas em rocha total, fração fina em condições naturais, fração fina glicolada e fração fina queimada. As siglas usadas para representar os minerais em todos os difratogramas correspondem a A = albita, C = calcita, D = dolomita, H = hematita, Mi = microclínio, Q = quartzo, I = illita e M = montmorillonita.



Figura 10: difratograma da amostra 14.2 (Gurinhatã – MG)



Figura 11: difratograma da amostra 14b.3 (Gurinhatã – MG).



Figura 12: difratograma da amostra 14b.2 (Gurinhatã – MG).



Figura 13: difratograma da amostra 14.1 (Gurinhatã – MG).



Figura 14: difratograma da amostra 14c.2 (Gurinhatã – MG).



Figura 15: difratograma da amostra 14c.1 (Gurinhatã – MG).

As figuras 16 e 17 correspondem, respectivamente, aos difratogramas das amostras coletadas em lacri (SP) e Jales (SP).



Figura 16: difratograma da amostra Ara1 (lacri – SP).



Figura 17: difratograma da amostra Jales2 (Jales - SP).

A tabela 3 sintetiza a composição mineralógica das amostras. O posicionamento das amostras pode ser observado na coluna estratigráfica em anexo (anexo 1).

| Amostras | Minerais | Argilominerais |
|----------|--|--------------------------|
| 14.2 | Quartzo, microclínio, calcita e hematita | Illita / montmorillonita |
| 14b.3 | Quartzo, microclínio e calcita | Illita / montmorillonita |
| 14b.2 | Quartzo, microclínio, albita e calcita | Illita / montmorillonita |
| 14.1 | Quartzo, albita, microclínio e calcita | Illita / montmorillonita |
| 14c.2 | Quartzo, microclínio, albita e dolomita | Illita / montmorillonita |
| 14c.1 | Quartzo, microclínio, albita e calcita | Illita / montmorillonita |
| Ara1 | Quartzo, microclínio, albita e calcita | Illita / montmorillonita |
| Jales2 | Quartzo, microclínio, albita e calcita | Illita / montmorillonita |

| Tabala Di aamamaaiaãa | minaralániaa | dee encetres | abtida nala | Difussão de | DalaaV |
|-----------------------|--------------|---------------|-------------|-------------|------------|
| Tabela 3º composicao | mineralooica | oas amostras | оопоа рега | тлигасао ое | Raios X |
| i abola ol oompoolgao | minoralogioa | ado annoon do | ostida pola | Dinayao ao | 1 100 7 11 |

De forma geral, o quartzo é o principal mineral presente nas amostras analisadas. Apresenta alta cristalinidade, evidenciada pelo formato dos picos, com espaçamento interplanar $d_{(001)} = 3,33$ Å. A calcita ocorre em todas as amostras analisadas, exceto na amostra 14c.2. Apresenta espaçamento interplanar $d_{(001)} =$

3,00 Å. A dolomita, por sua vez, ocorre apenas na amostra 14c.2 e apresenta espaçamento interplanar $d_{(001)} = 2,89$ Å. O feldspato sódico albita ocorre nas amostras 14.1, 14b.2, 14c.1 e 14c.2, com $d_{(001)} = 3,18$ Å. Já o microclínio, feldspato potássico, ocorre em todas as amostras analisadas, com $d_{(001)} = 3,29$ Å. O único óxido de ferro presente nas amostras analisadas é a hematita, encontrada em pequenas quantidades. Apresenta espaçamento interplanar $d_{(001)} = 2,69$ Å.

Os principais argilominerais encontrados nas amostras foram illita e montmorillonita. A illita apresenta espaçamento interplanar $d_{(001)} = 10,1$ Å. Quando submetido ao tratamento, esse argilomineral manteve as mesmas intensidades em condições naturais, glicolada e após o aquecimento, evidenciando sua presença. A montmorillonita, por sua vez, apresenta $d_{(001)}$ entre 14 e 15 Å na condição natural e, quando glicolada, entre 17 e 17,8 Å.

4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As amostras dos estratos lamíticos dos afloramentos de Gurinhatã (MG), Jales (SP) e lacri (SP) foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura. Através desse método, foi possível observar a morfologia dos argilominerais, classificando-os entre detríticos e autigênicos.

A illita foi observada em todas as amostras como cristais detríticos de grandes dimensões e / ou como cristais autigênicos de dimensões significativamente inferiores. Quando detríticos, os cristais desse argilomineral apresentam predominantemente hábito lamelar e dimensões de aproximadamente 0,02 mm. Quando autigênicos, os cristais desse argilomineral apresentam diferentes aspectos ("favo de mel", fibroso e "folha de alface") e dimensões inferiores a 0,001 mm, sendo encontrados recobrindo grãos detríticos de quartzo e microclínio ou preenchendo os planos de clivagem de illita detrítica.

