



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**O SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE GOIÁS:
DISTRIBUIÇÃO, CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA,
HIDROQUÍMICA, COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA E CFCs**

LUIZ ANTÔNIO DE OLIVEIRA

TESE DE DOUTORADO N° 098

Orientador

JOSÉ ELÓI GUIMARÃES CAMPOS

Brasília - DF

2009

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Localização da área de estudos	4
1.3. Justificativa.....	8
1.4. Objetivo.....	9

CAPÍTULO II

REFERENCIAIS TEÓRICOS	11
2.1. Isótopos como traçadores naturais	11
2.2. Isótopos em águas subterrâneas	12
2.2.1. Isótopos presentes nas moléculas de água	13
2.2.2. Oxigênio.....	14
2.2.3. Deutério	15
2.2.4. Carbono.....	16
2.2.5. Clorofluorcarbonos – CFCs	20
2.3. Série Carbonática	22
2.3.1. Atividade iônica.....	27
2.3.2 Reações de Equilíbrio	27
2.3.3. Parâmetros físico-químicos.....	29
2.4. Sistema Aquífero Guarani	31
2.4.1. Detalhamento das Formações Pirambóia e Botucatu.....	35
2.4.2. Hidroquímica	36
2.4.3. Aspectos hidrodinâmicos do aquífero.....	39
2.4.4. Sistemas de Fluxos.....	40
2.4.5. Aspectos Estruturais.....	41
2.4.6. Hidrotermalismo	43
2.5. Geologia Regional - Bacia Sedimentar do Paraná	45
2.5.1. Grupo Itararé - Formação Aquidauana	47
2.5.2. Grupo Passa Dois - Formação Irati.....	48
2.5.3. Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí.....	48
2.5.4. Grupo São Bento - Formação Botucatu	49
2.5.5. Grupo São Bento - Formação Serra Geral	49
2.5.6. Grupo Bauru	49
2.5.7. Formação Cachoeirinha	50



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**O SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE GOIÁS:
DISTRIBUIÇÃO, CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA,
HIDROQUÍMICA, COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA E CFCs**

LUIZ ANTÔNIO DE OLIVEIRA

TESE DE DOUTORADO N°098

Orientador

JOSÉ ELÓI GUIMARÃES CAMPOS

Banca Examinadora

José Elói Guimarães Campos - UnB

Ernani Francisco da Rosa Filho - UFPR

Joana Angélica Guimarães da Luz - UFBA-Barreiras

Geraldo Resende Boaventura - UnB

Roberto Ventura dos Santos - UnB

Brasília - DF

2009

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a toda minha família, meus amigos e todos aqueles que me acompanharam nessa caminhada.

“A Ciência lhe foi dada para o seu adiantamento em todos os campos, mas ele não pode ultrapassar os limites fixados por DEUS”.

Livro dos Espíritos

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à minha família e aos meus amigos, pela paciência, pelo incentivo e pelo carinho.

Agradecimento especial ao Prof. José Elói, não só pela orientação e comprometimento para com esse trabalho, mas principalmente pelo seu profissionalismo e amizade.

Aos professores integrantes do exame de qualificação e dos outros dois comitês de acompanhamento da tese: Carlos José Souza Alvarenga, Carlos Tadeu Nascimento, Roberto Ventura dos Santos e Detlef Hans Gert Walde, pelas colaborações e sugestões.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ, pela concessão de auxílio pesquisa pelo processo 474453/2006-5, que financiou parte dos custos do projeto.

Aos técnicos dos laboratórios de Geoquímica e de Isótopos do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

As empresas Perdigão Industrial de Mineiros, na pessoa do Agrônomo Marcos, pelas autorizações e acompanhamento nas coletas de águas nas granjas.

Aos proprietários das granjas integradas com a Perdigão pela autorização das coletas nas respectivas propriedades

As usinas sucroalcoleiras São Francisco e Boa Vista pela colaboração e cessão de dados.

As empresas Zamonaro Poços e Aquatec pela concessão de dados.

Ao Sr. Akira, proprietário da Pousada do Akira, pela permissão das coletas de água em seu estabelecimento.

Aos proprietários dos clubes Thermas Dourada, Thermas Bonssucesso de Jataí e Clube Thermas Medicinal de Cachoeira Dourada de Minas.

Ao Sr. João Batista, perfurador de poços, residente na cidade de Cachoeira Dourada/MG.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS	51
3.1. Geologia	52
3.2. Hidroquímica.....	52
3.2.1. Parâmetros físico-químicos.....	53
3.2.2. Amostragem e coleta de águas destinadas às análises químicas.....	54
3.3. Amostragem e coleta das águas destinadas às análises de isótopos.....	55
3.3.1. Isótopos estáveis de oxigênio ¹⁸ e deutério.....	56
3.3.2. Carbono 13.....	56
3.3.3. Radiocarbono	56
3.3.4. Clorofluorcarbonos - CFCs.....	63
3.4. Hidrogeologia.....	66
3.5. Parâmetros hidrogeológicos	71
3.5.1. Hidráulica de poços, métodos de interpretação	72

CAPÍTULO IV

HIDROGEOLOGIA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI EM GOIÁS	76
4.1. Geologia Local	76
4.1.1. Grupo Itararé - Formação Aquidauana	76
4.1.2. Grupo Passa Dois - Formação Irati.....	79
4.1.3. Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí.....	80
4.1.4. Grupo São Bento - Formação Botucatu	81
4.1.5. Grupo São Bento - Formação Serra Geral	87
4.1.6. Grupo Bauru	89
4.1.7. Província Alcalina de Goiás - PAGO	92
4.1.8. Formação Cachoeirinha - Terciário	92
4.2. Definição do Sistema Aquífero Guarani em Goiás.....	94
4.2.1. Zona aflorante	94
4.2.2. Zona confinada.....	99
4.2.3. Comportamento estrutural do aquífero	104
4.2.4. Limites	108
4.2.5. Tectônica.....	110
4.2.6. Parâmetros hidrodinâmicos.....	111
4.2.7. Parâmetros hidráulicos dos poços que interceptam o SAG	113
4.2.8. Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram aquífero misto: Cenozóico/SAG.....	114
4.2.9. Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram aquífero misto: SAG/Corumbataí/Irati.....	115
4.2.10. Parâmetros hidráulicos dos poços da zona confinada.....	117

CAPÍTULO V

HIDROQUÍMICA, ISÓTOPOS E CFCs	119
5.1. Qualidade dos dados de hidroquímica.....	119
5.2. Parâmetros físico-químicos	121
5.2.1. Valores de pH.	123
5.2.2. Potencial de Oxi-redução.....	124
5.2.3. Sólidos Totais Dissolvidos - STD e Condutividade Elétrica - CE.....	125
5.2.4. Temperatura.....	126
5.3. Atividade iônica	127
5.3.1. Análise Comparativa das Amostras.....	138
5.4. Reações de equilíbrio	139
5.4.1. Análise Comparativa do Comportamento das Reações de Equilíbrio	144
5.5. Razões iônicas.....	144
5.5.1. Análise integrada das razões iônicas de todas as amostras.....	147
5.6. Classificação das Águas	147
5.7. Isótopos estáveis de ² H e ¹⁸ O	150
5.8. Clorofluorcarbonos - CFCs	153
5.9. Isótopos de ¹³ C / ¹² C.....	157
5.10. Radioisótopos.....	159
5.11. Padrão de fluxos.....	161
CAPÍTULO VI	
CONDIÇÕES DE CIRCULAÇÃO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE GOIÁS.....	163
6.1. Modelos conceituais de fluxo.....	163
6.1.1. Aquífero livre intergranular	164
6.1.2. Aquífero livre de dupla porosidade.....	165
6.1.3. Aquífero totalmente confinado	167
6.1.4. Aquífero semiconfinado sem contribuição de água de armazenamento do aquitarde	168
6.1.5. Aquífero confinado com contribuição de água armazenada no aquitarde	170
6.2. Análise integrada.....	172
CAPÍTULO VII	
CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	173
REFERÊNCIAS	177
ANEXOS.....	189

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudos.....	5
Figura 1.2 - Mapa de localização com articulação das cartas abrangidas, escala 1:250.000.....	6
Figura 1.3 - Mapa comparando a área de estudos original e a área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani.....	7

CAPÍTULO II

Figura 2.1 - Variações das espécies carbonatadas em função do pH.....	23
Figura 2.2 - Arcabouço estrutural regional da Bacia do Paraná.	43
Figura 2.3 - Mapa de localização da Bacia Sedimentar do Paraná.....	45

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - Mapa de localização dos pontos de coleta de água destinadas às análises hidroquímicas..	54
Figura 3.2a - Tambor plástico.	58
Figura 3.2b - Bombona plástica (tipo garrafão).....	58
Figura 3.3a - Água preenche o interior da bombona.....	59
Figura 3.3b - Água transborda para fora da bombona plástica e preenche o tambor.....	59
Figura 3.3c - Com a bombona plástica ainda submersa, colocar a tampa rosqueável.	59
Figura 3.4a - Coleta de água com a garrafa submersa no tambor.....	59
Figura 3.4b - Garrafa com a tampa rosqueável.....	59
Figura 3.5a - Posição inicial.....	61
Figura 3.5b - Adicionar NaOH.	61
Figura 3.5c - Colocar a tampa rosqueável.....	61
Figura 3.6a - Elevando a bombona até o nível da água no tambor.....	62
Figura 3.6b - Adicionando o cloreto de bário.	62
Figura 3.6c - Registro de PVC acoplado à boca da Bombona (válvula posição fechado).....	62
Figura 3.7a - Bombona plástica posicionada sobre o suporte de metal.	63
Figura 3.7b - Garrafa (contendo água da amostra) sendo acoplada à saída do registro.....	63
Figura 3.7c - Abertura da válvula do registro. Precipitado (branco) adentrando a garrafa.	63
Figura 3.8 - Detalhe da garrafa submersa no interior do balde. Garrafa não tem contato com o ar atmosférico.....	65
Figura 3.9 - Garrafa de vidro, que está recebendo a água a ser amostrada, submersa no interior balde de plástico.....	65
Figura 3.10 - Garrafas de vidro utilizadas na coleta.....	66

Figura 3.11 - Detalhe da mangueira preta de polietileno duro, própria para coleta de águas destinadas às análises de CFCs, inserida na mangueira transparente.	66
Figura 3.12 - Mapa de localização dos pontos de coleta de água destinadas às análises hidroquímicas	67
Figura 3.13 - Obtenção experimental da Lei de Darcy.	72
CAPÍTULO IV	
Figura 4.1 - Mapa de Geologia. Modificado de ANEEL (2000).	77
Figura 4.2 - Carta estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná na área de estudos. Modificado de Milani <i>et al.</i> (1994).	78
Figura 4.3 - Calcário da Formação Irati. Montividiu/GO.	80
Figura 4.4 - Calcário da Formação Irati (base); intercalação de folhelhos escuros (topo). Perolândia/GO.	80
Figura 4.5 - Afloramento de pelito da Formação Corumbataí em no município de Mineiros/GO.	81
Figura 4.6 - Arenito cinza da Formação Corumbataí em afloramento no município de Mineiros/GO.	81
Figura 4.7 - Afloramento dos arenitos da Formação Botucatu em Jataí/GO.	82
Figura 4.8 - Vista panorâmica de afloramento da Formação Botucatu em Mineiros. Arenitos silicificados que sustentam o relevo regional em padrão ruineforme.	82
Figura 4.9 - Arenito vermelho da Formação Botucatu. Jataí/GO. Notar a laminação formada por depósitos de queda de grãos.	83
Figura 4.10 - Arenito da Formação Botucatu, exibindo estratificação cruzada de grande porte e bimodalidade granulométrica (presente na laminação que marca o conjunto de estratos menores).	83
Figura 4.11 - Arenito da Formação Botucatu. Detalhe de fechamento de <i>sets</i> de estratos cruzados de grande porte.	84
Figura 4.12 - Erosão em arenitos da Formação Botucatu.	84
Figura 4.13 - Erosão em arenitos da Formação Botucatu, corte da rodovia BR-060.	85
Figura 4.14 - Relevo com <i>hog backs</i> e <i>cuestas</i> na área de afloramento da região de Mineiros/GO.	85
Figura 4.15 - Formas de relevo mantidas por arenitos silicificados, região de Mineiros/GO.	86
Figura 4.16 - Arenito silicificado. Área de afloramento em Mineiros/GO.	86
Figura 4.17 - Basalto fraturado. Região de Jataí/GO.	88
Figura 4.18 - Pedreira de basalto em Jataí/GO.	88
Figura 4.19 - Sequência de cachoeiras em basalto. Rio Claro, região de Itaguassu/GO.	88
Figura 4.20 - Residuais Formação Marília. Itarumã/GO.	90
Figura 4.21 - Residuais Formação Marília. Cachoeira Alta/GO.	91
Figura 4.22 - Arenito vermelho do Grupo Bauru em afloramento representativo na região de Itajá/GO.	91
Figura 4.23- Conglomerados intercalados por níveis de seixos com cimento carbonático.	91

Figura 4.24 - Latossolo da Formação Cachoeirinha. Município de Mineiros/GO.	93
Figura 4.25 - Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani em Goiás.	94
Figura 4.26 - Áreas de afloramento do Sistema Aquífero Guarani em Goiás (1 - região de Mineiros; 2 - região de Jataí, e 3 - região de Aporé).	95
Figura 4.27 - Mapa e perfil geológico C - C', zona aflorante da região de Mineiros, englobando os municípios de Santa Rita do Araguaia, Mineiros e Serranópolis.	97
Figura 4.28 - Mapa geológico e bloco diagrama do Sistema Aquífero Guarani na região de Jataí.....	98
Figura 4.29 - Posicionamento das porções confinadas em relação a Depressão Tectônica Associada ao Lineamento do Rio Paranaíba (DTRP) e principais estruturas de controle.	99
Figura 4.30 - Mapa de localização e bloco diagrama do perfil geológico entre as Usinas São Francisco e Boa Vista- região de Quirinópolis.....	101
Figura 4.31 - Mapa e perfil geológico F - F' com destaque para a posição dos poços de Itajá e Lagoa Santa.....	102
Figura 4.32 - Mapa e perfil geológico D - D' com destaque para a posição dos poços das regiões de Quirinópolis, Cachoeira Dourada e Itumbiara.	103
Figura 4.33 - Mapa e perfil geológico A - A'	105
Figura 4.34 - Mapa e perfil geológico B - B'.....	106
Figura 4.35 - Mapa de comportamento estrutural das cotas de topo do Sistema Aquífero Guarani em Goiás.	107
Figura 4.36 - Mapa de isópacas do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.	108
Figura 4.37 - Perfis e mapa de localização dos poços, cujos dados definiram o limite confinado do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.	109
Figura 4.38 - Poços contendo dados de parâmetros hidráulicos.....	112
Figura 4.39 - Comportamento do armazenamento específico (S) e vazão (Q) dos poços em função da espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani.....	117
Figura 4.40 - Comportamento da transmissividade (T) e condutividade hidráulica (K) dos poços em função da espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani.	117
Figura 4.41 - Curva de rebaixamento <i>versus</i> tempo construída à partir do ensaio de bombemaneto em relação à curva padrão de Theis.....	118
CAPÍTULO V	
Figura 5.1 - Mapa de localização dos pontos de amostragem de água.	119
Figura 5.2 - Comparação de valores de pH entre as zonas aflorante e confinada.	123
Figura 5.3 - Comportamento dos valores de potencial de óxido redução (ORP).	125
Figura 5.4 - Distribuição das temperaturas das águas.....	127
Figura 5.5 - Correlação entre temperatura da água e profundidade do topo do aquífero.	127

Figura 5.6 - Comparativo dos coeficientes de atividade dos íons das amostras da Região de Mineiros.	131
Figura 5.7 - Comparativo dos coeficientes de atividade dos íons das amostras de Jataí.	132
Figura 5.8 - Comparativo dos coeficientes de atividade das amostras da região de Lagoa Santa.	134
Figura 5.9 - Coeficientes de atividade dos íons das amostras da região de Quirinópolis.	135
Figura 5.10 - Poços da Região de Cachoeira Dourada.	137
Figura 5.11 - Coeficientes de atividade dos íons das amostras da região de Cachoeira Dourada.	138
Figura 5.12 - Diagrama de Piper para as águas exclusivas do SAG.	148
Figura 5.13 - Diagrama de Piper para as águas de mistura.	149
Figura 5.14 - Relação dos desvios de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ das águas amostradas e das águas meteóricas de Brasília.	152
Figura 5.15 - Distribuição dos valores de concentrações (pptv) de CFC11 e CFC12 no ar atmosférico da América do Sul, desde as primeiras emissões no final da década de 40 aos dias atuais.	154
Figura 5.16 - Comparativo dos desvios dos valores de CFC11/CFC12 medidos nas águas amostradas em relação ao padrão atmosférico.	156
Figura 5.17 - Análise integrada dos pares de valores de CFC11 e CFC12 das águas amostradas, comparados com a curva de entrada para recarga na América do Sul.	157
Figura 5.18 - Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.	162
CAPÍTULO VI	
Figura 6.1 - Modelo conceitual do tipo aquífero intergranular livre. a) espessura máxima de 20 metros, b) espessura variando de 20 a 120 metros, c) espessura até 80 metros com descontinuidade lateral, d) espessura inferior a 40 metros, e) espessura superior a 200 m.	165
Figura 6.2 - Modelo Conceitual de aquífero livre de dupla porosidade.	166
Figura 6.3 - Modelo conceitual de aquífero totalmente confinado. a) espessura entre 500 e 900 metros, e b) espessura entre 40 e 250 metros.	167
Figura 6.4 - Modelo de aquífero semiconfinado sem contribuição de águas armazenada no aquífero. O gotejamento se dá a partir de áreas em que os basaltos se encontram mais fraturados. a) espessura inferior a 80 metros, b) espessura inferior a 400 metros, c) espessura entre 100 e 300 metros.	169
Figura 6.5 - Representação esquemática de aquífero semiconfinado com contribuição de água armazenada no aquífero. A drenança vertical se dá a partir de zonas de falhas e fraturas associadas. a) espessura inferior a 80 metros, b) espessura entre 400 e 800 metros, c) espessura entre 100 e 250 metros.	170

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

Tabela 2.1 - Isótopos estáveis ambientais e os respectivos padrões de referência.....	11
Tabela 2.2 - Abundância natural dos isótopos de hidrogênio e oxigênio	13
Tabela 2.3 - Constituintes inorgânicos que podem estar dissolvidos na água subterrânea.....	25
Tabela 2.4 - Relação PAI/ K.	29

CAPÍTULO III

Tabela 3.1 - Localização dos poços de amostragem para hidroquímica.....	55
Tabela 3.2 - Localização dos pontos de amostragem de água para determinação de ^{14}C	57
Tabela 3.3 - Localização dos poços onde foram amostradas águas para análises de CFCs.....	64
Tabela 3.4 - Cadastro de poços.	70

CAPÍTULO IV

Tabela 4.1 - Poços submetidos a testes de bombeamento.....	113
Tabela 4.2 - Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram apenas o SAG na porção livre do aquífero.....	114
Tabela 4.3 - Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram apenas o Sistema Aquífero Guarani e os materiais cenozóicos sobrepostos.	115
Tabela 4.4 - Parâmetros hidráulicos dos poços que interceptam o SAG mais as unidades permianas sotopostas.....	116

CAPÍTULO V

Tabela 5.1 - Erro máximo permitido em relação à condutividade elétrica.	120
Tabela 5.2 - Balanço iônico das águas amostradas	121
Tabela 5.3 - Parâmetros físico-químicos determinados em campo.....	122
Tabela 5.4 - Temperatura e força iônica das amostras da região de Mineiros.....	129
Tabela 5.5 - Atividade dos íons das amostras da região de Mineiros.....	130
Tabela 5.6 - Temperatura e força iônica das amostras de Jataí.....	132
Tabela 5.7 - Atividade dos íons das amostras de Jataí.....	132
Tabela 5.8 - Temperatura e força iônica das amostras da região de Lagoa Santa.	133
Tabela 5.9 - Atividade dos íons das amostras da região de Lagoa Santa.....	133
Tabela 5.10 - Temperatura e força iônica das amostras SF1, SF2 e BV1.....	134
Tabela 5.11 - Atividade dos íons das amostras da região de Quirinópolis.....	135
Tabela 5.12 - Temperatura e força iônica das águas da região de Cachoeira Dourada.	136
Tabela 5.13 - Atividade dos íons das águas da região de Cachoeira Dourada.....	136
Tabela 5.14 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.....	141
Tabela 5.15 - Relação PAI/ K das amostras de Jataí.....	141

Tabela 5.16 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.....	142
Tabela 5.17 - Relação PAI/ K das amostras da região de Quirinópolis.....	142
Tabela 5.18 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.....	143
Tabela 5.19 - Razões iônicas das amostras da região de Mineiros.....	145
Tabela 5.20 - Razões iônicas das amostras da região de Jataí.....	145
Tabela 5.21 - Razões iônicas das amostras da região Lagoa Santa.....	145
Tabela 5.22 - Razões iônicas das amostras da região de Quirinópolis.....	146
Tabela 5.23 - Razões iônicas das amostras da região de Cachoeira Dourada.....	146
Tabela 5.24 - Localização dos poços de amostragem para hidroquímica.....	151
Tabela 5.25 - Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$	152
Tabela 5.26 - Parâmetros utilizados na calibração dos resultados da concentração de CFCs das águas analisadas.....	155
Tabela 5.27 - Resultados das medidas de concentração de CFCs das águas analisadas.....	155
Tabela 5.28 - Resultados de $\delta^{13}\text{C}$	158
Tabela 5.29 - Resultados das medidas de concentração de ^{14}C das águas analisadas.....	160

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1	14
Equação 2	15
Equação 3	15
Equação 4	17
Equação 5	17
Equação 6	19
Equação 7	26
Equação 8	26
Equação 9	26
Equação 10	27
Equação 11	28
Equação 12	28
Equação 13	28
Equação 14	29
Equação 15	72
Equação 16	73
Equação 17	73
Equação 18	73
Equação 19	73
Equação 20	74
Equação 21	74
Equação 22	74
Equação 23	74
Equação 24	120
Equação 25	128
Equação 26	128
Equação 27	128
Equação 28	128
Equação 29	128
Equação 30	128
Equação 31	128
Equação 32	151

RESUMO

No estado de Goiás o Sistema Aquífero Guarani – SAG ocupa uma área de 44.000 km², deste total, 35.138 km² estão confinados pelos basaltos da Formação Serra Geral, enquanto os 9.580 km² restantes representam as áreas de afloramentos. Na área de estudos, o sistema aquífero é composto por arenitos eólicos de idade jurássica da Formação Botucatu, sendo o aquífero regional com maior potencial quantitativo. O objetivo principal deste trabalho é a caracterização geoquímica, isotópica e hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani em sua área de ocorrência no estado de Goiás, Brasil. Informações levantadas em trabalhos de campo realizados nas áreas de afloramento e descrição de perfis de poços tubulares profundos na zona confinada permitiram a elaboração de seções geológicas e colunas estratigráficas. Para a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos (condutividade hidráulica K, transmissividade T e coeficiente de armazenamento S) foram utilizados dados de ensaios de bombeamento de 43 poços, dos quais 42 estão localizados na zona não confinada. Os seguintes resultados foram alcançados: nas áreas de afloramento K variando entre $2,3 \times 10^{-4}$ e $4,8 \times 10^{-4}$ m/min, T entre $1,7 \times 10^{-2}$ e $4,7 \times 10^{-2}$ m²/min e S entre 3,11 a 8,48; na porção confinada o valor de K é de $5,09 \times 10^{-4}$ m/min, T $5,6 \times 10^{-2}$ m²/min e S $3,83 \times 10^{-3}$. Valores da composição de isótopos estáveis de oxigênio e oxigênio das amostras das águas coletadas nos poços são equivalentes a linha meteórica local ($\delta^{2}\text{H} = 6,5 \delta^{18}\text{O} + 0,36$), indicando que as condições climáticas de quando da recarga não eram diferentes das dos dias atuais e que as trocas isotópicas com o aquífero foram insignificantes. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -5,51 nas porções de alto confinamento, -9,12 nas porções de baixo confinamento e -8,0 nas áreas de afloramento. Idades da água subterrânea na área de recarga, determinadas por concentrações de CFCs, variam entre 12 a 40 anos, onde as idades mais antigas são relacionadas a poços de maior profundidade. Idades da água subterrânea na zona confinada do aquífero, determinadas por ¹⁴C, variam entre 680 anos, na região de Lagoa Santa (semiconfinamento), e mais antiga que 40.000 anos, nas regiões de Quirinópolis (alto grau de confinamento) e Cachoeira Dourada (médio grau de confinamento). Medidas *in situ* e em laboratório foram realizadas para a determinação do pH, ORP, STD, condutividade elétrica e concentração de íons. A água subterrânea é classificada como bicarbonatada cálcica nas áreas de recarga, carbonatada-bicarbonatada cálcica na porção de baixo confinamento, sulfatada-bicarbonata sódica na zona de alto grau de confinamento e sulfatada-cloretada na região de Cachoeira Dourada. Na região de Cachoeira Dourada, a alta concentração de cloreto e sulfato está relacionada à dissolução de minerais evaporíticos como halita e anidrita. No estado de Goiás, o Sistema Aquífero Guarani é caracterizado pela existência de dois sistemas de fluxos regionais de água subterrânea: porção oeste – onde o fluxo subterrâneo está direcionado das áreas de recarga (regiões de Mineiros e Jataí) para o Lineamento do Rio Paraná; porção leste – fluxo subterrâneo direcionado para SW, controlado pelo Lineamento do Rio Paranaíba. Do ponto de vista do modelo conceitual o aquífero pode ser enquadrado como livre, semiconfinado sem contribuição do aquítarde, semiconfinado com contribuição do aquítarde e totalmente confinado.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Guarani, estado de Goiás/Brasil, hidroquímica, isótopos e hidrodinâmica.

ABSTRACT

In the state of Goiás, Brazil, the Guarany Aquifer System – SAG occupies an area of 44,000 km², of this, 35,138 km² is confined by the basalts of the Serra Geral Formation, while the 9,580 km² remaining represent the outcrops areas. In the research area, the SAG is composed by aeolian sandstone Jurassic age of the Botucatu Formation, and it is considered the most important in terms of regional quantitative potential. The main objective of this work was the geochemistry, isotopic and hydrodynamic characterization of the aquifer. Information from fieldwork in the outcrop areas and the description of deep wells profiles in the confined zone allowed the establishment of stratigraphic columns and geologic sections. For the determination of the hydrodynamic parameters (hydraulic conductivity K, transmissivity T and storage coefficient S) the pumping tests of 43 wells had been used (42 are located in the outcrop zone not). The following results had been reached: in the outcrop areas K between $2,3 \times 10^{-4}$ and $4,8 \times 10^{-4}$ m/min, T between $1,7 \times 10^{-2}$ and $4,7 \times 10^{-2}$ m²/min and S from 3,11 to 8,48; in the confined portion K $5,09 \times 10^{-4}$ m/min, T $5,6 \times 10^{-2}$ m²/min and $3,83 \times 10^{-3}$. Stable hydrogen and oxygen isotopic composition of the water sampled from wells, the values fall close to the local meteoric line ($\delta^2\text{H} = 6,5 \delta^{18}\text{O} + 0,36$), indicating that climatic conditions during recharge were similar the current days and isotopic exchange with aquifer rocks are insignificant. The values of $\delta^{13}\text{C}$ change from -5,51 (large confined aquifer) to -9,12 (low confined aquifer) and -8,0 in the outcrop areas. Ages of groundwater in the recharge area, determined by concentrations of CFCs, change from 12 to 40 years, where the oldest ages are related the deeper wells. Ages of the groundwater of the confined zone, determined by ¹⁴C, varied from 680 years, in the Lagoa Santa region (low confined aquifer), and older than 40,000 years, in the Quirinópolis (large confined aquifer) and Cachoeira Dourada regions (medium confined aquifer). *In situ* and laboratory analysis had been carried out for the determination of pH, ORP, TDS, electric conductivity and ion concentration. The groundwater is classified as bicarbonated calcic in the recharge areas, carbonated-bicarbonated calcic in the low confinement portion, sulfated-bicarbonated sodic in the higher confinement zone, and sulfated-clorated in the Cachoeira Dourada region. In the Cachoeira Dourada region, the higher chloride and sulphate concentration are related to the dissolution of evaporitic minerals as halite and anhydrite. In the state of Goiás, the Guarani Aquifer System is characterized by two regional hydrogeologic systems: west portion - where the groundwater flow is from the recharge areas (regions of Mineiros and Jataí) to the of the River Paraná Lineament and; east portion - where the groundwater flow is southwestward controlled by the Rio Paranaíba Lineament. On the point of view of the conceptual model the aquifer can be fit as unconfined, semi confined without contribution from storage water from the aquitard, semi confined with contribution from the aquitard and fully confined.

Keywords: Guarani Aquifer System, Goiás state/Brazil, hydrochemical, isotopic and hydrodynamic characterization.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Nas últimas décadas, a pressão sobre os recursos hídricos, provocada pela crescente demanda por água potável, está comprometendo este recurso, indispensável ao abastecimento das populações humanas e dos sistemas de produção.

A possibilidade cada vez mais real de esgotamento dos recursos hídricos de superfície e sua eminente escassez têm contribuído para a exploração crescente da água subterrânea. A importância da água subterrânea, enquanto fonte de suprimento associa-se principalmente ao volume de suas reservas quando comparadas às demais fontes de água potável. Do volume total de água no planeta, apenas 2,5%, ou 34,65 milhões de km³, são de água doce, destes, apenas 0,3%, ou 100.000 km³, estão disponíveis para o consumo, e concentram-se em rios, lagos e reservas subterrâneas (Macedo 2004). A água subterrânea representa mais de 80% de toda a água disponível para o abastecimento da população mundial, e a cada período, os volumes são recalculados em função da descoberta de novas reservas e do re-dimensionamento das existentes. Além do aspecto quantitativo, a água dos aquíferos é protegida no subsolo por filtros naturais, sendo menos susceptível à contaminação, garantindo qualidade superior, o que dispensa gastos excessivos com tratamentos químicos e bacteriológicos, reduzindo os custos de captação.

Os atrativos relacionados aos aspectos quali-quantitativos das águas subterrâneas têm impulsionado uma crescente demanda de seu uso, o que influencia diretamente no aumento de pressão sobre o recurso. Desta forma, o embate entre a demanda e a sustentabilidade, tem estimulado o aumento de pesquisas em hidrogeologia, cujos resultados agregam não só conhecimento científico, essencial para o entendimento dos sistemas estudados, mas também contribuem com uma extensa base de dados para as políticas públicas e para os planos de gestão em recursos hídricos.

As informações hidrogeológicas agregam o conjunto de dados indispensáveis à caracterização dos aquíferos. Estes dados referem-se às informações sobre o fluxo, reservas hídricas, parâmetros hidrodinâmicos e inter-relações no ciclo hidrológico (Gaspar 2006). Ainda de acordo com a autora, a gestão dos recursos hídricos subterrâneos é dependente da disponibilidade dos dados hidrogeológicos. Para o gerenciamento efetivo é imprescindível a regulação do uso e a proteção dos aquíferos, de modo a garantir o suprimento de forma sustentável que atenda às demandas dos diversos setores usuários.

No Brasil, a exemplo dos demais países que ampliam de forma crescente o conhecimento sobre as reservas hídricas subterrâneas, os estudos sobre o tema têm apresentado um crescimento

expressivo, o que contribui para a consolidação de uma base tecnológica e de conhecimento científico em água subterrânea. De acordo com Gaspar (2006), nos centros de pesquisas das Universidades e em órgãos governamentais há um avanço nos estudos, suprindo assim a ausência ou a carência de informações a respeito das águas subterrâneas que ocorrem em território nacional.

Neste sentido, deve se ressaltar a importância da intensificação dos estudos sobre o Sistema Aquífero Guarani - SAG, para o impulso da pesquisa e da produção científica em hidrogeologia no país. Pela sua extensão territorial e o grande volume de água armazenado, a importância do aquífero é reconhecida internacionalmente, o que de certa forma tem promovido maior cobrança sobre o conhecimento detalhado do aquífero.

Diante da necessidade do incremento de uma base de dados de informações, indispensáveis a implementação do futuro plano de gestão do aquífero, foi implantado o Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani (PPADSSAG). O projeto foi instituído com o apoio do Banco Mundial que executa o papel de agência de implementação do Fundo para o Meio Ambiente Mundial. O projeto envolve representantes dos países que apresentam áreas de ocorrência do aquífero: Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai.

Há de se destacar o volume e a qualidade dos dados produzidos pelas Universidades localizadas nas áreas de ocorrência do SAG, que até o momento representa a **principal fonte de produção** de conhecimentos detalhados sobre o aquífero. O nível de detalhamento dos estudos produzidos pelas pesquisas acadêmicas e a integração das informações pontuais tem permitido um melhor entendimento macro do aquífero.

As formações sedimentares que compõem o Sistema Aquífero Guarani estão distribuídas por uma área de 1.206 milhões de km², dos quais, 90% são formações que se encontram confinadas, em sua maior parte, sob espessos derrames basálticos, e os 10% restantes são áreas de afloramento.

O Sistema Aquífero Guarani localiza-se na porção meridional da América do Sul e ocupa a quase totalidade das bacias sedimentares do Paraná e Chaco-Paraná, englobando aproximadamente 1.500 municípios e uma população estimada de 23 milhões de habitantes, (PPADSSAG 2006). Em solo brasileiro este sistema aquífero ocupa parte dos territórios dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

A compartimentação estrutural do sistema aquífero condiciona um complexo sistema hidrogeológico que influencia diretamente os parâmetros hidrodinâmicos, sentidos de fluxos e reservas do aquífero. As compartimentações representam uma rede de subsistemas com

características hidrogeológicas distintas, sendo que as variações podem ser espacializadas em função do posicionamento da área em análise, no interior da bacia sedimentar. Esse comportamento, de certa forma inviabiliza uma caracterização geral do aquífero a partir de extrapolação de dados regionais. O nível de detalhe desejado para a caracterização do aquífero somente poderá ser obtido a partir da integração do conjunto de dados pontuais.

No estado de Goiás, o aquífero se estende por uma superfície de 44.718 km², sendo que 35.138 km² constituem a porção confinada e 9.580 km² representam os afloramentos. Nas áreas de afloramento, as descargas do aquífero alimentam os fluxos de base dos tributários do alto curso dos Rios Verde e Claro (Bacia do Paraná), Babilônia e Araguaia (Bacia Araguaia-Tocantins). Na maior parte da área de ocorrência, o aquífero encontra-se confinado sob as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Na região estudada, o aproveitamento das águas do Sistema Aquífero Guarani esteve estagnado até o ano de 1.980. Desde então, houve um incremento na demanda por água subterrânea do aquífero. Inicialmente, as águas eram exploradas apenas nas atividades turísticas, em estâncias hidrotermais localizadas nas regiões de Lagoa Santa, Jataí e Cachoeira Dourada. Atualmente, a maior demanda do aquífero está relacionada com a expansão do segmento agroindustrial. Em Mineiros, zona de afloramentos, a indústria de processamento de carnes é mantida por um complexo de granjas que são abastecidas por água do aquífero, sendo a região de maior concentração de poços neste aquífero no estado. O momento atual, marca a expansão da atividade canavieira e a produção de açúcar, álcool combustível e energia elétrica. São inúmeras as usinas em instalação e outras tantas em fase de projeto. Somente na região de Quirinópolis, porção confinada do aquífero, dois empreendimentos perfuraram três poços tubulares profundos que em conjunto exploram uma vazão de 700 m³/h.

No âmbito deste trabalho, ao longo dos anos de 2.007, 2.008 e meados de 2.009, mais de uma dezena de trabalhos de campo foram realizados em toda a área de ocorrência do aquífero no estado. Inicialmente os trabalhos foram de levantamento geológico, a fim de confirmar os limites da área de ocorrência e levantar o comportamento dos litotipos sobrepostos. Posteriormente foi elaborado um cadastro com dados dos poços perfurados. Muitos dados foram refinados e outros excluídos. Neste período, foi acompanhada a perfuração de cinco poços, sendo três com profundidades entre 1.010 e 1.240 m na região de Quirinópolis e dois poços com profundidades de 380 e 420 m na região de Cachoeira Dourada. As perfurações dos poços em Quirinópolis, porção de maior confinamento, foram de extrema importância para o entendimento da estratigrafia do aquífero, visto que esta região representava um vazio de informações. Em Mineiros, porção livre de ocorrência do aquífero o incremento das perfurações de poços para

abastecer as granjas de aves da Perdígão Industrial, contribuiu de forma significativa para um maior detalhamento do comportamento do aquífero naquela região.

Ao longo do desenvolvimento da pesquisa foram realizadas campanhas de campo para a coleta e amostragem de água para análises hidroquímicas, de isótopos estáveis, radiocarbono e CFCs. No mesmo ano foram obtidos os dados dos testes de bombeamento realizados nos poços nas Usinas Boa Vista, porção confinada do sistema aquífero e das granjas dos integrados da Perdígão Industrial na zona aflorante, no município de Mineiros.

1.2. Localização da área de estudos

A área de estudos engloba grande parte da região Sul de Goiás (IBGE 2005), delimitada pelas coordenadas geográficas - 48°51'/-19°27' e - 53°15' / -16°48', totalizando uma área de 73.008 km². Inclui integral ou parcialmente os municípios de Aporé, Lagoa Santa, Itajá, Itarumã, Caçú, São Simão, Paranaíguara, Cachoeira Alta, Quirinópolis, Gouvelândia, Inaciolândia, Cachoeira Dourada, Jataí, Chapadão do Céu, Serranópolis, Aparecida do Rio Doce, Itumbiara, Bom Jesus de Goiás, Castelândia, Maurilândia, Rio Verde, Paraúna, Caiapônia, Porteirão, Vicentinópolis, Edéia, Buriti Alegre, Santa Helena, Portelândia, Perolândia, Mineiros e Santa Rita do Araguaia (Figura 1.1).

A área de estudos abrange doze cartas topográficas escala 1:250.000 (IBGE 1984): SE.22-V-B, SE.22-X-A, SE.22-V-C, SE.22-V-D, SE.22-X-C, SE.22-X-D, SE.22-Y-A, SE.22-Y-B, SE.22-Z-A, SE.22-Z-B, SE.22-Y-D, SE.22-Z-C (Figura 1.2).

No estado de Goiás, o Sistema Aquífero Guarani está distribuído por uma área de 44.718 km², sendo que deste total 35.138 km² compreendem a zona confinada e os 9.580 km² restantes compreendem as zonas de recarga.

Em decorrência da necessidade de caracterização da geologia regional, representada pelas formações constituintes da Bacia Sedimentar do Paraná, e sua respectiva área de exposição, a região assumida como área de estudos extrapola a de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani no estado.

O mapa da Figura 1.3 detalha a área de ocorrência do SAG e a área total de estudos.

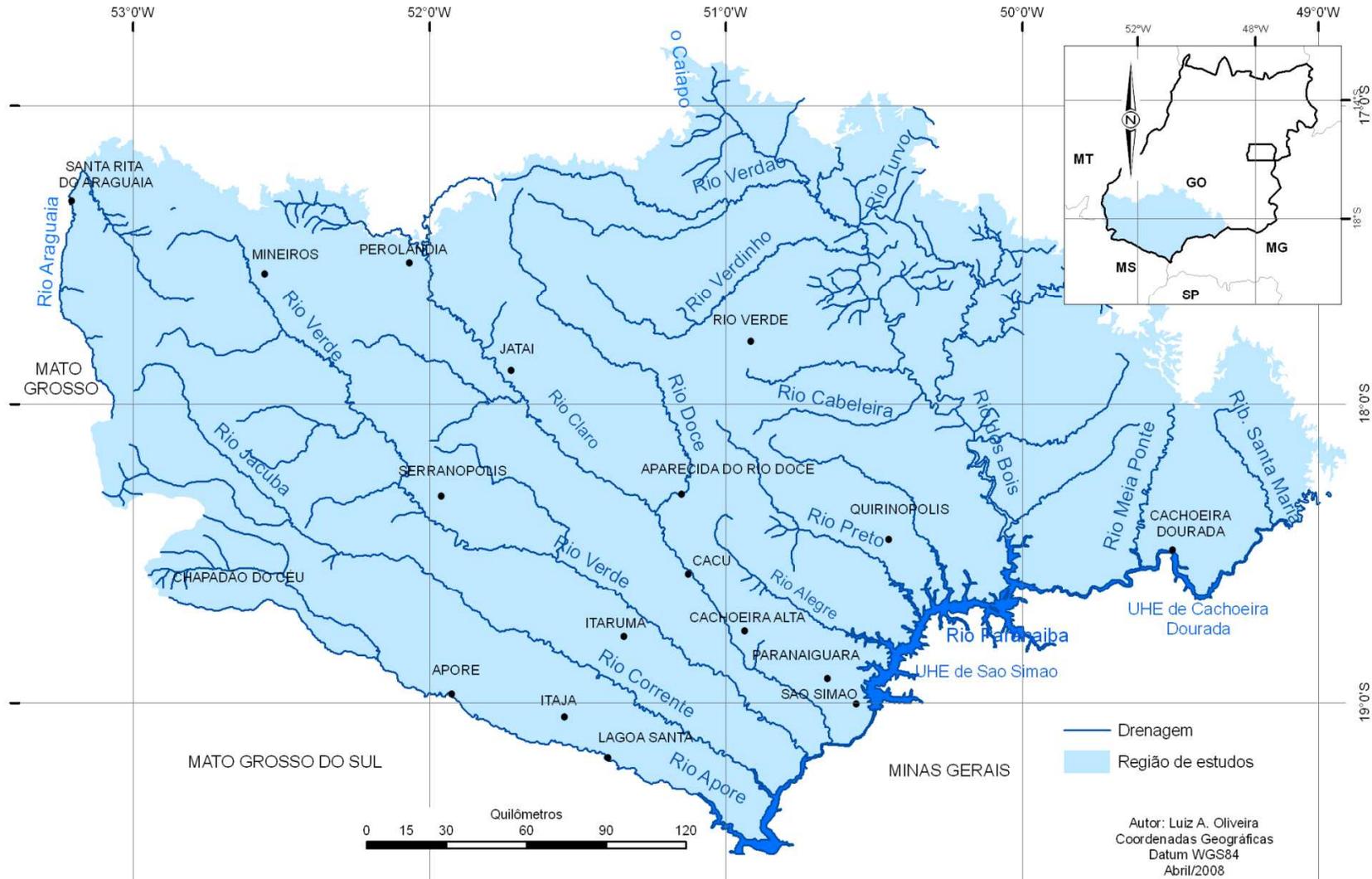


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudos.
 Fonte: Modificado de Agência Nacional de Energia Elétrica, ANEEL (2000).

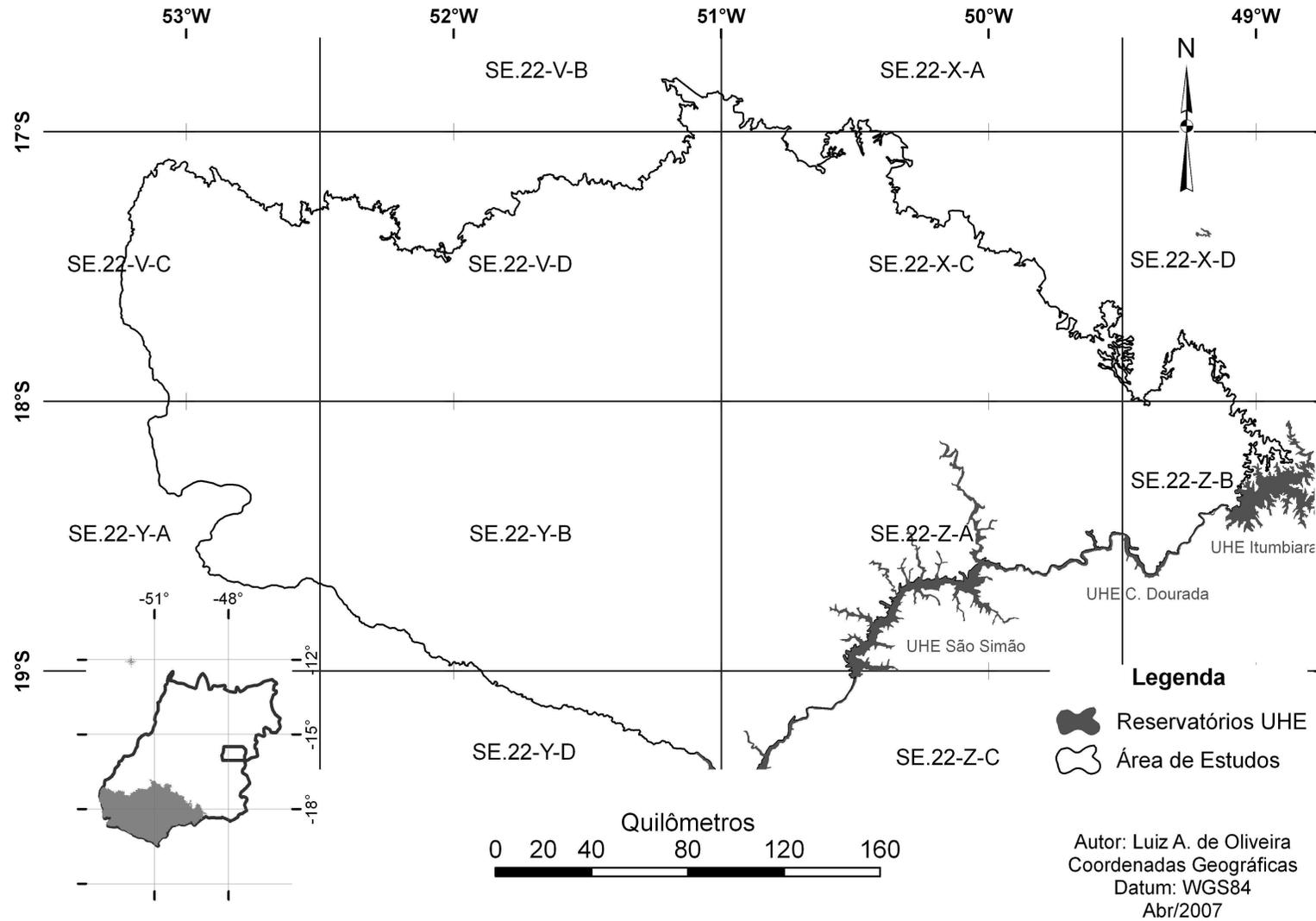


Figura 1.2 - Mapa de localização com articulação das cartas abrangidas, escala 1:250.000.

1.3. Justificativa

Informações levantadas em poços tubulares profundos constituem a principal base de dados na elaboração de estudos sobre uma determinada unidade hidrogeológica.

O aumento do número de poços existentes em uma região está relacionado à ampliação da demanda gerada pelo uso de água subterrânea. Desta forma, o aumento de uso da água subterrânea se refletirá no aumento da densidade de poços, e quanto maior for essa densidade, maior será a quantidade de dados disponíveis para caracterização do aquífero.

No âmbito do Sistema Aquífero Guarani o estado de São Paulo é o maior usuário de suas águas, com alta densidade de poços profundos, sendo a região onde o aquífero é mais conhecido e estudado. De modo contrário, Goiás é o estado onde este sistema aquífero é menos conhecido. A carência de informações justifica-se pelo reduzido número de poços perfurados, principalmente na zona confinada, onde numa área de 35.138 km², existem apenas 20 poços, sendo que deste total, cerca de 90% estão concentrados nas cidades de Lagoa Santa, Cachoeira Dourada e Quirinópolis e são parcialmente penetrantes.

Inicialmente o aproveitamento das águas do Sistema Aquífero Guarani em Goiás estava restrito às surgências de água termal no balneário de Lagoa Santa. Posteriormente, com o incremento da atividade turística relacionada às águas termais, novos poços foram perfurados em Lagoa Santa, Cachoeira Dourada e Jataí.

O aumento de demanda e a diversificação de uso da água subterrânea se intensificaram a partir dos anos 2.000, com o aproveitamento das águas pelas agroindústrias. Para uma melhor compreensão deste processo, basta dizer que os 78 poços existentes hoje na área de afloramento de Mineiros, todos foram perfurados a partir do ano 2.007. Na porção onde o aquífero é confinado, o número de poços perfurados cresceu 50% nos últimos cinco anos. Esta nova realidade associada à total carência de informações hidrogeológicas, principalmente àquelas relacionadas aos aspectos quantitativos, suscitaram uma série de questões sobre a sustentabilidade da exploração do Sistema Aquífero Guarani no estado.

No início desta década, diante do aumento de novas perfurações de poços no balneário de Lagoa Santa, embasado na prerrogativa da carência de informações hidrogeológicas que subsidiassem um plano de gestão, o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM interrompeu as concessões de direito de uso de água e proibiu a perfuração de novos poços naquela localidade. No ano de 2.007, no município de Quirinópolis, representantes de diversos segmentos da sociedade organizaram um debate envolvendo a comunidade e especialistas das diferentes áreas do conhecimento, abordando os riscos de possíveis impactos ambientais sobre o Sistema Aquífero Guarani em decorrência da utilização da água pelo setor sucroalcooleiro.

Logo no início do desenvolvimento dos estudos, a Perdigão Industrial consolidou sua instalação em Mineiros, região de afloramento do aquífero. Para suprir a indústria da carne, a empresa incentivou a instalação de uma rede de granjas de aves na zona rural do município. A necessidade de água de qualidade para a avicultura resultou na perfuração de 78 poços, que contribuíram de forma significativa para o fornecimento de dados para a caracterização do aquífero em sua zona aflorante. A perfuração de três poços no município de Quirinópolis, com profundidades entre 1.010 e 1.240 m foi de extrema importância no levantamento de dados para a caracterização da porção confinada do aquífero.

Na porção confinada, apesar da baixa densidade, os poucos poços amostrados estão situados em posições estratégicas, sendo representativos das diversas condições de confinamento do aquífero. Além disso, as informações sobre o perfil e o aspecto construtivo dos poços são precisas e confiáveis, visto que os dados sobre os poços foram retificados em campo, sem mencionar aqueles que originaram de um acompanhamento direto das perfurações. Esta situação contrasta com outros trabalhos em que parte dos dados de poços utilizados nos estudos não resulta em informações confiáveis pelo fato de não se conhecer os aspectos construtivos dos poços o que pode permitir a mistura de águas de diferentes aquíferos. Assim, pode-se afirmar que mesmo considerando o número restrito de dados de poços utilizados no presente trabalho, estes são de excelente qualidade.

O maior desafio e a maior contribuição deste trabalho, sem dúvida, foi o detalhamento do comportamento deste aquífero na porção de confinamento, que compreende 80% da área total do aquífero no estado.

Neste cenário de carência de informações, de interrogações e de expectativas sobre o uso das águas do Sistema Aquífero Guarani no estado é que despertou o interesse de se produzir um estudo hidrogeológico regional, considerando-se a necessidade do entendimento do seu comportamento estrutural, hidroquímico e de fluxo.

1.4. Objetivo

A exploração da água subterrânea, enquanto recurso econômico é em última análise um dos fatores que motiva o desenvolvimento de estudos hidrogeológicos de um determinado aquífero. A partir da intensificação da exploração surge a necessidade de se produzir respostas sobre uma série de questões que são colocadas a respeito da sustentabilidade do sistema. Geralmente as perguntas mais frequentes relacionam-se a qualidade da água, o volume a ser explorado e o tempo de duração dessa exploração. De forma geral, estas questões elencam os objetivos da maioria dos estudos hidrogeológicos.

Nesta perspectiva o motivo para a elaboração do presente trabalho é o aumento da demanda das águas do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás, aumento esse relacionado principalmente à expansão dos empreendimentos agroindustriais e sucroalcooleiros.

O objetivo deste estudo é elaborar a caracterização geral do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás, indispensável ao macro conhecimento do sistema em termos hidrodinâmico, hidroquímico, isotópico e estrutural.

Pela complexidade representada pelo objetivo principal, este foi dividido nas seguintes metas ou objetivos específicos:

- Detalhar o comportamento estrutural relacionado aos limites de ocorrência, espessura e compartimentação;
- Elaborar os modelos de fluxos utilizando-se de dados de hidroquímica, composição isotópica e CFCs das águas;
- Caracterizar a hidrodinâmica;
- Definir as linhas de fluxo e condições de circulação regional da água;
- Elaborar a base cartográfica do aquífero contemplando mapas de extensão horizontal, potenciometria, isópacas e profundidade do topo do pacote arenítico.

CAPÍTULO II

REFERENCIAIS TEÓRICOS

2.1. Isótopos como traçadores naturais

A determinação das taxas dos diversos elementos químicos que compõem as diversas substâncias presentes no planeta permitiu o entendimento da ciclagem desses elementos entre a atmosfera, biosfera e litosfera (Bolin 1959).

Isótopos ambientais são elementos de ocorrência natural encontrados em abundância no meio ambiente. Os elementos H, C, Sr, N, O e S, são os principais constituintes dos sistemas hidrogeológicos, geológicos e biológicos (Clark & Fritz 1997).

Os isótopos ainda podem ser subdivididos em estáveis, ou seja, aqueles que não apresentam perda do material nuclear, e radiogênicos, representando os tipos que ao longo de um determinado tempo perdem material nuclear.

Na Tabela 2.1 estão sumariados os padrões de referência de alguns isótopos ambientais, de acordo com a abundância de suas razões.

Isótopo	Razão	Ocorrência natural (%)	Referência (razão de ocorrência)	Fases normalmente medidas
^2H	$^2\text{H} / ^1\text{H}$	0,015	VSMOW ($1,5575 \cdot 10^{-4}$)	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^- minerais
^3He	$^3\text{He} / ^4\text{He}$	0,000138	He Atmosférico ($1,3 \cdot 10^{-6}$)	He em água ou gás, fluidos crustais. Basaltos.
^6Li	$^6\text{Li} / ^7\text{Li}$	7,5	L-SVEC ($8,32 \cdot 10^{-2}$)	Águas salinas, rochas.
^{11}B	$^{11}\text{B} / ^{10}\text{B}$	80,1	NBS 951 ($4,04362$)	Águas salinas, argilas, boratos, rochas.
^{13}C	$^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$	1,11	VPDB ($1,1237 \cdot 10^{-2}$)	CO_2 , carbonatos, DIC, CH_4 , orgânicos.
^{15}N	$^{15}\text{N} / ^{14}\text{N}$	0,366	N_2 Ar ($3,677 \cdot 10^{-3}$)	N_2 , NH_4^+ , NO_3^- , N-orgânicos.
^{18}O	$^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$	0,204	VSMOW ($2,0052 \cdot 10^{-3}$) VPDB ($2,0672 \cdot 10^{-3}$)	H_2O , CH_2O , CO_2 , sulfatos, NO_3^- , carbonatos, silicatos, minerais OH^-
^{34}S	$^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$	4,21	CDT ($4,5005 \cdot 10^{-2}$)	Sulfatos, sulfetos, H_2S , S-orgânicos
^{37}Cl	$^{37}\text{Cl} / ^{35}\text{Cl}$	24,23	SMOC (0,324)	Águas salinas, rochas, evaporitos, solventes.
^{81}Br	$^{81}\text{Br} / ^{79}\text{Br}$	49,31	SMOB	Desenvolvido para águas salinas.
^{87}Sr	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} = 7,0$ $^{86}\text{Sr} = 9,86$	Razão absoluta medida	Água, carbonatos, sulfatos, feldspato.

Tabela 2.1 - Isótopos estáveis ambientais e os respectivos padrões de referência.

Fonte: Clark & Fritz (1997).

Na atualidade, isótopos ambientais estão sendo utilizados para determinar a origem da água subterrânea, processos de recarga, reações químicas e razões de reações.

Vários fatores podem influenciar a composição isotópica da água em ambientes naturais (Siqueira 1978). A troca de isótopos entre água e os minerais da unidade aquífera têm sido descrita por Friedman & O'Neil (1976), Cruz & Peixoto (1991), Siqueira (1978), dentre outros. As reações de troca se processam de forma muito lenta (Harris *et al.* 1999), e ocorrem com maior frequência em carbonatos, sulfatos e silicatos (Siqueira 1978). Em áreas de recarga, os processos de evaporação promovem o fracionamento dos isótopos proporcionando a concentração de

moléculas isotopicamente mais pesadas nas águas de infiltração (Clark & Fritz 1997, Ruehl *et al.* 2005, Cruz & Peixoto 1991 dentre outros). Dentre todos os processos naturais que causam alteração na composição isotópica das águas, os mais importantes são a evaporação e a condensação (Epstein & Mayeda 1953 e Davisson 2003). Em aquíferos confinados à grandes profundidades, a temperatura da água também promove o fracionamento isotópico.

Concentrações de isótopos podem ser expressas como a diferença entre a razão da medida da amostra sobre a razão da medida de referência, sendo o resultado representado em valores de delta por mil (δ ‰).

2.2. Isótopos em águas subterrâneas

Em sistemas hidrogeológicos, onde as condições de fluxo e de reserva são renovadas em períodos de tempo, curto a prolongados, as áreas de recarga direta ou indireta estarão sendo alimentadas por águas meteóricas. Nos aquíferos livres ou naqueles onde a taxa de renovação de água é sazonal, o tempo reduzido de permanência do fluido no substrato inviabiliza uma maior interação entre o líquido e a formação geológica, o que não altera a composição da água. Nesta situação, a composição isotópica da água subterrânea será determinada pela composição das águas meteóricas que se infiltraram nas áreas de recarga. De modo contrário, em sistemas confinados, de extensões regionais, a complexidade do sistema exigirá análises mais detalhadas. O conhecimento estratigráfico das formações geológicas sobrepostas assume grande importância na avaliação das respectivas características de permeabilidade. A existência de aquíferos inviabiliza a recarga indireta, indicando que toda a renovação de água do sistema é feito por recarga direta em áreas de afloramento. Neste caso a composição isotópica da água poderá refletir a mesma composição quando da recarga, podendo ainda ser influenciada pela interação água/ meio geológico. Caso as formações sobrepostas sejam constituídas por aquíferos ou aquíferos, a água originária das áreas de recarga direta poderá ser misturada às águas provenientes dos aquíferos ou dos aquíferos sobrepostos, e com isso, a composição isotópica original ser alterada. Nas águas estagnadas, águas fósseis, armazenadas em formações geológicas isoladas e destituídas de qualquer comunicação com outros sistemas aquíferos ou com o meio externo, certamente a composição isotópica da água será diferente de quando de sua recarga.

Em áreas de afloramento, pontos de recarga direta, do total de água meteórica precipitada, uma parcela irá infiltrar, renovando as reservas subterrâneas, e a outra parcela irá evaporar ainda na superfície e nos primeiros centímetros de profundidade no subsolo. Como o processo de evaporação promove o fracionamento isotópico, a água infiltrada e que chega à zona saturada irá refletir as condições de temperatura e do regime pluviométrico do momento da infiltração. Sob condições de temperaturas mais baixas, o processo de evaporação é menos

pronunciado e a tendência é que a água de infiltração apresente a mesma composição da água meteórica. De forma contrária, sob condições de semi-áridéz, o calor do ambiente promove intensa evaporação na superfície, refletindo numa maior concentração de isótopos pesados (^{18}O e ^2H) nas águas infiltradas. O regime pluviométrico também influencia na composição isotópica da água de infiltração. Sob períodos longos de chuvas intensas, a água de infiltração estará menos sujeita aos processos de evaporação e sua composição representará, de modo geral, o valor médio da composição das águas meteóricas da região.

Em aquíferos cujas temperaturas de água forem superiores a $80\text{ }^\circ\text{C}$ irão favorecer as trocas isotópicas entre a água subterrânea e a rocha, resultando em valores mais positivos de (^{18}O). Nestas mesmas condições, a evaporação promove a troca isotópica entre água e o vapor, propiciando o intercâmbio dos isótopos de oxigênio e hidrogênio, (Gat 1996).

2.2.1. Isótopos presentes nas moléculas de água

A assinatura isotópica em registros climáticos normalmente refere-se à composição em isótopos estáveis presentes na molécula da água, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^3\text{H}^{16}\text{O}$ ou $^3\text{H}_2\text{O}$. Pelas fórmulas químicas, percebe-se que as moléculas de água compostas por ^2H , ^3H ou ^{18}O são mais pesadas que aquelas compostas por ^1H ou ^{16}O . A concentração das moléculas compostas por ^2H ou ^{18}O , em águas naturais, é de cerca de 220 ppm e 2000 ppm respectivamente.

A abundância isotópica está definida como a relação entre concentração molar do isótopo menos expressivo e a concentração do isótopo dominante (Sturm 2005). A abundância de um dado isótopo pode ser obtida pelos enunciados:

$$^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = \frac{([^1\text{H}_2^{18}\text{O}])}{([^1\text{H}_2^{16}\text{O}])}$$

$$^2\text{H}(\text{H}_2\text{O}) = \frac{([^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}])}{([^1\text{H}_2^{16}\text{O}])}$$

A Tabela 2.2 apresenta as informações sobre a abundância natural dos isótopos de hidrogênio e oxigênio.

ISÓTOPO	^{16}O	^{17}O	^{18}O	^1H	^2H
Abundância natural	0,9976	0,00038	0,00205	0,99985	0,00015
Referência $R_v - \text{SMOW}$	1	-	0,0020052	1	0,00015575

Tabela 2.2 - Abundância natural dos isótopos de hidrogênio e oxigênio

Fonte: Clark & Fritz (1997).

Como os valores de abundância isotópica são muito pequenos, torna-se mais conveniente descrever a composição isotópica de uma determinada amostra de água como o desvio em relação a um valor padrão, em vez de sua abundância absoluta.

2.2.2. Oxigênio

O oxigênio é o elemento químico mais abundante do planeta, estando presente em todas as esferas: litosfera, hidrosfera e atmosfera. Possui 11 isótopos, distribuídos entre o ^{12}O e ^{18}O , dos quais, apenas os isótopos intermediários são estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , os demais são instáveis, com meia vida variando de 122 s para menos de 10^{-15} s (Clark & Fritz 1997). Ainda de acordo com os autores, dentre todos os isótopos estáveis do oxigênio, o ^{16}O é o mais abundante, representando 99,763% do total, seguido pelo ^{17}O e pelo ^{18}O , com 0,0375 e 0,1999% respectivamente.

No processo de troca de matéria e energia entre a água e a atmosfera ocorre uma interação entre os elementos que constituem os dois meios. Com relação aos isótopos de oxigênio, ocorre um fracionamento isotópico entre as moléculas mais leves, constituídas pelo ^{16}O e as moléculas mais pesadas constituídas pelo ^{18}O . De acordo com o International Atomic Energy Agency - IAEA (1968), dentre as distintas formas moleculares da água, uma das moléculas mais pesadas é aquela composta pelo isótopo ^{18}O , expressa na forma H_2^{18}O . A concentração dessa molécula em águas naturais é de cerca de 2.000 ppm. Com o processo de fracionamento, as moléculas mais leves tendem a evaporar com maior facilidade quando comparadas as mais pesadas, dessa forma, o vapor é enriquecido em moléculas mais leves. De modo contrário, ocorre um aumento da concentração de isótopos pesados na massa d água original fonte do processo de evaporação. O fator de fracionamento isotópico, α_{A-B} , é definido pela equação:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B \quad \text{Equação 1}$$

Onde:

R_A e R_B - são as razões isotópicas das substâncias A e B ou entre diferentes fases da mesma substância (Urey 1947).

Na natureza, vários processos causam alterações na composição isotópica das águas, sendo os processos de evaporação e condensação os mais importantes (Epstein & Mayeda 1953 e Davisson 2003). Durante esses processos, os isótopos do oxigênio são fracionados, a nuvem se torna enriquecida em ^{16}O , enquanto que a água do mar fica enriquecida em ^{18}O . Assim a água da chuva é mais leve que a água do mar, (Clark & Fritz 1997).

A altitude topográfica e a sazonalidade climática influenciam na concentração de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. No inverno as chuvas são mais leves, contendo maior concentração de ^{16}O , quando comparadas às chuvas de verão, (Cruz & Peixoto 1991). Ainda de acordo com o autor, chuvas mais leves também estão relacionadas ao aumento de altitude.

A troca de isótopos entre água subterrânea e os minerais constituintes das unidades hidroestratigráficas, é intensificada em ambientes de altas temperaturas. Em profundidade, em zonas aquecidas, a água em contato com a rocha apresenta, em geral, uma concentração de ^{18}O

superior ao normal devido ao intercâmbio isotópico entre o oxigênio da água e o da rocha. Sob baixas temperaturas, águas mineralizadas em formações ricas em sulfatos e carbonatos tendem a apresentar maior concentração de ^{18}O (Friedman & O'Neil 1976).

Concentrações isotópicas de oxigênio podem ser expressas como sendo o desvio da razão isotópica $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra com relação à razão isotópica de um padrão. Em estudos de isótopos de oxigênio, o padrão de referência utilizado é o VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), cujos valores correspondem às médias das águas do oceano (Clark & Fritz 1997). O valor δ é expresso em partes por mil ($\delta\text{‰}$) em relação à referência.

$$\delta ^{18}\text{O}_{amostra} = \left[\frac{(^{18}\text{O}|^{16}\text{O})_{amostra} - (^{18}\text{O}|^{16}\text{O})_{referência}}{(^{18}\text{O}|^{16}\text{O})_{referência}} \right] * 1000\text{‰ VSMOW} \quad \text{Equação 2}$$

Quando o valor de $\delta \text{‰}$ é positivo, significa que a amostra é enriquecida em partes por mil, ou % a mais de ^{18}O que a referência. De outro modo quando o valor de $\delta \text{‰}$ é negativo, significa que a amostra é depreciada em partes por mil ou % de ^{18}O e relação a referência.

Em hidrogeologia o estudo isotópico de ^{18}O permite identificar o tipo de água de recarga de um aquífero, bem como determinar a mistura de águas (Pereira & Santiago 2000).

2.2.3. Deutério

O hidrogênio apresenta dois isótopos estáveis, o ^1H (hidrogênio) e o ^2H ou D (deutério), cujas abundâncias são de 99,98445% para o ^1H e 0,0156 % para o ^2H (Craig 1961).

A abundância de isótopos ^2H é expressa pela relação $D/H = 155.95 \times 10^{-6}$ (Dewit *et al.* 1980). Os resultados são expressos pelo desvio (δ) em relação ao VSMOW (padrão médio da água oceânica). Se o resultado apresentar valores positivos, significa um enriquecimento de isótopos pesados relacionados ao padrão, enquanto que valores negativos indicam a sua depleção.

Comparativamente, as moléculas de água compostas por deutério ($^2\text{H}^{16}\text{O}$) são mais pesadas que aquelas compostas por hidrogênio ($^1\text{H}^{16}\text{O}$).

De acordo com Dansgaard (1964), o excesso de deutério (d) é o desvio na reta meteórica, que pode ser expresso pela equação:

$$d = \delta D - 8 \times \delta^{18}\text{O} \quad \text{Equação 3}$$

O resultado reflete as condições de fracionamento cinético comandados por processos relacionados à evaporação sobre os oceanos e formação das chuvas abaixo da base das nuvens.

Sobre as superfícies oceânicas, o excesso de deutério é proporcional ao aumento de temperatura, relação de 0,35 ‰ / $^{\circ}\text{C}$, e a redução da umidade relativa, relação de 0,43 ‰ / % umidade, (Johnsen *et al.* 1989).

2.2.4. Carbono

Na natureza, o elemento carbono possui três isótopos, sendo dois estáveis, o ^{12}C e o ^{13}C , com abundância de 98,89% e 1,11% respectivamente, e um radioativo raro, o ^{14}C , Craig (1953). A razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é da ordem de 0,01, e as mínimas variações de razão estão relacionadas a processos físicos químicos e biológicos de trocas. Na atmosfera a razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ é de 10^{-12} (Clark & Fritz 1997).

A atmosfera é o menor reservatório global de carbono, tendo uma concentração média de 360 ppmv. Em ciclos curtos, compreendendo alguns anos, a concentração natural de carbono é regulada largamente pela atividade biológica (fotossíntese e respiração) presentes nos oceanos e nos continentes de climas tropicais e temperados. Em ciclos mais longos, variações são controladas pelo tectonismo e pelas intempéries climáticas. O $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 atmosférico é por volta de -6,4‰, mas atualmente está diminuindo em função da queima de combustíveis fósseis.

Quando as águas meteóricas infiltram para o subsolo, na zona aerada, há equilíbrio entre o CO_2 do líquido com o presente no solo. A oxidação promovida por bactérias na matéria orgânica dos solos e respiração de CO_2 na zona das raízes mantém os níveis entre 1.000 e 100.000 ppmv e pressão P_{CO_2} entre 10^{-3} a 10^{-1} . Esses níveis são considerados altos quando comparados com os 360 ppmv do gás na atmosfera (Appelo & Postma 2005).

Quando o $\text{CO}_{2(\text{g})}$ é dissolvido na água, ele forma quatro principais espécies de carbono inorgânico dissolvido (DIC):

$\text{CO}_{2(\text{aq})}$	-	Dissolvido ou CO_2 aquoso
H_2CO_3	-	Ácido carbônico ou CO_2 hidratado
HCO_3^-	-	Bicarbonato ou ácido carbônico dissociado
CO_3^{2-}	-	Carbonato ou a segunda espécie de dissociação do ácido carbônico.

A distribuição relativa da concentração das distintas espécies está condicionada ao pH. A dissolução de $\text{CO}_{2(\text{g})}$ na água é acompanhada pelas reações:

$\text{CO}_{2(\text{aq})}$ dissolvido na água	$\text{CO}_{2\text{g}} \leftrightarrow \text{CO}_{2(\text{aq})}$
CO_2 hidratação	$\text{CO}_{2(\text{aq})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$
1ª. Dissociação do ácido carbônico	$\text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{H} + \text{HCO}_3^-$
2ª. Dissociação do ácido carbônico	$\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H} + \text{CO}_3^{2-}$

A primeira reação refere-se à dissolução do CO_2 na água do solo. A maior parte do CO_2 que pode ser dissolvida vai depender da geoquímica e do ambiente de recarga, temperatura, pH inicial da água e pressão parcial do CO_2 (P_{CO_2}) do solo. Na segunda reação ocorre a hidratação do CO_2 produzindo H_2CO_3 , o qual abaixa o pH e aumenta a capacidade de intemperismo da água subterrânea. A terceira reação compreende a primeira dissociação do ácido carbônico, produzindo H^+ e bicarbonato HCO_3^- . A quarta reação compreende a segunda dissociação do

ácido carbônico, produzindo mais H^+ e CO_3^{2-} , sendo uma reação de menor escala que ocorre a pH neutro, e que define o equilíbrio entre a fase de CO_2 gás e o CO_2 dissolvido.

Carbono 13 - De acordo com Clark & Fritz (1997), o isótopo 13 do carbono é um excelente traçador da evolução de carbonatos na água subterrânea em função de grandes variações nas diferentes fontes de carbono.

A composição isotópica de uma amostra pode ser expressa como sendo a relação entre o isótopo mais pesado sobre o mais leve:

$$R = {}^{13}C/{}^{12}C$$

Além do fracionamento isotópico, outro parâmetro utilizado é o fator de enriquecimento isotópico, representado por “ ϵ ”, que pode ser obtido pela fórmula:

$$\epsilon = (\alpha - 1) \quad \text{Equação 4}$$

No caso do carbono, o padrão de referência utilizado VPDB (Vienna PeeDee Belemnite), que é o carbono contido no carbonato de uma concha de fóssil marinho chamado PDB (PeeDee Belemnite), ou VPRB, correspondente a uma formação geológica cretácica da Carolina do Norte, cujos valores foram estabelecidos pela IAEA (Clark & Fritz 1997). O valor δ é expresso em partes por mil (‰) em relação à referência.

$$\delta {}^{13}C_{amostra} = \left[\frac{({}^{13}C/{}^{12}C)_{amostra} - ({}^{13}C/{}^{12}C)_{padrão}}{({}^{13}C/{}^{12}C)_{padrão}} \right] * 1.000 \text{ VPRB} \quad \text{Equação 5}$$

Onde (${}^{13}C/{}^{12}C$) padrão é a razão isotópica do VPDB. A razão absoluta de ${}^{13}C/{}^{12}C$ do padrão VPDB é 0,0112372. Assim, em materiais cujos valores da razão ${}^{13}C/{}^{12}C$ são superiores ao valor da razão do padrão, possuem valores positivos de $\delta^{13}C$, enquanto que materiais com valores de razão ${}^{13}C/{}^{12}C$ inferiores ao valor da razão do padrão possuem valores negativos $\delta^{13}C$.

Diferentes fatores de fracionamento isotópico se processam entre espécies de carbono aquosas e espécies presentes no ar do solo. Um grande fracionamento ocorre durante a hidratação do CO_2 . O peso do fracionamento destas espécies afeta o fracionamento global de ${}^{13}C$ entre CO_2 e o DIC nos solos e na água subterrânea das áreas de recarga. De acordo com o exposto, DIC e $\delta^{13}C_{DIC}$ da água subterrânea evoluem para altos valores durante reações de intemperismo no solo ou no aquífero. O controle dessa evolução relaciona-se ao grau para o qual isto acontece sob condições de sistemas abertos ou fechados e se o material de origem é carbonático ou silicático. Em terrenos constituídos essencialmente por silicatos, o DIC não evolui além das condições estabelecidas no solo. Em terrenos carbonáticos, a dissolução de calcita ou dolomita providencia uma adicional fonte de carbono para o conteúdo de DIC. Como

esses carbonatos são geralmente enriquecidos em ^{13}C , esta contribuição tem um grande efeito no $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Clark & Fritz 1997 e Appelo & Postma 2005).

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ dos minerais carbonáticos é por volta de 15‰ mais enriquecido que o DIC da zona do solo. Quando o carbonato é dissolvido, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ deve evoluir para valores mais enriquecidos. De outro modo, como ocorrerá essa evolução e quanto de carbonato será dissolvido? E se estará relacionado a um ambiente de sistema aberto? Se a dissolução ocorre sob condições de sistemas completamente abertos, o $\delta^{13}\text{C}$ deve ser controlado pelo CO_2 do solo. Isto, devido ao contínuo intercâmbio de CO_2 entre o DIC e o ar do solo, o qual é um grande reservatório quando comparado com o DIC presente nas águas contidas na zona de aeração. Se toda a dissolução ocorre sob condições de sistemas completamente fechados, o $\delta^{13}\text{C}$ deve ser representativo do DIC diluído do mineral carbonático ($\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$). A combinação de PCO_2 , mDIC e $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ pode ser utilizado com um indicador das condições de recarga (Clark & Fritz 1997).

Uma vez que a água subterrânea alcança a saturação em calcita, processos geoquímicos adicionais incluindo intercâmbio de matriz e reações de redox podem acontecer, e deve continuar a evolução da concentração de DIC e $\delta^{13}\text{C}$.

Para condições de sistemas abertos, em áreas de recarga com cobertura vegetal, os valores finais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ são enriquecidos em torno de 7‰ em relação ao CO_2 do solo. Esse enriquecimento reflete alterações de equilíbrio entre o CO_2 do solo e DIC com aumento de pH. Quando o pH aumenta, há ~8‰ de enriquecimento entre o $\text{CO}_{2(\text{g})}$ e HCO_3^- . Para evolução em sistemas completamente fechados, o valor final de $\delta^{13}\text{C}$ é também enriquecido em muitos ‰ do valor inicial do CO_2 do solo. Neste caso, o enriquecimento reflete aproximadamente 50:50% de mistura entre o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 dissolvido durante a recarga e a calcita dissolvida no aquífero, (Clark & Fritz 1997).

A variação isotópica natural biológica é resultante do fracionamento isotópico durante a fotossíntese. No processo de absorção de CO_2 , a planta realiza o fracionamento isotópico entre ^{12}C e ^{13}C , ao seqüestrar moléculas de dióxido de carbono isotopicamente mais leves, ou seja, contendo menos ^{13}C . Assim, o carbono seqüestrado pela vegetação contém uma proporção menor de ^{13}C que o carbono atmosférico, presente na molécula CO_2 . De modo semelhante, o carbono orgânico tem uma proporção menor de ^{13}C quando comparado ao carbono inorgânico presente na estrutura dos minerais carbonáticos (Clark & Fritz 1997 e Appelo & Postma 2005).

Esta discriminação isotópica durante a fotossíntese é variável e depende dos níveis de CO_2 na atmosfera, de modo que quanto maior a concentração de CO_2 no ar, maior será o fracionamento isotópico, Clark & Fritz (1997). O $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica presente na vegetação e no solo, possui um valor médio de -26‰.

Radiocarbono - O decaimento de energia do ^{14}C é utilizado como método de datação em processos ambientais, sendo o ciclo de meia vida de 5.730 ± 50 anos (National Bureau of Standards 1961 e Leavitt 1990).

Radiocarbono é produzido naturalmente na alta atmosfera pelo bombardeamento de ^{14}N por nêutrons secundários, gerados pela interação dos raios cósmicos e os gases atmosféricos, sendo oxidado ($^{14}\text{CO}_2$) e misturado com o CO_2 inativo (Cabral 1978). Nesta forma, ele é facilmente assimilado na biosfera e hidrosfera e incorporado no ciclo do carbono (Kalin 1999). Qualquer material que contenha o CO_2 atmosférico: organismos vivos, água, ou que tenha processos de reação com o gás, deverá ter atividade de ^{14}C igual ao composto atmosférico durante o período em que o material estiver em equilíbrio com a reserva atmosférica de carbono. Como é facilmente diluído em água, o CO_2 atmosférico está presente nas chuvas na forma de H_2CO_3 , cuja reação pode ser descrita: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$. Na superfície, o ácido carbônico reage com o cálcio e com o magnésio da crosta, formando os carbonatos.

Determinação de idades de água subterrânea a partir de análise de ^{14}C , refere-se ao tempo decorrido desde que a água foi isolada do contato com a atmosfera, última entrada de carbono, e a data da análise da amostra. A idade do radiocarbono é determinada por comparação da atividade de ^{14}C de uma amostra com a atividade tida como a inicial, sendo o tempo computado pela equação de decaimento radioativo (Kennedy 2004):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A} \quad \text{Equação 6}$$

Onde:

t = intervalo de tempo decorrido desde que o material foi isolado (anos) no subsolo, considerando que não houve novo aporte de carbono, até o momento da análise.

λ = Constante do decaimento radioativo de ^{14}C ($1.21 \times 10^{-4} \text{ anos}^{-1}$)

A = atividade específica do ^{14}C da amostra, gramas de ^{14}C por grama do total C (pmc)

A_0 = atividade específica inicial do radiocarbono (t_0 padrão moderno). A qual se supõe ser a mesma quando a amostra estava em equilíbrio com o reservatório atmosférico.

Atividade de radiocarbono pode ser usada na determinação de idades de água subterrânea, numa escala de até quarenta mil anos, contribuindo para o entendimento dos sistemas: áreas de recarga e fluxos de água (Carey *et al.* 2004 e Leavitt 1990).

Incertezas com relação a fonte de carbono podem induzir a erros de datação para curtas escalas de tempo. Em um mesmo sistema hidrogeológico, datações têm sido feitas utilizando conjuntamente os isótopos de ^4He e ^1H (Castro 2000 e Carey *et al.* 2004).

A medida de radiocarbono pode ser feita por diversos métodos, dentre eles o de contagem direta dos átomos de radiocarbono (acelerador espectrômetro de massa).

A imprecisão na determinação dos valores iniciais de radiocarbono, quando da entrada da água no subsolo, conduz a erros na estimativa da velocidade de fluxos de água subterrânea (Cabral 1978). Dentre os métodos, os mais precisos são:

- Determinação direta do valor entre dois pontos: este método é recomendado quando se conhece os pontos de recarga do aquífero, onde A_0 é o valor obtido na área de recarga e A_x é o valor obtido no ponto de interesse. A velocidade de fluxo, em anos, é determinada pela diferença dos valores isotópicos e a distância entre os dois pontos;
- Método que utiliza o balanço de massa como fator de correção baseado na estimativa das fontes de carbono.

A imprecisão nas datações por radiocarbono está relacionada à variação da concentração de ^{14}C na atmosfera; intercâmbio e distribuição do ^{14}C entre a atmosfera e os reservatórios terrestres, e por fim, pela incerteza da frequência da desintegração radioativa. Por isso, as datações com utilização de radiocarbonos, referem-se à idades relativas, devendo-se considerar uma margem de erro. De acordo com Fontugne (2005), os parâmetros que controlam o nível de ^{14}C referem-se a produção do radioisótopo na alta atmosfera, que é controlada pelo fluxo de partículas cósmicas incidentes e a intensidade do campo magnético terrestre, e por último, as trocas e a distribuição entre os diferentes reservatórios de carbono relacionados aos oceanos, a biosfera e a atmosfera. Antes de 1950, excetuando-se as alterações climáticas, as modificações impostas pelos demais processos às taxas de radiocarbono na atmosfera, são tidas como pouco expressivas, não excedendo os valores da “atividade moderna”. O termo “atividade moderna” refere-se à atividade de radiocarbono pós 1950, período este de aumento do nível de ^{14}C atmosférico, promovido pelas explosões nucleares e intensificação do uso de combustíveis fósseis. Portanto, a determinação do conteúdo de radiocarbono de alguma amostra é feita em relação à atividade do isótopo medida no ano 1950, tido como “ano zero”, onde a atividade era de 13,56 decaimentos-por minuto-por grama de carbono (Kalin 1999).

Atividade de radiocarbono pode ser usada na determinação de idades de água subterrânea, numa escala de até trinta mil anos, contribuindo para o entendimento dos sistemas: áreas de recarga e fluxos de água (Carey *et al.* 2004 e Leavitt 1990).

2.2.5. Clorofluorcarbonos – CFCs

Os Clorofluorcarbonos (CFCs) encontrados no meio ambiente são provenientes de fontes antropogênicas. São compostos sintéticos de carbono, cloro e flúor, que estão sendo produzidos comercialmente desde a década de 30 do século passado para uso industrial, condicionadores de ar, refrigeração, solventes, refrigerantes, dentre outros.

As formas de CFCs relacionam-se ao CFC-12, CFC-11 e CFC-113. O CFC-12 (diclorodifluormetano, CF_2Cl_2) é produzido comercialmente desde 1930; o CFC-11 (triclorofluormetano, CFCl_2) é produzido desde 1936, e o CFC-113 (triclorotrifluortano, $\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$), produzido comercialmente desde 1944 (IAEA 2006).

Os compostos atmosféricos CFC-11, CFC-12 e CFC-113 possuem período de existência de 45 ± 7 , 87 ± 17 e 100 ± 32 anos, respectivamente (Volk *et al.* 1997).

Lançamentos de CFCs na atmosfera e subsequente incorporação no ciclo hidrológico acompanharam a produção dos compostos pelas indústrias. Desde a década de 80, a produção cumulativa de CFC-12, CFC-11 e CFC-113 totalizaram aproximadamente 10.2, 7.7 e 2.4 milhões de toneladas, respectivamente. Desta forma, quanto maior a produção industrial desses elementos, maior será o seu conteúdo na atmosfera e no ciclo hidrológico.

O aumento da concentração de CFCs na atmosfera tem promovido a destruição da camada de ozônio e contribuído com o aquecimento global. Devido aos seus efeitos negativos, por acordos internacionais, à partir de 2001, as emissões de CFCs tiveram que ser reduzidas e as concentrações do produto na atmosfera foram mantidas ou atenuadas em comparação às concentrações anteriores.

Os três tipos de CFCs de interesse em hidrogeologia, CFC-11, CFC-12 e CFC-113 foram fabricados e introduzidos nos processos de produção em tempos diferentes repercutindo em diferentes taxas de crescimento dos compostos na atmosfera. Por isso, as razões dos tipos de CFCs podem fornecer informações úteis sobre a idade de recarga da água subterrânea. Estas variações promovem diferenças geográficas significativas nas razões de mistura de CFCs, por isso, para os cálculos das razões deve-se utilizar como amostras as concentrações do ar atmosférico local. Razões de CFCs podem datar águas de recarga anteriores a 1990 (IAEA 2006).

O transporte de gases através da zona não saturada pode acontecer por difusão e advecção nas fases líquida e gasosa. Advecção do ar no solo pode ocorrer em resposta às variações de pressão no meio. Estas variações são resultantes de turbilhões de vento, mudanças na pressão atmosférica e na temperatura do solo. Durante a infiltração, movimentos de ar também resultam em mudanças no conteúdo de água no solo. O transporte por advecção parece ser o mais importante nos primeiros metros do perfil do solo, porém, à grandes profundidades dominam os processos por difusão.

De acordo com Plummer & Busenberg (2006), os fatores que possibilitam a datação de água subterrânea com CFCs são:

a- O histórico da concentração de CFC atmosférico é conhecido e tem sido reconstruído à partir de dados de produção e lançamento na atmosfera desses compostos;

- b- A solubilidade do gás na água é determinada pela Lei de Henry, sendo função da temperatura, pressão e salinidade;
- c- Equipamentos e processos analíticos estão disponíveis para medir a concentração de CFCs no ar e na água.

Em laboratório, a primeira medida refere-se à determinação das concentrações de CFCs dissolvidos na água, valores em pg/Kg (picogramas por quilo). O cálculo dessa medida é baseado nos valores de salinidade da amostra. Para os cálculos das concentrações equivalentes de CFCs na atmosfera, valores expressos em pptv (partes por trilhão (10^{12}) por volume), bem como as idades aparentes, são utilizados os valores de temperatura de recarga e excesso de ar.

Os compostos de cloroflúorcarbono (CFCs) vêm sendo utilizados por pesquisadores para a datação de águas jovens, apesar da presença de tais compostos na atmosfera não ser desejável. Estes compostos são resistentes à degradação, tornando-os um excelente marcador quando aplicados para águas subterrâneas jovens. A concentração de CFC na atmosfera vem sendo incrementada desde 1940, gerando sua curva de concentração em função da ocorrência na atmosfera ao longo dos anos (*input function*). Os CFCs foram largamente usados para investigar o padrão de circulação nos oceanos durante as últimas décadas. Thompson & Hayes (1979), dentre outros, documentaram seus usos para datação de águas subterrâneas jovens. Avaliações recentes sobre o impacto global dos CFCs nas águas subterrâneas podem ser encontradas no trabalho desenvolvido por Höhener *et al.* (2003).

Assim como as demais técnicas de datação, a medição da concentração de CFCs refere-se à estimativa do tempo decorrido a partir do isolamento da água, livre do contato atmosférico, no sistema aquífero (Plummer & Busenberg 2006a). As condições de isolamento de uma parcela da água na zona não saturada são, em parte, função da taxa de recarga, da porosidade da zona não saturada do aquífero, dos coeficientes de difusão da água e do gás e da magnitude da variação do nível da água.

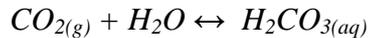
Medida das concentrações de CFCs tem se tornado eficiente ferramenta para datar águas modernas em áreas de recarga. De acordo com Lousada (2005), o processo de transporte mais comumente considerado como base para datações CFC é denominado *piston flow*. A idade interpretada assume que a concentração de CFC não foi alterada durante o transporte desde o ponto de entrada da água até o local de coleta da amostra.

2.3. Série Carbonática

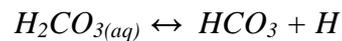
A acidez de uma água é controlada pela disponibilidade de CO_2 e pela reação deste gás com a água, de forma que quanto maior o aporte de CO_2 e respectiva dissolução na água, maior será a acidez do líquido. De modo contrário, em sistemas fechados, com isolamento da água

subterrânea em relação a novos aportes de CO_2 atmosférico, as reações conduzem ao aumento de pH.

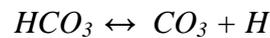
A água pluviométrica contém pequenas quantidades de CO_2 atmosférico dissolvido. No subsolo, a quantidade de gás carbônico nos poros é muito superior ao conteúdo atmosférico, por isso, as águas de infiltração incorporam quantidades ainda maiores de CO_2 , (Kasenow & Rohrich, 2001). A reação entre o CO_2 e a água pode ser expressa pela expressão:



O ácido carbônico é muito instável e a maior parte se dissocia formando bicarbonato e mais hidrogênio livre, tornando a água ainda mais ácida, permitindo as reações de hidrólise.



Por fim, pequena quantidade de bicarbonato também se dissocia gerando carbonato e mais ácido.



Em águas muito ácidas o H_2CO_3 é que domina o carbono inorgânico dissolvido (DIC), de modo contrário, em condições de alta alcalinidade predomina o CO_3^{2-} . Em águas com pH entre 6.4 e 10.3, como é o caso da maioria das águas subterrâneas, predomina o bicarbonato (Hem 1985) (Figura 2.1).

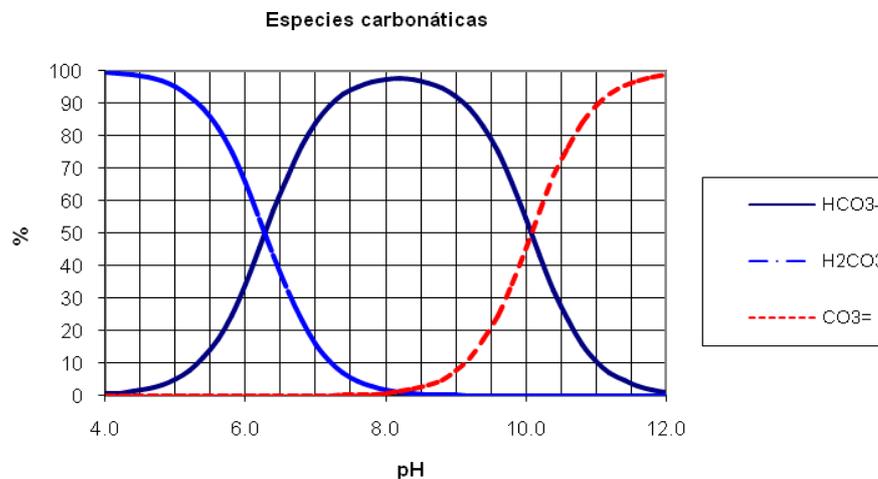
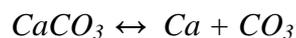


Figura 2.1 - Variações das espécies carbonatadas em função do pH (Sánchez 2008).

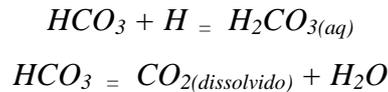
Em aquíferos que contenham minerais de calcita a água ácida dissolve esse mineral, liberando íons carbonato e cálcio.



Logo que é liberado a maioria do carbonato gerado na reação acima interage com o hidrogênio, produzindo bicarbonato.



Ainda sob condições de pH baixo, parte do bicarbonato será convertida para ácido carbônico. E também parte do ácido carbônico recém-criado se dissocia em gás carbônico e água.



De acordo com o exposto, a dissolução de carbonato é sensível a pressão parcial de CO_2 . Quanto mais alta a concentração de CO_2 no solo, maior será a quantidade de calcita dissolvida e concomitante aumento do DIC na água subterrânea, embora, o grau de interação entre água subterrânea e ar do solo também deve ser considerada na determinação no ganho de DIC durante a infiltração.

Em sistemas abertos, a dissolução de calcita se processa com um constante suprimento de CO_2 do solo, estes sistemas são típicos de zonas aeradas, onde as fases gás e água estão interagindo. Muito mais calcita deve ser dissolvida através do contínuo suprimento de CO_2 e o equilíbrio da concentração final de DIC deve ser alta. Em sistemas fechados a água subterrânea infiltra no solo e alcança a zona saturada incorporando calcita dissolvida. Na zona saturada, a água subterrânea é isolada de novos aportes de CO_2 do solo. Neste ambiente, o gás carbônico não é renovado com os processos de dissolução de carbonato, e por isso, a quantidade de dissolução e a concentração final de DIC devem ser baixas. Os sistemas fechados são típicos de áreas de recarga onde a infiltração da água é rápida ou nas zonas saturadas do subsolo, com baixo ou nenhum conteúdo de carbonato (Clark & Fritz 1997). Em sistemas fechados, não ocorrendo novos aportes de gás carbônico e hidrogênio, a interação da água subterrânea com a calcita irá consumir CO_2 e H^+ , promovendo a saturação da concentração e concomitante elevação de pH do líquido (Hem 1985). Nestas condições, o ânion bicarbonato está presente em quantidade muito superior ao carbonato, por isso, a maior parte do cálcio proveniente da dissolução da calcita estará na forma de bicarbonato de cálcio.

Intemperismo de minerais silicáticos possuem um efeito diferente dos sistemas carbonáticos. O DIC é derivado somente do CO_2 consumido pela alteração de feldspatos tais como albita e anortita para caolinita. Em tais reações, a única transformação para o sistema carbonato está associada ao aumento de pH, onde se troca a distribuição das espécies de DIC e o HCO_3^- . Isto somente ocorre em condições não saturadas, em sistemas abertos. Abaixo do nível da água, na zona saturada, o aporte de CO_2 do solo cessa, e com isso, a extensão das reações é limitada.

2.4. Hidroquímica

Devido aos compostos inorgânicos dissolvidos, principalmente na forma de íons, a água subterrânea é considerada como uma solução eletrolítica, com valores de condutância que se estendem de alguns microsiemens (μS), até centenas ou milhares de microsiemens. De acordo com Berkowitz *et al.* (2000), os compostos inorgânicos podem ser agrupados em três classes: constituintes maiores, com concentrações superiores a 5 mg/l; constituintes menores com concentrações entre 0,01 mg/l e 5 mg/l, e por fim, os constituintes traços com concentrações abaixo de 0,01 mg/l (Tabela 2.3).

Categoria	Componentes
Constituintes maiores (concentração acima de 5 mg/l)	Bicarbonato, cálcio, ácido carbônico, cloro, magnésio, silício, sódio, sulfato.
Constituintes menores (0,01 mg/l – 10 mg/l)	Boro, carbonato, flúor, ferro, nitrato, potássio, estrôncio.
Constituintes traços	Alumínio, arsênio, bário, brometo, Cadmo, cromo, cobalto, cobre, ouro, iodo, chumbo, lítio, manganês, molibdênio, níquel, fosfato, rádio, selênio, prata, estanho, urânio, vanádio, zinco, zircônio

Tabela 2.3 - Constituintes inorgânicos que podem estar dissolvidos na água subterrânea.

Fonte: Freeze & Cherry (1979).

De modo geral os minerais de um aquífero não são representativos de fases puras, mas sim, de misturas ou então de soluções sólidas de diferentes minerais (Appelo & Postma 2005). Assim, a composição química da água subterrânea é dependente da geologia do aquífero, tipo e abundância mineral, da solubilidade, e por fim, do tempo de interação entre a água subterrânea e o meio geológico.

A solubilidade depende da atividade dos íons e dos equilíbrios químicos das reações. Diz-se que um íon está ativo quando este desempenha um papel numa reação química, se juntando a outros íons e produzindo a precipitação de uma substância. O equilíbrio químico relaciona-se à intensidade das reações, na direção dos reagentes e ou dos produtos, as quais podem ser classificadas em reversíveis ou irreversíveis (Sánchez 2008).

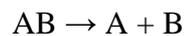
Em uma coluna de água, em profundidade de até 500 m, a pressão hidrostática (5MPa) não influencia no produto da solubilidade. Um aumento da pressão parcial do CO_2 é a principal razão para o aumento das taxas de dissolução e precipitação nas camadas superiores do solo. Desde que o aumento da pressão parcial do CO_2 é acompanhado por alta atividade dos íons, minerais de maior solubilidade, sob condições ácidas são preferencialmente dissolvidos. O aumento da temperatura, geralmente não contribui para um pronunciado incremento na solubilidade (Berkowitz *et al.* 2000).

A dissolução de carbonatos e sulfatos, a qual é uma reação exotérmica, aumenta com a redução da temperatura. Alguns íons são igualmente solúveis ao longo de uma faixa da escala de pH em águas subterrâneas. A dissolução de metais é essencialmente controlada pelo pH.

Precipitados como óxidos, hidróxidos e sais são dependentes de condições alcalinas, eles dissolvem sob condições ácidas e são facilmente mobilizados como cátions livres. Para os elementos sensíveis as reações de redox, elementos que ocorrem em diferentes estados de oxidação ou condições de redução, a solubilidade não é dependente somente do pH, mas também das condições de redox do meio. Em condições de $\text{pH} > 3$ quantidades de ferro podem ser dissolvidas nas formas reduzidas, como Fe^{2+} , enquanto o Fe^{3+} precipita na forma de hidróxido de ferro até mesmo a baixas concentrações em solução (Merkel *et al.* 2008).

A constante do produto de solubilidade ou simplesmente constante de equilíbrio (K_{sp}) é definida como sendo o equilíbrio entre um sólido e seus respectivos íons em uma solução. Estes valores indicam o grau de dissociação desses componentes na água, de forma que quanto maior a constante do produto de solubilidade mais solúvel é o composto (Lloyd & Heathcote 1985).

A dissolução do mineral AB nos componentes A e B ocorre de acordo com a Lei de Ação de Massa, conforme:



$$K_{ps} = \frac{(A) \cdot (B)}{(AB)} \quad \text{Equação 7}$$

Na relação abaixo, a constante de equilíbrio da Lei de Ação de Massa é a constante do produto de solubilidade (K_{ps}) ou produto de atividade do íon (PAI)

$$PAI = (A) \cdot (B) \quad \text{Equação 8}$$

As concentrações analíticas de A e B devem ser transformadas em atividades, e somente após isto, as atividades desses íons livres, e não do seu complexo, são consideradas.

A atividade dos íons está relacionada às forças eletrostáticas que ocorrem em reações eletrolíticas. O comportamento das reações químicas em eletrólitos fortes ficou melhor entendido com a formulação da Teoria de Debye & Hückel (1923), que é a base moderna para o tratamento das soluções de eletrólitos fortes. De acordo com a referida teoria, em soluções de eletrólitos fortes só há íons. Em solução, cada aglomerado iônico comporta-se como uma partícula. Portanto nas soluções, os eletrólitos fortes estão ao mesmo tempo completamente ionizados e parcialmente dissociados, o que justifica os desvios observados nas soluções, que deveria ser esperado em função de sua composição analítica (Lavorenti 2002).

De acordo com Debye & Hückel (1923), os íons carregados eletricamente estão sujeitos a Lei de Coulomb (interação de duas partículas, sendo que essas forças de interação são iguais), cujas forças de atração ou repulsão podem ser expressas pela equação:

$$F = \frac{1}{\epsilon} \frac{q_1 q_2}{r} \quad \text{Equação 9}$$

Onde:

ϵ = constante dielétrica do meio

q_1 e q_2 = cargas elétricas dos íons
 r = distância de separação entre as cargas

Análise da equação 12 demonstra que a força eletrostática é diretamente proporcional a carga dos íons e inversamente proporcional às distâncias interiônicas. Portanto, o coeficiente de atividade depende do raio e da carga do íon, de modo que quanto maior forem as cargas iônicas e a concentração da solução, maior será a força de atração interiônica com conseqüente formação de aglomerados iônicos e menor será a atividade do íon.

2.3.1. Atividade iônica

De acordo Lavorenti (2002), para soluções extremamente diluídas a atividade é igual a sua concentração analítica, com isso, o coeficiente de atividade nesses casos, é igual a unidade, portanto, os valores de f_i são $f_i \leq 1$.

A força iônica (I) ou efeito salino, Lewis & Randall (1921), representa a medida da tensão do campo elétrico devido à presença de íons na solução, e pode ser obtida pela equação:

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2 \quad \text{Equação 10}$$

Onde:

m = concentração do elemento i (moles/l);

z = valência ou carga do elemento i .

Quando a força iônica de uma solução é conhecida, é possível calcular o coeficiente de atividade.

A atividade de um íon pode ser expressa como sendo o produto de uma dada concentração analítica (moles/l) pelo seu coeficiente de atividade na solução, podendo ser expressa por:

$$\text{Atividade (mol/l)} = \text{concentração (mol/l)} \times \text{coeficiente de atividade (} f_i \text{)}$$

O conhecimento da atividade de um íon é importante para o entendimento do comportamento de uma reação química, que neste caso, trata-se de uma maior ou menor possibilidade de reatividade do íon.

2.3.2 Reações de Equilíbrio

A determinação da dissolução ou precipitação de certo mineral deve ser determinada pela atividade de seus íons e não por sua concentração. A solubilidade da maioria dos precipitados possui relação direta com a temperatura, no entanto esse aumento não é muito sensível.

As reações químicas que se processam na concentração contendo água e minerais podem ser classificadas em reversíveis ou irreversíveis. Diz-se que uma reação química é reversível

quando as reações podem se processar em ambas as direções, de outro modo, na irreversível a reação se processa apenas em uma direção, não retornando à condição original.

Por serem responsáveis pela maioria das reações químicas que ocorrem na água, neste trabalho, serão tratadas apenas as reações reversíveis.

Quando uma reação reversível está produzindo, com a mesma intensidade, reações em ambas as direções, diz-se que ela está em equilíbrio, podendo ser expressa pela relação:



Onde:

A, B = reagentes

C, D = produtos

a, b = número de moles dos reagentes

c, d = número de moles dos produtos

Em princípio, se a reação está em equilíbrio, cumpre-se a Lei de Ação de Massas (Merkel *et al.* 2008), que de acordo com o exemplo acima pode ser expressa:

$$K = \frac{(C)^c \cdot (D)^d}{(A)^a \cdot (B)^b} \quad \text{Equação 12}$$

Onde:

A, B, C e D = são as atividades de cada substância.

K = equilíbrio termodinâmico ou constante de dissociação.

No exemplo acima, o K (constante de equilíbrio) e as substâncias entre parênteses representam “atividades” ou “concentração efetiva” da substância. As atividades deverão estar na forma de concentrações molares, sendo o resultado a diferença entre as duas (Appelo & Postma 2005).

O produto da solubilidade é obtido pela aplicação da Lei de Ação de Massa. Porém na determinação do produto da solubilidade, as substâncias sólidas e a molécula de água são omitidas na fórmula.

Num caso concreto, quando da aplicação da equação 12 (representação hipotética de uma reação em equilíbrio), o resultado pode ser igual, maior ou menor a K (constante para reação em equilíbrio). Em qualquer uma das situações, o resultado da aplicação da equação 13 será denominado de Produto de Atividades Iônicas – PAI, ou IAP em inglês. O produto

$$PAI = \frac{(C)^c \cdot (D)^d}{(A)^a \cdot (B)^b} \quad \text{Equação 13}$$

Os enunciados das equações 12 e 13 são semelhantes, porém, a expressão de K na equação 30, corresponde ao resultado teórico de uma reação em equilíbrio, enquanto que na equação 31, o exemplo corresponde ao resultado de uma aplicação prática.

As relações entre K e PAI podem ser analisadas da seguinte forma: a) se $K < PAI$ representa que o numerador da equação de aplicação possui valor superior ao denominador. Neste caso, o equilíbrio, ou seja, $K = PAI$, é alcançado com a diminuição do valor do numerador, ou então, um aumento do valor do denominador. Para tanto, a reação da equação 31 tem que produzir com mais intensidade para a esquerda ($aA + bB$) que para a direita ($cC + dD$). De outro modo, se $K > PAI$, o equilíbrio será alcançado se a reação produz com mais intensidade para a direita.

Para expressar essas relações de intensidade de reações, se utiliza o índice de saturação - SI , que pode ser expresso pela equação:

$$SI = \log \frac{PAI}{K} \quad \text{Equação 14}$$

O índice de saturação indica se uma solução está em equilíbrio, se está saturada ou insaturada com relação para uma fase sólida. Resultados de SI igual a 1, indicam condição de supersaturação em que a solução é dez vezes mais saturada em relação a fase mineral, enquanto que valores de -2 indicam que a solução é cem vezes insaturada em relação a fase mineral (Broder & Planer-Friedrich 2005). Ainda de acordo com os autores, condições de supersaturação nem sempre podem ser relacionadas à precipitação. Neste caso, se a cinética de precipitação é lenta, soluções podem permanecer supersaturadas por longo período de tempo em relação à fase mineral.

Conforme o resultado de SI , de acordo com Broder & Planer-Friedrich (2005), três situações são possíveis (Tabela 2.4).

Relação $K - PAI$	Índice de saturação	Sentido da reação	Concentração em relação ao mineral
$PAI > K$	$SI > 0,05$	Esquerda	Solução saturada
$K = PAI$	$SI = \text{entre } -0,05 \text{ e } +0,05$	Equilíbrio	Solução em equilíbrio
$PAI < K$	$SI < -0,05$	Direita	Solução insaturada

Tabela 2.4 - Relação PAI / K .

2.3.3. Parâmetros físico-químicos

As propriedades físicas da água, no estado líquido, são mais bem compreendidas quando analisada a estrutura de sua molécula. A água é uma molécula polar, formada por duas ligações químicas entre o íon O^- e os íons H^+ (localizados no ápice da molécula), conformando um ângulo de 105° . A molécula tem uma carga negativa parcial (δ^-) junto ao oxigênio, em função dos pares de elétrons não compartilhados, e cargas positivas parciais (δ^+) junto aos átomos de hidrogênio. A atração estabelecida entre estas cargas forma ligações intermoleculares, denominadas de pontes de hidrogênio, que controlam a maioria das propriedades da água, inclusive o estado

líquido em temperatura ambiente. A polaridade da água influencia na capacidade de dissolução de íons dos diversos materiais.

A presença de íons dissolvidos altera muito as propriedades físicas da água, notadamente sua habilidade para conduzir eletricidade. A natureza dipolar da molécula de água influencia no comportamento dos íons dos solutos como também do solvente (Hem 1985).

A maior parte da água subterrânea ocorre em profundidades inferiores a dois quilômetros, na porção da crosta próxima à superfície. Nesta região, as rochas sedimentares e metamórficas são mais comuns que as rochas ígneas. De modo geral, a circulação de água subterrânea em rochas metamórficas e magmáticas está restrita às descontinuidades da rocha, o que torna estes tipos, aquíferos de baixa capacidade, que transmitem pequena quantidade de água. Comparando-se com as rochas de alta porosidade, onde é considerável a circulação e o armazenamento de água, as rochas metamórficas e magmáticas apresentam reduzidas superfícies de contato. Apesar da pouca superfície de contato, reações entre água subterrânea e minerais de rochas magmáticas são de grande importância em estudos hidroquímicos. Desta forma, rochas sedimentares e os solos assumem grande importância como fontes de material solúvel para as águas de circulação subterrânea ou superficial (Hem 1985).

O principal agente de intemperismo químico que percola através da porosidade das rochas é a água de chuva. Essa água, rica em H^+ , em interação com o CO_2 da atmosfera, adquire caráter ácido, que em contato com a matéria orgânica em decomposição (oxidação), presente no solo, assume valores de pH mais baixos ainda (Kasenow & Rohrich 2001). Nesse ambiente, os silicatos constituintes das rochas sofrem ataques químicos, principalmente processos de hidrólise, através do íon H^+ . Esse íon acaba por deslocar os cátions alcalinos (K^+ e Na^+) e alcalino-terrosos (Ca^{2+} e Mg^{2+}), que irão enriquecer a solução aquosa. Outra reação hidroquímica de grande importância é a dissolução de sais: $CaCO_3$ (calcita), $CaCO_3.MgCO_3$ (dolomita), $MgCO_3$ (magnesita), $NaCl$ (halita), $CaSO_4$ (anidrita), $CaSO_4.2H_2O$ (gipsita). Assim, os íons predominantes nas águas subterrâneas são: Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} e HCO_3^- .

A condutividade elétrica da água expressa a capacidade que esse líquido possui de conduzir a corrente elétrica. A facilidade de condução elétrica está relacionada à quantidade de íons dissolvidos no líquido, ou seja, a grandeza física é diretamente proporcional a concentração de íons (Matos 2001). Nas águas subterrâneas, os íons condutivos referem-se às bases alcalinas e alcalinas terrosas, carbonatos, carbonetos, sulfatos e cloretos. Grande parte da carga iônica presente na água representa o material dissolvido na interação entre a água e os minerais da rocha, desta forma, como os parâmetros temperatura e pH condicionam o grau de solubilização dos minerais, de forma indireta, também irão condicionar a condutividade elétrica da água.

O potencial hidrogeniônico ou pH é uma medida utilizada para quantificar a concentração do íon H^+ em uma solução. As principais fontes de acidez na água referem-se a presença do ácido carbônico e à dissociação da molécula H_2O , liberando o H^+ para a solução. Na interação água/rocha, a acidez da água acelera o grau de dissolução de minerais, aumentando assim a concentração de íons dissolvidos.

2.4. Sistema Aquífero Guarani

As formações sedimentares que compõem o sistema aquífero estão distribuídas por uma área de 1.206.703 km², ocupando a quase totalidade das bacias sedimentares do Paraná e Chaco-Paraná, sendo 819.703 km² em território brasileiro, 225.000 km² na Argentina, 72.000 km² no Paraguai (Araújo *et al.* 1995), e 90.000 km² no Uruguai (Santa Ana 2004).

No Brasil, o aquífero se estende pela região central e oeste de São Paulo (155.800 km²), Triângulo Mineiro/MG (43.642 km²), Região sudoeste de Goiás (44.718 km²), porção sudeste de Mato Grosso (26.400 km²), Mato Grosso do Sul (213.200 km²) e porções oeste dos estados do Paraná (131.300 km²), Santa Catarina (49.200 km²) e Rio Grande do Sul (157.600 km²).

A denominação de Aquífero Guarani foi sugerida pelo geólogo uruguaio Danilo Anton em homenagem à nação indígena Guarani, cuja população, antes da colonização européia, se concentrava principalmente nas terras que compreendem as regiões fronteiriças entre Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Rocha 1996).

Para Campos (1996), o Aquífero Guarani engloba unidades geológicas confinadas, sotopostas aos basaltos, compostas por arenitos e lamitos, com aumento da proporção de argilas em direção à base do pacote sedimentar. Em termos gerais, aproximadamente 90% do conjunto está confinado e o restante ocupa áreas em faixas de afloramentos (Araújo *et al.* 1995). A porção confinada está sotoposta a espessos derrames basálticos correspondentes a Formação Serra Geral (Brasil), maior espessura de 1.723 m no estado de São Paulo (Galhano 2006), Formação Alto Paraná (Paraguai), maior espessura de 700 m (Consórcio Guarani 2006) e Formação Arapey (Uruguai), maior espessura de 1.023 m (Decoud & Rocha 2000). A unidade hidroestratigráfica Guarani é composta por conjuntos de rochas com características relativamente homogêneas, de profundidade variável que abrange a quase totalidade da Bacia Sedimentar do Paraná (Zunino & Ainchil 2000). A porção basal é constituída por arenitos de idade triássica: formações Pirambóia, Buena Vista e Grupo Rosário do Sul (Santa Ana 2004, Azevedo *et al.* 1985, Rosa Filho *et al.* 2003, Giardin & Faccini 2004, Araújo *et al.* 1995 e 1999). A porção superior é constituída por pacote arenoso de idade jurássica: Formações Misiones (Palmieri *et al.* 1990), Botucatu e Tacuarembó (Araújo *et al.* 1995 e 1999 e Rosa Filho *et al.* 2003).

Em território brasileiro, o aquífero engloba as formações Rosário do Sul, Pirambóia e Botucatu (Araújo *et al.* 1995 e 1999). No Paraguai inclui a Formação Misiones (Larroza *et al.* 2001, Consórcio Guarani 2006). No Uruguai é integrado pela Formação Buena Vista (Decoud & Rocha 2000, Montañó *et al.* 1998 e Santa Ana 2004). Na Argentina é associado as formações Tacuarembó e Buena Vista (Zunino & Ainchil 2000).

A espessura do sistema aquífero é variável, sendo controlada pela estrutura das bacias sedimentares do Paraná e Chaco-Paraná: altos estruturais, falhamentos, depressões e bordas de bacia. A seqüência deposicional composta pelas formações Pirambóia e Botucatu possui mais de 800 m de espessura na região de Alegrete/RS e 600 m na porção leste de Campo Grande/MS, (Araújo *et al.* 1995). Em território argentino, a seqüência correspondente as formações Tacuarembó e Buena Vista apresenta mais de 840 m de espessura em Tostado, Província de Santa Fé (Ainchil & Giuso 1997). O depocentro sedimentar do sistema aquífero acompanha longitudinalmente o eixo do Rio Paraná, com direção NNE-SSW (Araújo *et al.* 1995).

O Grupo Rosário do Sul tem sua ocorrência restrita ao estado do Rio Grande do Sul. A seqüência permo-triássica é composta por depósitos continentais e compreende as formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita (Giardin & Faccini 2004 e Lavina 1982). Estratigraficamente, o Grupo Rosário do Sul está sotoposto aos arenitos da Formação Botucatu e sobrejacente aos sedimentos da Formação Estrada Nova (Leão *et al.* 1998). Geneticamente e temporalmente, a Formação Rosário do Sul pode ser correlacionada à Formação Pirambóia (Gamermann & Filho 1971). A Formação Sanga do Cabral integra a seqüência neopermiana-eotriássica, caracterizada por uma associação de fácies eólicas na base e depósitos aluviais de planície entrelaçada no topo (Lavina 1982 e Giardin & Faccini 2004). As Formações Santa Maria e Caturrita compreendem a seqüência meso-neotriássica. A base da Formação Santa Maria é composta pelos arenitos fluviais do Membro Passo das Tropas, enquanto que o topo é formado por litofácies pelíticas, fossilíferas, de planícies de inundação do Membro Alemoa. No topo da seqüência triássica, a Formação Caturrita é constituída por arenitos de sistemas fluviais evoluindo para litofácies pelíticas de sistemas de deltas lacustres, com tendência de predomínio de arenitos na porção superior.

A Formação Buena Vista se estende pela área de influência da Bacia Chaco-Paraná no meio-norte do Uruguai e nordeste da Argentina. De acordo com Santa Ana & Ucha (1994), a Formação Buena Vista é constituída por arenitos de granulometria variada, muito fina a média, localmente grossa a muito grossa, ocorrendo ainda níveis de pefitos e arenitos conglomeráticos, além de espessos pacotes pelíticos associados aos arenitos. A maior espessura dos sedimentos relativos à formação é de 671 m, levantada no perfil do poço N08 Yx-1, localizado em Yacaré, região ocidental da bacia em território uruguaio e de 40 m de espessura em Colon na Argentina.

Estratigraficamente, a Formação Buena Vista é correlacionada à Formação Sanga do Cabral, Grupo Rosário do Sul (Azevedo *et al.* 1985).

A Formação Tacuarembó constitui a porção basal da seqüência neotriássica-eocretácea na área de influência da Bacia Chaco-Paraná que se estende pelas regiões meio-norte do Uruguai, Sudoeste do Paraguai e Nordeste da Argentina. A Formação Tacuarembó é subdividida em membro inferior e superior (Bossi 1966). De acordo com Santa Ana (2004), o membro inferior é constituído por arenitos de granulometria variada, finos a muito finos, intercalados por arenitos médios a grossos e por delgadas camadas de siltitos e pelitos argilosos arranjados em formas de estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, subordinadamente planar. O membro superior é constituído por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada, planar e planar-tangencial (Santa Ana 2004). Ainda de acordo com o autor, os membros inferior e superior são correlacionáveis às Formações Pirambóia e Botucatu, respectivamente. Perfil geológico montado com dados de perfuração do poço N07 Px-1 de Pelado, indica espessura de 450 m para a Formação Tacuarembó.

Outras propostas litoestratigráficas redefinindo a Formação Tacuarembó foram sugeridas. Ferrando & Andreis (1996), subdividem a porção inferior desta unidade e propõem a designação de Formação Cuchilla del Ombú para um pacote de sedimentos eólicos presentes na porção basal. Por suas características litoestratigráficas, o membro superior vem sendo considerado por vários autores como uma nova unidade designada de Formação Rivera (Ferrando & Montana 1987, Montañó *et al.* 1998, Decoud & Rocha 2000). Ferrando & Montana (1987) descrevem o Grupo Batovi Dorado composto pelas Formações Cuchilla del Ombú (basal), Tacuarembó (intermediária) e Rivera (topo).

Na parte oriental do Paraguai, a Formação Misiones ocupa uma área de 67.000 km², dos quais 37.000 km² em zonas de afloramentos, conformando uma faixa de 500 km de comprimento e 60 km de largura. As maiores espessuras, em torno de 350 m, foram levantadas em perfis de poços nas cidades de Pedro Juan Caballero e Salto de Guairá (Larroza *et al.* 2001). A formação é caracterizada por duas seqüências litoestratigráficas, uma constituída por arenitos eólicos (topo) e outra por arenitos fluviais com desenvolvimento de fácies arenosas basais (PPADSSAG 2005b). A base dos sedimentos foi depositada em ambiente de planície aluvial associada à sedimentação fluvial, enquanto que os arenitos constituintes da porção superior sugerem origem eólica (Orue 1996). De acordo com Consórcio Guarani (2006), os litotipos são formados por um conjunto homogêneo de arenitos quartzosos, granulometria média a grossa, grãos polidos e arredondados de baixa esfericidade, matriz argilosa e hematítica, localmente silicificada. A estrutura das camadas varia de maciça, estratificação mal definida a seções com estratificação cruzada. Em meio aos pacotes areníticos intercalam delgadas camadas de conglomerados

compostos por seixos arredondados, com até 15 cm de diâmetro, compostos por quartzo, quartzitos e variedades amorfas de sílica. São sugeridos ambientes fluviais e aluviais com intercalação de episódios eólicos. Níveis conglomeráticos, com presença de ventifactos se intercalam com pacotes areníticos (Consórcio Guarani 2006). De acordo com Zunino & Ainchil (2000), a Formação Misiones que ocorre no Paraguai e no nordeste da Argentina é correlacionável aos litotipos da Formação Tacuarembó.

Os arenitos da Formação Pirambóia ocorrem nos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e região norte do Rio Grande do Sul. A formação caracteriza-se por uma sedimentação arenosa flúvio-eólica ocorrida em ambiente de clima semi-árido (Filho *et al.* 2005). O arcabouço da rocha é constituído essencialmente por minerais silicosos, correspondendo a 90% do total, e cimento à base de sílica e ou limonita (Soares 1973). Os litotipos correspondem a arenitos finos a muito finos, siltosos, brancos e friáveis (Strugale *et al.* 2004); arenitos avermelhados, finos a médios, sendo que nas camadas inferiores podem ocorrer arenitos grossos a conglomeráticos e arenitos argilosos (Soares & Assine 1992). A estrutura é marcada por estratificações cruzadas acanaladas, estratificações e laminações plano-paralelas. A estrutura e o comportamento da rocha sugerem depósito em ambiente de lençóis de dunas eólicas com interdunas úmidas localmente intercaladas com depósitos fluviais (Strugale *et al.* 2004). Na faixa de afloramentos no estado de São Paulo, Caetano-Chang (1997), descreve esta unidade como sendo composta por associação de arenitos finos, subordinadamente finos a médios e arenitos finos siltosos, presentes em dunas eólicas e interdunas. Caetano-Chang & Wu (2006), descrevem a porção superior desta unidade composta por arenitos finos a muitos grossos, conglomeráticos, depositados pela interação de sistemas eólico e fluvial.

A Formação Botucatu é composta por arenitos eólicos, constituídos predominantemente por quartzo, arredondado (peito-de-pomba), granulometria fina a média em meio a cimento de sílica, carbonato e ou limonita. Os arenitos estão dispostos em formas de dunas, interdunas e intertrapes entre os derrames basálticos e ainda apresentam estruturas laminares, estratificações plano-paralelas, cruzadas de baixo e alto grau e ainda acanaladas. O contato superior com os basaltos da Formação Serra Geral é concordante, sendo comum a intercalação entre camadas de arenitos e basaltos. O contato basal se caracteriza por uma extensa superfície de discordância regional, com mudanças nas características entre os arenitos Botucatu e Pirambóia. De todas as unidades geológicas que compõem o Sistema Aquífero Guarani em território brasileiro, os arenitos da Formação Botucatu são os de maior distribuição espacial, ocorrendo em todos os estados de abrangência da Bacia Sedimentar do Paraná.

2.4.1. Detalhamento das Formações Pirambóia e Botucatu

Na porção central do estado de São Paulo, o Sistema Aquífero Guarani é composto pelas Formações Botucatu, porção superior, e Pirambóia, porção basal. Os arenitos apresentam porosidade primária intersticial residual e presença variável de cimentos de carbonato, sílica e óxido de ferro. A Formação Botucatu se estende por uma área de 7.270 km² e possui espessura saturada entre 150 e 250 m (Côrrea 2000). A Formação Pirambóia possui espessura de 280 m na região de São Carlos, caindo para 40 m rumo ao norte na região de Araraquara. As áreas de recarga, associadas às áreas de afloramento, ocorrem na porção leste e abrangem as regiões de Itirapina, São Carlos e Ibaté na porção oeste. Uma área de recarga menos expressiva localiza-se nos arredores da cidade de Bocaina (Côrrea 2000). Nas regiões de Garça e Marília, oeste de São Paulo, o topo da Formação Botucatu varia entre 880 e 930 m de profundidade. A espessura varia de 200 a 450 m, encontrando-se os menores valores de espessuras nas áreas de afloramento e os maiores em direção ao eixo da Bacia Sedimentar do Paraná (Prandi *et al.* 2000). A diversidade do comportamento do pacote arenítico é controlada pelo Alto Estrutural de Cabrália, onde, conforme os autores houve total erosão do aquífero.

No Estado do Mato Grosso do Sul, o Sistema Aquífero Guarani é constituído pelas formações Pirambóia e Botucatu. A unidade aquífera ocupa uma área de 213.200 km², sendo que destes, 36.000 km² representam áreas de afloramento. Os afloramentos ocorrem numa faixa de sentido NNS na porção central do estado, com cerca de 100 km de largura no norte, estreitando-se em direção ao sul e chegando a desaparecer próximo ao município de Bela Vista (Gastmans & Kiang 2005 e Gastmans 2007).

No Paraná, na região de São Jerônimo da Serra, o Sistema Aquífero Guarani é composto pelas formações Pirambóia e Botucatu (Strugale *et al.* 2004). A Formação Pirambóia possui espessura de 20m, sendo formada por arenitos siltsos, brancos e friáveis, depositados em ambiente de lençóis de dunas eólicas com interdunas úmidas localmente intercaladas com depósitos fluviais. A estrutura da rocha é marcada por estratificações e laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas acanaladas. A Formação Botucatu é composta por arenitos finos, quartzosos, avermelhados com grãos arredondados. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas, sendo que o pacote arenítico pode chegar até 50 m de espessura. Os afloramentos ocorrem na região descrita e regiões adjacentes da Serra do Cadeado e Rio Branco do Ivaí.

Nas regiões Sul de Goiás, a Formação Botucatu é constituída por arenitos finos, quartzosos, avermelhados com grãos arredondados, bem-selecionados e bimodais. A estrutura é marcada por estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas de grande porte e cruzadas em diversos ângulos. As áreas de afloramento mais significativas ocorrem nas regiões de Mineiros, Serranópolis e Jataí e outra de menor expressão na região de Aporé.

2.4.2. Hidroquímica

Análises de dados hidroquímicos evidenciam variação do quimismo entre as águas contidas nas zonas livres e confinadas do aquífero (Silva 1983, Sracek & Hirata 2002, Rosa Filho *et al.* 1987, Souza 2004, Gastmans & Kiang 2005, Gastmans 2007, Zanatta & Coitinho 2002, Montañó *et al.* 1998, Decoud & Rocha 2000, PPDSSAG 2005a, dentre outros). Nas zonas confinadas, onde o nível piezométrico do sistema aquífero é superior à base do aquífero basáltico, ocorre a mistura de águas e conseqüente alteração química, promovida pelo aporte de fluxos ascendentes contendo minerais solubilizados das rochas vulcânicas. De modo contrário, em regiões onde o nível piezométrico do Aquífero Guarani é inferior à base do basalto, ocorre fluxo descendente, e as águas do Aquífero Guarani misturam-se às águas dos basaltos (Bittencourt *et al.* 2003 e Corrêa 2000). Pode ocorrer ainda alteração química das águas, promovida pela solubilização de minerais das unidades sotopostas ao Sistema Aquífero Guarani. Variações hidroquímicas também estão relacionadas às variações mineralógicas representativas das distintas fácies que compõem o aquífero. Citam-se ainda as variações entre as zonas de estagnação da água subterrânea, onde ocorre um aumento progressivo da concentração iônica e as zonas de maior fluxo, onde a velocidade de circulação inviabiliza a concentração química. Em síntese, os autores concluem que a hidroquímica deste sistema aquífero é condicionada pelos fatores ambientais relacionados à composição mineral das distintas fácies que compõem o aquífero, grau de confinamento, posição relativa da superfície potenciométrica, dinâmica de fluxo e estratigrafia.

Avaliações realizadas no estado de São Paulo demonstraram que nas áreas de afloramento do aquífero há predomínio das águas bicarbonatadas magnesianas e calco-magnesianas. Nos pontos de semiconfinamento as águas são calco-magnesianas e bicarbonatadas cálcicas. Nas proximidades da calha do Rio Paraná, porção oeste, onde o aquífero apresenta maior grau de confinamento, as águas são bicarbonatadas sódicas, enquanto que no extremo sudoeste do estado, as águas são cloro-sulfatadas sódicas (Silva 1983). Estudos realizados na região de Ribeirão Preto/SP por Sracek & Hirata (2002) demonstram evolução das águas bicarbonatadas cálcicas, nas zonas de afloramento e de baixo confinamento, para águas bicarbonatadas sódicas com concentrações de cloretos e sulfatos nas zonas de alto confinamento. Os teores de cloretos e sulfatos podem estar relacionados à dissolução de evaporitos, halita e gipsita, presentes na Formação Pirambóia. Ainda de acordo com os autores, na zona de baixo confinamento, a ocorrência de elevadas concentrações de flúor, 13,3 mg/l, pode estar relacionada a dissolução do mineral presente nos arenitos ou nos basaltos sobrepostos. Dias *et al.* (2002), dividiram as águas do estado em três famílias: a) família das águas bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas - que ocorrem na porção confinada do aquífero, com pH variando de 5,3 a 8,5;

temperatura entre 21°C a 36°C, com 75% dos valores menores que 28°C; b) família das águas bicarbonatadas sódicas - que ocorrem na porção confinada do aquífero e apresentam valores de pH predominantemente alcalino, 100% dos valores são maiores que 8,5, o resíduo seco a 180°C varia de 93 a 222 mg/l e a temperatura varia de 23°C a 34°C; c) família das águas cloro-sulfatadas cálcicas ou magnesianas – que ocorrem na porção livre do aquífero, com valores de pH sempre ácido, variando de 4,8 a 7,0, com 75% dos valores menores que 6,2. O resíduo seco a 180°C apresenta concentrações sempre menores que 157 mg/l, com 75% dos valores menores que 54 mg/L e temperatura variando entre 20°C a 27°C, com 75% dos valores menores que 24°C.

Para o Estado do Paraná, Rosa Filho *et al.* (1987) estudando o quimismo das águas subterrâneas contidas nos basaltos do Sistema Aquífero Serra Geral, observaram em vários pontos a contribuição das águas do Aquífero Guarani. Esta contribuição é facilmente percebida, segundo os autores, pela análise dos cátions maiores, já que as relações características entre esses elementos para os dois sistemas aquíferos são distintas. De acordo com Souza (2004), nas zonas de confinamento do aquífero é baixa a relação entre Ca e Na. O pH da água é alcalino, determinado pela concentração de bicarbonato e carbonato, e as temperaturas são superiores a 26° C. Os menores teores de cloreto estão associados às menores temperaturas. Comparativamente, as águas do Aquífero Guarani apresentam maior concentração de sulfetos e sulfatos, quando comparadas às do aquífero basáltico. Ainda de acordo com o autor, o ambiente desértico de deposição dos arenitos Botucatu/Pirambóia propiciou a deposição de precipitados salinos, incluindo sulfatos.

No estado do Mato Grosso do Sul, Gastmans & Kiang (2005) e Gastmans (2007) descrevem tendência de aumento de salinidade entre as áreas de recarga e as zonas de maior confinamento do aquífero. Nas áreas de recarga ou nas zonas de baixo confinamento, onde a espessura do basalto é pequena, as águas são bicarbonatadas cálcicas ou bicarbonatadas calco-magnesianas. Característica esta inerente às águas coletadas dos poços perfurados em basaltos e nas surgências do Sistema Aquífero Guarani. Nas zonas de maior confinamento, as águas evoluem de bicarbonatadas sódicas para bicarbonatadas cloretadas/sulfatadas/sódicas. Amostras de águas de poços localizados nas formações Botucatu e Pirambóia demonstram teores elevados de sais, provenientes da dissolução de cimento calcífero, liberando cálcio e bicarbonato para a água. Ainda de acordo com os autores, nos poços onde ocorrem mistura de águas dos aquíferos Guarani e Serra Geral, as águas são bicarbonatadas cálcicas e magnesianas, com tendência de enriquecimento em magnésio, situação também descrita por Souza (2004) e Rosa Filho *et al.* (1987) em trabalhos realizados no estado do Paraná. A temperatura das águas é condicionada pelo grau de confinamento do aquífero, variando entre 20 a 66,6 °C. Os valores de pH estão entre

4,9 a 9,2, com média de 6,9, indicando uma predominância de águas neutras a levemente ácidas, sendo que as águas mais ácidas situam-se mais próximas às zonas de recarga, enquanto que nas porções mais confinadas prevalecem as águas básicas.

No estado de Santa Catarina as águas são bicarbonatadas cloretadas sódicas ou bicarbonatadas cloretadas sulfatadas sódicas. O grau de confinamento condiciona o aumento de pH, salinidade e condutividade específica (Zanatta & Coitinho 2002). Os autores relatam valores de pH entre 6 e 8, passando à alcalinas em áreas de maior confinamento. A salinidade em termos de STD chega a valores de 800 mg/l.

De acordo com Montañó *et al.* (1998), na região de afloramento do Aquífero Guarani no norte do Uruguai, as águas das formações Rivera e Tacuarembó são cloretadas cálcicas e bicarbonatadas cálcicas. Ainda é relatada concentrações de flúor e arsênio, Montañó (comunicação verbal). A concentração de cálcio supera a concentração de sódio e em alguns casos, valores de magnésio são iguais ou superiores aos de sódio. Os altos valores de cálcio estão associados ao cimento carbonático da Formação Tacuarembó. Em alguns casos, o bicarbonato tem domínio sobre o cloreto, dando origem a águas bicarbonatadas cálcicas. O valor médio da dureza total expressa em CaCO_3 é de 45 mg/l e o valor médio do resíduo seco é de 120 mg/l. Na zona confinada, as águas das formações que compreendem o sistema Rivera-Tacuarembó-BuenaVista-Yaguari são bicarbonatadas sódicas, com valor médio de 200 mg/l de dureza total. Na maioria dos casos há maior concentração de sódio sobre o cálcio.

No norte do Uruguai e na região próxima a fronteira entre Uruguai e Argentina, DeCoud & Rocha (2000) analisando dados hidrogeoquímicos determinaram três classes de águas: classe 1 - águas tipo bicarbonatadas cálcicas sódicas, presentes nas zonas de aquífero livre, região de Artigas (Uruguai); classe 2 - águas tipo bicarbonatadas sódicas presentes nas zonas de aquífero confinado, regiões de Arapey, Daymán, San Nicanor e Guaviyú (Uruguai e Argentina) e classe 3 - águas tipo bicarbonatadas sódica cloretadas, presentes nas zonas confinadas, regiões de Federación, Ose e Salto Grande (Argentina e Uruguai). Ainda de acordo com os autores, na área de confinamento do aquífero, a concentração do cátion Na^+ é muito superior ao do Ca^{2+} , e em menor grau o ânion HCO^- é superior ao Cl^- .

A comparação entre a composição química das águas contidas no Sistema Aquífero Guarani nos estados do Paraná e São Paulo, e no Uruguai, mostra a existência de tipos sulfatados no estado de São Paulo, que não ocorrem no Paraná, e tipos cloretados cálcicos no Uruguai que não ocorrem no Brasil (PPAGSSAG 2005b). Este fato demonstra claramente a variabilidade do quimismo das águas do aquífero, principalmente nas zonas confinadas, o que segundo o autor, pode ser explicado por variações faciológicas ou por influência de misturas induzidas por fraturas tectônicas.

2.4.3. Aspectos hidrodinâmicos do aquífero

Os parâmetros hidrodinâmicos e os sentidos de fluxo do Sistema Aquífero Guarani são controlados principalmente pelas características faciológicas dos litotipos, espessura e profundidade dos pacotes sedimentares e posição em relação às áreas de recarga e de confinamento (Araújo *et al.* 1995).

De acordo com Araújo *et al.* (1995), os parâmetros hidráulicos variam espacialmente, sendo controlados principalmente pelas características faciológicas dos litotipos. Os depósitos flúvio-lacustre de idade triássica, que compõem a base do aquífero, possuem porosidade média de 16% e valores de condutividade hidráulica entre 0,01 a 4,6 m/dia, enquanto que os depósitos eólicos de idade jurássica possuem porosidade média de 16% e condutividade hidráulica entre 0,2 a 4,6 m/dia.

No estado de São Paulo, análises de poços parcialmente penetrantes realizadas pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica - DAEE (1974) demonstram valores de transmissividade entre 65 e 240 m²/dia, condutividade hidráulica de 3,5 m/d e coeficiente de armazenamento entre 10⁻⁵ e 10⁻³. Sracek & Hirata (2002) descrevem valores de transmissividade entre 39 e 1.035 m²/dia, condutividade hidráulica de 12,96 m/dia, coeficiente de armazenamento entre 4 x 10⁻⁵ - 2 x 10⁻⁴ e porosidade entre 10 - 15%. Para a Região de Marília e Garça os coeficientes médios de transmissividade variam de 300 a 800 m²/dia, sendo que para a região de Marília o coeficiente médio de transmissividade é de 400 m²/dia. A vazão varia de 95 a 342 m³/hora e a vazão específica entre 5,2 e 12,6 m³/h/m (Prandi *et al.* 2000). De acordo com os autores, a heterogeneidade dos parâmetros hidráulicos dos poços está relacionada às diferentes profundidades do topo do aquífero, bem como a sua espessura, ou seja, os poços que apresentam valores superiores de coeficientes hidráulicos estão localizados em áreas onde o topo do aquífero é menos profundo e a espessura é maior. De acordo com Côrrea (2000), nas bacias dos rios Jacaré-Pepira e Jacaré-Guaçu, os parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Botucatu são controlados pelo arqueamento estrutural do Alto do Jacaré-Guaçu. Ainda de acordo com este autor, os valores dos parâmetros abrangem uma amplitude bastante grande, sendo de 0,04 até 15,22 m³/h/m para a capacidade específica e de 17,03 a 662,98 m²/dia, com média de 118,22 m²/dia, para a transmissividade.

Em Santa Catarina, os valores de capacidade específica estão entre 0,17 a 4,60 m³/h/m, vazão entre 12 e 193 m³/h, com tendência de aumento de valores nas áreas de maior espessura do aquífero (Zanatta & Coitinho 2002).

No estado do Mato Grosso do Sul (Gastmans 2007), utilizando dados da empresa de saneamento do estado, descreve diversidade de valores de vazões, variando desde alguns metros cúbicos por hora até 320 m³/h, sendo que a maioria das vazões está abaixo de 40 m³/h. Os

valores de vazões específicas variam de 1 a 7 m³/h/m e os de transmissividade encontram-se entre 10 a 650 m²/dia.

A região de Rivera no Uruguai representa a zona de maior espessura do Sistema Aquífero Guarani naquele país. Os aquíferos Rivera e Cuchilla Ombu apresentaram valores de transmissividade de 150 m²/dia e capacidade específica da ordem de 3 m³/h/m, com vazões entre 50 e 110 m³/h. Na região Oeste do país, a unidade aquífera representada pelas formações Tacuarembó-Buena Vista-Yaguari, ocupa uma área aproximada de 38.000 km². Nesta região, a determinação dos parâmetros hidráulicos está limitada a cidade de Artigas, onde a transmissividade medida foi de 360 m²/dia. As vazões podem alcançar valores entre 800 m³/h e 1.000 m³/h (Montaño *et al.* 1998).

As reservas exploráveis, que correspondem ao aporte de água que recarrega o aquífero anualmente, foram calculadas em 166 km³/ano ou 5.000 m³/s (Batezelli *et al.* 2005). Em área de afloramento, na porção central do estado de São Paulo, Barreto (2006) estimou que a recarga direta do sistema seja em torno de 400 mm anuais e a recarga profunda entre zero e 40 mm. Na região fronteira entre Brasil e Argentina, num perímetro de 650 km² em torno das áreas municipais de Santana do Livramento/BR e Rivera/UY, a recarga do sistema aquífero ocorre de forma direta e indireta. Resultado de simulação matemática realizada por Gómez *et al.* (2006) indica volumes médios de recarga indireta de 1,3 mm/ano, através das fraturas de basalto, e 140,2 mm/ano nas áreas de afloramento dos arenitos, equivalendo a 0,08% e 8,55% respectivamente, da média anual de 1.639 mm estimada para a cidade de Rivera.

2.4.4. Sistemas de Fluxos

O fluxo subterrâneo do Sistema Aquífero Guarani é condicionado pela presença de lineamentos estruturais (Zalán *et al.* 1990, Fúlfaro *et al.* 1982 e Araújo *et al.* 1995). Os lineamentos atuam como condutos preferenciais de fluxo e se manifestam como anisotropia na permeabilidade. A definição da geometria destas zonas é feita tendo-se como base o grau de fraturamento secundário e alguns lineamentos principais. Para interpretação hidrodinâmica, Montaño *et al.* (1998) propõem a divisão do sistema aquífero em função do comportamento hidráulico nas zonas aflorantes e confinada. No Brasil, Gilboa *et al.* (1977) indicam fluxo entre as áreas de recarga, localizadas nas zonas de afloramento em cotas altimétricas elevadas, e o eixo central da Bacia do Paraná.

O Arco de Ponta Grossa divide o Aquífero Guarani em dois domínios potenciométricos distintos situados ao norte e ao sul do arco (Araújo *et al.* 1999). No compartimento setentrional as principais zonas de recarga estão associadas às áreas de afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia nos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, com fluxos direcionados para oeste

em ambos os estados. No Mato Grosso do Sul, Gastmans (2007) descreve duas zonas de recargas associadas ao Alto de São Gabriel do Oeste e ao sul do Mato Grosso do Sul, conformando um divisor de águas subterrâneas, de direção N-S, que drena parte das águas para oeste, em direção ao Pantanal Matogrossense.

Nas áreas de afloramento dos pacotes areníticos, a recarga ocorre diretamente por infiltração de águas meteóricas e nas zonas onde o aquífero encontra-se confinado, a recarga ocorre indiretamente, por percolação de fluxos nas discontinuidades dos basaltos subjacentes. Ressalta-se que a recarga indireta somente ocorre nas áreas onde a carga piezométrica do Aquífero Guarani é inferior à do aquífero basáltico.

Os principais aportes hídricos ocorrem ao longo das áreas de afloramentos nos estados de Goiás, Mato Grosso do Sul, São Paulo e Santa Catarina. Exutórios naturais do aquífero ocorrem nas regiões de planícies e pântanos localizadas entre os rios Uruguai e Paraná, ao sul e leste de Porto Alegre e ao longo dos rios Paraná, Pelotas e Tietê. Outra saída de água está relacionada à exploração de poços tubulares profundos distribuídos pela região centro-oeste de São Paulo (Vives *et al.* 2000).

No Rio Grande do Sul, o fluxo direcionado para sul, a partir da cidade de Torres (RS) sofre inflexão para sudeste, sugerindo uma descarga localizada junto à linha de praia do Oceano Atlântico. Descargas localizadas, como a observada ao longo do Rio Pelotas, na região de Piratuba (SC), são sugeridas pela queda abrupta da cota potenciométrica de 650 m para 300 m em uma distância inferior a 40 km (Zanatta & Coitinho 2002). Ainda de acordo com os autores, a área de recarga no estado de Santa Catarina é responsável por duas direções preferenciais de fluxo. A direção de fluxo sudoeste, coincidente com a global, controla os deslocamentos até a descarga regional encaixada no Rio Uruguai.

Na Argentina e no Paraguai, as áreas de descarga são controladas pela Dorsal de Assunção. Importantes áreas de descarga ocorrem em forma de faixa que se estende desde a região de Esteros del Ibera (Argentina) até o Paraná (Brasil) passando pelo território paraguaio (Vives *et al.* 2000).

2.4.5. Aspectos Estruturais

As duas principais direções estruturais da Bacia Sedimentar, NW-SE e NE-SW, apresentam padrões estruturais distintos. As falhas com orientação NW-SE foram fortemente reativadas durante a ruptura do Gondwana, no período Juro-Cretáceo, condicionando a intrusão de milhares de corpos ígneos e a extrusão de um volumoso derrame de lavas basálticas, representados pela Formação Serra Geral. Os lineamentos apresentam-se parcialmente preenchidos por diques de diabásio. Já o padrão estrutural das zonas de falhas NE-SW tem como

característica principal a ocorrência de uma única falha ou zona de falha retilínea, com largura variável, geralmente sem a presença de diques de diabásio, com caráter transcorrente associado, (Zalán *et al.* 1990) (Figura 2.2).

A descarga do aquífero ao longo dos rios Paraná, Pelotas e Tietê é condicionada pelos lineamentos estruturais. O fluxo subterrâneo está influenciado por lineamentos estruturais de maior ou de menor intensidade e pelas recargas (Vives *et al.* 2000).

O arcabouço estrutural na porção setentrional do aquífero mostra forte influência das estruturas transversais noroeste, e secundariamente os lineamentos Leste-Oeste. Aliados a estes três grandes lineamentos ocorre a Sutura de Três Lagoas como um grande horst central nas proximidades da cidade de Pereira Barreto, com dois grábens laterais, apresentando direção NNE (Gastmans 2007).

De acordo com Machado (2005), no Rio Grande do Sul foram levantados quatro grandes compartimentos estruturais. O Complexo Leste é delimitado pelo Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu onde ocorrem as formações Botucatu e Pirambóia. O Compartimento Oeste é delimitado pelo Sistema de Falhas Jaguari-Mata, onde ocorrem as formações Guará e Botucatu. O Compartimento Norte - Alto Uruguai está sob influência norte do Sistema de Falhas Posadas, onde os arenitos da Formação Botucatu encontram-se confinados por derrames basálticos. No Compartimento Central – Missões ocorrem as formações triássicas do aquífero.

No estado de São Paulo, Côrrea (2000) relaciona o efeito do arqueamento do Alto Estrutural do Jacaré-Guaçu na redução da espessura da Formação Botucatu na região entre os rios Jacaré-Pepira e Jacaré-Guaçu, porção central do estado. A pouca espessura do aquífero influencia os baixos valores de capacidade específica a jusante da área citada. Na região Oeste, as variações de espessura dos basaltos, quanto dos arenitos que compõem o Aquífero Guarani, podem ser reflexos do alto estrutural de Cabrália, onde houve supressão total dos arenitos do aquífero (Prandi *et al.* 2000).

Com relação às características tectônicas e estruturais, Decoud & Rocha (2000), descrevem que na região Noroeste do Uruguai há predomínio dos lineamentos de direção NW, onde ocorrem as falhas de maior expressão regional. O abatimento dos blocos falhados no setor noroeste da Bacia (Triássico-Jurássico) permitiu a acumulação de grandes espessuras de sedimentos de ambiente desértico.

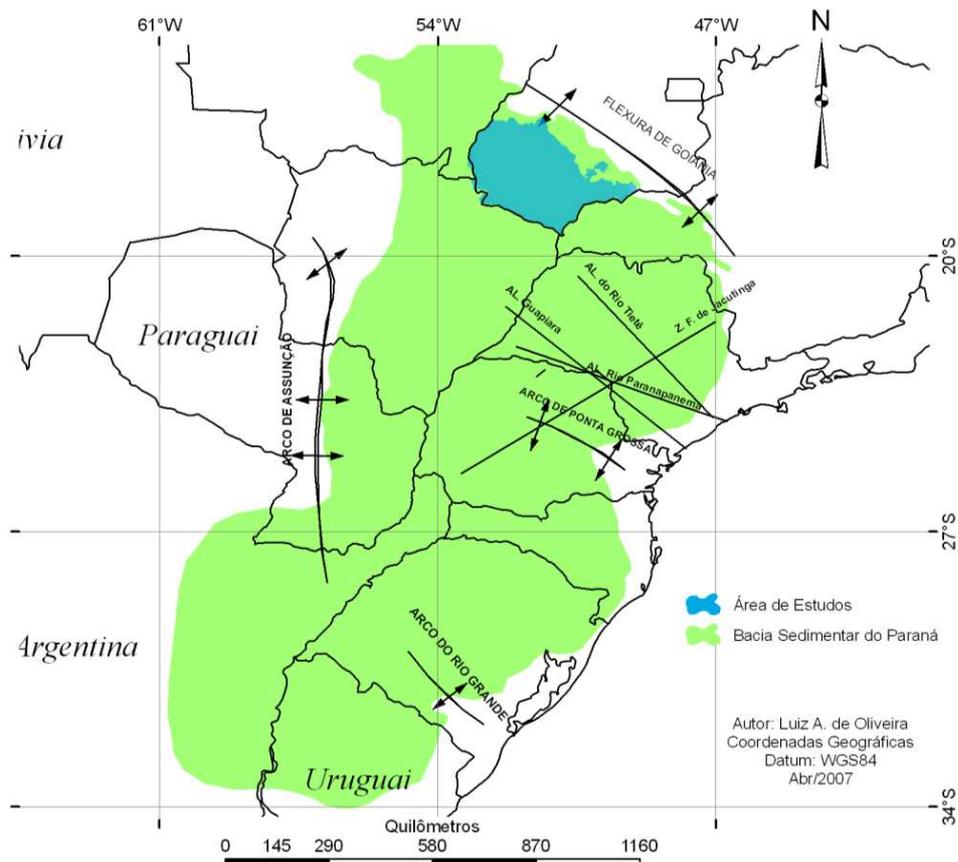


Figura 2.2 - Arcabouço estrutural regional da Bacia do Paraná.
Fonte: modificado de PPAGSISAG (2005a).

2.4.6. Hidrotermalismo

De acordo com Rabelo *et al.* (2002), os altos gradientes de temperatura em algumas regiões da crosta estão relacionados ao calor proveniente da porção mantélica da Terra combinado com o movimento de placas tectônicas. Nestas zonas, onde o grau geotérmico é mais pronunciado, o hidrotermalismo está associado à existência de um sistema de falhamentos profundos que conduz a água a vários quilômetros de profundidade na crosta, onde depois de aquecida até o ponto de ebulição, retorna à superfície por pressão hidrostática. As condições de circulação da água irão depender da porosidade das rochas. Quando o volume de porosidade primária ou secundária é grande, e a água preenche entre 2 a 5% do volume do maciço rochoso, tem-se formação de reservatórios geotérmicos.

Teissedre *et al.* (1982) relacionam o termalismo das águas do Aquífero Guarani à profundidade de confinamento. Na literatura, os diversos trabalhos relatam que as temperaturas das águas do Sistema Aquífero Guarani estão entre 25 a 70 °C (Rabelo *et al.* 2002 e Araújo *et al.* 1999). O gradiente geotérmico é de 1°C a cada 35 m (Teissedre *et al.* 1982), 1°C a cada 30-35 m (Szikszay 1993), ou 29°C a cada quilômetro (Araújo *et al.* 1995).

Para o estado de Santa Catarina, Zanatta & Coitinho (2002), relatam que a temperatura da água do Aquífero Guarani aumenta, gradativamente, das áreas de recarga em direção à calha da

bacia, porção confinada. O grau geotérmico aproximado é de 1°C/35m. As temperaturas variam de 22 °C nas zonas de afloramento para 48 °C nas zonas de confinamento.

Decoud & Rocha (2000), descrevem situações de hidrotermalismo no noroeste do Uruguai, onde a temperatura da água varia de 39 a 48,5 °C. A borda sudoeste da Bacia do Paraná, na região fronteira entre Argentina, Brasil e Uruguai, é o limite sul da extensão do aquífero hidrotermal profundo (Zunino & Ainchil 2000).

No litoral norte do Uruguai as temperaturas das águas variam de 33 a 45 °C., com vazões surgentes de 100 m³/h. A integração da região que compreende o litoral norte uruguaio e o litoral argentino constitui o corredor de águas termais mais importante da América do Sul (Montaño *et al.* 1998).

Na região oeste do estado do Paraná as temperaturas variam de 26,7 a 36,5 °C (Souza 2004). Segundo Chang (2001), na região de Cianorte, a temperatura máxima registrada foi de 68 °C, medida em poço com uma profundidade de 1.565 metros. No entanto, inúmeros poços profundos produzem águas com temperaturas em torno de 40 °C.

Para o estado do Mato Grosso do Sul, Gastmans (2007) levantou temperaturas médias de 29,06 °C, sendo que os valores variam de 19,6 a 66,6 °C.

Para Teissedre *et al.* (1982), a temperatura da água aumenta gradativamente com a profundidade de confinamento. Esses autores definiram um gradiente geotérmico de 35 °C/km. Chang (2001) relata gradientes geotérmicos variando de 10 a 40 °C/km. Temperaturas registradas em diversos poços profundos, na faixa de 1.500 metros, apresentam valores variando de 50 a 70 °C, confirmando que altos valores de gradiente geotérmico podem ser aplicados.

No estado de Goiás as temperaturas das águas variam entre 26 °C nas zonas de afloramentos, regiões de Jataí e Mineiros e 49 °C nas zonas de maior confinamento, região de Quirinópolis. A correlação entre a temperatura das águas subterrâneas e a profundidade do topo do aquífero, no estado pode ser descrita pela expressão:

$$\text{Temperatura (°C)} = 0,023 \times (\text{profundidade do topo do SAG}) + 27,37 \text{ °C.}$$

Hamza *et al.* (1978), sugerem que as anomalias térmicas estão relacionados a movimentos convectivos, e que gradientes de 15 a 35 °C/km são suficientes para provocar convecção no Guarani. Os mesmos autores classificaram esse aquífero como sistema geotérmico de baixa entalpia (40 a 90°C) e calcularam a energia armazenada, por unidade de área do aquífero, de aproximadamente 280 MW ano/km².

Diante da análise das informações, as hipóteses das fontes de calor que aquecem as águas do aquífero estão relacionadas ao grau de confinamento e ao grau geotérmico. A ampla área de ocorrência, bem como a distribuição aleatória dos pontos de ocorrência de hidrotermalismo não

obedecem a um padrão, o que justificaria um controle tectônico, associado à sistemas de fraturamentos.

2.5. Geologia Regional - Bacia Sedimentar do Paraná

No Brasil, a Bacia Sedimentar do Paraná está localizada na porção meridional do país, ocupando uma área superior a 1.000.000 de km². Compreende parte dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. A bacia possui formato alongado, eixo de direção NNE-SSW, longitudinal ao leito do Rio Paraná, com 1.750 km de comprimento por 900 km de largura (Quintas *et al.* 1997). A bacia é preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, sendo que o ciclo de preenchimento estendeu-se desde o Siluriano até o Cenozóico (Zalán *et al.* 1990), (Figura 2.3).

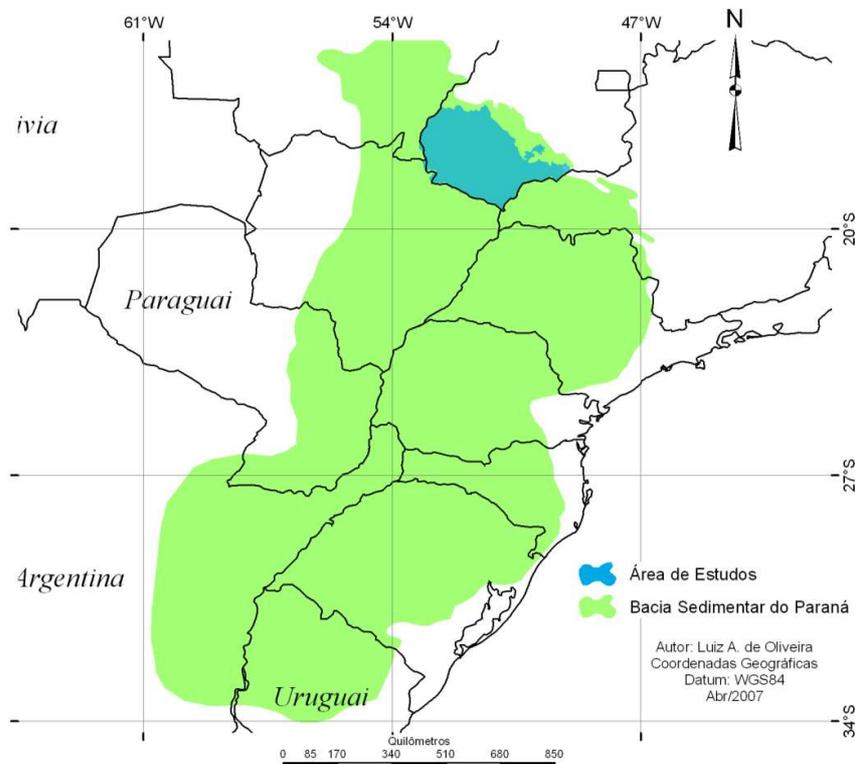


Figura 2.3 – Mapa de localização da Bacia Sedimentar do Paraná

Dentre as teorias sobre a gênese da bacia destacam-se os processos de mecânica de estiramento crustal durante a ruptura do Supercontinente Proterozóico e respectivo aumento de tensão nas placas, esforços de tensão distensional crustal gerados por intrusões graníticas, subsidência térmica promovida pelo resfriamento de extensas regiões da crosta, dentre outras, (Milani & Zalán 1999).

Episódios de compensação isostática, subsidência e soerguimento, controlaram a estratigrafia da bacia (França *et al.* 1994). Lineamentos antigos, relacionados às zonas de falha do embasamento controlaram a evolução estrutural e estratigráfica (Zalán *et al.* 1987). As

estruturas principais, correspondentes aos cinturões móveis orogênicos, desenvolveram-se durante o Ciclo Brasileiro entre 700 - 650 Ma. A maior parte das intrusões graníticas situa-se entre o Proterozóico e o Fanerozóico, 610 - 580 Ma, e o resfriamento ocorreu no início do Fanerozóico, entre os períodos Cambriano e Ordoviciano, 500 - 450 Ma (Zalán *et al.* 1987).

De acordo com Milani (1977), o preenchimento da bacia compreende seis superseqüências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Os ciclos foram controlados por alterações climáticas em grande escala. As Seqüências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I correspondem aos ciclos de transgressão e regressão marinha, enquanto que as Seqüências Gondwana II e III integram deposições de ambiente continental associadas às extrusivas de natureza básica.

A Seqüência Rio Ivaí foi depositada em condições continental a nerítico, glacial e marinho. Os sedimentos do Grupo Ivaí, de idade ordovício-siluriana são representados pelos arenitos da Formação Alto Garças, diamictitos da Formação Iapó e lutitos da Formação Vila Maria. Esta seqüência relaciona-se à implantação da Bacia do Paraná com depocentros alongados segundo orientação geral SW-NE, podendo sua estrutura ter sido controlada por mecanismos de rifteamento (Milani *et al.* 1998).

A seqüência Paraná compreende depósitos devonianos de ambientes fluvial a nerítico e marinho. O Grupo Paraná é formado pelos arenitos e lutitos da Formação Furnas e arenitos, folhelhos e arenitos da Formação Ponta Grossa. De acordo com Milani *et al.* (1998), a acumulação da seqüência ocorreu no período de afogamento marinho das áreas cratônicas do Gondwana.

A Seqüência Gondwana I que se estendeu do Carbonífero ao eotriássico, compreende os litotipos dos Grupos Itararé (base), Guatá e Passa Dois (topo). A seqüência contempla depósitos representativos de ambientes marinho, passando a transicional e continental (glacial, fluvial e eólico). A distinção de ambientes reflete a complexidade litoestratigráfica. Esta seqüência é caracterizada por condições de bacia intracratônica com o predomínio de depósitos de ambiente continental.

A Seqüência Gondwana II é marcada por depósitos essencialmente continentais ocorridos entre o meso e o neotriássico. Sob sistemas flúvio-lacustres e eólicos depositaram-se os arenitos das formações Rosário do Sul e Pirambóia.

A sucessão juro-cretácea representa a Seqüência Gondwana III (neojurássico-eocretáceo). Compreende os arenitos da Formação Botucatu e as efusivas e intrusivas associadas à Formação Serra Geral. Durante o Jurássico, um deserto cobriu grande parte da bacia com extensos campos de dunas. No eocretáceo, com o início da separação do continente gonduânico, espessos

derrames de magma basáltico, com espessuras de até 1.700 m, sobrepuseram as camadas sedimentares, promovendo subsidência térmica na bacia.

A Supersequência Bauru, neocretáceo, engloba os sedimentos dos Grupos Bauru e Caiuá. Os depósitos dessa seqüência ocorreram em condições de clima semi-árido e ocuparam uma área, designada de sub-bacia, localizada ao norte do Arco de Ponta Grossa, sendo por isso denominada de Sub-Bacia Bauru. Os depósitos da seqüência são constituídos essencialmente por detritos terrígenos, cujas áreas fontes situavam-se nas bordas da bacia. Os litotipos são caracterizados por arenitos de textura variada, lutitos, vulcanoclastos e conglomerados. Os tipos calcíferos ocorrem sob a forma de cimento preenchendo os espaços intersticiais de arenitos e conglomerados, e ainda sob a forma de nódulos. Este estágio fecha o ciclo deposicional da Bacia Sedimentar do Paraná.

Durante o Cenozóico, gradientes topográficos gerados em áreas de reativação de falhas e movimentos de subsidência e soerguimento propiciaram a instalação de processos erosivos-deposicionais. Associados aos depósitos detríticos, desenvolveram-se ainda processos de laterização, constituindo sítios intercalados de expressão regional.

A complexa rede de drenagens associada a um ambiente de maior umidade, instalada no final do Cenozóico, está promovendo a erosão e o transporte dos detritos continentais para o oceano. A nova dinâmica associada ao ciclo erosivo está promovendo o modelado do relevo e o retrabalhamento dos antigos sítios deposicionais.

2.5.1. Grupo Itararé - Formação Aquidauana

No estado do Mato Grosso do Sul, Gesicki (1996), dividiu a Formação Aquidauana em três intervalos estratigráficos informais: intervalo inferior - depositado sob sistemas continentais e transicionais em corpo d'água pouco profundo em regiões proximais às geleiras; intervalo médio - caracterizado pelo afogamento dos sedimentos durante fase interglacial da glaciação neopaleozóica e intervalo superior - marcado por sedimentação progradacional, representando um novo ciclo sedimentar com retomada dos avanços glaciais à bacia e expansão das áreas de exposição subaérea. Na região de Monte Santo de Minas, Bravo (1998) descreve quatro ciclos deposicionais e uma espessura de 190 m para o pacote sedimentar. Na porção oriental do Paraguai, Riccomini & Velázquez (1999), descrevem superfície estriada, desenvolvida sobre depósitos areno-rudáceos, de origem glacial, da Formação Aquidabán (neopaleozóico). No município de Dois Irmãos do Buriti/MS, a Formação Aquidauana é constituído por arenitos, diamictitos, conglomerados e folhelhos de origem glacial e flúvio-glacial (Facincani *et al.* 2004). Em Aquidauana/MS, a formação é constituída por arenitos de granulometria variando de fina a grossa, com cores vermelho-tijolo, esbranquiçadas a cinza-arroxeadas, Projeto Radam Brasil

(1982). De acordo com o SIGRH (1994), no estado paulista ocorrem depósitos continentais, predominando arenitos vermelho-arroxeados, médios a grossos, feldspáticos e subordinadamente arenitos finos, conglomerados, siltitos, folhelhos rítmicos e diamictitos.

2.5.2. Grupo Passa Dois - Formação Irati

A Formação Irati, Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia Sedimentar do Paraná, está subdividida nos membros Taquaral e Assistência (Amaral 1971, Schneider *et al.* 1974 e Lavina & Lopes 1986). O pacote sedimentar possui espessura média de 40 m e estende-se por uma área superior a 4.000.000 km², englobando parte dos continentes sul-americano e africano (Santos *et al.* 2003).

De acordo Orlandi Filho *et al.* (2006), o termo “Iraty” foi utilizado por White no ano de 1908 para designar os calcários e litotipos subordinados aflorantes no vale do Rio do Rastro, estado de Santa Catarina. Na coluna estratigráfica proposta pelo autor lê-se a denominação “*Schisto preto de Iraty*” como referência aos calcários e folhelhos ricos em fósseis de *Mesosaurus* e *Stercosternum*.

O Membro Taquaral é constituído por siltitos, argilitos, e folhelhos cinza, com sedimentação ocorrida em plataforma rasa (Schneider *et al.* 1974). O Membro Assistência é constituído por calcários, folhelhos cinza e folhelhos pretos pirobetuminosos, com sedimentação relacionada à plataforma restrita (Schneider *et al.* 1974). No estado do Paraná, Rohn *et al.* (2003) descrevem exploração experimental de folhelhos betuminosos para geração de petróleo.

Descrições fósseis referem-se principalmente às espécies de répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, palinórfos, vegetais, peixes e crustáceos.

2.5.3. Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí

De acordo com a área de ocorrência e o ambiente deposicional, a Formação Corumbataí apresenta distinção litológica. Descrições da formação no estado de São Paulo referem-se a lutitos, arenitos, pelitos, siltitos cinza-esverdeados e avermelhados (Strobino 2005); folhelhos, siltitos e arenitos muito finos e argilosos (Castro *et al.* 2001); predomínio de pelitos e em menor expressão arenitos e *chert* (Andreis & Carvalho 2003). Quanto aos ambientes, são descritos como plataformais (Castro *et al.* 2001); costeiros e plataformais (Prado 2003); ambiente lagunar associado com extensas planícies de marés (Andreis & Carvalho 2003) e ambiente marinho regressivo (Castro *et al.* 2001).

2.5.4. Grupo São Bento - Formação Botucatu

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu depositaram-se no deserto que se instalou no continente gonduânico durante o Jurássico.

Os arenitos apresentam bimodalidade granulométrica, textura fina a média, grãos arredondados e bem selecionados. O arcabouço da rocha é constituído predominantemente por quartzo com presença reduzida de feldspato e ocorrência comum de minerais pesados como zircão, turmalina e rutilo. Cimentos localizados de sílica, carbonato e limonita são ocasionalmente observados. Os pacotes apresentam cores avermelhadas e exibem estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte (IPT 1981). Ainda ocorrem estruturas laminares, estratificações cruzadas de baixo e alto grau, estratificações plano-paralelas (Strugale *et al.* 2004). Os arenitos estão dispostos em formas de dunas, interdunas e intertrapes entre os derrames basálticos.

Os depósitos são encontrados em todos os estados de abrangência da Bacia Sedimentar do Paraná.

Por sua ampla área de ocorrência e a alta porosidade, a Formação Botucatu é o principal aquífero que integra o Sistema Aquífero Guarani no Brasil.

2.5.5. Grupo São Bento - Formação Serra Geral

As rochas de natureza efusiva e intrusiva relacionadas ao magmatismo da Formação Serra Geral se estendem por uma área de 1,2 milhões de km², abrangendo a quase totalidade da área de ocorrência da Bacia Sedimentar do Paraná nos territórios do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina (Melfi *et al.* 1988).

As rochas efusivas são representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos (Milani 1977). A composição inclui fácies afaníticas, piroclásticas, vítreas e micro-porfíricas com fenocristais de plagioclásio e piroxênio, com cores variando desde cinza-esverdeado à preta.

Os derrames basálticos da Bacia Sedimentar do Paraná estão relacionados à fase de estiramento crustal que culminou com a separação dos continentes sul-americano e africano (Milani & Zalán 1999). A fase rifte foi marcada por intenso magmatismo, constituindo no maior derrame de lavas do planeta que cobriu a bacia sedimentar com até 1.700 m de espessura de magmas.

2.5.6. Grupo Bauru

Os sedimentos desta unidade ocupam ampla área de deposição abrangendo a região oeste do estado de São Paulo, Triângulo Mineiro, sudoeste de Goiás, leste dos estados de Mato Grosso

e Mato Grosso do Sul e norte do Paraná. A área total de ocorrência é controversa, sendo considerada de 240.000 km² (Barcelos 1984) e de 330.000 km² (Batezelli *et al.* 2005).

Os depósitos são marcados por fácies areníticas de granulometria diversa, ocorrendo ainda conglomerados, siltitos, argilitos e fácies calcíferas. As seqüências sedimentares são estritamente continentais, de clima semi-árido, depositados sob variados sistemas. As interpretações paleo-ambientais para a deposição dos sedimentos do Grupo Bauru incluem: frente deltaica e planície aluvial (Petri & Fúlfaro 1983), flúvio-deltáico e fluvial entrelaçado (Barcelos 1984, Ferreira Júnior 1996 e Oliveira & Campos 2004), fluvial meandrante (Soares 1979) e flúvio-deltáico (Suguio 1989).

A ampla variação faciológica nas distintas áreas de ocorrência é determinada pelas feições diferenciadas de relevo dos sítios deposicionais, pelo gradiente topográfico e distância entre a área fonte e o local de deposição, e ainda pela variação litológica da área fonte.

2.5.7. Formação Cachoeirinha

Os sedimentos inconsolidados de idade terciária da Formação Cachoeirinha ocorrem na forma de coberturas de planaltos nas áreas de influência da Bacia Sedimentar do Paraná nos estados de Goiás e Mato Grosso. Os litotipos basicamente são representados por arenitos com níveis de conglomerados, argilitos cinza e sedimentos inconsolidados, avermelhados, de granulometria areno-argilosa (Gonçalves & Schneider 1970).

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

A qualidade de qualquer trabalho está intimamente relacionada à base teórico-metodológica sobre o tema a ser desenvolvido. Em estudos ambientais, cuja principal fonte de informações consiste de dados primários levantados em campo, torna-se necessário concentrar maior atenção na escolha dos métodos e das técnicas a serem empregadas na execução do trabalho.

A etapa preliminar do desenvolvimento deste trabalho contou com a realização de uma revisão bibliográfica e elaboração de um referencial teórico sobre todos os temas tratados. No estudo dos métodos empregados teve-se a preocupação de se utilizar uma literatura atualizada, principalmente a que trata de assuntos sobre técnicas aplicadas, não desprezando, porém, a literatura clássica, indispensável ao entendimento das concepções básicas de um determinado método.

Inicialmente aos trabalhos de campo foi feita uma análise da área estudada utilizando-se de forma integrada SIG (arquivos shapefile de estradas, drenagem, municípios e geologia) disponibilizados em ANEEL (2000), e imagens do satélite CBERS 2B, sensor CCD, composição colorida 2B3R4G, adquiridas no período de 13/08/ a 23/09/2007, cujo mosaico é formado pelas cenas 158_121, 159_121, 159_122, 160_120, 160_121, 160_122, 161_120, 161_121, 162_120, 162_121. Análise constou da observação dos padrões de drenagem, estruturação do relevo, além das informações que foram utilizadas como subsídio ao planejamento dos trabalhos de campo, cadastramento de poços e levantamento geofísico. Foi utilizado também o uso de modelo numérico de terreno - MNT, obtidos pelo processamento de imagens de radar, levantamento realizado pelo Shuttle Radar Topography Mission - SRTM, resolução de 90 m para as equidistâncias das linhas hipsométricas (Miranda 2005). As cenas selecionadas do SRTM têm suas áreas de cobertura correspondentes à abrangência das Cartas Internacionais ao Milionésimo – CIM: SE.22-V-B, SE.22-X-A, SE.22-V-C, SE.22-V-D, SE.22-X-C, SE.22-X-D, SE.22-Y-A, SE.22-Y-B, SE.22-Z-A, SE.22-Z-B, SE.22-Y-D, SE.22-Z-C, escala 1:250.000 (IBGE 1984). Posteriormente, no ambiente do SIG Arcview, as equidistâncias originais das linhas hipsométricas foram reclassificadas para uma distância de 50 m, cujo resultado foi aferido pela sobreposição dos vetores gerados nas cartas topográficas georreferenciadas, em escala 1:100.000.

Os dados referentes aos poços cadastrados foram obtidos junto às empresas Zamonaro Poços e Bombas, Aquatec Poços, Perdigão Industrial, e nos órgãos públicos: Saneamento de Goiás - SANEAGO, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM e Secretaria de Meio

Ambiente e Recursos Hídricos de Goiás - SEMARH. Outros dados cadastrais foram levantados em campo, durante o acompanhamento da perfuração de poços das Usinas Boa Vista e São Francisco (município de Quirinópolis), Usina Cachoeira Dourada (município de Cachoeira Dourada de Goiás) e poço do Hotel Clube Thermas Medicinal (em Cachoeira Dourada de Minas).

3.1. Geologia

O texto de geologia foi elaborado a partir de consultas bibliográficas em boletins, periódicos científicos, teses e dissertações. O contexto geológico regional teve como referência principal a base cartográfica geológica da ANEEL (2000). Os trabalhos de detalhamento geológico, realizados ao longo dos anos de 2.007 e 2.008, constaram de levantamentos das cotas altimétricas e da localização geográfica de afloramentos e contatos geológicos. A localização geográfica e as cotas altimétricas dos afloramentos rochosos e dos poços tubulares profundos foram determinadas por receptor GPS da marca Garmin Etrex Legend, obtidos com acurácia de levantamento de 7 m, configurado com Datum horizontal WGS84, Datum vertical de Imbituba, e leitura de posição em coordenadas geográficas.

A descrição do empilhamento vertical das camadas geológicas, constantes nas fotos e perfis confeccionados, distribuídos ao longo do texto, foi feita com base em dados de campo, principalmente aqueles levantados ao longo dos vales fluviais e nos planos de falhas em escarpas. Outra importante fonte de informação refere-se aos dados obtidos de perfis de poços tubulares profundos perfurados nos municípios de Jataí, Rio Verde, Mineiros, Santa Helena de Goiás, Lagoa Santa, Quirinópolis, Itumbiara e Cachoeira Dourada.

As informações sobre a geologia foram tratadas no GIS Arcview, gerando mapas e perfis geológicos.

3.2. Hidroquímica

Nos locais de coleta das amostras de água subterrânea foram determinados in situ os parâmetros relacionados à temperatura, pH, redox, STD (sólidos totais dissolvidos) e CE (condutividade elétrica). Utilizou-se medidor portátil modelo mCA 150P para determinação da condutividade elétrica e do STD, enquanto que os parâmetros relacionados ao pH, temperatura e redox foram determinados utilizando-se medidor portátil modelo mPA 210p.

As análises hidroquímicas de todas as amostras foram realizadas pelo Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. A metodologia analítica do laboratório segue os critérios e normas do Standart Methods for the Examination of Water and Wastewater, edição da American Public Health Association (APHA), da American Water Works Association

(AWWA), e da Water Pollution Control Federation (WPCF). O controle de qualidade dos resultados é referenciado a análise de amostra de água de concentração conhecida.

A análise dos elementos metálicos foi feita no espectrômetro de absorção atômica, modelo 603 da marca Perkin Elmer, e no espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma, modelo Spectroflame-Fvmo3, marca Spectro Analytical Instruments GmbH, utilizando nebulizador Meinhard. As condições operacionais dos equipamentos seguem as especificações do fabricante. Para os íons sulfato, fosfato e bicarbonato foi utilizado espectrofotometria.

O tratamento dos dados foi feito no software AquaChem, versão 3.7 da Waterloo Hydrogeologic Inc. Os resultados das concentrações analíticas dos elementos químicos foram plotados no diagrama de Piper, cuja análise permitiu determinar a classificação da água.

Com base nos dados químicos foi possível correlacionar a concentração dos elementos e o grau de confinamento do Sistema Aquífero Guarani.

3.2.1. Parâmetros físico-químicos

Nos locais de coleta das amostras de água subterrânea foram determinados in situ os parâmetros relacionados à temperatura, pH, redox, STD (sólidos totais dissolvidos) e CE (condutividade elétrica). Utilizou-se medidor portátil modelo mCA 150P para determinação da condutividade elétrica e do STD, enquanto que os parâmetros relacionados ao pH, temperatura e redox foram determinados utilizando-se medidor portátil modelo mPA 210p.

As análises hidroquímicas de todas as amostras foram realizadas pelo Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. A metodologia analítica do laboratório segue os critérios e normas do Standart Methods for the Examination of Water and Wastewater, edição da American Public Health Association (APHA), da American Water Works Association (AWWA), e da Water Pollution Control Federation (WPCF). O controle de qualidade dos resultados é referenciado a análise de amostra de água de concentração conhecida.

A análise dos elementos metálicos foi feita no espectrômetro de absorção atômica, modelo 603 da marca Perkin Elmer, e no espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma, modelo Spectroflame-Fvmo3, marca Spectro Analytical Instruments GmbH, utilizando nebulizador Meinhard. As condições operacionais dos equipamentos seguem as especificações do fabricante. Para os íons sulfato, fosfato e bicarbonato foi utilizado espectrofotometria.

O tratamento dos dados foi feito no software AquaChem, versão 3.7 da Waterloo Hydrogeologic Inc. Os resultados das concentrações analíticas dos elementos químicos foram plotados no diagrama de Piper, cuja análise permitiu determinar a classificação da água.

Com base nos dados químicos foi possível correlacionar a concentração dos elementos e o grau de confinamento do Sistema Aquífero Guarani.

Poço	Local	Município	Latitude	Longitude	Grau confinamento
RV1	COMIGO	Rio Verde	-50°57'36,07"	-17°49'06,45"	Médio
J11	Thermas	Jataí	-51°46'37,05"	-17°48'57,05"	Aquífero livre
J12	Thermas	Jataí	-51°46'16,05"	-17°49'08,08"	Aquífero livre
SF1	Usina São Francisco – poço 1	Quirinópolis	-50°15'50,43"	-18°26'11,34"	Alto
SF2	Usina São Francisco – poço 2	Quirinópolis	-50°15'43,07"	-18°26'27,07"	Alto
BV1	Usina Boa Vista	Quirinópolis	-50°26'09,60"	-18°32'45,38"	Alto
CD1	Clube Sol Eldorado	Cachoeira Dourada/GO	-49°28'26,40"	-18°29'31,20"	Médio
CD2	Clube Thermas Dourada	Cachoeira Dourada/GO	-49°28'15,60"	-18°29'52,80"	Médio
CD3	Clube Thermas Medicinal	Cachoeira Dourada/MG	-49°29'57,69"	-18°30'32,77"	Médio
CD4	Cemitério	Cachoeira Dourada/MG	-49°29'03,60"	-18°31'51,06"	Médio
CD11	Usina Cachoeira Dourada	Cachoeira Dourada/GO	-49°39'10,08"	-18°30'11,88"	Médio
SA1	SANEAGO	Lagoa Santa	-51°24'06,97"	-19°10'58,80"	Baixo
AK1	Pousada do Akira	Lagoa Santa	-51°24'10,80"	-19°10'58,80"	Baixo
AK2	Pousada do Akira	Lagoa Santa	-51°23'057,5"	-19°11'11,20"	Baixo
IJ1	SANEAGO	Itajá	-51°33'14,07"	-19°04'08,03"	Baixo
PD1	Granja Perdigão	Mineiros	-52°30'50,40"	-17°30'39,60"	Aquífero livre
PD2	Granja Perdigão	Mineiros	-52°49'58,80"	-17°38'31,20"	Aquífero livre
PD3	Granja Perdigão	Mineiros	-52°41'42,00"	-17°35'20,40"	Aquífero livre
PD4	Granja Perdigão	Mineiros	-52°48'50,40"	-17°37'26,40"	Aquífero livre
PD5	Granja Perdigão	Mineiros	-52°57'15,12"	-17°39'15,84"	Aquífero livre
PD6	Granja Perdigão	Mineiros	-52°56'56,04"	-17°39'47,88"	Aquífero livre
PD7	Granja Perdigão	Mineiros	-52°59'21,84"	-17°38'36,96"	Aquífero livre
PD8	Granja Perdigão	Mineiros	-52°59'40,92"	-17°38'30,12"	Aquífero livre
PD9	Granja Perdigão	Mineiros	-52°52'24,96"	-17°34'59,16"	Aquífero livre
PD11	Granja Perdigão	Mineiros	-52°45'03,96"	-17°38'31,92"	Aquífero livre
PD12	Granja Perdigão	Mineiros	-52°43'54,12"	-17°37'19,92"	Aquífero livre
PD13	Granja Perdigão	Mineiros	-52°43'05,16"	-17°55'18,12"	Aquífero livre
PD14	Granja Perdigão	Mineiros	-52°41'09,96"	-17°46'32,88"	Aquífero livre
PD15	Granja Perdigão	Mineiros	-52°39'15,12"	-17°38'03,12"	Aquífero livre
PD16	Granja Perdigão	Mineiros	-52°27'05,04"	-17°48'12,96"	Aquífero livre
PD17	Granja Perdigão	Mineiros	-52°24'29,88"	-17°41'08,16"	Aquífero livre
PD18	Granja Perdigão	Mineiros	-52°52'15,96"	-17°29'00,96"	Aquífero livre
PD19	Granja Perdigão	Mineiros	-52°46'19,92"	-17°29'31,92"	Aquífero livre
PD20	Granja Perdigão	Mineiros	-52°40'00,12"	-17°30'52,92"	Aquífero livre

Tabela 3.1 - Localização dos poços de amostragem para hidroquímica.

É importante reiterar que todos os poços utilizados para os estudos hidroquímicos e isotópicos apresentam perfis litológicos e construtivos conhecidos, o que amplia a confiabilidade dos resultados analíticos.

3.3. Amostragem e coleta das águas destinadas às análises de isótopos.

As coletas das amostras de água para a determinação das concentrações dos isótopos estáveis e radioativos foram feitas em diferentes locais levando-se em consideração o grau de confinamento do aquífero.

Foram coletadas amostras de águas em poços tubulares profundos localizados nas cidades de Mineiros e Jataí (zona aflorante), Lagoa Santa e Itajá (zona de baixo grau de confinamento)

Quirinópolis (alto grau de confinamento) e Cachoeira Dourada (médio grau de confinamento). Os locais de coleta constam no mapa da figura 3.1.

A localização geográfica dos pontos foi determinada com auxílio de receptor GPS Garmin Etrex Legend, acurácia de 7 metros, Datums horizontal WGS-84 e vertical de Ibituba, com leitura de posição em coordenadas geográficas.

3.3.1. Isótopos estáveis de oxigênio¹⁸ e deutério

Nas coletas utilizaram-se garrafas de vidro de 100 ml, sendo que a água não sofreu nenhum pré-tratamento químico. Antes das coletas, as embalagens foram submetidas à retrolavagem, utilizando-se água do próprio poço, sendo o processo repetido por três vezes. A água coletada preencheu completamente o espaço interno da garrafa. Feitas as coletas, as embalagens foram acondicionadas em recipiente isotérmico, protegidas da radiação solar.

As análises foram feitas em espectrômetro de fonte gasosa (Thermo-Scientific, modelo Delta V Plus) do Laboratório de Geoquímica isotópica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

3.3.2. Carbono ¹³

As coletas das amostras de água para a determinação das razões isotópicas ¹³C/¹²C foram feitas em diferentes locais de acordo com o grau de confinamento do aquífero. A localização geográfica dos pontos foi determinada com auxílio de receptor GPS Garmin Etrex Legend, acurácia de 7 metros, Datums horizontal WGS-84 e vertical de Ibituba, com leitura de posição em coordenadas geográficas.

Para as coletas destinadas às análises de ¹³C utilizaram-se garrafas de vidro de 100 ml. Para se evitar a produção orgânica de microorganismos, as amostras de água foram pré-tratadas com cloreto de mercúrio. Os recipientes contendo a água foram acondicionados em caixa isotérmica contendo gelo.

As análises foram feitas em espectrômetro de fonte gasosa (equipamento Gas Bench II) do Laboratório de Geoquímica isotópica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

3.3.3. Radiocarbono

Na determinação dos locais das coletas de águas para determinação de ¹⁴C foi considerado o possível tempo de recarga da água entre as porções confinadas e aflorantes do aquífero. Na área de afloramento, onde o aquífero comporta-se como livre, em função da sazonalidade, a recarga de água é renovada anualmente, cuja idade máxima de circulação determinada por CFCs é de 40 anos. Por esse motivo, nas zonas de recarga não foram realizadas

coletas destinadas a análise de ^{14}C . De modo contrário, na porção confinada, onde a idade de recarga é mais antiga, a taxa de decaimento de ^{14}C é representativa para justificar uma análise desse elemento. Ainda como critério de seleção de pontos de amostragem, levou-se em conta a compartimentação estrutural do aquífero nas porções confinadas. Outro fator a ser considerado na seleção dos pontos de amostragem é a baixa densidade e a concentração de poços em poucas regiões na zona confinada do aquífero.

Nos locais de maior adensamento de poços, no caso de Lagoa Santa e Cachoeira Dourada, devido à proximidade dos poços, foi selecionado apenas um poço para amostragem em cada cidade. No município de Quirinópolis, zona de alto grau de confinamento, devido a problemas de operação do poço da Usina São Francisco, foi coletada amostra apenas na Usina Boa Vista.

A localização geográfica dos pontos foi determinada com auxílio de receptor GPS portátil Garmin Etrex Legend, acurácia de 7 metros, Datums horizontal WGS-84 e vertical de Imbituba, e leitura de posição em coordenadas geográficas.

Foram coletadas amostras de água em poços tubulares profundos localizados nas cidades de Lagoa Santa, Quirinópolis e Cachoeira Dourada, cujas informações encontram-se na Tabela 3.2 e localização no mapa da figura 3.1.

Poço	Endereço	Localidade	Latitude	Longitude	Grau de confinamento
CD1	Clube Thermas Dourada	Cachoeira Dourada	-18°29'54,9"	-19°28'15,7"	Médio
AK1	Pousada do Akira	Lagoa Santa	-19°11'14,8"	-51°23'59,7"	Baixo
BV1	Usina Boa Vista	Quirinópolis	-18°32'46,4"	-50°26'08,4"	Alto

Tabela 3.2 - Localização dos pontos de amostragem de água para determinação de ^{14}C .

Para determinação da concentração de ^{14}C , a água subterrânea amostrada foi coletada na boca do poço, ou então, no final da tubulação de adução, evitando-se ao o contato da água com o ar atmosférico.

Nas coletas de campo utilizaram-se os seguintes materiais:

- Garrafas de vidro;
- 01 tambor cilíndrico de plástico, sem tampa (Figura 3.2a);
- 01 bombona cilíndrica de plástico, em forma de garrafão, de cor branca com tampa rosqueável (este modelo de bombona plástica, em forma de garrafão, somente é fabricado pela plastiplex). A bombona plástica foi alojada no interior do tambor, por isso, as dimensões do tambor, deverão ser calculadas em função das dimensões da bombona (Figura 3.2b);
- 01 mangueira plástica de $\frac{1}{2}$ ou $\frac{3}{4}$ " com 7 metros de comprimento;

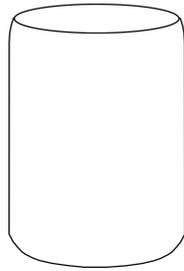


Figura 3.2a - Tambor plástico.



Figura 3.2b - Bombona plástica (tipo garrafão).

Nos locais de coleta, onde o poço não estava em operação, inicialmente foi acionada a bomba, e somente após um intervalo de pelo menos 15 minutos é que foi retirada a amostra. O bombeamento promove a circulação da água, eliminando possível contaminação oriunda de água estagnada na tubulação de recalque.

Para se evitar contato direto da água amostrada com o ar atmosférico, a bombona plástica foi alojada no interior do tambor (Figura 3.3a). Posteriormente, foi instalada uma mangueira entre a saída de água do poço e o interior da bombona. A válvula de saída de água do poço foi regulada, de modo a diminuir o fluxo de água, com isso, reduz-se a aeração do líquido. O fluxo da água preencheu todo o espaço interno da bombona plástica e extravasou para o interior do tambor, preenchendo-o também por completo. O nível da água no interior do tambor ficou acima do gargalo de entrada de água da bombona plástica (Figura 3.3b).

Estando o tambor totalmente preenchido por água, mantendo sempre a bombona submersa, foi colocada a tampa rosqueável da bombona (Figura 3.3c).



Figura 3.3a - água preenche o interior da bombona.

Figura 3.3b - água transborda para fora da bombona plástica e preenche o tambor.

Figura 3.3c - Com a bombona plástica ainda submersa, colocar a tampa rosqueável.

Concluída a coleta de água na bombona plástica, o próximo passo foi coletar uma amostra suplementar de água que foi utilizada, no final do processo, para coletar o precipitado a ser enviado ao laboratório, neste caso, foi utilizada uma garrafa de vidro de 1 litro. No passo seguinte, a garrafa foi introduzida dentro do tambor cheio com água. Com a mangueira já acoplada ao bico da garrafa, para se evitar a formação de bolhas de gases, foi reduzido o fluxo da água na mangueira. Após alguns minutos de circulação de água, estando ainda submersa no tambor, a garrafa foi selada com a tampa rosqueável (Figuras 3.4a e 3.4b).

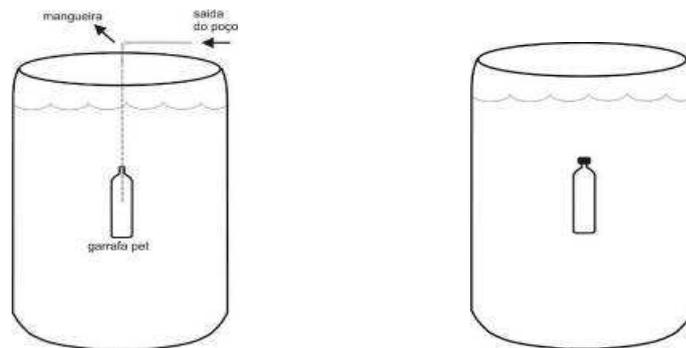


Figura 3.4a - Coleta de água com a garrafa submersa no tambor

Figura 3.4b - Garrafa com a tampa rosqueável

A garrafa com a água coletada foi utilizada na coleta do precipitado sólido, no final do processo de amostragem.

Estes procedimentos finalizam a etapa de coleta. A seguir serão discutidos os procedimentos de amostragem.

Amostragem - com a bombona plástica submersa na água do tambor iniciou-se o procedimento de amostragem. A amostragem compreende uma série de procedimentos com o propósito de se obter o precipitado final à ser enviado ao laboratório.

Para a amostragem da água, os seguintes materiais e reagentes foram utilizados:

- Balde plástico de 5 litros;
- Luvas de borracha;
- Colher de sopa de aço inox;
- Embalagem para dispor o precipitado à ser enviado ao laboratório, neste caso, foi a garrafa contendo amostra da água coletada no início do processo;
- Reagente químico NaOH, granulação fina ou média;
- Reagente químico BaCl₂.2H₂O;
- Registro com gaveta de esfera, rosqueável, ¾ de PVC a ser aclopado na boca da bombona plástica;
- Medidor portátil de pH.

Para determinação da concentração de ¹⁴C, alguns laboratórios utilizam o próprio gás carbônico, enquanto outros extraem o gás de materiais sólidos enviados (sedimentos, materiais orgânicos, dentre outros). No Brasil, o laboratório do Centro Nacional de Estudos Pesquisas Atômicas na Agricultura – CENA, da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz utiliza o gás carbônico extraído de materiais sólidos. No caso específico da análise de ¹⁴C de águas, é enviado ao laboratório, um precipitado sólido de cloreto de bário (BaCl₂.2H₂O) contendo os carbonatos. Tal material é resultante de tratamento prévio da água com reagentes químicos.

Em campo, para a amostragem, o pH da água deve ser elevado para valores superiores a 11 (Clark & Fritz 1997). Em meio aquoso, o pH alto é necessário para precipitar todas as espécies de carbono.

Com a boca da bombona plástica elevada até próximo do nível d'água no interior do tambor, foi retirada a tampa rosqueável e adicionado o NaOH (Figuras 3.5a, 3.5b e 3.5c). Todo o procedimento deve ser executado rapidamente, evitando-se assim exposição da água com o ar atmosférico.

Durante dez minutos foram executados movimentos giratórios na bombona plástica, promovendo assim a dissolução do NaOH. Transcorrido o tempo necessário para a dissolução do NaOH, o próximo passo foi adicionar o cloreto de bário. Este reagente quando adicionado a água precipita todas as espécies de carbonatos.



Figura 3.5a - Posição inicial

Figura 3.5b - Adicionar NaOH.

Figura 3.5c - Colocar a tampa rosqueável.

A quantidade de cloreto de bário à ser adicionado dependerá da alcalinidade total da água. A quantidade mínima necessária para precipitar 60 ppm, ou 60mg/l, de $\text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ é de 15 gramas de $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Exemplo: para se coletar 3 g de carbonato em uma água que contenha 50 mg/l de $\text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ são necessárias 750 g de $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, e um volume de água de 50 l (Canadian Centre for Accelerator Mass Spectrometry 2005).

O cloreto de bário foi adicionado com a boca da bombona plástica próxima ao nível da água no tambor (Figuras 3.6a e 3.6b). Neste momento, ao invés de se ter colocado novamente a tampa rosqueável, instalou-se o registro de PVC (a válvula deve estar na posição fechado, Figura 3.5c). Para a retirada de possíveis bolhas de ar que tenham se formado no interior da embalagem, a bombona plástica novamente foi submersa no interior do tambor, tendo-se girado a válvula do registro para a “posição aberta”. Após alguns segundos, com a saída das bolhas, o registro novamente é fechado.

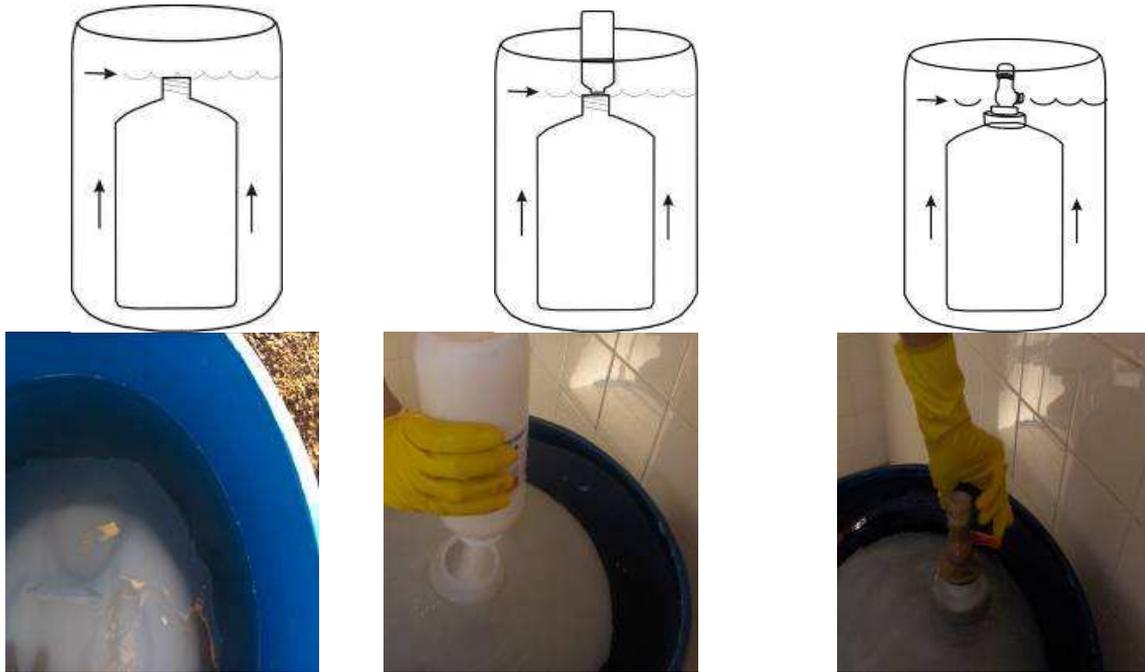


Figura 3.6a - Elevando a bombona até o nível da água no tambor.

Figura 3.6b - Adicionando o cloreto de bário.

Figura 3.6c - Registro de PVC acoplado à boca da Bombona (válvula posição fechado).

Adicionado todos os reagentes químicos, a bombona plástica foi acomodada em um suporte de metal (anel de metal soldado a um tripé, de modo que a bombona se encaixe no anel - Figura 3.7a) com o bico voltado para baixo. Nesta posição, a água no interior da bombona plástica fica em repouso por doze horas, tempo necessário para a precipitação do cloreto de bário juntamente com o carbonato.

Transcorridas doze horas, o material esbranquiçado, precipitado no fundo da bombona plástica foi recolhido. Para tanto, utilizou-se a garrafa contendo a água coletada no início do trabalho. Acoplada a garrafa no registro (Figura 3.7b), abre-se a válvula permitindo que o precipitado acumulado na bombona se desloque para a garrafa (Figura 3.7c).

No caso de resíduos do precipitado ficarem aderidos às paredes da bombona, usando um martelo de borracha, dê suaves golpes nos locais de acumulação até que o material se desgarre e desça para a garrafa.



Figura 3.7a - Bombona plástica posicionada sobre o suporte de metal.



Figura 3.7b - Garrafa (contendo água da amostra) sendo acoplada à saída do registro.



Figura 3.7c - Abertura da válvula do registro. Precipitado (branco) adentrando a garrafa.

Coletado todo o precipitado na garrafa, foi fechada a válvula do registro. Em seguida, a garrafa foi desacoplada do registro e lacrada com a tampa.

No caso de águas com grande quantidade de gases dissolvidos, transcorridas algumas horas após a amostragem, é comum a formação de bolha no interior da garrafa. Neste caso, estas bolhas são mantidas.

Para se evitar a produção orgânica de microorganismos, as amostras de água foram pré-tratadas com cloreto de mercúrio, sendo posteriormente acomodadas em meio a gelo no interior de caixa térmica. As análises foram feitas em espectrômetro de massa de fonte gasosa no Laboratório de Isótopos do CENA-ESALQ-USP.

3.3.4. Clorofluorcarbonos - CFCs

O *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) monitora uma rede de estações que realizam a aquisição de medidas seqüenciais e periódicas de CFCs contidos nas águas meteóricas. As estações estão distribuídas pelos Hemisférios Norte e Sul, sendo: Point Barrow (USA), Niwot Ridge (USA), Tuluila Island (Samoa), Cape Grim (Austrália) e Antarctica, Plummer & Busenberg (2006a). As medidas das concentrações locais são comparadas com a curva de concentração dos CFCs elaboradas a partir das medidas das estações. Devido a inexistência de uma estação dentro dos trópicos, na América do Sul, os

resultados deste trabalho foram comparados à curva de concentração de CFCs medidos na estação de Cape Grim (Austrália).

Como a exemplo dos métodos que foram seguidos nas coletas de águas para determinação da hidroquímica e dos isótopos estáveis, na determinação dos locais de coleta de amostras de águas para as análises de CFCs, também foi levado em conta o grau de confinamento do aquífero.

De modo comparativo, nas zonas de recarga, onde o aquífero comporta-se como livre a circulação e a renovação de água, por recarga pluviométrica é muito mais efetiva que nas zonas de confinamento. Sendo assim, a tendência é que as águas contidas na zona de recarga do aquífero tenham uma menor idade, devido à recarga recente. De modo contrário, nas zonas confinadas, conforme o distanciamento das zonas de recarga há um avanço na idade da água. Como a determinação dos compostos CFCs permite a datação de águas, cuja recarga ocorreu há menos de 50 anos, a aplicação das medidas destas substâncias nas águas da zona de recarga, objetiva a determinação da idade de recarga dessas águas. De modo contrário, nas zonas confinadas, onde as águas são de recarga muito antiga, a determinação dos compostos de CFCs foi realizada para determinar possível recarga indireta, via formações geológicas sobrepostas.

Foram coletadas amostras de água em poços tubulares profundos localizados nas cidades de Mineiros, Jataí, Lagoa Santa, Quirinópolis e Cachoeira Dourada, cujas informações encontram-se na Tabela 3.3.

Local	Município	Latitude	Longitude	Grau de Confinamento
Clube Thermas Dourada (CD1)	Cachoeira Dourada	-18°29'54,9"	-49°28'15,7"	Médio
Pousada do Akira (AK1)	Lagoa Santa	-19°11'14,8"	-51°23'59,7"	Baixo
Usina Boa Vista (BV1)	Quirinópolis	-18°35'33,2"	-50°15'42,4"	Alto
Usina São Francisco (SF1)	Quirinópolis	-18°32'46,4"	-50°26'08,4"	Alto
Granja Perdigão (PD1)	Mineiros	-17°30'39,7"	-52°30'48,9"	Aquífero livre
Granja Perdigão (PD2)	Mineiros	-17°38'29,8"	-52°49'57,5"	Aquífero livre
Granja Perdigão (PD3)	Mineiros	-17°35'19,7"	-52°41'41,6"	Aquífero livre
Granja Perdigão (PD4)	Mineiros	-17°37'27,1"	-52°48'50,0"	Aquífero livre

Tabela 3.3 - Localização dos poços onde foram amostradas águas para análises de CFCs.

Uma série de procedimentos de coleta deve ser adotada de modo a evitar a contaminação da água subterrânea por gases atmosféricos. O método adotado na coleta das amostras seguiu as orientações propostas por Busenberg *et al.* (2006), cujos procedimentos estão listados abaixo:

- Dispor de um recipiente (bacia, balde, dentre outros) com dimensões suficientes para abrigar a embalagem de vidro que irá condicionar a água amostrada;
- Abrigar dentro deste recipiente, uma garrafa de vidro transparente, com capacidade para 150 ml, que irá conter a água amostrada;

- Para evitar o contato com o ar, a água bombeada do poço deverá ser conduzida em mangueira e injetada diretamente na garrafa de amostragem. O nível de água no recipiente deve transpor a altura máxima da garrafa, de modo que a garrafa fique completamente submersa, (Figuras 3.8 e 3.9);
- Deverão ser removidas todas as bolhas de ar formadas no interior da garrafa;
- A vedação da garrafa é feita enquanto esta ainda estiver submersa.

As embalagens de vidro - Figura 3.10, bem como a mangueira de polietileno - Figura 3.11, específicas para coletas de águas destinadas às análises de CFCs foram fornecidas pelo próprio laboratório responsável pela realização das análises.

As embalagens contendo as amostras foram acondicionadas em caixas isotérmicas.

Cumprindo exigência do laboratório, foram enviadas três amostras de água de cada poço. As análises laboratoriais foram realizadas por método de cromatográfico de gás no Laboratório de isótopos do Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation – CSIRO, Austrália.

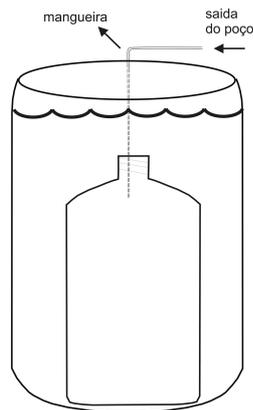


Figura 3.8 - Detalhe da garrafa submersa no interior do balde. Garrafa não tem contato com o ar atmosférico.



Figura 3.9 - Garrafa de vidro, que está recebendo a água a ser amostrada, submersa no interior balde de plástico



Figura 3.10 – Garrafas de vidro utilizadas na coleta



Figura 3.11 - Detalhe da mangueira preta de polietileno duro, própria para coleta de águas destinadas às análises de CFCs, inserida na mangueira transparente.

3.4. Hidrogeologia

A caracterização do Sistema Aquífero Guarani foi elaborada com base em informações obtidas nos levantamentos geológicos e hidrogeológicos realizados ao longo deste estudo. A integração dos dados coletados em cadastros pré-existentes e levantados em campo permitiu o detalhamento e o entendimento da dinâmica do aquífero em suas porções confinada e livre. Os dados referentes aos perfis litológicos, aspectos construtivos e parâmetros hidráulicos, levantados durante o acompanhamento de perfurações e junto às empresas foram de suma importância para a caracterização hidrogeológica. No cadastro constam dados das empresas: Zamonaro Poços e Bombas, Aquatec Poços, Empresa de Saneamento de Goiás - SANEAGO, Secretaria Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Perdigão Industrial de Mineiros, Usinas São Francisco e Boa Vista em Quirinópolis, Usina Cachoeira Dourada em Cachoeira e as Thermas situadas nas cidades de Lagoa Santa, Jataí, Cachoeira Dourada de Goiás e Cachoeira Dourada de Minas.

Foram cadastrados 100 poços. Destes, 80 posicionam-se em áreas de afloramento, sendo 78 na zona aflorante da região de Mineiros e 2 em Jataí. Os 20 poços restantes posicionam-se na porção confinada, sendo: 4 em Cachoeira Dourada de Goiás; 3 em Quirinópolis; 1 em Rio

Verde; 4 em Lagoa Santa; 1 em Itajá e 7 em Cachoeira Dourada de Minas (Figura 3.12 e Tabela 3.4).

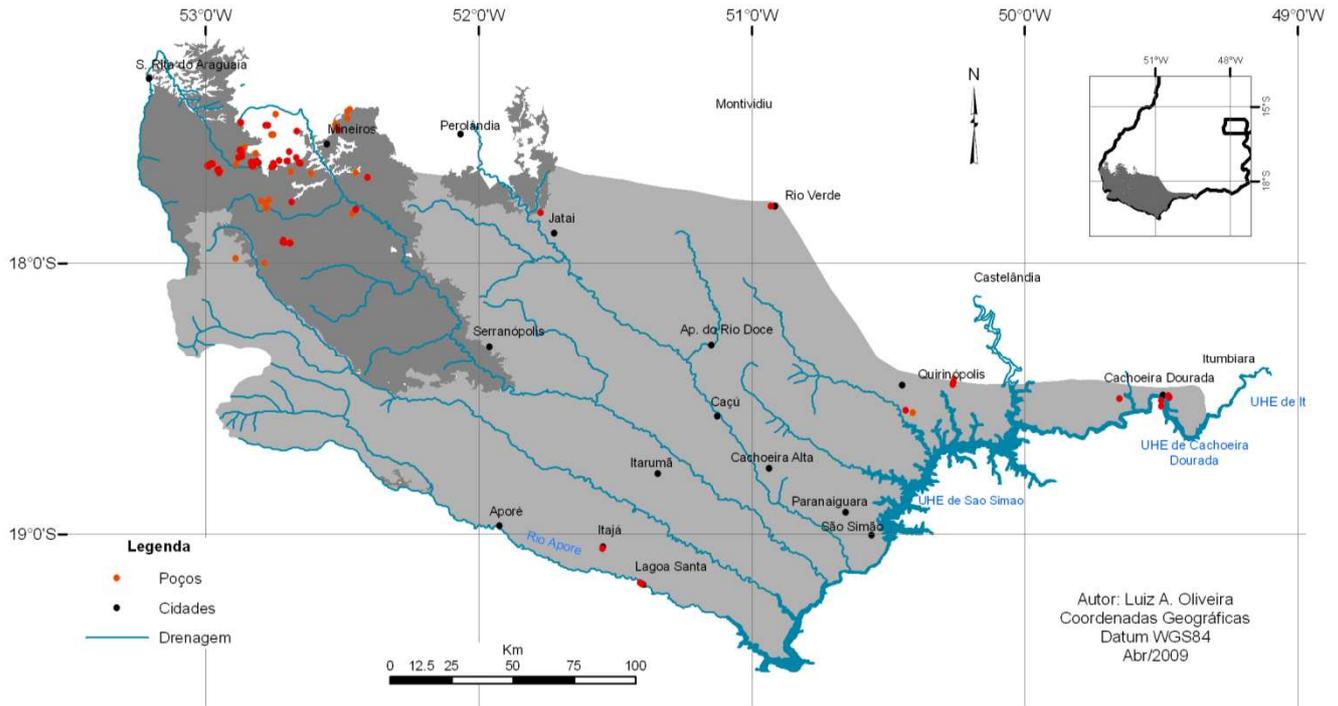


Figura 3.12 – Mapa de localização dos pontos de coleta de água destinadas às análises hidroquímicas

	POÇO	LOCAL	MUNICIPIO	GRAU de CONFINAMENTO	X (graus decimais)	Y (graus decimais)
1	PD1	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5110	-52.5136
2	PD11	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6421	-52.7511
3	PD11A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6464	-52.7599
4	PD12	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6221	-52.7316
5	PD12A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6245	-52.7014
6	PD12B	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9264	-52.6914
7	PD12C	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9254	-52.7115
8	PD13	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9167	-52.7159
9	PD13.A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9220	-52.7180
10	PD14	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7757	-52.6863
11	PD15	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6342	-52.6541
12	PD16	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.8037	-52.4513
13	PD17	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6856	-52.4084
14	PD18	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4836	-52.8710
15	PD19	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4921	-52.7723
16	PD2	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6426	-52.8322
17	PD20	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5148	-52.6668
18	PD21	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6348	-52.8890
19	PD21A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6358	-52.9750
20	PD22	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5268	-52.7531
21	PD22A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5268	-52.7587
22	PD23	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
23	PD24	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9709	-50.9450
24	PD24A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9690	-50.9440
25	PD25	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4672	-52.4799
26	PD27	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7598	-50.6696
27	PD28	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6692	-52.6146
28	PD29	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4395	-52.4719
29	PD29A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4422	-52.4801
30	PD2A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6460	-52.8264
31	PD3	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5888	-52.6949
32	PD30	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5738	-52.8579
33	PD30A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5772	-52.8592
34	PD32	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7745	-52.7807
35	PD32A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7972	-52.7790
36	PD32B	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7980	-52.7769
37	PD32C	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7946	-52.7808

38	PD32D	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7898	-52.7762
39	PD32E	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7660	-52.7681
40	PD32F	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7945	-52.7805
41	PD33	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6640	-52.6865
42	PD36	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
43	PD37	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
44	PD38	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6062	-52.8672
45	PD38A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6113	-52.8819
46	PD39	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
47	PD39A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
48	PD4	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6242	-52.6472
49	PD40	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5959	-52.8716
50	PD41	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4967	-52.5227
51	PD41A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4883	-52.5236
52	PD42	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
53	PD43	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9815	-52.8916
54	PD44	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6566	-52.9572
55	PD45	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.8188	-52.4633
56	PD46	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7999	-52.7819
57	PD46A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7987	-52.7850
58	PD46B	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.7722	-52.7973
59	PD47	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6302	-52.6284
60	PD48	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.4511	-52.7451
61	PD49	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	0.0000	0.0000
62	PD5	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6545	-52.9542
63	PD6	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.9700	-50.9431
64	PD6A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6630	-52.9488
65	PD7	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6435	-52.9894
66	PD8	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6417	-52.9948
67	PD8A	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6358	-52.9756
68	PD8B	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6339	-52.9819
69	PD9	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5858	-52.8758
70	PD9B	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6122	-52.8806
71	PD9C	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5856	-52.8758
72	PD9D	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5829	-52.8735
73	PD9E	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5913	-52.8692
74	PD9F	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.5917	-52.8683
75	PD9G	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6279	-52.8340
76	PD9H	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6294	-52.8289
77	PD9I	Granja – Integrado Perdigão	Mineiros	Livre	-17.6266	-52.8142

78	PD9J	Granja – Integrado Perdígão	Mineiros	Livre	-17.6304	-52.8069
79	JJ1	Poço 1 – Clube Hotel Thermas	Jataí	Livre	-17.8159	-51.7771
80	JJ2	Poço 2 – Clube Hotel Thermas	Jataí	Livre	-17.8191	-51.7715
81	AK1	Poço 1 – Pousada do Akira	Lagoa Santa	Baixo	-19.1874	-51.3999
82	AK2	Poço 2 – Pousada do Akira	Lagoa Santa	Baixo	-19.1863	-51.3971
83	SA1	Saneago	Lagoa Santa	Baixo	-19.1829	-51.4025
84	LS1	Thermas	Lagoa Santa	Baixo	-19.1809	-51.4072
85	RV1	COMIGO	Rio Verde	Baixo	-17.8183	-50.9600
86	IJ1	SANEAGO	Itajá	Baixo	-19.0558	-51.5483
87	AP1	PCH Retiro Velho	Aporé	Baixo	-17.8060	-51.7880
88	CD1	Clube Sol Eldorado	Cachoeira Dourada	Médio	-18.4986	-49.4710
89	CD2	Clube Thermas Eldorada	Cachoeira Dourada	Médio	-18.4928	-49.4746
90	CD2.1	Yate Thermas Club	Cachoeira Dourada	Médio	-18.5036	-49.4711
91	CD3	Clube Thermas Medicinal	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5189	-49.4991
92	CD5	Fonte 1	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5178	-49.5019
93	CD4	Cemitério	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5311	-49.5011
94	CD7	Fonte 3	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5205	-49.5017
95	CD8	Fonte 4	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5125	-49.5014
96	CD9	Fonte 5	Cachoeira Dourada/MG	Médio	-18.5037	-49.4679
97	CD11	Usina Cachoeira Dourada	Cachoeira Dourada	Médio	-18.5034	-49.6528
98	SF1	Poço 1 – Usina S. Francisco	Quirinópolis	Alto	-18.5462	-50.4357
99	SF2	Poço 2 – Usina S. