

NATHÁLIA HELENA SECOL MATTOS

GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA DO GRUPO BAURU NO OESTE DE MINAS GERAIS

CAMPINAS

2014

i



NÚMERO 485/2014 UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NATHÁLIA HELENA SECOL MATTOS

"GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA DO GRUPO BAURU NO OESTE DE MINAS GERAIS"

ORIENTADOR: PROF. DR. ALESSANDRO BATEZELLI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA NATHÁLIA HELENA SECOL MATTOS E ORIENTADA PELO PROF. DR. ALESSANDRO BATEZELLI

> CAMPINAS 2014

> > iii

Ficha catalográfica Universidade Estadual de Campinas Biblioteca do Instituto de Geociências Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

 Mattos, Nathália Helena Secol, 1988-Geoquímica e proveniência do Grupo Bauru no Oeste de Minas Gerais / Nathália Helena Secol Mattos. – Campinas, SP : [s.n.], 2014.
 Orientador: Alessandro Batezelli. Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
 1. Geoquímica. 2. Intemperismo. 3. Paleoecologia. I. Batezelli, Alessandro,1972-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Geochemistry and provenance of Bauru Group on West Minas Gerais State Palavras-chave em inglês: Geochemistry Weathering Provenance PAleoecology Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais Titulação: Mestra em Geociências Banca examinadora: Alessandro Batezelli [Orientador] Jacinta Enzweiler José Alexandre de Jesus Perinotto Data de defesa: 08-08-2014 Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA ÀREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: Nathalia Helena Secol Mattos

Geoquímica e Proveniência do Grupo Bauru no Oeste de Minas Gerais

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Aprovada em: 08 / 08 / 2014

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Profa. Dra. Jacinta Enzweiler

Prof. Dr. Jose Alexandre de Jesus Perinotto

| Lea | who Bited - Presidente |
|---------|------------------------|
| > | Parters |
| rinotto | |

Campinas, 08 de agosto de 2014

Aos meus país Crístiane e Gilberto. À mínha tía Susette. É para vocês que dedico este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Estes agradecimentos se destinam a todos aqueles que contribuíram de maneira direta ou indireta para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Alessandro Batezelli, orientador desta dissertação, por todo incentivo e créditos dados a mim durante todas as etapas deste trabalho. Também o agradeço pela amizade, compreensão, críticas e sugestões durante todo o tempo de convívio, que muito contribuíram para meu crescimento profissional e pessoal.

A todos os professores do Instituto de Geociências da Unicamp, que sempre estiveram presentes desde a graduação até a conclusão deste Mestrado, dispondo de seu tempo e ensinamentos, e contribuindo assim, de maneira inestimável para a minha formação.

Aos professores Dra. Jacinta Enzweiler e Dr. Elson Paiva de Oliveira pelas sugestões e correções realizadas neste trabalho durante o exame de qualificação. Aos membros da banca examinadora desta Dissertação, por aceitarem o convite de participação, contribuindo assim com críticas e sugestões para o aprimoramento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Alfredo Campos pela atenta leitura e sugestões dadas para este trabalho, além da grandiosa contribuição para a etapa que se segue após a conclusão deste Mestrado.

À Lucia e Aparecida, do Laboratório de Geoquímica, à Margareth, do Laboratório de Geologia Isotópica e ao Dailto, do Laboratório de Difratometria de Raios-X, do Instituto de Geociências da Unicamp, meus sinceros agradecimentos pelo auxílio nas etapas analíticas deste trabalho. Estendo meus agradecimentos a todos os demais funcionários do IG, principalmente à Valdirene e a Gorete, da Secretaria de Pós-Graduação, por toda eficiência, suporte, atenção e dedicação.

Agradeço em especial aos meus pais, Gilberto e Cristiane, à minha tia Susette e à minha prima/irmã Fabiana, que constituem fonte infinita de amor, apoio e incentivo. Meus agradecimentos também vão para todos os demais membros da minha família e amigos de dentro e de fora do Instituto de Geociências.

Por fim, agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo concedida.

SÚMULA CURRICULAR

Nathália Helena Secol Mattos

É geóloga (2012) pela Universidade Estadual de Campinas, onde iniciou seus estudos focados em caracterização de bacias sedimentares. Seu trabalho de conclusão de curso consistiu na caracterização e geológica e na avaliação do potencial para a ocorrência de reservatórios petrolíferos do Grupo Itararé no Estado de São Paulo. Em 2012 iniciou seu mestrado na Universidade Estadual de Campinas abordando a geoquímica como método para a caracterização e estabelecimento da proveniência para o Grupo Bauru na região Oeste de Minas Gerais. Interessada em geoquímica, análise de bacias sedimentares, estratigrafia, geofísica e geologia do petróleo.

Participou do Programa de Estágio Docente (PED) da Unicamp nas disciplinas Planeta Terra (2013) e Sedimentologia (2014).

Durante o período de mestrado publicou trabalhos em eventos internacionais como o Congresso de Geoquímica Goldschmidt (Sacramento – Califórnia) e o Congresso Nacional de Geologia de Portugal. Além disso, submeteu artigos resultantes desta dissertação para periódicos internacionais.

Em abril de 2014 foi contemplada com uma bolsa de estudos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) para realizar estudos de doutorado em Ciências da Terra na School of Earth and Ocean Sciences da Cardiff University (País de Gales) a partir de outubro de 2014.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA DO GRUPO BAURU NO OESTE DE MINAS GERAIS

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Nathália Helena Secol Mattos

Estudos geoquímicos e mineralógicos de arenitos e argilitos da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), localizada na região do Triângulo Mineiro (Minas Gerais) foram realizados visando à determinação da proveniência, tectônica da rocha fonte, o papel de processos como intemperismo e reciclagem sedimentar na assinatura geoquímica da rocha fonte e à proposição de um modelo de evolução paleoambiental para a área de estudo. As amostras tem sua mineralogia principal composta por quartzo, microclínio, calcita, albita, dolomita e hematita. Illita, montmorillonita e paligorsquita são os argilominerais identificados. Elementos maiores, traços e terras raras e as razões elementares entre eles foram utilizadas para determinar a composição da rocha fonte. Valores do Índice Químico de Alteração e do Índice de Intemperismo Químico variando de 64 a 92 e de 84 a 98, respectivamente, e a ocorrência de feldspatos nas rochas sedimentares indicam intemperismo químico moderado na área fonte. Gráficos de elementos maiores e traços e valores para razões como La/Sc (1,47-4,86), (La/Yb)_c (3,86-20,44) e a anomalia de Eu $(Eu/Eu^* = 0.62-0.92)$ comparados com dados da literatura sugerem que os sedimentos da Bacia Bauru na área de estudo tenham sido originados de rochas de composição quartzítica a granítico-gnáissica, derivadas de áreas continentais estáveis e depositados em ambientes de bacias intracratônica. A possível área-fonte para as rochas estudadas localiza-se a NE da Bacia Bauru, consistindo em rochas graníticas e metassedimentares do embasamento pré-cambriano. A deposição sedimentar na Bacia Bauru reflete a interação de processos aluviais e lacustres.

Palavras chaves: Geoquímica; intemperismo; proveniência; paleoambiente.



UNIVERSITY OF CAMPINAS INSTITUTE OF GEOSCIENCES

GEOCHEMISTRY AND PROVENANCE OF BAURU GROUP ON WEST MINAS GERAIS STATE

ABSTRACT

Masters Degree Nathália Helena Secol Mattos

Geochemical and mineralogical studies of sandstones and mudstones from the Late Cretaceous Bauru Basin of Triângulo Mineiro region (Minas Gerais State) were undertaken to determine the provenance, tectonic setting, the role of weathering, sorting and recycling on the source rock geochemical signature and to propose a palaeoenvironmental evolution model to the study area. The analysed samples are mainly composed by quartz, microcline, calcite, albite, dolomite and hematite. Illite, montmorillonite and palygorskite are the identified clay minerals. Major elements were used to determine the source rock composition, as well as trace and rare earth elements and the ratios among them. Chemical Index of Alteration and Chemical Index of Weathering ranging from 64.83 to 92.3 and from 84 to 98.2, respectively, along with the feldspar occurrence on sedimentary rocks indicate a moderate weathering in the source area. Plots of major and trace elements and values for the ratios such as La/Sc (1.47-4.86), (La/Yb)_c (3.86-20.44) and the Eu anomaly (Eu/Eu*= 0.62-0.92), compared to data from the literature indicate source rock was located into a continental passive margin tectonic setting and sediments were derived from quartzitic to granitic-gneissic rocks of stable continental areas and deposited in an intracratonic basin. Probable source area to the studied rocks is located at NE of Bauru Basin and consists in granitic and metassedimentary rocks from the Precambrian basement. Sedimentary deposition in Bauru Basin reflects an interaction of alluvial and processes.

Keywords: Geochemistry; weathering; provenance; paleoenvironments.

Sumário

| RESUMOxiii |
|---|
| ABSTRACTxv |
| Índice de Figurasxix |
| Índice de Tabelasxxiii |
| Índice de Anexosxxv |
| 1 – INTRODUÇÃO 1 |
| 2 – OBJETIVOS E RELEVÂNCIA DO TRABALHO |
| 2.1 - Objetivos |
| 2.2 – Relevância do Trabalho |
| 2.3 – Fundamentação Teórica |
| 3 – MATERIAIS E MÉTODOS |
| 3.1 - Levantamento Bibliográfico |
| 3.2 - Etapa de Campo |
| 3.3 - Amostragem e Preparação Primária das Amostras |
| 3.4 – Análise Mineralógica |
| 3.5 – Análises Químicas 10 |
| 3.5.1 - Fluorescência de Raios X (FRX) 10 |
| 3.5.2 – Espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) 12 |
| 4 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL |
| 4.1 - Considerações gerais sobre a Bacia Bauru15 |
| 4.2 - Limites da Bacia Bauru |
| 4.3 – Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos da Bacia Bauru |
| 5 – ÁREA DE ESTUDO |
| 6 – O GRUPO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO 27 |

| 6.1 - Associação de Fácies Lacustre | 29 |
|---|----|
| 6.2 - Associação de Fácies Aluvial | |
| 6.3 - Associação de Fácies Eólica | 33 |
| 7 – MINERALOGIA DA ROCHA TOTAL E DA FRAÇÃO ARGILA | 35 |
| 8 – CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DA BACIA BAURU NA ÁREA DE ESTUDO | 39 |
| 8.1 – Elementos Maiores e Menores | 39 |
| 8.1.1- Classificação Sedimentar | 44 |
| 8.2 – Elementos traço | 47 |
| 8.2.1 - Elementos litófilos de grande raio iônico: Rb, Cs, Ba, Sr, Th e U | 48 |
| 8.2.2 - Elementos traço de alto potencial iônico: Zr, Hf, Y e Ni | 52 |
| 8.2.3- Elementos traço de transição: Cr, Co, Ni, V, Sc e Cu | 53 |
| 8.2.4 – Elementos Terras Raras | 54 |
| 8.3 – Análise de Componentes Principais | 59 |
| 8.3.1 – Resultados da Análise de Componentes Principais | 60 |
| 9 – DISCUSSÕES | 63 |
| 9.1 – Intemperismo da Área Fonte | 63 |
| 9.1.1 – Tendências de Intemperismo na Área de Estudo | 64 |
| 9.2 – Ambiente Tectônico | 66 |
| 9.3 – Proveniência Sedimentar | 68 |
| 9.4 – Evolução Paleoambiental Do Grupo Bauru No Oeste De Minas Gerais | 78 |
| 10 – CONCLUSÕES | 81 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 85 |

Índice de Figuras

| Figura 1: Fluxograma mostrando os materiais e métodos utilizados para a realização deste trabalho 7 |
|---|
| Figura 2: Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (Fernandes e Coimbra, 1996) 15 |
| Figura 3: Divisão estratigráfica do Grupo Bauru proposta por Soares et al. (1980). Modificado 20 |
| Figura 4: Divisão estratigráfica dos Grupos Bauru, São Bento e Passa Dois proposta por Barcelos & Suguio (1987). Modificado |
| Figura 5: Coluna estratigráfica do Grupo Bauru para a região do Triângulo Mineiro relacionando o tempo de deposição sedimentar para as áreas oriental e ocidental. Modificado de Batezelli, 2003 |
| Figura 6: Mapa de localização da área de estudo 25 |
| Figura 7: Seção estratigráfica composta representando os pontos amostrados e as associações de fácies para a Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 8: Foto do afloramento KCN-04.3, representando a associação de fácies lacustre. É possível observar a ocorrência de arenitos siltosos intercalados com siltitos arenosos com estratificações planoparalelas. Nota-se também cimentação carbonática na porção inferior do afloramento |
| Figura 9: Foto do afloramento KCN-08.2, caracterizado pelas intercalações entre arenitos siltosos e siltitos maciços, com espessuras de até 1 m, depositados em ambiente lacustre. Observa-se que as estruturas sedimentares ocorrem obliteradas neste afloramento |
| Figura 10: Foto do afloramento KCN-07.3, representando a associação de fácies aluvial. Observa-se a ocorrência de arenitos conglomeráticos apresentando feições como intraclastos, nódulos carbonáticos e feições pedogenéticas como a ocorrência de marcas de raízes |
| Figura 11: Arenito conglomerático de coloração avermelhada gradando para arenito grosso com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e estratificações plano-paralelas. São observadas também feições pedogenéticas como nódulos carbonáticos, horizontes, estruturas maciças, marcas de raízes e lentes argilosas. |
| Figura 12: Intercalações conglomeráticas/areníticas características da fácies aluvial distal. Os arenitos geralmente ocorrem maciços e feições como marcas de raízes e nódulos carbonáticos são observadas 33 |

| Figura 14: Difratogramas de raios-X para a amostra KCN-07.3 para a amostra total e em condições natural, glicolada e aquecida para a fração argila |
|--|
| Figura 15: Difratogramas de raios-X para a amostra KCN-08.2 para a amostra total e em condições natural, glicolada e aquecida para a fração argila |
| Figura 16: Perfil geoquímico dos elementos maiores SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e CaO, para as razões Al ₂ O ₃ /SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O e para Fe ₂ O _{3total} +MgO para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo com relação à unidade. Neste perfil é possível observar as variações elementares de acordo com os litotipos analisados. |
| Figura 17: Diagramas de Harker de elementos maiores com relação ao SiO ₂ para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 18: Classificação química das rochas da Bacia Bauru na área de estudo por meio do diagrama de Herron (1988) |
| Figura 19: Diagrama elementar comparando as concentrações dos elementos litófilos de grande raio iônico com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 20: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos traço de alto potencial iônico com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 21: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos traço de transição com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 22: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos terras raras com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo |
| Figura 23: Diagrama Ternário $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (Nesbitt & Young, 1984 e 1989; McLennan, 1993). Também plotados estão os valores médios do folhelho pós-arqueano australiano (PAAS - Taylor & McLennan, 1985). Ao lado esquerdo encontra-se a escala com os valores do CIA 65 |
| Figura 24: Diagrama de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 de Bhatia & Crook (1986), evidenciando |

Índice de Tabelas

| Tabela 1: Concentrações dos elementos maiores para os materiais de referência RGM-1, OU-6 e BRP-1, em comparação com suas concentrações certificadas. As concentrações dos elementos maiores estão em porcentagem em peso dos óxidos. 11 |
|--|
| Tabela 2: Concentrações dos elementos traço e terras raras para o material de referência BRP-1, em comparação com suas concentrações certificadas. As concentrações elementares estão em $\mu g/g$ |
| Tabela 3: Localização dos afloramentos analisados durante a etapa de campo para a confecção da seção estratigráfica composta. 27 |
| Tabela 4: Composição mineralógica das amostras analisadas. 35 |
| Tabela 5: Composição química para os elementos maiores da Bacia Bauru na área de estudo. Os valoresestão expressos em porcentagem (%) e o ferro total expresso em Fe2O3 |
| Tabela 6: Matriz de correlação para os elementos maiores e menores da Bacia Bauru na área de estudo.Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r= 0,70) |
| Tabela 7: Valores médios da composição química das amostras agrupadas de acordo com o SandClass- System (Herron, 1988) e os valores do PAAS (Taylor & McLennan, 1985). Elementos maiores estão em porcentagem em peso e elementos traço e terras raras em $\mu g/g$ |
| Tabela 8: Composição química para os elementos traço da Bacia Bauru na área de estudo e valores dopadrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS – Taylor & McLennan, 1985). Os valoresestão expressos em μg/g |
| Tabela 9: Matriz de correlação para os elementos maiores selecionados e para os elementos traço daBacia Bauru na área de estudo. Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r=0,70) |
| Tabela 10: Composição química para os elementos terras raras da Bacia Bauru na área de estudo e valores do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS – Taylor & McLennan, 1985). Os valores estão expressos em μg/g |
| Tabela 11: Matriz de correlação para os elementos maiores, menores e traço selecionados e terras raras da Bacia Bauru na área de estudo. Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r= 0,70) |
| Tabela 12: Autovalores e porcentagem da variância para cada vetor das seis primeiras componentes principais. 60 |
| Tabela 13: Coeficientes dos autovetores para as seis componentes principais calculadas. 61 |

Tabela 14: Coeficientes de função discriminante (Dados de Roser & Korsch, 1988). 69

Índice de Anexos

| Anexo A: Matriz de correlação para os elementos maiores, traços e terras raras para as amost | ras da Bacia |
|--|--------------|
| Bauru na área de estudo | 95 |

1 – INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares são formadas por processos relativamente contínuos de erosão da crosta continental e sedimentação e constituem um dos principais registros de informação referentes às condições pretéritas da superfície terrestre (McLennan, 2001). O principal objetivo dos estudos de proveniência a partir da análise de dados geoquímicos de rochas sedimentares é a reconstrução e interpretação do histórico do aporte sedimentar, desde a erosão da rocha-fonte até o soterramento final dos detritos, e, eventualmente, a dedução da localização geográfica e das características da área-fonte. A evolução dessas rochas pode ser registrada nas características do sedimento que foi depositado na bacia (Nesbitt *et al*, 1990; Cox *et al*, 1995; Pearce & Jarvis, 1995; Jarvis *et al*, 1998).

O reconhecimento e descrição das rochas em campo são essenciais para que um trabalho de interpretação geológica seja consistente. O surgimento novos métodos analíticos aplicados às geociências permitiu, entretanto, o aprofundamento das pesquisas geológicas em diferentes escalas. A difratometria de raios X (DRX), por exemplo, permite a caracterização mineralógica das rochas. Métodos analíticos como a fluorescência de raios X (FRX) e a espectrometria de massas com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) foram empregados neste trabalho para a caracterização geoquímica da área de estudo. Esses métodos foram utilizados buscando a compreensão do histórico evolutivo dessas rochas. A integração das práticas laboratoriais ao trabalho de campo proporciona um detalhamento composicional das rochas estudadas e de seu contexto na bacia sedimentar analisada.

Características geoquímicas das rochas podem ser utilizadas na determinação da proveniência dos sedimentos e na caracterização do ambiente deposicional (Taylor & McLennan, 1985), contribuindo assim para a compreensão dos mecanismos evolutivos da Terra.

As características geoquímicas das rochas sedimentares são determinadas diretamente pela constituição total dos sedimentos e pela ocorrência de minerais autigênicos. Vários fatores controlam a geoquímica dos sedimentos siliciclásticos, tais como a composição da rocha fonte, o intemperismo, a seleção mineral e processos pós-deposicionais como a diagênese (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989; Johnsson, 1993; Cox & Lowe, 1995; Fralick & Kronberg,1997).

Esses fatores, em conjunto, modificam a geoquímica inicial do sedimento. Isso pode acontecer tanto pela lixiviação de elementos pelo intemperismo químico quanto pela adição de elementos durante a diagênese. Independente desses fatores, os elementos químicos imóveis como Al, Th, Sc, Ti, Hf, Ta, Y, Zr, Nb, Co, Ga e as terras raras (ETR) dificilmente serão redistribuídos pelo intemperismo e preferencialmente serão adsorvidos nas estruturas dos argilominerais, sendo dessa forma transportados da área fonte para a bacia sedimentar (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989; Fralick & Kronberg, 1997).

O intervalo estratigráfico escolhido para este estudo está inserido na Bacia Bauru (Cretáceo Superior), localizado na região do Triângulo Mineiro no Estado de Minas Gerais. Neste trabalho priorizou-se a caracterização geoquímica de três associações de fácies ocorrentes na área de estudo: associação de fácies lacustre, associação de fácies aluvial e associação de fácies eólica. A composição química das rochas sedimentares é uma ferramenta muito útil em estudos relacionados à proveniência, além de fornecer informações relevantes a respeito da evolução crustal. Desta forma, esta Dissertação de Mestrado foi direcionada a contribuir com um maior conhecimento do comportamento geoquímico das rochas sedimentares siliciclásticas pertencentes ao Cretáceo Superior da Bacia Bauru na região do Triângulo Mineiro (MG).

2 - OBJETIVOS E RELEVÂNCIA DO TRABALHO

2.1 - Objetivos

O principal objetivo desta Dissertação de Mestrado é a caracterização geoquímica de um registro de sedimentação continental, visando a determinação dos indicadores de proveniência sedimentar. O registro sedimentar estudado encontra-se em diferentes intervalos estratigráficos depositados em três ambientes geneticamente ligados, formando um trato de sistema lacustre/aluvial. As fácies indicam processos sedimentares subaquosos (decantação), tracionais por corrente (flúvio-aluvionais) e subaéreos (eólicos) em condições climáticas áridas e semiáridas.

2.2 - Relevância do Trabalho

Recentemente um grande número de trabalhos publicados envolvendo a configuração litoestratigráfica das unidades aflorantes na Bacia Bauru tanto em âmbito regional quanto local e de trabalhos buscando apresentar uma evolução paleogeográfica da Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra, 2000; Batezelli, 2003 e 2010; Batezelli *et al.*, 2005; Paula e Silva, 2003; Paula e Silva *et al.*, 2005; entre outros). Estes trabalhos representam um avanço nas pesquisas que foram desenvolvidas por Almeida & Barbosa (1953), Freitas (1955), Suguio (1973), Mezzalira (1974), Suguio *et al.* (1979), Suguio *et al.* (1980), Almeida *et al.* (1981), Cottas & Barcelos (1981), Fernandes (1992, 1998) e Fernandes & Coimbra (1992, 1996). Entretanto, a revisão da literatura permite verificar que a Bacia Bauru é caracterizada por uma grande variabilidade litofaciológica lateral e vertical, de forma que os limites das unidades litofaciológicas têm confiabilidade limitada para o desenvolvimento de correlações litoestratigráficas e o consequente estabelecimento de um modelo paleoambiental para a área de estudo.

É necessário, portanto, realizar uma integração geológica, de forma que o entendimento das relações de litofácies possa contribuir para a compreensão do comportamento espacial das rochas sedimentares do Grupo Bauru, levando ao estabelecimento da paleogeografia local, bem como para estudos mais detalhados, visando à exploração de recursos naturais.

Por meio deste trabalho, além das técnicas clássicas da estratigrafia, que permitirão o estabelecimento de litofácies e seus processos deposicionais, serão aplicados métodos geoquímicos para caracterização das rochas da área de estudo.

Assim sendo, verifica-se, a partir do que foi acima exposto, a Bacia Bauru apresenta-se como uma unidade de potencial interesse para estudos relacionados à proveniência sedimentar e para o desenvolvimento de novos trabalhos sob a ótica da Geoquímica de elementos maiores e traços.

2.3 – Fundamentação Teórica

As rochas sedimentares são importantes fontes de informação sobre condições pretéritas e sua composição química pode contribuir na descrição da evolução da proveniência sedimentar e ambiente tectônico.

O trabalho pioneiro na utilização de sedimentos para estimar as composições na superfície terrestre foi o de Goldschmidt (1954), onde, por meio das composições médias de elementos maiores de sedimentos glaciais foi possível estabelecer as porcentagens médias dos elementos maiores de rochas ígneas. A escolha de sedimentos glaciais para o trabalho de Goldschmidt justificou-se por esses sedimentos estarem mais sujeitos a processos de intemperismo mecânico do que os processos químicos, que resultam em uma modificação na composição das rochas. Outro trabalho de grande relevância na aplicação da geoquímica na caracterização de rochas sedimentares foi o de Middleton (1960), que ao analisar os elementos maiores de 168 amostras de arenitos obtidas a partir da literatura, as agrupou em três grupos de caráter tectônico. O autor observou que um dos grupos, o representado pelas grauvacas, era diferente dos demais grupos pela baixa razão K₂O/Na₂O e relacionou à ocorrência de detritos vulcânicos básicos.

Entretanto, a aplicação de técnicas geoquímicas para caracterização de rochas e sedimentos era restrita devido à escassez de métodos disponíveis. A partir das décadas de 1980 e 1990, com o desenvolvimento e aperfeiçoamento de técnicas analíticas precisas incluindo a fluorescência de raios X e a espectrometria de massas, houve um considerável aumento nas pesquisas envolvendo estudos geoquímicos englobando caracterização das rochas e determinação de proveniência sedimentar.