Foi possível observar a montmorillonita apenas na amostra 14b.3, como cristais autigênicos de dimensões inferiores a 0,001 mm e com aspecto "favo de mel" (figura 18 – D), e na amostra Jales2, como cristais detríticos de dimensões inferiores a 0,01 mm e com hábito lamelar (figura 19 – A).

As imagens abaixo (figura 18) apresentam as diferentes características observadas nos cristais de illita presentes nos estratos lamíticos do afloramento de Gurinhatã (MG).



Figura 18: (A) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspectos fibroso e "favo de mel" (honeycomb), amostra 14b.3; (B) montmorillonita autigênica (M_a) de aspecto "favo de mel" (honeycomb), amostra 14b.3; (C) illita detrítica (I_d) de hábito lamelar e illita autigênica (I_a) de aspectos fibroso e de "favo de

mel" (honeycomb), amostra 14b.2; (D) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso, amostra 14b.2; (E) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso, amostra 14c.2; (F) illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso e microclínio (Mi), amostra 14c.2; (G) illita autigênica (I_a) de aspecto "favo de mel" (honeycomb), amostra 14c.1.

A figura 19 mostra as características observadas nas amostras dos estratos lamíticos dos afloramentos de lacri (SP) e Jales (SP).



Figura 19: (A) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto "favo de mel" (honeycomb), amostra Ara1; (B) illita detrítica (I_d) e illita autigênica (I_a) de aspecto "folha de alface", amostra Ara1; (C) illita autigênica (I_a) de aspecto fibroso e montmorillonita detrítica (M_d) de hábito lamelar, amostra Jales2.

4.4. Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX)

4.4.1. Elementos maiores

A tabela 4 apresenta as concentrações dos principais elementos maiores (porcentagem em peso de óxidos) das amostras coletadas em campo.

| | maiores. | | | | | | | | | |
|----------|--------------------------------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|--|--|--|--|
| | Al ₂ O ₃ | CaO | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | MgO | | | | |
| Amostras | (%) | (%) | (%) | (%) | (%) | (%) | | | | |
| 14.2 | 15,18 | 1,29 | 0,017 | 9,50 | 3,53 | 4,07 | | | | |
| 14b.3 | 12,95 | 0,73 | 0,030 | 8,21 | 3,66 | 2,89 | | | | |
| 14b.2 | 13,39 | 0,97 | 0,026 | 8,20 | 3,52 | 3,10 | | | | |
| 14.1 | 12,11 | 1,42 | 0,020 | 5,25 | 3,44 | 3,22 | | | | |
| 14c.2 | 11,45 | 1,11 | 0,027 | 4,87 | 3,29 | 2,99 | | | | |
| 14c.1 | 11,89 | 1,01 | 0,028 | 4,89 | 3,56 | 3,03 | | | | |
| Ara1 | 10,04 | 1,11 | 0,036 | 6,06 | 5,20 | 4,16 | | | | |
| Jales2 | 6,92 | 3,35 | 0,033 | 3,68 | 2,74 | 1,71 | | | | |

Tabela 4: resultados obtidos pela Espectrometria de Fluorescência de Raios X para os elementos

| Amostras | MnO | Na₂O | P ₂ O ₅ | SiO ₂ | TiO ₂ |
|----------|------|------|-------------------------------|------------------|------------------|
| | (%) | (%) | (%) | (%) | (%) |
| 14.2 | 0,17 | 0,17 | 0,24 | 50,41 | 1,82 |
| 14b.3 | 0,09 | 0,51 | 0,18 | 58,58 | 1,83 |
| 14b.2 | 0,09 | 0,42 | 0,19 | 57,22 | 1,74 |
| 14.1 | 0,07 | 0,47 | 0,07 | 63,34 | 1,05 |
| 14c.2 | 0,10 | 0,51 | 0,09 | 66,12 | 1,04 |
| 14c.1 | 0,07 | 0,49 | 0,10 | 64,95 | 1,03 |
| Ara1 | 0,10 | 0,90 | 0,25 | 63,38 | 1,69 |
| Jales2 | 0,06 | 0,73 | 0,09 | 73,09 | 1,36 |

A tabela 5 sintetiza os resultados das diversas relações moleculares entre os elementos citadas anteriormente.

| Amostras | CIA-K (%) | MAP (mm / ano) | Proveniência | | | | | | |
|----------|-----------|----------------|--------------|--|--|--|--|--|--|
| 14.2 | 85,26 | 224,95 | 0,15 | | | | | | |
| 14b.3 | 85,67 | 224,96 | 0,18 | | | | | | |
| 14b.2 | 84,51 | 224,91 | 0,17 | | | | | | |
| 14.1 | 78,31 | 224,64 | 0,11 | | | | | | |
| 14c.2 | 80,03 | 224,72 | 0,12 | | | | | | |
| 14c.1 | 81,82 | 224,79 | 0,11 | | | | | | |
| Ara1 | 74,16 | 224,46 | 0,21 | | | | | | |
| Jales2 | 48,69 | 223,33 | 0,25 | | | | | | |
| | | | | | | | | | |

Tabela 5: relações moleculares entre os elementos.

Os anexos 2 e 3 apresentam os perfis geoquímicos para os elementos maiores e para as relações moleculares, respectivamente. Esses perfis foram confeccionados com base no trabalho desenvolvido por PEARCE *et al.* (1999).

4.4.2. Elementos terras raras

A tabela 5 apresenta as concentrações (ppm) dos elementos terras raras encontrados nas amostras coletadas.

| terras raras. | | | | | | | | |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Amostros | La | Се | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | |
| Amostras | (ppm) | |
| 14.2 | 53,3 | 88,9 | 11,58 | 43,6 | 7,18 | 1,65 | 5,75 | |
| 14b.3 | 60,7 | 124,3 | 14,56 | 54,7 | 8,92 | 2,50 | 7,87 | |
| 14b.2 | 51,5 | 100,9 | 11,67 | 45,1 | 7,36 | 1,76 | 5,52 | |
| 14.1 | 31,0 | 39,1 | 5,79 | 19,6 | 3,30 | 0,64 | 2,58 | |
| 14c.2 | 38,1 | 64,2 | 8,08 | 28,5 | 5,15 | 1,12 | 4,35 | |
| 14c.1 | 48,6 | 95,0 | 9,20 | 28,5 | 5,24 | 1,10 | 4,34 | |
| Ara1 | 65,2 | 121,8 | 14,39 | 56,3 | 8,87 | 2,24 | 6,68 | |
| Jales2 | 46,8 | 102,4 | 10,37 | 35,8 | 6,28 | 1,55 | 4,98 | |

Tabela 6: resultados obtidos pela Espectrometria de Fluorescência de Raios X para os elementos

| A | Tb | Dy | Но | Er | Tm | Yb | Lu |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Amostras | (ppm) |
| 14.2 | 0,81 | 4,30 | 0,77 | 2,39 | 0,34 | 2,09 | 0,30 |
| 14b.3 | 1,05 | 5,31 | 1,04 | 2,67 | 0,45 | 2,69 | 0,42 |
| 14b.2 | 0,74 | 3,94 | 0,71 | 2,00 | 0,31 | 2,10 | 0,27 |
| 14.1 | 0,37 | 2,44 | 0,47 | 1,42 | 0,21 | 1,69 | 0,25 |
| 14c.2 | 0,63 | 3,18 | 0,65 | 1,97 | 0,33 | 2,29 | 0,29 |
| 14c.1 | 0,66 | 3,87 | 0,67 | 1,99 | 0,31 | 2,16 | 0,27 |
| Ara1 | 0,89 | 4,54 | 0,84 | 2,14 | 0,30 | 1,88 | 0,31 |
| Jales2 | 0,70 | 3,80 | 0,68 | 2,39 | 0,30 | 1,96 | 0,33 |

A figura 20 mostra as curvas de abundância dos elementos terras raras das amostras. As concentrações desses elementos foram normalizadas em relação aos valores condríticos de MCDONOUGH & SUN (1995). O eixo das ordenadas está em escala logarítmica.



Figura 20: curvas de abundância dos elementos terras raras das amostras coletadas.

5. DISCUSSÕES

5.1. Paleoambiente deposicional

A partir da descrição do afloramento, coluna estratigráfica, análises laboratoriais e compilação bibliográfica é possível elaborar uma possível evolução deposicional para a região de Gurinhatã (MG).

A região está inserida na Depressão de Gurinhatã (BATEZELLI, 2003), caracterizada pela presença de um paleolago raso com taxa de subsidência relativamente constante. As diferentes fácies sedimentares encontradas refletem a variação da energia de deposição.

Os ciclos granodecrescentes ascendentes presentes na base do afloramento de Gurinhatã (MG) foram formados por fluxos de alta energia em lâmina d'água pouco espessa, gerados por chuvas torrenciais (fluxos em lençol distais – TUNBRIDGE, 1984), que, inicialmente, depositam sedimentos grossos. À medida que o gradiente energético diminui, os sedimentos finos são depositados. A geometria tabular, a granodecrescência ascendente e o aspecto maciço presentes nesses ciclos condizem com as características desses fluxos em lençol distais descritas por TUNBRIDGE (*op. cit.*) na Formação *Trentishoe*, Grupo *Hangman*, Reino Unido.

O espesso estrato composto por intercalações entre arenito micáceo e lamito (ritmitos) foi depositado em um período de relativa calmaria em termos energéticos. Além disso, essa sucessão de estratos reflete a sazonalidade climática presente na região: as camadas lamíticas foram depositadas em períodos mais secos ou de menor energia e as camadas arenosas, em períodos mais úmidos ou de maior energia. Essas características foram observadas por BUSTILLO & BUSTILLO (2000) em depósito de *playa-lake* argiloso na Bacia de Madrid, Espanha.

O arenito fino com estratificações cruzadas acanaladas e o conglomerado sustentado por clastos de argila intraformacional podem ser tratados como um depósito de preenchimento de canal, formado por um evento de alta energia. Tais características também foram observadas por TUNBRIDGE (*op. cit.*).

Com base nas características descritas acima, a região pode ser interpretada como uma extensão do Paleolago Araçatuba no Triângulo Mineiro (BATEZELLI, 2010), caracterizando um depósito sedimentar do tipo *playa-lake*. O afloramento

pertence à Formação Adamantina do Grupo Bauru, uma vez que possui as características descritas por BATEZELLI (*op. cit.*) para essa formação.

Os blocos-diagrama presentes na figura 21 ilustram os diferentes estágios de evolução lacustre representado no afloramento de Gurinhatã (MG).



3° estágio: evento de alta energia responsável pelo depósito de preenchimento de canal.

Figura 21: modelo paleodeposicional para o afloramento de Gurinhatã (MG).

5.2. Geoquímica

5.2.1. Elementos maiores

Em termos gerais, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, MgO, MnO, P₂O₅ e TiO₂ possuem maiores concentrações em direção ao topo do afloramento de Gurinhatã (MG). Já Cr₂O₃, Na₂O e SiO₂ possuem maiores concentrações em direção à base desse afloramento. Os comportamentos desses óxidos podem ser observados nos perfis geoquímicos dos elementos maiores (anexo 2).

A amostra Ara1 apresenta os maiores valores de Cr_2O_3 , K_2O , MgO e Na₂O. Já a amostra Jales2 exibe os maiores valores de CaO e SiO₂ e os menores valores de Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, MgO e MnO.

As relações moleculares calculadas neste trabalho são utilizadas em estudos pedogenéticos. Elas são usadas para definir o contexto paleoambiental a partir das características geradas pelos processos pedogenéticos. Entretanto, neste trabalho, elas foram utilizadas para definir as características paleoambientais a partir da geoquímica dos sedimentos finos que compõem os afloramentos estudados.

Índice químico de alteração sem potássio (*CIA-K*), precipitação anual média (*MAP*) e proveniência apresentam maiores valores em direção ao topo de afloramento de Gurinhatã (MG). A amostra Jales2 exibe os menores valores de *CIA-K* e *MAP* e o maior valor de proveniência. Os comportamentos dessas relações podem ser observados nos perfis geoquímicos das relações moleculares (anexo 3).

Segundo PEARCE *et al.* (2005), três fatores podem provocar variações nas concentrações dos elementos:

- Proveniência: a composição mineralógica e a geoquímica de áreas-fontes distintas podem variar consideravelmente, influenciando nas características dos sedimentos;
- Ambiente deposicional: alguns elementos podem se concentrar em ambientes deposicionais específicos;
- Diagênese: os processos diagenéticos podem remobilizar alguns elementos, resultando na modificação ou na obliteração das assinaturas geoquímicas desses elementos.

Com base na composição mineralógica e nos difratogramas fornecidos pela Difração de Raios X e nas concentrações dos elementos fornecidas pela Espectrometria de Fluorescência de Raios X, é possível definir quais fatores são responsáveis pelas variações observadas. Nas amostras analisadas neste trabalho, o alumínio pode ser encontrado nos minerais feldspáticos albita e microclínio e nos argilominerais illita e montmorillonita, sendo que microclínio, illita e montmorillonita estão presentes em todas as amostras. A variação do alumínio nas amostras, portanto, é diretamente influenciada pela presença desses minerais. A concentração de alumínio aumenta da base para o topo do afloramento. Isso pode ser justificado pelo aumento das quantidades de microclínio e montmorillonita nesse sentido.

A concentração de cálcio está diretamente relacionada à quantidade de minerais carbonáticos (calcita e dolomita) nas amostras (PEARCE *et al.*, 1999 e 2005). Os valores desse elemento acompanham os picos de calcita observados nos difratogramas (p. ex., a amostra 14.1 apresenta a maior concentração de cálcio e o maior pico de calcita dentre as amostras). Esse elemento também pode ser encontrado nos argilominerais illita e montmorillonita, substituindo parte dos cátions presentes entre os tetraedros de sílica e os octaedros de alumínio (DEER *et al.*, 1992; VELDE, 1992; FAURE, 1998). Entretanto, nas amostras analisadas neste trabalho, o que possivelmente determina a concentração de cálcio é a presença de calcita.

A elevada concentração de ferro na amostra 14.2 pode ser explicada pela presença de hematita (PEARCE *et al.*, *op. cit.*). Nas demais amostras, esse elemento pode ser encontrado nos argilominerais illita e montmorillonita, substituindo parte do alumínio presente nos octaedros (DEER *et al.*, *op. cit.*; VELDE, *op. cit.*; FAURE, *op. cit.*). Portanto, a diminuição da concentração desse elemento em direção à base do afloramento pode ser justificada pela ausência de hematita e pela redução da quantidade de montmorillonita.

Os principais minerais que apresentam potássio em sua composição são microclínio e illita (DEER *et al., op. cit.*; VELDE, *op. cit.*; FAURE, *op. cit.*; PEARCE *et al., op. cit.*). Nas amostras analisadas neste trabalho, os maiores valores de concentração de potássio acompanham a intensidade dos picos de microclínio e illita.

O magnésio pode estar associado à dolomita e aos argilominerais illita e montmorillonita, substituindo o alumínio presente nos octaedros (DEER *et al., op. cit.*; VELDE, *op. cit.*; FAURE, *op. cit.*). A dolomita ocorre somente na amostra 14c.2, em pequena quantidade. Portanto, a variação na concentração desse elemento possivelmente está relacionada à quantidade dos argilominerais illita e

montmorillonita, principalmente montmorillonita. Conseqüentemente, a redução na quantidade de montmorillonita implica na diminuição da concentração de magnésio, justificando o comportamento desse elemento observado no perfil geoquímico.

A concentração de sódio aumenta em direção à base do afloramento. Segundo PEARCE *et al.* (1999), esse elemento geralmente está associado à presença de feldspato sódico e minerais evaporíticos. Esse elemento também pode ser encontrado nos argilominerais illita e montmorillonita, substituindo parte dos cátions presentes entre os tetraedros de sílica e os octaedros de alumínio (DEER *et al., op. cit.*; VELDE, *op. cit.*; FAURE, *op. cit.*). A albita foi encontrada apenas nas amostras localizadas na base do afloramento, o que justifica os valores elevados de cálcio nessa porção.

A Microscopia Eletrônica de Varredura mostrou a presença de manganês e titânio nos argilominerais illita e montmorillonita. Altas concentrações de titânio também podem indicar a presença de rutilo, que pode estar incluso no quartzo (DEER, *op. cit.*; PEARCE *et al.*, 2005).

Segundo PEARCE *et al.* (1999), o cromo e o fósforo podem estar associados aos argilominerais. Entretanto, não foi possível detectar esses elementos nos argilominerais illita e montmorillonita, possivelmente, em virtude de suas baixas concentrações. O fósforo também pode estar associado à presença de apatita, que também pode estar inclusa no quartzo (DEER, *op. cit.*).

Na amostra Ara1, os picos de cromo, potássio e magnésio estão ligados à presença de illita e montmorillonita, enquanto que o pico de sódio está relacionado à presença de albita. Na amostra Jales2, os picos de cálcio e sílica estão relacionados à presença de calcita e quartzo, respectivamente.

Mesmo apresentando valores relativamente altos de *CIA-K* (ou seja, altas taxas de intemperismo), as condições de drenagem da área não permitiam a remoção eficiente das soluções de alteração, já que se trata de um *playa-lake*. Isso possibilitou a permanência dos elementos móveis no afloramento, os quais foram reincorporados nas fases minerais por processos diagenéticos / intempéricos.

Segundo SHELDON & TABOR (2009), altos valores da razão TiO_2 / Al_2O_3 indicam material parental máfico, enquanto que baixos valores indicam material parental sedimentar. Nas amostras analisadas, os valores dessa razão variam entre 0,11 e 0,25, indicando que a área-fonte dos sedimentos que compõem os estratos lamíticos é sedimentar. Portanto, esses sedimentos possivelmente foram retrabalhados de formas distintas, justificando as diferenças composicionais entre os afloramentos de Gurinhatã (MG), lacri (SP) e Jales (SP). A atuação de processos diagenéticos distintos também pode ter contribuído para intensificar essas diferenças composicionais.

5.2.2. Elementos terras raras

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras mostram, de forma geral, enriquecimento dos elementos terras raras leves (*LREE*) e empobrecimento dos elementos terras raras pesados (*HREE*) em relação aos valores condríticos de MCDONOUGH & SUN (1995) em todas as amostras analisadas.

Além disso, é possível observar pequena anomalia negativa de európio. Segundo BUSTILLO & BUSTILLO (2000), essa anomalia pode ser explicada devido à pequena proporção de minerais feldspáticos em relação aos demais minerais, uma vez que o európio se concentra nos feldspatos.

Ainda segundo BUSTILLO & BUSTILLO (*op. cit.*), o comportamento semelhante dos elementos terras raras pode sugerir relação genética entre as diferentes amostras. Ou seja, os sedimentos que compõem os estratos lamíticos encontrados nos afloramentos de Gurinhatã (MG), lacri (SP) e Jales (SP) são possivelmente oriundos da mesma área-fonte.

5.3. Argilominerais

A partir do método de Difração de Raios X foi possível determinar a presença dos argilominerais illita e montmorillonita. Com base nos difratogramas, a quantidade de illita permanece relativamente constante nas amostras do afloramento de Gurinhatã (MG), enquanto que a quantidade de montmorillonita diminui em função da profundidade. As quantidades desses argilominerais são inferiores nas amostras Ara1 e Jales2. Isso pode ser justificado pelas menores taxas de intemperismo presentes nesses afloramentos, evidenciada pelos valores inferiores do índice químico de alteração sem potássio (*CIA-K*). Ou seja, nesses afloramentos, a atuação intempérica não foi suficiente para transformar os minerais primários (neste caso, feldspatos e micas) nos argilominerais illita e montmorillonita.

A Microscopia Eletrônica de Varredura permite concluir que a maior parte da illita presente nas amostras possui origem autigênica, principalmente devido aos

aspectos "favo de mel" (*honeycomb*), fibroso e "folha de alface" de seus cristais, feições geradas tipicamente por processos diagenéticos.

Em termos químicos, a illita é um aluminossilicato hidratado de potássio, com ferro e / ou magnésio substituindo parte do alumínio presente nos octaedros e com cálcio e / ou sódio substituindo o potássio presente entre os tetraedros de sílica e os octaedros de alumínio. Manganês e titânio também foram encontrados na illita.

Acredita-se que a illita e a montmorillonita estejam interestratificadas nas amostras analisadas (interestratificados de illita-montmorillonita – SRODON, 1999). Segundo os resultados obtidos pela Difração de Raios X, a montmorillonita está presente em todas as amostras analisadas. Entretanto, no microscópio eletrônico de varredura, foi possível observar esse argilomineral apenas nas amostras 14b.3 e Jales2.

SRODON (1999) e VALI & HESSE (1990) afirmam que, quando hidratados, os argilominerais interestratificados não são distinguíveis da illita no microscópio eletrônico de varredura. Isso pode justificar a dificuldade em encontrar montmorillonita nas amostras analisadas.

5.4. Paleoclima

Em termos paleoclimáticos, a região apresentava clima árido / semiárido. Essa hipótese é reforçada pela presença de cimentação carbonática e de nódulos carbonáticos nos estratos arenosos e de calcita espática e pseudomorfos de cristais de gipso nos estratos lamíticos, além da predominância de argilominerais do tipo 2:1 (interestratificado de illita-montmorillonita), típicos de ambientes secos, conforme descrito por DEEPTHY & BALAKRISHNAN (2005).

Outra ferramenta que permite inferir o paleoclima é o cálculo da precipitação anual média (tabela 5 e anexo 3). Na área de estudo, o valor médio para esse parâmetro é de aproximadamente 225 mm / ano. Segundo BULL (1991), valores entre 50 e 250 mm / ano correspondem a clima árido.

Essa hipótese está de acordo com FERNANDES & COIMBRA (1996 e 2000), BATEZELLI (2003 e 2010) e BATEZELLI *et al.* (2007).

44

6. CONCLUSÕES

A análise das litofácies descritas para o afloramento de Gurinhatã (MG) e o seu empilhamento permitiu construir um modelo paleodeposicional que contempla três estágios de sedimentação em um ambiente predominantemente lacustre (*playa-lake*), inserido na Formação Adamantina, considerado uma possível extensão do Paleolago Araçatuba na região do Triângulo Mineiro.

- Primeiro estágio de sedimentação: caracterizado por ciclos granodecrescentes ascendentes depositados por fluxos em lençol distais;
- Segundo estágio de sedimentação: caracterizado pela deposição dos ritmitos em um ambiente com taxa de subsidência constante e calmo em termos energéticos;
- Terceiro estágio de sedimentação: marcado por um evento de alta energia, responsável pela deposição do depósito de preenchimento de canal.

As análises laboratoriais permitiram definir a mineralogia e a geoquímica dos afloramentos estudados. Em termos mineralógicos, de forma geral, as amostras são constituídas por quartzo, microclínio, calcita e albita, além dos argilominerais interestraticados de illita-montmorillonita, predominantemente autigênicos. A hematita está presente apenas na amostra 14.2 e a dolomita, na amostra 14c.2.

Essas análises também permitiram definir a distribuição dos elementos maiores ao longo do afloramento de Gurinhatã. A partir da análise dos difratogramas e dos dados de Espectrometria de Fluorescência de Raios X, pode-se afirmar que as concentrações desses elementos estão diretamente relacionadas à presença ou ausência de determinados minerais.

Em termos de elementos terras raras, os afloramentos de Gurinhatã (MG), lacri (SP) e Jales (SP) exibem comportamentos semelhantes. Portanto, os sedimentos que compõem os estratos lamíticos desses afloramentos são oriundos da mesma área-fonte.

Os baixos valores da razão TiO₂ / Al₂O₃ indicam proveniência sedimentar para os sedimentos desses estratos lamíticos. Portanto, esses sedimentos podem ter sido retrabalhados de formas distintas, o que justifica as diferenças composicionais entre os afloramentos de Gurinhatã (MG), lacri (SP) e Jales (SP). Processos diagenéticos

distintos também podem ter contribuído para a geração dessas diferenças composicionais.

Por fim, em termos paleoclimáticos, foi possível ratificar a afirmação de que o paleoclima da área era predominantemente árido / semiárido. As principais evidências que confirmam essa hipótese são:

- Presença de cimentação carbonática e nódulos carbonáticos nos corpos arenosos;
- Presença de calcita espática e pseudomorfos de cristais de gipso nos corpos lamíticos;
- Predominância de argilominerais do tipo 2:1 (interestratificados de illitamontmorillonita);
- Cálculo da precipitação anual média (MAP), indicando clima árido.

A aplicação das relações moleculares utilizadas em estudos pedogenéticos mostrou-se eficiente quando aplicada a sedimentos, uma vez que o cálculo da precipitação anual média indicou predominância de clima árido, o que está de acordo com diversos trabalhos elaborados na região estudada neste trabalho.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. **Traços Gerais da Geomorfologia do Centro-Oeste Brasileiro**. Guia de excursão, n. 1, XVIII Congr. Inter. Geograf., p. 7-65. Cons. Nac. Geogr., Rio de Janeiro, 1958.

BARCELOS, J. H. 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, 1984. 190p. Tese de Livre Docência – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; Etchebehere, M. L. de C.; PERINOTTO, J. A. de J.; FULFARO, V. J. 2003. Análise Estratigráfica Aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru – Ks) no Centro-Oeste do Estado de São Paulo. Revista Geociências, 22: p. 5-19.

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; CORSI, A. C.; LANDIM, P. M. B.; PERINOTTO, J. A. de J. 2005a. Análise de Bacia Aplicada às Unidades Mesozóicas do Triângulo Mineiro (Sudeste do Brasil): Uma Estratégia na Prospecção de Recursos Hídricos Subterrâneos. Revista Água Subterrânea – ABAS, 19: p. 61-73,

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. de J. 2005b. Petrografia e Evolução Diagenética dos Arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). Rev. Bras. de Geoc., 35 (3): p. 311-322.

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. de J.; FULFARO, V. J. 2006. Análise Estratigráfica Aplicada à Reconstrução Paleogeográfica da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). Rev. Bras. de Geoc., 36 (2): p. 253-268.

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; BASILICI, G. 2007. Arquitetura Deposicional e Evolução da Seqüência Aluvial Neocretácea da Porção Setentrional da Bacia Bauru, no Sudeste Brasileiro. Revista Brasileira de Geociências, 37 (1): p. 163-181.

BATEZELLI, A.; BASILICI, G.; 2007. Arquitetura e mecanismos deposicionais em sistemas aluviais holocênicos de clima árido no oeste argentino e comparação com depósitos neocretáceos brasileiros. Rev. Bras. de Geoc., 37 (4): p. 821-840.

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

BULL, W. B. 1991. Geomorphic Responses to Climate Change. Oxford University Press, New York.

BUSTILLO, M. A.; BUSTILLO, M. 2000. Miocene silcretes in argillaceous playa deposits, Madrid Basin, Spain: petrological and geochemical features. Sedimentology, 47, p. 1023-1037.

COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M. V. Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões adjacentes, São Paulo, 1981. Coletânea de trabalhos e debates... São Paulo, SBG, p. 103-115.

COIMBRA, A. M. Sistematização Crítica da Obra. São Paulo, 1991, 54 p. Tese de Livre-Docência.

COUTINHO, J. M. V.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. A. 1982. Lavas alcalinas analcimílicas associadas ao Grupo Bauru (Ks) no Estado de São Paulo, Brasil. In: Serviço Geológico Nacional, Congresso Latinoamericano de Geologia, 5, Buenos Aires, Actas, 2, p. 185-195.

DEEPTHY, R. & BALAKRISHNAN, S. 2005. Climatic control on clay mineral formation: Evidence from weathering profiles developed on either side of the Western Ghats. J. Earth Syst. Sci., 114, n^o 5, p. 545-556.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. An Introduction to The Rock Forming Minerals. 2^a ed. Londres: Addison Wesley Longman Limited, 1992. 727 p.

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E. A.; CASTRO, J. C.; MARANHÃO, M. S. A. S. SUÁREZ, J. M.; RODRIGUES, R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. Revue Páleobiologic, Genêve, 20, p. 245-304.

FAURE, G. Principles and Applications of Geochemistry – A Comprehensive Textbook for Geology Students. 2^a ed. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 1998. 600 p.

FERNANDES, L. A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). São Paulo, 1998. 216 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). An. Acad. Bras. Ciênc., v. 68, nº 2, p. 195-205, 1996.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. 2000. **Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo)**. Revista Brasileira de Geociências, 30: p. 717-728.

FULFARO, V. J. **Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema**. Bol. IG (Instituto de Geociência – USP), v. 5, p. 129-138, 1974.

FULFARO, V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; PERINOTO, J. A. J.; SAAD, A. R. **Santo Anastácio: Um Geossolo Cretácico na Bacia Caiuá**. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5 e Simpósio sobre el Cretácico de America del Sur, 1, Serra Negra, Boletim, p. 125-130.

GOBBO-RODRIGUES, S. R. 2001. **Carófitas e Ostrácodes do Grupo Bauru**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 137 p.

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

GONZAGA DE CAMPOS, L. F. Jazidas Diamantíferas de Água Suja (Bagagem) Estado de Minas Gerais. Typ. Ed. Fluminense, Rio de Janeiro (RJ), 1891.

HAMER, J. M. M.; SHELDON, N. D.; NICHOLS, G. J.; COLLINSON, M. E. 2007. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 247, p. 220-235.

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

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; MIOTTO, J. A.; SAAD, A. R.; CAMPANHA, V.

A.; HANZA, V. M.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI, F. P. **Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônica do Estado de São Paulo**. São Paulo: 1989, v. 2. IPT, Relatório 27.394.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. 1991. Aspectos Lito-estruturais e Geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. Geociências, v. 10, p. 67-77.

HUENE, F. von. 1939. **Carta de F. von Huene ao Dr. Euzébio de Oliveira**. Mineração e Metalurgia, 4 (22): p. 190.

HUSSAK, E. Notícia dos Minerais das Areias Diamantíferas do Estado de Goyas, Examinada pela Comissão Exploradora do Planalto Central, Parte II. Rio de Janeiro, H. Lamberts & Cia, ed., 1984.

HUSSAK, E. Rocha Tufácea de Uberaba, Rico e Perowiskita. Zeitschrift fur Prakitische Geologie, Jg., v. 16, p. 322-324, 1906.

LADEIRA, E. A.; BRAUN, O. P. G.; CARDOSO, R. N.; HASUI, Y. **O Cretáceo em Minas Gerais**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, v. 1, p. 15-31.

MAYNARD, J. B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. Journal of Geology, 100, p. 279-289.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. -s. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, p. 223-253.

PEARCE, T. J.; BESLY, B. M.; WRAY, D. S.; WRIGHT, D. K. 1999. Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences – a case study using onshore Duckmantian / Stephanian sequences (West Midlands, U. K.). Sedimentary Geology, 124, p. 197-220.

PEARCE, T. J.; WRAY, D.; RATCLIFFE, K.; WRIGHT, D. K.; MOSCARIELLO, A. 2005. Chemostratigraphy of the Upper Carboniferous Schooner Formation, southern North Sea.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. 1994. **Bacia de Santos**. Boletim Geociências Petrobrás, 8 (1): p. 219-234.

PORCHERON, H. Sur les Mines de Diamants de Água Suja dans 1'Etat de Minas Gerais. Rapport. Imp. Lecoq et Mathorel, Paris, 1903.

RICCOMINI, C. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondwânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São **Paulo e Áreas Vizinhas**. São Paulo (SP), 1995, 100 p. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.

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

SHELDON, N. D.; RETALLACK, G. J.; TANAKA, S. 2002. Geochemical climofunction from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology, v. 110, p. 687-696.

SHELDON, N. D.; TABOR, N. J. 2009. **Quantitative paleoenvironmental** and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews, 95, p. 1-52.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A. F. 1980. Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, 10 (3): p. 177-185.

SRODON, J. 1999. Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, n. 27, p. 19-53.

THIRY, M. Technique de préparation dês minéraux argileux em vue de l'analyse aux rayons X. Strasbourg: Centre National de La Récherche Scientifique (CNRS), Centre de Sedimentologie et Géochimie de la Surface, 1974, 25 p.

TUNBRIDGE, I. P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex: the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. Sedimentology, 31, p. 697-715.

VALI, H.; HESSE, R. 1990. Alkylammonium ion treatment of clay minerals in ultrathin section: A new method for HRTEM examination of expandable layers. Am Mineral, 75, p. 1443-1446.

VELDE, B. Introduction to Clay Minerals – Chemistry, Origins, Uses and environmental significance. 1^a ed. Londres: Chapman & Hall, 1992. 198 p.

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: coluna estratigráfica;

- Anexo 2: perfis geoquímicos dos elementos maiores;
- Anexo 3: perfis geoquímicos das relações moleculares.