

Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geociências e Meio Ambiente

**ESTUDO HIDROGEOQUÍMICO DA PORÇÃO
MERIDIONAL DO SISTEMA AQÜÍFERO BAURU
NO ESTADO DE SÃO PAULO**

Marcelo Ribeiro Barison

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências – Área de Concentração em Geociências e Meio Ambiente, para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

RIO CLARO – SP
2003

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Chang Hung Kiang - UNESP
- orientador -

Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal - UNICAMP

Prof. Dr. Ernani Francisco da Rosa Filho - UFPR

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr. - UFRJ

Prof. Dr. Osmar Sinelli - USP

Marcelo Ribeiro Barison
- candidato -

Rio Claro, 31 de Julho de 2003.

RESULTADO: Aprovado, menção Distinção.

551.49 Barison, Marcelo Ribeiro.
B253e Estudo hidrogeoquímico da porção meridional do sistema
aquífero Bauru no estado de São Paulo / Marcelo Ribeiro
Barison.-- Rio Claro : [s.n.], 2003.
153 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Águas subterrâneas 2. Grupo Bauru. 3. Modelagem
Geoquímica. 4. Interação rocha-fluído. I. Título



(Natal de 1995)

Dedico este trabalho aos meus pais,
Fernando e Rosa Maria e aos irmãos
Gisela, Eduardo, Ricardo, Fernando e
Renato.

AGRADECIMENTOS

À Deus, que me concedeu a oportunidade de existir e que se faz presente em todos os momentos.

Aos meus pais, Fernando e Rosa Maria, que sempre investiram na educação e formação profissional de seus filhos.

Ao professor Chang Hung Kiang, pela orientação e incentivo durante todo o trabalho.

À FAPESP, pelo auxílio à pesquisa através da concessão de bolsa de estudo e de recursos da reserva técnica.

Aos professores Maria Rita Caetano-Chang, Alexandre Campana Vidal, Ernani Francisco da Rosa Filho, Gerson Cardoso da Silva Jr., Osmar Sinelli, Wu Fu Tai, Ian Hitchcon, Bernhard Mayer e Antenor Zanardo pelo acompanhamento, discussões e sugestões técnicas apresentadas.

Ao químico Emílio Hespanhol, do Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica da UNESP, pelas análises químicas de águas; aos laboratórios de hidrogeoquímica e de química isotópica da Universidade de Calgary; à química Myrtes Malagutti, do Laboratório de Geoquímica da UNESP; e à química Heliana, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UNESP.

Ao DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica; SABESP – Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo; e às todas prefeituras e pessoas físicas que concederam dados e permitiram a coleta de águas.

Ao desenhista Fábio Escher, pelos auxílios técnicos com os mapas.

À secretária da FAPESP em Rio Claro, Margareth, por seus inúmeros auxílios prestados e pela amizade.

À secretária Rose, do prédio de pós-graduação em Geociências, IGCE, UNESP.

Aos amigos Thiago, Daniel, Cristiano, Wenceslao, Luís Ângelo, Raoni, Márcio, Augusto, Fabiani, Alessandra, Dagmar, Elias, Nara, Daniel, Cleide, Ana Paula, Manoel, Feola, Ana Cândida, Mirna e Leila, pelo cooperativismo, solidariedade e amizade.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FOTOS	ix
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1 INTRODUÇÃO	01
1.1 OBJETIVOS	02
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	02
2 O GRUPO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO	04
2.1 LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO BAURU	04
2.1.1 FORMAÇÃO CAIUÁ	07
2.1.2 FORMAÇÃO SANTO ANASTÁCIO	08
2.1.3 FORMAÇÃO ADAMANTINA	09
2.1.4 FORMAÇÃO MARÍLIA	10
2.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GRUPO BAURU	11
3 HIDROGEOLOGIA E HIDROGEOQUÍMICA DO SISTEMA AQÜÍFERO BAURU	14
3.1 GEOMETRIA DO AQÜÍFERO	14
3.2 COMPORTAMENTO HIDRÁULICO REGIONAL	15
3.3 HIDROGEOQUÍMICA	16
4 MATERIAIS E MÉTODOS	19
4.1 AMOSTRAGEM	19
4.2 ANÁLISES LABORATORIAIS – ÁGUAS	19
4.2.1 ANÁLISES DOS CÁTIOS	20
4.2.2 ANÁLISES DOS ÂNIOS	21
4.2.3 ANÁLISES ISOTÓPICAS	22
4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS – ROCHAS	25
4.3.1 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X	26
4.3.2 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	28

5	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU	30
5.1	ARCABOUÇO MINERALÓGICO DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU	30
5.1.1	QUARTZO	30
5.1.2	FELDSPATOS	32
5.1.3	FRAGMENTOS LÍTICOS	35
5.1.4	MINERAIS ACESSÓRIOS	37
5.1.5	MATRIZ	37
5.2	TIPOS DE CIMENTO	38
5.2.1	MONTMORILONITAS E ILITAS	38
5.2.2	CIMENTAÇÃO SILICÁTICA	41
5.2.3	ANALCIMA	42
5.2.4	PALIGORSKITA	44
5.2.5	CIMENTAÇÃO CARBONÁTICA	45
5.2.6	CIMENTAÇÃO FERRUGINOSA	47
5.2.7	CAULINITA	49
5.3	TEXTURA	50
5.4	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	52
5.4.1	CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU	54
5.5	CONSIDERAÇÕES SOBRE PROVENIÊNCIA	55
5.5.1	TIPOS DE PROVENIÊNCIA	56
5.5.2	PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU	59
5.6	DIAGÊNESE	63
5.6.1	INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILAS	64
5.6.2	COMPACTAÇÃO MECÂNICA	65
5.6.3	CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO	66
5.6.4	ANALCIMA	67
5.6.5	PALIGORSKITA	69
5.6.6	GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA	69
5.6.7	CALCITA	71
5.6.8	ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO	73
5.6.9	CAULINITAS	74

6	HIDROGEOQUÍMICA	75
6.1	INTRODUÇÃO	75
6.2	CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS	75
6.2.1	COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	78
6.2.1.1	Comportamento dos Íons Principais	84
6.2.1.2	Razões Iônicas das Águas Subterrâneas	102
6.2.2	COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DOS RIOS	108
6.2.3	COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DAS CHUVAS	112
6.3	ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO	115
7	MODELO TERMODINÂMICO	121
7.1	PARÂMETROS TERMODINÂMICOS	121
7.2	INTERAÇÃO ROCHA-FLUIDO	122
7.2.1	CAULINITA E MONTMORILONITA	125
7.2.2	CALCITA	127
7.2.3	QUARTZO	128
7.2.4	ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO	130
7.2.5	ANALCIMA	131
7.2.6	PALIGORSKITA	133
8	CONCLUSÕES	137
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

ANEXOS

ANEXO 01: Mapa de Localização dos Poços Tubulares Amostrados.

ANEXO 02: Mapa de Localização das Amostras de Calha e de Rochas.

ANEXO 03: Mapa de Drenagens Superficiais e de Localização das Amostras de Rios e de Chuvas.

ANEXO 04: Resultados das Análises de Difractometria de Raios X.

ANEXO 05: Análises Petrográficas.

ANEXO 06: Mapa Geológico e de Situação dos Tipos Hidroquímicos.

ANEXO 07: Composição Química das Águas Subterrâneas.

ANEXO 08: Diagramas de STIFF.

ANEXO 09: Mapa de Distribuição dos Diagramas de STIFF.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Localização da área de estudo no Estado de São Paulo, inserida no Grupo Bauru, porção Nordeste da Bacia do Paraná.	03
Figura 02: Mapa de distribuição dos sedimentos do Grupo Bauru no Estado de São Paulo (IPT, 1981).	05
Figura 03: Quadro estratigráfico do Grupo Bauru (SOARES <i>et al.</i> , 1980).	06
Figura 04: Espectrômetro de Massa Típico e Sistema <i>Inlet</i> para análise isotópica de uma amostra desconhecida comparada a um gás de referência conhecido (WIESER & BRAND, 1999).	23
Figura 05: Difração de um feixe de Raios X sobre um plano de átomos (FORMOSO, 1985).	27
Figura 06: Componentes básicos de um Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV (NÓBREGA, 1999).	29
Figura 07: Difratograma dos argilominerais montmorilonita e illita obtido da fração < 2 μm (Sublitarenito, Formação Adamantina, Município de Oriente).	39
Figura 08: Difratograma da analcima obtido da fração < 2 μm (Sublitarenito, Formação Adamantina, Município de Inúbia Paulista, profundidade de 200 metros).	42
Figura 09: Difratograma da paligorskita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Marília, Município de Quintana).	44
Figura 10: Difratograma da calcita obtido da fração < 2 μm (Subarcóseo, Formação Adamantina, Município de Braúna).	47
Figura 11: Difratograma da hematita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Adamantina, Município de Muritinga do Sul).	48
Figura 12: difratogramas da caulinita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Caiuá, Município de Euclides da Cunha).	49
Figura 13: Gráfico de classificação de arenitos (McBRIDE, 1963 <i>apud</i> BLATT, 1992).	53
Figura 14: Gráfico de classificação de arenitos (FOLK, 1968).	53
Figura 15: Composição dos arenitos do Grupo Bauru em Diagrama de FOLK (1968).	54

Figura 16: Diagramas QFL e QmFLt para arenitos apresentando subdivisões de acordo com o tipo de proveniência (DICKINSON <i>et al.</i> , 1983).	58
Figura 17: Diagrama QFL (DICKINSON <i>et al.</i> ,1983) para os arenitos do Grupo Bauru na área de estudo.	60
Figura 18 : Diagrama QmFLt (DICKINSON <i>et al.</i> , 1983) para os arenitos do Grupo Bauru, na área de estudo.	61
Figura 19: Estrutura básica do método gráfico proposto por STIFF (1983).	75
Figura 20: Gráfico de STIFF, conforme obtido para a amostra MA-046.	76
Figura 21: Diagrama de PIPER com a definição dos tipos hidroquímicos.	77
Figura 22: Classificação das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional.	80
Figura 23: Classificação das águas subterrâneas da Formação Adamantina na área de estudo.	81
Figura 24: Classificação das águas subterrâneas da Formação Marília na área de estudo.	82
Figura 25: Classificação das águas subterrâneas das formações Santo Anastácio e Caiuá na área de estudo.	83
Figura 26: Mapa de isovalores para o pH do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	85
Figura 27: Mapa de isovalores para a condutividade elétrica-CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	86
Figura 28: Mapa de isovalores para Σ Sólidos Totais Dissolvidos-STD (mg/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	87
Figura 29: Mapa de isovalores para o Cálcio (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	89
Figura 30: Mapa de isovalores para o Magnésio (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	90
Figura 31: Mapa de isovalores para o Sódio (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	91

Figura 32: Mapa de isovalores para o Potássio (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	93
Figura 33: Mapa de isovalores para a Alcalinidade (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	94
Figura 34: Mapa de isovalores para o Cloreto (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	96
Figura 35: Mapa de isovalores para o Nitrato (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	97
Figura 36: Mapa de isovalores para o Fluoreto (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	99
Figura 37: Mapa de isovalores para o Sulfato (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	100
Figura 38: Mapa de isovalores para a Sílica (meq/l) do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	101
Figura 39: Mapa de isovalores para a razão rSódio/rCálcio do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	105
Figura 40: Mapa de isovalores para a razão rMagnésio/rCálcio do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	106
Figura 41: Mapa de isovalores para a razão rCloreto/rAlcalinidade do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	107
Figura 42: Diagrama de PIPER das águas de rios na área de pesquisa, sendo 1-Rio Batalha; 2-Rio Aguapeí; 3-Rio do Peixe-01; 4-Rio do Peixe-02; 5-Rio Paraná; e 6-Ribeirão Água Parada.	110
Figura 43: Diagramas de STIFF para as águas dos rios que atravessam o Grupo Bauru na área de estudo.	111
Figura 44: Diagrama de Piper das águas de chuvas nos municípios da área de pesquisa: 1-Bauru(SP); 2-Marília(SP); 3-Iacri(SP); e 4-Presidente Prudente(SP).	113
Figura 45: Diagramas de STIFF para as águas de chuvas coletadas na área de estudo.	114
Figura 46: Delta Oxigênio <i>versus</i> delta Deutério, para as Águas do Aquífero Bauru.	117
Figura 47: Resumo dos dados e resultados obtidos de isótopos estáveis.	117

Figura 48: Mapa de isovalores para o delta Oxigênio-18 do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	119
Figura 49: Mapa de isovalores para o delta Deutério do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional no Estado de São Paulo.	120
Figura 50: Diagrama de estabilidade do Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	126
Figura 51: Diagrama de estabilidade do $\text{Ca}^{+2}/(\text{H}^+)^2$ versus H_4SiO_4 para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	126
Figura 52: Índice de Saturação em relação à Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	127
Figura 53: Índice de Saturação em relação ao Quartzo Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	129
Figura 54: Índice de saturação em relação a sílica amorfa Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	130
Figura 55: Diagrama de estabilidade de minerais do sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ a 25°C (DREVER, 1982 <i>apud</i> ENGLISH, 2001). para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	132
Figura 56: Diagrama de estabilidade da paligorskita, esmectita e soluções aquosas a 25°C (CHAHÍ <i>et al.</i> , 1993).	134
Figura 57: Diagrama de estabilidade da paligorskita, esmectita e soluções aquosas a 25°C (CHAHÍ <i>et al.</i> , 1993) para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de estudo.	135
Figura 58: Índice de saturação em relação a Sepiolita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.	136

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Classificação de tipos de grãos de areia, modificado de TUCKER (1991).	52
Tabela 02: Fases diagenéticas identificadas nos arenitos do Grupo Bauru, porção meridional no Estado de São Paulo.	64
Tabela 03: Dados estatísticos dos cátions analisados para amostras de água do Aquífero Bauru (valores expressos em mg/l).	78
Tabela 04: Dados estatísticos dos cátions analisados para amostras de água do Aquífero Bauru (valores expressos em meq/l).	78
Tabela 05: Dados estatísticos de pH e Condutividade Elétrica (CE) de campo e dos ânions principais para as amostras de água do Aquífero Bauru.	79
Tabela 06: Principais cátions obtidos das análises químicas das águas dos rios na área de estudo.	108
Tabela 07: Principais ânions, pH e Condutividade Elétrica (CE) obtidos das análises químicas das águas dos rios na área de estudo.	109
Tabela 08: Principais cátions obtidos das análises químicas das águas de chuvas na área de estudo.	112
Tabela 09: Principais ânions, pH e Condutividade Elétrica (CE) obtidos das análises químicas das águas de chuvas na área de estudo.	112
Tabela 10: Dados meteorológicos e isotópicos de estações da AIEA/WMO no Brasil (SWART, 1993).	115
Tabela 11: Dados Estatísticos dos Isótopos Estáveis de Oxigênio e Hidrogênio para as 76 amostras de água analisadas do Aquífero Bauru.	116

LISTA DE FOTOS

- Foto 01: Grão de quartzo policristalino (centro) e, ao redor, grãos menores de quartzo monocristalino (amostra R-11, Sublitaarenito, Formação Marília).31
- Foto 02: Grãos de quartzo com discreto sobrecrescimento (*overgrowth*) - (Amostra R74, Quartzo-arenito, Formação Caiuá).32
- Foto 03: Grão de feldspato potássico (microclina) apresentando macla “em rede”. (amostra G04, Sublitaarenito, Formação Adamantina).33
- Foto 04: Detalhe de grão de plagioclásio apresentando macla polissintética. Observar processo inicial de dissolução interna nos planos de clivagem (amostra C-19, Lito-arenito, Formação Adamantina). .33
- Foto 05: Dissolução de feldspato envolvido por *coating* de montmorilonita (amostra C-12, Formação Marília).34
- Foto 06: Porosidade móldica em quartzo-arenito com presença de montmorilonita e ilita (amostra R-32, Formação Adamantina).34
- Foto 07: Fragmento de siltito em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Lavínia (amostra C-22).36
- Foto 08: Clasto argiloso em Sublitaarenito da Formação Adamantina, município de Promissão (amostra C-26).36
- Foto 09: Fragmento lítico metamórfico (Quartzito) em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, Município de Presidente Venceslau (amostra C-33).36
- Foto 10: Quartzo-arenito da Formação Marília, Município de Quintana, apresentando argilas mecanicamente infiltradas do tipo montmorilonita e ilita, envolvendo grãos de quartzo(Q) e de feldspato(F) – (amostra C-34).39
- Foto 11: Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Pirajuí, cujos poros estão totalmente obstruídos por montmorilonita e ilita (amostra C-28).40
- Foto 12: Detalhe de montmorilonita e ilita envolvendo grãos e preenchendo os poros de Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Marília (amostra R-66).40
- Foto 13: Grão de quartzo envolto por montmorilonita (amostra R-24, Quartzo-arenito, Formação Marília, município de Duartina).41

- Foto 14: Cristais de analcima cimentando os espaços intergranulares de Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Mirante do Paranapanema (amostra C-24).43
- Foto 15: Cristal euédrico de analcima (hábito trapezoédrico) em Sublitarenito da Formação Adamantina, município de Inúbia Paulista (amostra C-21).43
- Foto 16: Cristais lamelares de paligorskita (formato de ripas) em Quartzo-arenito, Formação Adamantina, município de Piratininga (amostra C-29).45
- Foto 17: Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Marília, apresentando intensa cimentação carbonática envolvendo grãos de quartzo (Q), de feldspato potássico (F) e de chert (C) – (amostra R-67).46
- Foto 18: Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Bauru, apresentando franjas carbonáticas sobre grãos de quartzo (amostra C-12).46
- Foto 19: Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Taciba, contendo cimentação carbonática e ferruginosa associadas (amostra C-35).46
- Foto 20: Sublitarenito da Formação Adamantina, município de Presidente Prudente, com forte cimentação ferruginosa, soldando grãos de quartzo (Q) e de feldspatos (F) – (amostra C-30).48
- Foto 21: Grãos de quartzo com cimentação por caulinita e limonita associadas (amostra C-22, Quartzo-arenito, Formação Adamantina, município de Lavínia).50
- Foto 22: Grãos de quartzo com contatos pontuais e planares em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Bauru (amostra C-07).65
- Foto 23: Contatos pontuais entre grãos de quartzo em Quartzo-arenito da Formação Marília (amostra R-12).66
- Foto 24: Quartzo-arenito da Formação Caiuá, município de Euclides da Cunha, onde se observa porosidade intergranular agigantada (em azul claro). A cimentação é incipiente e o contato entre grãos é intenso (amostra R-65).70
- Foto 25: Sublitarenito da Formação Adamantina apresentando porosidade agigantada, município de Presidente Prudente (amostra C-30).71
- Foto 26: Cristal de Calcita apresentando clivagem romboédrica (amostra C-09).72

RESUMO

O Sistema Aqüífero Bauru é representado por sedimentos cretáceos do Grupo Bauru e constitui uma das principais fontes de exploração de água subterrânea do Estado de São Paulo.

A área de estudo limita-se ao norte pelo rio Tietê, a oeste pelo rio Paraná, a sul pelo rio Paranapanema e a leste pelos litotipos da Formação Serra Geral.

O presente trabalho tem como objetivo o estudo hidrogeoquímico das águas subterrâneas do Sistema Aqüífero Bauru utilizando-se conhecimentos de geoquímica de baixa temperatura e isotópica.

Para a caracterização dos tipos de rochas existentes e sua evolução diagenética, foram realizadas análises petrográficas, de difratometria de Raios X e de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV Ambiental).

A análise hidroquímica identificou a predominância de águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas e secundariamente por águas bicarbonatadas sódicas. Algumas poucas foram classificadas como águas cloretadas.

Os resultados isotópicos de $\delta^2\text{H}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ mostram que as águas subterrâneas são de origem meteórica.

A modelagem geoquímica foi executada com a utilização do programa SOLMINEQ88 pc/shell, versão 0.85, conforme proposto por PERKINS, GUNTER & NESBITT (1988) para a obtenção de cálculos de especiação das fases aquosas e do estado de saturação das fases minerais.

No estudo da interação rocha-fluido, obteve-se que os arenitos que constituem o Grupo Bauru exerceram grande influência nos tipos hidroquímicos encontrados. Reações de substituição e de hidrólise de silicatos, dissolução de carbonatos e de outros minerais encontrados nos poros dos arenitos, como a analcima e a paligorskita, auxiliaram na incorporação de determinados tipos iônicos pelas águas do sistema aqüífero.

Palavras-chaves: Sistema Aqüífero Bauru, Grupo Bauru, águas subterrâneas, hidrogeoquímica, modelagem geoquímica, interação rocha-fluido.

ABSTRACT

The Bauru Aquifer System is represented by cretaceous sediments from Bauru Group and constitutes one of the main groundwater exploration sources from São Paulo State.

The study area is limited to the north by Tietê river, to the west by Paraná river, to the south by Parapanema river and to the east by rocks of Serra Geral Formation.

The present research aims to study the hydrogeochemistry behaviour of groundwaters from Bauru Aquifer System using the knowledge of isotopic and low temperature geochemistry.

To the characterization of rocks and their diagenetic evolution, petrographic, X-ray diffractometry and scan electronic microscope (SEM) analysis have been executed.

To hydrochemical analysis revealed mainly calcium bicarbonate and calcium-magnesium bicarbonate waters composition in the study area. Other water samples are sodium bicarbonate and a few ones are chlorinated waters.

The isotopic results of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ revealed meteoric origin for the groundwaters.

The geochemistry modeling was executed using the SOLMINEQ88 pc shell program, version 0.85 (PERKINS, GUNTER & NESBITT, 1988) to obtain the speciation calculus of aqueous phases and the saturation state of mineral phases.

The rock-fluid interaction study showed that the sandstones from Bauru Group influenced in the hydrochemistry types found. Silicate dissolution and hydrolysis reactions, carbonate dissolution and the filling of other minerals in the sandstones pores (analcima and palygorskite), are responsible for the incorporation of determinate ionic concentrations by the waters from aquifer system.

Keywords: Bauru Aquifer System, Bauru Group, groundwater, hydrogeochemistry, geochemistry modeling, rock-fluid interaction.

1 INTRODUÇÃO

O Estado de São Paulo apresenta grande potencial de recursos hídricos subterrâneos, sendo que os aquíferos mais importantes concentram-se nos sedimentos da Bacia do Paraná.

O Sistema Aquífero Bauru, formado pelos aquíferos Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, representa uma das principais fontes de exploração de águas subterrâneas no Estado de São Paulo, devido à sua ampla distribuição geográfica, baixa profundidade de exploração e por se encontrar em boas condições de potabilidade para o consumo humano.

A composição química das águas subterrâneas, via de regra, é reflexo da rocha através da qual ela percola. Um sistema aquífero contém, além da água, fases minerais, gasosas e organismos, cuja interação depende de inúmeras variáveis, como de seu ambiente geográfico, composição mineralógica e tipo de cimento, tempo de residência, entre outras.

O estudo integrado de uma bacia sedimentar envolvendo dados estratigráficos, petrológicos, tectônicos e geoquímicos pode fornecer subsídios para a compreensão dos processos responsáveis pela composição química final da água.

A análise petrológica das rochas do Grupo Bauru foi realizada visando a determinação da composição mineralógica, da proveniência e dos eventos diagenéticos ocorrentes.

A descrição da interação entre o fluido intersticial e o arcabouço mineralógico pôde ser viabilizada através de programas geoquímicos que simulam reações físico-químicas, considerando que a modelagem geoquímica possibilita a análise e a predição da qualidade e estado químico da água subterrânea.

1.1 OBJETIVOS

O presente trabalho pretende colocar em prática um estudo geoquímico integrado, incluindo química de soluções, isótopos estáveis e petrografia, utilizando como área alvo a porção da Bacia do Paraná ocupada pelo Grupo Bauru, ao sul do Rio Tietê, no Estado de São Paulo.

Tem por objetivos principais:

- Caracterizar as águas subterrâneas sob o ponto de vista hidroquímico e sua distribuição espacial;
- Verificar a relação que existe entre os tipos hidroquímicos e a geologia;
- Estudar a interação rocha-água, do ponto de vista hidrogeoquímico e termodinâmico, e buscar associar os processos diagenéticos envolvidos na diferenciação dos tipos hidroquímicos.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

No Estado de São Paulo, a área que abrange o Grupo Bauru se estende por aproximadamente 104.000 Km², o que corresponde a 40% do território estadual.

A área de estudo inserida no Grupo Bauru localiza-se na região ao sul do Rio Tietê, no Estado de São Paulo, e na porção nordeste da Bacia do Paraná, entre os paralelos 20° e 23° de latitude Sul e os meridianos 48° e 53° de longitude Oeste (Figura 01). Limita-se ao norte pelo rio Tietê, a oeste pelo rio Paraná, a sul pelo rio Paranapanema e a leste pelos litotipos da Formação Serra Geral.

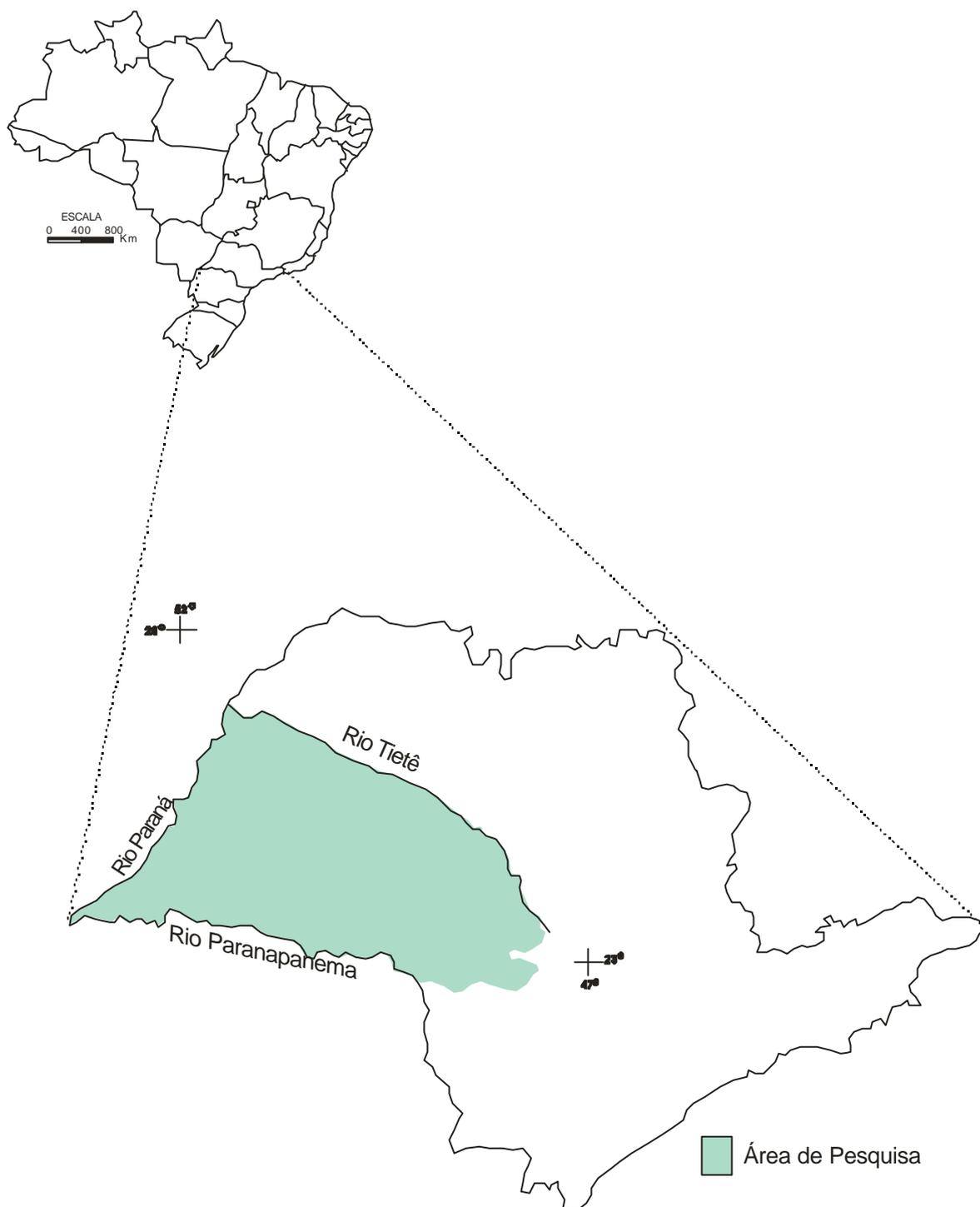


Figura 01: Localização da área de estudo no Estado de São Paulo, inserida no Grupo Bauru, porção Nordeste da Bacia do Paraná.

2 O GRUPO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO

2.1 LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO BAURU

Os sedimentos do Grupo Bauru repousam sobre os basaltos da Formação Serra Geral, através de discordância erosiva (BRANDT NETO *et al.*, 1977, SOARES *et al.*, 1980, ALMEIDA *et al.*, 1981, RICOMINI *et al.*, 1981).

Segundo SOARES *et al.* (1980), o Grupo Bauru, no Estado de São Paulo, subdivide-se nas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, com base na relação de contato e nas características litológicas e genéticas (Figura 02).

FERNANDES & COIMBRA (1994) apresentaram uma revisão estratigráfica da cobertura neocretácea suprabasáltica, com a definição dos grupos Bauru e Caiuá para a Bacia Bauru.

Mais recentemente, FERNANDES (1998), redefiniu novas formações para a Bacia Bauru. No Estado de São Paulo, o Grupo Caiuá passou a ser composto pelas formações Rio Paraná e Santo Anastácio e o Grupo Bauru, pelas formações Vale do Rio do Peixe, Presidente Prudente, São José do Rio Preto, Araçatuba e Marília.

No presente estudo, manteve-se a subdivisão litoestratigráfica proposta por SOARES *et al.* (1980) e ALMEIDA *et al.* (1981).

Portanto, a bacia de deposição do Grupo Bauru iniciou-se com a sedimentação do Arenito Caiuá, na área do Pontal do Paranapanema, estendendo-se depois no sentido norte e nordeste com a sedimentação Santo Anastácio e Adamantina e, por último, apresentando embaciamentos localizados, quando se depositou a Formação Marília (ALMEIDA *et al.*, 1981).

SOARES *et al.* (1980), definiram a estratigrafia do Grupo Bauru conforme aqui utilizada (Figura 03).

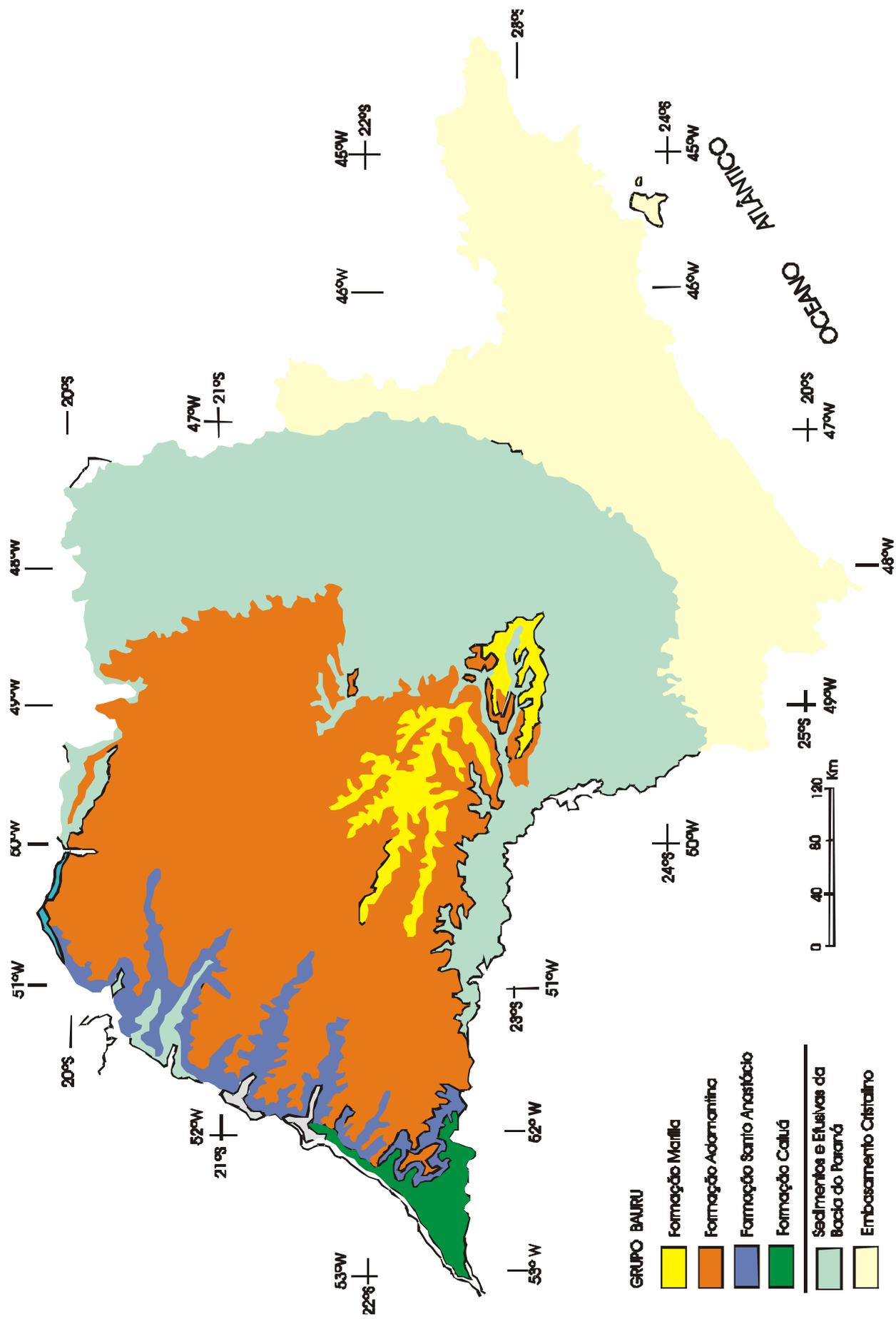


Figura 02: Mapa de Distribuição dos Sedimentos do Grupo Bauru no Estado de São Paulo (IPT, 1981).

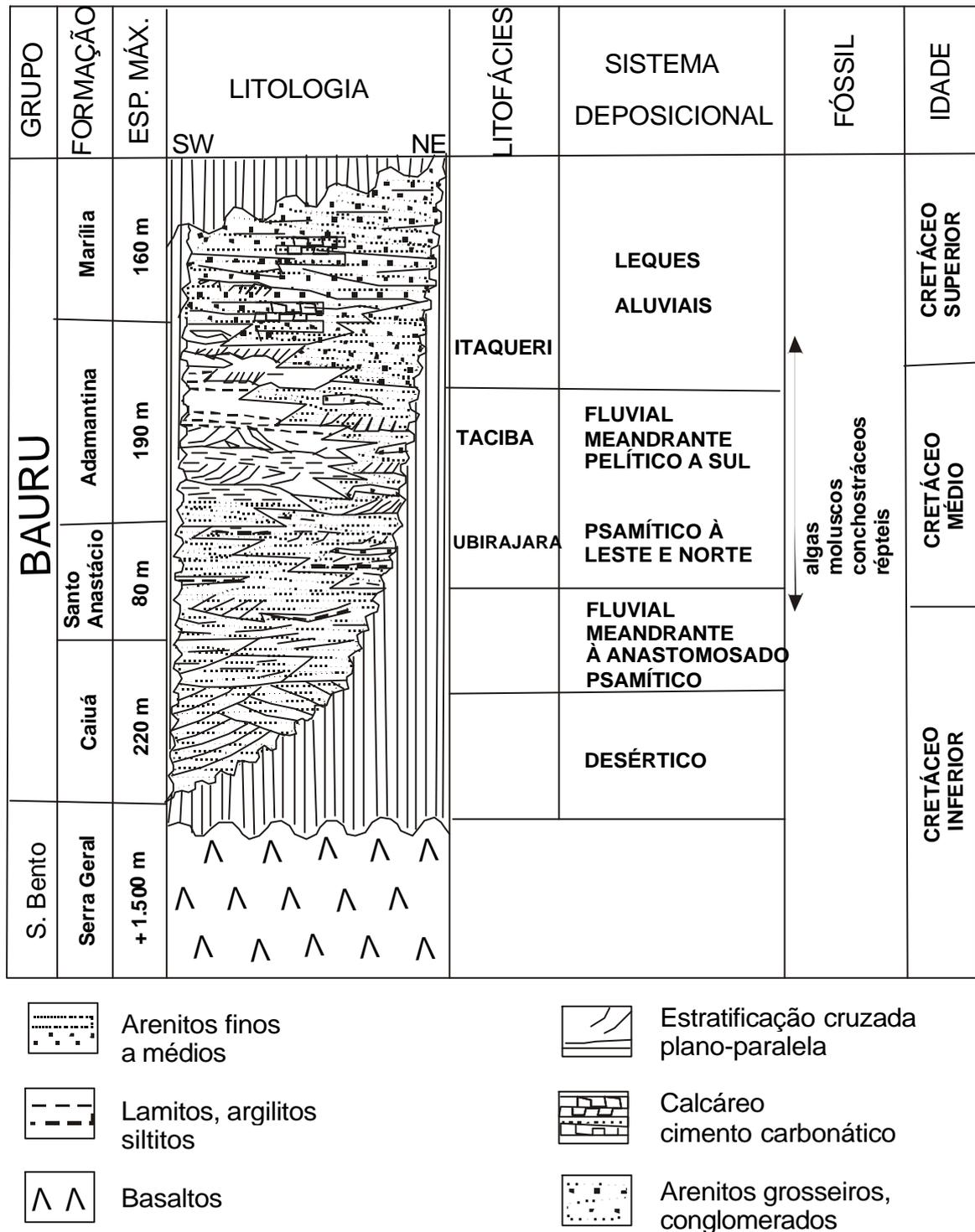


Figura 03: Quadro estratigráfico do Grupo Bauru (SOARES *et al.*, 1980).

2.1.1 FORMAÇÃO CAIUÁ

A Formação Caiuá representa o início da deposição dos sedimentos do Grupo Bauru que se assentam por discordância erosiva sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral (SOARES *et al.*, 1980, ALMEIDA *et al.*, 1981 e MELO, STEIN & ALMEIDA, 1982).

No Estado de São Paulo, a Formação Caiuá caracteriza-se por apresentar grande uniformidade litológica e é constituída predominantemente por arenitos finos a médios, cores vermelho-escura a arroxeadas, estratificações cruzadas de grande porte, matriz inferior a 5%, grãos subarredondados a arredondados. (SOARES *et al.*, 1980).

Soares *et al.* (1980) classificaram esses arenitos como quartzo-arenitos, predominantemente. Por outro lado, outros autores os classificaram como subarcóseos (MELO, STEIN & ALMEIDA, 1982 e RICCOMINI *et al.*, 1981).

Os arenitos Caiuá apresentam cimentação argilosa e ferruginosa e localmente pode ocorrer cimentação carbonática. A silicificação ocorre mais comumente na porção basal e promove uma maior resistência mecânica à rocha (LANDIM & SOARES, 1976, MELO, STEIN & ALMEIDA, 1982 e CAMPOS, BLAKE & ROMANO, 1982, RICCOMINI *et al.*, 1981).

LANDIM & SOARES (1976) os descreveram como de fácil desagregação devido à elevada porosidade e pouco cimento nestes arenitos.

A espessura máxima conhecida do Arenito Caiuá no Estado de São Paulo é de cerca de 200 m no Morro do Diabo (LANDIM & SOARES, 1976 e ALMEIDA *et al.*, 1981).

SOARES *et al.* (1980) consideraram que o ambiente de deposição da Formação Caiuá é eólico.

Da mesma forma, FERNANDES & COIMBRA (1996) atribuíram a sedimentação da Formação Caiuá como eólica, sendo que as estratificações cruzadas de grande porte evidenciam uma provável área de paleodeserto.

Porém, SALAMUNI *et al.* (1981) e SAAD *et al.* (1988), atribuíram um ambiente aquoso a esta formação.

Outros autores consideraram como um ambiente deposicional misto, alternando em aquoso e eólico (SALAMUNI *et al.*, 1981 e RICCOMINI *et al.*, 1981).

Com base nas relações de contato com as unidades paleontologicamente datadas, tem-se admitido idade compreendida entre o final do Neocomiano e o início do Senoniano (IPT, 1981).

2.1.2 FORMAÇÃO SANTO ANASTÁCIO

Os arenitos desta formação afloram em áreas de cotas mais baixas dos vales dos rios afluentes do Paraná e recobrem os arenitos da Formação Caiuá ou diretamente o embasamento basáltico (SOARES *et al.*, 1980, ALMEIDA *et al.*, 1980 e ALMEIDA *et al.*, 1981).

A formação Santo Anastácio é constituída predominantemente de arenitos de granulação muito fina a média, com matriz inferior a 15%, grãos arredondados a subangulares, cor marrom-avermelhada, cimentação ferruginosa e localmente carbonática. São pobres em estruturas sedimentares, predominando estratos maciços com espessuras métricas a decimétricas, com incipiente estratificação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo (SOARES *et al.*, 1980, ALMEIDA *et al.*, 1980 e FERNANDES & COIMBRA, 1994).

Em superfície, ocorre em estreita faixa no flanco norte do rio Paranapanema, contornando a região do Pontal do Paranapanema. Possui maior expressão no vale do Rio Santo Anastácio e no vale do Rio do Peixe e afluentes da margem sul. Apresenta espessura máxima que varia em torno de 80 metros na região dos vales dos rios Santo Anastácio e Pirapozinho, no Oeste do Estado, próximo ao Pontal do Paranapanema (SOARES *et al.*, 1980 e FERNANDES & COIMBRA, 1994).

SOARES *et al.* (1980) sugeriram um modelo fluvial meandrante de transicional para anastomosado.

SUGUIO & BARCELOS (1983b) descreveram uma feição sedimentar singenética, denominada de estrutura “boudinóide”, que associada a outras feições presentes na Formação Santo Anastácio, permitiu sugerir um paleoclima quente e seco, provavelmente semi-árido.

As relações estratigráficas indicam que a Formação Santo Anastácio possui idade inserida no Senoniano e que se estende até o final do Campaniano (IPT, 1981).

O contato da Formação Santo Anastácio dá-se transicionalmente com os arenitos da Formação Caiuá sendo que localmente foram observadas interdigitações (ALMEIDA *et al.*, 1981).

O contato discordante e erosivo pode ocorrer diretamente com os basaltos da Formação Serra Geral (SOARES *et al.*, 1980 e ALMEIDA *et al.*, 1980).

2.1.3 FORMAÇÃO ADAMANTINA

A Formação Adamantina se estende por vasta área do oeste do Estado de São Paulo, constituindo os terrenos de maior parte do Planalto Ocidental (ALMEIDA *et al.*, 1981 e MELO, STEIN & ALMEIDA, 1982).

SOARES *et al.* (1980), denominaram a Formação Adamantina como um conjunto de fácies, cuja principal característica é a presença de bancos de arenitos de granulação fina a muito fina, cor de róseo a castanho, portando estratificação cruzada alternados com bancos de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, de cor castanho-avermelhado a cinza-castanho, maciços ou com acamamento plano-paralelo grosseiro, freqüentemente com marcas de onda e microestratificações cruzadas. Consideraram comuns as ocorrências de seixos de argilito, cimento e nódulos carbonáticos.

MELO, STEIN & ALMEIDA (1982) discutiram as diversas propostas de subdivisão da Formação Adamantina e concluíram que a grande área de ocorrência e

a heterogeneidade das litologias presentes não propiciam a definição de correspondência estreita entre as unidades (fácies).

As maiores espessuras da Formação Adamantina ocorrem geralmente nas porções ocidentais dos espigões entre os grandes rios. Atinge 160 metros entre os rios São José dos Dourados e Peixe, 190 metros entre os rios Santo Anastácio e Paranapanema, e 100 a 150 metros entre os rios Peixe e Turvo, adelgaçando-se dessas regiões em direção a leste e nordeste (SOARES *et al.*, 1980).

SOARES *et al.* (1980) atribuiu que o ambiente deposicional é compreendido por um sistema fluvial meandrante pelítico a sul, gradando para psamítico a leste e norte, e parcialmente nessas regiões com transição para entrelaçado.