Os trabalhos de McLennan (1989), Johnsson (1993), Cox & Lowe (1995) e Fralick & Kronberg (1997) mostram que ao estabelecer a composição do sedimento ou rocha sedimentar em determinado ambiente deposicional, além da constituição geoquímica da rocha fonte, outros fatores combinados também são determinantes na composição dos produtos resultantes do intemperismo, transporte e erosão. Alguns fatores exercem um controle maior na composição sedimentar, como por exemplo, a composição da rocha fonte, o clima e topografia na área fonte,

intemperismo, abrasão e selecionamento mineralógico e ambiente tectônico. Outros fatores, como o transporte o padrão de drenagem e os caminhos pelos quais os sedimentos são transferidos da área fonte até a bacia sedimentar, a interação do sedimento transportado com a cobertura vegetal e os processos diagenéticos pós-deposicionais e soterramento também podem resultar em modificações na constituição química e mineralógica dos sedimentos e também devem ser levados em consideração.

O estudo de elementos maiores, traços, incluindo as terras raras, e de suas variáveis, por meio de diagramas, razões e anomalias refletem a exposição crustal da área-fonte e constituem grupos de análise para a determinação da proveniência das rochas sedimentares e a consequente identificação do ambiente deposicional e do contexto tectônico vigente durante o processo de sedimentação (Taylor & McLennan, 1985; Roser & Korsch, 1988; McLennan *et al*, 1993; Fedo *et al*, 1995; Hassan *et al*, 1999; Bauluz *et al*, 2000; Cullers, 2000; Condie *et al*, 2001, McLennan, 2001 entre outros). Elementos químicos que apresentam maior mobilidade, como os elementos maiores Na₂O, K₂O, TiO₂ e CaO, podem ser utilizados tanto para a determinação de proveniência sedimentar quanto para a avaliação do grau de intemperismo químico, permitindo, assim a caracterização paleoclimática nas áreas-fontes durante o período da deposição (Nesbitt & Young, 1982).

Elementos traço como Th, Sc, Zr, Hf, Y, Nb e os terras raras (REE) são insolúveis na água do mar e transportados por sedimentos terrígenos sem serem afetados por processos secundários (Bhatia & Crook, 1986; Taylor *et al.*, 1986). Desta forma, a distribuição desses elementos nas rochas sedimentares pode refletir a composição da área fonte (Condie & Wronkiewicz, 1990; McLennan *et al*, 1990; McLennan & Taylor, 1991; Fedo *et al.*, 1995; Bauluz *et al*, 2000; Cullers, 2000; Condie *et al*, 2001; Mongelli *et al.* 2006).

Bauluz *et al.* (2000) analisaram os elementos maiores e traços, incluindo os terras raras de arenitos e folhelhos de idades pré-cambrianas e paleozóicas da Cordilheira Ibérica (Espanha), buscando determinar a proveniência e o ambiente tectônico dessas rochas, assim como a influência de demais fatores como o intemperismo, selecionamento mineralógico e processos de reciclagem sedimentar na assinatura geoquímica da rocha fonte. Segundo Bauluz *et al.* (2000), a maturidade composicional dos arenitos analisados, juntamente com as grandes quantidades de La, Sc, Th e Zr indicam que a composição da rocha fonte é típica de fontes graníticas e ambientes

tectônicos cratônicos. A importância do selecionamento mineralógico foi estabelecida por valores altos das razões Zr/Th e a diferença entre os valores de elementos terras raras para os folhelhos e argilas.

Outros trabalhos recentes envolvendo a caracterização geoquímica de rochas sedimentares siliciclásticas visando à interpretação dos aspectos de proveniência e intemperismo foram apresentados por Armstrong-Altrin *et al.* (2004), Mongelli *et al.* (2006), Hossain *et al.* (2010), Akarish & El-Gohary (2011), Mishra & Sen (2012) e Roy & Roser (2013). Esses trabalhos consistem em uma revisão, atualização e ampliação da utilização de parâmetros geoquímicos para a obtenção de assinaturas geoquímicas, já utilizadas anteriormente em trabalhos como os de McLennan *et al.* (1983), Taylor & McLennan (1985), Bhatia & Crook (1986), Roser & Korsch (1986), Floyd *et al.* (1991), Condie (1993), Cullers (1994), Cox *et al.* (1995), Fedo *et al.* (1995) e Fralick & Kronberg (1997).

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados para a elaboração desse trabalho contemplaram estudos de atualização e compilação bibliográfica, aquisição de dados em campo, análises laboratoriais e tratamento dos dados. Um fluxograma com os materiais e métodos utilizados para este trabalho e os resultados obtidos é apresentado na Figura 1. As etapas metodológicas serão detalhadas a seguir:



Figura 1: Fluxograma mostrando os materiais e métodos utilizados para a realização deste trabalho.

3.1 - Levantamento Bibliográfico

A primeira fase da pesquisa foi representada pela análise e estudo da bibliografia disponível. O levantamento bibliográfico procurou cobrir a literatura sobre o tema desenvolvido nesta Dissertação de Mestrado. O levantamento bibliográfico também foi utilizado para a compreensão da evolução tectônica e estratigráfica da Bacia Bauru.

3.2 - Etapa de Campo

Foi realizada uma etapa de campo, em Janeiro de 2013, nos munícipios de Gurinhatã e Campina Verde, ambos localizados na Região do Triângulo Mineiro (MG).

A etapa pré-campo envolveu a análise bibliográfica sobre a geologia regional, a consulta de mapas e cartas geológicas e análise de imagens de satélite, visando à escolha de áreas com boas exposições do Grupo Bauru na área de estudo.

A etapa de campo incluiu a coleta sistemática de amostras para a realização de análises laboratoriais. As amostras coletadas representam rochas sedimentares variando de argilitos a conglomerados. Além da coleta de amostras foi feita uma descrição e documentação fotográfica dos afloramentos, do levantamento de seções colunares e estratigráficas e da coleta de indicadores de paleocorrentes com o intuito de identificar e caracterizar fácies aflorantes e seu empilhamento, segundo o método de análise de fácies (Walker, 2006), o que possibilitou o reconhecimento de suas associações e mecanismos deposicionais.

As seções estratigráficas foram descritas em áreas de exposição em cortes de rodovias, barrancos de estradas vicinais e porções frontais de serras, representando as melhores áreas de exposição.

3.3 - Amostragem e Preparação Primária das Amostras

Com o intuito de verificar as propriedades químicas e mineralógicas de cada material existente nas amostras coletadas em campo foi necessário realizar uma amostragem seletiva. A coleta de amostras que apresentam intercalações de materiais mais grossos com materiais mais finos em amostras de argilitos e arenitos foi evitada para reduzir os efeitos geoquímicos derivados da variação do tamanho dos grãos. No entanto, como em amostras de conglomerados não é possível evitar a coleta de misturas de materiais grossos com fino, priorizou-se a coleta de amostras com predominância de matriz fina.

Todas as amostras primárias foram lavadas e secas antes da preparação para as posteriores análises para evitar contaminação. Em seguida, realizou-se a britagem da amostra em um britador de mandíbula, visando obter material com tamanho variando entre 1 e 5 mm.

Uma vez britado o material foi submetido à etapa de homogeneização e quarteamento manual até reduzir a amostra a ser analisada em uma massa aproximada de 50 g (Ramsey, 1997). As alíquotas retiradas a partir do quarteamento manual foram moídas em moinho planetário e em moinho de anel, objetivando obter grãos com tamanhos de partícula inferiores a 75 µm.

Para o controle de qualidade das análises, uma amostra (KCN-05.2) foi duplicada na preparação, durante a etapa de moagem.

3.4 – Análise Mineralógica

A difratometria de raios X (DRX) é um dos principais métodos utilizados para a identificação das fases cristalinas dos minerais. O método do pó (amostra policristalina) é capaz de fornecer informações quantitativas e qualitativas sobre os compostos presentes em uma amostra sólida (Skoog *et al.*, 2002). O padrão obtido a partir da DRX é único para cada substância cristalina.

A amostra a ser analisada deve consistir em um pó fino e homogêneo. Assim, um grande número de cristais estará orientado em todas as direções possíveis. Quando o feixe de raios X atravessa o material, um número significativo de partículas deve estar orientado de forma a cumprir a condição de Bragg para a reflexão de todos os espaçamentos interplanares possíveis (Skoog *et al.*, 2002).

Na equação de Bragg (eq.1), o ângulo de difração 2θ ocorre em função do espaçamento dos planos no goniômetro, que possui distância d, calculada usando o comprimento de onda da fonte e medida do ângulo.

$n\lambda = 2dsen \theta$ (eq.1)

A identificação mineralógica é feita por meio do software *X'Pert HighScore* com o auxílio de uma base de dados mantida pelo *International Centre for Diffraction Data* (Swarthmore, PA – USA), com mais de 50 mil compostos separados por gêneros, como orgânicos, inorgânicos, minerais, metais e outros (Senna, 2003).

As análises de DRX foram realizadas no difratometro Bruker D2 Phaser Desktop XRD do Laboratório de Difratometria de Raios X do Instituto de Geociências da Unicamp. Este equipamento está equipado com um tubo de cobre, operando sob potência de 30 kV e 10 mA.

Para a obtenção dos principais parâmetros cristalográficos para a identificação dos tipos de minerais e argilominerais presentes nas amostras, foram realizadas leituras das amostras na fração total e na fração argila ($<2 \mu m$). Primeiramente, foi realizada a análise de rocha total, com o objetivo de se obter a composição mineralógica das amostras. As amostras, previamente preparadas de acordo com o *item 4.3* deste trabalho foram analisadas pelo método do pó, que consiste no espalhamento uniforme do material moído sobre a superfície de um porta-amostra e levadas ao difratômetro uma a uma.

Posteriormente, realizou-se a análise da fração argila (<2 μ m) para a identificação dos argilominerais. A fração argila foi obtida pela desagregação das amostras em almofariz e separada por meio de centrifugação, de acordo com a metodologia de preparação de amostras proposta por Alves (1987). Para a fração argila foram realizadas três tipos de análises: em condições naturais, saturada com etilenoglicol (para identificação de argilominerais expansivos) e aquecida até 500 °C.

A análise difratométrica foi realizada no intervalo 2θ de 2° a 65° , com o passo $0,02^{\circ}$ e tempo de 1 segundo por passo, resultando em um tempo total de leitura de 55 minutos.

3.5 – Análises Químicas

As amostras foram submetidas a dois tipos de análises, pelos métodos da fluorescência de raios X (FRX), e espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). Em suma, essas análises objetivaram atingir os seguintes resultados:

FRX \rightarrow análise química dos elementos maiores;

ICP-MS \rightarrow análise química de elementos traço, incluindo os terras raras.

3.5.1 - Fluorescência de Raios X (FRX)

A fluorescência de raios X é uma técnica analítica utilizada na identificação de espécies químicas com número atômico maior que o do oxigênio (>8) e frequentemente é empregada em análises semiquantitativas e quantitativas, especialmente no caso de amostras geológicas sólidas,
como rochas, solos e sedimentos. Características como a sensibilidade, precisão e rapidez na obtenção dos resultados contribuem para a ampla utilização dessa técnica no levantamento de elementos químicos presentes nas rochas.

O instrumento utilizado para a análise das amostras foi o espectrômetro de fluorescência de raios X de comprimento de onda dispersivo modelo PW2404, da marca Phillips, pertencente ao Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Unicamp.

As análises químicas para a determinação de elementos maiores e menores das amostras foram realizadas a partir de discos de vidro em um espectrômetro calibrado. Para o controle de qualidade, além da duplicata da amostra KCN-05.2, foram confeccionados discos de vidro de três amostras de materiais de referência internacionais (OU-6, RGM-1 e BRP-1), analisadas em paralelo. A Tabela 1 apresenta as medições obtidas para os materiais de referência em comparação com os valores de referência certificados.

A perda ao fogo (PF) dos cadinhos com as amostras foi realizada a 1000 °C por 30 minutos, seguido pela inserção das amostras em estufa a 105 °C, por 2 horas e por fim as amostras foram calcinadas na mufla a 1000 °C por 01h30min para o cálculo da massa inicial reduzida de massa final (porcentagem da perda por volatilização). Os discos de vidro foram preparados a partir de 1 g da amostra previamente moída e calcinada, e 6 g de uma mistura de metaborato e tetraborato de lítio e solução de iodeto de lítio.

| | R | RGM-1 OU-6 | | | В | RP-1 |
|--------------------------------|----------------|----------------------------|----------------|----------------------------|----------------|----------------------------|
| (%) | (valor obtido) | (valor cert. <u>+</u> 1sd) | (valor obtido) | (valor cert. <u>+</u> 1sd) | (valor obtido) | (valor cert. <u>+</u> 1sd) |
| SiO ₂ | 73,53 | 73,4 <u>+</u> 0,53 | 58,00 | 57,51±0,095 | 50,20 | 50,39±0,27 |
| TiO ₂ | 0,270 | 0,27 <u>+</u> 0,02 | 0,996 | 0,998±0,004 | 3,791 | 3,81±0,06 |
| Al ₂ O ₃ | 13,69 | 13,7 <u>+</u> 0,19 | 20,68 | 20,50±0,032 | 12,32 | 12,40±0,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,84 | 1,86 <u>+</u> 0,03 | 8,94 | 9,001±0,033 | 15,63 | 15,59±0,16 |
| MnO | 0,035 | 0,036 <u>+</u> 0,004 | 0,296 | 0,284±0,001 | 0,21 | 0,22±0,006 |
| MgO | 0,29 | 0,28 <u>+</u> 0,03 | 2,48 | 2,398±0,010 | 3,98 | 3,94±0,05 |
| CaO | 1,20 | 1,15 <u>+</u> 0,07 | 0,76 | 0,740±0,005 | 7,78 | 7,95±0,11 |
| Na₂O | 4,08 | 4,07 <u>+</u> 0,15 | 1,80 | 1,778±0,016 | 2,72 | 2,71±0,04 |
| K ₂ O | 4,34 | 4,30 <u>+</u> 0,10 | 3,19 | 3,051±0,012 | 1,57 | 1,52±0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,050 | 0,048±0,002 | 0,121 | 0,118±0,002 | 0,63 | 0,63±0,02 |

Tabela 1: Concentrações dos elementos maiores para os materiais de referência RGM-1, OU-6 e BRP-1, em comparação com suas concentrações certificadas. As concentrações dos elementos maiores estão em porcentagem em peso dos óxidos.

3.5.2 – Espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS)

A espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) destacase como uma das técnicas de análise multielementar mais importantes para a obtenção de valores de concentração nas faixas traço a sub-traço (concentrações inferiores a 1000 e 1 mg kg⁻¹, respectivamente) de constituintes de águas, solos, sedimentos e rochas (Linge & Jarvis, 2009). Esse método é baseado fundamentalmente na diferenciação elementar pela massa atômica.

O ICP-MS apresenta algumas vantagens com relação a outros métodos analíticos como a Fluorescência de Raios X. Jarvis & Jarvis (1992) determinaram a concentração de elementos traço e elementos terras raras (REE) em medidas de referência por ICP-MS, comparando os resultados obtidos com a FRX. Os valores de precisão encontrados variaram em torno de 5% e os limites de detecção eram de 10 a 100 vezes mais baixos que os obtidos para a FRX. Além disso, a facilidade na identificação dos espectros e a capacidade de determinação da razão isotópica de elementos fazem com o que o ICP-MS seja um método complementar à determinação de elementos maiores pela Fluorescência de Raios X, no estudo da composição geoquímica das rochas.

O instrumento utilizado para a análise das amostras foi o ICP-MS quadrupolar, modelo *Xseries^{II}*, da marca Thermo, instalado no laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Unicamp.

O material rochoso analisado foi homogeneizado e moído, conforme descrição no *item 4.3* deste trabalho, para garantir que uma porção mínima da amostra original seja analisada.

A introdução de soluções por nebulização no ICP-MS requer a digestão completa dos materiais geológicos, por meio da decomposição das amostras. Para tanto, foram pesados 100 mg de amostra e colocados em frascos de politetrafluoretileno (PTFE), misturados com alguns ml de água ultrapura. Foram adicionados 0,5 ml de ácido nítrico (HNO₃) e 2 ml de ácido fluorídrico (HF). Os frascos de PTFE foram vedados e inseridos em uma jaqueta de alumínio selada para introdução em estufa a 180 °C durante cinco dias. Após o resfriamento, 0,5 ml de HClO₄ foi adicionado a solução e evaporado a 150 °C por 4 h. 1 ml de HNO₃ foi posteriormente adicionado, seguido de mais 1 ml de HNO₃ e de uma gota de HCl, sendo evaporado a 130 °C. Com o final da digestão das amostras, elas foram diluídas a 20 g de água ultrapura.

As análises químicas das amostras foram realizadas para elementos traço, incluindo os terras raras. Para o controle de qualidade, além da duplicata da amostra KCN-08.1, foi também analisada em paralelo o material de referência certificado BRP-1. A Tabela 2 apresenta as medições obtidas para o material de referência em comparação com os valores de referência certificados.

| | Material de Referência - BRP-1 (Basalto de Ribeirão Preto) | | | | | | | | | |
|--------------------|--|--------------------|--------------------|----------------|--------------------|--|--|--|--|--|
| μg.g ⁻¹ | (valor obtido) | (valor cert ± 1sd) | μg.g ⁻¹ | (valor obtido) | (valor cert ± 1sd) | | | | | |
| Rb | 35,82 | 35,4±1 | Cu | 150 | 160±3 | | | | | |
| Cs | 0,33 | 0,37±0,02 | La | 37,6 | 42,6±1 | | | | | |
| Ва | 501 | 555±7 | Ce | 84,6 | 93,3±1,2 | | | | | |
| Sr | 497,94 | 492±6 | Pr | 10,9 | 12,3±0,2 | | | | | |
| Th | 3,70 | 3,97±0,1 | Nd | 48,6 | 51,9±0,9 | | | | | |
| U | 0,77 | 0,82±0,03 | Sm | 10,1 | 11,2±0,2 | | | | | |
| Zr | 289 | 310±5 | Eu | 3,13 | 3,42±0,08 | | | | | |
| Hf | 8 | 8±0,2 | Gd | 9,6 | 10,4±0,3 | | | | | |
| Y | 35 | 42±1 | Tb | 1,37 | 1,52±0,05 | | | | | |
| Nb | 25,4 | 29,1±0,9 | Dy | 8,0 | 8,5±0,3 | | | | | |
| Cr | 14 | 12,4±1 | Но | 1,45 | 1,62±0,06 | | | | | |
| Со | 35,6 | 37,5±1,4 | Er | 4,0 | 4,2±0,1 | | | | | |
| Ni | 21,0 | 23,4±0,9 | Tm | 0,50 | 0,57±0,02 | | | | | |
| V | 374 | 391±7 | Yb | 3,35 | 3,48±0,09 | | | | | |
| Sc | 28,3 | 28,5±0,8 | Lu | 0,4 | 0,5±0,02 | | | | | |

Tabela 2: Concentrações dos elementos traço e terras raras para o material de referência BRP-1, em comparação com suas concentrações certificadas. As concentrações elementares estão em $\mu g/g$.

4 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 - Considerações gerais sobre a Bacia Bauru

A Bacia Bauru é uma bacia sedimentar intracratônica desenvolvida durante o Neocretáceo e localizada na porção meridional da Plataforma Sul-Americana. Apresenta uma área de aproximadamente 370.000 km² no território brasileiro (Figura 2), abrangendo o oeste de Minas Gerais, o noroeste do Paraná, o sudeste do Mato Grosso do Sul, o sudoeste de Goiás e a porção centro-oeste do Estado de São Paulo (Fernandes & Coimbra, 1996; Fernandes, 1998).



Figura 2: Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (Fernandes e Coimbra, 1996).

O desenvolvimento da Bacia Bauru está relacionado ao fim das atividades vulcânicas ocorridas entre 137,4 a 128,7 Ma (Turner *et al.*, 1994) no qual a porção meridional da Placa Sul-Americana esteve sujeita aos processos de subsidência termal (Milani, 1997), associado ao resfriamento do basalto e à superposição de processos de abatimento tectônico sobre a porção

Centro-Norte da Bacia do Paraná, decorrentes da separação dos continentes sul-americano e africano.

A Bacia Bauru apresenta um formato elíptico com eixo alongado na porção N-NE, e foi implantada discordantemente sobre o substrato basáltico, consistindo em blocos soerguidos e paleovales da Formação Serra Geral. O depocentro da Bacia Bauru situa-se na porção compreendida pelo Pontal do Paranapanema e o Noroeste do Paraná, correspondente a área onde os basaltos da Formação Serra Geral apresentam maiores espessuras (Riccomini, 1997).

A cobertura suprabasáltica representada pela Bacia Bauru é caracterizada por um intervalo deposicional no interior da Placa Sul-Americana, iniciado com um nível de base lacustre, onde foram depositadas rochas argilo-arenosas e recoberto gradualmente por associações de fácies aluvial e fluvial (Batezelli, 1998; Fernandes, 1998). De acordo com Fernandes (1998) e Paula e Silva (2003), a espessura média da sedimentação da Bacia Bauru é de 100 m. As maiores espessuras ocorrem no alto estrutural denominado Domo de Piratininga, localizado na porção SW do Estado de São Paulo, onde furos de sondagem atravessaram aproximadamente 324 m de sedimentos da Formação Marília (Santos *et al.*, 1980, Hachiro *et al.*, 1994).

4.2 - Limites da Bacia Bauru

Os limites atuais da Bacia Bauru são de natureza essencialmente erosiva ou tectônica, como demonstrado por Fernandes & Coimbra (1996), Riccomini (1997), Fulfaro *et al.*, (1999a, 1999b) e Batezelli (2003). Os processos responsáveis pela configuração atual dos limites da Bacia Bauru estão relacionados ao evento de reestruturação tectônica do Terciário.

Esses limites são delineados a noroeste pela Antéclise de Rondonópolis (Coimbra, 1991); a nordeste pelo Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1981); a leste pelos alinhamentos do Rio Mogi-Guaçú (Coimbra *et al.*, 1981), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini, 1995) e a sul e sudoeste pelos alinhamentos do Paranapanema (Fulfaro, 1974). A oeste o limite é difuso, devido à grande área encoberta por depósitos colúvio-aluviais e aluviais quaternários (Sallun *et al.*, 1997).

A noroeste da Bacia Bauru está localizada a Antéclise de Rondonópolis, uma estrutura tectônica positiva com *trend* NE-SW desenvolvida durante o Cretáceo Superior, ao longo de descontinuidades neoproterozóicas do Ciclo Brasiliano (Coimbra *et al.*, 1981). Manifestações

alcalinas compostas por sienitos e granitos de idade Rb-Sr de 97±1,1 Ma são correlacionáveis a ocorrência do tectonismo (Souza, 1997). A reativação de falhas transtensionais de NE para ENE e NW permitiu a deposição de uma espessa sucessão sedimentar em uma bacia de tipo *pull-apart* desenvolvida dentro da antéclise.

O Soerguimento do Alto Paranaíba é um alto do embasamento que expõe rochas précambrianas e separa as Bacias Bauru e Sanfranciscana. Denominado primeiramente Arco do Alto Paranaíba (Hasui, 1968), o embasamento é composto por rochas metassedimentares dos grupos Araxá (micaxistos, quartzitos e filitos) e Canastra (quartzitos e filitos) e por rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Os contatos nesta região são marcados pela ocorrência de falhas de empurrão desenvolvidas durante o Ciclo Brasiliano. O desenvolvimento deste soerguimento coincide com o início das intrusões de corpos ultramáficos, alcalinos e carbonatíticos ao longo deste arco, originados a partir de anomalias no manto terrestre, ocorrido durante o Meso/Neocretáceo (Campos & Dardenne, 1997).

A borda leste da Bacia Bauru, já no Estado de São Paulo é delimitada pelos alinhamentos estruturais Ibitinga-Botucatu, São Carlos-Leme e do Rio Mogi-Guaçú, enquanto que o alinhamento estrutural do Paranapanema localiza-se a S-SE desta bacia. Fatores como o arranjo geométrico desta borda e a ocorrência de rochas alcalinas intercaladas com sedimentos ao longo da borda sugere a ocorrência de movimentações sinistrais e dextrais ao longo desses alinhamentos (Riccomini, 1997).

4.3 – Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos da Bacia Bauru

O arranjo estratigráfico das rochas sedimentares que preenchem a Bacia Bauru tem sido objeto de vários debates na literatura geológica, desde o início do Século XX. Entretanto, algumas questões sobre as relações estratigráficas, estruturais, tectônicas, paleogeográficas, paleoambientais e geocronológicas desta unidade ainda permanecem sem uma resolução definida (Fulfaro & Perinotto, 1996).

A primeira referência ao termo Bauru na literatura geológica deve-se a Gonzaga de Campos (1905), em seu trabalho de reconhecimento da área compreendida entre Bauru e Itapura, na região oeste do Estado de São Paulo, a serviço da construção da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil. A princípio foi registrada a ocorrência de um depósito de *grés* (Grés de Bauru) maciço,

pouco estratificado, apresentando cimentação e concreções calcárias e ocorrência de calcários maciços com variação no conteúdo da matriz argilosa. Posteriormente, foi observada a ocorrência de arenitos suprabasálticos confinados na calha do Vale do Rio Paraná (IPT, 1981), de origem deltaica e idade provavelmente terciária.

Em 1929, o atual Instituto Geológico, enquanto denominado Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, realizou a primeira subdivisão estratigráfica da sequência suprabasáltica cretácea, individualizando as unidades Caiuá e Bauru na Carta Geológica do Estado de São Paulo em escala 1:2.000.000.

Em 1953, Almeida & Barbosa dividiram a Unidade Bauru em duas formações: Inferior ou Itaqueri e Superior ou Marília.

Freitas (1955) desenvolveu estudos sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos, com o objetivo de reconstruir o paleoambiente de sedimentação da então denominada Série Bauru no Estado de São Paulo. Deste período até o início da década de 1980, com a descoberta de novos afloramentos, diversos autores apresentaram trabalhos dedicados ao reconhecimento e caracterização das litofácies presentes e às reconstruções paleogeográficas dentro e fora do Estado de São Paulo, tendo como objetivo a subdivisão da Formação Bauru e o estabelecimento de uma coluna estratigráfica formal. Destacam-se os trabalhos de Suguio (1973); Mezzalira (1974); Landim & Soares (1976); Suguio *et al.* (1977); Soares *et al.* (1979) e Stein *et al.* (1979).

Os trabalhos desenvolvidos nessa fase permitiram a subdivisão da Formação Bauru em unidades menores, através da denominação informal de litofácies e fácies, como é possível observar em Landim & Soares (1976). Nesse trabalho foi reconhecida a fácies Santo Anastácio, em pacotes de arenitos situados na transição entre a Formação Caiuá, inferior e a Formação Bauru em três litofácies: Araçatuba (inferior), São José do Rio Preto (média) e Marília (superior). Stein *et al.* (1979), por sua vez, propuseram a divisão da sequência suprabasáltica nas formações Caiuá, Santo Anastácio e Grupo Bauru, este por sua vez, subdividido em Unidade Inferior (Litofácies Ubirajara e Taciba) e Unidade Superior (Litofácies Marília).

Na década de 1980, os trabalhos realizados buscaram estabelecer a hierarquia estratigráfica entre as diversas litofácies mapeadas do Grupo Bauru, assim como realizar tentativas de reconstruções paleogeográficas.

Suguio (1980) propôs uma hierarquização estratigráfica para o Grupo Bauru, incluindo da base para o topo as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba e Marília.

Soares *et al.* (1980) integraram diversos trabalhos de mapeamento regional elaborados até então, propondo uma nova divisão estratigráfica do Grupo Bauru (Figura 3). Essa integração subdividiu o Grupo Bauru nas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília e alcançou grande aceitação entre os pesquisadores sobre o Grupo Bauru devido a sua funcionalidade em campo (Etchebehere *et al.*, 1993; Dias-Brito *et al.*, 2001).

A partir dos trabalhos de Suguio (1980) e Soares *et al.* (1980), as pesquisas acerca do Grupo Bauru se concentraram em revisões estratigráficas e em trabalhos de reconhecimento e extensão das unidades em caráter regional. Destacam-se os trabalhos de Almeida *et al.* (1981), Almeida & Mello (1981), Barcelos (1984), Cottas & Barcelos (1981), Barcelos & Suguio (1987), Fernandes (1992, 1998), Fulfaro & Barcelos (1992), Fernandes & Coimbra (1992, 1996, 2000), Batezelli (1998), Batezelli *et al.* (1999), Fulfaro *et al.* (1999a, 1999b).

Almeida *et al.* (1981), apresentaram a seguinte estratigrafia para o Grupo Bauru: Formação Caiuá, como unidade basal; Formação Santo Anastácio; Formação Adamantina, englobando as litofácies Araçatuba e São José do Rio Preto de Stein *et al.* (1979) e as litofácies Ubirajara e Taciba de Soares *et al.* (1979); e Formação Marília. Almeida & Mello (1981) apresentaram o Mapa Geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500.000; na síntese sobre a geologia do Estado de São Paulo foi mantida a divisão para o Grupo Bauru proposta anteriormente por Soares *et al.* (1980).



Figura 3: Divisão estratigráfica do Grupo Bauru proposta por Soares et al. (1980). Modificado.

Barcelos (1984) e Barcelos & Suguio (1987) apresentaram trabalhos mais abrangentes em termos regionais, reconhecendo, correlacionando e estendendo as unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas inicialmente em área do Estado de São Paulo para os estados do Paraná (incluindo região do Pontal do Paranapanema), Mato Grosso do Sul, Goiás e para a região do Triângulo Mineiro, no Estado de Minas Gerais. O trabalho de Barcelos & Suguio (1987) ainda propôs a subdivisão da Formação Adamantina nos membros Araçatuba e São José do Rio Preto, definidos como litofácies por Suguio *et al.* (1977), e a subdivisão da Formação Marília nos membros Ponte Alta, Echaporã e Serra da Galga. A Formação Itaqueri foi situada no topo do Grupo Bauru (Figura 4).



Figura 4: Divisão estratigráfica dos Grupos Bauru, São Bento e Passa Dois proposta por Barcelos & Suguio (1987). Modificado

O trabalho de Fulfaro & Barcelos (1992) propõe pela primeira vez a existência de uma bacia individualizada para os depósitos da Formação Caiuá, que precedeu a deposição do Grupo Bauru. Fernandes (1992), ao estudar o Grupo Bauru no norte do Estado do Paraná e na região do Pontal do Paranapanema, apresentou uma nova proposta de subdivisão do Grupo Bauru, elevando a Formação Caiuá à categoria de grupo. O Grupo Caiuá foi então subdividido em duas formações: Rio Paraná e Goio Erê e a Formação Santo Anastácio também foi associada a esse grupo. De acordo com aquele autor, essas unidades fazem parte de uma única sequência sedimentar, sugerindo um contexto tectônico distinto da Bacia do Paraná.

Fernandes & Coimbra (1992) passaram a considerar Grupo Bauru como uma Bacia independente da Bacia do Paraná, originada de uma depressão pós-gondwânica criada por subsidência termomecânica gerada com o cessamento dos derrames basálticos do Cretáceo Inferior. Fernandes & Coimbra (1996) apresentaram um estudo regional apontando a Bacia Bauru (grupos Caiuá e Bauru) como uma entidade tectonossedimentar individualizada. Na discussão sobre a estratigrafia e evolução geológica da porção oriental da Bacia Bauru, Fernandes (1998) dividiu a sequência suprabasáltica nos grupos Caiuá, constituído pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio; e Bauru, parcialmente cronocorrelatos. O autor propôs também que a Formação Adamantina deveria ser subdividida nas formações Vale do Rio do Peixe, São José do Rio Preto e Presidente Prudente, de forma que o Grupo Bauru seria então constituído pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília.

Batezelli (1998) e Batezelli *et al.* (1999), a partir de dados de superfície e de subsuperfície elevaram a unidade Araçatuba para Formação Araçatuba, além de redefinir uma área de ocorrência para esta formação mais ampla que a originalmente mapeada, através de um modelo de evolução paleogeográfica para a porção oeste do Estado de São Paulo.

Fulfaro *et al.* (1999a) identificaram a partir de evidências de campo, que a Formação Santo Anastácio constituiria uma extensa camada de paleossolo, denominada Geossolo Santo Anastácio, formada sobre os depósitos arenosos do Grupo Caiuá, sugerindo uma discordância temporal entre essa unidade e o Grupo Bauru. Neste trabalho também foi proposta uma divisão da Bacia Bauru, concordante com Fernandes & Coimbra (1996), em duas bacias: Bacia Caiuá (Cretáceo Inferior) e Bacia Bauru (Cretáceo Superior).

Fulfaro *et al.* (1999b) apresentaram um esboço paleogeográfico para a Bacia Caiuá, definindo que esta bacia possui idade Aptiana-Albiana e que sua evolução tenha se dado com o estabelecimento de um nível de base deposicional na atual região da Mesopotâmia Argentina, em contraposição a áreas mais elevadas do platô basáltico a Leste. Os autores também propuseram a ocorrência de uma reestruturação tectônica em uma área deprimida da Bacia do Paraná durante o Turoniano, que levou ao surgimento de um novo nível de base, restrito à atual área do Estado de São Paulo, entre os alinhamentos do Tietê e do Paranapanema, denominada Bacia Bauru.

Trabalhos mais recentes no que tangem à revisão estratigráfica e à proposição de novos modelos paleogeográficos da Bacia Bauru foram apresentados por Fernandes e Coimbra (2000), Batezelli (2003, 2010), Paula e Silva (2003) e Batezelli *et al.* (2005).

Fernandes & Coimbra (2000) apresentaram uma revisão estratigráfica endossando as propostas de Fernandes (1998).

Paula e Silva (2003) propôs, a partir da correlação de perfis geofísicos, que a deposição sedimentar do Grupo Bauru no Oeste do Estado de São Paulo ocorreu em três principais fases de deposição, separadas por duas superfícies de discordância de caráter regional. Reconheceu em subsuperfície o Grupo Caiuá e as formações Santo Anastácio, Araçatuba, Adamantina e Marília e propôs duas unidades litoestratigráficas, denominadas Formação Pirapozinho e Formação Birigui.

Batezelli (2003, 2010) e Batezelli *et al.* (2005) reconheceram que os depósitos lacustres da Formação Adamantina na região do Triângulo Mineiro são correlacionados aos depósitos lacustres da Formação Araçatuba no Estado de São Paulo. Por meio de análises paleontológicas, paleomagnéticas e petrográficas, esses autores indicaram que a sedimentação que constituiu o preenchimento inicial da Bacia Bauru na região do Triângulo Mineiro foi depositada no intervalo de tempo entre o Campaniano e o Maastrichtiano (Figura 5). Para fins da realização desta Dissertação de Mestrado, será adotada esta divisão litoestratigráfica para o Grupo Bauru na região Triângulo Mineiro.



Figura 5: Coluna estratigráfica do Grupo Bauru para a região do Triângulo Mineiro relacionando o tempo de deposição sedimentar para as áreas oriental e ocidental. Modificado de Batezelli, 2003.

5 – ÁREA DE ESTUDO

A área de está inserida nos municípios de Gurinhatã e Campina Verde, localizadas na região do Triângulo Mineiro, oeste do Estado de Minas Gerais (Figura 6). A área de estudo está limitada por um polígono com as seguintes coordenadas (617430, 7876962); (617430, 7854830); (668726, 7876962) e (668726, 7854830). O acesso para a área de estudo a partir de Campinas é feito pelas rodovias BR-050, BR-364, BR-456, BR-153 e BR-154.



Figura 6: Mapa de localização da área de estudo.

6 - O GRUPO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO

A partir deste capítulo inicia-se a apresentação dos resultados obtidos para esta Dissertação de Mestrado.

Com base na descrição dos afloramentos realizada durante a etapa de campo (Tabela 3) foi confeccionada uma seção estratigráfica composta de 92 metros (Figura 8) para a identificação de associações de fácies na área de estudo. Associações de fácies lacustre, aluvial e eólica foram identificadas.

| Pontos | X | Y | Fuso | Elevação (m) | |
|-----------|--------|---------|------|--------------|--|
| KCN-05.1 | 648511 | 7852194 | 22 K | 704 | |
| KCN-05.2 | 647885 | 7852486 | 22 K | 717 | |
| KCN-05.3 | 647842 | 7852570 | 22 K | 711 | |
| KCN-05.4 | 647765 | 7852682 | 22 K | 706 | |
| ATJ-14.2 | 631378 | 7867037 | 22 K | 706 | |
| ATJ-14.B3 | 621/12 | 7967072 | 22 V | 600 | |
| ATJ-14.B2 | 031412 | /80/0/2 | 22 K | 690 | |
| ATJ-14.1 | 631412 | 7867072 | 22 K | 690 | |
| ATJ-14.C2 | 621742 | 7067007 | 221/ | 677 | |
| ATJ-14.C1 | 051745 | /00/25/ | ZZK | 0// | |
| KCN-04.1 | | | | | |
| KCN-04.2 | 632662 | 7867473 | 22 K | 657 | |
| KCN-04.3 | | | | | |
| KCN-09 | 628836 | 7867302 | 22 K | 651 | |
| KCN-07.1 | 629609 | 7867255 | 22 K | 669 | |
| KCN-07.2 | 628854 | 7867283 | 22 K | 655 | |
| KCN-07.3 | 628454 | 7866890 | 22 K | 620 | |
| KCN-07.4 | 628355 | 7866843 | 22 K | 607 | |
| KCN-08.1 | | | | | |
| KCN-08.2 | 627248 | 7866587 | 22 K | 560 | |
| KCN-08.3 | 7 | | | | |

 Tabela 3: Localização dos afloramentos analisados durante a etapa de campo para a confecção da seção estratigráfica composta.



Figura 7: Seção estratigráfica composta representando os pontos amostrados e as associações de fácies para a Bacia Bauru na área de estudo.

6.1 - Associação de Fácies Lacustre

A associação de fácies lacustre consiste em arenitos siltosos muito finos e siltitos arenosos em estratos tabulares com até 70 cm de espessura, de coloração cinza-esverdeada a avermelhada, bem selecionados, apresentando estratificações plano-paralelas em ciclos rítmicos de granocrescência ascendente e cimentação carbonática (Figura 8).



Figura 8: Foto do afloramento KCN-04.3, representando a associação de fácies lacustre. É possível observar a ocorrência de arenitos siltosos intercalados com siltitos arenosos com estratificações plano-paralelas. Nota-se também cimentação carbonática na porção inferior do afloramento.

Associado com os ciclos de granocrescência ascendente os arenitos siltosos e os siltitos são maciços, ocorrendo em espessuras de até 1 m, com clastos de areia finos a muito finos, marcas de raízes verticais preenchidas por calcita espática, gretas de dissecação, bioturbações, moldes de cristais salinos e carbonáticos e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (até 150 cm, Figura 9).

As marcas de raízes, moldes salinos e gretas de dissecação associadas com depósitos de areia fina com estratificação cruzada indica a ocorrência de exposição subaérea durante os períodos mais áridos.

A espessura e as características sedimentológicas indicam um ambiente lacustre raso (*playa-lake*) com alta taxa de sedimentação dominada por deposição de material em suspensão nas porções mais internas. Os fluxos de densidade gerados durante os períodos de cheia podem ser responsáveis por depósitos rítmicos apresentando granodecrescência ascendente. Os fluxos de baixa densidade são os responsáveis pela deposição de siltitos. A cimentação carbonática e o desenvolvimento de vegetação podem ser os responsáveis pela obliteração de estruturas sedimentares.



Figura 9: Foto do afloramento KCN-08.2, caracterizado pelas intercalações entre arenitos siltosos e siltitos maciços, com espessuras de até 1 m, depositados em ambiente lacustre. Observa-se que as estruturas sedimentares ocorrem obliteradas neste afloramento.

6.2 - Associação de Fácies Aluvial

Essa associação de fácies consiste de arenitos, paleossolos e conglomerados polimíticos, com ou sem cimentação por CaCO₃ ou SiO₂, e é dividida em fácies proximais e distais.

A fácies aluvial proximal consiste em conglomerados clasto-suportados e arenitos calcilíferos finos a médios, maciços, de coloração avermelhada a esbranquiçada e atingindo espessura máxima de aproximadamente 20 m (Figura 10). Os conglomerados polimíticos basais são clasto-suportados de coloração branca a amarelada e gradam para conglomerados matriz-suportados com clastos subangulares a subarredondados e pobremente selecionados, possuindo diâmetros que variam de 2 a 10 cm, subangulares a subarredondados, geometria lenticular com base côncava ou corpos tabulares com espessuras que podem atingir até 1,5 metros.



Figura 10: Foto do afloramento KCN-07.3, representando a associação de fácies aluvial. Observa-se a ocorrência de arenitos conglomeráticos apresentando feições como intraclastos, nódulos carbonáticos e feições pedogenéticas como a ocorrência de marcas de raízes.

A presença de arenito conglomerático de coloração avermelhada gradando para arenito grosso com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e estratificações plano-paralelas, intraclastos de calcretes, nódulos carbonáticos e outras feições pedogenéticas (horizontes, estrutruras maciças, marcas de raízes e lentes argilosas) também são frequentes (Figura 11).



Figura 11: Arenito conglomerático de coloração avermelhada gradando para arenito grosso com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e estratificações plano-paralelas. São observadas também feições pedogenéticas como nódulos carbonáticos, horizontes, estruturas maciças, marcas de raízes e lentes argilosas.

A fácies aluvial distal é composta por arenitos finos à grossos com intercalações conglomeráticas (Figura 12). Essas intercalações, resultantes de ciclos de granodecrescência e granocrescência, são cimentadas por carbonato de cálcio e contém intraclastos de quartzo, gnaisse, quartzito, nódulos carbonáticos e argilas. Os arenitos são geralmente maciços e apresentam muitas marcas de raízes.



Figura 12: Intercalações conglomeráticas/areníticas características da fácies aluvial distal. Os arenitos geralmente ocorrem maciços e feições como marcas de raízes e nódulos carbonáticos são observadas.

6.3 - Associação de Fácies Eólica

A associação de fácies eólica (Figura 13) é constituída por arenitos muito finos a finos, bem selecionados, com coloração arroxeada a esbranquiçada. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de médio à grande porte, com *foresets* de até 2,5 m. Essa estratificação é dada pela alternância entre lâminas milimétricas a centimétricas de argilitos e siltitos. Os arenitos possuem alta maturidade textural e mineralógica, com grãos de quartzo que não exibem polimento. Ocorrência de filmes de óxido de ferro, marcas de raízes, gretas de dissecação e cimentação carbonática também são observadas nesta associação de fácies.



Figura 13: Foto do afloramento KCN-09, representando a associação de fácies eólica. Essa associação consiste em arenitos muito finos a finos, de coloração arroxeada, exibindo estratificações cruzadas acanaladas com *foresets* de até 2,5 m.

As fácies eólicas ocorrem associadas às fácies lacustre na associação de fácies lacustre e às facies aluviais na associação de fácies aluvial. A intercalação entre as fácies eólicas e lacustres são relacionadas ao avanço de pequenas dunas eólicas em direção às porções mais internas dos ambientes de *playa-lake* durante períodos mais secos. A ocorrência de marcas de raízes, gretas de dissecação e cimentação carbonática indicam exposição subaérea durante períodos mais áridos.

7 - MINERALOGIA DA ROCHA TOTAL E DA FRAÇÃO ARGILA

A composição mineralógica das amostras coletadas em superfície foi determinada por difração de raios X. A Tabela 4 mostra os minerais presentes tanto na constituição total quanto na fração argila (<2 μm).

| Amostra | Mineralogia Amostra Total | Minerais de Argila (<2 μm) |
|-----------|--|--------------------------------------|
| KCN-05.1 | Quartzo, calcita, microclínio | Montmorillonita/Illita |
| KCN-05.2 | Quartzo, dolomita, calcita, microclínio | Paligorsquita/Montmorillonita/Illita |
| KCN-05.3 | Quartzo, calcita, microclínio | Paligorsquita/Illita/Montmorillonita |
| KCN-05.4 | Quartzo, calcita, microclínio | Paligorsquita/Montmorillonita/Illita |
| ATJ-14.2 | Quartzo, microclínio, calcita, hematita | Illita/Montmorillonita |
| ATJ-14.B3 | Quartzo, microclínio, calcita, hematita | Illita/Montmorillonita |
| ATJ-14.B2 | Quartzo, microclínio, albita, calcita, hematita | Illita/Montmorillonita |
| ATJ-14.1 | Quartzo, albita, microclínio, calcita, hematita | Illita/Montmorillonita |
| ATJ-14.C2 | Quartzo, microclínio, albita, dolomita, hematita | Illita/Montmorillonita |
| ATJ-14.C1 | Quartzo, microclínio, albita, calcita | Illita/Montmorillonita |
| KCN-04.1 | Quartzo, microclínio, calcita | Montmorillonita |
| KCN-04.2 | Quartzo, microclínio, calcita, dolomita | Montmorillonita/Illita |
| KCN-04.3 | Quartzo, calcita, microclínio | Illita/Montmorillonita |
| KCN-09 | Quartzo, microclínio, hematita | Illita/Montmorillonita |
| KCN-07.1 | Quartzo, calcita, hematita | Paligorsquita/Illita |
| KCN-07.2 | Quartzo, calcita, microclínio | Montmorillonita/Paligorsquita |
| KCN-07.3 | Quartzo, hematita, microclínio | Paligorsquita/Montmorillonita |
| KCN-07.4 | Quartzo, calcita, microclínio, hematita, albita | Paligorsquita/Illita |
| KCN-08.1 | Quartzo, hematita, microclínio | Illita/Montmorillonita |
| KCN-08.2 | Quartzo, hematita, microclínio | Illita/Montmorillonita |
| KCN-08.3 | Quartzo, hematita, microclínio | Montmorillonita |

Tabela 4: Composição mineralógica das amostras analisadas.

Dentre os minerais presentes na constituição total, foram identificados quartzo, microclínio, calcita, albita, dolomita e hematita. As figuras 14 e 15 apresentam os difratogramas de raios-X para as amostras KCN-07.3 e KCN-08.2, respectivamente. O quartzo (SiO₂) encontra-se presente em todas as amostras analisadas, sendo o principal mineral constituinte das mesmas. A calcita (CaCO₃) ocorre na maioria das amostras analisadas, com exceção das amostras KCN-09, KCN-07.3, KCN-08.1, KCN-08.2 e KCN-08.3, sendo um dos minerais mais frequentes. A dolomita (Ca, Mg(CO₃)₂), por outro lado, ocorre apenas nas amostras KCN-05.2, ATJ-14C2 e KCN-04.2.

Foram também identificados minerais do grupo do feldspato, entre estes o microclínio $(KAlSi_3O_8)$ e a albita $(NaAlSi3O_8)$. O feldspato potássico microclínio consiste no segundo ou terceiro mineral mais presente nas amostras estudadas. A albita corresponde ao feldspato sódico e encontra-se apenas em algumas amostras. O único óxido de ferro presente nas amostras é a hematita (Fe₂O₃), ocorrendo principalmente nas amostras KCN-07.3, KCN-08.1, KCN-08.2 e KCN-08.3.



Figura 14: Difratogramas de raios-X para a amostra KCN-07.3 para a amostra total e em condições natural, glicolada e aquecida para a fração argila.

Os principais minerais de argila identificados foram illita, montmorillonita e paligorsquita. Illita e montmorillonita estão presentes na maioria das amostras, ora com predominância de illita, ora com maiores quantidades de montmorillonita. A paligorsquita associada à cimentação carbonática indica que a formação desse mineral está relacionada a condições climáticas mais secas na bacia deposicional (Paquet, 1983).



Figura 15: Difratogramas de raios-X para a amostra KCN-08.2 para a amostra total e em condições natural, glicolada e aquecida para a fração argila.

8 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DA BACIA BAURU NA ÁREA DE ESTUDO

A partir da utilização de elementos maiores, traços e terras raras e da combinação desses elementos é possível inferir o modo como ocorreram os processos geoquímicos. Para as rochas da Bacia Bauru na área de estudo, os elementos maiores em combinação com os elementos traço, incluindo os elementos terras raras, e a classificação estatística por meio da Análise de Componentes Principais foram utilizados para estudos relacionados à classificação das rochas sedimentares, proveniência, intemperismo e determinação de ambiente tectônico.

8.1 – Elementos Maiores e Menores

Os resultados das análises químicas em rocha total referentes aos elementos maiores e menores são apresentados em termos de suas concentrações significativas em porcentagem de fração em massa dos respectivos óxidos (% peso) na Tabela 5. O ferro total foi expresso em Fe₂O₃.