Segundo FERNANDES & COIMBRA (1996), a deposição da Formação Adamantina ocorreu em sistema fluvial entrelaçado (*braided*), em extensa planície aluvial com lagoas de vida efêmera.

O conteúdoossilífero nos arenitos e estudos de correlações estratigráficas permitiram confirmar a idade desta formação como Senoniana (LANDIM & SOARES, 1976 e SOARES *et al.*, 1980).

O contato da Formação Adamantina é transicional e interdigitado com a Formação Santo Anastácio e pode ocorrer por discordância erosiva diretamente sobre o substrato basáltico (ALMEIDA *et al.*, 1980 e ALMEIDA *et al.*, 1981).

2.1.4 FORMAÇÃO MARÍLIA

A Formação Marília ocorre na porção centro sul do Estado de São Paulo, entre os médios vales dos rios Tietê e Paranapanema e possui ocorrência restrita relativamente às demais formações do Grupo Bauru. Depositou-se em um embaciamento no término da deposição Bauru, em situação parcialmente marginal, repousando sobre a Formação Adamantina e, mais para leste, diretamente sobre os basaltos Serra Geral (MELO, STEIN & ALMEIDA, 1982).

SOARES *et al.* (1980) descreveram inicialmente esta formação como composta por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, seleção pobre, ricos em feldspatos, minerais pesados e minerais instáveis. Ocorre em camadas com espessura média de 1 a 2 metros, maciços ou com acamamento incipiente, subparalelo e descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados. Raras são as camadas descontínuas de lamitos vermelhos e de calcários.

Característicos e muito freqüentes são o cimento e os nódulos carbonáticos, disseminado nos sedimentos ou concentrados em níveis ou zonas. A matriz argilo-siltosa aparece em pequena quantidade (ALMEIDA *et al.*, 1981 e SUGUIO & BARCELOS, 1983a).

A espessura do pacote de sedimentos da Formação Marília apresenta uma redução no sentido de norte para sul (IPT,1981). Em Marília atinge a espessura máxima de 160 m, recoberta por sedimentos cenozóicos (SOARES *et al.*, 1980).

SOARES *et al.* (1980) atribuíram, em função de estudos paleontológicos, que a sedimentação da Formação Marília ocorreu entre o Santoniano e o Maestrichtiano.

Esta sedimentação desenvolveu-se em embaciamento restrito, em regimes torrenciais característicos de leques aluviais e com deposição de detritos em clima semi-árido, com a cimentação de detritos carbonáticos (SOARES *et al.*,1980 e FERNANDES & COIMBRA, 1996).

A Formação Marília assenta-se sobre a Formação Adamantina através de interdigitações assim como por contatos bruscos (ALMEIDA *et al.*, 1980 e ALMEIDA *et al.*, 1981).

2.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GRUPO BAURU

A reativação Waldeniana é caracterizada por uma importante manifestação diastrófica que afetou a área e constitui-se por um conjunto de fenômenos tectônicos

acompanhados de magmatismo. Falhas e fraturas distensionais deram acesso ao magma basáltico que inundou a bacia de derrames, enquanto que vários centros de intrusões alcalinas e alcalino-ultrabásicas surgiram (ALMEIDA, 1980).

ALMEIDA (1980) atribuiu ao tectonismo originado durante essa época como o responsável pela reativação de falhas pré-Cambrianas que apresentam compartimentações nas direções preferenciais NE, gerando soerguimentos e deformações locais para dar origem a grabens e hortas.

FERREIRA (1982) descreveu que esses alinhamentos que ocorrem na área são feições profundas e constituem-se nas principais fontes de lavas básicas da região centro-oriental da Bacia do Paraná, além de condicionarem rochas alcalinas.

Com base no mapa geológico estrutural publicado pelo IPT (1982), pode-se individualizar as principais alinhamentos com direções preferenciais NE e NW que interceptam a área de estudo, onde se destacam os alinhamentos do Rio Paranapanema, de Guapiara, do Rio Tietê e de São Jerônimo Curiúva, sob atuação regional do Arco de Ponta Grossa.

Dentre os principais altos estruturais gerados nesta fase na área, estão os altos de Piratininga e de Agudos (SUGUIO *et al.*, 1977 e FÚLFARO *et al.*, 1982).

No início do Cretáceo, fase que antecede a sedimentação Bauru, a taxa de acumulação vulcânica foi muito elevada e recobriu extensa área (SOARES, 1991).

A deposição do Grupo Bauru ocorreu após um período de intensa erosão, sendo que a bacia se desenvolveu entre as regiões soergidas marginais (SUGUIO *et al.*, 1977 e ALMEIDA, 1980).

A deposição basal dos sedimentos das formações Caiuá e Santo Anastácio inicia-se no Cretáceo Inferior, em uma região deprimida, atual área do Pontal do Paranapanema (FERREIRA, 1982 e FÚLFARO *et al.*, 1982).

FERREIRA (1982) observou que a deposição da Formação Caiuá se deu em embaciamento coincidente com as áreas que conservam as espessuras máximas de basalto. Este comportamento restrito pode ser atribuído ao controle do Arco de Ponta Grossa e ao alinhamento do Rio Piquiri que limitou a área subsidente, impedindo a continuidade da sedimentação ao sul.

FÚLFARO *et al.* (1982) descreveram que a compartimentação do Grupo Bauru finaliza com a sedimentação da Formação Adamantina, limitando os sedimentos sobrepostos da Formação Marília entre os alinhamentos dos rios Tietê e Paranapanema.

Segundo SUGUIO *et al.* (1977), a Bacia Bauru não apresenta características de intensa subsidência, sendo que não ocorrem intensos movimentos tectônicos, exceto o contínuo levantamento dos arcos marginais. Atribuíram ao Terciário, após o fim da sedimentação do Grupo Bauru, período em que ocorreram intensas manifestações tectônicas associadas a grande basculamento tectônico, que redirecionou o eixo estrutural da bacia, representado pela calha do rio Paraná.

Mais recentemente, RICCOMINI (1996) estabeleceu um modelo inicial para o tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. A geração da bacia ocorreu através de subsidência lenta e gradual devido ao arrefecimento do substrato basáltico. Pulsos tectônicos ocorreram durante a sua sedimentação e descontinuidades foram reativadas, responsáveis pela presença de arenitos silicificados por processos hidrotermais. O tectonismo deformador foi de caráter rúptil, com o desenvolvimento de falhas e juntas de diferentes orientações.

Processos de natureza hidrotermal também foram estudados por FERNANDES, COIMBRA & BRANDT NETO (1993), na qual os relacionaram com o magmatismo alcalino neocretáceo e que foram responsáveis pela silicificação de arenitos no fechamento da sedimentação na Bacia Bauru.

3 HIDROGEOLOGIA E HIDROGEOQUÍMICA DO SISTEMA AQÜÍFERO BAURU

3.1 GEOMETRIA DO AQÜÍFERO

O Sistema Aqüífero Bauru recobre extensa área no Estado de São Paulo.

O pacote de sedimentos cretáceos que constituem o Sistema Aqüífero Bauru comporta-se como um sistema aqüífero livre por toda a sua extensão e está assentado sobre um substrato impermeável formado pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral, que é bastante irregular, resultante tanto de falhamentos como de um ciclo erosivo pré-deposição Bauru (DAEE, 1974, DAEE, 1976 e DAEE, 1979).

CELLIGOI & DUARTE (1998) estudaram a Formação Caiuá no Estado do Paraná e observaram que esta apresenta uma grande homogeneidade litológica e elevada porosidade, caracterizando esta unidade aqüífera como livre em toda a sua extensão.

A espessura saturada dos arenitos do Grupo Bauru varia de 100 a 150 metros, sendo dependente da morfologia de superfície e da forma do substrato basáltico. Transversalmente aos rios principais, na direção NE-SW, as espessuras variam com valores de 50 metros nos vales e atingem, nos espigões ou nos divisores d'água, valores da ordem de 200 metros. Nas zonas onde o substrato sofreu embaciamento, os valores da espessura são da ordem de 200 metros. Inversamente, nas porções onde o substrato se apresenta sob a forma de alto estrutural, ocorre uma diminuição na espessura da camada aqüífera (DAEE, 1974, DAEE, 1976, DAEE, 1979 e ROCHA *et al.*, 1979).

ROCHA *et al.* (1979) individualizaram, para a região das bacias dos rios Aguapeí, Peixe e Paranapanema e em função de sua expressão morfológica e de seus parâmetros hidráulicos, duas unidades aqüíferas: a unidade Aqüífera Bauru Inferior, representada por arenitos e arenitos sílticos pertencentes às formações Caiuá e Santo Anastácio, e a unidade Aqüífera Bauru Médio/Superior, constituída por

arenitos, arenitos sílticos, lamitos e arenitos conglomeráticos, pertencentes às formações Adamantina e Marília.

CAMPOS (1993), em trabalho mais recente, caracterizou o Sistema Aquífero Bauru como uma unidade hidrogeológica de extensão regional, contínua, livre a semi-confinada, com espessura média de 100 metros, podendo alcançar até 250 metros.

A geometria do Sistema Aquífero Bauru na área estudada, configura uma superfície potenciométrica, cujas linhas de fluxo convergem, predominantemente, para as calhas dos rios interiores, onde estes apresentam caráter efluente.

3.2 COMPORTAMENTO HIDRÁULICO REGIONAL

Segundo LEINZ & SALLENTIEN (1962), os sedimentos do Grupo Bauru no Estado de São Paulo são bons armazenadores de água, por apresentarem, em geral, boa porosidade e razoável permeabilidade.

Em estudos dos arenitos da Formação Caiuá, TRESSOLDI, COSTA & VICENZO JR. (1990) observaram que as principais estruturas desta formação influenciam no comportamento hidrogeológico. A condutividade hidráulica principal maior apresenta-se subhorizontal, assim como os contatos entre as suas camadas de arenitos. Já a condutividade hidráulica principal intermediária possui direção concordante com as direções dos planos de estratificação e a condutividade hidráulica principal menor apresenta-se subvertical.

ROCHA *et al.* (1979), em estudo das bacias dos Rios Aguapeí, Peixe e Paranapanema, diferenciaram duas unidades aquíferas para o Grupo Bauru, sendo que a unidade inferior é mais permeável e possui valores médios de capacidade específica, transmissividade e permeabilidade, em geral 10 vezes mais elevados que os da unidade médio/superior. A velocidade média estimada para a circulação de água subterrânea na área de domínio do Aquífero Bauru Inferior (formações Caiuá e Santo Anastácio) varia de 8 a 10cm/dia e da ordem de 4cm/dia na área de domínio do Aquífero Bauru Médio/Superior (formações Adamantina e Marília).

Segundo os mesmos autores, os valores médios de capacidade específica dos poços, encontram-se na faixa de 0,5 a 1,0m³/h/m para a maior parte da área e corresponde, em geral, ao domínio de ocorrência da Formação Adamantina. O intervalo de 1,0 a 2,0 m³/h/m é mais característico a oeste, correspondendo à área de ocorrência da Formação Santo Anastácio e de sua transição a sudoeste, com a Formação Caiuá. Áreas com valores abaixo de 0,5m³/h/m ocorrem a sudoeste, devido à pequena espessura saturada, e a norte, na margem esquerda do Rio Grande, onde as rochas da Formação Adamantina apresentam-se menos permeáveis. Valores acima de 2,0m³/h/m são característicos da Formação Caiuá.

Os valores médios de transmissividade predominantes em área são da ordem de 30 a 50m²/dia e estão situados nos domínios da Formação Adamantina. O intervalo de 50 a 100m²/dia é mais freqüente na área de ocorrência da Formação Santo Anastácio, também encontrados nas áreas de São José do Rio Preto e de Rancharia. A faixa de 100 a 200m²/dia é característica da Formação Caiuá (ROCHA *et al.*, 1979).

CAMPOS (1993) considerou que no Sistema Aquífero Bauru a faixa de vazão explorável dos poços situa-se, predominantemente, entre 5 a 20m³/h. A permeabilidade aparente varia de 0,05 a 1,0m/dia. Na Formação Caiuá, as vazões dos poços variam de 100 a 200m³/h, dependendo da espessura saturada, que é em média de 80 metros. A permeabilidade aparente da Formação Caiuá varia de 0,1 a 2,0m/dia.

3.3 HIDROGEOQUÍMICA

ROCHA *et al.* (1979), classificaram o Sistema Aquífero Bauru Inferior como sendo constituído por águas fortemente bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas; o Sistema Aquífero Bauru Médio/Superior, águas fracamente bicarbonatadas calco-magnesianas.

SZIKSZAY, TEISSEDE & BARNER (1981), em estudos das fontes existentes no Grupo Bauru, classificaram suas águas como sendo bicarbonatadas cálcicas e bicarbonatadas sódicas.

Segundo ROCHA *et al.* (1982), o zoneamento do potencial de atividade química das águas subterrâneas do Grupo Bauru revelou que a ocorrência de domínio de águas potencialmente incrustantes corresponde, de forma geral, às áreas de exposição das formações Adamantina e Marília. O domínio de águas potencialmente corrosivas é característico das áreas recobertas pelas formações Santo Anastácio e Caiuá, incluindo também algumas áreas da Formação Adamantina.

ROCHA & FERRER JORBA (1980) concluíram que a incrustação química consiste na precipitação e deposição de materiais nas seções filtrantes, no pré-filtro, na bomba e nas tubulações de águas dos poços. Os materiais incrustantes são constituídos principalmente por carbonato de cálcio acompanhado de silicato de alumínio, sulfato de ferro e outros materiais contidos no aquífero. A corrosão de natureza química está relacionada à presença de CO_2 , O_2 , H_2S , ácidos orgânicos e FeSO_4 na água. Isto resulta na diminuição da espessura do metal dos seus filtrantes chegando a produzir perfurações, perda de resistência da estrutura do poço, alargamento das aberturas dos filtros e conseqüente passagem de areia.

CAMPOS (1987) contribuiu significativamente ao estudo hidrogeoquímico do Grupo Bauru no Estado de São Paulo. Concluiu que as águas subterrâneas apresentam-se em dois tipos dominantes: águas bicarbonatadas cálcicas e calcomagnesianas. Demonstrou que os íons HCO_3^- , Ca^{+2} e Mg^{+2} são os principais responsáveis pelo processo de enriquecimento salino das águas subterrâneas da unidade e apresentam baixa salinidade, que varia em geral de 100 a 200mg/l.

COELHO (1996) apresentou os resultados hidroquímicos das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Bauru, classificando-as como fracamente mineralizadas, cuja condutividade elétrica apresenta valor sempre inferior a $360\mu\text{S}/\text{cm}$. O teor de sódio encontrado variou de 0,6 a 73,3mg/l; o teor de cloreto atingiu valores elevados de até 208,0mg/l; o pH situou-se na faixa entre 5,84 e 10,05 e os valores de alcalinidade observados variaram de 54,9 a 311,1mg/l.

Na região de Marília e de Tupã, os teores de cálcio e de magnésio encontrados foram mais elevados que no restante da área. O teor de cálcio na região de Marília situou-se entre 10,4 e 36,3mg/l e em Tupã, encontrou-se entre 11,7 e 19,5mg/l. O potássio apareceu em pequenos teores, tanto em Marília quanto em Tupã, entre 0,3 e 3,1mg/l e 0,1 e 4,1mg/l, respectivamente; o sódio apresentou maior quantidade na região de Marília (valores entre 16,0 e 73,3mg/l). Os teores de metais encontrados foram baixos, encontrando-se dentro dos padrões estabelecidos pela Organização Mundial de Saúde - OMS (COELHO, 1996).

CAMPOS (1987) considerou, em função das características hidrogeoquímicas analisadas, que o Sistema Aquífero Bauru pode se apresentar em duas unidades aquíferas distintas: o Aquífero Caiuá e o Aquífero Bauru, este último constituído pelas formações Santo Anastácio, Adamantina e Marília. As águas do Aquífero Caiuá apresentam salinidade mais baixa, e são predominantemente bicarbonatadas cálcico-magnesianas a sódicas.

CELLIGOI & DUARTE (1998), em estudo da Formação Caiuá, classificaram as águas subterrâneas desta unidade como sendo bicarbonatadas cálcicas ou calcio-magnesianas e mais raramente sódicas; o mesmo foi verificado para as demais formações do Grupo Bauru por COELHO (1996).

Em aquíferos pouco profundos, como ocorre com o Sistema Aquífero Bauru, a susceptibilidade à contaminação por nitratos é elevada, principalmente em regiões com maior densidade demográfica.

BARCHA (1992) observou teores elevados de nitrato nas águas do Grupo Bauru utilizadas para abastecimento urbano.

CASTRO *et al.* (1992), em estudo de poços tubulares em São José do Rio Preto, observaram que algumas amostras apresentavam teores elevados de nitrato, tornando as águas não potáveis. Sugeriram que a contaminação por nitrato é pontual e proveniente de despejos de esgotos.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 AMOSTRAGEM

Foram realizadas incursões à área de pesquisa para coleta de amostras de águas de poços para análises químicas e isotópicas. Também foram coletadas amostras de materiais rochosos e de solos destinados para a análise de Difratomia de Raios X e à caracterização petrológica.

Foram coletadas 166 amostras de águas subterrâneas provenientes de perfurações de poços tubulares, pertencentes ao Grupo Bauru em sua porção meridional. A distribuição destes pontos de coletas é mostrada no Anexo 01, totalizaram-se 40 amostras de rochas e de solos provenientes de afloramentos e mais 34 amostras de calha de poços tubulares disponibilizados pelo DAEE, sede de Araraquara (Anexo 02).

No decorrer do mês de janeiro de 2002, foram coletadas 4 amostras de águas de chuvas nos arredores dos municípios de Bauru, Marília, Iacri e Presidente Prudente, e mais 6 amostras de águas dos rios Batalha, Aguapeí, do Peixe (2 amostras), Paraná e do Ribeirão Água Parada (Anexo 03).

Durante a amostragem de águas de poços tubulares, de chuvas e de rios, foram medidos em campo o pH, a condutividade elétrica e a temperatura de cada amostra (Aparelho portátil HyDac) e também o posicionamento geográfico.

Para a análise isotópica, foram selecionadas 76 amostras de águas de poços com ampla abrangência de distribuição na área de pesquisa.

4.2 ANÁLISES LABORATORIAIS - ÁGUAS

As amostras de águas subterrâneas foram submetidas a análises químicas e isotópicas. As análises químicas foram executadas no Laboratório de Hidroquímica, IGCE/UNESP, e no Hydrogeochemistry Laboratory, Department of Geology and Geophysics, Faculty of Sciences, University of Calgary, Canadá; as análises isotópicas foram efetuadas no Isotope Science Laboratory, Department of Physics and Astronomy, Faculty of Sciences, University of Calgary, Canadá, no período de setembro a dezembro de 2001.

As análises químicas com as amostras de águas de chuvas e de rios foram realizadas nos laboratórios de Hidrogeoquímica e de Geoquímica, IGCE/UNESP.

4.2.1 ANÁLISES DOS CÁTIONS

A análise dos cátions foi realizada no Hydrogeochemistry Laboratory, University of Calgary, Canadá, utilizando-se o Espectrômetro de Absorção Atômica – AAS (*Perkin-Elmer Analyst 100*). Dentre os cátions analisados estão o Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Sr^{+2} , Ba^{+2} e Si^{+4} .

As análises dos cátions das águas de chuvas e de rios foram realizadas posteriormente no Laboratório de Geoquímica do IGCE/UNESP, tendo sido analisados Na^+ , K^+ , Si^{+4} , Ca^{+2} , Sr^{+2} , Mg^{+2} , Pb^{+2} , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Cr^{+3} , P^{+3} , Al^{+3} , Zn^{+2} , Cu^{+2} , Co^{+2} , Ni^{+2} e Cd^{+2} . As determinações de Na^+ e K^+ foram realizadas por Espectrofotometria de Absorção Atômica (FAAS), aparelho marca GBC, modelo 906AA e os demais elementos obtidos por Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivo (ICP-AES), aparelho de marca ARL, modelo 3410 (seqüencial) com nebulizador ultrassônico CETAC-U5000AT.

O método Espectrometria de Absorção Atômica (AAS) é baseado no fato de que os átomos no estado natural podem absorver luz de uma fonte de energia

(frequência). Este processo é o reverso da emissão de luz por átomos excitados através da exposição de energia, como exemplo, energia termal em fotometria de chama (FRESENIUS, QUENTIN & SCHNEIDER, 1987).

Um Espectrômetro de Absorção Atômica (AAS) consiste de um gerador de luz (lâmpada profunda de descarga catódica) que emite o espectro de um elemento a ser determinado, de um separador monocromatográfico do elemento em questão, e de um detector que converte o fluxo de prótons dentro de um fluxo de elétrons. Um amplificador sintonizado ao módulo de frequência pode ser conectado entre o detector e o instrumento indicador. A radiação é modulada entre o gerador de luz e a amostra, em concordância com a frequência amplificadora.

Para “atomizar” na chama um elemento a ser determinado, a amostra é borrifada por meio de um *spray* pneumático dentro da câmara de reação, onde esta é misturada com gás combustível (gás acetileno) e um agente de oxidação (ar ou gás nitrogênio). Este então percorre a chama através de um queimador laminar (bico de chama). Como resultado do calor, a dissociação toma lugar nos átomos que absorvem a luz a um determinado comprimento de onda da lâmpada.

São vários os elementos que podem ser determinados pelo método de Espectrometria de Absorção Atômica: Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Pt, Sb, Se, Si, Sn, Te, Ti, Tl, V e Zn.

Um certo número de metais como Al, Ba, e Be requerem o uso da chama de gás N_2O /acetileno para a dissociação das moléculas. O Bário pode ser borrifado diretamente dentro da chama em solução aquosa, ao passo que para a determinação do alumínio e do Berílio nas concentrações em que são encontrados, por exemplo, em determinados trabalhos com águas, o enriquecimento prévio é necessário por meio de extração do metal com um solvente orgânico.

4.2.2 ANÁLISES DOS ÂNIONS

Após a coleta das amostras de águas, foi executada a análise de alcalinidade, com a utilização do aparelho Orion 960 (*Autochemistry System*), método de BARNES (1964). Obteve-se a alcalinidade total da amostra onde estão incluídas as concentrações de carbonatos (CO_3^{2-}) e de bicarbonatos (HCO_3^-) pelo Método Potenciométrico, com utilização de eletrodo de vidro indicador de pH.

As análises dos demais ânions ocorreram no Laboratório de Hidroquímica do IGCE/UNESP, tendo sido analisados Cl^- , F^- , NO_3^- e SO_4^{2-} .

Para a determinação potenciométrica do Fluoreto (F^-) e Cloreto (Cl^-), utilizou-se um eletrodo seletivo marca ORION, modelo 9417 BN, e um eletrodo de referência de junção dupla marca ORION, modelo 900200. O aparelho usado foi o *ORION 960 Autochemistry System*.

Para a determinação turbidimétrica de Sulfato (SO_4^{2-}) e de Nitrato (NO_3^-), utilizou-se um fotômetro marca *Yellow Spring Instrument*, modelo YSI-9100.

4.2.3 ANÁLISES ISOTÓPICAS

Os estudos de razão isotópica são empregados em uma variedade de projetos de pesquisas multidisciplinares tais como em química, física, biologia, medicina, geologia, arqueologia e em áreas de tecnologias ambientais.

Para o estudo de caracterização da água intersticial, de identificação da provável origem destas e de misturas existentes, foram executadas análises isotópicas (δD e $\delta^{18}\text{O}$) das amostras de águas subterrâneas do Grupo Bauru. Foram selecionadas 76 amostras de águas de poços para a análise isotópica, com ampla abrangência de distribuição em área.

Os isótopos de um elemento contém o mesmo número de prótons mas diferente número de neutrons. Compostos transformam-se por reações químicas e podem, no

seu produto, apresentar número de massa diferente, como por exemplo $^{12}_6\text{C}$ e $^{13}_6\text{C}$, que possuem massa atômica 12 e 13, respectivamente. Como resultado de suas massas atômicas diferentes, os isótopos de um elemento participam de processos químicos, biológicos e físicos em quantidades diferentes. Dessa forma, a composição isotópica de um elemento em um dado composto depende da história e da origem da amostra. Os dados da abundância isotópica podem prover informações sobre a origem de um material ou sobre os processos responsáveis por sua síntese e conversão. As variações nas razões de abundância isotópica de muitos elementos de importância bioquímica são sutis, mas significantes. Para se resolver estas diferenças, o espectrômetro de massa de razão isotópica mede precisamente as variações na proporção de 20 a 50 partes por milhão. Assim, o resultado tem sido o desenvolvimento uma série de espectrômetros de massa com sua própria instrumentalização especializada e métodos analíticos próprios (WIESER & BRAND,1999).

Utilizou-se os Espectrômetros de Massa Magnéticos, Micro Mass 602 e Micro Mass 903, para se obter os valores de δD e de $\delta^{18}\text{O}$ como descritos por WIESER & BRAND (1999), respectivamente.

O Espectrômetro de Massa de Razão Isotópica consiste de um gerador iônico, de um setor magnético e de detectores iônicos tipo *Faraday* (Figura 04). O gerador é responsável pela produção de íons provenientes de materiais gasosos ou sólidos. O setor magnético separa os íons de acordo com a sua massa atômica e assim os direciona para diferentes pontos de coleta no detector iônico. O detector recolhe e converte estas informações para sinais elétricos que são repassados para o computador e assim quantificados.

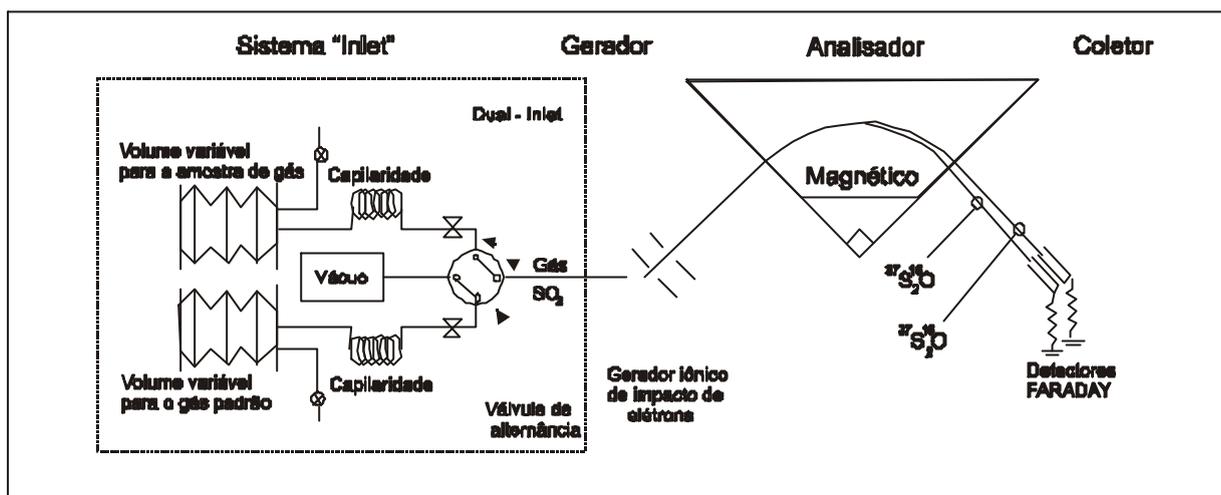
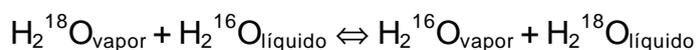


Figura 04: Espectrômetro de Massa Típico e Sistema *Inlet* para análise isotópica de uma amostra desconhecida comparada a um gás de referência conhecido (WIESER & BRAND, 1999).

As relações entre as razões de abundância isotópica de espécies diferentes na reação é expressa pelo fator de fracionamento " α ". Por exemplo, para se considerar a mudança isotópica do Oxigênio da água entre as fases vapor e condensada, tem-se:



O fator de fracionamento isotópico correspondente (α) é 1,0092 a 25° C, isto é, a fase líquida está enriquecida em ^{18}O sobre a fase gasosa em 0,92 percentual:

$$\alpha_{\text{líquido-vapor}} = (^{18}O/^{16}O)_{\text{líquido}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{vapor}} = 1,0092$$

01

As medições das razões de abundância isotópica das amostras e dos gases de referência são comparadas utilizando-se uma escala Delta (δ). No caso das medições das razões isotópicas do Oxigênio e do Hidrogênio, os Valores Delta (δ) foram calculados como mostrado a seguir:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} / \left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} - 1 \right] \times 1000 \quad 02$$

$$\delta\text{D} = \left[\left(\frac{\text{D/H}}{\text{D/H}} \right)_{\text{amostra}} / \left(\frac{\text{D/H}}{\text{D/H}} \right)_{\text{padrão}} - 1 \right] \times 1000 \quad 03$$

Estas equações são utilizadas para quantificar a razão da abundância isotópica da amostra, comparada com a do padrão, em partes por milhão (‰). Valores positivos de valores δ indicam que a amostra está enriquecida em isótopo pesado do elemento quando comparada ao padrão de referência. Valores negativos de valores δ , representam amostras que são relativamente mais empobrecidas em isótopo pesado, também quando comparada ao padrão de referência.

O padrão utilizado para a análise isotópica do hidrogênio e do oxigênio foi o V-SMOW (VIENNA STANDART MEAN OCEAN WATER), distribuído pela AIEA em Viena, Áustria.

A preparação das amostras é distinta para a análise dos isótopos de hidrogênio e de oxigênio. Os isótopos de hidrogênio na água são medidos a partir do gás H_2 , formado pelo processo de redução da água com um adequado agente de redução que pode ser U, Zn, Cr ou C. Nesse processo também podem ocorrer trocas de isótopos de Hidrogênio entre o gás H_2 e a H_2O na presença de Pt (WIESER & BRAND, 1999). Na presente análise, foi utilizado Zn como o agente de redução e a reação a 500°C é:



A razão de HD para H_2 (massa 3 para 2) da amostra de gás de hidrogênio é medida e transformada para valores δD . As reações íon-molécula no espectrômetro de massa resultarão na produção de H_3^+ , que é isobárico com HD^+ a uma massa 3. O número de íons H_3^+ produzidos é proporcional para a pressão H_2 e para o número de

íons H_2^+ na fonte, sendo que WIESER & BRAND (1999) verificaram a necessidade de se adequar um fator de correção empírico para a quantificação das reais razões.

As composições dos isótopos de Oxigênio das amostras de água foram determinadas através da medição do $^{12}C^{16}O_2^+$ e do $^{12}C^{16}O^{18}O$ com massas 44 e 46, respectivamente. O gás CO_2 está em equilíbrio com a água (5ml) a uma temperatura de $25^\circ C$, para 8 horas de descanso da amostra; a mudança isotópica entre o gás CO_2 e a água permite que a composição isotópica do Oxigênio do gás CO_2 seja comparada à água.

4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS – ROCHAS

As amostras de rocha e de calha sofreram impregnação à vácuo por resina Araldite adicionada com *Azul de Ceres*, etapa esta que antecede à confecção de lâminas delgadas para rochas brandas e materiais pouco consolidados. Foram confeccionadas 34 lâminas delgadas com as amostras de calha obtidas de perfurações de poços tubulares e mais 40 lâminas de rochas coletadas em afloramentos durante as etapas de campo.

Paralelamente a este trabalho, as mesmas amostras foram submetidas a ensaios de separação da fração argila. Uma pequena quantidade de cada amostra foi desagregada manualmente e, em seguida, inserida em proveta com a adição de água deionizada, agitada e colocada em repouso para decantação. Após 24 horas, coletou-se o material em suspensão, o que se repetiu por mais 5 dias em média. A fração argila (partículas inferiores a 2 *mícrons*), de cada amostra foi utilizada para a preparação de lâminas orientadas, destinadas posteriormente para a análise de Difratomia de Raios X. De cada amostra foram preparadas 3 lâminas, uma para a análise normal, outra para imersão em etileno-glicol, que permite comparar os difratogramas e evidenciar se há argilas expansivas, e a última destinada para queima em forno a $450^\circ C$, para checagem da presença do argilo mineral caolinita. No ANEXO

04 se encontram os resultados obtidos para cada amostra, trazendo sua identificação e seu estado, se normal, glicolada e/ou queimada.

Após a identificação dos argilominerais nas análises petrográficas e de difratometria de Raios X, foram comparados todos os resultados para cada amostra e a associação destes com os das análises químicas das águas. Desta forma, foram selecionadas amostras de sedimentos e de rochas para as análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), com o intuito de se obter imagens dos principais tipos de argilominerais cimentantes e das feições e estruturas características dos arenitos.

4.3.1 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

A difração pelos cristais resulta de um processo em que os Raios X são dispersos pelos elétrons dos átomos, sem mudança de comprimento de onda. A difração resultante de um cristal é uma propriedade física fundamental da substância, servindo à identificação e ao estudo de sua estrutura (FORMOSO, 1985).

Se um feixe de Raios X atinge um plano de átomos, este sofre difração em duas direções principais, que correspondem às direções do prolongamento do feixe incidente e da reflexão pelo plano. Se dois ou mais planos forem considerados, as condições para a difração em fase (interferência com reforço) vão depender da diferença de caminho percorrido pelo feixe de raios X (Figura 05).

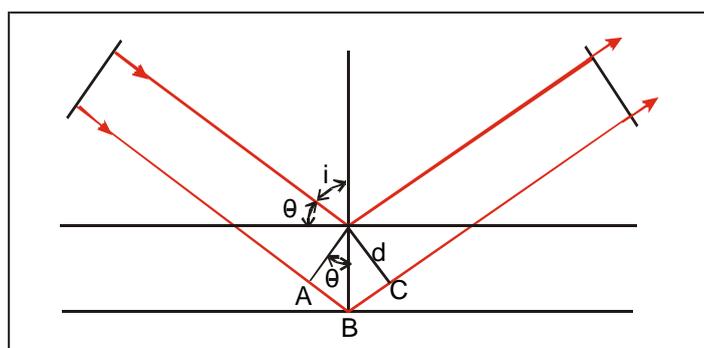


Figura 05: Difração de um feixe de Raios X sobre um plano de átomos (FORMOSO, 1985).

Na Figura 05 observa-se que a diferença de caminho é $\Delta = A B C = 2 A B$, sendo:

$$AB = d \sin \theta \quad 04$$

onde: d = distância interplanar para o conjunto de planos reticulares
 θ = ângulo de Bragg entre o feixe incidente e os planos reticulares

Tem-se então que:

$$\Delta = 2 A B = 2 d \sin \theta \quad 05$$

Se ambos os planos difratarem em fase, a diferença de caminho Δ deve ser um número inteiro de comprimentos de onda, ou seja, $n \lambda$, em que n é um número inteiro. Assim, a condição de difração em fase será:

$$n \lambda = 2 d \sin \theta \quad (\text{LEI DE BRAGG}) \quad 06$$

onde: λ = comprimento de onda do Raios X

4.3.2 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O MEV permite um aumento de milhares de vezes e elevada resolução possibilitando analisar detalhes mínimos da composição mineralógica das rochas assim como da morfologia dos grãos, dos poros e da interação entre estes.

NÓBREGA (1999) descreveu e comparou o MEV tradicional com o MEV ambiental. O primeiro requer condições de alto vácuo no interior das câmaras de amostras, onde estas necessitam também de preparação prévia adequada

(metalização). O MEV ambiental utiliza um sistema de baixo vácuo, cujos detectores operam com pressões de vapor d'água no interior da câmara de amostras.

O funcionamento de um MEV consiste de uma coluna ótico-eletrônica, de uma câmara para a amostra, de um sistema de vácuo, de um sistema de controle eletrônico e de um sistema de obtenção de imagens. Um feixe de elétrons de 20keV, gerado em um canhão, passa por um conjunto de lentes eletromagnéticas que agem como condensadores. O feixe de elétrons incide sobre a amostra e, mediante bobinas deflectoras, percorre uma varredura sobre pequena região da mesma (Figura 06).

A utilização do MEV em estudos petrográficos tem auxiliado vários pesquisadores no que se refere à identificação de minerais e do tipo de cimento e da forma como estes se apresentam na rocha sedimentar.

WALKER, WAUGH & GRONE (1978), em estudos de diagênese de arenitos, obtiveram imagens em MEV de grãos de quartzo recobertos por argilas, de minerais silicáticos parcialmente dissolvidos, de argilominerais e de calcita autigênica.

BRANDT NETO *et al.* (1987) observaram, em MEV, que amostras de arenitos do Grupo Bauru apresentavam analcima associada a matriz argilosa. Os cristais de analcima eram idiomórficos com dimensões entre 1 a 5 μ , isolados ou agrupados, dotados de faces, arestas e vértices bem conservados, ocupando os espaços intergranulares do arcabouço.

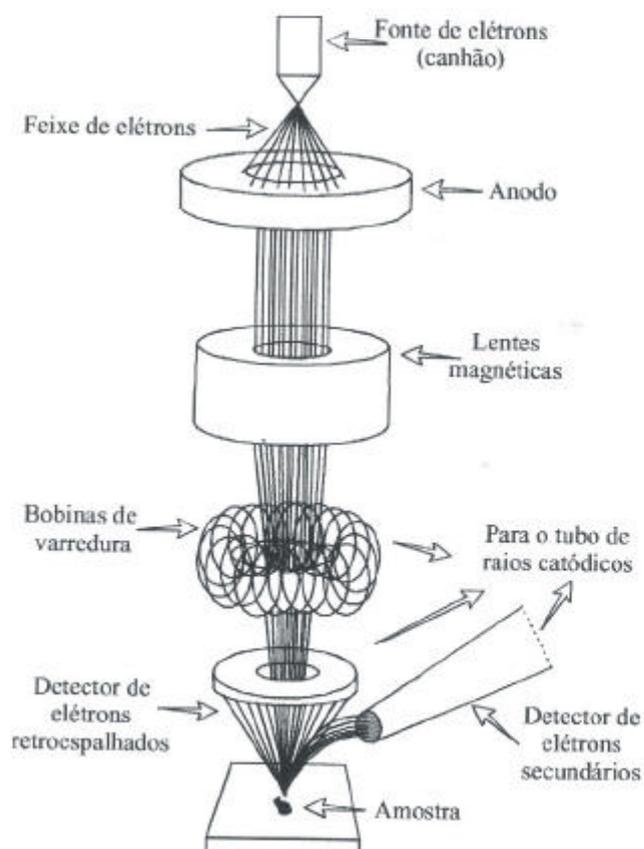


Figura 06: Componentes básicos de um Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV (NÓBREGA, 1999).

CASTRO (1983), em estudos de alteração de solos tropicais observou, tanto em MEV quanto em difratometria de Raios X, que as micas se alteram para a formação de mica vermiculita e desta para caulinita. Caulinitas oriundas da decomposição de feldspatos também foram observadas, o que em clima tropical úmido torna os processos de alteração muito intensos e rápidos.

FERNANDES *et al.* (1994) observaram, nos arenitos da Formação Caiuá, o revestimento dos grãos de quartzo por esmectitas, gerando imagens de grãos envoltos por um “coating” de material argiloso. Na Formação Santo Anastácio foram observadas caulinitas vermiformes. Caulinitas e ilitas foram identificadas em ambas formações.

5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU

O Grupo Bauru é representado na área de estudo pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Estas formações são constituídas principalmente por clásticos arenosos de granulometria variável, que constituem bons aquíferos.

As fácies arenosas das formações que compõem o Sistema Aquífero Bauru, foram amostradas com vistas à análise petrográfica, diagenética e de proveniência.

Foram estudadas, microscopicamente, amostras de calha coletadas de testemunhos de poços tubulares perfurados na região e amostras de rochas coletadas em afloramentos, sendo que 58,1% são oriundas da Formação Adamantina, 23,0% da Formação Marília, 10,8% da Formação Caiuá e 8,1% da Formação Santo Anastácio (Anexo 05).

O estudo microscópico contemplou basicamente a descrição da composição mineralógica e textural dos arenitos, bem como as características e a composição mineralógica da matriz e do cimento que envolve os grãos do arcabouço.

Assim, foram analisados a granulometria, a forma, o arredondamento e a composição mineralógica dos grãos, seguidos dos cálculos do grau de seleção, da maturidade textural e do índice de maturidade mineralógica dos arenitos.

5.1 ARCABOUÇO MINERALÓGICO DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU

5.1.1 QUARTZO

O quartzo é o mineral mais abundante em arenitos e a razão de sua abundância deve-se ao fato de ser muito comum em rochas cristalinas (fonte), possuir uma dureza elevada e ausência de clivagem e também devido à sua elevada resistência aos

ataques químicos. Esta resistência é decorrente das fortes ligações entre o silício e os íons de oxigênio e também por não possuir cátions metálicos que poderiam ser realocados por íons de hidrogênio durante processos de alteração, em contraposição com os feldspatos, por exemplo (TUCKER, 1991 e BLATT, 1992).

Os arenitos estudados apresentam composição mineralógica rica em quartzo, com predomínio de quartzos monocristalinos (92,0%) sobre os policristalinos (Foto 01), onde se incluem metaquartzitos e *cherts* (valor médio próximo de 2,5%). A quantidade de *cherts* nas amostras são todas inferiores a 10%.

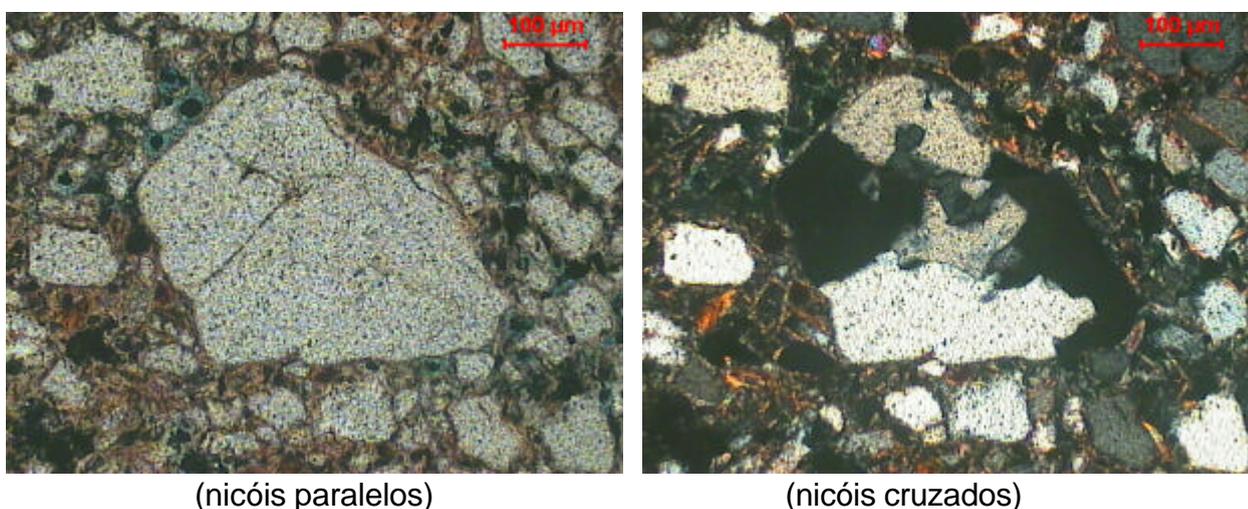
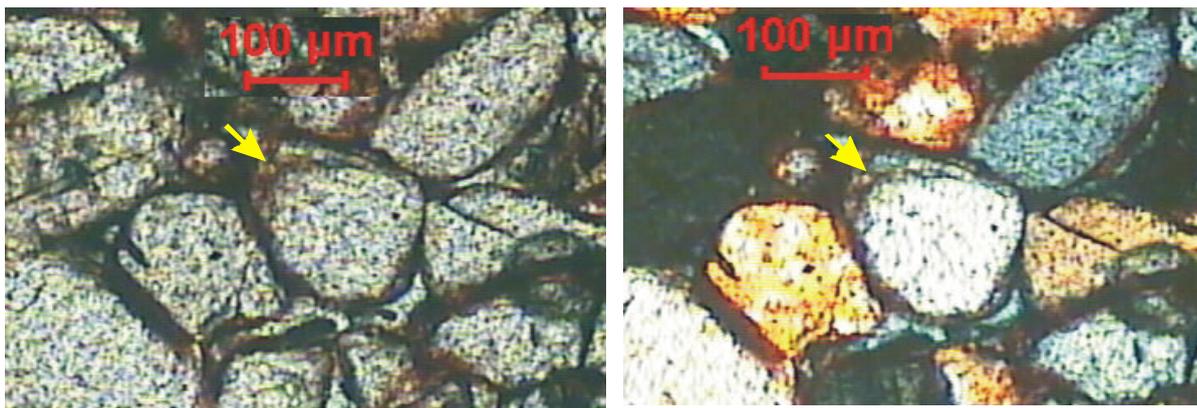


Foto 01: Grão de quartzo policristalino (centro) e, ao redor, grãos menores de quartzo monocristalino (amostra R-11, Sublitarenito, Formação Marília).

Os grãos de quartzo monocristalino apresentam moderada a elevada extinção ondulante. Esta feição ótica deve-se a esforços tectônicos que atuaram inicialmente sobre as rochas-fonte.

Na Formação Caiuá, o arcabouço é formado predominantemente por quartzo monocristalino (95,4%); grãos de quartzo policristalino ocorrem em pequena quantidade (2,0%) e geralmente estão ausentes. Grãos de quartzo com sobrecrescimento (*overgrowth*) podem ocorrer em torno de grãos bem arredondados (Foto 02).



(nicóis paralelos)

(nicóis cruzados)

Foto 02: Grãos de quartzo com discreto sobrecrecimento (*overgrowth*) (Amostra R-74, Quartzito-arenito, Formação Caiuá).

Os grãos de quartzo da Formação Santo Anastácio são em sua maioria constituídos por quartzo monocristalino (90,6%) e, em menor quantidade, por quartzo policristalino (2,9%) e chert.

Na Formação Adamantina, tem-se que 93,4% dos grãos são constituídos por quartzo monocristalino e 2,1% por quartzo policristalino.

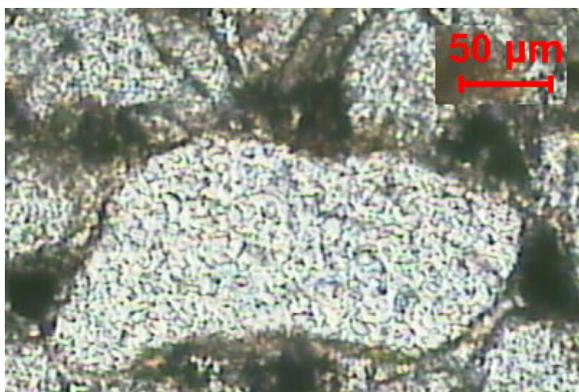
Na Formação Marília, obteve-se também uma maior quantidade de grãos de quartzo monocristalino, perfazendo 92,6% dos grãos do arcabouço, sendo que 1,7% são grãos de quartzo policristalino.

5.1.2 FELDSPATOS

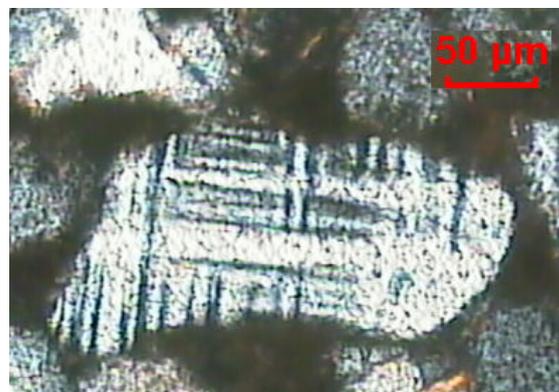
Os feldspatos encontrados nas lâminas delgadas ocorrem em pequena quantidade (sempre inferiores a 12,5%), comparados com os demais grãos principais do arcabouço. São constituídos preferencialmente por ortoclásio, microclina e plagioclásio. A macla “em grade” e a polissintética são comuns e diagnósticas para a identificação de feldspatos potássicos (Foto 03) e plagioclásios (Foto 04), respectivamente.

Os feldspatos potássicos, ortoclásio e microclina, são mais comuns que os plagioclásios nos arenitos. Segundo TUCKER (1991), isso se deve à maior

estabilidade química dos feldspatos potássicos bem como pela alteração mais intensa dos plagioclásios na área-fonte.



(nicóis paralelos)

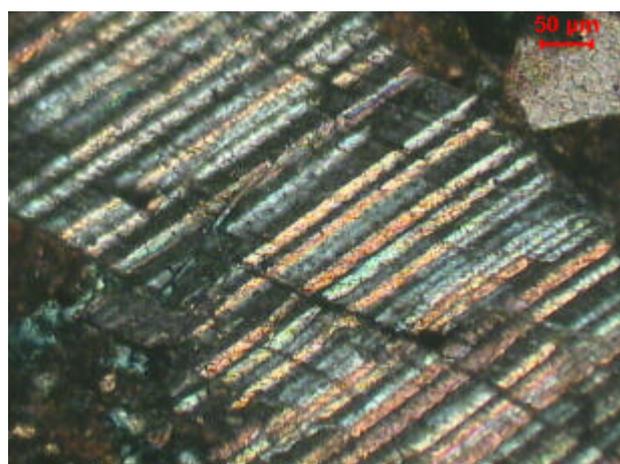


(nicóis cruzados)

Foto 03: Grão de feldspato potássico (microclina) apresentando macla “em rede”. (amostra C-04, Sublitarenito, Formação Adamantina).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 04: Detalhe de grão de plagioclásio apresentando macla polissintética. Observar processo inicial de dissolução interna nos planos de clivagem (amostra C-19, Litoarenito, Formação Adamantina).

Nos arenitos estudados, grande parte dos grãos de feldspatos são potássicos e foram encontrados preferencialmente em amostras das formações Adamantina e Marília. Apresentam-se desde inalterados até totalmente alterados.

A alteração de feldspatos em arenitos pode ocorrer através da percolação da água no interior do grão, ao longo dos planos de clivagem, fraturas e em superfícies de geminações composicionais, descrita por BLATT (1992) como vacuolização.

Este processo de dissolução interna em grãos de feldspatos é comum sendo que em amostras de arenitos da área de estudo, pode-se observar que a decomposição ocorre preferencialmente ao longo de planos de clivagem (Foto 04).

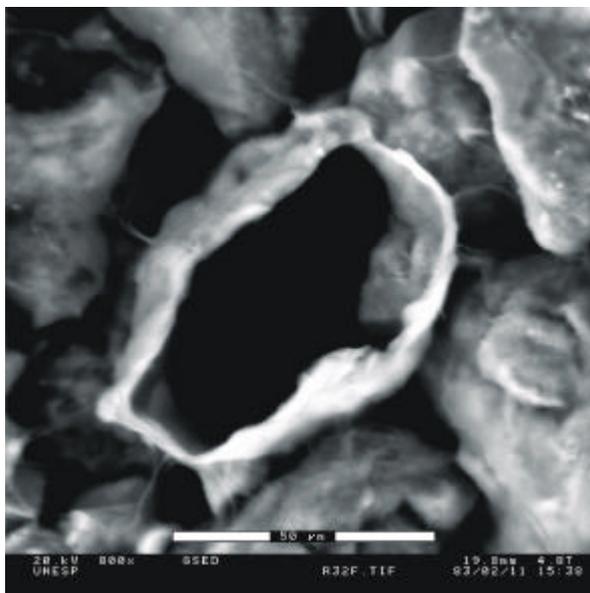


Foto 05: Dissolução de feldspato envolvido por *coating* de montmorilonita (amostra C-12, Formação Marília).

A porosidade móldica é gerada quando ocorre a dissolução total do grão, onde o formato do grão dissolvido é preservado devido ao recobrimento de argilominerais que foram sendo gerados à partir da destruição deste (Foto 06).

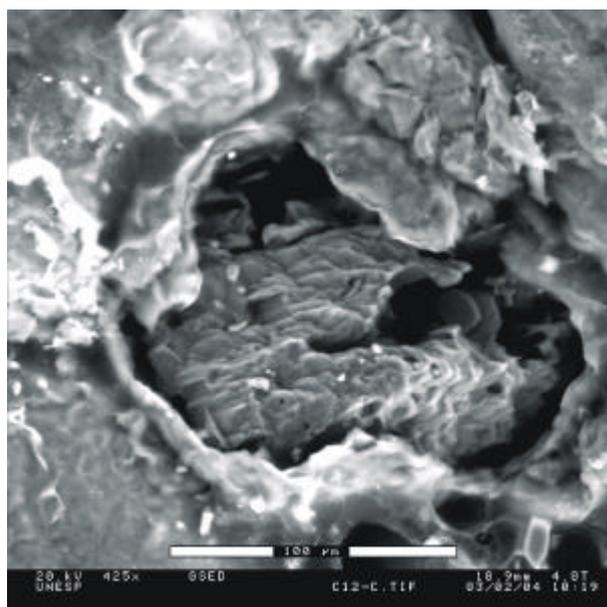


Foto 06: Porosidade móldica em quartzo-arenito com presença de montmorilonita e illita (amostra R-32, Formação Adamantina).

Na Formação Caiuá, a quantidade de feldspatos é muito pequena a ausente. Nos arenitos da Formação Santo Anastácio, a porcentagem encontrada é sempre inferior a 6%. Na Formação Adamantina, os feldspatos se apresentaram em quantidades sempre inferiores a 12%, cuja porcentagem média estimada é de 1,8%. Os arenitos da Formação Marília apresentam porcentagem média muito próxima da encontrada nos arenitos Formação Adamantina, estimada em 2,1%, sempre com valores inferiores a 5,0%.

5.1.3 FRAGMENTOS LÍTICOS

Os fragmentos líticos constituem evidências diretas da rocha fonte e trazem informações sobre a proveniência dos arenitos. Os fatores que determinam a sua presença em arenitos são a abundância na área fonte, sua distribuição na área proximal da bacia, o clima, a susceptibilidade à destruição química e mecânica pelos processos sedimentares e o tamanho dos cristais nos fragmentos (BLATT, 1992).

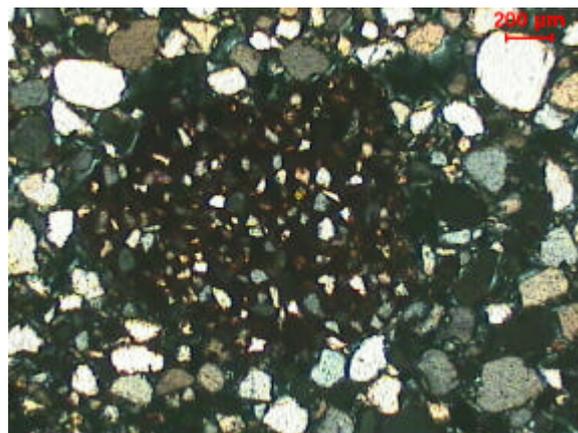
No Grupo Bauru, os fragmentos líticos, assim como os feldspatos, ocorrem em menor quantidade, cuja quantidade média nos arenitos é de 2,6%. Encontram-se na fração de areia média a grossa e são constituídos basicamente por fragmentos de siltito (Foto 07), de clastos lamíticos (Foto 08) e de quartzitos (Foto 09).

Fragmentos de *chert* ocorrem em quase todas as amostras de arenitos estudados e geralmente são bem arredondados.

Na Formação Caiuá, a quantidade de fragmentos líticos atinge um valor médio de 3% que, em geral, não ultrapassa 6% dos grãos da rocha. A Formação Santo Anastácio apresenta valor médio de 2,3% de fragmentos líticos. Na Formação Adamantina, a quantidade de fragmentos líticos apresenta valor médio de 2,7%; em Guaiçara, porém, foi descrita amostra de Litoarenito, com fragmentos líticos perfazendo cerca de 30% da rocha (amostra C-19). A Formação Marília apresenta quantidade média de 3,5% de fragmentos líticos. Em amostra de Sublitarenito proveniente do Município de Oscar Bressani, foi encontrada a maior quantidade de fragmentos líticos (20,4%).

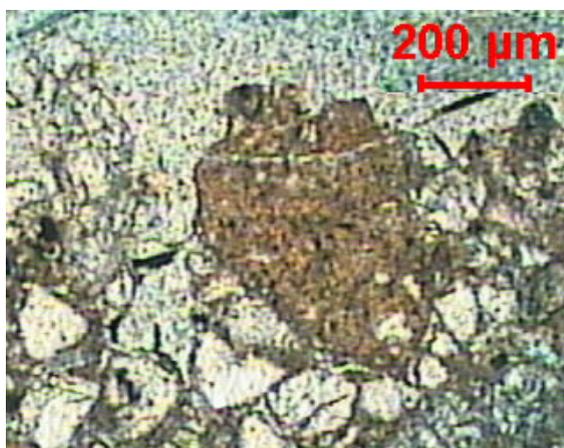


(nicóis paralelos)

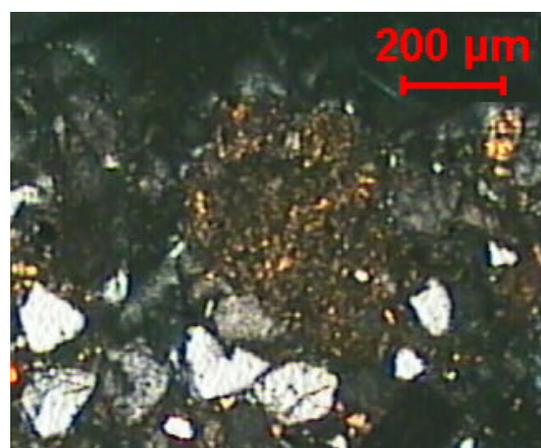


(nicóis cruzados)

Foto 07: Fragmento de siltito em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Lavínia (amostra C-22).

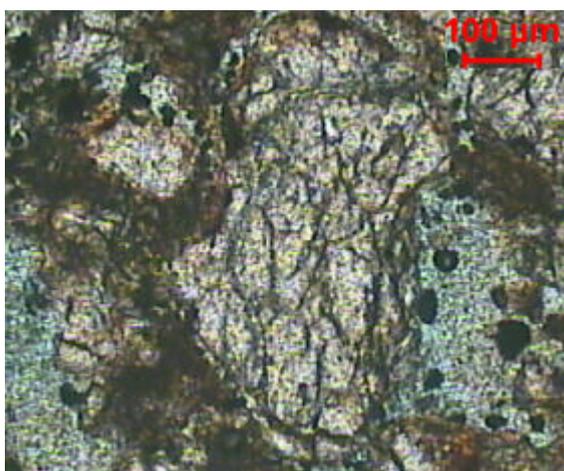


(nicóis paralelos)

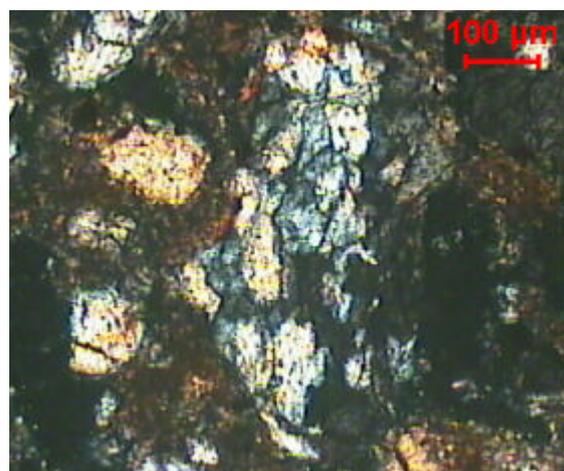


(nicóis cruzados)

Foto 08: Clasto argiloso em Sublitharenito da Formação Adamantina, município de Promissão (amostra C-26).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 09: Fragmento lítico metamórfico (Quartzito) em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, Município de Presidente Venceslau (amostra C-33).

5.1.4 MINERAIS ACESSÓRIOS

De acordo com TUCKER (1991), a concentração de grãos acessórios é geralmente inferior a 1% nos arenitos e são constituídos por silicatos e óxidos. Possuem elevada resistência mecânica (resistência à abrasão) e elevada resistência a alteração química (decomposição).

BRANDT NETO (1977) discorreu sobre os minerais acessórios encontrados no Grupo Bauru, dentre os quais estão a turmalina, estauroлита, granada, zircão, augita, perowskita e rutilo.

Os minerais acessórios mais comuns encontrados nos arenitos estudados foram zircão, turmalina e rutilo. Apresentam-se subarredondados e na fração granulométrica de areia fina a muito fina.

Foi observada a presença de moscovita e biotita associadas à fração fina da rocha, porém em pequena quantidade.

5.1.5 MATRIZ

Os arenitos do Grupo Bauru apresentam matriz constituída predominantemente por argilominerais do tipo caulinita, illita e montmorilonita.

Os arenitos da Formação Caiuá apresentam pouca ou nenhuma matriz, sempre em quantidades inferiores a 10%, com predomínio do argilomineral caulinita.

A matriz na Formação Santo Anastácio se apresenta em quantidade também inferior a 10%. A Formação Adamantina apresenta a maior quantidade de matriz, cujo valor médio é da ordem de 20%. A Formação Marília possui quantidade de matriz da ordem de 15%, podendo algumas amostras apresentarem valores mais baixos.

5.2 TIPOS DE CIMENTO

O cimento é constituído pelas fases minerais autigênicas no decorrer da diagênese.

5.2.1 MONTMORILONITAS E ILITAS

Durante a diagênese, alguns argilominerais podem se transformar em outros tipos e também serem gerados às custas de outros grãos minerais, preferencialmente, através da decomposição de feldspatos (TUCKER, 1991).

Segundo WALKER, WAUGH & GRONE (1978), no processo de hidrólise dos silicatos em arenitos, grande parte dos íons liberados é constituída por alumínio, sílica e sódio, que podem ser reprecipitados inicialmente em argilominerais do tipo montmorilonita. A illita e caulinita também podem ser geradas pelo mesmo processo.

Nas amostras de arenitos estudados, foram observados processos de dissolução de feldspatos potássicos, com geração de argilominerais do tipo montmorilonitas. Estas se transformaram em outro argilomineral mais estável quimicamente, as illitas, de tal sorte que apresentam-se associadas nos poros da rocha. A ocorrência destes argilomineriais é comum e ampla em toda área de estudo, preferencialmente nos arenitos das formações Adamantina e Marília, e se distribuem tanto superficialmente quanto em maior profundidade (Figura 07 e Fotos 10, 11, 12 e 13).

C025

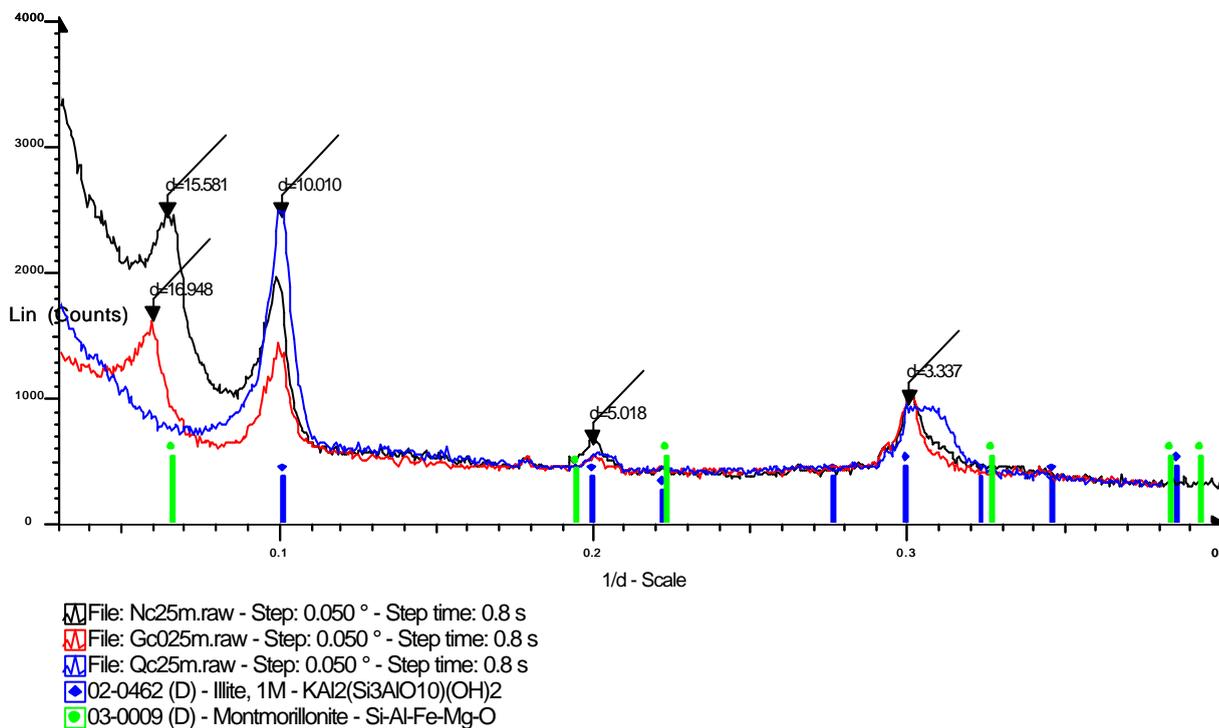
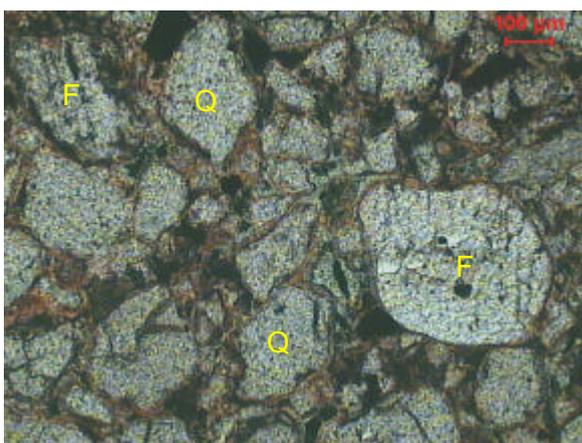
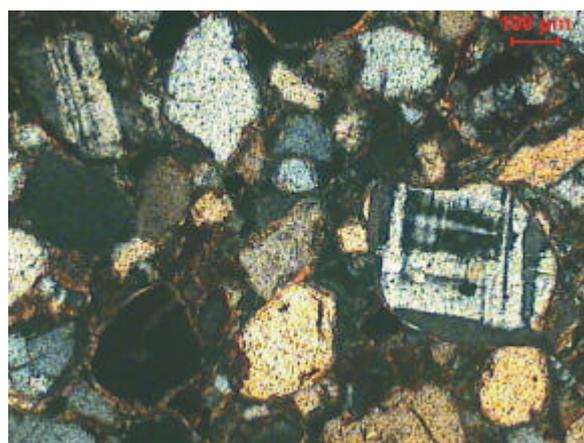


Figura 07: Difratoograma dos argilominerais montmorilonita e illita obtido da fração < 2 μ m (Sublitarenito, Formação Adamantina, Município de Oriente).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 10: Quartzo-arenito da Formação Marília, Município de Quintana, apresentando argilas mecanicamente infiltradas do tipo montmorilonita e illita, envolvendo grãos de quartzo(Q) e de feldspato(F) – (amostra C-34).

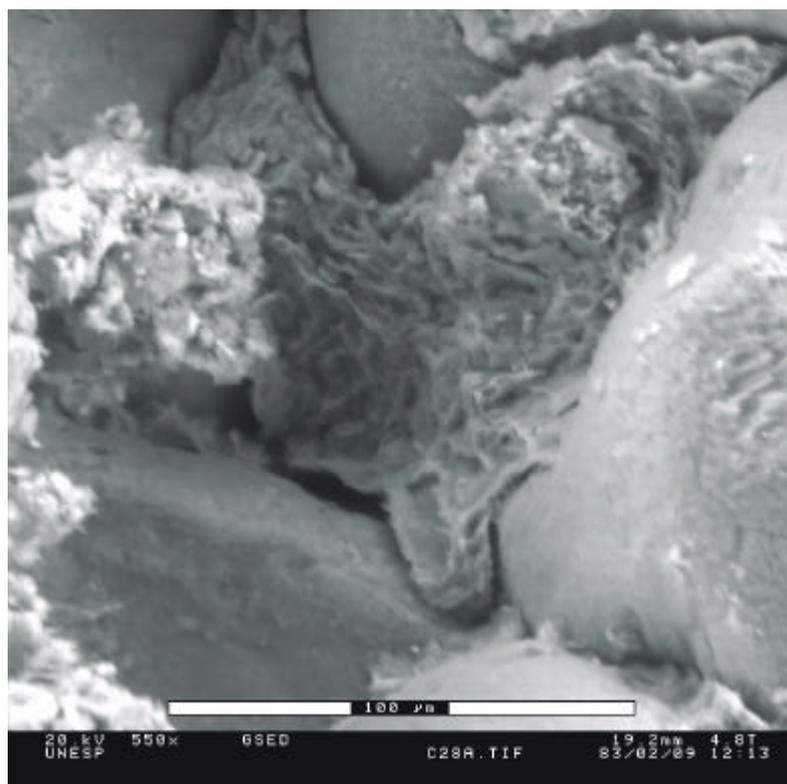


Foto 11: Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Pirajuí, cujos poros estão totalmente obstruídos por montmorilonita e ilita (amostra C-28)

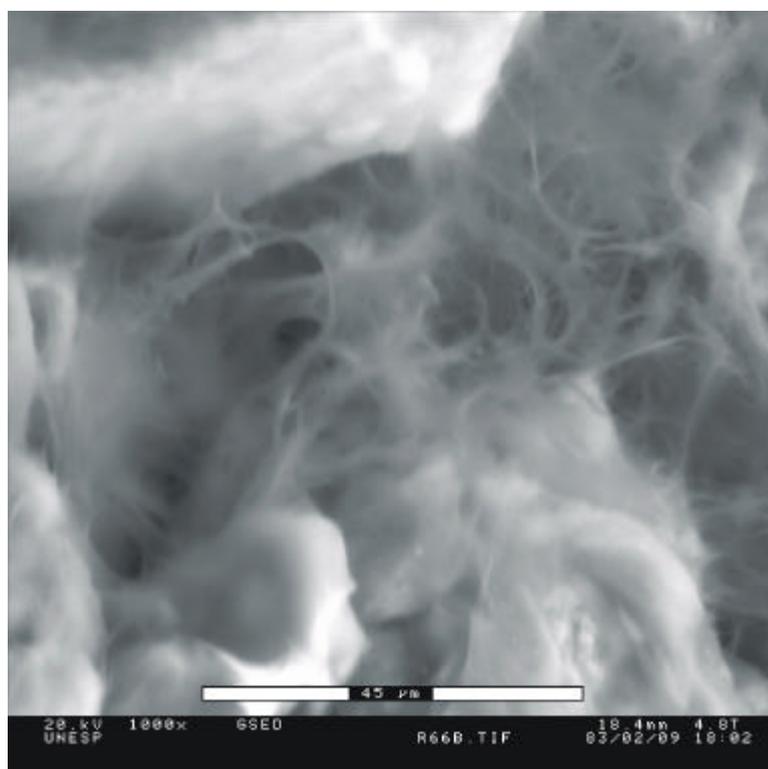


Foto 12: Detalhe de montmorilonita e ilita envolvendo grãos e preenchendo os poros de Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Marília (amostra R-66).

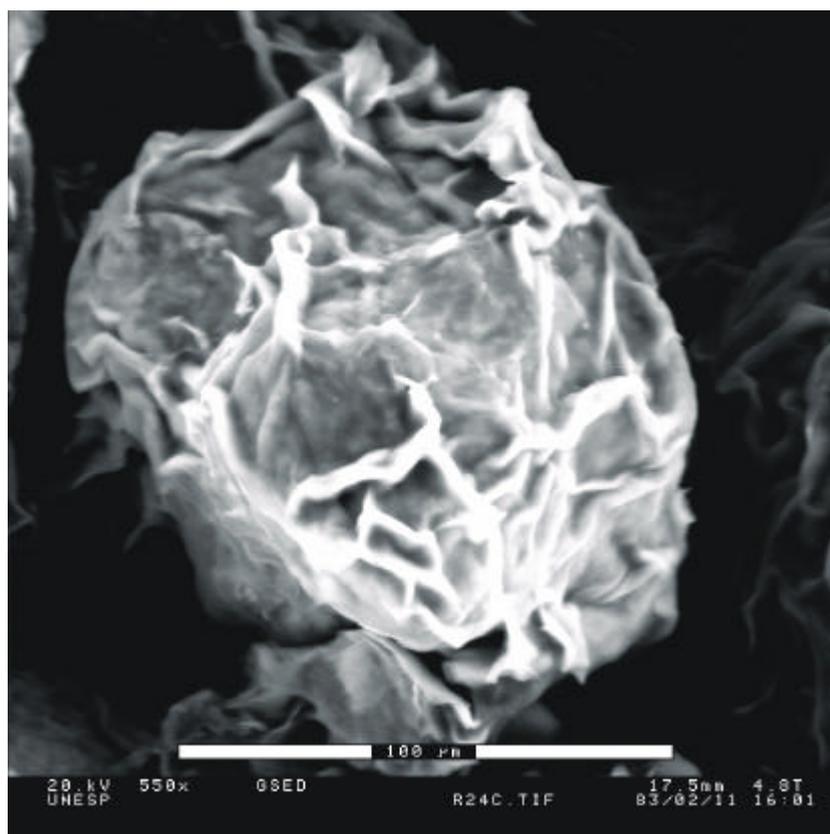


Foto 13: Grão de quartzo envolto por montmorilonita (amostra R-24, Quartzo-arenito, Formação Marília, município de Duartina).

5.2.2 CIMENTAÇÃO SILICÁTICA

A cimentação silicática foi observada em algumas amostras de arenitos Caiuá e de forma incipiente. Os grãos de quartzo arredondados apresentam-se envoltos por uma fina camada de sílica, diminuindo os espaços intergranulares.

Processos hidrotermais são os possíveis responsáveis pela silicificação dos arenitos, com a geração de sobrecrescimentos (*overgrowth*) em grãos de Quartzo (Foto 02).

5.2.3 ANALCIMA

A analcima foi identificada inicialmente em análises de difratometria de Raios X e posteriormente pôde ser observadas em microscopia eletrônica de varredura em amostras das formações Adamantina e Marília, principalmente.

É um tipo de zeólita rica em sódio (MOORE & REYNOLDS, 1997). Sua geração nos poros de arenitos é atribuída a processos de hidrotermalismo com contribuição química de rochas basálticas próximas.

Os grãos apresentam-se com hábitos trapezoédricos bem definidos e preenchendo os espaços entre os grãos do arcabouço.

Nas análises de difratometria de Raios X, a analcima apresenta picos principais cuja distância interplanar principal é de $d=3,43$ (ou também em $d=5,60$ e em $d=9,14$) – Figura 08 e Fotos 14 e 15.

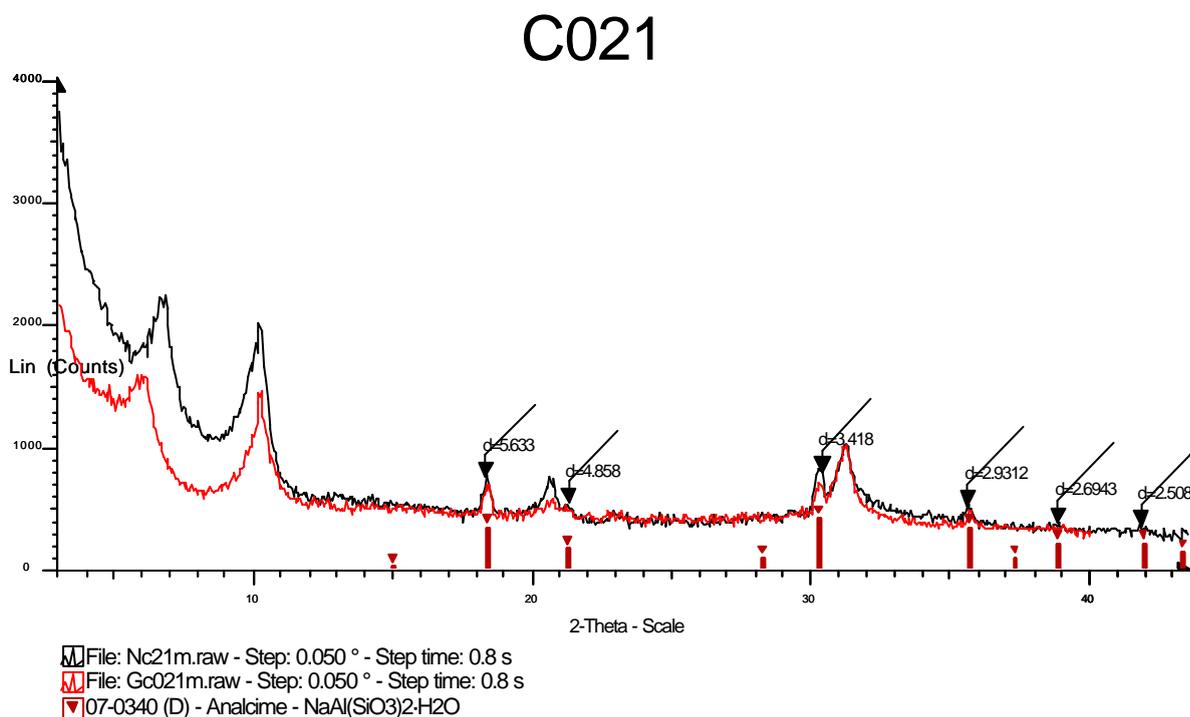


Figura 08: Difratograma da analcima obtido da fração < 2 μm (Sublitarenito, Formação Adamantina, Município de Inúbia Paulista, profundidade de 200 metros).

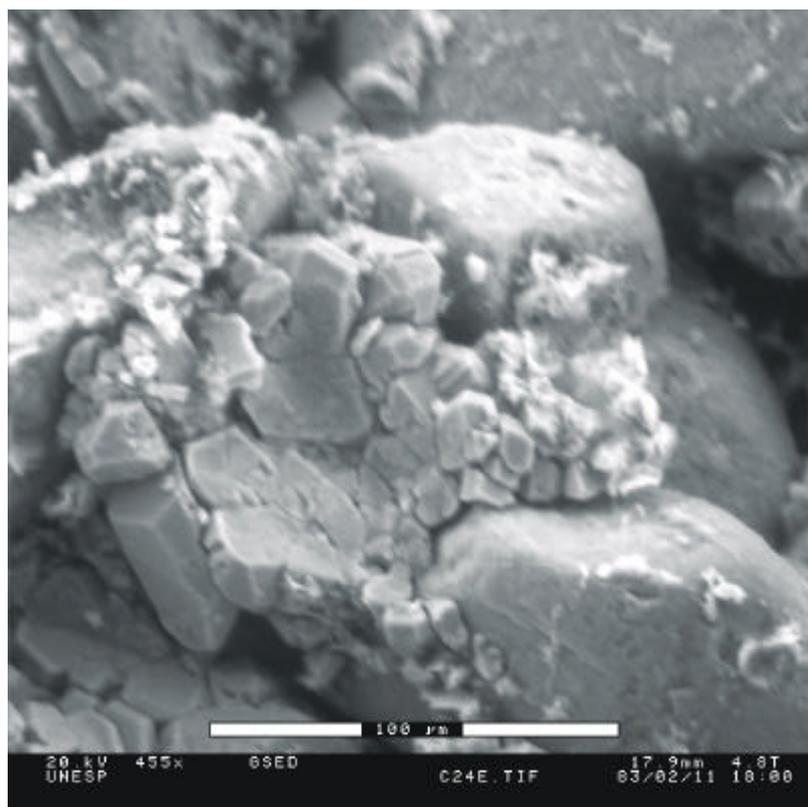


Foto 14: Cristais de analcima cimentando os espaços intergranulares de Quarzoarenito da Formação Adamantina, município de Mirante do Paranapanema (amostra C-24).

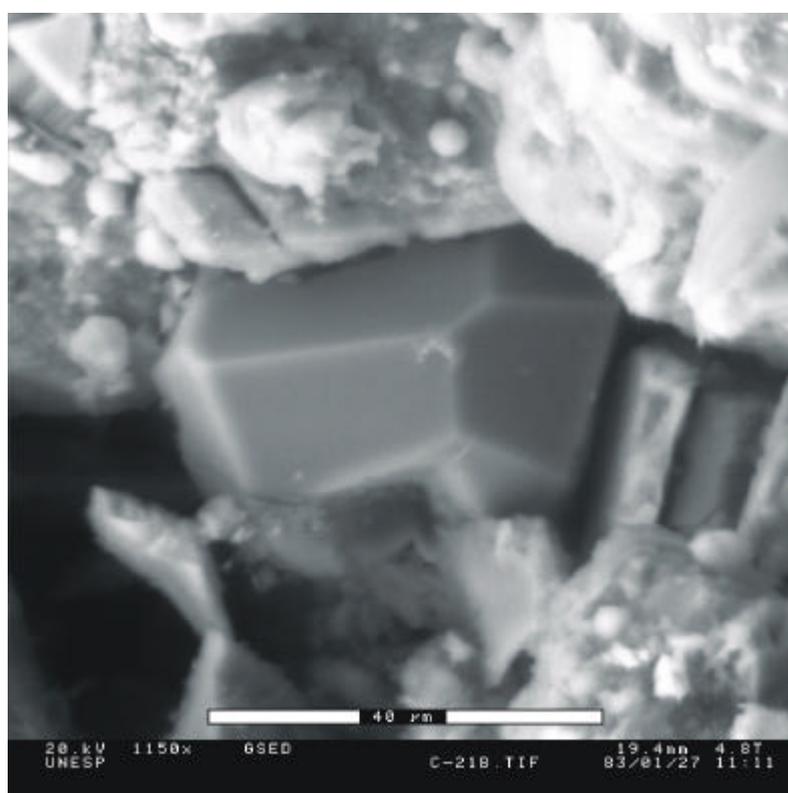


Foto 15: Cristal euédrico de analcima (hábito trapezoédrico) em Sublitharenito da Formação Adamantina, município de Inúbia Paulista (amostra C-21).

5.2.4 PALIGORSKITA

LEPSCH, MONIZ & ROTTA (1977) encontraram em arenitos carbonáticos do Grupo Bauru, argilominerais do tipo paligorskita (argilomineral fibroso) e montmorilonita.

Assim como no caso da cimentação por analcima, o evento responsável pela geração da paligorskita em arenitos do Grupo Bauru é o hidrotermalismo regional associado a rochas alcalinas próximas. Foram observadas principalmente em amostras de arenitos das formações Adamantina e Marília.

O seu reconhecimento em análises de difratometria de Raios X nem sempre é fácil, uma vez que seu pico principal ($d=10,45$) pode ser mascarado pelo pico da illitas ($d=10,12$), que é muito próximo (Figura 09 e Foto 16).

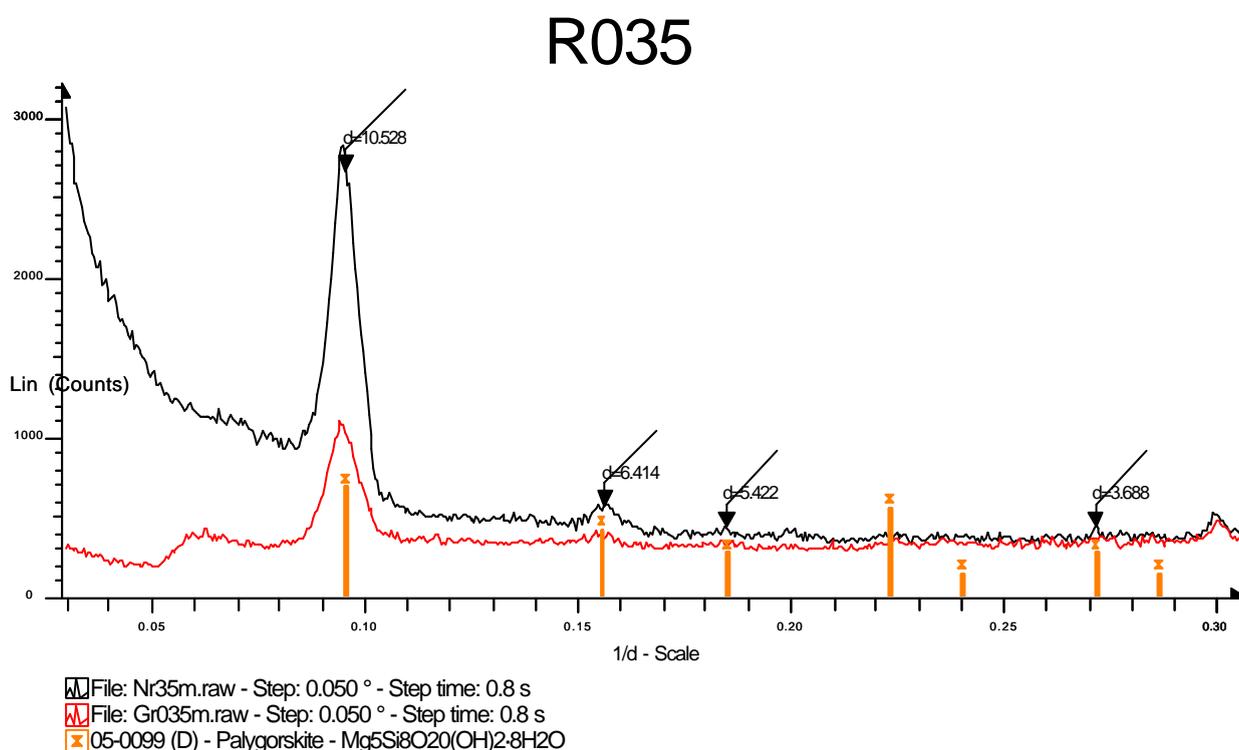


Figura 09: Difratograma da paligorskita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Marília, Município de Quintana).

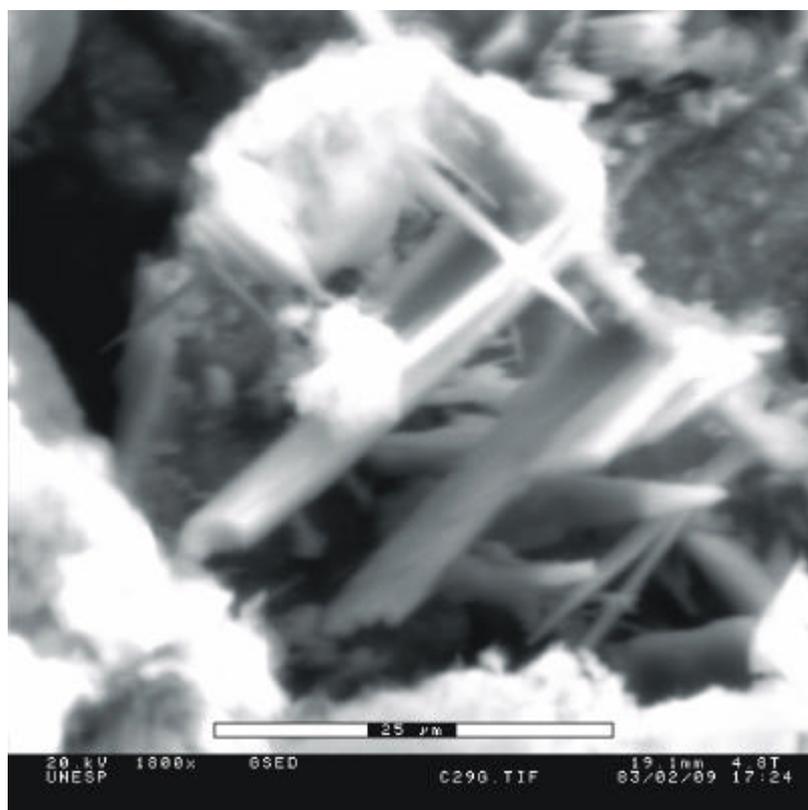


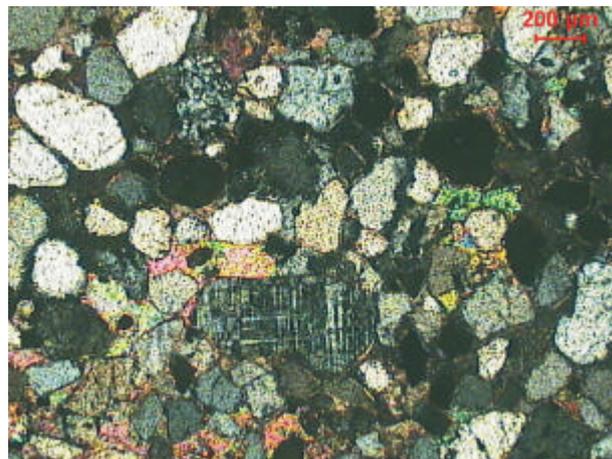
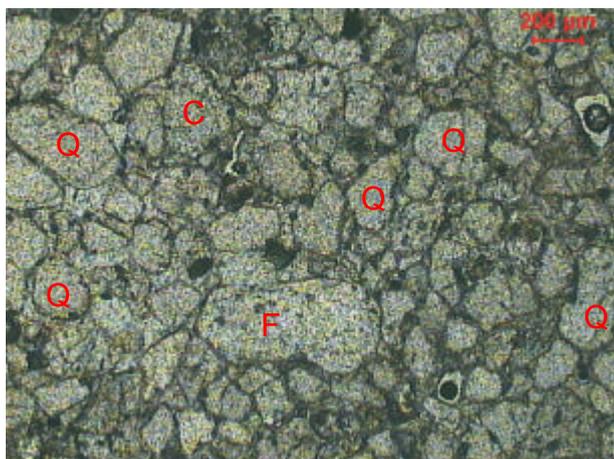
Foto 16: Cristais lamelares de paligorskita (formato de ripas) em Quartzo-arenito, Formação Adamantina, município de Piratininga (amostra C-29).

5.2.5 CIMENTAÇÃO CARBONÁTICA

Embora a cimentação carbonática ocorra de forma localizada em todas as formações do Grupo Bauru, apresenta-se mais intensa nos arenitos da Formação Marília (Foto 17).

Nesta formação são comuns os nódulos carbonáticos e a forte cimentação carbonática é responsável pela geração dos *calcretes*. Este intenso tipo de cimentação pode ser responsável pela geração de franjas carbonáticas envolvendo grãos de quartzo e soldando os grãos do arcabouço (Foto 18).

A cimentação carbonática em amostras de arenitos superficiais apresenta-se

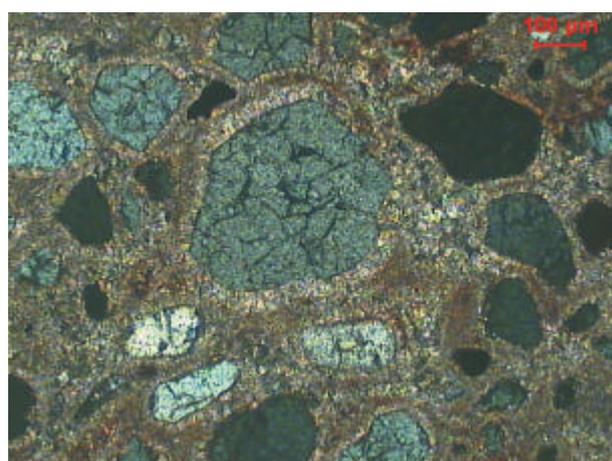
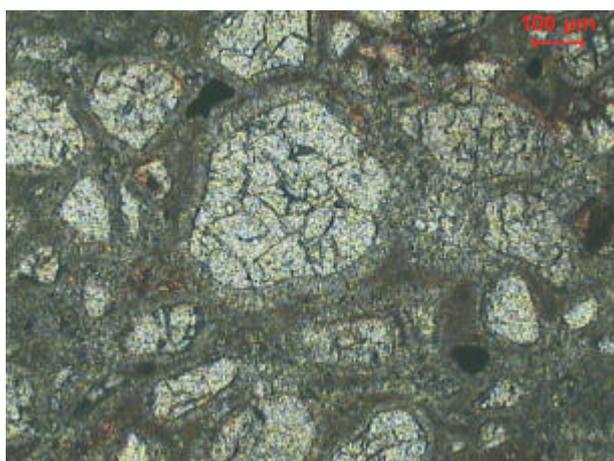


associada à cimentação ferruginosa (Foto 19).

(nicóis paralelos)

(nicóis cruzados)

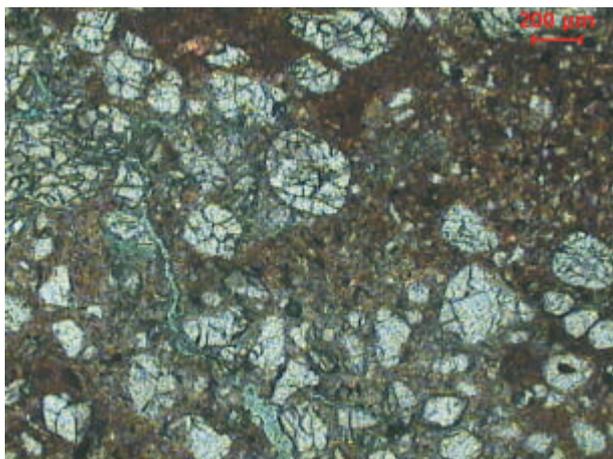
Foto 17: Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Marília, apresentando intensa cimentação carbonática envolvendo grãos de quartzo (Q), de feldspato potássico (F) e de chert (C) – (amostra R-67).



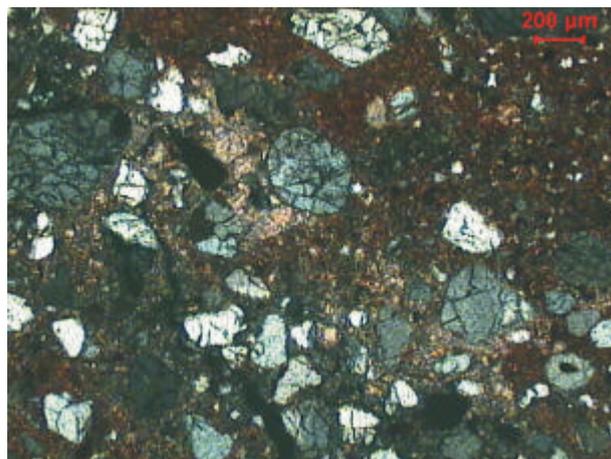
(nicóis paralelos)

(nicóis cruzados)

Foto 18: Quartzo-arenito da Formação Marília, município de Bauru, apresentando franjas carbonáticas sobre grãos de quartzo (amostra C-12).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 19: Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Taciba, contendo cimentação carbonática e ferruginosa associadas (amostra C-35).

Nas análises de difratometria de Raios X, foram identificadas calcitas e calcitas magnesianas (dolomitas) nas amostras de arenitos estudadas (Figura 10).

C010

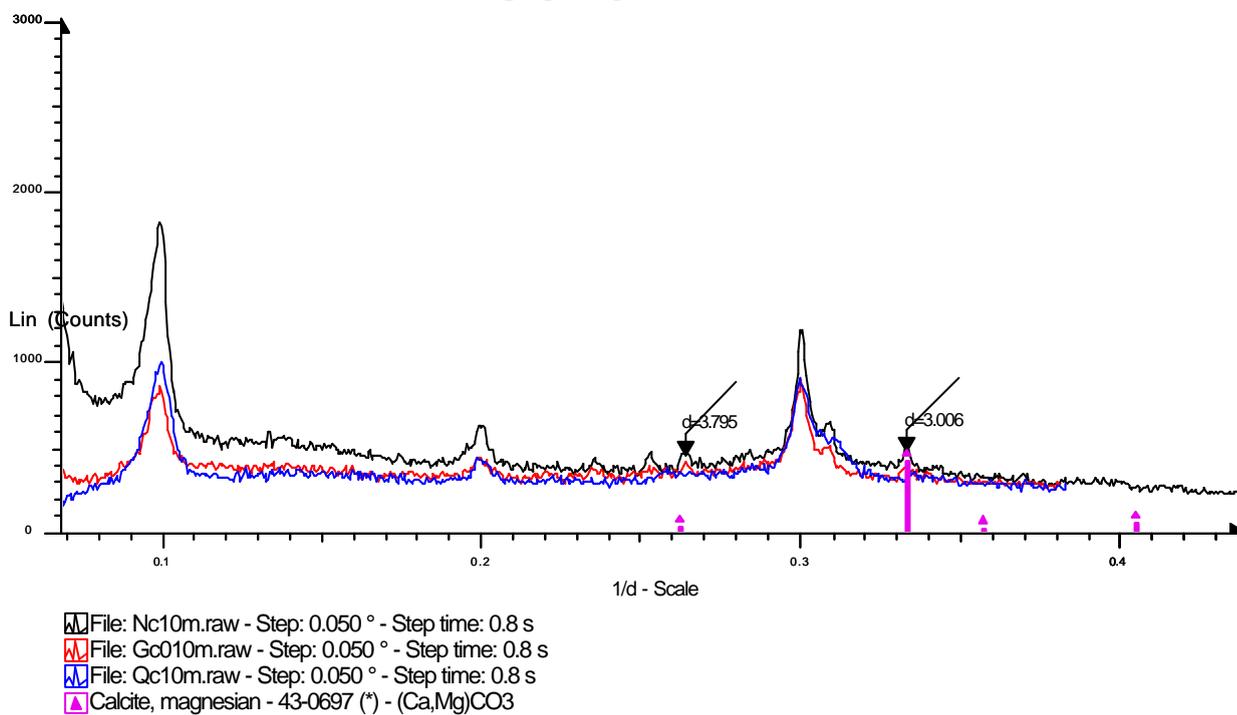


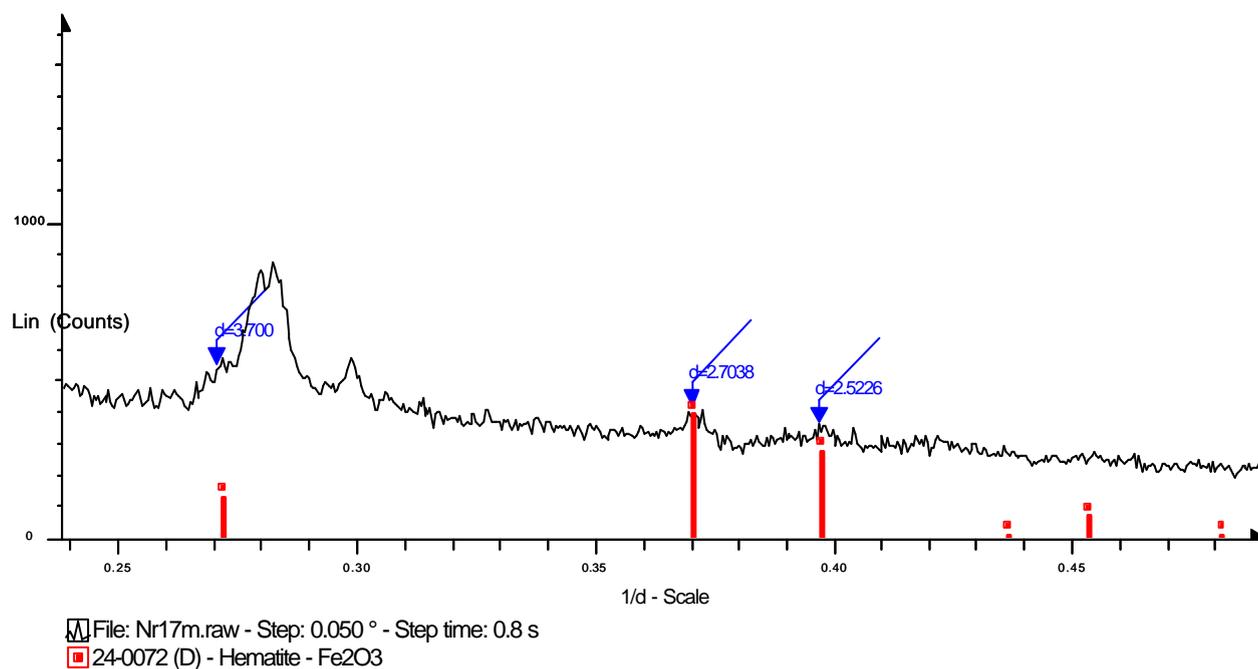
Figura 10: Difratograma da calcita obtido da fração < 2 μm (Subarcóseo, Formação Adamantina, Município de Braúna).

5.2.6 CIMENTAÇÃO FERRUGINOSA

A cimentação ferruginosa por hematita, göethita e/ou limotita ocorre em grande quantidade nas amostras de arenitos. Os grãos do arcabouço apresentam-se recobertos por uma fina camada de coloração acastanhada típica, podendo preencher as fraturas nos grãos. Sua ocorrência é mais intensa nas amostras de arenitos mais superficiais.

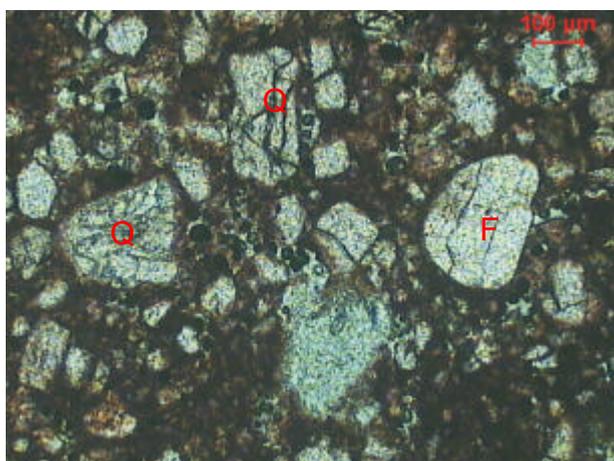
Nas amostras de arenitos, principalmente nos mais superficiais, a hematita pode ser identificada em difratometria de Raios X (Figura 11); em microscopia ótica

R017



pode-se observar o seu caráter limonítico (Foto 20).

Figura 11: Difratograma da hematita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Adamantina, Município de Muritinga do Sul).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 20: Sublitarenito da Formação Adamantina, município de Presidente Prudente, com forte cimentação ferruginosa, soldando grãos de quartzo (Q) e de feldspatos (F) – (amostra C-30).

5.2.7 CAULINITA

A caulinita autigênica apresenta-se com ampla distribuição na área de estudo, em amostras de arenitos de todas as formações. Ocorrem preenchendo poros secundários e recobrimdo grãos, tendo sido identificadas em análises de difratometria de Raios X (Figura 12).

Em MEV, pode-se observar que a sua ocorrência está associada à cimentação ferruginosa, revestindo e soldando partículas e grãos minerais da rocha (Foto 21).

R065

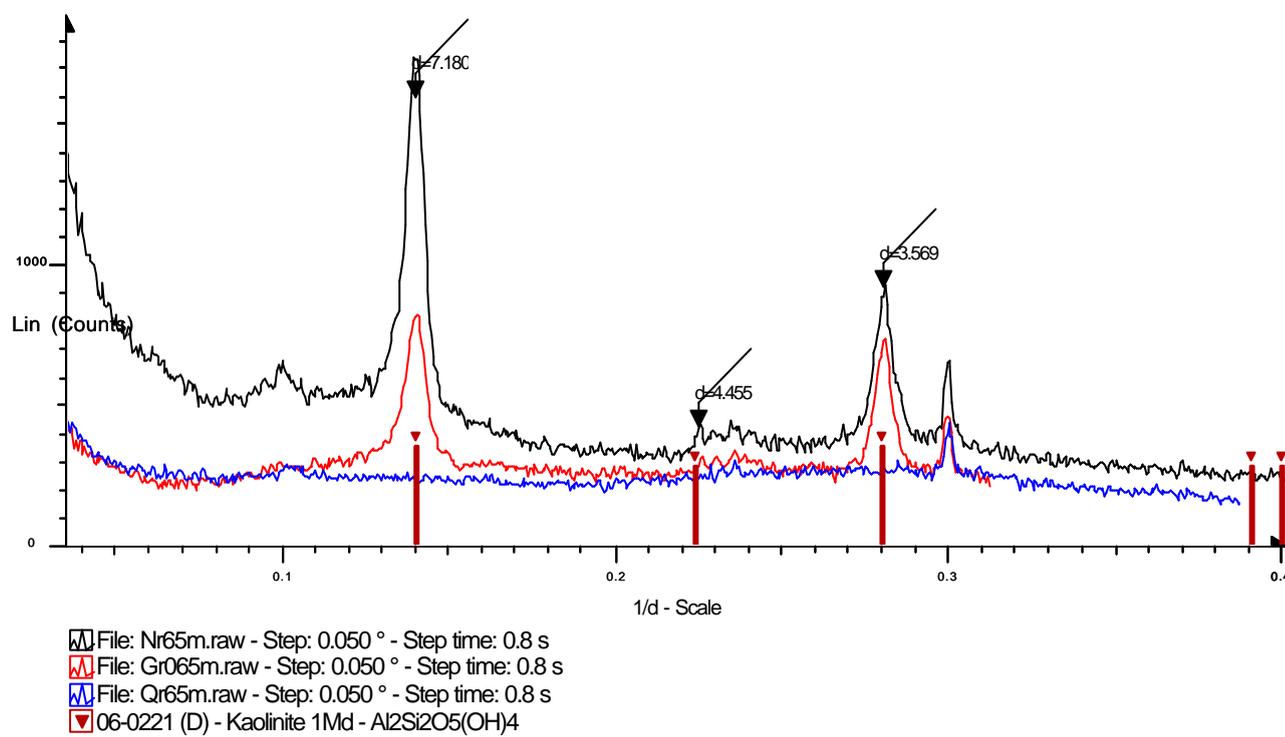


Figura 12: difratogramas da caulinita obtido da fração < 2 μm (Quartzo-arenito, Formação Caiuá, Município de Euclides da Cunha).

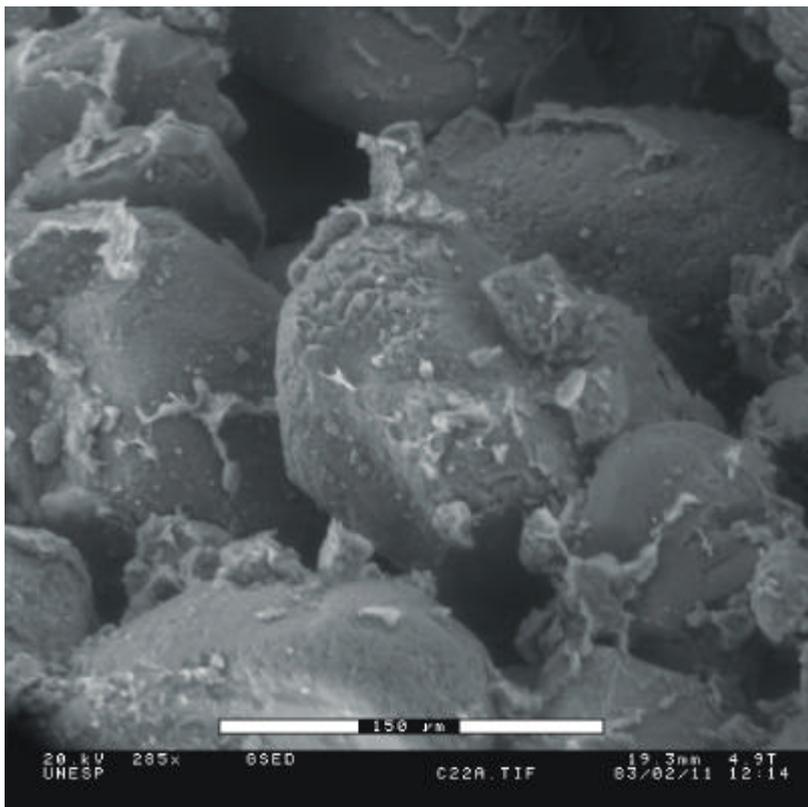


Foto 21: Grãos de quartzo com cimentação por caulinita e limonita associadas (amostra C-22, Quartzo-arenito, Formação Adamantina, município de Lavínia).

5.3 TEXTURA

Dentre os aspectos texturais dos arenitos do Grupo Bauru, foram observados a granulometria, o grau de seleção e de arredondamento dos grãos.

A granulometria foi estimada através da análise visual do tamanho médio dos grãos em lâmina delgada, na qual se utilizou a escala graduada segundo intervalos da Escala de Udden-Wentworth. A seleção também foi avaliada visualmente a partir de comparações das lâminas delgadas descritas com os padrões de seleção propostos por BEARD & WEYL (1973). O grau de arredondamento foi obtido por meio de comparação visual com os padrões de POWERS (1953).

Conforme proposto por FOLK (1968), a maturidade textural pode ser representada pelos estágios imaturo, submaturo, maturo e supermaturo, com base no conteúdo de argila e nos graus de seleção e de arredondamento dos grãos.

A maturidade mineralógica foi determinada através da proporção combinada de quartzo, chert e metaquartzito (HUBERT, 1962). Foram utilizados os seguintes estágios de maturidade mineralógica: imaturo (índices < 75%), submaturo (índices entre 75 e 85%), maturo (entre 85 e 95%) e supermaturo (> 95%), conforme WU (1981).

De forma geral, os arenitos apresentam caráter homogêneo a bimodal quanto à textura. No caso de bimodalidade de grãos, as amostras apresentam uma variação no tamanho de grãos, sendo que geralmente há o predomínio da fração grossa sobre a mais fina.

Na Formação Caiuá, os arenitos apresentam textura fina a média. Os grãos da fração areia média são subarredondados a arredondados, enquanto que os de areia fina subarredondados a subangulares. São maturos (83,3%) e submaturos (16,7%) texturalmente e supermaturos (87,5%) e maturos (12,5%), mineralogicamente.

Os arenitos da Formação Santo Anastácio apresentam textura fina, seleção moderada, grãos geralmente subarredondados, seleção moderada, texturalmente submaturos e mineralogicamente são supermaturos (66,7%) e maturos (33,3%).

Na Formação Adamantina, os arenitos são mais heterogêneos. Em geral, apresentam textura fina a muito fina; o grau de arredondamento dos grãos varia, em grande parte, de subarredondado a arredondado, podendo ocorrer amostras com grãos subangulares; a seleção varia de boa a ruim. Em grande parte das amostras (69,8%), os arenitos apresentam-se texturalmente imaturos, 20,9% são submaturos e 9,3% maturos. Mineralogicamente 79,1% são supermaturos, 16,3% maturos, 2,3% são submaturos e os 2,3% restantes imaturos.

As amostras da Formação Marília apresentam textura fina a média, com grãos em geral subarredondados a arredondados, principalmente no que se refere à fração mais grossa dos grãos. A seleção é bem variada, de boa a ruim. Quanto à textura, 5,9% são maturos, 29,4% são submaturos e 64,7% são imaturos. Mineralogicamente, tem-se que 70,6% dos arenitos são supermaturos, 23,5% são maturos e 5,9% submaturos.

5.4 CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA

A análise composicional dos arenitos foi realizada com base no método de GAZZI-DICKINSON (GAZZI, 1966 e DICKINSON, 1970). Já para a classificação petrográfica foi utilizado o diagrama composicional proposto por FOLK (1968).

No estudo petrográfico de arenitos, é necessária a contagem de todos os tipos diferentes de quartzo, de feldspatos e de fragmentos líticos, resumidos na Tabela 01 a seguir.

Tabela 01: Classificação de tipos de grãos de areia, modificado de TUCKER (1991).

Grãos Quartzosos ($Qt = Qm + Qp$)	Qt = Total de Quartzo Qm = Quartzo Monocristalino Qp = Quartzo Policristalino (inclui <i>chert</i>)
Grãos de Feldspatos ($F = P + K$)	F = Total de Feldspatos P = Plagioclásios K = Feldspatos Potássicos
Fragmentos Líticos Instáveis ($L = Lv + Ls$)	L = Total de Fragmentos Líticos Instáveis
Fragmentos Líticos Total ($Lt = L + Qp$)	Lv = Fragmentos Líticos Vulcânicos / Metavulcânicos Ls = Fragmentos Líticos Sedimentares / Metassedimentares

Dentre os vários esquemas de classificação dos arenitos, o mais utilizado é o diagrama triangular que quantifica o conteúdo de quartzo, feldspato e de fragmentos líticos (TUCKER, 1991 e BLATT, 1992). Para cada uma das subdivisões internas (campos dentro do triângulo) do gráfico, tem-se uma análise modal apropriada. Na Figura 13 tem-se o Diagrama de McBRIDE (1963 *apud* TUCKER, 1991); na Figura 14 é apresentado o Gráfico de FOLK (1968), o mais utilizado atualmente.

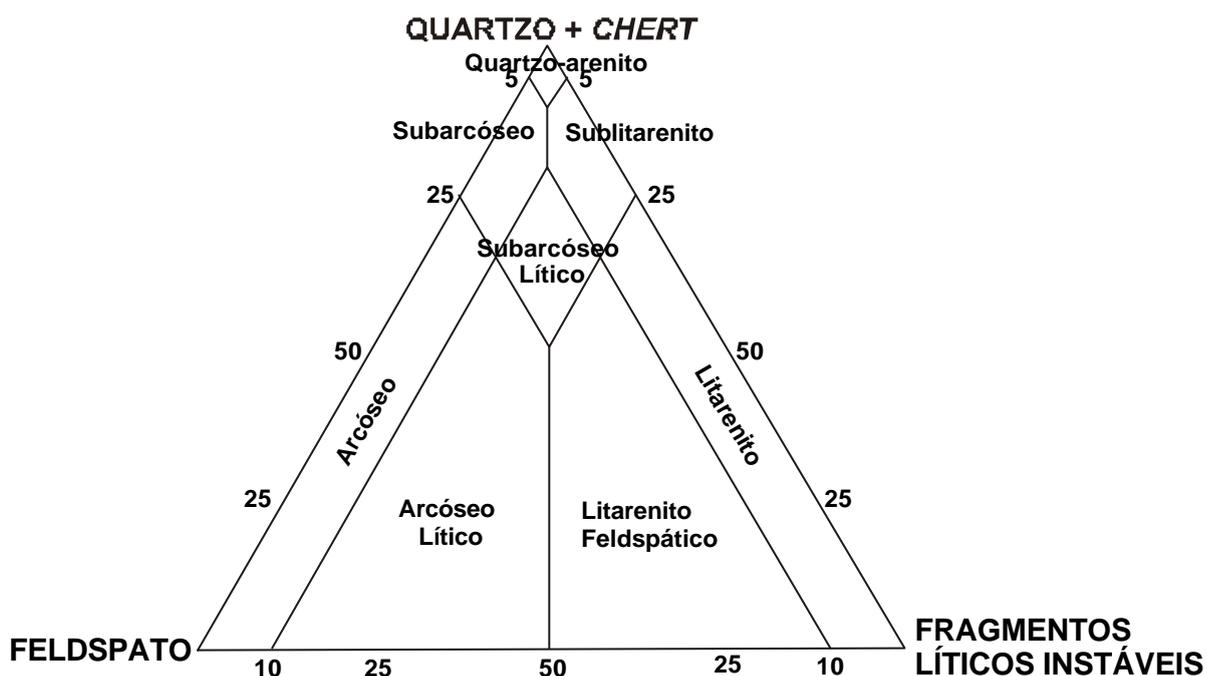


Figura 13: Gráfico de classificação de arenitos (McBRIDE, 1963 *apud* BLATT, 1992).

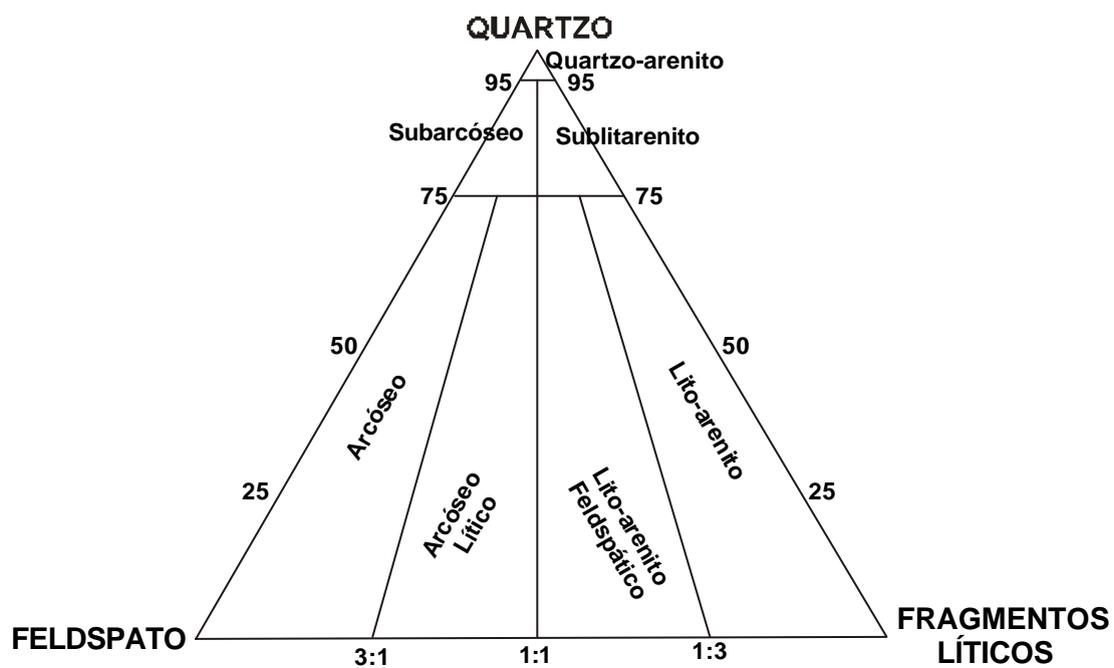


Figura 14: Gráfico de classificação de arenitos (FOLK, 1968).

5.4.1 CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU

De acordo com o gráfico de classificação proposto por FOLK (1968), os arenitos do Grupo Bauru foram classificados em sua maior parte como quartzarenitos, perfazendo um total de aproximadamente 69% de todas as amostras coletadas. Secundariamente, tem-se sublitarenitos (20%), subarcóseos (10%) e litarenitos (1%).

A Figura 15 apresenta o diagrama composicional elaborado a partir das análises modais das amostras de rochas (Anexo 05).

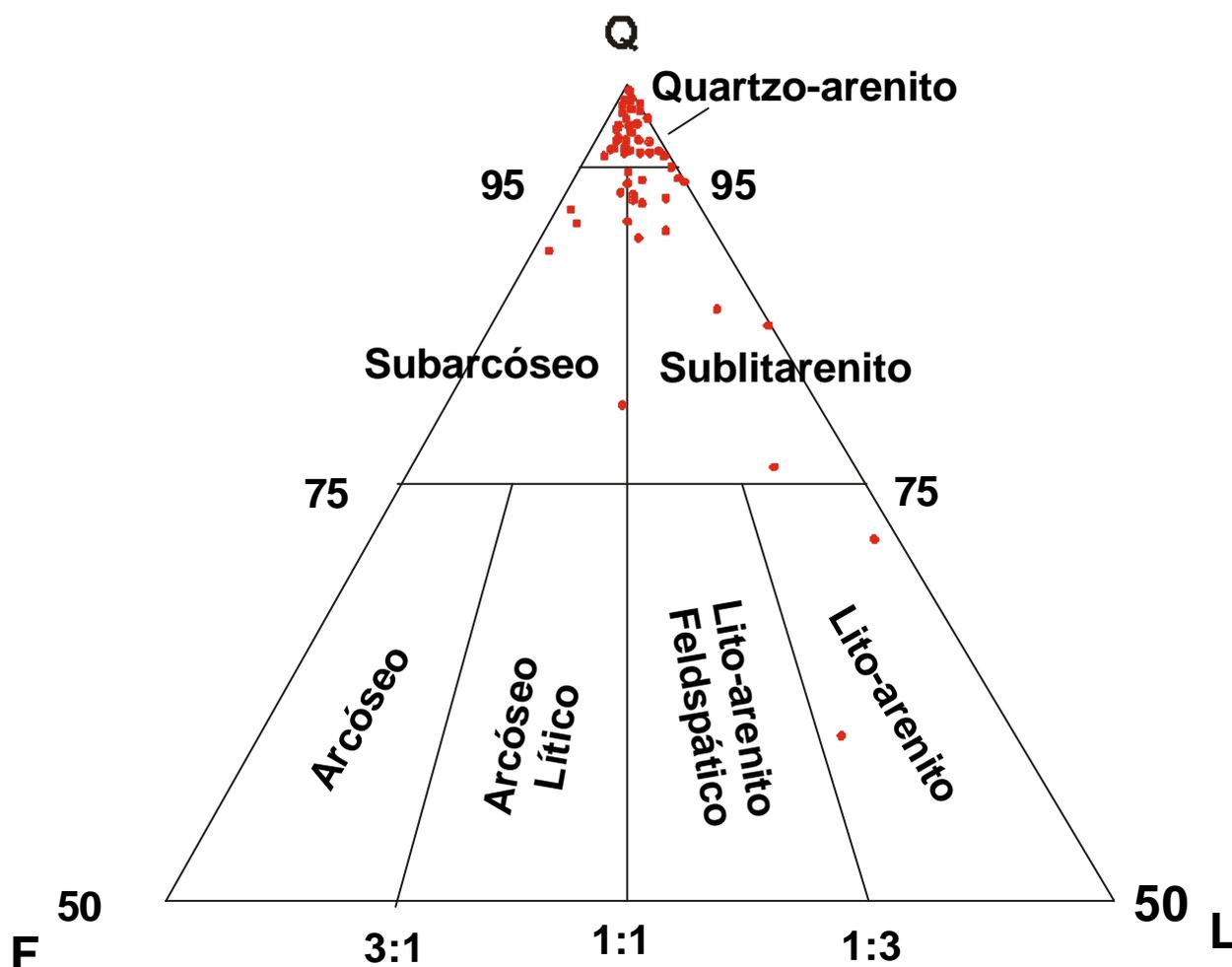


Figura 15: Composição dos arenitos do Grupo Bauru em Diagrama de FOLK (1968).

Das amostras de rocha da Formação Caiuá obteve-se quartzo-arenitos (87,5%) e sublitarenitos (12,5%).

Os arenitos da Formação Santo Anastácio foram classificados como quartzo-arenitos (66,7%) e subarcóseos (33,3%).

Na Formação Adamantina, a maioria dos arenitos foram classificados como quartzo-arenitos (74,4%), secundariamente sublitarenitos (16,3%) e algumas poucas amostras foram identificadas como subarcóseos (7,0%) e lito-arenitos (2,3%).

Na Formação Marília também há o predomínio de quartzo-arenitos (64,7%), secundariamente sublitarenitos (26,5%) e subarcóseos (8,8%).

5.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE PROVENIÊNCIA

Em petrologia sedimentar, *proveniência* refere-se especificamente à natureza, composição, identidade e dimensões da rocha de origem. Também está relacionada ao tipo de relevo e clima da área fonte, assim como ao tipo de transporte sofrido pelas partículas (BASU, 1984).

No estudo de proveniência dos arenitos do Grupo Bauru, serão utilizados os diagramas QFL e QmFLt propostos por DICKINSON *et al.* (1983), cujas ênfases são a maturidade dos sedimentos e a rocha-fonte, respectivamente.

A análise textural dos arenitos e a identificação dos principais grãos minerais serão utilizadas conjuntamente, relacionando-as à tectônica que afetou o Grupo Bauru durante sua deposição, com vista à melhor caracterização de sua proveniência.

5.5.1 TIPOS DE PROVENIÊNCIA

De acordo com DICKINSON & SUCZEK (1979), as principais composições dos arenitos são derivadas dos diferentes tipos de proveniência, sob ação de esforços tectônicos. Utilizando os diagramas QFL e QmFLt., distinguiram três categorias principais de proveniência: blocos continentais, arcos magmáticos e reciclagem orogênica. A Figura 16 apresenta o tipo aproximado de proveniência que pode estar associada a uma classe de arenito.

Nos diagramas QFL e QmFLt, são utilizados os mesmos grãos do arcabouço que são classificados da seguinte maneira:

- GRÃOS QUARTZOSOS ($Q = Q_m + Q_p$)

Q = quartzo total

Q_m = quartzo monocristalino

Q_p = quartzo policristalino (inclusive chert)

- GRÃOS DE FELDSPATOS ($F = P + K$)

F = total de feldspatos monocristalinos

P = plagioclásios

K = feldspatos potássicos

- FRAGMENTOS LÍTICOS INSTÁVEIS ($L = L_v + L_s$)

L = total de líticos instáveis

L_v = líticos vulcânicos / metavulcânicos

L_s = líticos sedimentares / metassedimentos

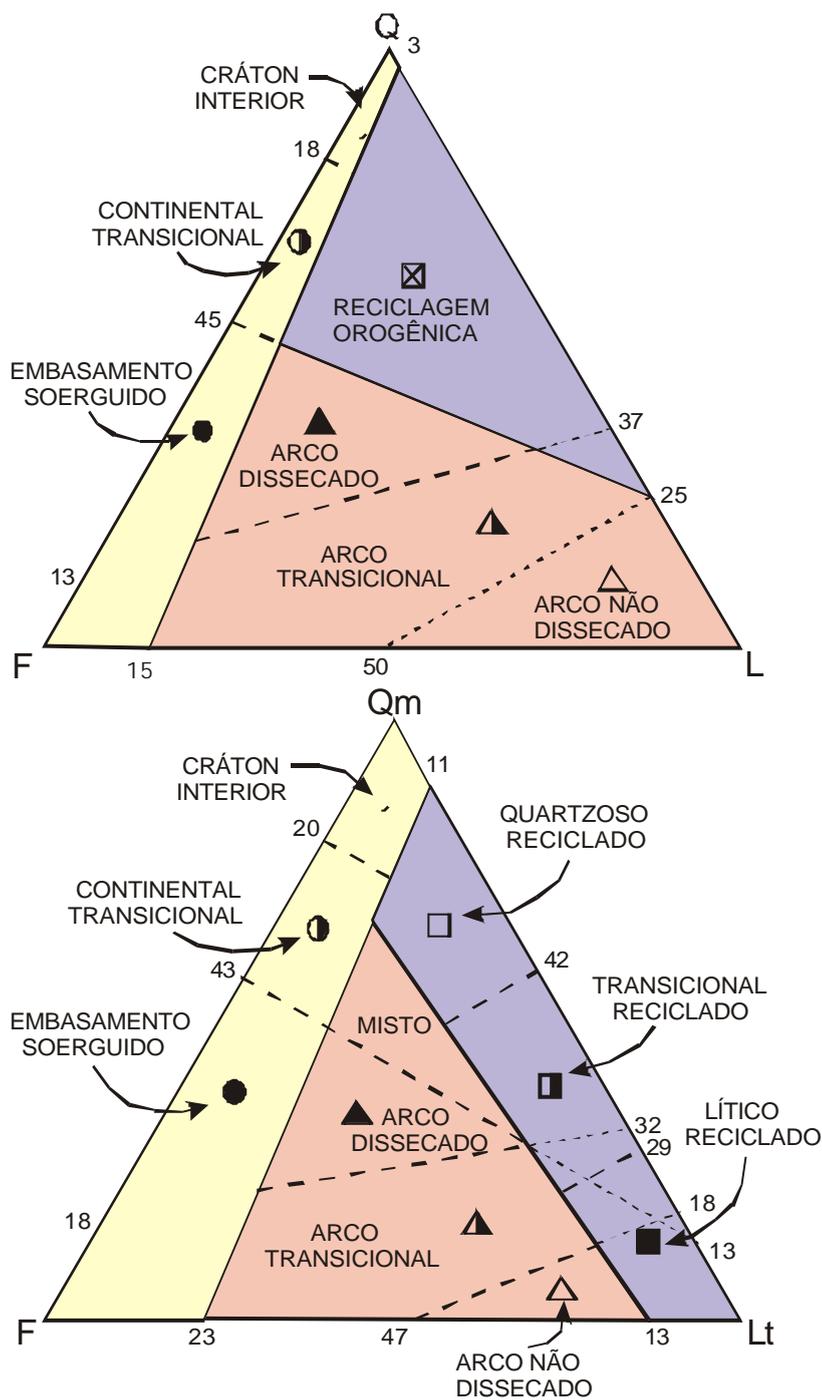
- FRAGMENTOS LÍTICOS TOTAL ($L_t = L + Q_p$)

DICKINSON *et al.* (1983) consideraram que nos Blocos Continentais, a fonte de sedimentos pode ser de cráton estável e plataformas, de embasamento soerguido em limites de placas e de *trends* de deformações intraplacas que interceptam estes

blocos. No interior dos crátons estáveis, as areias podem se acumular e sofrer transporte para as margens passivas e flancos cratônicos de bacias continentais transicionais (tipo *foreland*). O embasamento soerguido ocorre ao longo dos cinturões de riftes, rupturas transformantes de blocos continentais e em zonas de tectonismo interior continental, o que gera acúmulo de areia em bacias adjacentes.

Segundo DICKINSON *et al.* (1983), os arcos magmáticos podem ser separados em não-dissecados e dissecados. Nos arcos não-dissecados a cobertura vulcânica é contínua (cinturões vulcânicos); nos arcos dissecados, os *plútons* estão expostos devido a processos erosivos ao longo das margens continentais.

Na reciclagem orogênica, as rochas sedimentares são parcialmente metamorfizadas, cujos estratos sofrem deformações, soerguimentos e erosão. Subdividem-se nas categorias: Complexo de Subducção, Faixa de Colisão e Soerguimentos Pericratônico. No Complexo de Subducção ocorrem materiais ofiolíticos deformados e outros materiais oceânicos. As bacias posicionadas em antearcos e fossas são supridas com quantidades variadas de *chert*, rochas sedimentares e metassedimentares. Na Faixa de Colisão ocorrem colisões continente-contidente que elevam as seqüências continentais anteriores à essa ação. Essas seqüências são a fonte de sedimentos que são depositados em bacias oceânicas remanescentes, bacias interiores ao longo de suturas e bacias de antepaís. Já os sedimentos provenientes de áreas de Soerguimentos Pericratônicos (cinturões de dobramentos e falhas de empurrão) são depositados em bacias de antepaís adjacentes, que recebem sedimentos do embasamento cristalino (DICKINSON *et al.*, 1983).



CATEGORIAS DE PROVENIÊNCIA

- BLOCO CONTINENTAL
- ARCO MAGMÁTICO
- RECICLAGEM OROGÊNICA

Figura 16: Diagramas QFL e QmFLt para arenitos apresentando subdivisões de acordo com o tipo de proveniência (DICKINSON *et al.*, 1983).

5.5.2 PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO BAURU

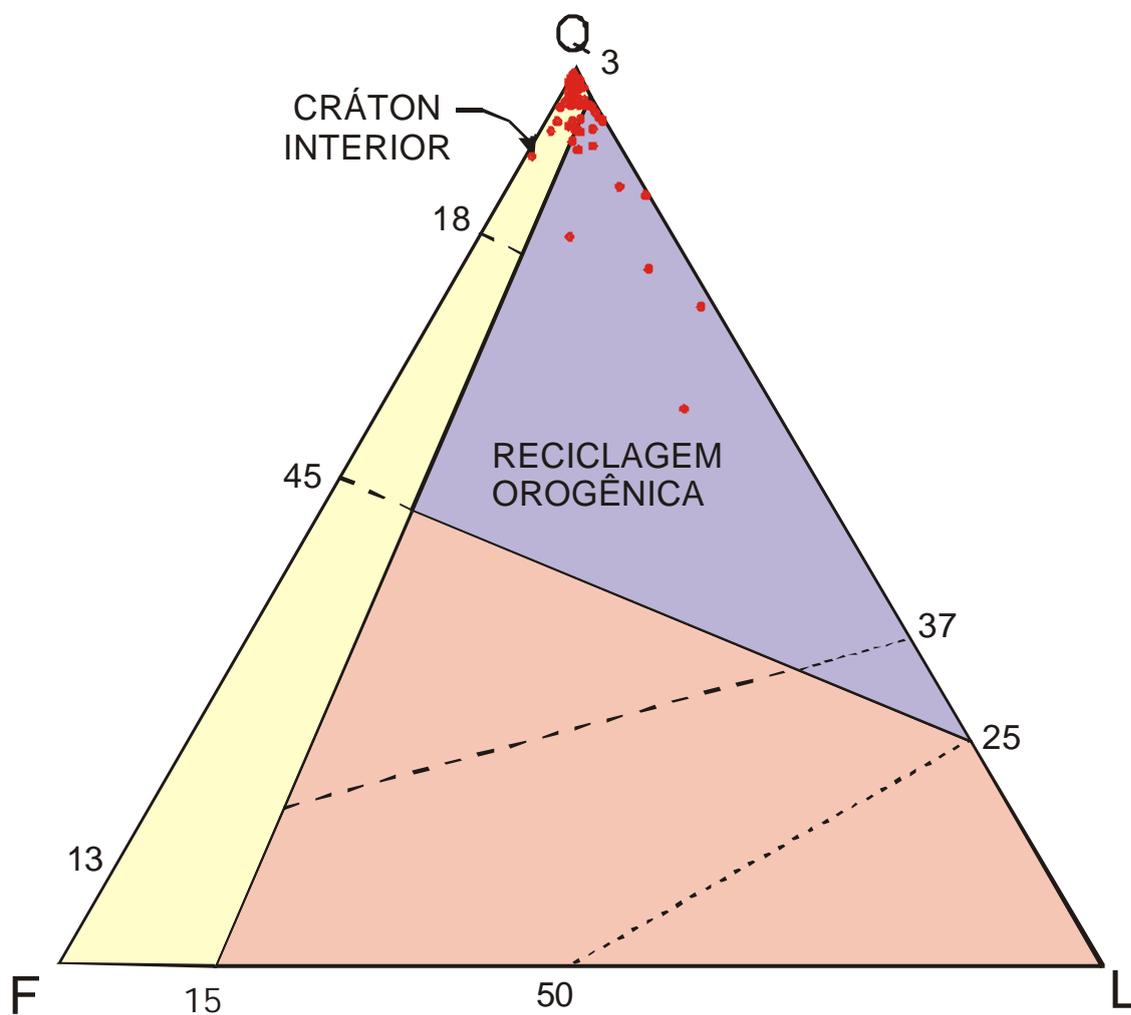
Para o estudo de proveniência dos arenitos do Grupo Bauru, os dados da análise modal das amostras de calhas e de rochas foram plotados nos diagramas QFL e QmFLt de DICKINSON *et al.* (1983).

No diagrama QFL, as amostras concentraram-se no campo Bloco Continental e secundariamente, Reciclagem Orogênica. Assim, 71,9% das amostras são provenientes de Bloco Continental e estão inseridas no campo Cráton Interior; apenas 28,1% provém de Reciclagem Orogênica (Figura 17).

Separando as amostras por suas respectivas formações de origem no Grupo Bauru, obteve-se que os arenitos da Formação Caiuá são provenientes do Cráton Interior e de Reciclagem Orogênica. As amostras de rocha da Formação Santo Anastácio apresentaram proveniência de Cráton Interior apenas. Na Formação Adamantina, os arenitos se enquadraram principalmente no campo do Cráton Interior e secundariamente de Reciclagem Orogênica. Os arenitos da Formação Marília se apresentaram de forma igualitária nestes dois campos.

No Diagrama QmFLt observa-se que a proveniência dos arenitos também é, em sua grande maioria de Bloco Continental, sendo que 90,7% de todas as amostras estão inseridas no campo Cráton Interior. Secundariamente, tem-se a proveniência por Reciclagem Orogênica, com 9,4% das amostras no campo Quartzoso Reciclado (Figura 18).

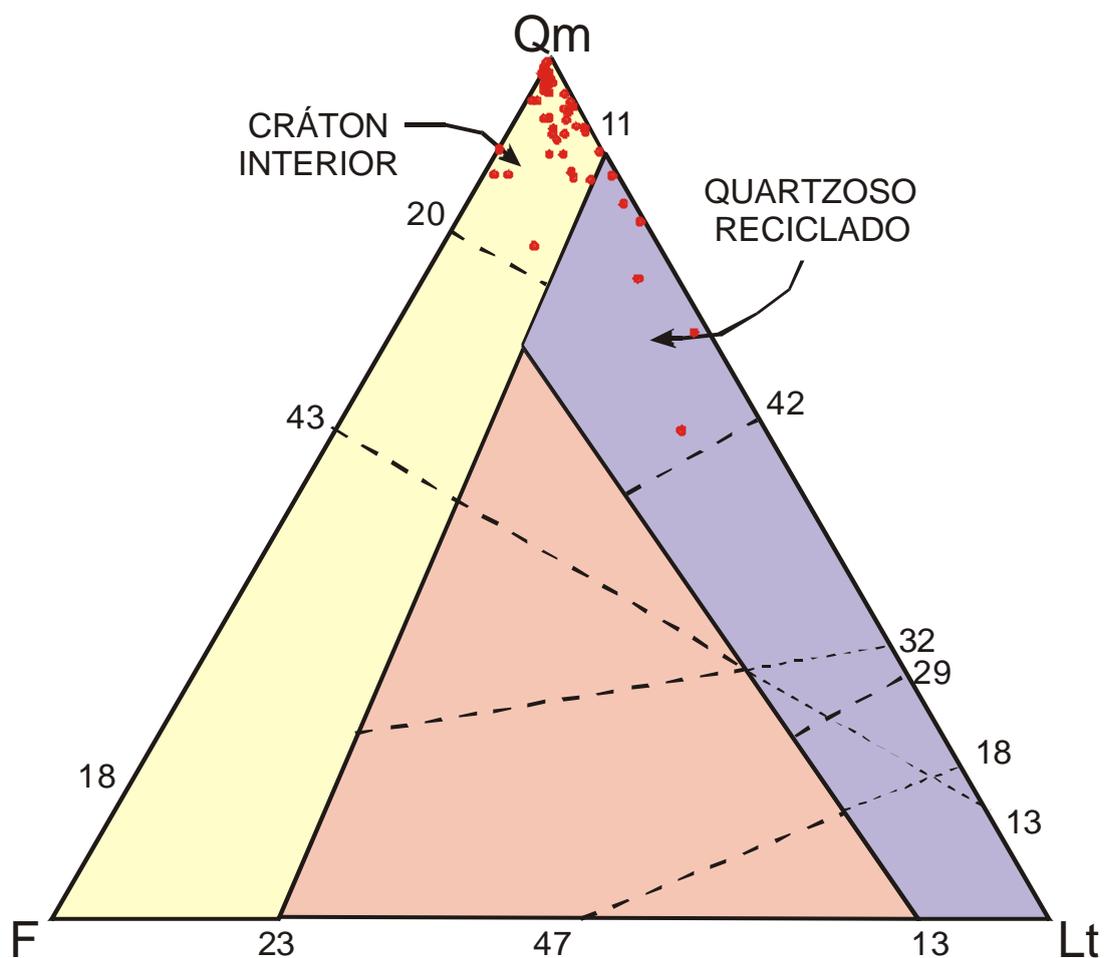
Avalidando-se em separado as unidades do Grupo Bauru, observou-se que os arenitos das formações Caiuá e Santo Anastácio apresentam proveniência exclusivamente do Cráton Interior, enquanto as formações Adamantina e Marília, apresentam, em grande parte, amostras oriundas de Cráton Interior e, secundariamente, de Reciclagem Orogênica, inseridas no campo Quartzoso Reciclado.



CATEGORIAS DE PROVENIÊNCIA

- BLOCO CONTINENTAL
- ARCO MAGMÁTICO
- RECICLAGEM OROGÊNICA

Figura 17: Diagrama QFL (DICKINSON *et al.*, 1983) para os arenitos do Grupo Bauru na área de estudo.



CATEGORIAS DE PROVENIÊNCIA

- BLOCO CONTINENTAL
- ARCO MAGMÁTICO
- RECICLAGEM OROGÊNICA

Figura 18 : Diagrama QmFLt (DICKINSON *et al.*, 1983) para os arenitos do Grupo Bauru, na área de estudo.

Na análise de proveniência de arenitos, devem ser considerados os esforços tectônicos que atuaram antes e no decorrer da sedimentação, e os tipos de grãos que compõem o arcabouço, onde os fragmentos líticos e os minerais acessórios desempenham um papel importante.

FÚLFARO (1971) enfatizou que muitos autores interpretaram o Grupo Bauru como o fim da evolução tectônica da Bacia do Paraná, porém desconsideraram que os processos tectônicos tiveram continuidade mesmo após a deposição desses sedimentos.

Na Bacia do Paraná, estruturas tectônicas localizadas tiveram maior desenvolvimento por ocasião do vulcanismo basáltico (IPT, 1981) e se estenderam durante a deposição do Grupo Bauru.

SOARES (1991) descreveu que a subsidência que acompanhou a acumulação vulcânica no início do Cretáceo foi muito intensa e que encerradas as atividades vulcânicas, o intemperismo atuou sobre os basaltos e, assim, depósitos flúvio-lacustres e eólicos se assentaram sobre a superfície pós-basalto. Atribuiu aos esforços distensionais que ocorreram no eo-Cretáceo, com movimentação tectônica invertida em alguns locais, a geração de falhamentos durante a erosão pré-Bauru. Considerou que mesmo após a sedimentação do Grupo Bauru, a atividade tectônica foi retomada com o mesmo sentido.

Segundo SOARES (1991), a movimentação tectônica de estruturas NE no pós-Cretáceo é pouco conhecida, com raros indicadores de falhas. Fraturamentos e pequenas falhas afetaram o Grupo Bauru como ocorre na região Piratininga, onde há um alto estrutural. Em outras regiões, há indícios de esforços compressionais, como ocorre em Cuiabá Paulista, onde a Formação Santo Anastácio encontra-se deformada suavemente.

Para BRANDT NETO (1977), a proveniência dos minerais pesados encontrados no Grupo Bauru, deve-se a sedimentos paleo-mesozóicos da Bacia do Paraná, de rochas básicas e ultrabásicas alcalinas do Triângulo Mineiro, dos basaltos

da Formação Serra Geral, de xistos do Grupo Araxá (pré-Cambriano) e de xistos e quartzitos do Grupo Canastra (pré-Cambriano).

Na área de estudo, a grande maioria dos arenitos se concentra no campo Cráton Interior nos diagramas QFL e QmFLt, indicando proveniência geral dos arenitos a partir de cráton estável, com reativação por reciclagem orogênica, motivada por eventos tectônicos nas bordas da bacia e por intrusivas alcalinas.

Fragmentos líticos encontrados nos arenitos são constituídos por fragmentos de rochas metamórficas como quartzitos (Foto 07), assim como de siltitos (Foto 05) e de clastos argilosos (Foto 06), o que sugere alguma diversidade de rochas-fontes. O retrabalhamento de formações geológicas sedimentares mais antigas (Bacia do Paraná), bem como rochas do embasamento cristalino da bacia podem ter contribuído com a constituição do arcabouço dos arenitos do Grupo Bauru.

Entre os minerais acessórios encontrados nos arenitos estudados, estão o zircão, a turmalina e o rutilo, minerais pesados transparentes, cujos grãos apresentam-se arredondados, denotando elevada maturidade textural. Tal característica sugere retrabalhamento a partir de rochas sedimentares mais antigas.

FERNANDES (1992) encontrou grãos euédricos de zircão em arenitos do Grupo Bauru, indicando contribuição detrítica primária a partir de rochas do embasamento.

5.6 DIAGÊNESE

MORAD (1991) e BLATT (1992) definiram a *diagênese* como sendo processos físicos, bioquímicos e biológicos que afetam os sedimentos após sua deposição e também durante e após a litificação destes, excluídos processos de alteração e metamorfismo. Em geral, as reações diagenéticas ocorrem em temperaturas inferiores a 200°C.

Os estágios ou regimes da diagênese podem ser subdivididos em Eodiagênese, Mesodiagênese e Telodiagênese (CLOQUETTE & PRAY, 1970 *apud* MORAD, 1991).

A Eodiagênese é definido como o regime que atua próximo da superfície de sedimentação, onde ocorre a atividade química das águas intersticiais. A Mesodiagênese é um regime de subsuperfície, onde o acréscimo de temperatura e pressão atuam como um importante fator na modificação diagenética dos sedimentos onde estes são litificados através da compactação e cimentação dos grãos. A Telodiagênese representa o regime que atua nas proximidades da superfície do terreno e se desenvolve devido a soerguimentos e erosão dos materiais.

A seqüência diagenética para os arenitos na área de estudo caracteriza-se por fases que se desenvolveram nos estágios eo e telodiagenéticos.

A Tabela 02 resume as fases diagenéticas principais às quais foram submetidos os arenitos do Grupo Bauru.

Tabela 02: Fases diagenéticas identificadas nos arenitos do Grupo Bauru, porção meridional no Estado de São Paulo.

FASES DIAGENÉTICAS	EODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Infiltração mecânica de argilas	xxxxx	
Compactação Mecânica	xxxxx	
Sobrecrescimento de Quartzo	xxxxx	
Analcima	xxxxx	
Paligorskita	xxxxx	
Porosidade Secundária	xxxxx	xxxxx
Calcita	xxxxx	xxxxx
Óxidos e hidróxidos de ferro	xxxxx	xxxxx
Caulinita	xxxxx	xxxxx

5.6.1 INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILAS

Segundo MORAES & DE ROS (1988), as argilas provenientes de infiltração mecânica podem ser reconhecidas por sua disposição habitual, com cutículas (*coatings*) anisópacas compostas por lamelas dispostas tangencialmente aos grãos que recobrem.

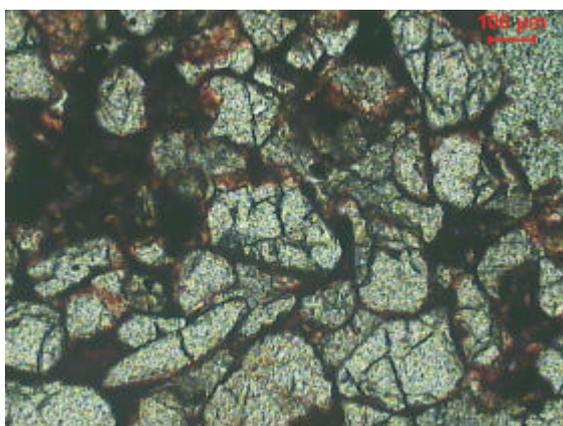
Nas amostras de arenitos estudados verificou-se a presença de argilas intersticiais com distribuição e características que sugerem a ocorrência de processos de infiltração mecânica. As argilas envolvem grãos de Quartzo e de outros minerais granulares, sob a forma de cutículas (“coatings”), obliterando o espaço poroso.

Os argilominerais do tipo Ilita e Montmorilonita caracterizam as argilas mecanicamente infiltradas no Grupo Bauru (Fotos 10, 11, 12 e 13).

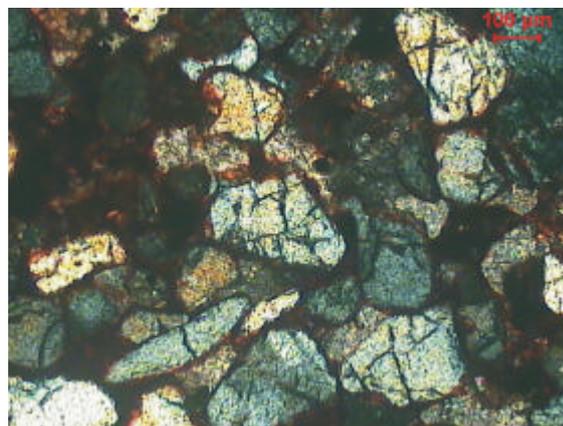
5.6.2 COMPACTAÇÃO MECÂNICA

DE ROS & MORAES (1984) descreveram que a compactação mecânica se deve à pressão de soterramento, onde os sedimentos arenosos sofrem rotação, fraturamento e esmagamento de grãos, com redução do espaço poroso (espaço intergranular) e expulsão de águas.

Na área de estudo, a compactação mecânica nas amostras estudadas não foi uma fase marcante devido à baixa pressão de soterramento nas camadas de sedimentos, sendo que somente nos arenitos com baixo teor de matriz, verificou-se contatos de grãos pontuais e localmente planares (Fotos 22 e 23).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 22: Grãos de quartzo com contatos pontuais e planares em Quartzo-arenito da Formação Adamantina, município de Bauru (amostra C-07).

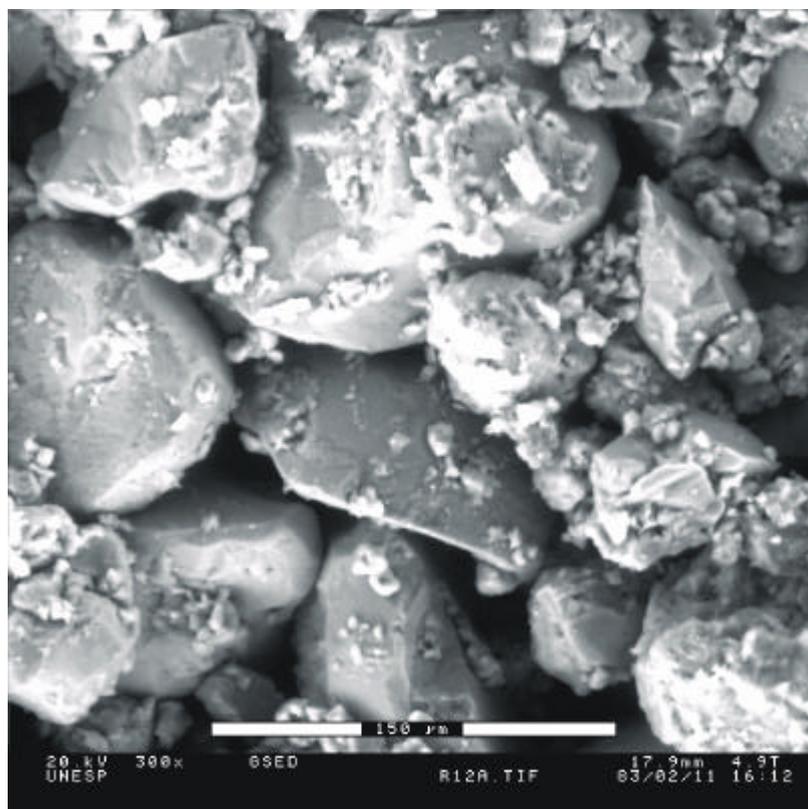


Foto 23: Contatos pontuais entre grãos de quartzo em Quartzo-arenito da Formação Marília (amostra R-12).

5.6.3 CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO

O sobrecrescimento (*overgrowth*) de quartzo é um tipo comum de cimentação silicática, na qual a sílica é precipitada ao redor de grãos de Quartzo (TUCKER, 1991).

A origem da sílica para este tipo de cimentação é atribuída à pressão de dissolução. As soluções nos poros tornam-se enriquecidas em sílica que, após supersaturação, precipitam sob a forma de sobrecrescimento em torno dos grãos de quartzo.

A sílica pode ter origem no desgaste de grãos de quartzo durante o transporte (preferencialmente eólico) e também pode se originar da decomposição de feldspatos que liberam sílica sob a forma coloidal.

CAMPOS, BLAKE & ROMANO (1982) observaram, em amostras de arenitos da Formação Caiuá, que alguns poucos grãos de quartzo apresentaram sobrecrescimento por sílica, gerando grãos euédricos e preenchendo parcialmente ou totalmente os espaços intergranulares.

FERNANDES (1992) considerou que a silicificação nos arenitos do Grupo Bauru é de caráter pontual, sem vínculos a níveis estratigráficos, tendo afetado principalmente as formações Caiuá, Santo Anastácio e Adamantina.

FERNANDES, COIMBRA & BRANDT NETO (1993) atribuíram aos processos de hidrotermalismo a ocorrência de silicificação em arenitos da porção meridional do Grupo Bauru no Estado de São Paulo.

Foram encontrados grãos de quartzo com crescimento secundário, graças à ocorrência de pequenas inclusões de óxidos e hidróxidos de ferro que possibilitaram delimitar o contorno arredondado do grão circundado por cimento euédrico, em continuidade ótica. Muitas vezes, o sobrecrescimento de grãos de quartzo é apenas parcial e discreto (Foto 02).

5.6.4 ANALCIMA

A cristalização da analcima (sistema isométrico) forma cristais trapezoédricos. Em sua composição pode apresentar pequenas quantidades de potássio ou cálcio substituindo o sódio; o alumínio também pode substituir o silício. Sua composição química é (KLEIN & HURLBUTT JR., 1993):



Em rochas ígneas, a analcima ocorre como mineral primário e pode ser encontrada em cavidades basálticas como produto da ação hidrotermal (KLEIN & HURLBUTT JR., 1993).

AOYAGI & KAZAMA (1980) estudaram transformações diagenéticas de minerais de argila e silicáticos e também de zeólitas (de origem vulcânica) em rochas sedimentares argilosas do Cretáceo e Terciário no Japão. Consideraram que a

cinética de reação para a transformação de zeólitas durante a diagênese é consideravelmente mais rápido e as pressões envolvidas são também menores do que ocorre com os argilominerais. A temperatura pode ser o fator físico mais importante para a transformação das zeólitas, onde ocorre a realocação de cátions (K^+ , Na^+ e Ca^{+2}), SiO_2 e H_2O na sua estrutura inicial. Neste estudo, a analcima foi gerada sob pressão de 860kg/cm^2 e temperaturas da ordem de 116°C .

COUTINHO *et al.* (1982) descobriram a presença de analcima em lavas alcalinas nas proximidades das cidades de Jaboticabal, Aparecida do Monte Alto, Taiúva e Pirangi, em área da Bacia Bauru no Estado de São Paulo.

BRANDT NETO *et al.* (1987) observaram a ocorrência de analcima associada a argilominerais do tipo esmectita em matriz de arenitos da Formação Adamantina, em Macedônia-SP. O mineral foi observado principalmente em níveis com menor teor de finos, assim como menor teor porcentual de cimento carbonático. Atribuíram origem hidrotermal à presença de analcima em arenitos basais da Formação Adamantina, possivelmente contemporâneo a um magmatismo alcalino próximo.

Nas Fotos 14 e 15 é possível observar o modo de ocorrência da analcima nos arenitos estudados, onde aparecem com hábito trapezoédrico bem definido e preenchem os espaços intergranulares.

5.6.5 PALIGORSKITA

A paligorskita é um argilomineral fibroso do tipo 2:1 e sua composição química, apresentada por NAGY (1995), é:



LEPSCH, MONIZ & ROTTA (1977) consideraram que a presença de paligorskita em arenitos do Grupo Bauru se deve a teores relativamente elevados de MgO nos sedimentos.

FERNANDES (1992) identificou a paligorskita em duas amostras de basaltos próximas aos arenitos Caiuá no Pontal do Paranapanema. COIMBRA *et al.* (1981) e

FERNANDES, COIMBRA & BRANDT NETO (1993) atribuíram ao hidrotermalismo na região do Pontal do Paranapanema, a origem de paligorskita nesses arenitos.

Mais atualmente, em Uberaba, Minas Gerais, foi registrada a ocorrência de Paligorskita cimentando camadas endurecidas de solos (“palicretes”) em arenitos da Formação Marília (RIBEIRO, 2001).

O hidrotermalismo associado a rochas alcalinas (basaltos) foi o evento mais provável pela geração de paligorskita em arenitos no Grupo Bauru.

Em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) a paligorskita apresenta-se como cristais alongados em forma de ripas (LEPSCH, MONIZ & ROTTA, 1977). Este hábito é típico e pode ser observado em amostras das formações Adamantina e Marília (Foto 16).

5.6.6 GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA

A porosidade secundária é gerada após a deposição final dos arenitos, decorrente dos vazios deixados pela dissolução de minerais do arcabouço e do cimento, sendo este tipo de porosidade muito abundante nos arenitos do Grupo Bauru.

SCHMIDT & McDONALD (1979) apontaram a porosidade agigantada (diâmetro de poros excede o diâmetro de grãos), a dissolução parcial de minerais autigênicos e sedimentares e os moldes de grãos minerais como algumas das principais feições de reconhecimento deste tipo de porosidade.

FERNANDES (1992) considerou que a porosidade secundária em arenitos do Grupo Bauru em geral, ocorre pela dissolução de feldspatos e que em subarcóseos, podem ocorrer aumentos de até 10% na porosidade.

RIBEIRO (2001) observou que a porosidade intragranular e a porosidade móldica, nos arenitos da Formação Marília em Minas Gerais, são tipicamente secundárias e ocorrem principalmente em grãos de feldspatos por meio de processos de dissolução.

A porosidade secundária ocorre em grande quantidade de amostras de arenitos do Grupo Bauru e se inicia com processos de dissolução de feldspatos potássicos (Fotos 04 e 05). Ao MEV pode-se observar a porosidade móldica, quando ocorre total dissolução do grão mineral (Foto 06). Porosidade agigantada ocorre preferencialmente em arenitos da Formação Caiuá (Foto 24), mas também pode ocorrer em outras formações (Foto 25).



(nicóis paralelos)



(nicóis cruzados)

Foto 24: Quartzo-arenito da Formação Caiuá, município de Euclides da Cunha, onde se observa porosidade intergranular agigantada (em azul claro). A cimentação é incipiente e o contato entre grãos é intenso (amostra R-65).

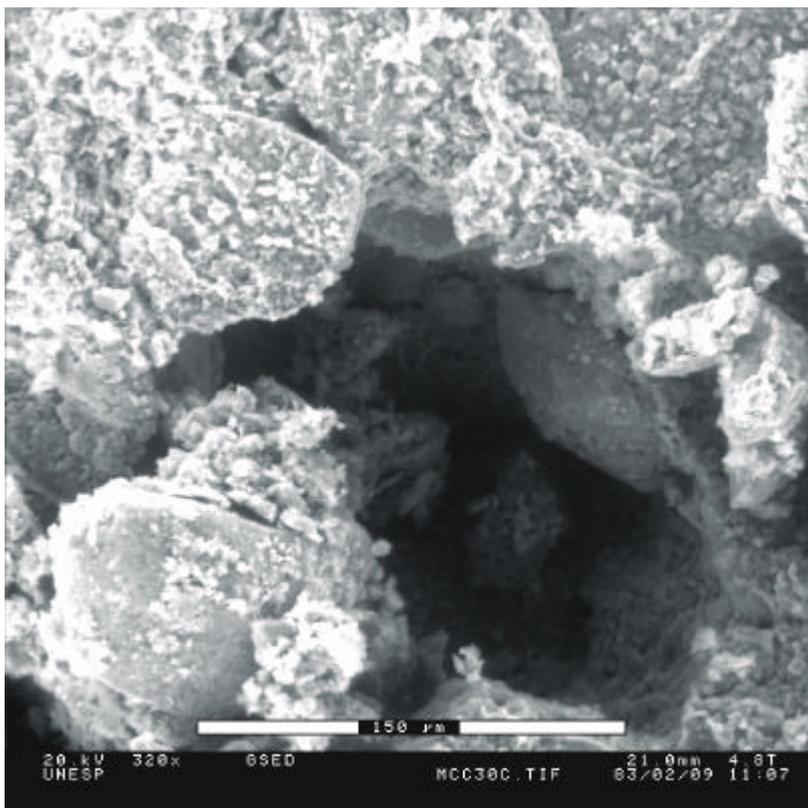


Foto 25: Sublitarenito da Formação Adamantina apresentando porosidade agigantada, município de Presidente Prudente (amostra C-30).

5.6.7 CALCITA

A calcita é o tipo mineral mais comum neste tipo de cimentação, porém outros tipos de carbonatos podem ocorrer como a dolomita, a magnesita e a siderita (TUCKER, 1991).

Segundo WALKER, WAUGH & GRONE (1978), a calcita autigênica pode se apresentar como grão cristalino ou, mais comumente, preenchendo poros e vazios oriundos da dissolução de grãos minerais.

FERNANDES (1992) descreveu que a cimentação carbonática em arenitos pode substituir parcial ou totalmente os grãos de feldspatos.

SILVA, ETCHEBEHERE & SAAD (1994) identificaram depósitos carbonáticos continentais originados por acumulação de carbonato de cálcio no solo, sedimento ou rocha (calcretes), por preenchimento intergranular, substituição ou transformação de minerais preexistentes, com aporte vertical ou lateral de íons. Descreveram os processos que resultaram em sua geração, sugerindo que os íons de cálcio foram introduzidos no sistema subterrâneo tanto por meio da água meteórica quanto por reações químicas da água superficial com as rochas e solos percolados.

RIBEIRO (2001), em estudos dos arenitos da Formação Marília em Minas Gerais, mostrou que a calcita pode ocorrer em arenitos cretácicos preenchendo grandes vazios intergranulares e também preenchendo parcialmente alguns grãos de feldspatos ao longo de seus planos de clivagem, maclas e fraturas. Durante a telodiagênese, a cimentação por calcita constitui a principal fase diagenética e ocorre sob a forma de cristais bem formados preenchendo microfraturas.

Na área de estudo, algumas amostras de arenitos do Grupo Bauru apresentaram cimentação carbonática preenchendo vazios intergranulares (Foto 17), formando uma franja carbonática sobre grãos (Foto 18) e também substituindo parcialmente feldspatos. Em arenitos superficiais da Formação Marília, foram identificadas calcitas telodiagenéticas sob a forma de pequenos cristais bem formados, conforme é mostrado na Foto 26.

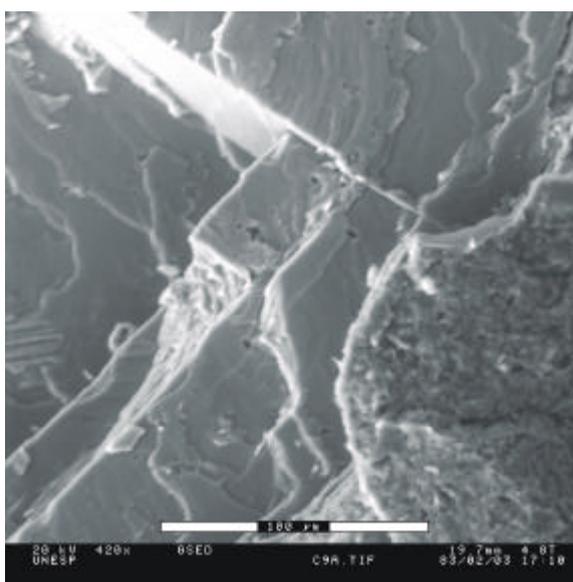


Foto 26: Cristal de Calcita apresentando clivagem romboédrica (amostra C-09).

5.6.8 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO

TUCKER (1991) descreveu que muitos sedimentos terrígenos se apresentam com coloração avermelhada devido à presença de hematita ou a outros minerais ferro-magnesianos decompostos. A cimentação por hematita recobre grãos formando uma película avermelhada; o suprimento de ferro provém da dissolução de silicatos detríticos, tais como a hornblenda, augita, olivina, biotita e magnetita.

De acordo com WALKER, WAUGH & GRONE (1978) e TUCKER (1991), o ferro é um constituinte comum de muitos minerais detríticos instáveis. Seu comportamento depende das condições químicas intersticiais: se as condições de redução forem favoráveis, o ferro é carregado como íon ferroso que permanece em solução e migra com a água subterrânea, podendo ser incorporado na estrutura de argilominerais ou ser carregado em solução aquosa (lixiviado); se as condições de oxidação forem favoráveis, o ferro é precipitado como hematita ou limonita, comumente encontradas na forma amorfa ou em agregados de diminutos cristais.

FERNANDES (1992) considerou que a formação de película de óxidos de ferro na superfície de grãos de arenitos do Grupo Bauru é um processo eodiagenético.

RIBEIRO (2001) identificou os minerais goethita e hematita como sendo os principais minerais autigênicos decorrentes da oxidação do ferro nos arenitos da Formação Marília, em Minas Gerais, representando a fase telodiagenética.

Na área de estudo, as lâminas apresentam forte cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, com preenchimento dos espaços intergranulares (poros secundários) e de fácil identificação devido à coloração típica castanho-escura.

Materiais mais superficiais (solos) são mais fortemente cimentados por hematita e/ou goethita (Fotos 19, 20 e 21) que amostras coletadas em maior profundidade. Os processos pedogenéticos promovem a lixiviação de vários tipos de íons e, por outro lado, concentram óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, que recobrem e soldam os grãos do arcabouço.

5.6.9 CAULINITAS

Caulinitas autigênicas presentes em arenitos podem ser geradas nos interstícios entre os grãos, em cavidades e quebras de grãos, ao longo de fraturas e veios, e em embaciamentos profundos substituindo grãos de quartzo (SHELTON, 1964).

FERNANDES (1992) atribuiu aos processos relacionados ao intemperismo superficial, a gênese de caulinita autigênica.

RIBEIRO (2001) descreveu que as caulinitas na Formação Marília em Minas Gerais são autigênicas e ocorrem preenchendo poros secundários e substituindo grãos detríticos de feldspatos e ripas de moscovitas.

Caulinitas autigênicas foram identificadas na quase totalidade das amostras submetidas à difratometria e também em imagens obtidas ao MEV, revestindo grãos de quartzo, preferencialmente. Ocorrem associadas à cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, soldando partículas e revestindo grãos do arcabouço mineralógico (Foto 21).

6 HIDROGEOQUÍMICA

6.1 INTRODUÇÃO

O estudo das análises químicas pode-se valer do uso de representações gráficas e de diagramas que possibilitam realizar comparações entre as várias amostras de águas. Esses gráficos e diagramas ressaltam as relações entre os íons principais de uma amostra.

No presente estudo, foram utilizados os diagramas de STIFF e de PIPER para as análises químicas das amostras de águas subterrâneas, de rios e de chuvas.

6.2 CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS

O método gráfico proposto por STIFF (1983) baseia-se na representação por linhas horizontais dispostas à esquerda e à direita de uma linha vertical, que representa o valor zero (Figura 19). Os cátions são plotados à esquerda enquanto os ânions são plotados à direita. É empregada a unidade química de miliequivalentes por litro (meq/l) para a quantificação dos tipos iônicos.



Figura 19: Estrutura básica do método gráfico proposto por STIFF (1983).

Os pontos gerados no gráfico são interligados por linhas como mostrado na Figura 20, originando um modelo fechado (polígono). As variedades de formas e tamanhos nos modelos gerados, correspondem às características de determinadas águas e permitem a classificação e a correlação dos resultados de suas análises químicas (STIFF, 1983).

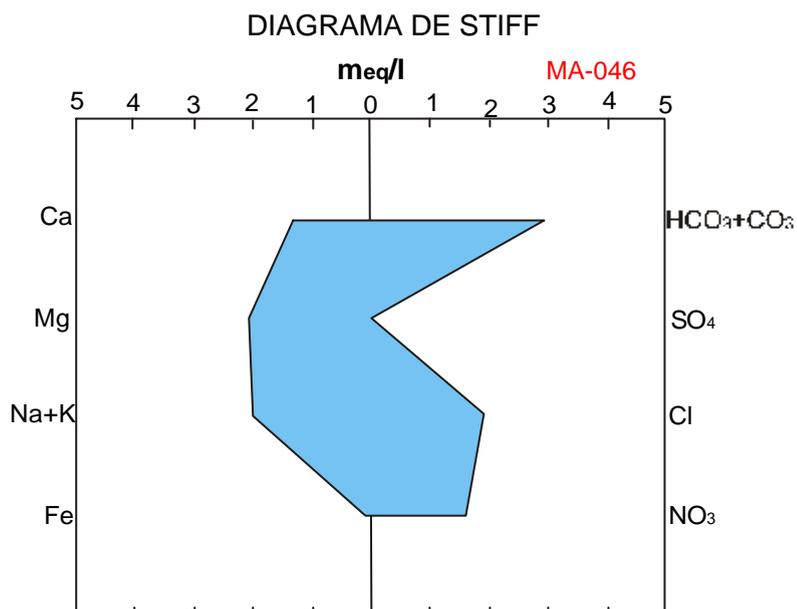


Figura 20: Gráfico de STIFF, conforme obtido para a amostra MA-046.

O Diagrama de Piper, proposto por PIPER (1993), é um método utilizado para águas naturais que utiliza, como variáveis, três constituintes catiônicos ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{+2} e Ca^{+2}) e outros três aniônicos ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$, SO_4^{-2} e Cl^-). Assim o caráter químico essencial da água pode ser indicado graficamente através da plotagem em coordenadas trilineares.

Este diagrama combina três diferentes campos para plotagem, sendo dois campos triangulares e menores, situados abaixo, à direita e à esquerda, com escalas de leituras expressas em porcentagem. Assim, dois pontos são marcados, em cada triângulo, e indicam as concentrações relativas dos vários constituintes dissolvidos na amostra de água. O campo central maior é usado para mostrar o caráter químico total da água, através de uma terceira plotagem de ponto, que é a intersecção obtida pela

6.2.1 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Os resultados das análises químicas encontram-se nas tabelas 03, 04 e 05, que apresentam um resumo estatístico dos resultados para os cátions e ânions (Anexo 06).

Tabela 03: Dados estatísticos dos cátions analisados para amostras de água do Aquífero Bauru (valores expressos em mg/l).

	Ca ⁺²	K ⁺	Fe ⁺³	Mg ⁺²	Na ⁺	Li ⁺	Mn ⁺²	Sr ⁺²	Ba ⁺²	Si ⁺⁴	SiO ₂
Média	13,78	1,99	0,15	4,35	13,95	0,06	0,08	0,33	0,38	13,50	28,89
Mín.	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0
Máx.	93,69	13,29	1,0	24,03	123,8	0,22	0,70	1,93	3,78	29,14	62,34
D.P.	16,09	2,26	0,22	3,83	20,61	0,07	0,17	0,35	0,53	5,92	12,67

Mín. – Valor Mínimo Máx. – Valor Máximo D.P. – Desvio Padrão

Tabela 04: Dados estatísticos dos cátions analisados para amostras de água do Aquífero Bauru (valores expressos em meq/l).

	Ca ⁺²	K ⁺	Fe ⁺³	Mg ⁺²	Na ⁺	Li ⁺	Mn ⁺²	Sr ⁺²	Ba ⁺²	Si ⁺⁴	SiO ₂
Média	0,69	0,05	0,01	0,36	0,61	0,01	0,003	0,01	0,01	1,92	0,48
Mín.	0	0,00005	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Máx.	4,67	0,34	0,05	1,98	5,38	0,03	0,025	0,04	0,06	4,15	1,04
D.P.	0,80	0,06	0,01	0,31	0,94	0,01	0,006	0,01	0,01	0,54	0,21

Mín. – Valor Mínimo Máx. – Valor Máximo D.P. – Desvio Padrão

Tabela 05: Dados estatísticos de pH e Condutividade Elétrica (CE) de campo e dos ânions principais para as amostras de água do Aquífero Bauru.

	Ph	CE	HCO ₃ T.		Cl ⁻		F ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻²	
			(mS/cm)	(mg/l)	(meq/l)	(mg/l)	(meq/l)	(mg/l)	(meq/l)	(mg/l)	(meq/l)	(mg/l)
Média	7,06	179,60	79,91	1,31	6,26	0,18	0,13	0,01	19,85	0,32	1,81	0,04
Mín.	4,08	6,30	1,42	0,02	0,61	0,02	0,01	0	0,001	0	0	0
Máx.	10,97	631	371,70	6,09	53,5	1,51	1,11	0,06	136,0	2,19	78,9	1,64
D.P.	1,52	120,12	70,46	1,15	8,17	0,23	0,17	0,01	27,16	0,44	9,02	0,19

Mín. – Valor Mínimo

Máx. – Valor Máximo

D.P. – Desvio Padrão

As águas do Aquífero Bauru na área de pesquisa são predominantemente bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas, perfazendo 66,87% de todas as amostras de águas coletadas, valor próximo de 70% o mesmo por CAMPOS (1987). Outro grupo é constituído por águas bicarbonatadas sódicas (15,66%); em menor quantidade, tem-se águas cloretadas sódicas e sódico-potássicas (9,64%); outras poucas são clorosulfatadas cálcicas (7,83%), conforme mostrado na Figura 22 e Anexo 06

Os dados da composição química das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Bauru encontram-se no Anexo 07.

As águas bicarbonatadas sódicas apresentam pH alcalino, cujo valor médio encontrado é de 9,4. Assim como observado por CAMPOS (1987), ocorrem em algumas localidades, dentre as quais destacam-se os municípios de Presidente Prudente e de Araçatuba. Também ocorrem em outras localidades, como Adamantina, Penápolis, Jacanga, Piratininga, Echaporã e Rosana.

Elevados teores de nitrato foram encontrados em algumas amostras de águas e podem estar associados a fontes de contaminação, principalmente por esgotos, em locais onde o nível d'água está mais próximo da superfície do terreno e com elevada densidade demográfica. Dentre alguns municípios com elevadas concentrações de nitrato destacam-se Bauru, Lins, Garça, Jacri e Regente Feijó.

DIAGRAMA DE PIPER

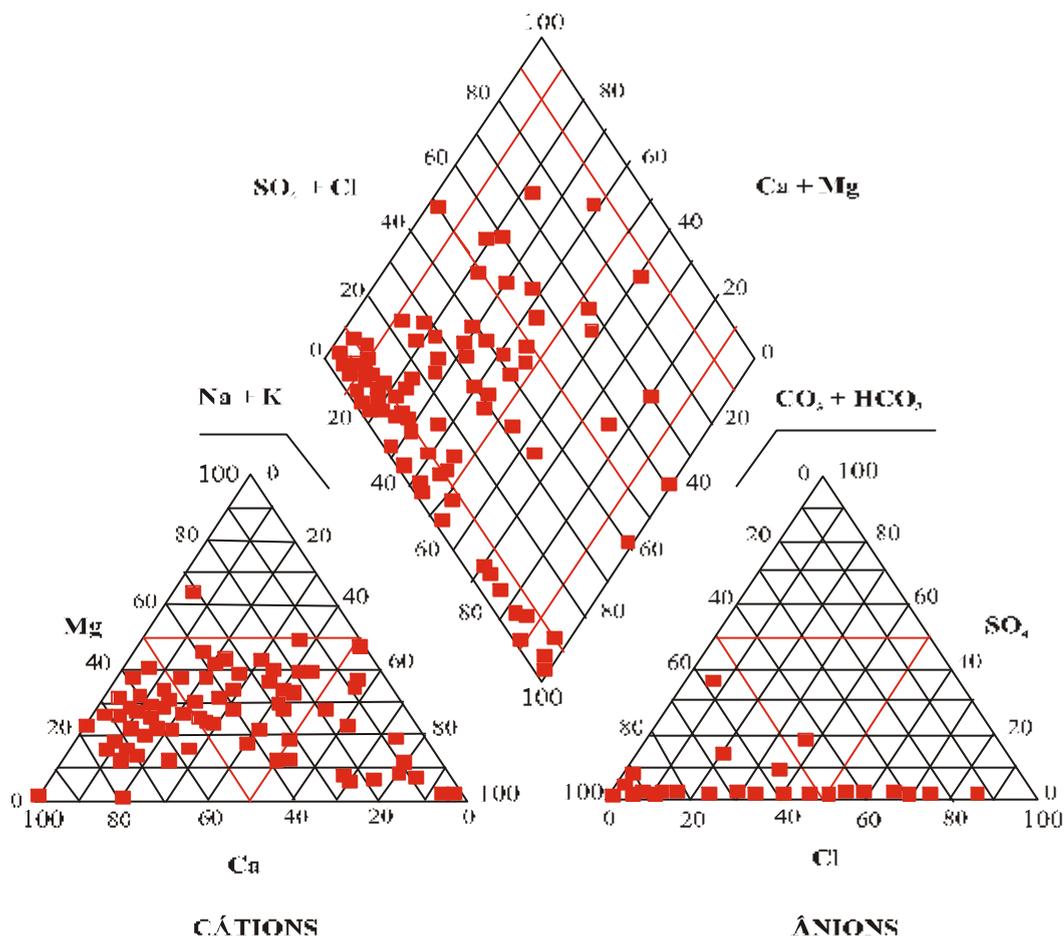


Figura 22: Classificação das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Bauru em sua porção meridional.

As águas cloretadas sódicas e sódico-potássicas ocorrem na região de Assis, Sagres, Bastos, Coroados, Iacri, Presidente Epitácio, Mirante do Paranapanema, Alfredo Marcondes, Flora Rica e Pacaembu. Já nos municípios de Tupã, Garça, Agudos, Campos Novos Paulista, Santópolis do Aguapeí, Quatá, Junqueirópolis e Regente Feijó, tem-se a ocorrência de águas cloretadas cálcicas e calco-magnesianas.

Nos demais municípios, que abrangem a maior parte da área de estudo, tem-se as águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas.

Analisando a classificação das águas separadamente, para cada unidade do Grupo Bauru, tem-se para a Formação Adamantina, a maior parte das águas foi classificada como bicarbonatada calco-magnesianas (35%) e cálcica (26,7%). Outra parcela de considerável importância inclui as águas bicarbonatadas sódicas, perfazendo 23,3%. As águas cloretadas sódicas e sódico-potássicas representam 8% das águas amostradas desta formação e as águas cloretadas cálcicas e calco-magnesianas perfazem 7% (Figura 23).

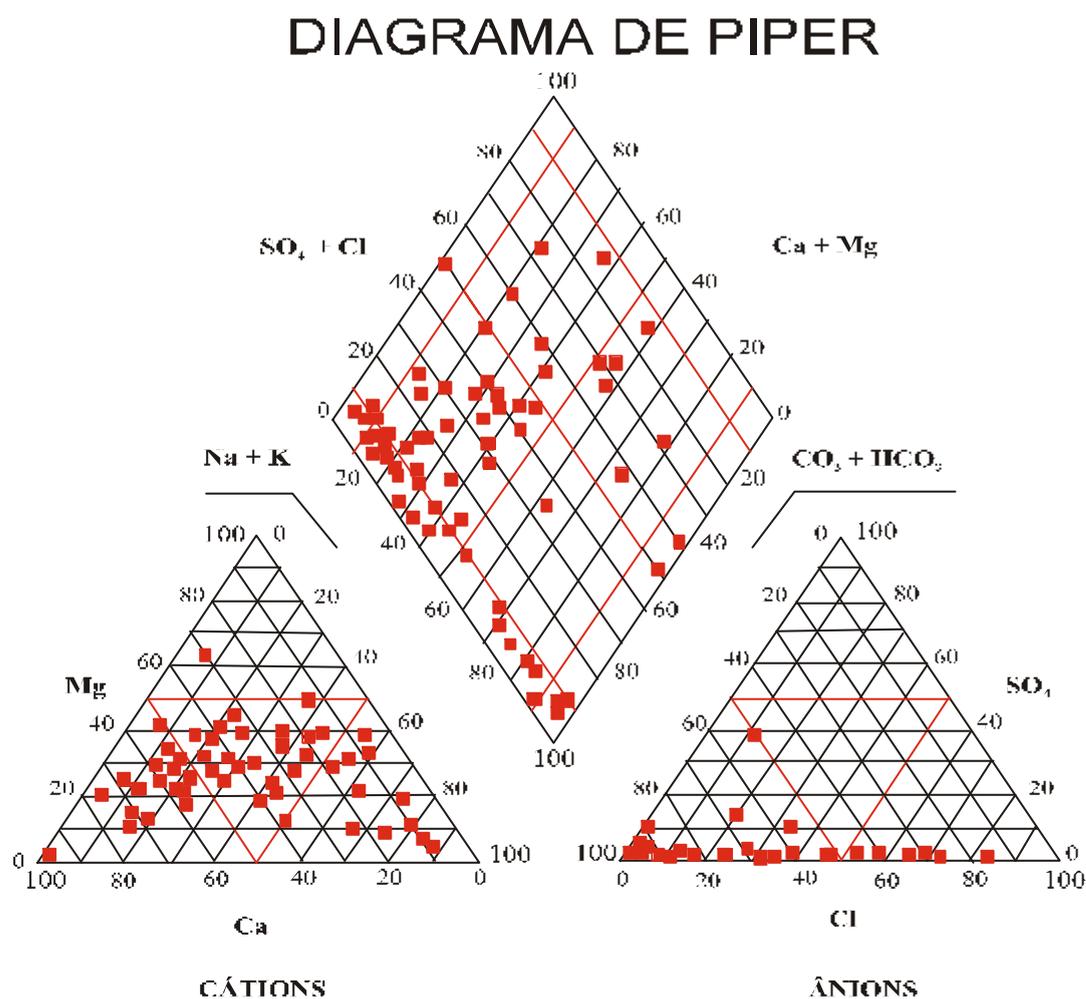


Figura 23: Classificação das águas subterrâneas da Formação Adamantina na área de estudo.

As águas da Formação Marília foram classificadas, de acordo com o Diagrama de Piper (Figura 24), preferencialmente como águas bicarbonatadas cálcicas e calco-

magnesianas, totalizando 78%, apenas 9% das amostras foram classificadas como águas bicarbonatadas sódicas e 13% como águas cloretadas calco-magnesianas.

DIAGRAMA DE PIPER

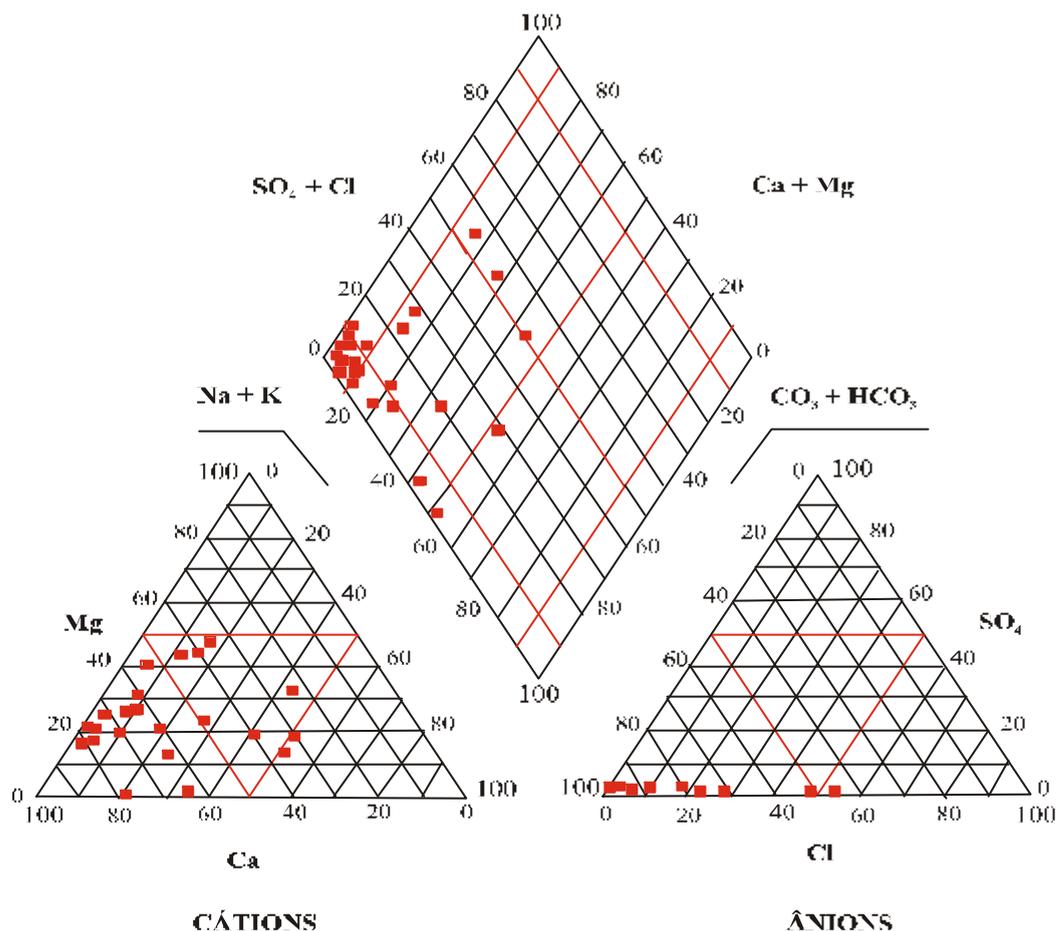


Figura 24: Classificação das águas subterrâneas da Formação Marília na área de estudo.

CELIGOI & DUARTE (1998) analisaram e classificaram as águas subterrâneas da Formação Caiuá no Estado do Paraná, como bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas e mais raramente sódicas.

Na área de estudo, as águas da Formação Santo Anastácio foram classificadas como águas bicarbonatadas cálcicas (71,4%) e calco-magnesianas (28,6%). As águas da Formação Caiuá são bicarbonatadas calco-magnesianas e sódicas (Figura 25).

DIAGRAMA DE PIPER

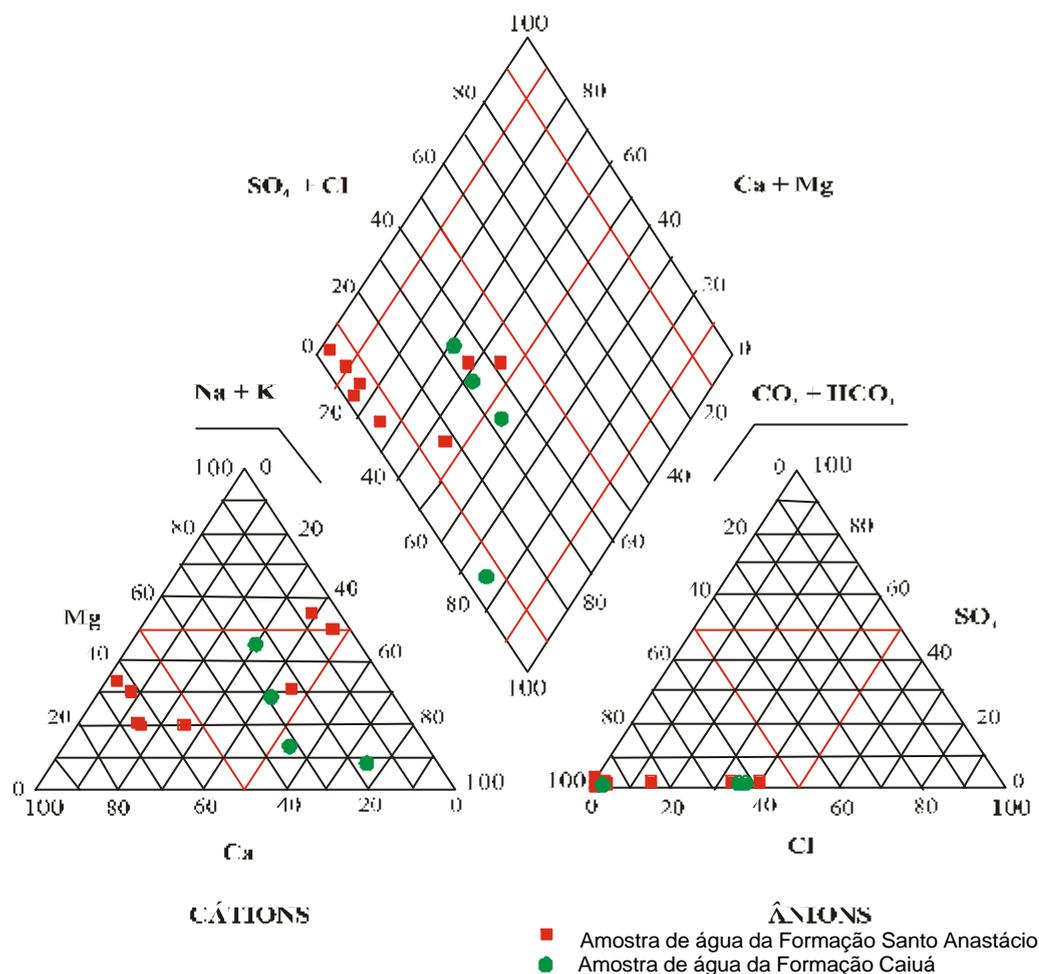


Figura 25: Classificação das águas subterrâneas das formações Santo Anastácio e Caiuá na área de estudo.

No Anexo 08 são apresentados os Diagramas de STIFF gerados para as amostras de águas coletadas do Aquífero Bauru, separados para as formações Adamantina, Marília, Santo Anastácio e Caiuá. Observa-se que grande parte destas águas são bicarbonatadas cálcicas; há também águas bicarbonatadas sódicas e calco-magnesianas. Os teores de ferro, cloreto e sulfato são em geral pequenos a inexistentes para a maioria das amostras. Teores elevados de nitrato puderam ser constatados em algumas amostras.

No Anexo 09 encontram-se plotados Diagramas de STIFF na área de estudo.

6.2.1.1 Comportamento dos Íons Principais

As análises químicas das amostras de águas do Sistema Aquífero Bauru revelaram que estas são, em sua grande maioria, pouco mineralizadas. Para melhor compreensão da distribuição espacial dos resultados na área de pesquisa, foram gerados mapas de isovalores para os principais cátions e ânions, para o pH e condutividade elétrica e também para as razões químicas. O método de interpolação utilizado foi o do *inverso do quadrado da distância*, sendo que as concentrações para os Sólidos Totais Dissolvidos (STD) são expressas em mg/l, para cada tipo iônico, em meq/l, e para a condutividade elétrica, em mS/cm.

Em geral, as águas apresentam pH em torno de 7,0, sendo que somente em algumas localidades, em área de ocorrência da Formação Adamantina, o pH medido encontrou-se acima de 8,0. No município de Adamantina obteve-se o maior valor de pH encontrado no Grupo Bauru (pH=10,97) (Figura 26).

COELHO (1996) encontrou pH de 9,96 em amostra de água do Grupo Bauru no município de Presidente Prudente. O presente estudo, os valores encontrados nesta região variam de 8,7 a 10,5, muito alcalino.

Os valores de condutividade elétrica não são elevados, sendo que o valor médio medido em campo foi de 179,6 $\mu\text{S/cm}$. Na Formação Adamantina, os valores mais elevados foram encontrados na região de Presidente Prudente, mais precisamente em Pirapozinho (631 $\mu\text{S/cm}$). Valores moderados foram encontrados em Santópolis do Aguapeí, Mirante do Paranapanema e na região de Adamantina e Florida Paulista (Figura 27).

Paralelamente aos dados de condutividade elétrica, o mapa de isovalores de STD (sólidos totais dissolvidos) apresenta comportamento semelhante quanto à distribuição dos resultados (Figura 28). O valor médio de STD para o Grupo Bauru é de 143,06mg/l (3,59meq/l). Os valores mais elevados encontram-se na Formação Adamantina, na região de Presidente Prudente, totalizando 532,62mg/l (13,39meq/l) no município de Pirapozinho.

O teor médio de cálcio encontrado em todas as formações é de 0,69 meq/l (13,78mg/l). Valores elevados foram encontrados preferencialmente na Formação Marília, principalmente na região que abrange Pompéia e Oriente, sendo que na primeira, o valor encontrado foi de 4,46 meq/l ou 89,34mg/l (Figura 29). Para a Formação Adamantina, elevadas concentrações de cálcio foram encontradas na região de Presidente Prudente, sendo que valores da ordem de 4,67meq/l (93,69mg/l) foram registrados em Pirapozinho. Nas formações Santo Anastácio e Caiuá e no restante da Formação Adamantina obteve-se valores inferiores.

Para o Grupo Bauru, o teor médio de magnésio é 0,36meq/l ou 4,35mg/l (Figura 30). A concentração média de magnésio nas formações Adamantina e Marília é de 0,38meq/l (4,63mg/l). Valores elevados, da ordem de 1,76meq/l (21,35mg/l), foram encontrados em Santópolis do Aguapeí, na Formação Adamantina, porém situada muito próximo de afloramentos de rochas basálticas.

Na Formação Marília, a concentração mais elevada de magnésio foi encontrada em Pompéia, que atingiu o valor de 1,25meq/l (15,15mg/l). Nas formações Caiuá e Santo Anastácio o teor médio encontrado é de 0,29meq/l (3,50mg/l), valor este inferior ao encontrado nas demais formações do Grupo Bauru.

De acordo com o mapa de isovalores de sódio (Figura 31), observa-se que na Formação Adamantina existem regiões com elevada concentração desse elemento, dentre os quais estão os municípios de Flórida Paulista, Rinópolis, Santópolis do Aguapeí, Presidente Prudente e região de Araçatuba-Glicério e de Uru-Reginópolis.

Na Formação Adamantina, o valor médio para o sódio é de 0,75meq/l (17,54mg/l), cuja concentração mais elevada foi de 5,38meq/l (123,6mg/l) no município de Adamantina. Em geral, na Formação Marília, os teores são mais baixos e perfazem uma média de 0,30meq/l; e o valor máximo obtido foi de 1,40meq/l em Echaporã. Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, a concentração média de sódio nas águas também é de 0,30meq/l (6,96mg/l); o valor mais elevado encontra-se na Formação Caiuá, no município de Rosana (0,95meq/l, 21,78mg/l).

O teor médio de potássio no Aquífero Bauru é de 0,05meq/l ou 1,99mg/l (Figura 32). Na Formação Adamantina, a ocorrência de potássio é mais elevada na região de Guaraçai e Mirandópolis e também nos arredores de Santópolis do Aguapeí e de Avanhandava. O teor médio nesta formação é de 0,06meq/l (2,40mg/l) e o valor máximo encontrado é de 0,34meq/l (13,29mg/l), em Santópolis do Aguapeí.

De forma geral, nas formações Marília, Santo Anastácio e Caiuá, a concentração de potássio é mais baixa quando comparada com os resultados na Formação Adamantina. Na Formação Marília obteve-se um valor médio de 0,04meq/l (1,54mg/l) e a maior concentração de potássio foi registrada em Agudos, com 0,14meq/l (5,48mg/l). Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, o teor médio de potássio é de 0,03meq/l (1,30mg/l), e o valor mais elevado, de 0,08meq/l (3,10mg/l), ocorre em Nova Independência, Formação Santo Anastácio.

A alcalinidade no Grupo Bauru apresenta valor médio de 1,31meq/l ou 79,91mg/l (Figura 33). Para a Formação Adamantina, obteve-se concentração média de bicarbonato e carbonato um pouco mais elevada, de 1,36meq/l (87,61mg/l); a maior concentração, 6,09meq/l (371,7mg/l), foi encontrada em Pirapozinho.

Na Formação Marília, a concentração média encontrada foi a maior, de 1,60meq/l (93,17mg/l). As águas com teores de alcalinidade mais elevados encontram-se nos municípios de Pompéia e de Álvaro de Carvalho, com 4,25 e 4,10meq/l (259,6 e 250,0mg/l), respectivamente.

Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, a concentração média da alcalinidade é de apenas 1,01meq/l (61,69mg/l), a menor encontrada na região. Os teores mais elevados encontrados foram de 1,99meq/l (121,3mg/l) em Andradina, 1,89meq/l (113,0mg/l) em Mirante do Paranapanema, 1,68meq/l(102,6mg/l) em Monte Castelo e 1,89meq/l (115,1mg/l) em Piquerobi.

O teor médio de cloreto nas águas do Grupo Bauru é de 0,18meq/l ou 6,26mg/l.

A distribuição do íon cloreto na Formação Adamantina é bem heterogênea, com concentração média de 0,21meq/l ou 7,58mg/l. O mapa de isovalores de cloreto (Figura 34), mostra concentrações mais elevadas nas proximidades dos municípios de Santópolis do Aguapeí, Quatá, Lucélia e Presidente Prudente. O teor de cloreto mais elevado encontra-se em Lucélia, 1,51meq/l (53,5mg/l); no restante da Formação Adamantina, a concentração de cloreto é mais baixa, sendo que a menor concentração ocorre em Rancharia, de 0,017meq/l ou 0,61mg/l.

A Formação Marília apresenta, em geral, concentrações mais baixas de cloreto. A concentração média é de 0,15meq/l ou 5,04mg/l; concentrações mais elevadas ocorrem em Agudos (0,52meq/l ou 18,5mg/l), na região de Duartina.

Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, os teores de cloreto são os mais baixos e situam-se na média de 0,10meq/l (3,76mg/l); a maior concentração encontrada foi 0,31meq/l (10,9mg/l) em Rosana.

Em toda a área de estudo, a concentração média de nitrato no Aqüífero Bauru é de 0,32meq/l ou 19,85mg/l (Figura 35).

Na Formação Adamantina, a concentração média de nitrato é de 0,37meq/l (22,94mg/l), sendo que a maior concentração de nitrato é de 2,19meq/l (135,79mg/l), em Anhumas (região de Presidente Prudente). Teores elevados também foram encontrados na região de Quatá e João Ramalho, Alfredo Marcondes, Santópolis do Aguapeí e Mirandópolis.

Nas águas da Formação Marília, a concentração média de nitrato é de 0,38meq/l ou 22,59mg/l. Os teores mais elevados de nitrato foram encontrados na região que abrange os municípios de Duartina e Cabrália Paulista e nos arredores de Echaporã, com concentração de 1,37meq/l (84,8mg/l).

Em comparação com as demais unidades, as formações Santo Anastácio e Caiuá apresentam os mais baixos teores de nitrato, com valor médio de 0,13meq/l (8,06mg/l). Na Formação Caiuá, a concentração de nitrato registrada em Rosana é de 0,61meq/l (37,6mg/l).

A concentração média de fluoreto nas águas do Grupo Bauru é de 0,007meq/l ou 0,14mg/l (Figura 36). Na Formação Adamantina, o teor médio de fluoreto também é de 0,007meq/l (0,14mg/l), sendo que os valores mais elevados encontram-se entre Uru e Pongaí, Luiziânia, Castilho e Adamantina, cujo valor máximo obtido é de 0,04meq/l (0,78mg/l) em Luiziânia.

Na Formação Marília, a concentração de fluoreto é a menor existente e em muitos casos, ausente: o teor médio é de 0,002meq/l (0,04mg/l) e o valor mais elevado é 0,005meq/l (0,1mg/l), em Oscar Bressane.

Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, o teor médio de fluoretos é da ordem de 0,008meq/l (0,14mg/l), com valor máximo encontrado em Rosana (0,02meq/l, 0,46mg/l).

A distribuição das curvas de isovalores de sulfato concentram-se na porção centro-oeste da área de estudo. A concentração média no Grupo Bauru é de 0,04meq/l ou 1,81mg/l. A maior concentração de sulfato ocorre na Formação Adamantina, na região que abrange os municípios de Adamantina e Flórida Paulista, com teor máximo de 1,64meq/l (78,9mg/l). No restante da área e nas demais formações, a concentração de sulfato é muito baixa a ausente (Figura 37).

A sílica (SiO_2) apresenta uma distribuição bem diversificada por toda a região de estudo (Figura 38), com concentração média no Aquífero Bauru de 0,48meq/l ou 28,89mg/l.

Na Formação Adamantina, o valor médio encontrado é de 0,49meq/l (29,17mg/l); os valores mais baixos estão nos municípios de Mirante do Paranapanema, Avandava, Birigui, Campos Novos Paulista, Presidente Prudente e

Alfredo Marcondes; o valor mais elevado é 0,95meq/l (57,24mg/l), em Tupi Paulista, mas destacam-se também os municípios de Reginópolis, Pongá, Osvaldo Cruz, Dracena, São João do Pau d'Alho e Panorama.

Na Formação Marília, o valor médio da sílica é quase que o mesmo encontrado na Formação Adamantina, de 0,48meq/l (29,05mg/l) e o máximo é de 1,04meq/l (62,34mg/l), em Marília. Nas formações Santo Anastácio e Caiuá, tem-se valor médio de 0,51meq/l (30,57mg/l) e máximo de 0,78meq/l (47,04mg/l), em Monte Castelo.

Portanto, os resultados obtidos das análises químicas das águas subterrâneas apresentaram a seguinte ordenação dos teores iônicos principais médios para cada formação:

- Formação Adamantina:



- Formação Marília:



- Formações Santo Anastácio e Caiuá:



As elevadas concentrações de NO_3^- , que ocorrem principalmente nas formações Marília, Santo Anastácio e Caiuá, são decorrentes provavelmente de contaminações pontuais pela atividade antrópica. Na zona rural podem ser causadas pela proximidade de fossas, de criadouros animais e também pelo uso inadequado de fertilizantes agrícolas. Nas zonas urbanas, a contaminação por nitrato pode ter origem em locais onde não existe saneamento básico, através do vazamento de redes de esgotos.

6.2.1.2 Razões Iônicas das Águas Subterrâneas

As razões iônicas são relações entre os íons dissolvidos na água, que podem indicar o grau de relacionamento da água com o tipo de material percolado.

Para distinção dos aquíferos segundo sua composição química, são necessárias análises dos principais cátions e ânions e comparações das relações entre eles, tais como as razões rMg^{+2}/rCa^{+2} , rSO_4^{-2}/rCl^- , dentre outras (SZIKSZAY, 1993).

CUSTÓDIO & LLAMAS (1983) descreveram que as razões iônicas mais freqüentes em estudos hidrogeoquímicos são as razões rMg^{+2}/rCa^{+2} e rK^+/rNa^+ .

A razão rMg^{+2}/rCa^{+2} em águas continentais em geral apresenta valores que variam de 0,3 a 1,5meq/l. Quando os valores são próximos de 1,0, tem-se que há influência de terrenos dolomíticos, e quando os valores são superiores a 1,0, podem indicar a associação de silicatos magnesianos, como a mineralogia dos basaltos. Quando ocorre a precipitação de carbonato de cálcio, há um aumento na razão iônica e o inverso ocorre em caso de dissolução da calcita.

No presente trabalho foram elaborados mapas de isovalores para as razões iônicas rNa^+/rCa^{+2} , rMg^{+2}/rCa^{+2} e $rCl^-/rHCO_3^-$ (Figuras 39, 40 e 41).

CAMPOS (1987) considerou que a relação rNa^+/rCa^{+2} pode variar muito em caso de trocas de bases. No entanto, as reações de dissolução e precipitação de carbonato de cálcio alteram as relações sem que ocorram trocas de bases.

Na Formação Adamantina, valores superiores a 2,0 para a razão rNa^+/rCa^{+2} foram encontrados na região que abrange as cidades de Presidente Prudente, Pirapozinho e Alfredo Marcondes, também na região de Santópolis do Aguapeí, região entre os municípios de Penápolis e Promissão e nos arredores de Jacanga (Figura 39). Este fato está associado provavelmente à zona de embaciamento da Formação Adamantina na região de Presidente Prudente e na região de Santópolis do Aguapeí e Jacanga, devido à proximidade com rochas basálticas e/ou por serem locais com menor espessura de sedimentos.

Na Formação Marília, os resultados desta razão são em grande parte inferiores a 1,0, os menores encontrados nas formações do Grupo Bauru, sendo que o íon Ca^{+2} predomina nas águas desta formação. O valor mais elevado está entre 1,0 e 2,0 no município de Tupã.

Na Formação Santo Anastácio, valores superiores a 2,0 para a razão $r\text{Na}^+/r\text{Ca}^{+2}$ foram encontrados nos arredores dos municípios de Nova Independência, Paulicéia e Sandovalina.

Na Formação Caiuá e no restante das áreas das demais formações, prevalecem valores inferiores a 2,0. A razão $r\text{Na}^+/r\text{Ca}^{+2}$ apresenta valores entre 1,0 e 2,0 em Rosana, extremo da Formação Caiuá no Estado de São Paulo.

CAMPOS (1987) atribuiu valores da razão $r\text{Mg}^{+2}/r\text{Ca}^{+2}$ superiores a 1,0 a terrenos ricos em silicatos magnesianos (basaltos), enquanto valores baixos ocorreriam em locais onde há dissolução de rochas calcárias.

Na Formação Adamantina, tem-se valores da razão $r\text{Mg}^{+2}/r\text{Ca}^{+2}$ superiores a 1,0 em grande parte da área, mais precisamente em Alfredo Marcondes, na região de Birigui-Coroados e Glicério, em Guararapes, entre Promissão e Avanhandava, em Rancharia, em Ouro Verde e próximo de Lins. No restante da área que compreende a Formação Adamantina, obteve-se valores inferiores a 1,0 (Fig. 40).

Na Formação Marília, os valores da razão $r\text{Mg}^{+2}/r\text{Ca}^{+2}$ são em grande parte inferiores a 0,5. Somente entre os municípios de Marília e Pompéia, em Garça e em Guarantã, os valores encontrados situam-se acima de 1,0.

Na Formação Santo Anastácio, predominam valores inferiores a 0,5, sendo que somente nos arredores do Município de Cuiabá Paulista foram registrados valores superiores a 1,0 para a razão $r\text{Mg}^{+2}/r\text{Ca}^{+2}$.

Na Formação Caiuá somente em Teodoro Sampaio foram registrados valores para a razão $r\text{Mg}^{+2}/r\text{Ca}^{+2}$ superiores a 1,0; no restante da área, os valores situaram-se predominantemente entre 0,5 e 1,0.

Em geral, as águas subterrâneas do Grupo Bauru apresentam razão $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ baixa, pois o Cl⁻ ocorre em pequenas quantidades nestas águas e o HCO₃⁻ tende a prevalecer. O aumento nesta razão está associado à proximidade de rochas basálticas, ocorrendo locais onde a espessura dos sedimentos é menor (CAMPOS, 1987).

A razão $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ nas formações do Grupo Bauru apresenta valor médio em torno de 0,4 (Figura 41).

Na Formação Adamantina aparecem os valores mais elevados, com razão $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ superior a 0,4, onde se destacam os municípios de Alfredo Marcondes,

Anhumas, Quatá, região de Santópolis do Aguapeí, região de Avanhandava e entre os municípios de Iacri e Bastos. Valores inferiores a 0,2 são encontrados na região de Presidente Venceslau e Santo Anastácio, entre Dracena e Tupi Paulista, na região de Flórida Paulista, em Valparaíso e entre Iacanga e Reginópolis. Nas demais porções desta formação os valores obtidos da razão $rCl/rHCO_3^-$ situam-se entre 0,2 e 0,4.

Na Formação Marília, tem-se valores superiores a 0,4 para a razão $rCl/rHCO_3^-$ em Agudos e entre os municípios de Quatá e Tupã. Valores inferiores a 0,2 foram obtidos na região de Marília e Pompéia. O restante da área desta Formação apresenta valores intermediários para a razão $rCl/rHCO_3^-$, entre 0,2 e 0,4. As formações Santo Anastácio e Caiuá apresentam valores para a razão $rCl/rHCO_3^-$ que se situam entre 0,2 e 0,4, sendo que somente na região entre Panorama e Paulicéia foram obtidos valores superiores a 0,4.

6.2.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DOS RIOS

A composição química das águas dos rios sofre influência dos materiais percolados (litotipos do Grupo Bauru) e contribuição das águas subterrâneas (CAMPOS, 1987).

Foram amostradas as águas dos rios Batalha, Aguapeí, do Peixe, e Paraná e do Ribeirão Água Parada. Os valores de pH encontrados oscilaram de 7,13 a 7,71, com muito baixa mineralização (condutividade elétrica variando apenas de 75 a 137 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Anexo 03).

São águas predominantemente cálcicas, onde os teores de cálcio variaram de 0,245 a 0,634 meq/l, os de magnésio de 0,140 a 0,260 meq/l, os de sódio de 0,076 a 0,246 meq/l e os de potássio de 0,060 a 0,130 meq/l.

A alcalinidade apresentou valores de 0,514 a 1,190 meq/l. As concentrações de cloreto e fluoretos apresentaram-se constantes, com valores médios de 0,111 e 0,05 meq/l, respectivamente. As maiores concentrações de sulfato encontraram-se nas

amostras dos rios Aguapeí e do Peixe. A concentração média de nitrato encontrada foi de 0,04 meq/l (Tabelas 06 e 07).

Tabela 06: Principais cátions obtidos das análises químicas das águas dos rios na área de estudo.

Amostra	Ca ⁺²		K ⁺		Mg ⁺²		Na ⁺		SiO ₂	
	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Rio Batalha	12,3	0,614	2,54	0,065	2,67	0,220	1,74	0,076	17,75	0,296
Rio Aguapeí	5,47	0,273	4,39	0,112	1,69	0,140	2,32	0,101	14,76	0,246
Rio do Peixe-01	7,52	0,375	3,31	0,085	2,34	0,192	2,79	0,121	17,75	0,295
Rio do Peixe-02	12,7	0,634	3,01	0,077	2,98	0,245	2,71	0,118	20,96	0,349
Rio Paraná	4,91	0,245	2,35	0,060	1,72	0,141	5,65	0,246	12,83	0,214
Rib. Água Parada	11,7	0,584	5,1	0,130	3,16	0,260	4,58	0,199	21,61	0,360

Tabela 07: Principais ânions, pH e Condutividade Elétrica (CE) obtidos das análises químicas das águas dos rios na área de estudo.

Amostra	Ph	CE	Alcal.		Cl ⁻		F ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻²	
			mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
		μS/cm	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Rio Batalha	7,53	106	58,72	0,962	2,14	0,060	0,057	0,003	0,85	0,014	2,13	0,044
Rio Aguapeí	7,17	75	33,3	0,546	3,46	0,098	0,085	0,004	3,76	0,061	10,44	0,217
Rio do Peixe-01	7,13	90,1	36,32	0,595	3,51	0,099	0,091	0,005	4,21	0,068	12,26	0,255
Rio do Peixe-02	7,67	123	62	1,016	3,61	0,102	0,062	0,003	6,08	0,098	0,76	0,016
Rio Paraná	7,46	85	31,36	0,514	5,78	0,163	0,101	0,005	0,48	0,008	0,1	0,002
Rib. Água Parada	7,71	137	72,64	1,190	5,02	0,142	0,132	0,007	0,20	0,003	2,97	0,062

As amostras de águas dos rios que atravessam o Grupo Bauru na área de pesquisa foram classificadas predominantemente como sendo águas bicarbonatadas

cálcicas (Figura 42). As águas dos rios Batalha, Aguapeí, do Peixe e do Ribeirão Água Parada foram classificadas como águas bicarbonatadas cálcicas; somente as águas do Rio Paraná, na Usina Hidrelétrica de Jupia, foi classificada como água bicarbonatada sódica.

Dentre os fatores que contribuem para a determinação da composição química das águas dos rios estão as contribuições iônicas pela dissolução de minerais e cimentos de solos e rochas e também da adição de sais provenientes das águas subterrâneas.

As águas do Rio Paraná foram classificadas como sendo águas bicarbonatadas sódicas. O ponto de coleta de amostra desta água ocorreu na confluência do Rio Tietê com o Rio Paraná, mais precisamente na Usina Hidrelétrica de Jupia, onde a química das águas nesta região pode estar sob influência de rochas alcalinas que afloram nas proximidades. As demais águas de rios são bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas e isso se deve ao fato da predominância desse tipo químico de águas subterrâneas na área de estudo.

Teores elevados de nitrato foram encontrados nos rios Aguapeí e do Peixe, indicando condições de contaminação destas águas.

Com base nos resultados obtidos, os teores iônicos médios principais apresentam a seguinte ordenação: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^-$ e $\text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$.

DIAGRAMA DE PIPER

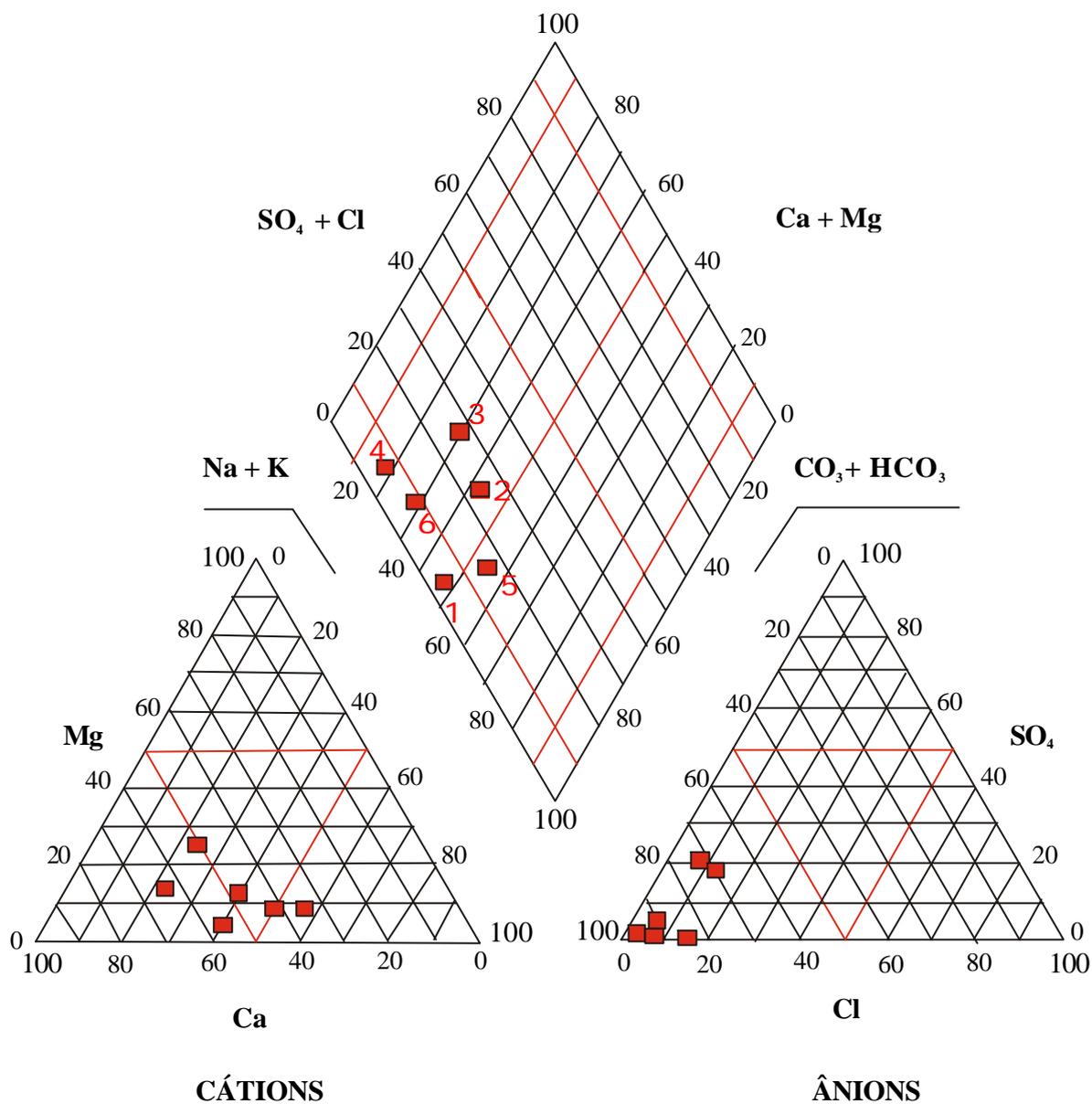


Figura 42: Diagrama de PIPER das águas de rios na área de pesquisa, sendo 1-Rio Batalha; 2-Rio Aguapeí; 3-Rio do Peixe-01; 4-Rio do Peixe-02; 5-Rio Paraná; e 6-Ribeirão Água Parada.

Os diagramas de STIFF gerados para as águas de rios encontram-se na Figura 43 e ilustram com clareza a concentração dos principais íons encontrados.

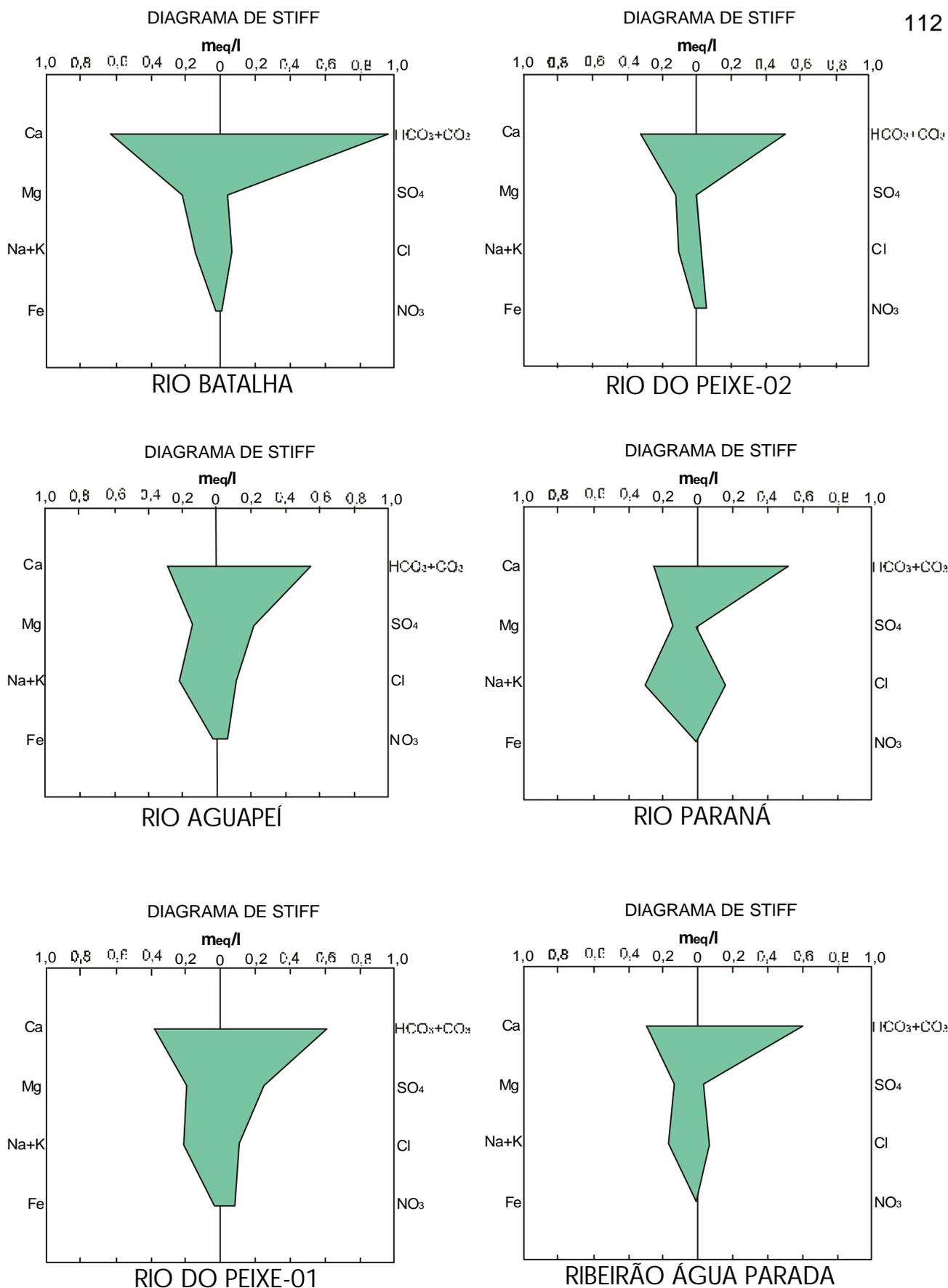


Figura 43: Diagramas de STIFF para as águas dos rios que atravessam o Grupo Bauru na área de estudo.

6.2.3 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DAS CHUVAS

As amostras de águas de chuvas foram coletadas em época de elevada precipitação pluviométrica. Foram obtidos em campo, logo após a coleta destas amostras, os valores de pH, de condutividade elétrica e de temperatura.

Assim, foram coletadas amostras de águas de chuvas nas proximidades das cidades de Bauru (chuva-01), Marília (chuva-02), Jacri (chuva-03) e Presidente Prudente (chuva-04), entre os dias 20 e 31 de janeiro de 2002 (Anexo 03).

A composição química das águas de chuvas apresenta-se resumida nas Tabelas 08 e 09.

Tabela 08: Principais cátions obtidos das análises químicas das águas de chuvas na área de estudo.

Amostra	Ca ⁺²		K ⁺		Mg ⁺²		Na ⁺	
	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Chuva-01	0,12	0,006	0,11	0,003	0,02	0,002	0,19	0,008
Chuva-02	1,03	0,051	0,24	0,006	0,18	0,015	0,36	0,016
Chuva-03	0,13	0,006	0,08	0,002	0,02	0,002	0,09	0,004
Chuva-04	1,52	0,076	0,2	0,005	0,25	0,021	0,25	0,011

Tabela 09: Principais ânions, pH e Condutividade Elétrica (CE) obtidos das análises químicas das águas de chuvas na área de estudo.

Amostra	Ph	CE	Alcal.		Cl ⁻		F ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻²	
			mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
		μS/cm										
Chuva-01	5,83	3,8	1,03	0,017	0,95	0,027	0,007	0,0	0,16	0,003	< 0,1	0,0
Chuva-02	6,21	36	6,06	0,099	4,65	0,131	0,013	0,001	1,76	0,028	< 0,1	0,0
Chuva-03	6,5	11	3,69	0,060	1	0,028	0,006	0,0	0,24	0,004	< 0,1	0,0
Chuva-04	6,58	6	2,09	0,034	1,27	0,036	0,006	0,0	0,02	0,0	< 0,1	0,0

De acordo com o Diagrama de PIPER, as amostras de águas de chuvas coletadas na área de estudo são essencialmente bicarbonatadas. As águas provenientes das proximidades dos municípios de Marília e de Presidente Prudente apresentaram-se como sendo águas bicarbonatadas cálcicas e as coletadas nos municípios de Bauru e Iacri foram classificadas como águas bicarbonatadas sódicas (Figura 44).

DIAGRAMA DE PIPER

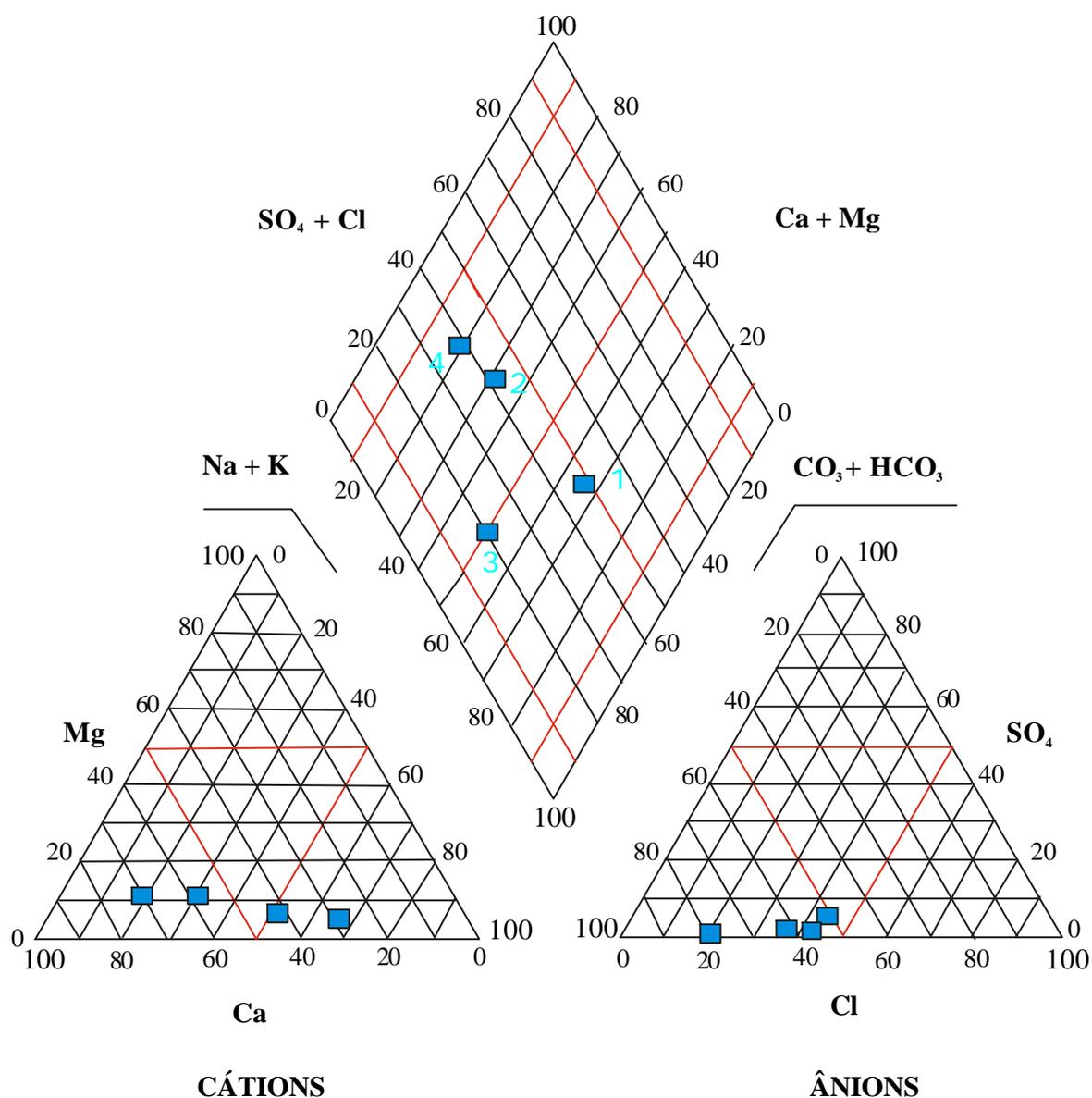


Figura 44: Diagrama de Piper das águas de chuvas nos municípios da área de pesquisa: 1-Bauru(SP); 2-Marília(SP); 3-Iacri(SP); e 4-Presidente Prudente(SP).

O conteúdo em cálcio, magnésio, potássio e sódio é muito baixo, o que é comum em áreas continentais muito afastadas da costa litorânea.

Os resultados obtidos das análises químicas das chuvas apresentaram a seguinte ordenação dos teores iônicos médios principais:



Na Figura 45, tem-se os diagramas de STIFF gerados para as águas de chuvas.

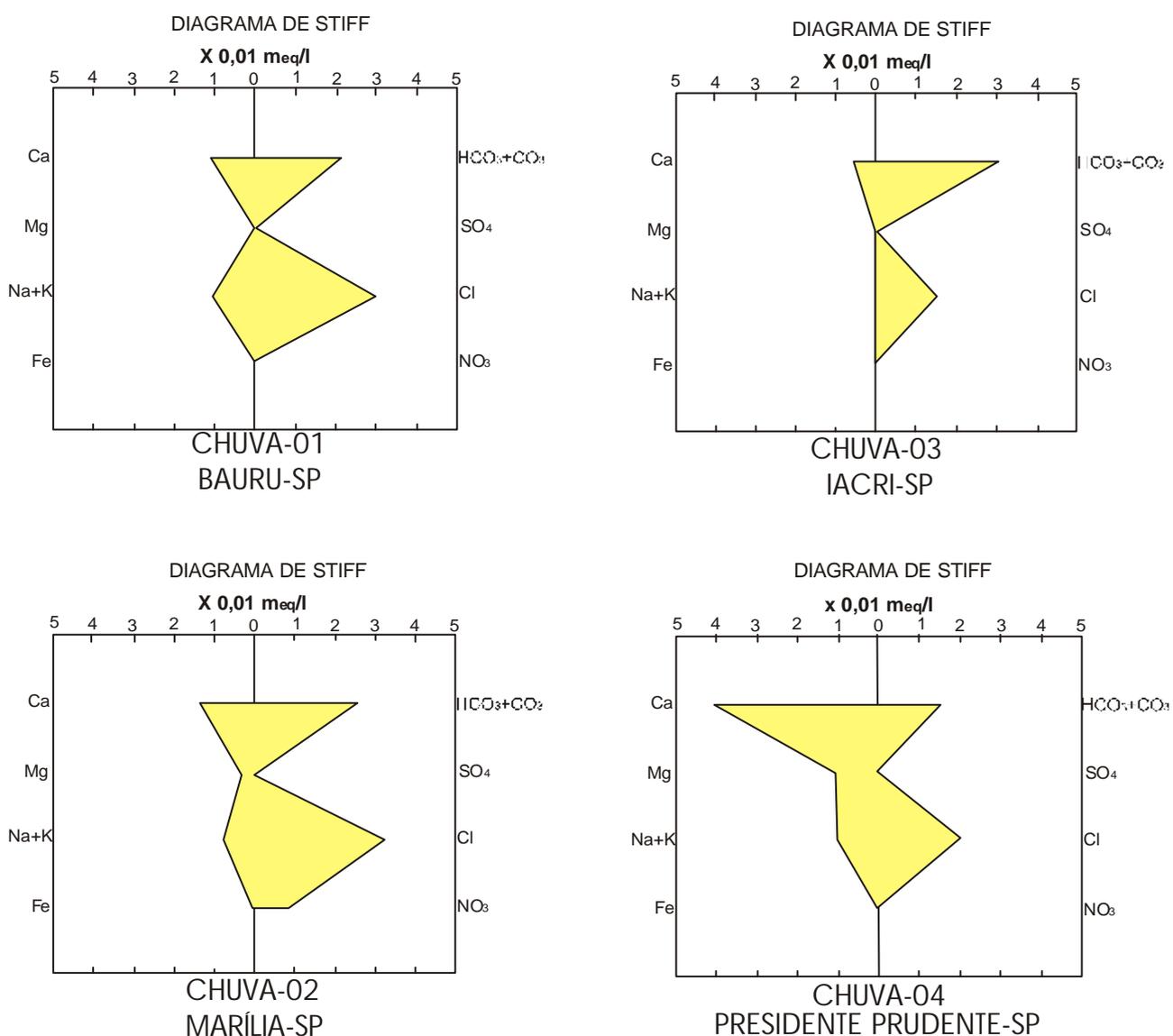


Figura 45: Diagramas de STIFF para as águas de chuvas coletadas na área de estudo.

6.3 ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO

A dispersão dos isótopos de oxigênio e de hidrogênio no planeta Terra é definida pela LINHA METEÓRICA MUNDIAL (GLOBAL METEORIC WATER LINE - GMWL), na qual é representada pela equação $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ (SWART, 1993) - (equação 07).

Alguns dados meteorológicos e isotópicos de estações da IAEA/WMO no Brasil puderam ser obtidos para o período de 1961 a 1987, conforme mostrado na Tabela 10 (SWART, 1993).

Tabela 10: Dados meteorológicos e isotópicos de estações da AIEA/WMO no Brasil (SWART, 1993).

Localização	Média ^{18}O (‰)	Média D (‰)	Média Excesso D	Temp (°C)
Brasília	-4.07	-22.2	11.2	20.6
Cuiabá	-4.07	-22.5	9.6	25.8
Manaus	-4.55	-25.9	12	26.8
Porto Alegre	-4.63	-24.8	12.4	19.6
Porto Velho	-5.74	-34.4	11.3	25.3
Rio de Janeiro	-3.81	-18.4	12.3	23.8
Salvador (Ondina)	-1.45	-1.3	11.1	25.2
Salvador (Ilopango)	-6.46	-42.3	10.1	23.2

Uma amostra de água superficial, proveniente do Rio Tietê, foi coletada próximo da cidade de Bauru – SP, em março de 2000, tendo sido obtidos os valores de $-7,4$ para $\delta^{18}O$ e de $-50,1$ para δD .

As concentrações de isótopos estáveis, determinadas para as amostras de águas do Aquífero Bauru, variam no intervalo de $-9,05$ a $-5,67$ ‰ para o $\delta^{18}O$ e de $-65,50$ a $-39,80$ ‰ para o δD . Um resumo estatístico com os dados obtidos das

análises dos isótopos de oxigênio e de hidrogênio para as águas do Grupo Bauru é apresentado na Tabela 11.

Tabela 11: Dados Estatísticos dos Isótopos Estáveis de Oxigênio e Hidrogênio para as 76 amostras de água analisadas do Aquífero Bauru.

	$\delta^{18}\text{O}$	δD
Média	-7,16	-50,00
Mín.	-9,05	-65,50
Máx.	-5,67	-39,80
D.P.	0,585	5,542

Mín. – Valor Mínimo Máx. – Valor Máximo D.P. – Desvio Padrão

A caracterização isotópica das águas do Aquífero Bauru pode ser representada pela distribuição gráfica de $\delta^{18}\text{O}$ (delta Oxigênio-18) e δD (delta Deutério); o alinhamento dos resultados apresenta inclinação de 8.1696 e intercepto de 8.4941, conforme ilustrado na Figura 46.

Desta forma, obteve-se a seguinte equação para as águas do Aquífero Bauru:

$$\delta\text{D} = 8,1696 \delta^{18}\text{O} + 8,4941 \quad 08$$

Os conteúdos de isótopos de Oxigênio-18 e de Deutério, tanto para as águas do aquífero quanto para as águas superficiais do Rio Tietê, apresentaram-se muito próximos, o que sugere uma origem comum, a partir de águas meteóricas. A proximidade dos resultados também indica uma rápida movimentação de recarga do aquífero.

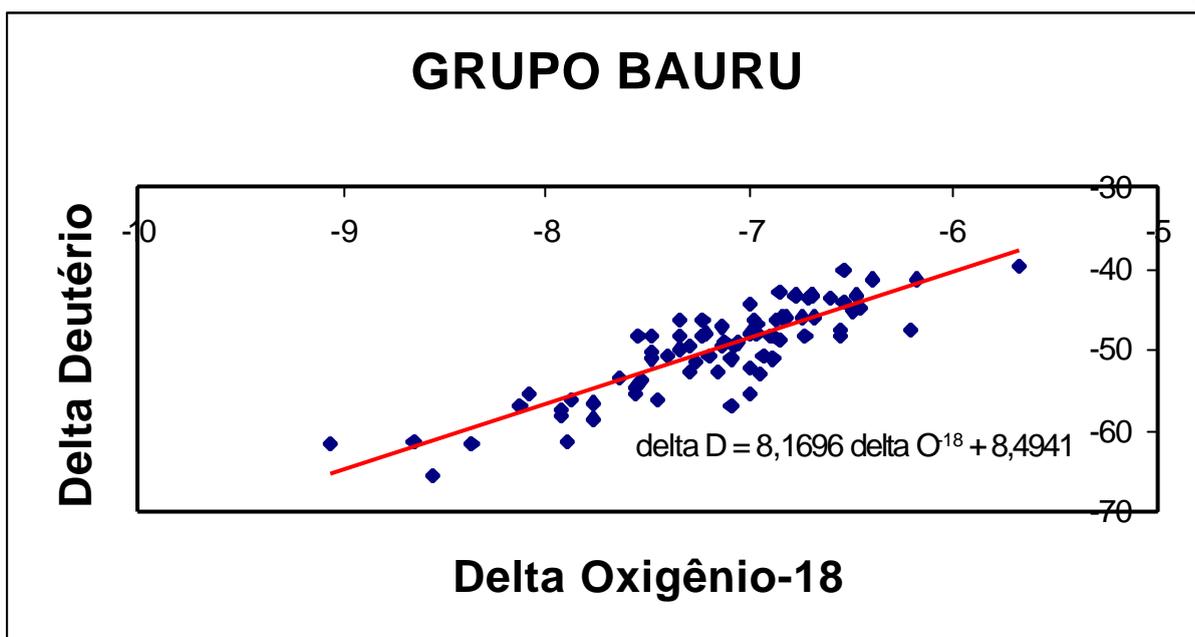


Figura 46: Delta Oxigênio *versus* delta Deutério, para as Águas do Aqüífero Bauru.

Quando plotados os resultados das análises isotópicas do Aqüífero Bauru, do Rio Tietê com o alinhamento da GLOBAL METEORIC WATER LINE (GMWL), observa-se uma forte correlação entre os dados. A GMWL situa-se um pouco acima do alinhamento das águas provenientes do Aqüífero Bauru, o que pode sugerir uma pequena diferenciação no conteúdo químico destas águas (Figura 47).

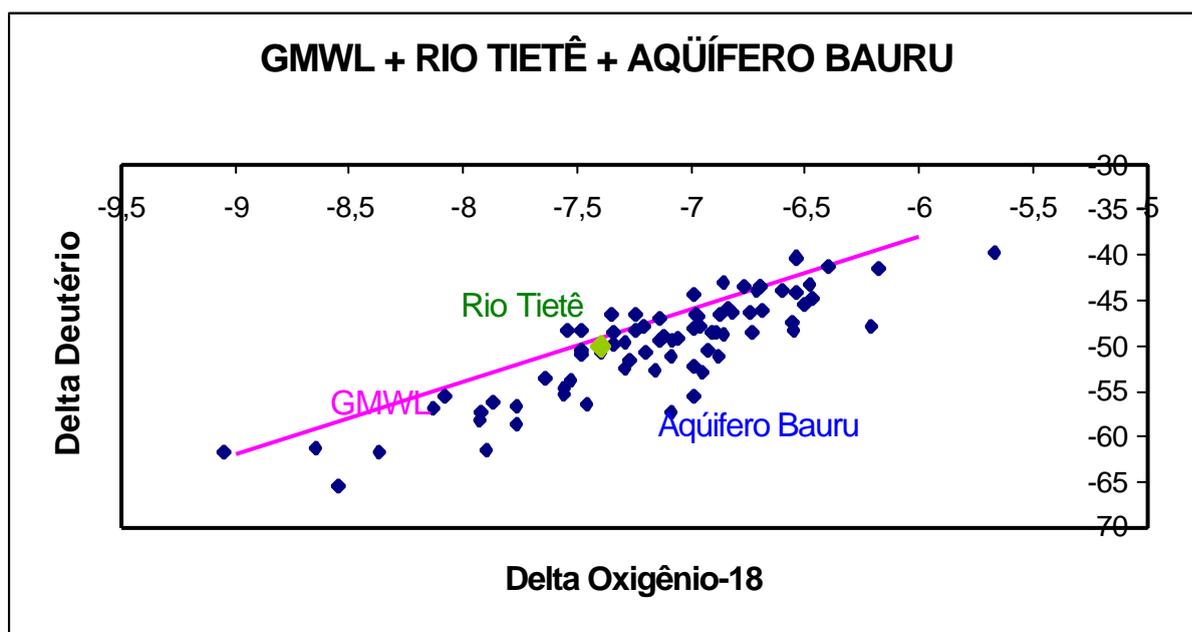


Figura 47: Resumo dos dados e resultados obtidos de isótopos estáveis.

Processos de interação rocha-água podem contribuir para os resultados das análises de isótopos estáveis em águas subterrâneas. O enriquecimento de valores δD e $\delta^{18}O$ em águas subterrâneas pode estar associado principalmente a ambientes com intensa evaporação (KATTAN, 1985).

Processos de fracionamento isotópico podem ocorrer entre argilominerais sob diferentes condições de temperatura, pressão e ambiente deposicional.

O'NEIL & KHARAKA (1976) realizaram experimentos com vistas a monitorar a troca isotópica de argilominerais do tipo caulinita, illita e montmorilonita com água, mostrando que o fracionamento isotópico ocorre de forma mais apreciável, em temperaturas iguais ou superiores a 100°C. As trocas isotópicas se processaram mais intensamente com as montmorilonitas que com outros argilominerais, isto devido à maior concentração de água na sua estrutura.

Assim, a composição isotópica do Sistema Aquífero Bauru sugere uma contribuição direta de águas superficiais, cujo tempo de residência destas águas é pequeno, com rápida recarga do aquífero.

Foram gerados mapas de isovalores para os isótopos de Oxigênio ($\delta^{18}O$) e de Hidrogênio (δD) para as águas subterrâneas do Grupo Bauru, apresentados nas Figuras 48 e 49. Observa-se que em águas onde há enriquecimento em ^{18}O também ocorre enriquecimento em 2H , e vice-versa.

7 MODELO TERMODINÂMICO

7.1 PARÂMETROS TERMODINÂMICOS

Modelos termodinâmicos de equilíbrio são utilizados com o auxílio de programas computacionais. São modelos estáticos de soluções aquosas que fazem uso de resultados de análises químicas das águas para estimar as concentrações e atividades das espécies químicas presentes mais importantes, além do cálculo do grau de saturação de um determinado sólido, ou melhor, dos tipos minerais presentes (HITCHON, PERKINS & GUNTER, 1999).

Foi utilizado o programa SOLMINEQ88 pc/shell, versão 0.85, conforme proposto por PERKINS, GUNTER & NESBITT (1988), para a execução dos cálculos de especiação das fases aquosas e do estado de saturação das fases minerais.

Somente os resultados das análises químicas das águas que apresentaram erro analítico inferior a 10% foram inseridos como dados de entrada no programa, sob a condição de 1 bar de pressão. Utilizou-se dados de pH e de temperatura medidos em campo, durante a fase de coleta das amostras das águas.

Para o cálculo das concentrações de todas as espécies químicas em solução, foram utilizadas equações de ação e de balanço de massas.

Considerando, como exemplo, a dissociação do carbonato de cálcio, a equação de ação de massas será:

$$K_{\text{CaHCO}_3^+} = \frac{m_{\text{Ca}^{+2}} \times \gamma_{\text{Ca}^{+2}} \times m_{\text{CO}_3^{-2}} \times \gamma_{\text{CO}_3^{-2}}}{m_{\text{CaCO}_3} \times \gamma_{\text{CaCO}_3}} \quad 09$$

onde: m = molalidade;

γ = coeficiente de atividade; e

K = constante de dissociação da espécie iônica.

O balanço de massa é obtido pela seguinte equação:

$$m_{i,t} = \sum_j n_{i,j} m_j \quad 10$$

onde: $m_{i,t}$ = molalidade do componente i ;

$n_{i,j}$ = coeficiente estequiométrico do componente i na espécie j ; e

m_j = molalidade da espécie j .

Para o cálculo de atividade das espécies dissolvidas, utilizou-se a seguinte equação para cada elemento:

$$a_i = m_i \gamma_i \quad 11$$

onde: m_i = molalidade da espécie i ; e

γ_i = coeficiente de atividade da espécie i .

Em função da baixa salinidade encontrada nas água do Aqüífero Bauru, foi utilizada a equação de Debye-Hückel para se obter os coeficientes de atividade para os cátions e ânions, conforme se encontra em GARRELS & CHRIST (1965).

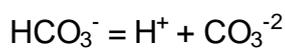
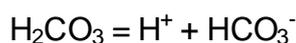
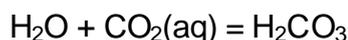
7.2 INTERAÇÃO ROCHA-FLUIDO

As águas do Sistema Aqüífero Bauru na área de estudo pouco profundas, cujas profundidades médias dos poços não ultrapassam 200 metros; o aqüífero encontra-se livre em quase toda a sua extensão, sob grande influência das águas meteóricas. Assim, o intervalo de investigação restringe-se a profundidades máximas de 200 metros.

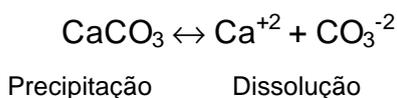
A composição química da água se refere à atividade das várias espécies iônicas e moleculares dissolvidas e de sua concentração efetiva (CARVALHO, 1995).

O tipo de rocha exerce grande influência no tipo hidroquímico das águas de percolação. As águas das chuvas ao percolarem os sedimentos arenosos do Grupo Bauru se modificam. A alteração química de minerais, onde se destacam os processos de hidratação, hidrólise, oxidação e redução, auxilia na incorporação de determinados tipos iônicos.

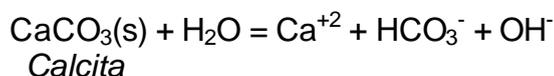
O gás carbônico reage com moléculas de água, formando o ácido carbônico. Este se dissocia em duas etapas, liberando um próton em cada uma delas. Esta dissociação fornece os prótons que agem nos processos de dissolução dos minerais:



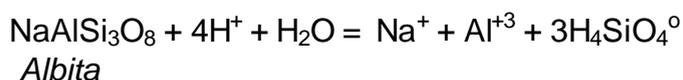
MORSE (1990) descreveu que os minerais carbonáticos estão entre os minerais comuns mais reativos, cujas reações de dissolução e precipitação controlam sua composição e distribuição:



As reações que envolvem carbonatos em solução aquosa atuam na dissolução carbonática do cimento de arenitos, promovendo um aumento significativo na concentração de Ca^{+2} e de HCO_3^- :

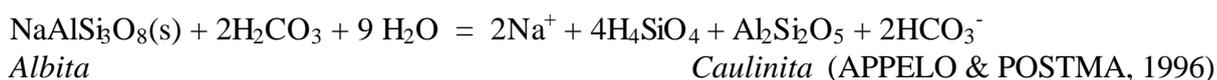
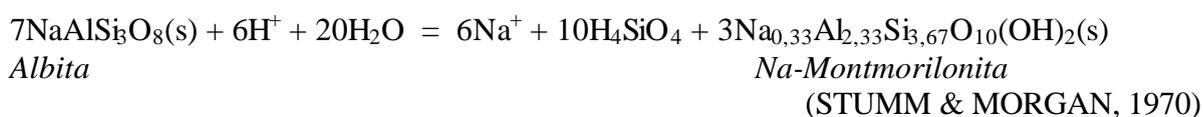
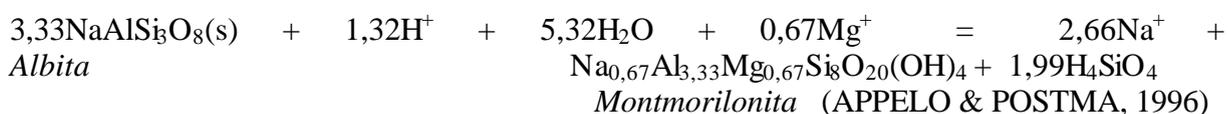


A concentração dos principais íons maiores encontrados nas águas subterrâneas é decorrente principalmente de reações de hidrólise, como se observa com os feldspatos em arenitos (PARKHUST, 1995):



O pH interfere diretamente na solubilidade dos minerais silicáticos. A dissolução dos silicatos é influenciada pela concentração de alumínio, que inibe a sua solubilidade (VELDE, 1992).

As reações de hidrólise em minerais silicáticos promovem a geração de argilominerais autigênicos com a liberação de tipos iônicos nas águas, sendo que as principais reações de substituição são as seguintes (APPELO & POSTMA, 1996):



Assim, os principais grãos do arcabouço e o material cimentante dos arenitos podem contribuir significativamente no conteúdo iônico das águas do Sistema Aquífero Bauru.

CAMPOS (1987) considerou o mineral calcita presente no cimento dos arenitos do Grupo Bauru, como a fonte principal dos íons HCO_3^- e Ca^{+2} encontrados nas águas; Ca^{+2} e Mg^{+2} seriam provenientes dos argilominerais tipo montmorilonita e paligorskita. Também sugeriu que o íon Mg^{+2} pode estar associado à proximidade de rochas basálticas.

7.2.1 CAULINITA E MONTMORILONITA

Os argilominerais mais comuns encontrados nas análises petrográficas e na difratometria de Raios X das amostras da área de estudo são as caulinitas, ilitas e montmorilonitas (Fotos 15, 16 e 17). São minerais detríticos ou produtos da substituição de silicatos, ocupando os espaços intergranulares dos arenitos.

Os diagramas de estabilidade do Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 (Figura 50) e do $\text{Ca}^{+2}/(\text{H}^+)^2$ versus H_4SiO_4 (Figura 51), evidenciam que as amostras de águas do aquífero Bauru na área de estudo, estão em equilíbrio no campo das caulinitas e das montmorilonitas. Estas informações complementam o que foi detectado na difratometria de Raios X das amostras de calha, de solos e de rochas, sendo estes argilominerais em grande parte responsáveis pelo enriquecimento dos principais tipos iônicos encontrados nas águas.

Na Figura 50, pode-se observar que as águas bicarbonatadas sódicas, embora situadas no campo das caulinitas e montmorilonitas, apresentaram-se muito próximas do campo da Albita. Este tipo de feldspato sódico, quando sofrem reações de hidrólise, também podem contribuir com o aumento da concentração de sódio em águas subterrâneas com elevação do pH.

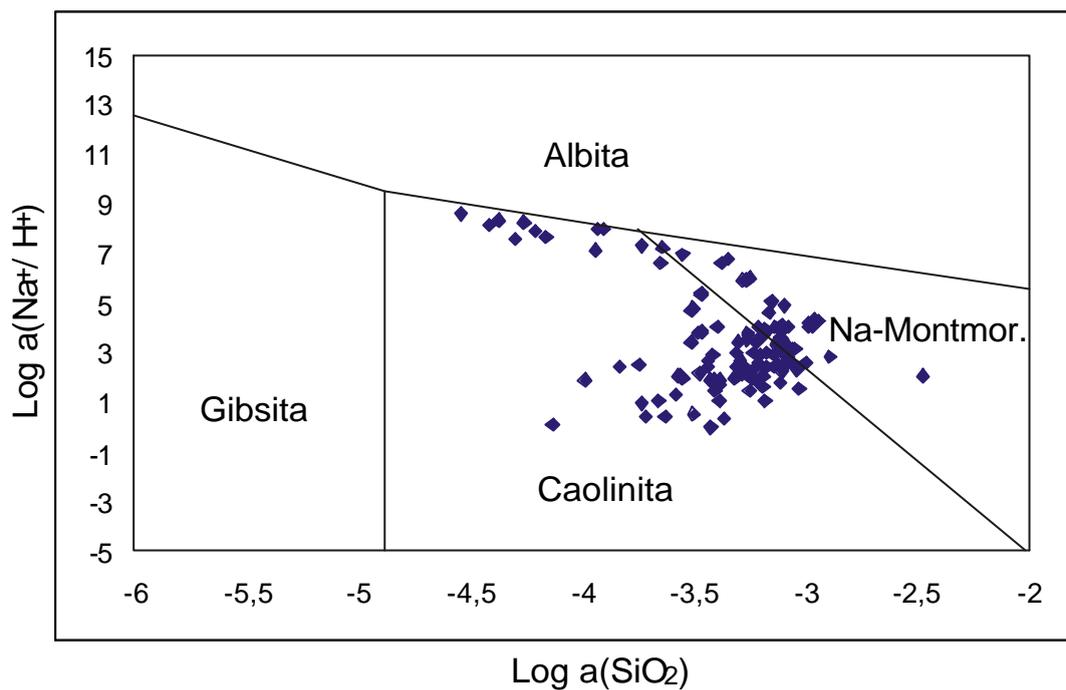


Figura 50: Diagrama de estabilidade do Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

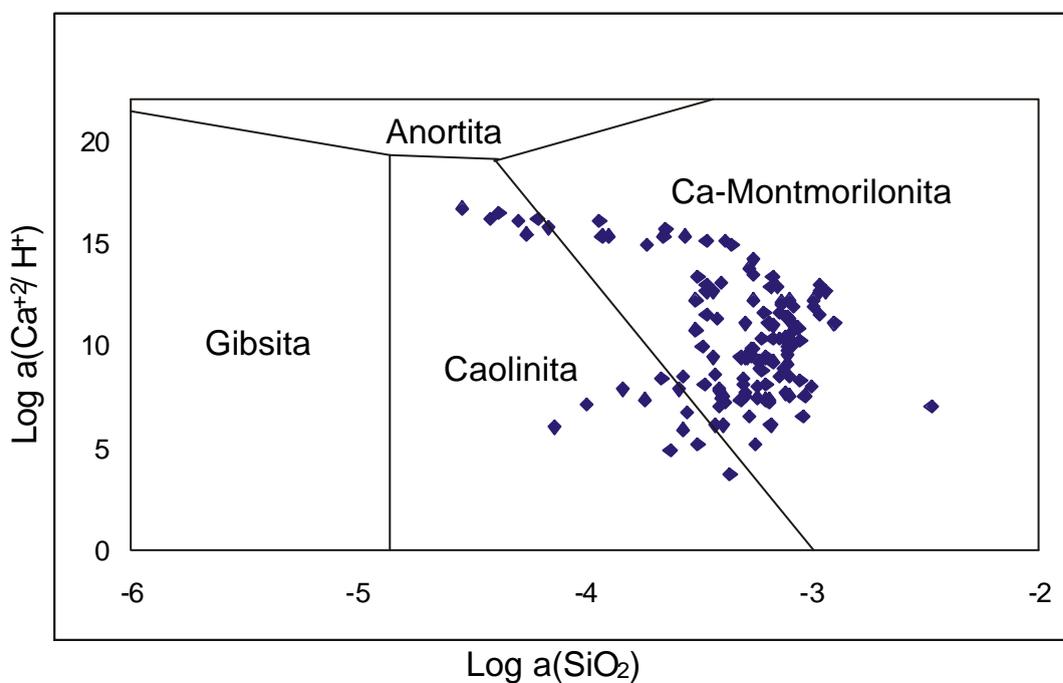


Figura 51: Diagrama de estabilidade do $\text{Ca}^{2+}/(\text{H}^+)^2$ versus H_4SiO_4 para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

7.2.2 CALCITA

A dissolução da calcita ocorre devido à ação do gás carbônico presente nas águas intersticiais. Porém o ácido sulfídrico, oriundo da ação de bactérias, também pode ocasionar a dissolução do cimento carbonático.

Na área de estudo, os arenitos da Formação Marília são os que apresentam maior cimentação carbonática, cujas rochas apresentam cristais de calcita bem formados. Concreções carbonáticas são comuns nestes materiais, o que também ocorre em arenitos das demais formações (Fotos 11, 12 e 25).

RIBEIRO (2001) considerou a cimentação nos arenitos da Formação Marília, na região de Uberaba, Minas Gerais, como sendo uma fase diagenética intensa, onde os feldspatos são substituídos parcialmente pela Calcita.

O índice de saturação da calcita pode ser determinado pela seguinte equação:

$$K_{sp} = [Ca^{+2}] [CO_3^{-2}] \quad 12$$

Na Figura 52, é apresentado o gráfico do índice de saturação da calcita *versus* condutividade elétrica. Observa-se que as condições de subsaturação ocorrem para as águas com baixa salinidade, enquanto para as águas com maior salinidade tem-se uma tendência para condições de equilíbrio.

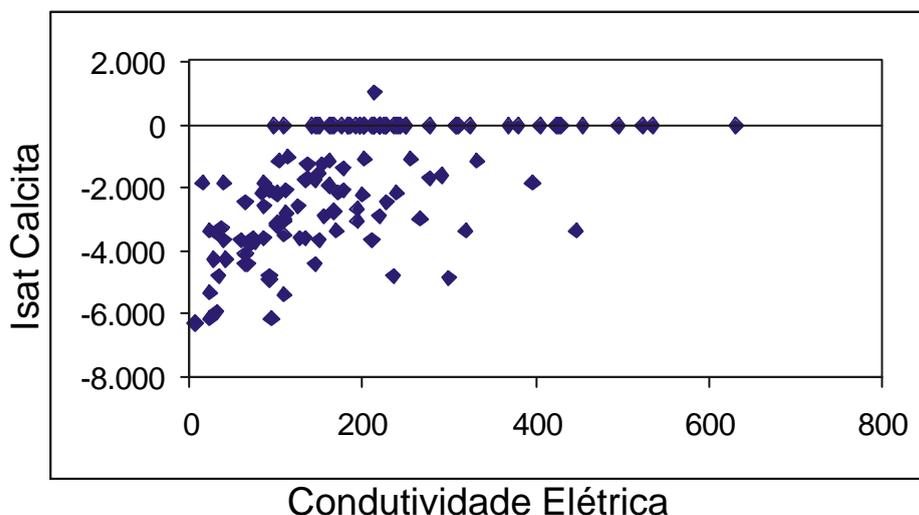


Figura 52: Índice de Saturação em relação à Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

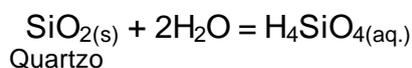
Assim, no Aqüífero Bauru as condições preferenciais de subsaturação da calcita prevalecem. Para as amostras de águas com pH inferior a 7, o bicarbonato (HCO_3^-) é o ânion que está em equilíbrio.

A baixa salinidade das águas está associada, provavelmente, ao curto tempo de residência do aqüífero.

7.2.3 QUARTZO

O quartzo é considerado um mineral efetivamente muito resistente e estável quimicamente.

A reação de geração do ácido silicílico em solução é mostrado por HITCHCOCK, PERKINS & GUNTER (1999), CARVALHO (1995) e DOVE (1995):



O conteúdo de sílica nas águas naturais usualmente se situa entre o da saturação do quartzo e o da saturação da sílica amorfa (HITCHCOCK PERKINS & GUNTER, 1999).

CARVALHO (1995), no estudo de reações de hidrólise envolvendo silicatos, deduziu que em pH situado entre 4 e 8, a sílica polimerizada ou o quartzo permanece insolúvel, embora a sílica liberada dos minerais silicatados que se alteram na forma de H_4SiO_4 possa ser eliminada em condições de boa drenagem da água meteórica de percolação. Em pH básico, acima de 8, a água possui maior poder de dissolução, uma vez que os silicatos se hidrolisam em maior intensidade e o silício é solubilizado.

WHITE & BRANTLEY (1995) e DOVE (1995) consideraram que a solubilidade das fases da sílica é constante até o pH próximo de 8,5 e a partir do pH igual a 9 é que se iniciam as reações de dissociação.

O H_4SiO_4 se hidrolisa em condições de maior alcalinidade; HITCHCOCK, PERKINS & GUNTER (1999) demonstraram graficamente que a sílica somente se dissolve para formar H_3SiO_4^- em condições de pH acima de 12.

A maioria das águas do Aquífero Bauru encontra-se em estado de supersaturação em relação ao quartzo, sendo que poucas são as amostras que se apresentam subsaturadas (Figura 53).

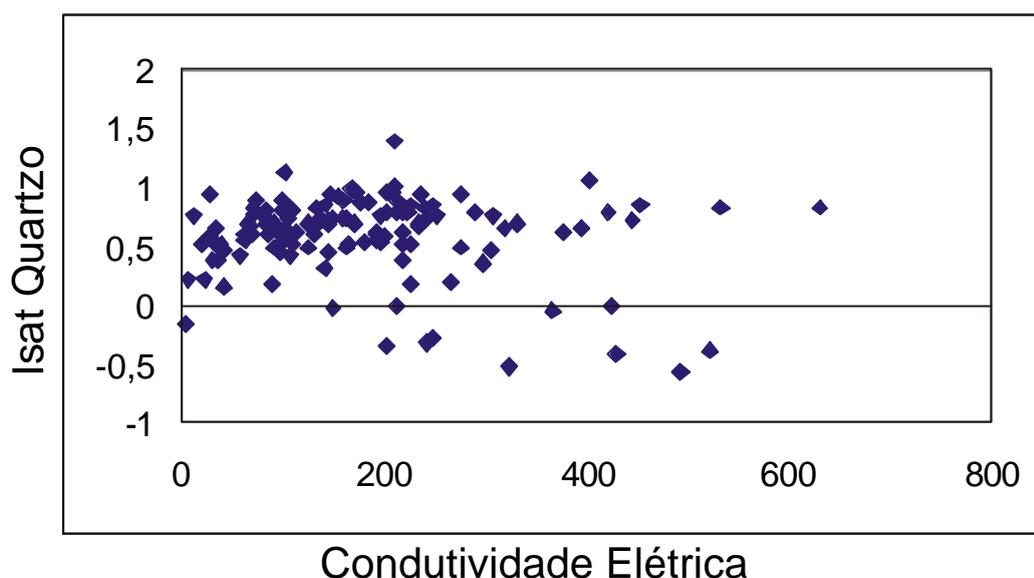


Figura 53: Índice de Saturação em relação ao Quartzo Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

No presente estudo, estão em estado de supersaturação as águas que apresentam, predominantemente, baixa salinidade, cujos valores de condutividade elétrica situam-se abaixo de $300 \mu\text{S}/\text{cm}$, comportamento típico de águas muito superficiais. As águas com pH alcalino (superior a 10) apresentam-se subsaturadas em relação ao quartzo, com maior capacidade de dissolução de quartzo.

As águas do Sistema Aquífero Bauru apresentam-se em estado de subsaturação em relação à sílica amorfa, ou seja, não apresentam condições suficientes de saturação e assim mais favoráveis à reações de dissolução de silicatos (Figura 54).

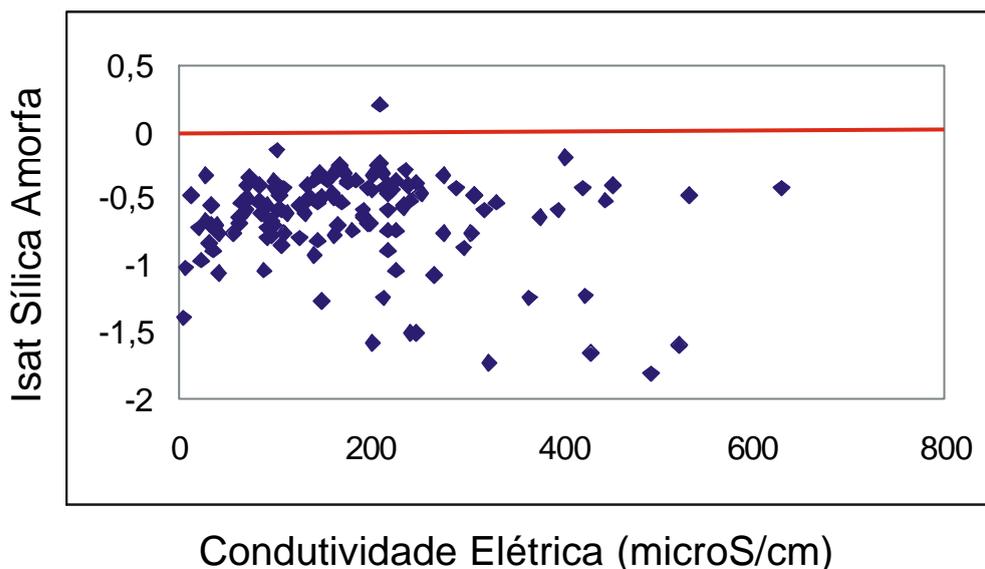


Figura 54: Índice de saturação em relação a sílica amorfa Calcita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

Alguns fatores podem promover ainda mais a dissolução da sílica. Em águas que percolam solos ou sedimentos ricos em matéria orgânica, são freqüentes elevadas concentrações de sílica dissolvida, isto porque os ácidos orgânicos elevam a reatividade da sílica através de reações de complexação (DOVE, 1995).

Por outro lado, elevadas concentrações de alumínio e de ferro reduzem a solubilidade da sílica (WHITE & BRANTLEY, 1995 e DOVE, 1995).

Portanto, tem-se que o teor de sílica encontrado nas amostras de águas do Aquífero Bauru são decorrentes da decomposição de minerais silicáticos. Em estado de supersaturação, a sílica poderá ser em parte consumida na geração de argilominerais autigênicos, tais como, ilitas, montmorilonitas e caulinitas que cimentam os arenitos.

7.2.4 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO

No Grupo Bauru, a cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro é freqüente em muitas amostras de arenitos, conferindo uma coloração acastanhada típica ao material (Fotos 09, 13, 14 e 26).

O ferro é um constituinte comum de muitos minerais detríticos instáveis e, em águas subterrâneas, sob condições favoráveis de oxidação, é precipitado como hematita ou limonita (WALKER & GRONE, 1978 e TUCKER, 1991).

O Fe^{+2} é o tipo de ferro mais comum encontrado em águas subterrâneas. É proveniente da decomposição de minerais ferromagnesianos, sendo que podem ser facilmente redepositados como hidróxidos de ferro, siderita e pirita, dependendo das condições redox e da presença de outros cátions e ânions (HITCHEON, PERKINS & GUNTER (1999).

A proximidade de afloramentos de rochas intrusivas básicas e de locais com substrato basáltico mais superficial também pode contribuir significativamente para o conteúdo de ferro nas águas subterrâneas e para a cimentação dos arenitos por ferro.

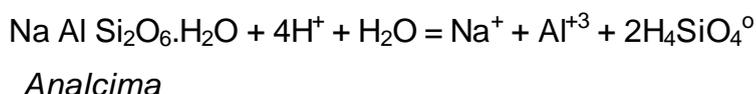
Os principais minerais observados foram a hematita e/ou goethita, geralmente encontrados na forma amorfa. Os processos pedogenéticos são mais intensos próximos da superfície e, neste caso, a cimentação por ferro torna-se mais intensa.

7.2.5 ANALCIMA

A analcima ocorre nos arenitos do Grupo Bauru como mineral produto do hidrotermalismo local, com sua cristalização ocorrendo preferencialmente nos poros e espaços intergranulares.

Reações de dissolução que envolvem este mineral promovem a liberação de cátions de sua estrutura, mais precisamente do sódio, que poderá contribuir para a diferenciação química das águas do aquífero.

No caso da reação de dissolução da analcima, há consumo de H^+ com liberação de cátions e sílica aquosa, aumentando o pH:



VIDAL (2002) também constatou que a elevação de pH está associada à presença de reações de dissolução de zeólitas nas águas subterrâneas do Aquífero Tubarão.

Assim, as reações de dissolução deste mineral podem estar contribuindo para o aumento na concentração de sódio nas águas subterrâneas do Grupo Bauru.

O diagrama de estabilidade de minerais do sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Figura 55) evidenciam que as amostras de águas estão em equilíbrio nos campos da caulinita, esmectita e analcima, predominantemente.

As águas que se encontram no campo de estabilidade da analcima são águas bicarbonatadas sódicas e apresentam pH muito alcalino, cujo valor médio é de 9,4.

A localidade onde estas águas se encontram é próxima dos pontos onde foram coletadas amostras de rochas contendo o mineral analcima preenchendo os poros e espaços intergranulares (Figura 31 e Anexo 07). Isto sugere uma contribuição em sódio nas águas subterrâneas proveniente da dissolução deste mineral cimentante.

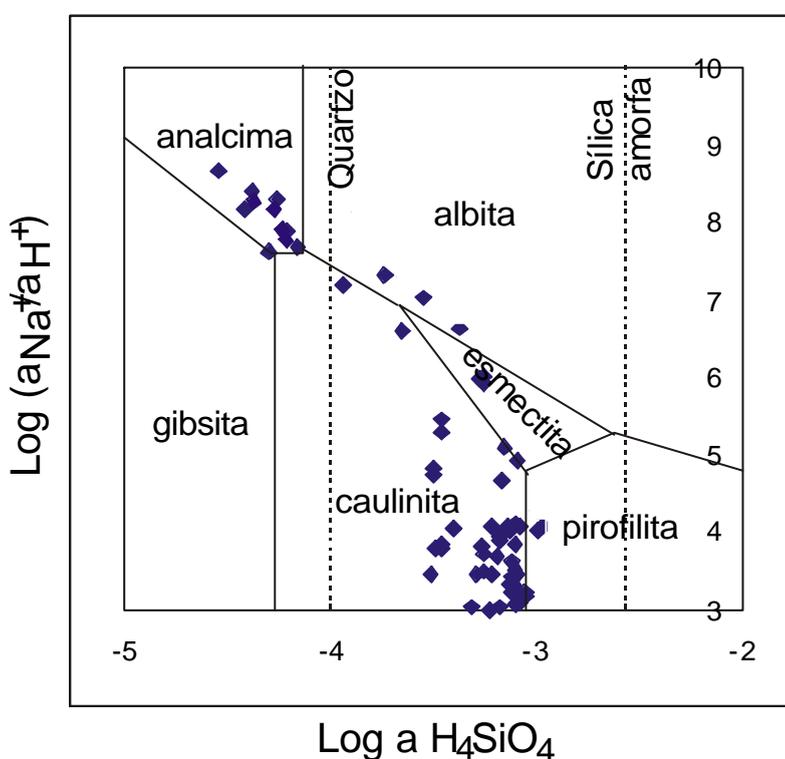


Figura 55: Diagrama de estabilidade de minerais do sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ a 25°C (DREVER, 1982 apud ENGLISH, 2001). para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

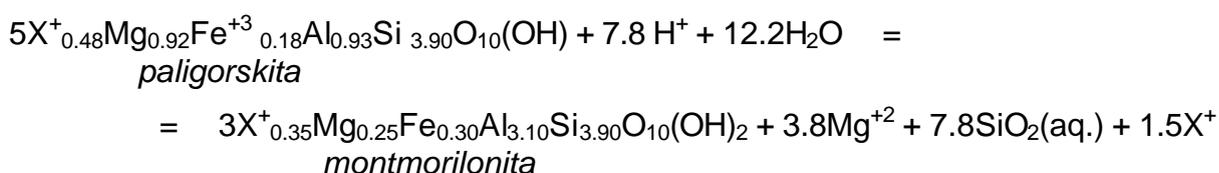
Outra constatação, é que parte das amostras de arenitos contendo analcima assim como os locais de coleta de águas bicarbonatadas sódicas, concentram-se próximas de afloramentos basálticos, dentre os quais destacam-se a região de Araçatuba, Piacatu e Iacanga. Isto sugere a influência da composição química dos basaltos próximos sobre os sedimentos do Grupo Bauru e a química destas águas.

7.2.6 PALIGORSKITA

A paligorskita em depósitos continentais pode se apresentar como um argilomineral com estrutura em cadeia, preferencialmente em ambientes áridos e semi-áridos, onde se apresenta em quantidade mais significativa. Ocorre em solos carbonáticos e *calcretes*. Apresenta estabilidade associada com esmectitas, mas também ocorrem juntamente com caulinitas, álcali-zeólitas e carbonatos, particularmente com sílica ou *chert* (JONES & GALAN, 1988).

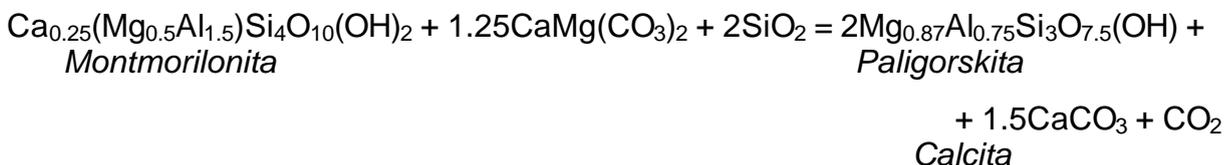
WATTS (1980), SINGER, KIRSTEN & BÜCKMANN (2001) e PRUDÊNCIO *et al.* (2002) sugeriram uma associação de paligorskitas com arenitos ou sedimentos carbonáticos, onde a presença de soluções ricas em magnésio sob condições alcalinas favoreceram sua precipitação. O magnésio pode ter se originado a partir de minerais carbonáticos ricos em magnésio, que foram reprecipitados sob a forma de calcitas pobres em magnésio.

Por outro lado, CHAHI *et al.* (1993) e SANCHÉZ & GALAN (1995), atribuíram uma provável transformação de paligorskitas a partir de esmectitas, onde reações de hidrólise para argilominerais no sistema magnésio-sílica-água podem converter esmectita em paligorskita, da seguinte forma:



onde X^{+} = cátion trocável.

As reações podem ser combinadas com a alteração de dolomita ou calcita magnésiana, gerando calcita pura coexistindo com Paligorskita, o que ocorre da seguinte maneira (JONES & GALAN, 1988):



O diagrama de estabilidade paligorskita-esmectita apresentado por CHAHI *et al.* (1993) mostra a proximidade nos campos de estabilidade entre estes dois argilominerais (Figura 56).

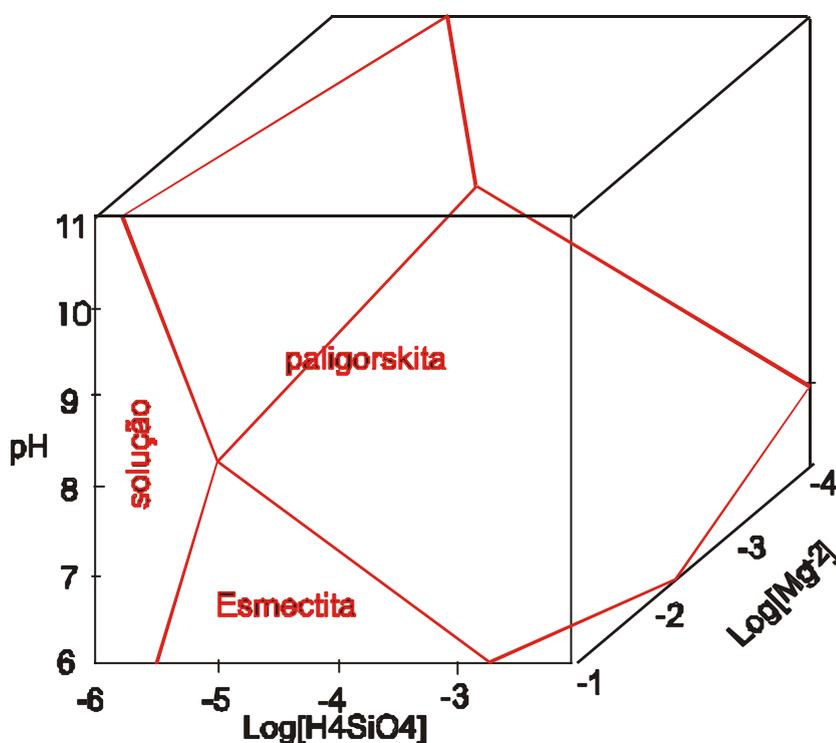


Figura 56: Diagrama de estabilidade da paligorskita, esmectita e soluções aquosas a 25°C (CHAHI *et al.*, 1993).

Çagatay (1990) ressaltou que a transformação de esmectitas em paligorskitas ocorre em processos de dissolução-precipitação, ou seja, quando se inicia a dissolução de esmectita, a paligorskita começa a ser precipitada.

No diagrama de estabilidade da paligorskita-esmectita-soluções aquosas (Figura 57), parte das amostras de águas subterrâneas estão em equilíbrio no campo da paligorskita e outra parte no campo da esmectita.

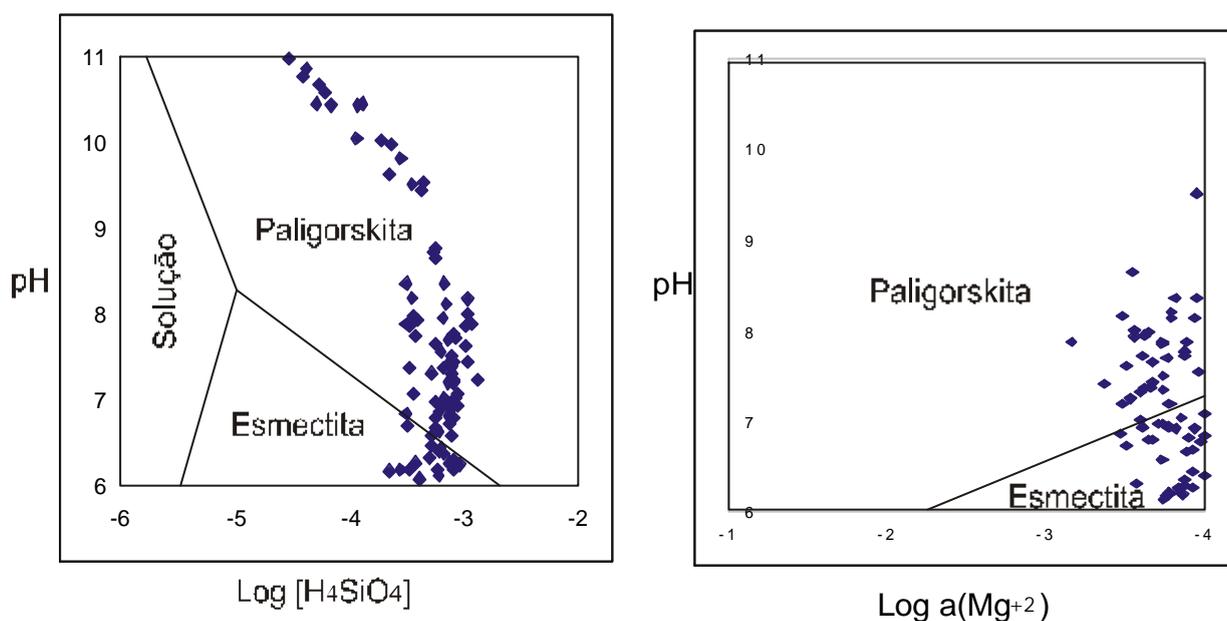


Figura 57: Diagrama de estabilidade da paligorskita, esmectita e soluções aquosas a 25° C (CHAHI *et al.*, 1993) para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de estudo.

As águas que se situam no campo de estabilidade da paligorskita, apresentam pH alcalino, dentre as quais estão as águas bicarbonatadas sódicas e aquelas que apresentam elevadas concentrações de magnésio.

A paligorskita pertence ao grupo de argilominerais sepiolita-paligorskita, e na Figura 58 é apresentado o gráfico do índice de saturação da sepiolita *versus* condutividade elétrica. Observa-se que embora prevaleçam as condições de subsaturação, há também águas em condições de supersaturação, condições estas favoráveis à precipitação do mineral em solução.

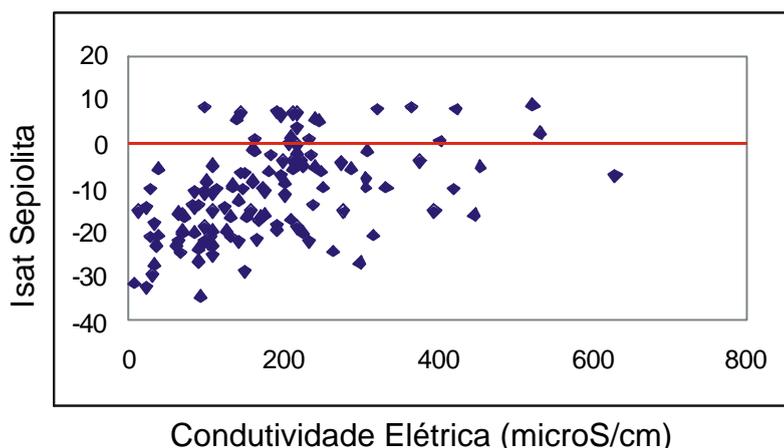


Figura 58: Índice de saturação em relação a Sepiolita para as águas do Sistema Aquífero Bauru na área de pesquisa.

Em condições de supersaturação estão as águas bicarbonatadas sódicas, com pH elevado, cujo valor médio é de 9,7.

As informações obtidas dos gráficos de estabilidade e de saturação da sepiolita se complementam com os dados de petrografia. Existe uma proximidade de locais onde foi detectado o argilomineral paligorskita com os pontos onde as análises hidroquímicas revelaram a presença de águas com teores elevados de magnésio e pH alcalino.

Destaca-se a região de Quintana e Herculândia, onde ocorre forte cimentação carbonática associada à presença de paligorskitas em quartzo-arenitos da Formação Marília. Em Piratininga, região de alto estrutural associada a intensos falhamentos, tem-se paligorskitas que ocorrem em associação a argilominerais esmectíticos. A ocorrência de paligorskitas também se dá em áreas próximas de afloramentos basálticos, como foi registrada sua presença nas proximidades de Araçatuba.

8 CONCLUSÕES

O estudo e a classificação dos tipos de arenitos encontrados na área, permitiram identificar as principais fases diagenéticas que afetaram o Grupo Bauru.

Os arenitos estudados apresentaram composição rica em quartzo, com predomínio de quartzo monocristalinos (92%) sobre os policristalinos.

Os feldspatos ocorrem em pequena quantidade nas amostras e são constituídos por ortoclásio, microclina e plagioclásio. Processos de dissolução interna são comuns e ocorrem ao longo de planos de clivagem.

Os fragmentos líticos, também ocorrem em menor quantidade nas amostras estudadas e são constituídos por siltitos, clastos lamínicos e quartzitos.

Os minerais acessórios mais comuns encontrados nos arenitos são zircão, turmalina e rutilo, tendo sido também identificadas micas do tipo moscovita e biotita associadas à fração fina da rocha.

A matriz apresentou-se em quantidades variáveis nas formações do Grupo Bauru sendo constituída pelos argilominerais caulinita, illita e montmorilonita.

Os tipos de cimentação que ocorrem nos arenitos estudados são por argilominerais autigênicos do tipo montmorilonitas e illitas, silicática, por analcima, por paligorskita, carbonática, ferruginosa e a por caulinitas telodiagenéticas.

Os arenitos do Grupo Bauru foram classificados em sua maior parte como quartzo-arenitos. Secundariamente, são sublitarenitos, subarcóseos e litoarenitos.

A maioria dos arenitos do Grupo Bauru indicam proveniência a partir de cráton estável com reativação por reciclagem orogênica, que pode ter sido motivada por eventos tectônicos nos bordos da bacia e por vulcanismos basálticos localizados. Os minerais acessórios encontrados, zircão, turmalina e rutilo apresentam elevada maturidade textural, o que sugere uma derivação por retrabalhamento de rochas sedimentares mais antigas.

A seqüência diagenética para os arenitos caracterizou-se por fases que se desenvolveram nos estágios eodiagenéticos e telodiagenéticos, cujas fases identificadas foram a infiltração mecânica de argilas, a compactação mecânica, o sobrecrecimento de quartzo, a cimentação por analcima e paligorskita, geração de porosidade secundária, a cimentação carbonática, a cimentação ferruginosa e a

cimentação por caulinitas telodiagenéticas.

As argilas mecanicamente infiltradas são constituídas por argilominerais do tipo montmorilonitas e illitas.

A analcima e a paligorskita foram identificadas inicialmente através das análises de difratometria de Raios X, posteriormente registradas com imagens obtidas ao MEV. A analcima foi encontrada preenchendo poros e espaços intergranulares, sob a forma de cristais trapezoédricos bem definidos. Já a paligorskita apresentou-se sob a forma de diminutos cristais lamelares pontiagudos (forma de ripas).

Os resultados hidroquímicos do Sistema Aquífero Bauru possibilitaram uma compreensão abrangente sobre as tendências regionais de enriquecimento salino e sua associação com as composições mineralógicas e cimentantes dos arenitos.

No Grupo Bauru, as águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas são os tipos hidroquímicos de maior ocorrência na região.

Considerando as formações que constituem o Grupo Bauru na área de pesquisa, tem-se que as águas da Formação Adamantina foram classificadas predominantemente como águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas, sendo que outra parcela de considerável importância são as águas bicarbonatadas sódicas. As águas da Formação Marília foram classificadas como águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas. Da Formação Santo Anastácio obtiveram-se águas bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas e da Formação Caiuá, águas bicarbonatadas calco-magnesianas e sódicas.

As elevadas concentrações de nitrato são decorrentes de contaminações pela atividade antrópica. As águas do Aquífero Bauru estão em grande parte próximas da superfície e, portanto, muito vulneráveis a agentes contaminantes, o que se agrava em locais com maior densidade demográfica.

A dispersão dos isótopos de Oxigênio e Hidrogênio nas águas do Aquífero Bauru pode ser representada pela equação $\delta D = 8,1696 \delta O^{18} + 8,4941$. A correlação isotópica das águas subterrâneas com as águas do Rio Tietê sugere origem em comum, a partir de águas meteóricas da região, o que implica em uma rápida movimentação das águas de recarga do aquífero.

A interação rocha-fluido pode ser analisada através de diagramas de estabilidade, tendo sido constatado que a maior parte das águas subterrâneas estão

em equilíbrio químico no campo das caulinitas e das montmorilonitas. Os argilominerais se comportam como o principal cimento da rocha e, conforme mostram estes diagramas e os dados geoquímicos, a interação destes materiais com a água é um dos processos responsáveis pela composição química encontrada nas águas do Aquífero Bauru.

Reações de substituição e de hidrólise de silicatos são responsáveis pela concentração dos principais tipos iônicos encontrados.

A dissolução do cimento carbonático nos arenitos promoveu um aumento significativo na concentração de cálcio e de bicarbonato nas águas subterrâneas, principalmente nas águas da Formação Marília.

O teor de sílica encontrado nas águas subterrâneas é decorrente da decomposição de minerais silicáticos e encontra-se no estado de supersaturação. Por outro lado, as águas se encontram em estado de subsaturação em sílica amorfa e neste estado, podem ocorrer reações de dissolução de silicatos.

O mineral analcima foi encontrado em arenitos cuja localização é próxima de afloramentos basálticos e está associada a processos localizados de hidrotermalismo. As águas subterrâneas nestes locais foram classificadas como águas bicarbonatadas sódicas, com pH alcalino, onde reações de dissolução da analcima puderam ser responsáveis pela liberação de sódio e elevação do pH.

A paligorskita ocorre em arenitos com forte cimentação carbonática, principalmente nos litotipos da Formação Marília; também pode ser encontrada em arenitos situados próximos a afloramentos basálticos, associada a esmectitas. As águas subterrâneas nestas regiões apresentam-se fortemente magnesianas e com pH alcalino.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA INTERNACIONAL DE ENERGIA ATÔMICA - AIEA. **Stable isotope hydrology-deuterium and oxygen-18 in the water cycle**. Viena, 1981, 337p.(Technical Reports Series n.º 210).
- ALMEIDA, M.A. Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1980, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1980. v.1, p. 01-20.
- ALMEIDA, M.A., FERNANDES, L.A., DANTAS, A.S.L., SAKATE, M.T., GIMENEZ, A.F., TEIXEIRA, A.L., BISTRICHI, C.A., & ALMEIDA, F.F.M. de. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG/Núcleo SP, 1981. v.2, p. 77-89.
- ALMEIDA, M.A., STEIN, D.P., MELO, M.S.de, BISTRICHI, C.A., PONÇANO, W.L., HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças do Estado de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980, v.5, p. 2799-2812.
- AOYAGI, K & KAZAMA, T. Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. **Sedimentology**, Oxford, v. 27, p. 179-188, 1980.
- APPELO, C. A. & J.; POSTMA, D. **Geochemistry, groundwater and pollution**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1996.
- BANDEIRA JR., A.N., VIEIRA, L.O., REHIM, H.A.A. & JOCHIMEK, M.R. Contribuição do microscópio eletrônico de varredura para o estudo das rochas-reservatório. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 23, n.4, p.327-340, out/dez., 1980.
- BARBOSA GIMENEZ, N.L. **Estudo petrológico dos arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo**. 1996. 174f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- BARCELOS, J.H. **Arenitos cretácicos do Alto Paranaíba (MG)**: Proveniência e ambientes de sedimentação. 1979. 181f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- BARCELOS, J.H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo.** 1984. 190f. Tese (Livre Docência em Petrologia Sedimentar) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- BARCHA, S.F. **Aspectos geológicos e províncias hidrogeológicas da Formação Bauru na região Norte-Ocidental do Estado de São Paulo, São José do Rio Preto.** 1980. Tese (Livre Docência) – Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BARCHA, S.F. Nitratos em água subterrânea no meio urbano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992, v.2, p.:200-201.
- BARNES, I. Field measurement of alkalinity and pH. **Geological Survey Water-Supply Bulletin**, Washington, p.17, 1964 (Paper 1535-H).
- BASU, A. The influence of climate and relief on compositions of sands released at sources areas. In: ZUFFA, G.C. (Ed.) **Provenance of arenites.** Dordrecht: D. Reidel, 1985. v.148, p. 01-08. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).
- BEARD, D.C. & WEIL, P.K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. **American Association Petrology Geological Bulletin**, New York, v.57, n.02, p.349-369, 1973.
- BETHKE, C. Hydrologic constrains on genesis of the Mississippi Valley Mineral District from Illinois basin brines. **Economic Geology**, Lancaster, v.81, p. 233 – 249, 1986.
- BLATT, H.. **Sedimentary petrology.** San Francisco: W.H. Freeman, 1992, 564p.
- BLUM, A.E. & STILLINGS, L.L. Feldspar dissolution kinetics. In: WHITE, A.F. & BRANTLEY, S.L.M. (Ed.). **Chemical weathering of silicate minerals**, Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1995, p. 291-351.(Reviews in Mineralogy, v.31)
- BRANDT NETO, M., BARELLI, N., BARCHA, S.F. & COIMBRA, A.M. Ocorrência de analcima em sedimentos da Formação Adamantina em Macedônia (Estado de São Paulo), uma evidência de hidrotermalismo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., 1987, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG/SP, 1987. v.1, p. 113-121.
- BRANDT NETO, M., YAMAMOTO, J.K., TACHIBANA, J. & MATO, L.F. Sedimentos quaternários associados ao baixo vale do Rio Tietê. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG/SP, 1977, p248-266.

- ÇAGATAY, M.N. Palygorskite in the eocene rocks of the Damman Dome, Saudi Arabian. **Clay and Clay Minerals**, New York., v.38, n.3, p. 9-307, 1990.
- CAMPOS, H.C.S. **Caracterização e cartografia das províncias hidrogeoquímicas do Estado de São Paulo**. 1993. 177f. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CAMPOS, H.C.S. **Contribuição ao estudo hidrogeoquímico do Grupo Bauru no Estado de São Paulo**. 1987. 158f. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CAMPOS, J.O., BLAKE, E.H.T. & ROMANO, O. Arenitos Caiuá: notas sobre as ocorrências. **Geociências**, São Paulo, v.1, p.29-47, 1982.
- CARVALHO, I.G. **Fundamentos da geoquímica dos processos exógenos**. Salvador: Bureau Gráfica e Editora, 1995, 239 p., ilustr.
- CARVALHO, M. Algumas Observações sobre a transmissividade em aquíferos da Formação Bauru. **Revista IG**, São Paulo, v.8, n.1, p.25-35, 1982.
- CASTRO, F.J.C.O. Some remarks on the weathering of mica in topical soils. In: MELFI, A.J.; CARVALHO, A. (Ed.). **Laterization processes**. São Paulo: IAG/USP, 1983, p. 553-560.
- CASTRO, S.C.S., ARID, F.M., SANTOS, C.C.M., SILVA, R.A. & CUNHA, I.P. Contaminação na água subterrânea em São José do Rio Preto (SP) – Contaminação por nitratos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 7., 1992, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ABAS, 1992. p.103-106.
- CELLIGOI, A. & DUARTE, U. Considerações hidroquímicas da Formação Caiuá no Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10., 1998, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 1998. v.1, p. 7.
- CHAHY, A., DUPLAY, J. & LUCAS, J. Analyses of palygorskiite and associated clays from Jbel Rhassoul (Marocco): chemical characteristics and origin of formation. **Clays and Clay Minerals**, New York, v.41, n. 4, p. 401-411, 1993.
- CHANG, H.K.. **Diagenesis and mass transfer in Cretaceous sandstone-shale sequences**. 1993. 338f. Tese (PhD em Geologia Sedimentar) - Northwestern University, Evanston.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. **Episodes**, Ottawa, v.11, p. 194 – 202, 1988.

- CLARK, I.D. & FRITZ, P. **Environmental isotopes in hidrogeology**. New York: Lewis, 1997.
- CLOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Chicago, v.54, n.2, p. 207-250, 1970.
- COELHO, R.O. **Estudo hidroquímico e isotópico do Aqüífero Bauru, Sudoeste do Estado de São Paulo**. 1996. 103f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- COIMBRA, A.M. **Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão, São Paulo**. 1983. 2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- COIMBRA, A.M., COUTINHO, J.M.V., BRANDT NETO, M. & ROCHA, G.A. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba:SBG/Núcleo SP, 1981, v.1., p.324-327.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL - CETESB. **Poluição das águas subterrâneas no Estado de São Paulo: Estudo Preliminar**. São Paulo: CETESB, 1978, 88 p.
- COUTINHO, J.M.C., COIMBRA, A.M., BRANDT NETO, M. & ROCHA, G.A. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., 1982, Buenos Aires. **Anais...** Buenos Aires: editora, 1982. p. 185-195.
- CUSTÓDIO, E. & LLAMAS, M.R. **Hidrologia subterrânea**. Barcelona: Omega, 1983.
- DE ROS, L.F. & CESERO, P. Argila em arenito: bases para a interpretação petrogenética. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v.4, p.1663-1670.
- DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.2, p.894-904.
- DE ROS, L.F., SGARBY, G.N.C. & MORAD, S. Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, Central Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 64, n.4, p. 778-787, 1994.

- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - DAEE. **Caracterização dos recursos hídricos no Estado de São Paulo**, São Paulo: ENCO, 1984. 2v.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - DAEE. **Estudo de águas subterrâneas**: região administrativa 6, Ribeirão Preto – SP, São Paulo: Geopesquisadora – Tahal, 1974. 2v.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - DAEE. **Estudo de águas subterrâneas**: regiões administrativas 7, 8 e 9 Bauru, São José do Rio Preto e Araçatuba – SP, São Paulo: ENCO, 1976. 4v.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - DAEE. **Estudo de águas subterrâneas**: regiões administrativas 10 e 11, Presidente Prudente e Marília – SP, São Paulo: ENCO, 1979. 3v.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - DAEE. **Mapa de isóbatas da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo**, São Paulo: ENCO, 1986.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. Plates tectonics and sandstones compositions. **American Petrology Geologist Bulletin**, Chicago, v.63, n.12, p. 2164-2182, 1979.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUNSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Geological Society of America Bulletin**, Bolder, v.94, p.222-235, 1983.
- DICKINSON, W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa V.40, p.695-707, 1970.
- DOVE, P.M. Kinetic and thermodynamic controls on silica reactivity in weathering environments. In: WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L.M (Ed.). **chemical weathering of silicate minerals**. Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1995. p. 235-290 (Reviews in Mineralogy, v.31).
- ENGLISH, P.M. Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, Central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v.143, p. 219-244, 2001.
- ETCHEBEHERE, M.L.C., SILVA, R.B.de, SAAD, A.R. & RESENDE, A.C.de. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n.2, p. 333-352, 1993.
- FAURE, G. **Principles of isotope geology**. New York: John Wiley, 1986.

- FEITOSA, F.A.C. & MANOEL FILHO, J. (Coord.). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Fortaleza: CPRM; LABHID-UFPE, 1997, 412p.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). In: Academias Brasileiras de Ciências, 1996, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABC, 1996. v.68, n.2.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n.3, p. 164-176, 1994.
- FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema: os grupos Bauru e Caiuá**. 1992. 129f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto Geológico, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FERNANDES, L.A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. 216f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FERNANDES, L.A., COIMBRA, A.M. & BRANDT NETO, M. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do Instituto de Geologia**, São Paulo, v.14, n.2, p. 19-26, 1993.
- FERNANDES, L.A., COIMBRA, A.M., BRANDT NETO, M. & GESICKI, A.L.D. Argilominerais do Grupo Caiuá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n.2, p.90-96, 1994.
- FERREIRA, F.J.F. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Geologia da Bacia do Paraná, reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos**. São Paulo, 1982. p. 143-166 (Publicações Especiais, n. 1217).
- FLETCHER, P. **Chemical thermodynamics for earth scientists**. 2nd edition, New York: John Wiley, 1993, 464p.
- FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's, 1968. 182p.
- FORMOSO, M.L.L. Difractometria de raios X. In: GOMES, C.B. (Ed.). **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. São Paulo: Secretaria do Estado da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia; Edgard Blücher, 1985. p. 01-43.
- FRANÇA, A.B. Porosidade secundária nos arenitos das formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 14, n.1, p.35-46, 1984.

- FRESENIUS, W., QUENTIN, K.E. & SCHNEIDER, W. **Water analysis** – a practical guide to physico-chemical, chemical and microbiological water examination and quality assurance. New York: Springer-Verlag, 1987. 804p.
- FRITZ, P. & FONTES, J.C. **Handbook of environmental isotope geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1980. 543p. v.1 (The Terrestrial Environment, A.).
- FRITZ, P. & FONTES, J.C. **Handbook of environmental isotope geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1980. 528p. v.3 (The Marine Environment, A.).
- FULFARO, V.J. **A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo Trend Surface Analysis**. São Carlos: EESC/USP, 1971. 112p. (Geologia, n. 14).
- FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V. & VIANA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Geologia da Bacia do Paraná, reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos**. São Paulo, 1982. p.75-116 (Publicações Especiais, no. 1217).
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. **Solutions, minerals and equilibria**. New York: Harper & Row, 1965. 450p.
- GAZZI, P. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazione com il flysch di Monghidoro. In: Mineralogie et petrographie. v.16, 1996, Zurich. **Actas...** Zurich: Leemann, 1996. p. 69-97.
- GODOY, M.C.T.F. **Estudo hidrogeológico das zonas não saturada e saturada da Formação Adamantina em Presidente Prudente, Estado de São Paulo**. 1999. 156f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HITCHON, B., PERKINS, E.H. & GUNTER, W.D. **Introduction to Ground Water Geochemistry**. Alberta: Geoscience, 1999.
- HUBERT, J.F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v.32, n.03, p.440-450, 1962.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - IPT. **Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos**., São Paulo, 1982. 1 mapa (Publicação IPT, n. 1217).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - IPT. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1981. Escala 1:500.000.

- JAMES, A.T. & BAKER, D.R.. Oxygen isotope exchange between illite and water at 22° C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 40, p. 235-239, 1976.
- JONES, B.F. & GALAN, E. Sepiolite and palygorskite. In: BAILEY, S.W. (Ed.). **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)**. Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1988. p. 631 – 674, 1988 (Reviews in Mineralogy, v. 19).
- KATTAN, Z. Chemical and environmental isotope study of the fissured basaltic aquifer system of the Yamouk Basin (Syria Arab Republic). In: Symposium on isotopes in water resources management, 1995, Viena. **Proceedings...** Viena:, p. 3-28, 1995.
- KHARAKA, Y.K. & BARNES, I. **SOLMINEQ**: solution-mineral equilibrium computations. New York: United State Geological Survey Computer Contributions, 1988.
- KLEIN, C. & HURLBUT JR., C. S. **Manual of mineralogy**. 21th. New York: John Wiley, 1993. 681p.
- KLEIN, C.. **Mineral Science**. 22nd New York: John Wiley, 1993. 640p.
- LANDIM, P.M.B. & SOARES, P.C. Estratigrafia da Formação Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., , 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976, v.2, p.195-206.
- LEINZ, V. & SALLENTIEN, B.. Água subterrânea no Estado de São Paulo e regiões limítrofes. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 11, n.1, p. 27-36, 1962.
- LEPSCH, I. F., MONIZ, A. C. & ROTTA, C. L. Evolução mineralógica de solos derivados da Formação Bauru em Echaporã, São Paulo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v. 1, p. 38-43, 1977.
- MELO, M.S., STEIN, D.P. & ALMEIDA, M.A. Aspectos litoestratigráficos do Grupo Bauru. In: ENCONTRO DE GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA, 1982, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG/ABAS, 1982, nº 9, p. 01-19.
- MEZZALIRA, S. Aspectos paleoecológicos da Formação Bauru. In: MESA REDONDA “A Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes Coletânea de trabalhos e debates”, 1980, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1980, p. 01-09 (Public. Especial, n. 7).
- MEZZALIRA, S., SALATI, E. MATSUI, E., BOTELHO, E.F. & VIEIRA, P.C. Contribuição geoquímica ao estudo das águas da Formação Bauru na Bacia do Rio São José dos Dourados, SP. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1979, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro:ABC, 1979, v. 51, n.4, p. 677-693.

- MIALL, A **Principles of sedimentary basin analysis**. New York: Springer-Verlag, 1984. 490 p.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS JR., R.C.. **X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals**. 2th ed., Oxford: Oxford University Press, 1997. 378p.
- MORAD, S. **Diagenesis of clastic sedimentary rocks**. Uppsala: Department of Mineralogy and Petrology, Institute of Geology, Uppsala University, 1991. 287p..
- MORAES, M.A.S. & DE ROS, L.F. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 2, n.1, p. 13-26, 1988.
- MOREIRA-NODERMANN, I. M. & REBOUÇAS, A.C. Comportamento geoquímico de íons em águas de chuva e subterrânea. CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4., 1986. **Anais...** ABAS, 1986, p. 221 – 236.
- MORSE, J. W. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. In: REEDER, R.J. (Ed.). **Carbonates: mineralogy and chemistry**., 2th ed., Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1990 (Reviews in Mineralogy, v.11).
- NAGY, K.L. Dissolution and precipitation kinetics of sheet silicates. In: WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L.M (Ed.). **Chemical weathering of silicate minerals**. Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1995 (Reviews in Mineralogy, v.31).
- NÓBREGA, C.A. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) em geotecnia: novas perspectivas de utilização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 9., 1999, São Paulo. **Anais...** São Paulo:ABGE, 1999.
- O'NEIL, J.R. & KHARAKA, Y.K.. Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 40, p. 241-246, 1976.
- PARKHURST, D.L., THORSTEIN, D. & PLUMER, N.L. **PHREEQE – a computer program for geochemical calculations**. USGS, Denver: USGS, 1990.
- PERKINS, E.H., GUNTER, W.D. & NESBITT, W. **SOLMINEQ.88 PC/SHELL**. user manual, version 0.85. Edmonton: OSHR, 1988.
- PIPER, A. M. A Graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Reprinted: **American Geophysical Union Transactions**, v.25, p. 914-923, 1944.

- POWERS, M.C. A news roudness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v.23, n.02, p.117-119, 1953.
- PRUDÊNCIO, M.I., SEQUEIRA BRAGA, M.I., PAQUET, H., WAERENBORGH, J.C., PEREIRA, L.C.J. & GOUVEIA, M.A. **Clay mineral assemnblages in weathered basalt profiles from Central and Southern Portugal: Climatic Significance**. *Catena* 49, p. 77-89, 2002.
- RIBEIRO, D.T.P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n.1, p. 7-12, mar, 2001.
- RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste brasileiro**. 1989. 256f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- RICCOMINI, C. Tectônica da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v.5, p. 369-371.
- RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. 100f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- RICCOMINI, C., GIMENEZ FILHO, A., STEIN, D.P., ALMEIDA, F.F.M., PIRES NETO, A.G., DEHIRA, L.K., MELO, M.S.de, BRAGA, T.deO. & PONÇANO, W.L. Características da porção basal da Formação Caiuá no Noroeste do Paraná. In Simpósio Regional de Geologia, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG/SP, 1981, v. 2, p. 34-48.
- ROCHA, G.A. & FERRER JORBA, J. **Manual de operação e manutenção de poços**. São Paulo: DAEE, 1980.
- ROCHA, G.A. Riscos de poluição das águas subterrâneas no Estado de São Paulo. In: REUNIÃO DO COMITÊ DE PROGRAMA DE PREVENÇÃO E CONTROLE DE CONTAMINAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2., 1986, Cidade do México. **Atas...** Cidade do México: CEPIS, 1986, 30p (boletim informativo).
- ROCHA, G.A., BERTACHINI, C., CAMPOS, H.C.N.S. & CAIXETA, J.B. Tentativa de zoneamento das características hidráulicas e hidroquímicas do Aquífero Bauru. In: ENCONTRO DE GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA: O Grupo Bauru no Estado de São Paulo, 1., São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG/ABAS, 1982.

- ROCHA, G.A., GIANCURSI, F.D., PERRONI, J.C.A., SOBREIRO NETO, A.F., BERTACHINI, A.C., CORREA, W.A.G., CAMPOS, H.C.N.S., DIOGO, A., ROSA, R.B.G.S. & CASTRO, C.G.J. Hidrogeologia das bacias dos rios Aguapeí, Peixe e Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG, 1979, v.2, p. 85-100.
- SAAD, A.R., CAMPANHA, V.A., CABRAL JR., M., ETCHEBEHERE, M.L.C. & PULEGHINI FILHO, P. Cenários do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém:SBG, 1988, v.2, p. 894-904.
- SALAMUNI, K., LANDIM, P.M.B., SLONGO, T.T., SOBREIRO NETO, A.F. & PAIVA FILHO, A. Observações sobre o ambiente de deposição da Formação Caiuá no Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1981, v.2, p. 25-33.
- SANCHEZ, C. & GALÁN, E. A Approach to the genesis of palygorskite and associated clay minerals in the Pleistocene Calcretes Complex, Sde Boqer, Negev Desert. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 31, n.3, p. 183-202, 1995.
- SANTORO, J. & MASSOLI, M. Mapa de contorno estrutural do topo do basalto subjacente ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. **Revista IG**, São Paulo, v. 6, n.1/2, p. 39-44, 1985.
- SCHMIDT, V. & McDONALD., D.A. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P.A.; SCHLUNGER, P.R. (Ed.). **Aspects of Diagenesis**. Tulsa: SEPM, 1979. p.209-226 (Special Publication).
- SCHOLLE, P.A. **A colour illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks**. Tulsa: ASPG, 1979, 201p.
- SHELTON, J.W. Authigenic kaolinite in sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v.4, n. 1, p.102-111, march, 1964.
- SHEPPARD, S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H.P.; O`NEIL, J.R. (Ed.). **Stable isotopes in high temperature geological processes**. Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1986. p. 165-183 (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- SIEGENTHALER, U. Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle In: JAGER, E.; HUNZIKER, J.C., 1979. **Lectures in isotope geology**. New York: Springer-Verlag, 1979. 329 p.

- SILVA, R.B., ETCHEBEHERE, M.L.C. & SAAD, A.R. Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro. **Boletim...** Rio Claro: UNESP, 1994. p. 85-89.
- SINELI, O. **Química das águas subterrâneas:** aplicação às águas subterrâneas do Brasil meridional. 1979. 130f. Tese (Livre Docência em Geologia) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SINELLI, O. Contribuição ao estudo das argilas da Bacia do Paraná na Região Sudeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG/UNESP, 1979, v.1, p. 243-256.
- SINELLI, O. **Geologia e Água subterrânea no município de Ribeirão Preto e adjacências.** 1970. 116f. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SINELLI, O. Vulnerabilidade dos aquíferos subterrâneos na Região NNE do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.7, p. 89-98.
- SINGER, A., KIRSTEN, W. & BÜCHMANN, C.. Fibrous clay minerals in the soils of Namaqualand, South Africa: Characteristics and Formation. **Geoderma: An International Journal of Soil Science**, Amsterdam, v. 66, p. 43-70, 1995.
- SOARES, P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná:** controles. 1991. 148f. Tese (Professor Titular) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. & SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.10, p. 177-185, 1980.
- SOMBRA, C.L. & CHANG, H.K. Burial history and porosity evolution of Brazilian Upper Jurassic to Tertiary sandstone reservoirs. **American Association Of Petroleum Geologists**, Menasha, p 79-89, 1997 (Memoir, 69).
- SOUZA, A., LEITE, C.R., BRANDT NETO, M., CORREIA, C.J. & COIMBRA, A.M. Ocorrência de Rochas Intrusivas no Grupo Bauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, p. 816-817.
- STIFF, H. A. Jr. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. Reprinted: **Journal of Petroleum Technology**, Oxford, v.3, n. 10, p. 15-16, 1951.

- STUMM, W. & MORGAN, J.J. **Aquatic chemistry**: an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. New York: Wiley Interscience, 1970. 583 p.
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. Nota sobre a ocorrência de attapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978, v.3, p. 1170-1179.
- SUGUIO, K., FÚLFARO, V.J., AMARAL, G. & GUIDORZI, L.A. Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1977, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1977, p. 231-247.
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: Petrology and Geological Significance. **Boletim. IG**, São Paulo, v.14, p. 31-47, 1983a.
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. Significado paleoambiental de estrutura "boudinóide" e outras feições presentes na Seção Tipo da Formação Santo Anastácio do Grupo Bauru, Estado de São Paulo. **Boletim IG**, São Paulo, v.14, p. 49-54, 1983b.
- SWART, S.W. **Climate change in continental isotopic records**. Washington: AGU, 1993. 374 p. (Geophysical monography, 78).
- SZIKSZAY, M. Avaliação da qualidade das águas subterrâneas: uma metodologia aplicada nas regiões do Vale do Paraíba e Ribeirão Preto – Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 2, p. 26 – 32, 1980.
- SZIKSZAY, M. Geoquímica das águas. **Boletim IG**, São Paulo, 1993. 166 p. (Série Didática, 5).
- SZIKSZAY, M., TEISSEDE, J.M. & BARNER, V. Geochemical and isotopic characteristics of springs and groundwater in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Hydrology**, New York, v. 54, p. 23-32, 1981.
- TRESSOLDI, M., COSTA, S.M.K.M. & VICENZO JR., M.C. de. Alguns aspectos hidrogeológicos de arenito Caiuá das Fundações da Barragem de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., 1990, Salvador. **Anais...** Salvador: ABGE/ABMS, v.1, p. 97-106.
- TUCKER, M.E. **Sedimentary petrology**: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2th ed., Oxford: Blackwell, 1991. 260 p.

- UNGERER, P. *et al.* Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat-transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. **The American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, Chicago, v. 74, p309–335, 1990.
- VELDE, B. **Introduction to clay minerals: Chemistry, origins, uses and environmental significance**. London: Chapman & Hall, 1992. 198 p.
- VIDAL, A.C. **Caracterização hidrogeoquímica dos compartimentos estruturais da Bacia Taubaté**. 1997. 101f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, UNICAMP.
- VIDAL, A.C. **Estudo hidrogeológico do Aquífero Tubarão no Estado de São Paulo**. 2002. 109f. IGCE, UNESP, Campus Rio Claro, Tese de Doutorado, 109 p., 2002.
- WALKER, T.R., WAUGH, B. & GRONE, A.J. Diagenesis in first-cycle desert alluvion of cenozoic age, Southwestern United States and NorthWestern Mexico. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 89, p.19-32, 1978.
- WATTS, N.L. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. **Sedimentology**. Oxford, v. 27, n. 6, p.661-686, 1980.
- WHITE, A. F. Chemical weathering rates in silicate minerals. In: WHITE, A.F & BRANTLEY, S.L. (Ed.) **Chemical weathering of silicate minerals**. Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1995. 583p (Reviews in Mineralogy, v.31).
- WHITE, A.F. & BRANTLEY, S.L.. **Chemical weathering rates of silicate minerals: An overview**. In: WHITE, A.F. & BRANTLEY, S.L.m (ed.). **Chemical weathering of silicate minerals**, Blacksburg: Mineralogical Society of América, 1995., p. 01-21 (Reviews in Mineralogy, v.31).
- WIESER, M.E. & BRAND, W.A. **Isotope studies using mass spectrometry**, Amsterdam: Elsevier, 1999. p. 1072-1086.
- WU, F.T. **Minerais pesados das seqüências arenosas Paleozóica e Mesozóica no Centro-Leste do Estado de São Paulo**. 1981. 78f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- WU, F.T. **Proveniência das rochas arenosas do Subgrupo Itararé no Sul do Estado de São Paulo**. 1989. 165f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.