Em geral, SiO₂ é o constituinte dominante em todas as amostras analisadas (Tabela 5, Figura 16). A fração mais arenosa apresenta valores entre 66 e 78%. Sedimentos mais ricos em argila, como misturas de areia e argila, siltes e argilas, apresentam valores de SiO₂ menores e valores maiores de Al₂O₃, variando de 10 a 15%. De maneira similar a alumina, os conteúdos de Fe₂O₃, MgO, K₂O e TiO₂ e Na₂O também são maiores nesses sedimentos. Os valores de CaO são elevados em amostras que apresentam maior quantidade de calcita e dolomita em sua composição mineralógica, com conteúdo que pode chegar a até 16% (Figura 16). As concentrações de MnO e P_2O_5 são geralmente baixas e não apresentam grandes variações com relação aos tipos de sedimentos examinados.

| Amostra | SiO ₂ | Al_2O_3 | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | TiO ₂ | CaO | Na ₂ O | P_2O_5 | MnO | PF | Soma |
|-----------|------------------|-----------|--------------------------------|------|------------------|------------------|-------|-------------------|----------|------|-------|-------|
| KCN-05.1 | 73,40 | 3,56 | 1,55 | 0,70 | 1,11 | 0,43 | 9,59 | 0,14 | 0,04 | 0,04 | 8,54 | 99,10 |
| KCN-05.2 | 66,16 | 3,13 | 1,56 | 3,09 | 0,89 | 0,41 | 11,45 | 0,10 | 0,05 | 0,07 | 12,50 | 99,40 |
| KCN-05.3 | 81,98 | 3,70 | 2,21 | 1,92 | 0,74 | 0,59 | 3,43 | 0,08 | 0,03 | 0,05 | 4,68 | 99,40 |
| KCN-05.4 | 79,26 | 3,09 | 2,15 | 1,13 | 0,72 | 0,50 | 6,41 | 0,13 | 0,05 | 0,06 | 6,25 | 99,80 |
| ATJ-14.2 | 50,41 | 15,18 | 9,50 | 4,07 | 3,53 | 1,82 | 1,29 | 0,17 | 0,24 | 0,17 | 13,30 | 99,85 |
| ATJ-14.B3 | 58,58 | 12,95 | 8,21 | 2,89 | 3,66 | 1,83 | 0,73 | 0,51 | 0,18 | 0,09 | 10,10 | 99,88 |
| ATJ-14.B2 | 57,22 | 13,39 | 8,20 | 3,10 | 3,52 | 1,74 | 0,97 | 0,42 | 0,19 | 0,09 | 10,70 | 99,72 |
| ATJ-14.1 | 63,34 | 12,11 | 5,25 | 3,22 | 3,44 | 1,05 | 1,42 | 0,47 | 0,07 | 0,07 | 9,30 | 99,91 |
| ATJ-14.C2 | 66,12 | 11,45 | 4,87 | 2,99 | 3,29 | 1,04 | 1,11 | 0,51 | 0,09 | 0,10 | 8,10 | 99,86 |
| ATJ-14.C1 | 64,95 | 11,89 | 4,89 | 3,03 | 3,56 | 1,03 | 1,01 | 0,49 | 0,10 | 0,07 | 8,70 | 99,87 |
| KCN-04.1 | 73,06 | 8,30 | 3,53 | 2,41 | 2,41 | 0,91 | 3,18 | 0,48 | 0,07 | 0,08 | 4,94 | 99,40 |
| KCN-04.2 | 76,18 | 5,93 | 2,67 | 2,45 | 1,71 | 0,68 | 3,78 | 0,33 | 0,07 | 0,09 | 5,22 | 99,10 |
| KCN-04.3 | 67,78 | 6,39 | 3,52 | 1,86 | 1,84 | 0,64 | 8,48 | 0,21 | 0,09 | 0,07 | 8,38 | 99,20 |
| KCN-09 | 84,27 | 5,35 | 5,67 | 0,52 | 0,43 | 0,45 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,14 | 2,37 | 99,30 |
| KCN-07.1 | 78,42 | 1,54 | 1,04 | 2,51 | 0,06 | 0,31 | 7,55 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 8,34 | 99,80 |
| KCN-07.2 | 59,79 | 3,52 | 2,12 | 1,65 | 0,95 | 0,72 | 16,21 | 0,02 | 0,07 | 0,04 | 14,80 | 99,80 |
| KCN-07.3 | 83,89 | 3,61 | 2,97 | 3,33 | 0,56 | 0,84 | 0,23 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 3,93 | 99,50 |
| KCN-07.4 | 80,55 | 4,85 | 4,05 | 2,43 | 1,61 | 1,39 | 1,62 | 0,27 | 0,08 | 0,05 | 2,91 | 99,80 |
| KCN-08.1 | 69,48 | 11,10 | 7,29 | 2,08 | 2,52 | 1,98 | 0,31 | 0,17 | 0,10 | 0,23 | 4,13 | 99,40 |
| KCN-08.2 | 67,69 | 10,84 | 8,03 | 2,47 | 2,73 | 2,47 | 0,40 | 0,16 | 0,14 | 0,16 | 4,04 | 99,10 |
| KCN-08.3 | 79,63 | 6,22 | 5,77 | 1,09 | 1,42 | 2,23 | 0,20 | 0,07 | 0,06 | 0,14 | 2,41 | 99,20 |

Tabela 5: Composição química para os elementos maiores da Bacia Bauru na área de estudo. Os valores estão expressos em porcentagem (%) e o ferro total expresso em Fe_2O_3 .

Com relação a razões entre a composição dos elementos maiores, as amostras que apresentam maior fração arenítica são caracterizadas por baixas razões Al_2O_3/SiO_2 (Figura 16). Razões elevadas para K_2O/Na_2O (valores maiores que 3) tanto para as frações mais arenosas quanto para as amostras que apresentam maior conteúdo em argila, evidenciam a predominância de feldspato potássico sobre plagioclásio, como já observadas na análise mineralógica por difratometria de raios X. Os valores para Fe₂O_{3total}+MgO são basicamente maiores para as frações sedimentares mais finas.



Figura 16: Perfil geoquímico dos elementos maiores SiO₂, Al₂O₃ e CaO, para as razões Al₂O₃/SiO₂, K₂O/Na₂O e para Fe₂O_{3total}+MgO para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo com relação à unidade. Neste perfil é possível observar as variações elementares de acordo com os litotipos analisados.

Uma das formas mais utilizadas de representação gráfica de dados geoquímicos é através de diagramas binários. Nestes diagramas analisa-se o comportamento de um elemento ou óxido em função do SiO₂, permitindo observar correlações positivas ou negativas entre elementos ou óxidos. Esses diagramas, criados por Harker em 1909, são uma indicação geral do grau de maturidade química dos sedimentos e rochas sedimentares. Os diagramas de Harker para as amostras coletadas na área de estudo são apresentados na Figura 17.



Figura 17: Diagramas de Harker de elementos maiores com relação ao SiO₂ para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo.

Os diagramas de Harker mostram que embora seja possível observar que para algumas amostras ocorre aumento ou a abundância dos elementos se mantem estável com o aumento da abundância de SiO₂, de maneira geral uma diminuição da abundância de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, TiO₂, CaO, Na₂O, P₂O₅ e MnO conforme aumenta a abundância de SiO₂. Essa tendência composicional é evidenciada pela reta de ajuste linear dos diagramas que indicam correlação negativa entre os elementos analisados e o SiO₂.

As correlações negativas obtidas para os elementos maiores e menores em relação ao SiO_2 pelo diagrama de Harker são confirmados a partir da Matriz de Correlação para os elementos maiores e menores (Tabela 6). Neste trabalho coeficientes de correlação positivos ou negativos maiores que r= 0,70 são considerados fortes, coeficientes entre r= 0,30 a 0,70 moderados e coeficientes positivos ou negativos menores que r= 0,30 serão considerados fracos. A matriz de correlação considerando todos os elementos analisados está no Anexo A.

Tabela 6: Matriz de correlação para os elementos maiores e menores da Bacia Bauru na área de estudo. Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r= 0,70).

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | TiO ₂ | CaO | Na ₂ O | P_2O_5 | MnO |
|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------------------|------------------|-------|-------------------|----------|------|
| SiO ₂ | 1,00 | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | -0,73 | 1,00 | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -0,59 | 0,89 | 1,00 | | | | | | | |
| MgO | -0,53 | 0,56 | 0,41 | 1,00 | | | | | | |
| K ₂ O | -0,75 | 0,96 | 0,77 | 0,58 | 1,00 | | | | | |
| TiO ₂ | -0,52 | 0,77 | 0,88 | 0,45 | 0,72 | 1,00 | | | | |
| CaO | -0,07 | -0,61 | -0,67 | -0,35 | -0,51 | -0,57 | 1,00 | | | |
| Na ₂ O | -0,43 | 0,69 | 0,39 | 0,42 | 0,82 | 0,34 | -0,44 | 1,00 | | |
| P_2O_5 | -0,78 | 0,82 | 0,86 | 0,59 | 0,77 | 0,79 | -0,39 | 0,40 | 1,00 | |
| MnO | -0,33 | 0,62 | 0,75 | 0,09 | 0,46 | 0,67 | -0,49 | 0,09 | 0,51 | 1,00 |

Correlações negativas fortes são obtidas entre SiO₂ e P₂O₅ (r= -0,78), SiO₂ e K₂O (r= -0,75) e SiO₂ e Al₂O₃ (r= -0,73). Observa-se também por meio desta tabela que o Al₂O₃ apresenta fortes correlações positivas com Fe₂O₃, K₂O, TiO₂ e P₂O₅, enquanto que o Fe₂O₃ está fortemente correlacionado com K₂O, TiO₂, P₂O₅ e MnO. Esses valores apontam para uma maior concentração de argilominerais e de feldspato potássico nas amostras analisadas, confirmando os dados obtidos através da difratometria de raios X. As correlações negativas entre o CaO e os demais elementos variando de moderada a fraca sugerem que este elemento está preferencialmente acumulado no cimento carbonático formado posteriormente à deposição.

8.1.1- Classificação Sedimentar

A geoquímica das rochas sedimentares siliciclásticas também pode ser aplicada para classificar os depósitos sedimentares. As amostras coletadas em campo foram classificadas em arenitos ferruginosos, folhelhos, grauvacas, litoarenitos e sublitoarenitos (Figura 18, Tabela 7), por meio do diagrama de classificação geoquímica de Herron (1988).

Este diagrama de classificação geoquímica, também chamado *SandClass-System* foi desenvolvido para distinguir variações súbitas nas classes composicionais de arenitos por meio de dados geoquímicos relativos aos elementos maiores dos principais tipos de rochas sedimentares siliciclásticas. Essa diferenciação é devida as grandes variações nas razões Fe₂O₃/K₂O e SiO₂/Al₂O₃ entre essas amostras.



Figura 18: Classificação química das rochas da Bacia Bauru na área de estudo por meio do diagrama de Herron (1988).

O enriquecimento de SiO₂ sobre Al₂O₃ indica maior maturidade do arenito, reflexo dos processos intempéricos e de transporte. Por outro lado, maiores concentrações de Al₂O₃ indicam menor maturidade composicional e formação de argilas (Lindsey, 1999). A abundância de elementos alcalinos como o K₂O reflete a abundância de feldspatos nas amostras e caracterizam a ocorrência de arenitos mais imaturos como arcósios, subarcósios e grauvacas. Valores elevados de Al₂O₃ combinados com valores elevados de K₂O indicam a ocorrência de folhelhos. Amostras que apresentam valores intermediários das razões Fe₂O₃/K₂O e SiO₂/Al₂O₃ são classificados como litoarenitos e sublitoarenitos.

A concentração de Fe_2O_3 é derivada da concentração e preservação de minerais ferromagnesianos como micas, illita e magnetita e de seus produtos de alteração como clorita, hematita e minerais de argila. Arenitos que contém illita em sua matriz argilosa tendem a ser mais ferruginosos do que os demais arenitos.

De acordo com o critério de classificação de Herron (1988), as amostras classificadas como arenitos ferruginosos, litoarenitos e sublitoarenitos são enriquecidas em quartzo e empobrecidas em Al₂O₃, K₂O e TiO₂, comparadas com grauvacas e folhelhos. As concentrações médias dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os terras raras das amostras da Bacia Bauru na área de estudo, agrupadas de acordo com o *SandClass-System* são dadas na Tabela 7. Nesta tabela também são inseridos os valores do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (Post-Archean Australian Shale – PAAS), de Taylor & McLennan (1985), representativos da composição média da Crosta Continental Superior. **Tabela 7:** Valores médios da composição química das amostras agrupadas de acordo com o *SandClass-System* (Herron, 1988) e os valores do PAAS (Taylor & McLennan, 1985). Elementos maiores estão em porcentagem em peso e elementos traço e terras raras em $\mu g/g$.

| | Arenitos | Folhelhos (n=3) | Grauvaca | Litoarenito (n=5) | Sublitoarenito (n=4) | PAAS |
|--------------------------------|------------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------------------------|-------|
| | Ferruginosos | | (n=5) | | | |
| | (n=4) | | | | | |
| SiO | 81 55+1 48 | 55 40+2 53 | 66 32+1 06 | 71 47+3 50 | 75 20+3 50 | 62.80 |
| | 4 18+1 03 | 13 8/1+0 68 | 11 48+0 24 | 5 80+0 80 | 3 37+0 15 | 18.90 |
| Fa () | 3 86+1 1/ | 8 64+0 43 | 6.07±0.66 | 3 18+0 34 | 1 87+0 18 | 7.40 |
| | 1 86+0 64 | 3 35+0 36 | 2.76 ± 0.21 | 2 16+0 17 | 1,37±0,13 | 2 20 |
| K.O | 0.62+0.29 | 3,55±0,50 | 3 11+0 20 | 1 70+0 23 | 0.87+0.09 | 3 70 |
| K ₂ O | 0.02±0.22 | 1 80+0 03 | 1 51±0,20 | 0.87+0.14 | 0.48+0.04 | 1.00 |
| | 2 00+1 85 | 1,00±0,05 | 0.85 ± 0.21 | 6 65+2 65 | 7 72+1 77 | 1 300 |
| | 0.04+0.01 | 0.37+0.10 | $0,05\pm0,21$ | 0.26+0.08 | 0.11+0.01 | 1,500 |
| | 0,04±0,01 | 0,37±0,10 | $0,30\pm0,00$ | 0,20±0,00 | 0,11±0,01 | 0.160 |
| $\Gamma_2 O_5$ MpO | $0,03\pm0,01$ | $0,20\pm0,02$ | $0,10\pm0,01$ | $0,08\pm0,00$ | 0,04±0,01 | 0,100 |
| DE | $0,08\pm0,03$ | $0,12\pm0,03$ | $0,12\pm0,03$ | 0,00±0,01 | 0,00±0,01 | 6.00 |
| PT Dh | 4,20±1,41 | 07 53±2 78 | 0,05±1,15 | 7,23±2,00 | 7,99±1,70 | 160.0 |
| KU Co | 0.45+0.16 | 2 20+0 22 | 2 68+0 20 | 1 14+0 20 | 0.42+0.02 | 15.0 |
| CS Do | 0,45±0,10 | 541 22±222 61 | 2,00±0,39 | 1,14±0,20 | 199 70+14 92 | 650.0 |
| Da Sn | $210,13\pm70,03$ | 104.67 ± 1.67 | $304,02\pm40,19$ | 340,00±29,30 | $100,70\pm14,03$ 254 35±60 40 | 200.0 |
| 51 Th | 200 ± 0.04 | 10.70±0.50 | 7 54+0 72 | 7.06+2.12 | 254,55±09,49 | 200,0 |
| | $2,90\pm0,94$ | $10,70\pm0,30$ | $1,34\pm0,72$ | 7,00±2,15 | 5,55±0,54 | 14,0 |
| 0 7- | 108 10+27 62 | $1,27\pm0,09$ | $1,24\pm0,12$ | $0,02\pm0,03$ | 160 65+17 44 | 210.0 |
| | 5.02 ± 1.05 | 7 22+0 42 | 323,04±20,23 | 230,90±19,01 | 109,03±17,44 | 210,0 |
| ПI V | 10 52 15 47 | 7,55±0,45 | 7,94±0,46 | $0,02\pm0,00$ | 4,00±0,00 | 3,0 |
| I NH | 12,35±3,47 | 22,33±2,33 | 20,90±5,20 | $14,74\pm2,10$ | 15,26±0,87 | 27,0 |
| ND Cr | 18,05±8,98 | $39,33\pm 2,03$ | 57,80±4,52 | $20,20\pm 2,15$ | 121 80+22 24 | 110.0 |
| Cr | 1/4,/3±4/,49 | 245,55±56,44 | $230,80\pm 28,23$ | 137,74±18,71 | 121,60±22,54 | 22.0 |
| | 9,33±3,40 | 120,40±80,03 | $04,34\pm11,84$ | 8,00±1,20 | 5,75±0,28 | 25,0 |
| NI V | 20,38±8,58 | 109,33±3,84 | $60,70\pm18,14$ | 22,36±3,66 | 9,10±0,79 | 55,0 |
| V C | $63,30\pm 26,84$ | 1/5,33±8,29 | $126,28\pm14,46$ | $50,70\pm6,13$ | 31,/5±6,0/ | 150,0 |
| SC | 10,05±3,00 | 14,00±1,55 | 12,84±1,41 | 9,80±1,58 | 0,20±0,84 | 10,0 |
| Cu | 9,05±4,59 | 4/,0/±0,4/ | 33,00±7,72 | 13,98±2,55 | 4,40±0,52 | 30,0 |
| | 17,90±4,30 | 55,17±2,82 | 46,70±6,91 | 23,92±2,04 | 17,25±2,82 | 38,0 |
| Ce | 36,73±14,39 | 104,70±10,39 | 84,88±14,55 | 51,/6±10,43 | 26,63±3,30 | 80,0 |
| Pr | 4,20±0,97 | 12,63±0,98 | 10,98±2,56 | 5,06±0,22 | 3,80±0,58 | 8,9 |
| Na | 16,03±3,51 | 47,80±3,48 | 41,54±11,94 | 19,30±1,04 | 14,/8±2,34 | 32,0 |
| Sm | 2,78±0,54 | 7,83±0,54 | 7,12±1,96 | 3,32±0,24 | 2,68±0,39 | 5,6 |
| Eu | 0,68±0,17 | 2,00±0,25 | 1,72±0,57 | 0,78±0,10 | 0,58±0,10 | 1,1 |
| Ga | 2,53±0,60 | 6,40±0,75 | 5,74±1,50 | 2,98±0,33 | 2,55±0,32 | 4,7 |
| 1D D | 0,40±0,12 | 0,8/±0,12 | 0,80±0,19 | 0,44±0,05 | 0,38±0,05 | 0,8 |
| Dy | 2,55±0,99 | 4,50±0,42 | 4,42±0,95 | 2,80±0,36 | 2,50±0,19 | 4,4 |
| Ho | 0,50±0,21 | 0,83±0,09 | 0,82±0,15 | 0,54±0,08 | 0,50±0,04 | 1,0 |
| Er | 1,55±0,72 | 2,37±0,20 | 2,30±0,38 | 1,68±0,21 | 1,50±0,11 | 2,9 |
| 1m | 0,23±0,09 | 0,37±0,07 | 0,32±0,05 | 0,22±0,04 | 0,20±0,00 | 0,4 |
| Yb | 1,60±0,77 | 2,30±0,20 | 2,32±0,24 | 1,76±0,18 | 1,53±0,11 | 2,8 |
| Lu | $0,23\pm0,09$ | $0,33\pm0,03$ | $0,32\pm0,02$ | $0,24\pm0,04$ | $0,23\pm0,03$ | 0,4 |
8.2 – Elementos traço

Os resultados das análises químicas em rocha total referentes aos elementos traço são apresentados em termos de suas concentrações significativas em $\mu g/g$ na Tabela 8. Juntamente com os valores dos elementos traço estão os valores do PAAS. Os valores médios dos elementos traço, para as amostras agrupadas de acordo com o *SandClass-System* (Herron, 1988) já foram apresentados anteriormente na Tabela 7 e serão discutidos nesta seção.

A distribuição dos elementos traço da Bacia Bauru na área de estudo foi analisada por meio de um diagrama multielementar. Os gráficos das figuras 19 a 22 comparam valores para os elementos traço de cada uma das amostras com relação aos valores do PAAS.

| Amostra | Rb | Cs | Ва | Sr | Th | U | Zr | Hf | Y | Nb | Cr | Со | Ni | V | Sc | Cu |
|-----------|-------|------|-------|-------|------|-----|-------|-----|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| KCN-05.1 | 29,9 | 0,5 | 218,6 | 311,2 | 4,2 | 0,6 | 198,2 | 5,4 | 13,4 | 7,3 | 179,5 | 3,0 | 8,7 | 21,0 | 4,9 | 4,7 |
| KCN-05.2 | 23,2 | 0,4 | 209,6 | 422,2 | 3,8 | 0,5 | 151,0 | 4,0 | 14,7 | 6,6 | 114,1 | 4,2 | 11,4 | 28,4 | 7,8 | 4,2 |
| KCN-05.3 | 19,8 | 0,4 | 160,4 | 116,5 | 2,6 | 0,5 | 199,6 | 5,5 | 14,2 | 8,3 | 122,8 | 3,6 | 8,5 | 28,4 | 7,5 | 3,1 |
| KCN-05.4 | 21,2 | 0,4 | 166,2 | 167,5 | 3,5 | 0,5 | 129,8 | 3,5 | 10,8 | 8,1 | 70,8 | 4,1 | 7,8 | 49,2 | 4,6 | 5,6 |
| ATJ-14.2 | 103,1 | 3,6 | 786,0 | 198,0 | 9,7 | 1,1 | 239,3 | 6,6 | 23,0 | 43,0 | 170,0 | 41,0 | 115,0 | 186,0 | 17,0 | 60,6 |
| ATJ-14.B3 | 94,8 | 3,2 | 743,0 | 193,0 | 11,3 | 1,3 | 283,0 | 7,3 | 26,0 | 36,0 | 300,0 | 39,7 | 111,0 | 181,0 | 13,0 | 41,0 |
| ATJ-14.B2 | 94,7 | 2,8 | 94,7 | 193,0 | 11,1 | 1,4 | 258,3 | 8,1 | 18,0 | 39,0 | 260,0 | 280,5 | 102,0 | 159,0 | 12,0 | 41,4 |
| ATJ-14.1 | 103,9 | 3,6 | 606,0 | 163,0 | 6,1 | 1,4 | 313,9 | 7,2 | 13,0 | 28,0 | 200,0 | 45,1 | 30,0 | 99,0 | 10,0 | 26,5 |
| ATJ-14.C2 | 94,6 | 3,1 | 626,0 | 153,0 | 8,2 | 1,5 | 372,2 | 9,5 | 19,0 | 29,0 | 270,0 | 103,3 | 36,0 | 90,0 | 12,0 | 22,7 |
| ATJ-14.C1 | 101,6 | 3,2 | 609,0 | 151,0 | 9,8 | 1,4 | 360,7 | 7,7 | 19,0 | 36,0 | 280,0 | 73,3 | 28,0 | 168,0 | 10,0 | 21,6 |
| KCN-04.1 | 70,2 | 1,7 | 441,9 | 239,1 | 5,9 | 1,0 | 309,6 | 8,1 | 14,4 | 21,8 | 124,8 | 8,4 | 19,8 | 50,6 | 11,9 | 18,1 |
| KCN-04.2 | 50,4 | 1,0 | 340,3 | 399,0 | 4,3 | 0,8 | 253,7 | 6,7 | 13,4 | 14,7 | 94,9 | 7,0 | 15,1 | 37,8 | 14,2 | 12,4 |
| KCN-04.3 | 60,0 | 1,5 | 269,3 | 344,9 | 15,5 | 0,7 | 196,2 | 5,3 | 21,1 | 15,9 | 110,2 | 8,1 | 26,1 | 50,8 | 8,1 | 19,6 |
| KCN-09 | 11,6 | 0,3 | 270,7 | 14,2 | 1,2 | 0,3 | 231,2 | 5,7 | 27,9 | 8,2 | 144,1 | 7,5 | 6,6 | 61,0 | 11,9 | 3,0 |
| KCN-07.1 | 2,8 | 0,1 | 54,8 | 151,9 | 1,6 | 0,6 | 129,5 | 3,1 | 5,0 | 7,2 | 141,8 | 3,0 | 7,1 | 12,0 | 3,9 | 4,3 |
| KCN-07.2 | 33,7 | 0,7 | 313,3 | 853,6 | 4,6 | 0,8 | 243,6 | 6,3 | 16,6 | 23,2 | 159,8 | 4,5 | 16,0 | 41,3 | 6,7 | 5,1 |
| KCN-07.3 | 20,9 | 0,6 | 133,8 | 27,5 | 3,5 | 0,4 | 143,2 | 3,6 | 4,4 | 14,0 | 99,2 | 8,3 | 25,2 | 42,3 | 8,6 | 8,3 |
| KCN-07.4 | 41,5 | 0,8 | 379,6 | 116,4 | 5,0 | 0,8 | 291,8 | 7,7 | 8,2 | 25,7 | 199,0 | 12,3 | 34,8 | 73,0 | 8,4 | 14,7 |
| KCN-08.1 | 78,8 | 1,8 | 601,5 | 100,2 | 7,7 | 0,9 | 257,6 | 6,8 | 21,3 | 45,2 | 190,2 | 64,6 | 98,4 | 128,7 | 17,0 | 47,1 |
| KCN-08.2 | 50,4 | 1,7 | 380,6 | 128,0 | 5,9 | 1,0 | 320,8 | 8,5 | 32,5 | 51,1 | 343,8 | 35,4 | 111,1 | 145,7 | 15,2 | 60,4 |
| KCN-08.3 | 42,8 | 0,8 | 413,2 | 59,7 | 5,3 | 0,8 | 288,5 | 7,7 | 12,8 | 45,2 | 313,8 | 19,3 | 42,6 | 137,9 | 18,2 | 23,0 |
| PAAS | 160,0 | 15,0 | 650,0 | 200,0 | 14,6 | 3,1 | 210,0 | 5,0 | 27,0 | 19,0 | 110,0 | 23,0 | 55,0 | 150,0 | 16,0 | 50,0 |

Tabela 8: Composição química para os elementos traço da Bacia Bauru na área de estudo e valores do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS – Taylor & McLennan, 1985). Os valores estão expressos em µg/g.

8.2.1 - Elementos litófilos de grande raio iônico: Rb, Cs, Ba, Sr, Th e U

Em comparação com os valores do PAAS (Figura 19), as amostras apresentam diferentes quantidades de elementos litófilos de grande raio iônico (*Large ion lithophile elements* – LILE) com relação aos grupos sedimentares.

Em geral, ao comparar com os valores do PAAS nota-se um empobrecimento em Rb para todas as amostras. Amostras correspondentes aos sedimentos de granulometria mais fina como argilitos e siltitos apresentam menor empobrecimento em Rb, em comparação com sedimentos que por meio do diagrama de classificação geoquímica de Herron (1988) foram classificados como litoarenitos, sublitoarenitos arenitos ferruginosos. O Rb é um elemento traço que apresenta fortes correlações positivas os elementos Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, Na₂O e com os elementos traço Cs, Ba, Th, U, Zr, Hf, Nb, V e Cu, como é possível observar na matriz de correlação entre elementos maiores e traços da Tabela 9.

O número total de análises mostra que as rochas sedimentares da Bacia Bauru na área de estudo são empobrecidos em Cs com relação aos valores do PAAS. O Cs apresenta coeficientes de correlação fortes com os elementos maiores Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O e P_2O_5 e com os elementos traço Rb, Ba, Th, U, Zr, Nb, V e Cu.



Figura 19: Diagrama elementar comparando as concentrações dos elementos litófilos de grande raio iônico com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo.

Nota-se pela Tabela 9 e pelo diagrama comparando as concentrações dos elementos litófilos de grande raio iônico com os valores do PAAS (Figura 19) que as amostras que apresentam granulometria mais fina e são classificadas como folhelhos e grauvacas (ATJ-14.2, ATJ-14.B3, ATJ-14.B2, ATJ-14.1, ATJ-14.C2 e ATJ-14.C1) apresentam valores de Ba similares ao da Crosta

Continental Superior. Por outro lado, amostras classificadas como arenitos são claramente empobrecidas neste elemento. O Ba apresenta correlações fortes com os elementos maiores Al₂O3 e K₂O com os elementos traço Rb, Cs, Zr e V.

O Rb tende a ser incorporado em minerais de argila por adsorção e troca catiônica devido a condições intempéricas mais intensas na área-fonte (Nesbitt *et al.*, 1980). Como o Rb apresenta mobilidade menor que o K (Garrels & Christ, 1965), este elemento tende a estar preferencialmente retido na illita e nos K-feldspatos. Os K-feldspatos são conhecidos por ter mais Rb e Cs em sua composição do que outros silicatos (Middelburg *et al.*, 1988). O Ba reside preferencialmente no K-feldspato e seu empobrecimento é devido à destruição progressiva do K-feldspato durante o intemperismo da área fonte e da ocorrência de processos pós-deposicionais como a recristalização de argilas. Coeficientes de correlação fortes entre Rb:K₂O (r= 0,97), Ba:K₂O (r=0,77), Cs:K₂O (0,96), Rb:Ba (0,79), Rb:Cs (0,97) e Ba:Cs (0,79) corroboram a ocorrência de minerais ricos em K e fases illíticas controlando a abundância desses elementos (Garrels & Christ, 1965; Nesbitt *et al.*, 1980; Feng & Kerrich, 1990), o que é consistente com a mineralogia obtida pela análises de DRX.

O estrôncio (Sr) é um elemento com forte coeficiente de correlação positivo com o CaO (r= 0,98; Tabela 9) e ocorre enriquecido com relação ao PAAS em amostras correspondentes litoarenitos e sublitoarenitos, indicando que sua distribuição é controlada principalmente pela ocorrência de carbonatos pós-deposicionais.

As concentrações do tório (Th) são enriquecidas com relação ao PAAS apenas para uma amostra (KCN-04.3), classificada como litoarenito. Nas demais amostras analisadas observa-se um empobrecimento neste elemento com relação aos valores padrões para a crosta continental intemperizada. O Th apresenta fortes correlações com o K_2O e com os elementos traço Rb e Cs.

O U, por sua vez ocorre empobrecido em todas as amostras analisadas com relação ao PAAS e apresenta fortes correlações com os elementos maiores Al₂O₃, K₂O e Na₂O e os traços, Rb, Cs, Zr, Hf, Nb, Cr e V, tendo sua ocorrência controlada pelas fases silicática e pelos argilominerais.

| | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | TiO ₂ | CaO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | Rb | Cs | Ba | Sr | Th | U | Zr | Hf | Y | Nb | Cr | Со | Ni | V | Sc | Cu |
|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|-------|-------------------|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|----|
| Al ₂ O ₃ | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,89 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | 0,96 | 0,77 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0,77 | 0,88 | 0,72 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | -0,61 | -0,67 | -0,51 | -0,57 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | 0,69 | 0,39 | 0,82 | 0,34 | -0,44 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P_2O_5 | 0,82 | 0,86 | 0,77 | 0,79 | -0,39 | 0,40 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 0,94 | 0,71 | 0,98 | 0,61 | -0,46 | 0,82 | 0,72 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cs | 0,95 | 0,74 | 0,96 | 0,61 | -0,50 | 0,77 | 0,74 | 0,97 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 0,77 | 0,63 | 0,77 | 0,55 | -0,42 | 0,59 | 0,56 | 0,79 | 0,79 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | |
| Sr | -0,25 | -0,35 | -0,14 | -0,26 | 0,84 | -0,13 | -0,07 | -0,09 | -0,16 | -0,09 | 1,00 | | | | | | | | | | | | |
| Th | 0,68 | 0,55 | 0,73 | 0,48 | -0,18 | 0,56 | 0,68 | 0,76 | 0,70 | 0,48 | 0,06 | 1,00 | | | | | | | | | | | |
| U | 0,86 | 0,60 | 0,94 | 0,58 | -0,39 | 0,86 | 0,63 | 0,92 | 0,92 | 0,68 | -0,03 | 0,63 | 1,00 | | | | | | | | | | |
| Zr | 0,71 | 0,52 | 0,78 | 0,54 | -0,47 | 0,76 | 0,37 | 0,74 | 0,70 | 0,70 | -0,08 | 0,40 | 0,81 | 1,00 | | | | | | | | | |
| Hf | 0,74 | 0,61 | 0,79 | 0,64 | -0,46 | 0,74 | 0,49 | 0,73 | 0,68 | 0,62 | -0,05 | 0,45 | 0,80 | 0,95 | 1,00 | | | | | | | | |
| Y | 0,59 | 0,71 | 0,49 | 0,57 | -0,28 | 0,17 | 0,52 | 0,39 | 0,42 | 0,48 | -0,04 | 0,43 | 0,31 | 0,47 | 0,51 | 1,00 | | | | | | | |
| Nb | 0,86 | 0,86 | 0,83 | 0,95 | -0,51 | 0,46 | 0,79 | 0,76 | 0,75 | 0,67 | -0,14 | 0,57 | 0,74 | 0,68 | 0,72 | 0,58 | 1,00 | | | | | | |
| Cr | 0,69 | 0,66 | 0,71 | 0,73 | -0,43 | 0,52 | 0,55 | 0,59 | 0,63 | 0,50 | -0,19 | 0,42 | 0,74 | 0,73 | 0,73 | 0,57 | 0,77 | 1,00 | | | | | |
| Со | 0,61 | 0,55 | 0,60 | 0,46 | -0,37 | 0,48 | 0,56 | 0,57 | 0,55 | 0,06 | -0,16 | 0,48 | 0,64 | 0,36 | 0,50 | 0,20 | 0,52 | 0,52 | 1,00 | | | | |
| Ni | 0,79 | 0,91 | 0,71 | 0,94 | -0,49 | 0,29 | 0,90 | 0,62 | 0,63 | 0,53 | -0,21 | 0,56 | 0,55 | 0,37 | 0,50 | 0,60 | 0,88 | 0,66 | 0,52 | 1,00 | | | |
| V | 0,92 | 0,92 | 0,86 | 0,84 | -0,59 | 0,52 | 0,88 | 0,80 | 0,83 | 0,70 | -0,27 | 0,63 | 0,73 | 0,59 | 0,60 | 0,62 | 0,89 | 0,75 | 0,57 | 0,86 | 1,00 | | |
| Sc | 0,77 | 0,82 | 0,66 | 0,76 | -0,64 | 0,37 | 0,66 | 0,62 | 0,59 | 0,66 | -0,23 | 0,38 | 0,47 | 0,56 | 0,63 | 0,65 | 0,76 | 0,43 | 0,33 | 0,74 | 0,70 | 1,00 | |
| Cu | 0,86 | 0,91 | 0,78 | 0,94 | -0,52 | 0,36 | 0,87 | 0,71 | 0,72 | 0,62 | -0,23 | 0,59 | 0,62 | 0,48 | 0,57 | 0,63 | 0,93 | 0,65 | 0,46 | 0,95 | 0,87 | 0,80 | 1 |

Tabela 9: Matriz de correlação para os elementos maiores selecionados e para os elementos traço da Bacia Bauru na área de estudo. Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r= 0,70).

8.2.2 - Elementos traço de alto potencial iônico: Zr, Hf, Y e Ni

Ao comparar os valores dos Elementos Traço de Alto Potencial Iônico (*High Field Strength Elements* – HFSE) com os valores do PAAS (Figura 20) é possível observar o seguinte padrão na distribuição desses elementos:

De maneira geral, as rochas do Grupo Bauru são enriquecidas no conteúdo em Zr $(246,27\pm15,65 \ \mu g/g)$ com relação aos valores do PAAS $(210 \ \mu g/g)$; embora as concentrações possam variar de 129,50 $\ \mu g/g$, denotando um empobrecimento com relação aos valores de referência, a até 372,20 $\ \mu g/g$. Zr e Hf apresentam coeficientes de correlação fortes entre si (r= 0,97), indicando que ambos se comportam similarmente e assinalando que a ocorrência desses elementos pode ser controlada pela abundância em zircão. Além do Hf, o Zr também apresenta coeficientes de correlação fortes com os elementos maiores Al₂O, K₂O e Na₂O, com os traços Rb, Cs, Ba, e Nb.



Figura 20: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos traço de alto potencial iônico com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo.

Com exceção das amostras KCN-09 e KCN-08.2, todas as demais amostras são empobrecidas em Y com relação ao PAAS, e a única correlação forte existente para esse elemento é com o Fe_2O_3 . É possível observar que tanto as amostras enriquecidas em Y com relação ao PAAS, quanto as amostras levemente empobrecidas neste elemento com relação ao padrão dos folhelhos pós-arqueanos apresentam hematita em sua composição mineralógica.

Amostras classificadas como folhelhos e grauvacas apresentam, de forma geral, valores de Nb enriquecidos com relação ao PAAS, enquanto que arenitos ferruginosos e litoarenitos apresentam, de maneira geral, valores médios de Nb similares ao PAAS. O nióbio apresenta correlações fortes com Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, TiO₂, P₂O₅ e com os elementos traço Cs, Ba, U, Hf, Cr, Ni, V, Sc e Cu, indicando que a distribuição deste elemento é controlada principalmente pela ocorrência de filossilicatos e minerais de argila.

8.2.3- Elementos traço de transição: Cr, Co, Ni, V, Sc e Cu

A concentração dos elementos traço de transição (*Transition Trace Elements*, TTE) é variável nas amostras da Bacia Bauru para a área de estudo com relação aos valores do PAAS (Figura 21). Os valores de Cr nas amostras analisadas tende a ser enriquecido com relação aos valores do PAAS (~1,6 x PAAS). O crômio é um elemento que, de acordo com a matriz de correlação da Tabela 9, apresenta correlações fortes com o K_2O e TiO₂.

De maneira geral, rochas sedimentares geoquímicamente classificadas como litoarenito, sublitoarenito e arenito ferruginoso tendem a ser empobrecidas em Co, enquanto as rochas de granulometria mais fina, como as classificadas como folhelhos e grauvacas são claramente enriquecidas. Nota-se também um enriquecimento extremo em Co relativo aos do PAAS para uma amostra classificada geoquímicamente como folhelho (ATJ-14.B2), com valores de 12 x PAAS. Entretanto, observa-se pela matriz de correlação que o Co apresenta apenas correlações moderadas a fracas com os demais elementos.



Figura 21: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos traço de transição com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo.

Enquanto as amostras classificadas como arenitos são claramente empobrecidos em Ni com relação ao padrão da Crosta Continental Superior, os folhelhos e grauvacas apresentam valores de 2 x PAAS. Padrão similar é observado para as concentrações de V e Sc. As quantidades de Cu variam de empobrecido (0,7 x PAAS) a enriquecido (2,1 x PAAS); para arenitos, as concentrações de Cu variam de levemente a fortemente empobrecidos.

Ni, V, Sc e Cu apresentam coeficientes de correlação forte em relação ao Al₂O₃ (r= 0,79, r= 0,92, r= 0,77 e r= 0,86, respectivamente), indicando que esses elementos são principalmente concentrados em minerais filossilicáticos e minerais de argila. Correlações significantes desses elementos com Fe₂O₃ e K₂O (Tabela 9) também apontam em direção a um controle filossilicático da mineralogia dessas amostras.

8.2.4 – Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras (ETR) correspondem aos elementos lantanídeos, do La ao Lu na tabela periódica, os quais são divididos em elementos terras raras leves (ETRL: La ao Sm) e elementos terras raras pesados (ETRP: Gd ao Lu). Os elementos terras raras geralmente são

quimicamente imóveis, de forma que os valores médios dos ETR das rochas fontes são quantitativamente transferidos para os sedimentos siliciclásticos durante a erosão e a sedimentação, refletindo assim as composições médias da Crosta Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989; Fralick & Kronberg, 1997). Processos pós-deposicionais como a diagênese não afetam de maneira significativa os valores dos ETR das rochas fontes (McLennan, 1989; McLennan *et al.*, 1993).

Os resultados das análises químicas em rocha total referentes aos elementos terras raras para as rochas da Bacia Bauru na área de estudo são apresentados em termos de suas concentrações significativas em $\mu g/g$, juntamente aos valores do PAAS na Tabela 10. Os valores médios dos ETR, para as amostras agrupadas de acordo com o *SandClass-System* (Herron, 1988) já foram apresentados anteriormente na Tabela 7 e serão discutidos nesta seção.

Tabela 10: Composição química para os elementos terras raras da Bacia Bauru na área de estudo e valores do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS – Taylor & McLennan, 1985). Os valores estão expressos em µg/g.

| Amostra | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Σ ΕΤR |
|-----------|------|-------|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|
| KCN-05.1 | 2,9 | 28,1 | 4,8 | 18,8 | 3,3 | 0,7 | 3,0 | 0,4 | 2,6 | 0,5 | 1,5 | 0,2 | 1,4 | 0,2 | 88,5 |
| KCN-05.2 | 21,3 | 35,2 | 4,8 | 18,8 | 3,4 | 0,8 | 3,2 | 0,5 | 2,9 | 0,6 | 1,6 | 0,2 | 1,6 | 0,2 | 95,1 |
| KCN-05.3 | 12,0 | 20,1 | 2,6 | 10,0 | 1,9 | 0,4 | 2,0 | 0,3 | 2,5 | 0,5 | 1,7 | 0,2 | 1,8 | 0,3 | 56,4 |
| KCN-05.4 | 12,8 | 23,1 | 3,0 | 11,5 | 2,1 | 0,4 | 2,0 | 0,3 | 2,0 | 0,4 | 1,2 | 0,2 | 1,3 | 0,2 | 60,4 |
| ATJ-14.2 | 53,3 | 88,9 | 11,6 | 43,6 | 7,2 | 1,7 | 5,8 | 0,8 | 4,3 | 0,8 | 2,4 | 0,3 | 2,1 | 0,3 | 223,0 |
| ATJ-14.B3 | 60,7 | 124,3 | 14,6 | 54,7 | 8,9 | 2,5 | 7,9 | 1,1 | 5,3 | 1,0 | 2,7 | 0,5 | 2,7 | 0,4 | 287,2 |
| ATJ-14.B2 | 51,5 | 100,9 | 11,7 | 45,1 | 7,4 | 1,8 | 5,5 | 0,7 | 3,9 | 0,7 | 2,0 | 0,3 | 2,1 | 0,3 | 233,9 |
| ATJ-14.1 | 31,0 | 39,1 | 5,8 | 19,6 | 3,3 | 0,6 | 2,6 | 0,4 | 2,4 | 0,5 | 1,4 | 0,2 | 1,7 | 0,3 | 108,9 |
| ATJ-14.C2 | 38,1 | 64,2 | 8,1 | 28,5 | 5,2 | 1,1 | 4,4 | 0,6 | 3,2 | 0,7 | 2,0 | 0,3 | 2,3 | 0,3 | 158,8 |
| ATJ-14.C1 | 48,6 | 95,0 | 9,2 | 28,5 | 5,2 | 1,1 | 4,3 | 0,7 | 3,9 | 0,7 | 2,0 | 0,3 | 2,2 | 0,3 | 201,9 |
| KCN-04.1 | 23,9 | 43,7 | 4,9 | 18,0 | 3,0 | 0,6 | 2,6 | 0,4 | 2,6 | 0,5 | 1,7 | 0,3 | 2,0 | 0,3 | 104,5 |
| KCN-04.2 | 21,0 | 37,5 | 4,4 | 16,2 | 2,8 | 0,6 | 2,5 | 0,4 | 2,5 | 0,5 | 1,6 | 0,2 | 1,9 | 0,3 | 92,6 |
| KCN-04.3 | 22,0 | 92,7 | 5,1 | 20,6 | 4,0 | 1,1 | 4,0 | 0,6 | 4,0 | 0,8 | 2,3 | 0,3 | 2,1 | 0,3 | 159,9 |
| KCN-09 | 17,5 | 15,3 | 3,9 | 15,2 | 3,1 | 0,7 | 3,7 | 0,7 | 5,3 | 1,1 | 3,6 | 0,5 | 3,8 | 0,5 | 74,9 |
| KCN-07.1 | 9,8 | 20,1 | 2,3 | 8,9 | 1,6 | 0,3 | 1,3 | 0,2 | 1,1 | 0,2 | 0,6 | 0,1 | 0,6 | 0,1 | 47,1 |
| KCN-07.2 | 31,8 | 37,0 | 5,8 | 22,2 | 3,8 | 0,9 | 3,5 | 0,5 | 3,1 | 0,6 | 1,8 | 0,2 | 1,7 | 0,2 | 113,3 |
| KCN-07.3 | 14,4 | 33,1 | 3,7 | 14,3 | 2,3 | 0,6 | 1,7 | 0,2 | 1,1 | 0,2 | 0,5 | 0,1 | 0,5 | 0,1 | 72,8 |
| KCN-07.4 | 20,9 | 47,9 | 5,1 | 19,5 | 3,0 | 0,7 | 2,3 | 0,3 | 1,8 | 0,3 | 1,0 | 0,1 | 1,1 | 0,1 | 104,1 |
| KCN-08.1 | 44,1 | 116,2 | 11,2 | 44,6 | 7,4 | 2,0 | 6,1 | 0,8 | 4,7 | 0,8 | 2,4 | 0,3 | 2,2 | 0,3 | 243,3 |
| KCN-08.2 | 71,7 | 109,9 | 20,6 | 86,5 | 14,5 | 3,8 | 11,3 | 1,5 | 7,9 | 1,4 | 3,7 | 0,5 | 3,2 | 0,4 | 336,8 |
| KCN-08.3 | 29,9 | 78,4 | 6,9 | 25,7 | 4,1 | 1,1 | 3,4 | 0,5 | 2,7 | 0,5 | 1,5 | 0,2 | 1,5 | 0,2 | 156,4 |
| PAAS | 38,2 | 79,6 | 8,8 | 33,8 | 5 | 1,1 | 4,7 | 0,8 | 4,7 | 1,0 | 2,8 | 0,4 | 2,8 | 0,4 | 183,1 |

Em geral, é possível observar que os diagramas de distribuição dos elementos terras raras para rochas classificadas como folhelhos e grauvacas são similares ou enriquecidos com relação aos valores definidos para o PAAS. Além disso, nota-se pela Tabela 10 que os valores totais dos ETR para os folhelhos variam de 223 a 287 μ g/g e para as grauvacas essa variação é 108 a 336 μ g/g. Com base nesses resultados, é possível sugerir que os argilominerais controlam a ocorrência dos elementos terras raras da Bacia Bauru na área de estudo.

Rochas de granulometria mais grossa, no entanto, são predominantemente empobrecidas nestes elementos ao comparar com os valores de referência (Figura 22). Amostras classificadas como sublitoarenito e arenito ferruginoso (exceto amostra KCN-08.3) apresentam valores totais de ETR menores que 100 μ g/g. O quartzo, mineral predominante nessas amostras apresenta pouco ou quase nenhum ETR em sua composição, de forma que as rochas sedimentares ricas neste mineral apresentam baixos valores de ETR, já que o quartzo dilui as concentrações dos ETR dos outros minerais (McLennan, 1989).



Figura 22: Diagrama elemental comparando as concentrações dos elementos terras raras com os valores do PAAS para a Bacia Bauru na área de estudo.

Coeficientes de correlação entre elementos terras raras e elementos maiores e traços selecionados foram obtidos através da matriz de correlação (Tabela 11) e permitem a realização das seguintes deduções.

Os elementos terras raras leves tendem a apresentar coeficientes de correlação fortes com elementos maiores como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O e TiO_2 e com os elementos traço de transição, concordando com a sugestão feita acima de que os argilominerais controlam a ocorrência desses elementos. Dos ETRL, o que apresenta a maior quantidade de correlações fortes com outros elementos é o La (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Rb, Cs, U, Y, Nb, Cr, Ni, V, Cu, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy e Ho).

Correlações moderadas são observadas entre os ETR e os elementos traço de alto potencial iônico Zr e Hf, mostrando que a ocorrência de zircão, embora importante, não é o único fator controlador desses elementos. O Nb está fortemente correlacionado com os elementos terras raras leves e moderadamente correlacionado com os elementos terras raras pesados.

Por outro lado, observa-se que, com exceção do Ce que apresenta correlação moderada, o Y apresenta correlações fortes com todos os demais elementos terras raras, leves e pesados, sugerindo que o controle dos elementos terras raras é dado pelo Y. Como já foi discutido anteriormente, o Y apresenta uma forte correlação com o Fe_2O_3 e o óxido de ferro apresenta fortes correlações com os elementos terras raras do La ao Dy e correlações moderadas com os elementos que vão do Ho ao Lu.

Desta forma, é possível sugerir que tão importante quanto a ocorrência de argilominerais para o controle dos elementos terras raras é a ocorrência de Fe₂O₃ nessas amostras, tanto em fases filossilicáticas quanto na ocorrência de hematita em algumas das amostras analisadas pelo método da difratometria de raios X.

| | | БО | V O | T '0 | D O | MO | DI | 0 | T) | ** | 7 | TTO | X 7 | NI | 0 | N 7. | X 7 | C | T | 0 | D | N7.1 | C | Б | C 1 | T | D | TT | Б | T | ×71 | |
|-----------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------------|------|------|-------------|------------|------|------|------|------|------|------|------|------------|------|------|------|------|------|------|------|
| | AI ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | 1102 | P_2O_5 | MnO | Kb | Cs | Th | U | Zr | HI | Ŷ | ND | Cr | NI | v | Cu | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gđ | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
| Al_2O_3 | 1,00 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 0,89 | 1,00 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 0,90 | 0,77 | 0.72 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P.O. | 0.82 | 0,86 | 0,72 | 0.79 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | 0,62 | 0.75 | 0.46 | 0,75 | 0.51 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 0.94 | 0.71 | 0.98 | 0.61 | 0.72 | 0.43 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cs | 0.95 | 0.74 | 0.96 | 0.61 | 0.74 | 0.40 | 0.97 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Th | 0.68 | 0.55 | 0.73 | 0.48 | 0.68 | 0.26 | 0.76 | 0.70 | 1.00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| U | 0,86 | 0,60 | 0,94 | 0,58 | 0,63 | 0,25 | 0,92 | 0,92 | 0,63 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | 0,71 | 0,52 | 0,78 | 0,54 | 0,37 | 0,36 | 0,74 | 0,70 | 0,40 | 0,81 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Hf | 0,74 | 0,61 | 0,79 | 0,64 | 0,49 | 0,43 | 0,73 | 0,68 | 0,45 | 0,80 | 0,95 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Y | 0,59 | 0,71 | 0,49 | 0,57 | 0,52 | 0,72 | 0,39 | 0,42 | 0,43 | 0,31 | 0,47 | 0,51 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Nb | 0,86 | 0,86 | 0,83 | 0,95 | 0,79 | 0,66 | 0,76 | 0,75 | 0,57 | 0,74 | 0,68 | 0,72 | 0,58 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | 0,69 | 0,66 | 0,71 | 0,73 | 0,55 | 0,33 | 0,59 | 0,63 | 0,42 | 0,74 | 0,73 | 0,73 | 0,57 | 0,77 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 0,79 | 0,91 | 0,71 | 0,94 | 0,90 | 0,67 | 0,62 | 0,63 | 0,56 | 0,55 | 0,37 | 0,50 | 0,60 | 0,88 | 0,66 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| V | 0,92 | 0,92 | 0,86 | 0,84 | 0,88 | 0,60 | 0,80 | 0,83 | 0,63 | 0,73 | 0,59 | 0,60 | 0,62 | 0,89 | 0,75 | 0,86 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu | 0,86 | 0,91 | 0,78 | 0,94 | 0,87 | 0,73 | 0,71 | 0,72 | 0,59 | 0,62 | 0,48 | 0,57 | 0,63 | 0,93 | 0,65 | 0,95 | 0,87 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | |
| La | 0,84 | 0,84 | 0,81 | 0,88 | 0,82 | 0,59 | 0,71 | 0,73 | 0,58 | 0,72 | 0,62 | 0,67 | 0,73 | 0,92 | 0,85 | 0,88 | 0,90 | 0,89 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | |
| Ce | 0,79 | 0,79 | 0,78 | 0,83 | 0,79 | 0,58 | 0,72 | 0,68 | 0,81 | 0,64 | 0,49 | 0,55 | 0,63 | 0,86 | 0,70 | 0,86 | 0,85 | 0,85 | 0,87 | 1,00 | | | | | | | | | | | | |
| Pr | 0,75 | 0,83 | 0,70 | 0,91 | 0,76 | 0,62 | 0,57 | 0,60 | 0,50 | 0,58 | 0,53 | 0,61 | 0,74 | 0,89 | 0,83 | 0,90 | 0,83 | 0,90 | 0,97 | 0,86 | 1,00 | | | | | | | | | | | |
| Nd | 0,68 | 0,80 | 0,63 | 0,91 | 0,72 | 0,63 | 0,49 | 0,51 | 0,45 | 0,50 | 0,47 | 0,56 | 0,74 | 0,86 | 0,79 | 0,89 | 0,77 | 0,88 | 0,94 | 0,82 | 0,99 | 1,00 | | | | | | | | | | |
| Sm | 0,68 | 0,79 | 0,62 | 0,89 | 0,71 | 0,64 | 0,48 | 0,51 | 0,46 | 0,50 | 0,48 | 0,56 | 0,77 | 0,84 | 0,79 | 0,87 | 0,76 | 0,87 | 0,93 | 0,82 | 0,99 | 1,00 | 1,00 | | | | | | | | | |
| Eu | 0,63 | 0,77 | 0,57 | 0,88 | 0,69 | 0,63 | 0,43 | 0,45 | 0,46 | 0,43 | 0,41 | 0,50 | 0,77 | 0,82 | 0,76 | 0,87 | 0,73 | 0,85 | 0,91 | 0,83 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | | | | | | | | |
| Gd | 0,66 | 0,78 | 0,59 | 0,84 | 0,68 | 0,66 | 0,45 | 0,48 | 0,47 | 0,45 | 0,46 | 0,54 | 0,85 | 0,80 | 0,77 | 0,84 | 0,74 | 0,83 | 0,92 | 0,82 | 0,97 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | | | | | | | |
| Tb | 0,65 | 0,77 | 0,58 | 0,77 | 0,64 | 0,68 | 0,44 | 0,47 | 0,45 | 0,42 | 0,48 | 0,53 | 0,91 | 0,75 | 0,75 | 0,78 | 0,74 | 0,79 | 0,89 | 0,78 | 0,94 | 0,94 | 0,95 | 0,95 | 0,99 | 1,00 | | | | | | |
| Dy | 0,57 | 0,73 | 0,47 | 0,67 | 0,53 | 0,72 | 0,35 | 0,37 | 0,39 | 0,29 | 0,44 | 0,49 | 0,97 | 0,65 | 0,64 | 0,67 | 0,64 | 0,69 | 0,79 | 0,69 | 0,84 | 0,85 | 0,87 | 0,87 | 0,93 | 0,97 | 1,00 | | | | | |
| Но | 0,54 | 0,69 | 0,44 | 0,58 | 0,48 | 0,70 | 0,33 | 0,36 | 0,37 | 0,27 | 0,43 | 0,47 | 0,99 | 0,57 | 0,60 | 0,59 | 0,59 | 0,62 | 0,73 | 0,62 | 0,77 | 0,78 | 0,81 | 0,81 | 0,88 | 0,93 | 0,99 | 1,00 | | | | |
| Er | 0,50 | 0,66 | 0,38 | 0,50 | 0,42 | 0,72 | 0,28 | 0,30 | 0,31 | 0,20 | 0,43 | 0,47 | 0,99 | 0,50 | 0,51 | 0,52 | 0,53 | 0,55 | 0,64 | 0,53 | 0,67 | 0,68 | 0,71 | 0,71 | 0,79 | 0,87 | 0,96 | 0,98 | 1,00 | | | |
| Tm | 0,56 | 0,68 | 0,46 | 0,51 | 0,46 | 0,63 | 0,36 | 0,39 | 0,37 | 0,30 | 0,45 | 0,48 | 0,94 | 0,49 | 0,56 | 0,54 | 0,59 | 0,54 | 0,67 | 0,57 | 0,69 | 0,68 | 0,71 | 0,71 | 0,79 | 0,86 | 0,91 | 0,94 | 0,94 | 1,00 | | |
| Yb | 0,51 | 0,62 | 0,41 | 0,40 | 0,34 | 0,67 | 0,33 | 0,34 | 0,27 | 0,26 | 0,52 | 0,54 | 0,94 | 0,42 | 0,48 | 0,40 | 0,49 | 0,44 | 0,56 | 0,44 | 0,56 | 0,55 | 0,59 | 0,57 | 0,68 | 0,77 | 0,87 | 0,92 | 0,97 | 0,94 | 1,00 | |
| Ĺu | 0,55 | 0,61 | 0,45 | 0,35 | 0,33 | 0,63 | 0,39 | 0,41 | 0,29 | 0,29 | 0,48 | 0,49 | 0,88 | 0,37 | 0,40 | 0,38 | 0,49 | 0,43 | 0,51 | 0,41 | 0,49 | 0,48 | 0,51 | 0,50 | 0,60 | 0,69 | 0,80 | 0,85 | 0,90 | 0,91 | 0,96 | 1,00 |

Tabela 11: Matriz de correlação para os elementos maiores, menores e traço selecionados e terras raras da Bacia Bauru na área de estudo. Valores em negrito indicam fortes correlações positivas ou negativas (r= 0,70).

8.3 – Análise de Componentes Principais

Dados geoquímicos são considerados dados fechados ou de soma constante. Desta forma, quando uma componente de um conjunto de dados composicionais aumenta ou diminui em sua abundância relativa, as outras componentes também são variadas. Esse fato implica que informações relevantes estão contidas nas abundâncias relativas, de forma que as análises estatísticas devem ser focadas nas razões entre os componentes (Aitchison, 1986).

A Análise de Componentes Principais (ACP) é um método quantitativo e independente que permite a realização de correlações entre os dados geoquímicos e o agrupamento de amostras por meio da diagonalização da matriz de correlação entre as variáveis. Neste trabalho a ACP foi aplicada utilizando a macro para o *software* Excel *Multibase 2014*.

O principal objetivo da ACP é reduzir as dimensões de um sistema de variáveis correlacionáveis em qualquer conjunto de variáveis (parâmetros) e observações (amostras), onde parâmetros > 1 e amostras > 1, facilitando, desta forma a interpretação da variância de um conjunto de dados (Schuenemeyer & Drew, 2011). Neste trabalho, a ACP foi aplicada em um conjunto de dados geoquímicos que consiste em 21 amostras e 41 parâmetros, que incluem os elementos maiores e menores, traços e terras raras.

Elementos maiores e menores são medidos em porcentagem (%), enquanto que os elementos traço, incluindo os elementos terras raras são medidos em micrograma por grama (μ g/g). A diferença entre as unidades de medida pode configurar um problema em análises multivariadas que consideram todas as variáveis simultaneamente, já que a variável que apresenta maior variância terá a maior influência no resultado da análise quantitativa (Schuenemeyer & Drew, 2011).

Desta forma, para a realização da Análise de Componentes Principais, é necessário que os dados composicionais sejam preparados por meio de técnicas de transformação de dados e de padronização para que cada dado tenha o mesmo peso, ou seja, a mesma variância de unidade.

A técnica de transformação e padronização de dados utilizada neste trabalho consiste na transformação da variável de forma que ela passe a ter média aritmética igual a zero e a variância igual à unidade. Essa transformação é obtida através da divisão da diferença de cada dado relativo à sua média aritmética pelo desvio padrão da variável (Andriotti, 1997).

8.3.1 – Resultados da Análise de Componentes Principais

Na ACP, a redução da dimensionalidade das variáveis é baseada em autovetores que determinam a direção e a magnitude da máxima variância dos dados em múltiplas dimensões (Davis, 1986). As Componentes Principais (CP) são uma combinação linear das variáveis originais, de forma que a primeira CP é orientada na direção da máxima variância. A segunda CP é ortogonal a primeira, apresentando a maior variância possível de ser obtida após a primeira CP. A terceira CP é ortogonal as outras duas, representando a maior variância possível e assim sucessivamente, até que o número de CP seja igual ao número de dimensões.

A Tabela 12 mostra os autovalores, a porcentagem da variância e a porcentagem cumulativa da variância total para as seis primeiras componentes principais, que constituem 92,95% da variância total.

Tabela 12: Autovalores e porcentagem da variância para cada vetor das seis primeiras componentes principais.

| Componentes | CP ₁ | CP ₂ | CP ₃ | CP ₄ | CP ₅ | CP ₆ |
|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Variância | 58,46% | 13,57% | 8,11% | 6,48% | 3,52% | 2,82% |
| Variância total | 58,46% | 72,02% | 80,13% | 86,61% | 90,13% | 92,95% |
| Autovalores | 23,38 | 5,43 | 3,24 | 2,59 | 1,41 | 1,13 |

A Tabela 13 mostra os coeficientes dos autovetores para as mesmas seis primeiras componentes principais. As variáveis que mais contribuem para as primeiras três componentes principais, que correspondem a 80,13% da variância total, apresentam valores positivos ou negativos maiores que 0,15, resultando na maior proporção da variância dentro dos dados. Estes valores estão em negrito na Tabela 13.

| Variáveis | CP ₁ | CP ₂ | CP₃ | CP ₄ | CP₅ | CP ₆ |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-------|-----------------|-------|-----------------|
| SiO ₂ | -0,14 | -0,16 | 0,33 | -0,02 | -0,08 | -0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 0,19 | 0,14 | 0,02 | -0,09 | 0,15 | -0,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,19 | 0,00 | 0,10 | 0,06 | 0,19 | -0,01 |
| MgO | 0,08 | 0,27 | -0,05 | 0,12 | 0,22 | -0,05 |
| K₂O | 0,17 | 0,19 | -0,01 | -0,12 | 0,02 | -0,03 |
| TiO ₂ | 0,17 | 0,01 | 0,18 | 0,22 | -0,13 | 0,15 |
| CaO | -0,11 | -0,02 | -0,43 | 0,05 | -0,18 | 0,17 |
| Na₂O | 0,10 | 0,24 | 0,02 | -0,31 | -0,09 | -0,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,11 | -0,10 | 0,15 | 0,23 | -0,04 |
| MnO | 0,14 | -0,14 | 0,14 | 0,03 | 0,22 | 0,31 |
| PF | 0,03 | 0,17 | -0,47 | 0,04 | 0,08 | 0,06 |
| Rb | 0,16 | 0,24 | -0,02 | -0,16 | 0,09 | 0,04 |
| Cs | 0,16 | 0,23 | -0,03 | -0,14 | 0,13 | -0,02 |
| Ва | 0,14 | 0,11 | 0,04 | -0,18 | 0,10 | 0,46 |
| Sr | -0,04 | 0,03 | -0,45 | -0,03 | -0,23 | 0,31 |
| Th | 0,13 | 0,15 | -0,15 | -0,03 | 0,10 | -0,11 |
| U | 0,15 | 0,25 | -0,01 | -0,15 | -0,17 | -0,05 |
| Zr | 0,14 | 0,09 | 0,13 | -0,29 | -0,34 | 0,13 |
| Hf | 0,15 | 0,08 | 0,12 | -0,22 | -0,33 | 0,08 |
| Y | 0,16 | -0,22 | -0,13 | -0,13 | 0,07 | -0,01 |
| Nb | 0,18 | 0,06 | 0,12 | 0,14 | -0,14 | 0,19 |
| Cr | 0,15 | 0,02 | 0,11 | 0,03 | -0,41 | -0,08 |
| Со | 0,11 | 0,16 | 0,00 | 0,02 | -0,01 | -0,51 |
| Ni | 0,18 | 0,02 | 0,01 | 0,24 | 0,11 | -0,01 |
| V | 0,18 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,02 |
| Sc | 0,15 | -0,04 | 0,21 | 0,00 | 0,12 | 0,33 |
| Cu | 0,19 | 0,03 | 0,03 | 0,18 | 0,11 | 0,07 |
| La | 0,20 | 0,02 | -0,07 | 0,09 | -0,11 | -0,01 |
| Ce | 0,18 | 0,04 | -0,01 | 0,13 | -0,02 | -0,01 |
| Pr | 0,19 | -0,05 | -0,03 | 0,16 | -0,13 | -0,05 |
| Nd | 0,18 | -0,08 | -0,04 | 0,19 | -0,14 | -0,05 |
| Sm | 0,18 | -0,10 | -0,05 | 0,17 | -0,13 | -0,07 |
| Eu | 0,18 | -0,12 | -0,04 | 0,20 | -0,14 | -0,05 |
| Gd | 0,18 | -0,13 | -0,08 | 0,12 | -0,10 | -0,06 |
| Tb | 0,18 | -0,17 | -0,09 | 0,05 | -0,05 | -0,07 |
| Dy | 0,17 | -0,22 | -0,09 | -0,02 | -0,01 | -0,06 |
| Но | 0,16 | -0,25 | -0,10 | -0,09 | 0,03 | -0,05 |
| Er | 0,15 | -0,26 | -0,08 | -0,15 | 0,08 | -0,03 |
| Tm | 0,15 | -0,22 | -0,08 | -0,22 | 0,09 | -0,08 |
| Yb | 0,14 | -0,24 | -0,05 | -0,29 | 0,08 | -0,08 |
| Lu | 0,13 | -0,24 | -0,05 | -0,28 | 0,12 | -0,03 |

Tabela 13: Coeficientes dos autovetores para as seis componentes principais calculadas.

Os óxidos Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, TiO₂, P₂O₅, os elementos traço Rb, Cs, U, Hf, Y, Nb, Cr, Ni, V, Sc, Cu e os elementos terras raras do La ao Tm apresentam valores positivos > 0,150 na Componente Principal 1 (CP₁), que responde por 58,46% da variabilidade total dos resultados. Estes elementos, confirmando o que foi discutido na caracterização geoquímica com base nas correlações elementares, são controlados pela ocorrência de argilominerais.

A Componente Principal 2 (CP_2) é caracterizada pelos elevados valores positivos de MgO, K₂O, Na₂O, Perda ao Fogo, Rb, Cs, Th, U e Co e por valores negativos de SiO₂, Y e dos elementos terras raras pesados. Com base nas correlações elementares discutidas anteriormente, é possível inferir que essa componente seja controlada pela ocorrência de feldspatos.

Valores positivos de SiO₂, TiO₂ e Sc, e elevados valores negativos para CaO, PF, Sr e Th, ocorrem na Componente Principal 3 (CP₃), indicando desta forma que sua distribuição é principalmente controlada pela ocorrência de quartzo e dos carbonatos pós-deposicionais.

9 – DISCUSSÕES

9.1 – Intemperismo da Área Fonte

A composição química das rochas sedimentares reflete sua mineralogia primária, que normalmente esteve sujeita a intensivo intemperismo químico pré e pós deposicional. A precipitação, em contato com as rochas da superfície dissolve minerais formadores de rochas (ex: plagioclásio, K-feldspato e micas) transferindo os elementos que compõem esses minerais para a hidrosfera (Kronberg, *et al.*, 1987).

A quantidade de elementos dissolvidos é proporcional à extensão do intemperismo (Condie *et al.*, 1993). A influência dos processos intempéricos nos sedimentos e rochas sedimentares pode ser avaliada em termos do Índice de Alteração Química (*Chemical Alteration Index* – CIA), proposto por Nesbitt & Young (1982), o qual avalia a alteração progressiva de plagioclásios e K-feldspatos para argilominerais. Esse índice é calculado utilizando as porcentagens moleculares de Al₂O₃, CaO, Na₂O and K₂O e pode ser obtido através da equação 2:

$$CIA = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O}\right] \times 100$$
 (eq.2)

onde o CaO* é a quantidade de CaO incorporada na fração silicática das rochas e todos os óxidos estão expressos em proporções molares.

Não há um método direto para discriminar e quantificar a quantidade de CaO pertencente à fração silicática e a fração não-silicática das rochas, resultante de processos sedimentares pósdeposicionais como a carbonatação. Dessa forma, para calcular o CIA para a área-fonte é necessário calcular correções na quantidade de CaO para a presença de Ca em carbonatos (calcita e dolomita) e fosfatos (apatita) das quantidades medidas de CO_2 e P_2O_5 . Devido à ausência de valores de CO_2 , o CaO da contribuição carbonática foi corrigido para fosfatos utilizando o método de McLennan (1993) (eq. 3):

$$CaO^* = CaO - \frac{10}{3} \times P_2O_5$$
 (eq. 3)

Os valores de CaO* são aceitos apenas se os valores encontrados para este cálculo forem menores que os valores obtidos para a concentração de Na₂O nas amostras. Se a concentração foi maior que a de Na₂O, então os valores de CaO* são assumidos como equivalentes aos valores de Na₂O silicática.

Os valores de CIA calculados para os argilitos e arenitos da área de estudo variam de 64 a 93, com uma média de 74, o que indica um nível moderado de intemperismo da rocha fonte.

Um índice alternativo, proposto por Harnois (1988) é o Índice Químico de Alteração (Chemical Index of Weathering – CIW). Esse índice inclui apenas os elementos com comportamento geoquímico consistente durante o intemperismo, excluindo assim o K_2O da fórmula dada na equação 4:

$$CIW = \left[\frac{Al_2 O_3}{Al_2 O_3 + CaO^* + Na_2 O}\right] x \ 100_{(eq. 4),}$$

onde o CaO* é a quantidade de CaO incorporada na fração silicática da rocha e todos os elementos maiores são expressos em proporção molar.

Perfis de alteração derivados de rochas graníticas apresentam valores de CIW variando de 59, correspondente à rocha fresca, a 98, indicando valores máximos de intemperismo. Valores para rochas máficas variam de 76 para a rocha inalterada até 96 para as rochas totalmente intemperizadas. Os valores de CIW calculados para os argilitos e arenitos da Bacia Bauru variam de 84 a 98, com uma média de 92, indicando que os valores de intemperismo na área fonte variam de moderado a intenso.

9.1.1 – Tendências de Intemperismo na Área de Estudo

Durante os estágios iniciais do intemperismo as águas superficiais em contato com a rocha fresca pode estar saturada em elementos como o Na, K e Ca e essas condições favorecerem a formação e a acumulação de minerais de argila complexos, como illita e montmorillonita. O intemperismo avança com a dissolução contínua de minerais primários e a concentração de Na, Mg, K e Ca nas águas superficiais diminui (Kronberg *et al.*, 1987).

As tendências de intemperismo podem ser mostradas em um diagrama ternário utilizando as proporções moleculares de Al_2O_3 -(CaO*+Na₂O)-K₂O, onde o CaO* é a quantidade de CaO incorporada na fração silicática da rocha (Nesbitt & Young, 1984 e 1989; McLennan, 1993). Seguindo a terminologia proposta por McLennan *et al.* (1993), o diagrama ternário será chamados de A-CN-K.

O diagrama A-CN-K para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo (Figura 23) mostra que a maioria das amostras analisadas está plotada em um grupo próximo ao eixo A-K sugerindo enriquecimento em alumínio durante a alteração da rocha fonte, enquanto que elementos alcalinos e alcalinos terrosos são empobrecidos. Isso significa que as tendências de intemperismo apontam em direção ao eixo do Al_2O_3 no diagrama ternário, representando a conversão de minerais instáveis como, por exemplo, feldspatos e micas em argilominerais (McLennan *et al.*, 1993). O feldspato anteriormente rico em K⁺ e em Al_2O_3 é transformado em um mineral contendo maior quantidade de Al_2O_3 , localizado próximo ao topo do diagrama ternário (Nesbitt & Young, 1984).



Figura 23: Diagrama Ternário $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (Nesbitt & Young, 1984 e 1989; McLennan, 1993). Também plotados estão os valores médios do folhelho pós-arqueano australiano (PAAS - Taylor & McLennan, 1985). Ao lado esquerdo encontra-se a escala com os valores do CIA.

9.2 – Ambiente Tectônico

Elementos maiores e traços foram utilizados neste trabalho para a discriminação da áreafonte com relação ao seu ambiente tectônico. No entanto, é necessário ter cautela ao utilizar este critério de discriminação já que os sedimentos podem ser transportados de seu ambiente tectônico original para uma bacia sedimentar inserida em um ambiente tectônico diferente (McLennan *et al.*, 1990).

Os diagramas de Bhatia & Crook (1986) e de Roser & Korsch (1986) relacionando a composição geoquímica das rochas sedimentares para a discriminação tectônica são amplamente utilizados em estudos de proveniência sedimentar. Os trabalhos mais recentes utilizando esses diagramas são os de Hossain *et al.*, (2010), Akarish & El-Gohary (2011), Mishra & Sen (2012) e Roy & Roser (2013).

No diagrama Th-Sc-Zr/10, de Bhatia & Crook (1986), os campos de plotagem representam os seguintes ambientes tectônicos, obtidos a partir de dados geológicos e geoquímicos de rochas fanerozóicas: arco de ilha oceânico, arco de ilha continental, margem continental ativa e margem continental passiva. A interpretação deste diagrama de discriminação tectônica pode ser expandida, de forma que o campo da margem continental passiva também represente rochas sedimentares derivadas de áreas continentais estáveis e depositadas em ambientes plataformais e bacias intracratônicas (Mishra & Sen, 2012). As amostras da Bacia Bauru na área de estudo estão plotadas neste diagrama (Figura 24), no campo correspondente a margem continental passiva.



Figura 24: Diagrama de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 de Bhatia & Crook (1986), evidenciando que as amostras estudadas encontram-se no campo da margem passiva, representando sedimentos derivados de áreas continentais estáveis e depositados em bacias intracratônicas.

O diagrama de Roser & Korsch (1986) consiste na discriminação de ambientes tectônicos (margem continental passiva, margem continental ativa e arco de ilhas oceânicas) por meio da composição química das rochas em um diagrama K₂O/Na₂O *vs.* SiO₂. As amostras do Grupo Bauru na área de estudo estão localizadas no campo da margem passiva (Figura 25). Segundo os autores, os sedimentos da margem passiva são ricos em quartzo derivado do interior de placas tectônicas ou áreas continentais estáveis e depositados em ambientes de margens continentais passivas ou de bacias intracratônicas.



Figura 25: Diagrama de discriminação tectônica K_2O/Na_2O vs.SiO₂ de Roser & Korsch (1986), evidenciando que as amostras estudadas encontram-se no campo da margem passiva, representando sedimentos derivados de áreas continentais estáveis e depositados em bacias intracratônicas. Também plotados estão os valores médios do folhelho pós-arqueano australiano (PAAS - Taylor & McLennan, 1985).

9.3 – Proveniência Sedimentar

A composição química da rocha fonte pode ser estimada a partir da composição das rochas sedimentares por meio da aplicação de métodos que correlacionam a ocorrência de elementos maiores e menores, traços e terras raras, assim como a razão entre esses elementos. Elementos móveis, como os elementos maiores, são empregados neste trabalho para discriminar a área-fonte, seguindo o método desenvolvido por Roser & Korsch (1988). Como os elementos traço, incluindo os terras raras, são os mais comumente utilizados para avaliar a composição das rochas-fonte, atenção maior será dada a esses elementos e razões entre eles. Esses elementos, conforme foi dito anteriormente, tendem a ser imóveis durante os processos intempéricos, de transporte e deposição e não são afetados por processos pós-deposicionais.

Elementos maiores em forma de óxidos (Al₂O₃, Fe₂O, MgO, TiO₂, K₂O, CaO e Na₂O) foram empregados neste trabalho para a discriminação da possível área-fonte por meio da Análise de Função Discriminante (Roser & Korsch, 1988). A Análise de Função Discriminante é um método

composto por um diagrama no qual é possível distinguir entre quatro procedências: Rochas Máficas (P₁), Rochas intermediárias (P₂), Rochas Félsicas (P₃) e Rochas Sedimentares Quartzosas (P₄). Neste trabalho, a terminologia Sedimentos Reciclados, originalmente proposta pelos autores para a procedência P₄ foi substituída por Rochas Sedimentares Quartzosas, apresentada em trabalhos recentes como o de Meinhold *et al.* (2007), Hossain *et al.* (2010) e Roy & Roser (2013).

O diagrama de função discriminante para as rochas da Bacia Bauru foi criado de acordo com as duas funções discriminantes descritas por Roser & Korsch (1988), dispostas na Tabela 14.

| | \mathbf{F}_1 | \mathbf{F}_2 |
|--------------------------------|----------------|----------------|
| TiO ₂ | -1,773 | 0,445 |
| Al_2O_3 | 0,607 | 0,070 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,760 | -0,250 |
| MgO | -1,500 | -1,142 |
| CaO | 0,616 | 0,438 |
| Na ₂ O | 0,509 | 1,475 |
| K ₂ O | -1,224 | 1,426 |
| Constante | -9,090 | -6,861 |

Tabela 14: Coeficientes de função discriminante (Dados de Roser & Korsch, 1988).

As funções discriminantes para as rochas da Bacia Bauru foram aplicadas em um diagrama (Figura 26). Como resultado é possível observar que, com exceção de uma amostra (KCN-07.2), que está plotada junto ao PAAS no campo de proveniência félsica (P₃), todas as amostras estão localizadas no campo de proveniência P₄, representada pelas rochas sedimentares quartzosas.



Figura 26: Diagrama de função discriminante de Roser & Korsch (1988) para as rochas do Grupo Bauru, com a maioria das amostras plotadas no campo das rochas sedimentares quartzosas, indicando que essas rochas teriam sido redepositadas na bacia sedimentar e resultante de um terreno granítico-gnáissico moderado a altamente intemperizado. Também plotados estão as funções discriminantes para o folhelho pós-arqueano australiano (PAAS - Taylor & McLennan, 1985).

O resultado obtido por esse método indica que esses sedimentos foram redepositados na bacia sedimentar; resultante de um terreno de composição quartzítica a granítico-gnáissico moderado a altamente intemperizado ou de uma área-fonte sujeita a outros processos secundários como metamorfismo e diagênese (Roser & Korsch, 1988).

Devido a sua imobilidade característica, elementos traço de alto potencial iônico (Zr, Hf, Y e Nb) são considerados indicadores de proveniência confiáveis (Taylor & McLennan, 1985; Bhatia & Crook, 1986). Esses elementos são preferencialmente particionados nos magmas félsicos durante a cristalização, de forma que rochas félsicas são enriquecidas nesses elementos (Feng &

Kerrich, 1990). Amostras classificadas como folhelhos, grauvacas e litoarenitos apresentam valores médios relativamente elevados para esses elementos (Tabela 7).

Conforme analisado anteriormente, Zr e Hf correlacionam fortemente entre si (r= 0,97), indicando que ambos elementos se comportam similarmente e um dos fatores controladores desses elementos é a abundância em zircão. A abundância em zircão, juntamente com a maturidade mineralógica das amostras está relacionada a uma origem félsica ou por retrabalhamento pós-deposicional da rocha sedimentar na bacia de deposição, incluindo metamorfismo. O valor médio da razão Zr/Hf para todas as amostras da Bacia Bauru varia de 31 a 47, enquanto que o valor médio para esta razão utilizando valores do PAAS é 42, também indicando que a ocorrência desses elementos é resultante tanto de uma fonte félsica quanto de retrabalhamento sedimentar.

O Hf também pode ser analisado por meio do diagrama de discriminação desenvolvido por Floyd & Leveridge (1987), onde a razão La/Th com relação ao Hf permite a determinação de composições e do ambiente tectônico da rocha fonte (Figura 27). Os valores do Hf para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo, conforme a Tabela 9 varia de 3,1 a 9,5 μ g/g. Para a razão La/Th, com exceção das amostras KCN-09 e KCN-08.2 que apresentam valores elevados, os valores são próximos a 5. No diagrama, é possível observar que essas amostras são influenciadas principalmente pela presença de uma componente sedimentar antiga, além de uma menor influência de rochas félsicas.



Figura 27: Diagrama de discriminação composicional e tectônica utilizando a razão La/Th com relação ao Hf (Floyd & Leveridge, 1987), mostrando que as amostras da Bacia Bauru são influenciadas principalmente pelo aumento da componente sedimentar antiga, embora contribuição de rochas félsicas também seja observada.

Elementos traço de transição (Cr, Co, Ni, V, Sc e Cu) são principalmente concentrados em rochas máficas, ultramáficas, rochas metamórficas com protólito máfico e seus produtos de intemperismo em comparação com as rochas félsicas e seus produtos de metamorfismo e intemperismo. Além disso, os ETT são relativamente imóveis durante o intemperismo, sendo transportados na componente terrígena dos sedimentos e assim refletindo a geoquímica da rocha-fonte (McLennan *et al.*, 1980; Taylor & McLennan, 1985).

As amostras da Bacia Bauru classificadas pelo *SandClass-System* como arenitos são claramente empobrecidas em ETT com relação aos valores do PAAS, enquanto para folhelhos e grauvacas essa composição pode variar de levemente enriquecida a empobrecida. O importante empobrecimento desses elementos em amostras de arenitos pode ser interpretado como resultado da derivação de uma rocha-fonte mais félsica que o PAAS.

A razão Ba/Co também pode evidenciar a contribuição das fontes máficas e félsicas em rochas sedimentares (Taylor & McLennan, 1985; Cullers *et al.*, 1988), já que esses elementos ocorrem em rochas que apresentam grandes quantidades de potássio em sua composição

(félsicas) e em minerais ferromagnesianos, característicos de rochas máficas, respectivamente. Os sedimentos da Bacia Bauru na área de estudo apresentam elevadas concentrações de Ba (Tabela 7), e com exceção das amostras classificadas como folhelhos e grauvacas, são fortemente empobrecidos em Co com relação aos valores do PAAS. As razões Ba/Co variando de 0,3 a 73, com um elevado valor médio (29,57±4,54) indicam que esses sedimentos foram derivados de rochas originalmente félsicas.

A razão Zr/Sc é um índice muito utilizado para medir o enriquecimento em zircão das amostras, porém ao mesmo tempo indica a proveniência sedimentar das amostras estudadas (McLennan, 1989). As razões Zr/Sc para as amostras analisadas apresentam valores elevados, confirmando o enriquecimento em zircão dessas amostras, porém também indicando uma origem félsica para os sedimentos da Bacia Bauru na área de estudo.

Os elementos Cr e Ni são predominantemente encontrados em sedimentos derivados de rochas máficas ou ultramáficas, enquanto que concentrações relativamente baixas de Cr e Ni indicam que a rocha fonte é félsica. De acordo com Garver *et al.* (1996), rochas de origem máfica ou ultramáfica apresentam elevadas concentrações de Cr (maiores que 150 μ g/g) e de Ni (maiores que 100 μ g/g), baixas relações Cr/Ni, com valores entre 1,3 e 1,5 e elevado coeficiente de correlação (r= 0,90). Os valores de Cr encontrados para as rochas da Bacia Bauru variam de 70 a 344 μ g/g, enquanto que as concentrações de Ni são mais baixas, com um valor médio de 41,01±8,63 μ g/g. As razões Cr/Ni apresentam valores que variam de 1,40 a 21,91 e o coeficiente de correlação (r= 0,65) é relativamente baixo, descartando a hipótese da ocorrência de aporte sedimentar máfico ou ultramáfico vindo da área fonte.

As razões Th/Sc, Th/Co e Th/Cr são consideradas como uma importante indicadora de proveniência para os sedimentos (Wronkiewicz & Condie, 1987, Cullers *et al.*, 1988; McLennan *et al.*, 1990; Cullers, 1994; Hossain *et al.*, 2010), sendo consideradas como um índice de fracionamento de rochas magmáticas, já que, conforme dito anteriormente, o Th é um elemento incompatível, enquanto que Sc, Co e Cr são compatíveis durante a diferenciação magmática. Os valores da razão Th/Sc variam de 0,1 a 1,91, dentro do campo estabelecido por Cullers *et al.* (1988) como a variação característica das rochas félsicas. Os valores para as razões Th/Co e Th/Cr neste trabalho encontram-se no limite da ocorrência de fontes máficas e félsicas, variando de 0,04 a 1,92 para a primeira razão e de 0,008 a 0,14 para a segunda. Essas razões são

apresentadas na Tabela 14 e comparadas com valores característicos de rochas fontes máficas e félsicas.

Os elementos terras raras (REE) possuem baixa solubilidade e baixo período de residência nas águas de rios e mares (Taylor & McLennan, 1985), sendo principalmente transportado como material particulado. Esses elementos são relativamente imóveis durante a maior parte de processos pós-deposicionais como diagênese e metamorfismo, assim refletindo a composição química das rochas fontes. Além disso, a abundância dos REE em sedimentos químicos e biogênicos é bem baixa, sugerindo que esses elementos são principalmente transferidos para rochas sedimentares clásticas (Taylor *et al.*, 1986). A distribuição dos REE em rochas sedimentares reflete a distribuição media da Crosta Continental Superior exposta ao intemperismo.

Além das razões Th/Sc, Th/Co, Th/Cr, outras razões como (La/Yb)_c, La/Sc, Eu/Eu* e LREE/HREE são significativamente diferenciadas em rochas fonte máficas e félsicas, de forma que é possível oferecer informações com relação a proveniência de rochas sedimentares (Cullers & Graf, 1983; Wronkiewicz & Condie, 1987, Cullers *et al.*, 1988; Cullers, 1994; Cullers, 2000; Cox *et al.*, 1995; Rudnick & Gao, 2003; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004). Os resultados para essas razões, dispostas na Tabela 15, permitem diferenciação de rochas fontes mesmo quando a reciclagem sedimentar é importante. Observa-se que os valores obtidos para as razões (La/Yb)_c e La/Sc são completamente correlacionáveis com os valores obtidos por Cullers (1994, 2000) e Cullers *et al.* (1988) para rochas félsicas.

Com exceção das rochas sedimentares derivadas do primeiro ciclo de sedimentos vulcânicos depositadas em bacias de antearco em arcos de ilhas, que refletem as características das rochas fonte, as demais rochas sedimentares pós-arqueanas são caracterizadas pelo empobrecimento em Eu. Além disso, as águas de rios e mares também apresentam empobrecimento de Eu, evidenciando que a crosta continental superior deve ser similarmente empobrecida em Eu, de acordo com o balanço de massas (Taylor & McLennan, 1985). O empobrecimento em Eu pode ser interpretado como resultante da diferenciação intracrustal, associada com a produção de rochas félsicas (McLennan, 1989).

O cálculo da anomalia de Eu (Eu/Eu*) é realizado a partir de uma comparação da concentração obtida de Eu da amostra normalizado com relação ao condrito com uma

concentração esperada a partir da normalização dos elementos vizinhos do Eu, o Sm e o Gd, também obtidos da amostras (equação 5). Assim, a razão obtida é dada pela seguinte equação:

$$\frac{E_{u}}{E_{u*}} = Eu_{N} / [(Sm_{N})(Gd_{N})]^{1/2}$$
 (eq. 5)

Onde N indica os valores normalizados para o condrito (Evensen et al., 1978).

Rochas fonte máficas possuem baixas razões LREE/HREE e tendem a não exibir anomalias de Eu. Por outro lado, rochas de origem félsica apresentam altas razões LREE/HREE e anomalias negativas de Eu (Cullers & Graf, 1983). No presente trabalho, as rochas apresentam razões LREE/HREE com altos valores (9,40±0,60, n=21; Tabela 15) e uma anomalia significante de Eu (0,76±0,02, n=21; Tabela 15) indicando a ocorrência de rochas félsicas como a rocha fonte para a área de estudo.

Tabela 15: Razões elementares para as rochas sedimentares da Bacia Bauru na área de estudo em comparação com valores da Crosta Continental Superior (UCC), do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS), rochas félsicas e rochas máficas.

| | Th/Sc | Th/Co | Th/Cr | (La/Yb) _c | La/Sc | Eu/Eu* | LREE/HREE |
|--------------------------------|-----------|-----------|-------------|----------------------|-----------|-----------|------------|
| | 0.75 | 0.61 | 0.11 | 10.5 | | 0.50 | 0.66 |
| | 0,75 | 0,61 | 0,11 | 10,5 | 2,21 | 0,70 | 8,66 |
| PAAS ^(b) | 0.75 | 0.63 | 0.13 | 9.2 | 2 37 | 0.65 | 8.89 |
| | 0,75 | 0,05 | 0,15 | ,2 | 2,57 | 0,05 | 0,09 |
| Variação para rochas | 0,84-20,5 | 0,67-19,4 | 0,13-2,7 | 3,0-27,0 | 2,5-16,3 | 0,40-0,94 | |
| félsicas ^(c) | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| Variação para rochas | 0,05-0,22 | 0,04-1,4 | 0,018-0,046 | 1,1-7,0 | 0,43-0,86 | 0,71-0,95 | |
| máficas ^(c) | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| Valores obtidos ^(d) | 0,1-1,91 | 0,04-1,92 | 0,008-0,14 | 3,86-120,44 | 1,47-4,86 | 0,62-0,92 | 2,75-13,95 |
| Valores médios (n= | 0,62±0,08 | 0,53±0,10 | 0,037±0,005 | 52,26±7,34 | 3,0±0,26 | 0,76±0,02 | 9,40±0,60 |
| 21) ^(d) | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| (3) D 1 1 0 | C (0000) | | | | | | |

(a) Rudnick & Gao (2003) (b) Taylor & McLennan (1985)

^(b) Taylor & McLennan (1985) ^(c) Culler (1004, 2000) Culler

^(c) Cullers (1994, 2000), Cullers *et al.* (1988)
^(d) Esta trabalha

^(d) Este trabalho

Neste estudo, os valores obtidos para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo para as razões Eu/Eu*, (La/Yb)_c, La/Sc, Th/Sc, Th/Co e Th/Cr são mais similares aos valores para sedimentos derivados de rochas fonte félsicas em comparação com as rochas máficas, sugerindo portanto, que esses arenitos e argilitos foram provavelmente derivados de um terreno félsico (Tabela 15).

Na coluna estratigráfica relacionando as razões elementares para a área de estudo (Figura 28), não existe uma tendência de variação óbvia para essas razões, entretanto, é possível observar que amostras de rochas com granulometria fina tais como argilitos e siltitos tendem a possuir anomalias negativas de Eu menores do que as obtidas para os arenitos e conglomerados. De maneira geral, apesar de determinadas variações nas razões entre elementos traço e REE, nota-se que os valores obtidos predominantemente estão dentro dos limites estabelecidos para rochas derivadas de material félsico.



Figura 28: Variações estratigráficas para as razões Eu/Eu*, (La/Yb)c, La/Sc, Th/Sc, Th/Co, Th/Cr e LREE/HREE para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo.

A partir do acima exposto, é possível explicar a proveniência das rochas estudadas por um sistema sedimentar dominado por detritos originados de materiais silícicos, de composição quartzítica a granítico-gnáissica. A composição dos elementos traço e terras raras são consistentes com a proposição de que as rochas da Bacia Bauru na área estudo sejam derivadas de uma fonte que apresenta caráter félsico.

9.4 – Evolução Paleoambiental Do Grupo Bauru No Oeste De Minas Gerais

A possível área fonte para os sedimentos da Bacia Bauru esteve sujeita a constantes modificações ao longo de sua evolução, como é possível observar no modelo de evolução paleoambiental proposto para a área de estudo (Figura 29a-c).



Figura 29: Modelo de evolução paleoambiental para a Bacia Bauru na área de estudo. a) Início das intrusões alcalinas nas bordas E e NE, gerando espaço de acomodação para os sedimentos da Bacia Bauru. Essas intrusões também resultaram na exposição de rochas da Formação Serra Geral e do Embasamento Pré-Cambriano. b) Soerguimento do Alto Paranaíba e estabelecimento de tratos de sistemas aluviais acima da deposição lacustre. c) Erosão das rochas máficas e alcalinas, resultando na deposição dos sedimentos para áreas mais distais da bacia e evidenciando as rochas do Embasamento Pré-Cambriano como a principal fonte de sedimentos para a área de estudo.

A Bacia do Paraná é separada da Bacia Sanfranciscana a NE pelo Arco do Alto Paranaíba (Costa, 1963; Hasui, 1968; Hasui & Haralyi, 1991). Segundo Hasui & Haralyi (1991), o Arco do Alto Paranaíba consiste em uma porção do embasamento pré-cambriano constituida essencialmente por rochas atribuídas ao complexo granitoide a oeste, aos metassedimentos (paragnaisses, xistos, quartizitos e filitos) do Grupo Araxá na porção intermediária e às rochas do Grupo Bambuí a leste. A partir do Mesozóico, com o início das intrusões alcalinas nessa região, essa estrutura sofreu uma reativação positiva e passou a ser denominada Soerguimento do Alto Paranaíba. Intrusões alcalinas também ocorreram na porção Norte da Bacia do Paraná, levando a formação da Província Alcalina de Goiás (PAGO). O soerguimento das bordas E e NE da Bacia do Paraná levou a geração de espaço de acomodação que permitiu a configuração da Bacia Bauru (Figura 26a).

Além disso, o soerguimento e deformação na borda NE expôs as rochas da Formação Serra Geral, além das intrusões alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba, que ao serem intemperizadas e erodidas constituíram o preenchimento sedimentar de depósitos lacustres (Gravina *et al.*, 2002; Batezelli, 2010).

O clima na borda NE da Bacia Bauru, permitiu o estabelecimento de tratos de sistemas aluviais proximais e distais (Figura 26b), responsáveis pelo preenchimento sedimentar da área de estudo.

Progressivamente as rochas que constituem as bordas da Bacia Bauru foram sujeitas a processos intempéricos e erosionais, de forma que nota-se que as rochas analisadas neste estudo, correspondentes à associação fácies aluvial não apresentam evidências geoquímicas de que tenham sido originadas de rochas máficas e alcalinas. A ausência de evidências de origem máfica e alcalina para as rochas sedimentares analisadas neste trabalho indicam a erosão dessas rochas na área de estudo e deposição sedimentar em direção ao SW da bacia, resultando na exposição de rochas do embasamento pré-cambriano (Figura 26c). Neste estágio de evolução da Bacia Bauru para a área de estudo também se observa a colmatação dos ambientes distais, representado pelos depósitos lacustres e aluviais distais pelos depósitos aluviais proximais e intermediários.

A maturidade composicional dos arenitos depositados na Bacia Bauru é originada tanto na natureza silícica das rochas-fontes vindas do embasamento e da redeposição sedimentar dentro da

bacia por fluxos efêmeros ou perenes. Rochas de granulometria mais fina como siltitos e argilitos foram depositados por meio de cargas de argila e silte em suspensão com direção a uma depressão. Essa depressão quando alimentada com os fluxos aquosos se torna um ambiente lacustre, de modo que a deposição da Bacia Bauru nessa área de estudo reflete a interação de processos aluviais e lacustres. Interações eólico-lacustres também são observadas na área de estudo.

A geoquímica das rochas da Bacia Bauru na área de estudo aponta para uma origem relacionada à exposição das rochas do embasamento pré-cambriano soerguido durante o Mesozóico. Essa caracterização geoquímica corrobora os dados de petrografia de Batezelli (2003) e Batezelli *et al.* (2005) e os dados de paleocorrente medidos a partir de estratificações cruzadas de arenitos por Batezelli *et al.* (2007) e Batezelli (2010) que determinaram que a direção do fluxo sedimentar para a área de estudo é de NE para SW.

10 – CONCLUSÕES

A caracterização das rochas depositadas na Bacia Bauru na área de estudo permitiu as seguintes conclusões:

Por meio da difratometria de raios X foi possível identificar os minerais quartzo, microclínio, calcita, albita, dolomita e hematita presentes na constituição total das rochas. Illita, montmorillonita e paligorsquita são os argilominerais identificados. A ocorrência desses minerais e argilominerais são variáveis de acordo com as amostras analisadas.

As amostras da Bacia Bauru na área de estudo foram classificadas por meio do *SandClass-System* em arenitos ferruginosos, folhelhos, grauvacas, litoarenitos e sublitoarenitos, baseado nas variações entre as razões Fe₂O₃/K₂O e SiO₂/Al₂O₃ entre as amostras. A análise de elementos maiores mostrou que o SiO₂ é óxido dominante na constituição das amostras analisadas. Rochas sedimentares mais ricas em argila apresentam valores de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, TiO₂ e Na₂O maiores que nas rochas que apresentam granulometria mais grossa. Valores elevados obtidos para a razão K₂O/Na₂O evidenciam a predominância de feldspato potássico (microclínio) sobre plagioclásio (albita) na constituição das amostras estudadas. Observou-se também que os arenitos são enriquecidos em CaO com relação ao PAAS devido à cimentação carbonática pós-

Com relação aos elementos traço, observou-se que, com exceção do Sr, as rochas da Bacia Bauru na área de estudo são empobrecidas nos demais elementos litófilos de grande raio iônico, em comparação com os valores do PAAS. Coeficientes de correlação fortes foram observados entre os elementos Cs, Rb e Ba e com os elementos maiores Al_2O_3 e K_2O , indicando que o microclínio e as fases illíticas são os principais controladores da abundância desses elementos.

As concentrações dos elementos traço de alto potencial iônico são variáveis entre as amostras, embora Zr e Hf apresentem-se enriquecidos com relação ao PAAS. Correlações fortes entre esses dois elementos e do Zr com Al₂O₃, K₂O, Na₂O e com os elementos traço Rb, Cs, Ba e Nb indicam que a abundância desses elementos é controlada pela ocorrência de zircãos e de fases filossilicáticas. A forte correlação entre Y e Fe₂O₃ aponta para o mineral hematita enquanto controladora deste elemento.

Os elementos traço de transição ocorrem de maneira variável nas amostras da Bacia Bauru na área de estudo, ora enriquecidas, ora empobrecidas com relação aos valores do PAAS. Coeficientes de correlação fortes entre Ni, V, Sc e Cu com o Al_2O_3 e a maior ocorrência desses elementos em amostras classificadas como folhelhos e grauvacas indicam que esses elementos se concentram principalmente em fases filossilicáticas e argilominerais.

As amostras classificadas como folhelhos e grauvacas são enriquecidas em elementos terras raras leves e empobrecidas em elementos terras raras pesados, em comparação com os valores do PAAS enquanto que arenitos são empobrecidos em elementos terras raras de maneira geral. Argilominerais e fases filossilicáticas são os principais responsáveis pelo controle da ocorrência dos elementos terras raras, embora a ocorrência de zircão não deva ser desprezada.

As rochas da Bacia Bauru também foram caracterizada por meio da Análise de Componentes Principais, consistindo em um conjunto de 21 amostras e 41 parâmetros. As três primeiras componentes principais (CP) respondem por 80,13 % da variabilidade total neste conjunto. A primeira CP tem seus elementos controlados pela ocorrência de argilominerais. A segunda CP tem seus elementos controlados pela ocorrência de feldspatos e a terceira CP é controlada pela ocorrência de quartzo e de carbonatos pós-deposicionais.

A área-fonte, de acordo com os valores do Índice de Alteração Química e do Índice Químico de Alteração, foi moderadamente intemperizada. A própria ocorrência de microclínio como um dos minerais predominantes na composição das amostras é um indicador de que o intemperismo não afetou de maneira profunda a área-fonte. A principal tendência de intemperismo é com relação ao Al₂O₃, representando a transformação de minerais instáveis como micas e feldspatos em argilominerais.

Diagramas de discriminação tectônica para as rochas da Bacia Bauru na área de estudo indicam que as rochas sedimentares analisadas são derivadas de áreas continentais estáveis e depositadas em ambientes de bacia intracratônica.

Elementos maiores foram utilizados para a discriminação da possível área-fonte, resultando na redeposição de sedimentos na bacia derivados de um terreno de composição quartzítica a granítico-gnáissica. A análise de elementos traço, incluindo os terras raras, por meio de razões e diagramas também aponta para a ocorrência de um sistema sedimentar onde é predominante a
ocorrência de detritos resultantes do intemperismo de materiais de composição quartzítica a granítico-gnáissica.

A possível área-fonte para as rochas estudadas localiza-se a NE da Bacia Bauru e consiste no soerguimento do embasamento pré-cambriano denominado Soerguimento do Alto Paranaíba, que consiste em rochas graníticas e metassedimentos como paragnaisses, xistos e quartzitos. A deposição sedimentar na Bacia Bauru reflete a interação de facies aluviais e lacustres.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITCHISON, J. The Statistical Analysis of Compositional Data. London: Chapman and Hall, 1986. 416 p.

AKARISH, A.I.M; EL-GOHARY, A.M. Provenance and Source Area Weathering Derived from the Geochemistry of Pre-Cenomanian Sandstones, East Sinai, Egypt. **Journal of Applied Sciences**, v.11, n.17, p.3070-3088, 2011.

ALMEIDA, F.F.M. de.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. **Bol. Div.** Geol. Min. DNPM, v.143, p1–96, 1953.

ALMEIDA, F.F.M. de.; MELO, M. S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In:. Mapa geológico do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. Publicação IPT, 1184, 1981, v.1, p.46-81. Escala 1:500.000.

ALMEIDA, M.A. *et al.* Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.77-89, 1981.

ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobras. **Boletim de Geociências da Petrobras,** v. 1, p.157-175, 1987.

ANDRIOTTI, J.L.S. Análise de componentes principais: fundamentos de uma técnica de analise de dados multivariada aplicável a dados geológicos. Acta Geológica Leopoldensia, v.20, n.44, p.27-50, 1997.

ARMSTRONG-ALTRIN, J.S. *et al.* Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudanulam Formation, Southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. **Journal of Sedimentary Research**, v.74, p.285-297, 2004.

BARCELOS, J. H. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. 1984. 190f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1984.

BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista e nos Estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, 1987, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987.

BATEZELLI, A. **Redefinição Litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo.** 1998. 110f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

BATEZELLI, A. Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. 2003. 183 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

BATEZELLI, A. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das Bacias Caiuá e Bauru no Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v.40, n.2, p.265-285, 2010.

BATEZELLI, A.; GOMES, N.S.; PERINOTTO, J.A.J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências,** v.35, p.311-322, 2005.

BATEZELLI, A. *et al.* Redefinição Litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua Extensão Regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1., Serra Negra, 1999. **Boletim...** Serra Negra, Universidade Estadual Paulista, p. 195–200, 1999.

BATEZELLI, A.; SAAD, A.R.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da seqüência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru , no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, p.163–181, 2007.

BAULUZ, B. *et al.* 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. **Chemical Geology**, v.168, n.1-2, p.135-150, 2000.

BHATIA, M.R.; CROOK, K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v.92, p.181-193, 1986.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23, p.283-294, 1997.

COIMBRA, A.M. Sistematização crítica da obra. 1991. 54f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

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, Sociedade Brasileira de Geologia, p.103–115, 1981.

CONDIE, K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. **Chemical Geology**, v.104, p.1-37, 1993.

CONDIE, K.C.; LEE, D.; FARMER, G.L. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Vottonwood groups, northen Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes and detrital modes. **Sedimentary Geology**, v.141-142, p.443-464, 2001.

CONDIE, K.C.; WRONKIEWICZ, D.J. A new look at the Archean-Proterozoic boundary: Sediments and tectonic setting constraint. In: NAQVI, S.M. (Ed). **Precambrian Continental Crust and its economic resources.** Amsterdam: Elsevier, p.61-84, 1990.

COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra, São Paulo., In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.70–76, 1981.

COX, R.; LOWE, D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. Journal of Sedimentary Research, v.65, p.1-12, 1995.

COX, R.; LOWE, D.; CULLERS., R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. **Geochimica et Cosmochimica** Acta, v.59, n.14, p.2919-2940, 1995.

CULLERS R.L. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the wet mountains region, Colorado, USA. **Chemical Geology**, v.111. p.327-343, 1994.

CULLERS R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. **Lithos**, v.51, p.181-203, 2000.

CULLERS, R.L.; BASU, A.; SUTTNER, L. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. **Chemical Geology**, v.70, p.335-348, 1988.

CULLERS, R.L.; GRAF, J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, p. 275-316, 1984.

DAVIS, J.C. Statistics and Data Analysis in Geology. New York: John Wiley & Sons, 656p, 1986.

DIAS-BRITO, D. *et al.* Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie v.20**, p.245–304, 2001.

ETCHEBEHERE, M.L.C. *et al.* Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. **Geociências**, v.12, p.333–352, 1993.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, n. 8, p. 1199–1212, ago. 1978.

FEDO, C.; NESBITT, H.; YOUNG, G. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, v.23, p.921-924, 1995.

FENG, R.; KERRICH, R. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. **Geochimica et Cosmochimica** Acta, v.54, p.1061-1081, 1990.

FERNANDES, L.A. A cobertura Cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os grupos Bauru e Caiuá. 1992. 171f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

FERNANDES, L.A. Estratigrafia e Evolução Geológica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). 1998. 216f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. A cobertura Cretácea suprabasáltica no Estado do Paranpa e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.506-508, 1992.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.68, p.195–205, 1996.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.4, p.717-728; 2000.

FLOYD, P.A.; LEVERIDGE, B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of the Geological Society of London, v.144, p.531-542, 1987.

FLOYD, P.A. *et al.* Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. **Geological Society, London, Special Publications**, v.57, p.173–188, 1991.

FRALICK, P.W.; KRONBERG, B.I. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. **Sedimentary Geology**, v.113, p.111-124, 1997.

FREITAS, R.O. de. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, v.194, p.1–185, 1955.

FULFARO, V.J. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. **Boletim de Geociências USP**, v.5, p.129–138, 1974.

FULFARO, V.J.; BARCELOS, J.H. A tectônica pós-deposicional e a reconstrução paleogeográfica: o exemplo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCEAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. **Boletim de resumos expandidos...** Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.132-133, 1992.

FULFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A. Bacia Bauru: estado da arte. In: DIAS-BRITO, D.; ROHN, R.; PERINOTTO, J. A. (Eds). **Boletim do 4° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. Águas de São Pedro e Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, p.297-303, 1996.

FULFARO, V.J. *et al.* Santo Anastácio: Um geossolo cretácico na Bacia Caiuá, In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1., Serra Negra, 1999. **Boletim...** Serra Negra, Universidade Estadual Paulista, p.125–130, 1999a.

FULFARO, V.J. *et al.* A Bacia Caiuá: Uma nova bacia Cretácea na Bacia do Paraná In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1., Serra Negra, 1999. **Boletim...** Serra Negra, Universidade Estadual Paulista, p.439–442, 1999b.

GARRELS, R.M.; CHRIST, C.L. Solutions, minerals and equilibria. New York: Harper & Row, 450p, 1965.

GARVER, J.I.; ROYCE, P.R.; SMICK, T.A. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramaficsource. **Journal of Sedimentary Research**, v.100, p.100–106, 1996.

GOLDSCHMIDT, V.M. Geochemistry. New York: Oxford University Press, 1954.

GONZAGA DE CAMPOS, L.F., **Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura** (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil). São Paulo: Tip. Ideal, 1905.

GRAVINA, E.G. *et al.* Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante no Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v.32, n.4, p.545-558, 2002.

HACHIRO, J. *et al.* O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro, 1994. **Boletim...** Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, p.93-96, 1994.

HARKER, A. The Natural History of Igneous Rocks. London: Metheuen, 384p, 1909.

HARNOIS, L. The CIW index: a new chemical index of weathering. **Sedimentary Geology**, v.55, p.319-322, 1988.

HASSAN, S. *et al.* Geochemistry of Permian-Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. **Chemical Geology**, v.168, p.293-314, 1999.

HASUI, Y. A Formação Uberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22. Belo Horizonte, 1968. **Resumo das Comunicações...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, p.167-179, 1968.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v.10, p.67–77, 1981.

HERRON, M.M. Geochemical Classification of Terrigenous sands and shales from core or log data. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.58, n.5, p.820-829, 1988.

HOSSAIN, H.M.Z., ROSER, B.P.; KIMURA, J.I. Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: provenance and source area weathering. **Sedimentary Geology**, v.228, p.171–183, 2010.

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, 1981.

JARVIS, I.; JARVIS, K.E. Plasma spectrometry in the Earth Sciences: techniques, applications and future trends. **Chemical Geology**, v.95, p.1-33, 1992.

JARVIS, I.; MORETON, J.; GERARD, M.M. Chemostratigraphy of Madeira Abyssal Plain Miocene-Pleistocene turbidites, Site 950. **Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v.157, p.535-558, 1998.

JOHNSSON, M.J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: JOHNSSON, M.J.; BASU, A. (Eds), **Processes controlling the composition of clastic sediments.** Spec. Pap., Geol. Soc. Am. v.284. p.1-19, 1993

KRONBERG, B. I.; TAZAKI, K.; MELFI, A.J. Detailed geochemical studies of the initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de S. Sebastião, Brazil. **Chemical Geology**, v.60, p.79-88, 1987.

LANDIM, P.M.B.; SOARES, P.C. Estratigrafia da Formação Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 195–206, 1976.

LINDSEY, D.A. An evaluation of alternative chemical classifications of sandstones. **USGS Open File Report**, v.99, n.34, 23p., 1999.

LINGE, K.L; JARVIS, K.E. Quadrupole ICP-MS: Introduction to instrumentation, measurement techniques and analytical capabilities. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v.33, p.445-467, 2009

MCLENNAN, S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v.21, p.169-200, 1989.

MCLENNAN, S.M. Weathering and global denudation. The Journal of Geology, v.101, p.295-303, 1993.

MCLENNAN, S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**. v.2, p.200GC00109, 2001.

MCLENNAN, S.M. *et al.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.54, p.2015-2050, 1990.

MCLENNAN, S.M. *et al.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: JOHNSSON, M.J.; BASU, A. (Eds) **Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments.** Geological Society of America Special Papers. 284, 21-40, 1993.

MCLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. **Journal of Geology**, v.99, p.1-21, 1991

MCLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R.; KRÖNER, A. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa, I. The Swaziland and Pongola Supergroup. **Precambrian Research**, v.22, p.93-124, 1983.

MEINHOLD, G.; KOSTOPOULOS, D.; REISCHMANN, T. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of sedimentary rocks from the islands of Chios, Inousses and Psara, Aegean Sea, Greece: implications for the evolution of Palaeotethys. **Journal of the Geological Society of London** v.164, p.1145–1163, 2007.

MEZZALIRA, S. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. **Bol.** Inst. Geog. Geol. v.51, 162p, 1974.

MIDDELBURG J.J., VAN DER WEIJDEN, C.H.; WOITTIEZ, J.R.W. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. **Chemical Geology**, v.68, p.253–273, 1988.

MIDDLETON, E.V. Chemical Composition of Sandstone. Bull Geol. Soc of America, v.71, p.1011-1026, 1960.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental. 1997. 255f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MISHRA, M.; SEN, S. Provenance, tectonic setting and source area weathering of mesoproterozoic Kaimur Group, Vindhyan Supergroup, Central India. **Geologica Acta**, v.10, p.283-293, 2012.

MONGELLI, G. *et al.* Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental red-bed mudrocks, Peloritani mountains, southern Italy. **Geochemical Journal**, v.40, p.197-209, 2006.

NESBITT, H.W.; MACRAE, N.D.; KRONBERG, B.I. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. **Earth and Planetary Science Letter**, v.100, p.118-123, 1990.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v.299, p.715-717, 1982.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamics and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.48, p.1523-1534, 1984.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles. Journal of Geology, v.97, p.129-147, 1989.

PAQUET, H. Stability, instability and significance of attapulgite in the calcretes of Mediterranean and tropical areas with marked dry season. **Science Géologique Memoir**, v.72, p.131-140, 1983.

PAULA E SILVA, F. Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo. 2003. 166p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

PAULA E SILVA, F.; KIANG, C.H.; CAETANO-CHANG, M.R. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, p.77-88, 2005.

PEARCE, T.J.; JARVIS, I. High-resolution chemostratigraphy of Quaternary distal turbidites: a case study of new methods for the analysis of barren sequences. In: DUNAY, R.E.; HAILWOOD, E.A. (Eds) **Non-biostratigraphical methods of dating and correlation.** Geological Society of London Special Publications, 89. pp. 107-143, 1995.

RAMSEY, M.H. Sampling and sample preparation. In: Gill, R. (Ed.), **Modern Analytical Geochemistry:** An Introduction to Quantitative Chemical Analysis for Earth, Environmental and Material Scientists. Harllow: Longman Scientific & Technical, p.12–28, 1997.

RICCOMINI, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da **Porção Centro-Oriental do Estado de São e Áreas Vizinhas.** 1995. 100f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências,** v.27, p.153–162, 1997.

ROSER, B.P; KORSCH, R. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. **Journal of Geology**, v.94, n.5, p.635-650, 1986.

ROSER, B.P; KORSCH, R. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. **Chemical Geology**, v.67, p.119-139, 1988.

ROY, D.K.; ROSER, B.P. Geochemical evolution of the Tertiary succession of the NW shelf, Bengal Basin, Bangladesh: Implications for provenance, paleoweathering and Himalayan erosion. Journal of Asian Earth Sciences, v.78, p.248-262, 2013.

RUDNICK, R.L.; GAO, S. Composition of the continental crust. **Treatise on geochemistry**, v.3, p.1-64, 2003.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J.C. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Geologia USP**, Série Científica, v.7, p.49–70, 1997.

SANTOS, P.R.; RODRIGUES, M.E.; LUZ, O.T. A Estrutura de Piratininga: mapeamento geológico de detalhe. São Paulo, Paulipetro – Consórcio CESP/IPT, 17p. (Relatório RT-021/80), 1980.

SCHUENEMEYER, J.H. & DREW, L.J. Statistics for Earth and Environmental Scientists. New Jersey: Wiley, 407p, 2011.

SENNA, J.A. **Caracterização de argilas de utilização na indústria cerâmica por espectroscopia de reflectância.** 2003. 221p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2003.

SKOOG, D.A.; HOLLER, F.J.; NIEMAN, T.A. **Princípios de Análise Instrumental.** 5ed. São Paulo: Bookman, 836p, 2002.

SOARES, P.C. *et al.* Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo, In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979. **Boletim de Resumos...** Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.307–319, 1979.

SOARES, P.C. *et al.* Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v.10, p.177–185, 1980.

SOUZA, M.Z.A. **Petrologia e Geoquímica do Complexo Alcalino Ponta do Morro - MT.** 1997. 168f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

STEIN, D.P. *et al.* Geologia da parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema, in: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979. **Boletim de Resumos...** Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.291–306, 1979.

SUGUIO, K. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. 1973. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1973.

SUGUIO, K. Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo., In: Mesa Redonda Sobre Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo. Publicação Especial - ABGE-SBG, São Paulo, p.25–32, 1980.

SUGUIO, K. Comportamentos estratigráfico e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA 1, 1977. **Atas...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p.231–247, 1977.

TURNER, S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v.121, p.333–348, 1994.

TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 312p. 1985.

TAYLOR, S. R. *et al.* Rare earth element patterns in Archean high-grade metassediments and their tectonic significance. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.50, p.2267-2279, 1986.

WALKER, R.G. Facies models revisited. In: POSAMENTIER, H.W., WALKER, R.G. (Eds.), Facies Models Revisited. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), p.1–17, 2006.

WRONKIEWICZ, D.J.; CONDIE, K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. **Geochimica et Cosmochimica Acta** v.51, p.2401–2416, 1987.



| | SiO2 | A12O3 | Fe2O3 K | 20 TiC | D2 CaO | Na2O | P2O5 | Rb | Cs | Ba | Sr | Th | U | Zr | Hf | Y | Nb | Cr | Ni V | / Sc | Cu | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Но | Er ' | Γm Yl | o Lu |
|-----------|-------|-------|----------|---------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|-----------------|----------------|-----------------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|------|
| SiO2 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A12O3 | -0,73 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Fe2O3 | -0,59 | 0,89 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K2O | -0,75 | 0,96 | 0,77 | ,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TiO2 | -0,52 | 0,77 | 0,88 (| ,72 1,0 | 00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | -0,07 | -0,61 | -0,67 -0 |),51 -0,: | 57 1,00 |) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na2O | -0,43 | 0,69 | 0,39 (| 9,82 0,2 | 34 -0,44 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P2O5 | -0,78 | 0,82 | 0,86 (| ,77 0, [°] | 79 -0,39 | 0,40 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | -0,75 | 0,94 | 0,71 (| ,98 0, | 61 -0,46 | 0,82 | 0,72 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cs | -0,76 | 0,95 | 0,74 (| ,96 0, | 61 -0,50 | 0,77 | 0,74 | 0,97 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | -0,58 | 0,77 | 0,63 (| ,77 0,: | 55 -0,42 | 0,59 | 0,56 | 0,79 | 0,79 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sr | -0,38 | -0,25 | -0,35 -0 |),14 -0,2 | 26 0,84 | -0,13 | -0,07 | -0,09 | -0,16 | -0,09 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Th | -0,68 | 0,68 | 0,55 (| ,73 0,4 | 48 -0,18 | 0,56 | 0,68 | 0,76 | 0,70 | 0,48 | 0,06 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| U | -0,72 | 0,86 | 0,60 (| ,94 0,: | 58 -0,39 | 0,86 | 0,63 | 0,92 | 0,92 | 0,68 | -0,03 | 0,63 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | -0,40 | 0,71 | 0,52 (| 9,78 0,2 | 54 -0,47 | 0,76 | 0,37 | 0,74 | 0,70 | 0,70 | -0,08 | 0,40 | 0,81 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Hf | -0,45 | 0,74 | 0,61 (| ,79 0, | 64 -0,46 | 0,74 | 0,49 | 0,73 | 0,68 | 0,62 | -0,05 | 0,45 | 0,80 | 0,95 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Y | -0,46 | 0,59 | 0,71 (|),49 0, <u>:</u> | 57 -0,28 | 0,17 | 0,52 | 0,39 | 0,42 | 0,48 | -0,04 | 0,43 | 0,31 | 0,47 | 0,51 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Nb | -0,66 | 0,86 | 0,86 (| ,83 0,9 | 95 -0,51 | 0,46 | 0,79 | 0,76 | 0,75 | 0,67 | -0,14 | 0,57 | 0,74 | 0,68 | 0,72 | 0,58 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | -0,51 | 0,69 | 0,66 (| ,71 0, | 73 -0,43 | 0,52 | 0,55 | 0,59 | 0,63 | 0,50 | -0,19 | 0,42 | 0,74 | 0,73 | 0,73 | 0,57 | 0,77 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | -0,64 | 0,79 | 0,91 (| ,71 0,9 | 94 -0,49 | 0,29 | 0,90 | 0,62 | 0,63 | 0,53 | -0,21 | 0,56 | 0,55 | 0,37 | 0,50 | 0,60 | 0,88 | 0,66 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | |
| V | -0,69 | 0,92 | 0,92 (| ,86 0, | 84 -0,59 | 0,52 | 0,88 | 0,80 | 0,83 | 0,70 | -0,27 | 0,63 | 0,73 | 0,59 | 0,60 | 0,62 | 0,89 | 0,75 | 0,86 1 | ,00 | | | | | | | | | | | | | | |
| Sc | -0,42 | 0,77 | 0,82 (|),66 0, ' | 76 -0,64 | 0,37 | 0,66 | 0,62 | 0,59 | 0,66 | -0,23 | 0,38 | 0,47 | 0,56 | 0,63 | 0,65 | 0,76 | 0,43 | 0,74 0 | ,70 1,0 | 00 | | | | | | | | | | | | | |
| Cu | -0,66 | 0,86 | 0,91 (| ,78 0,9 | 94 -0,52 | 0,36 | 0,87 | 0,71 | 0,72 | 0,62 | -0,23 | 0,59 | 0,62 | 0,48 | 0,57 | 0,63 | 0,93 | 0,65 | 0,95 0 | ,87 0,8 | 30 1,0 | 00 | | | | | | | | | | | | |
| La | -0,74 | 0,84 | 0,84 (| ,81 0, | 88 -0,39 | 0,45 | 0,82 | 0,71 | 0,73 | 0,62 | -0,04 | 0,58 | 0,72 | 0,62 | 0,67 | 0,73 | 0,92 | 0,85 | 0,88 0 | ,90 0,0 | 59 0,8 | 89 1,0 |) | | | | | | | | | | | |
| Ce | -0,65 | 0,79 | 0,79 (|),78 0,3 | 83 -0,40 | 0,46 | 0,79 | 0,72 | 0,68 | 0,57 | -0,11 | 0,81 | 0,64 | 0,49 | 0,55 | 0,63 | 0,86 | 0,70 | 0,86 0 | ,85 0,0 | 55 0,8 | 85 0,8 | 7 1,00 | | | | | | | | | | | |
| Pr | -0,61 | 0,75 | 0,83 (|),70 0,9 | 91 -0,41 | 0,33 | 0,76 | 0,57 | 0,60 | 0,52 | -0,12 | 0,50 | 0,58 | 0,53 | 0,61 | 0,74 | 0,89 | 0,83 | 0,90 0 | ,83 0,0 | 58 0,9 | 0 0,9 | 7 0,86 | 1,00 | | | | | | | | | | |
| Nd | -0,56 | 0,68 | 0,80 (|),63 0, 9 | 91 -0,38 | 0,24 | 0,72 | 0,49 | 0,51 | 0,44 | -0,12 | 0,45 | 0,50 | 0,47 | 0,56 | 0,74 | 0,86 | 0,79 | 0,89 0 | ,77 0,0 | 57 0, 8 | 88 0,9 | 4 0,82 | 0,99 | 1,00 | | | | | | | | | |
| Sm | -0,55 | 0,68 | 0,79 (|),62 0, | 89 -0,37 | 0,24 | 0,71 | 0,48 | 0,51 | 0,44 | -0,12 | 0,46 | 0,50 | 0,48 | 0,56 | 0,77 | 0,84 | 0,79 | 0,87 0 | , 76 0,0 | 56 0,8 | 37 0,9: | 3 0,82 | 0,99 | 1,00 | 1,00 | | | | | | | | |
| Eu | -0,52 | 0,63 | 0,77 (|),57 0, | 88 -0,35 | 0,19 | 0,69 | 0,43 | 0,45 | 0,41 | -0,11 | 0,46 | 0,43 | 0,41 | 0,50 | 0,77 | 0,82 | 0,76 | 0,87 0 | ,73 0,0 | 55 0,8 | 85 0,9 | 1 0,83 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | | | | | | | |
| Gd | -0,54 | 0,66 | 0,78 (|),59 0, | 84 -0,34 | 0,22 | 0,68 | 0,45 | 0,48 | 0,46 | -0,09 | 0,47 | 0,45 | 0,46 | 0,54 | 0,85 | 0,80 | 0,77 | 0,84 0 | ,74 0,0 | 56 0,8 | 63 0,91 | 2 0,82 | 0,97 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | | | | | | |
| ТЬ | -0,52 | 0,65 | 0,77 (|),58 0, 7 | 77 -0,34 | 0,22 | 0,64 | 0,44 | 0,47 | 0,48 | -0,09 | 0,45 | 0,42 | 0,48 | 0,53 | 0,91 | 0,75 | 0,75 | 0,78 0 | ,74 0,0 | 57 0, 7 | 9 0,8 | 9 0,78 | 0,94 | 0,94 | 0,95 | 0,95 | 0,99 | 1,00 | | | | | |
| Dy | -0,42 | 0,57 | 0,73 (| 0,47 0,0 | 67 -0,31 | 0,12 | 0,53 | 0,35 | 0,37 | 0,41 | -0,10 | 0,39 | 0,29 | 0,44 | 0,49 | 0,97 | 0,65 | 0,64 | 0,67 0 | ,64 0,0 | 55 0,e | 9 0,7 | 9 0,69 | 0,84 | 0,85 | 0,87 | 0,87 | 0,93 | 0,97 | 1,00 | | | | |
| Но | -0,40 | 0,54 | 0,69 (| 0,44 0,3 | 58 -0,28 | 0,13 | 0,48 | 0,33 | 0,36 | 0,40 | -0,07 | 0,37 | 0,27 | 0,43 | 0,47 | 0,99 | 0,57 | 0,60 | 0,59 0 | ,59 0,0 | 52 0,e | 52 0, 7. | 5 0,62 | 0,77 | 0,78 | 0,81 | 0,81 | 0,88 | 0,93 | 0,99 | 1,00 | 1.00 | | |
| Er T- | -0,32 | 0,50 | 0,66 (| 0,38 0,3 | 50 -0,30 | 0,10 | 0,42 | 0,28 | 0,30 | 0,39 | -0,09 | 0,31 | 0,20 | 0,43 | 0,47 | 0,99 | 0,50 | 0,51 | 0,52 0 | ,53 0,0 | os 0,5 | 0,6 | + 0,53 | 0,67 | 0,68 | 0,71 | 0,71 | 0,79 | 0,87 | 0,96 | 0,98 | 1,00 | 1.00 | |
| 1 m Vh | -0,33 | 0,56 | 0,68 (| 7,40 U,1 | 31 -0,39 | 0,27 | 0,40 | 0,30 | 0,39 | 0,43 | -0,19 | 0,37 | 0.30 | 0,45 | 0,48 | 0,94 | 0,49 | 0,30 | 0,54 0 | ,39 0,0 | 50 U,S | 4 0,6 | · 0,5/ | 0,69 | 0.55 | 0.50 | 0,71 | 0,79 | 0.77 | 0.91 | 0,94 | 0,94 | 1,00 | 00 |
| 10 | -0,20 | 0,51 | 0,62 (| ,41 0,4 | 40 -0,36 | 0,24 | 0,54 | 0,33 | 0,54 | 0,41 | -0,12 | 0,27 | 0,20 | 0,52 | 0,54 | 0,94 | 0,42 | 0,48 | 0,40 0 | ,49 0,0 | 52 0,4 | 14 U,SI | 5 0,44 | 0,36 | 0,35 | 0,59 | 0,57 | 0,08 | 0,77 | 0,87 | 0,92 | 0,97 | 0,94 1,0 | |

Anexo A: Matriz de correlação para os elementos maiores, traços e terras raras para as amostras da Bacia Bauru na área de estudo.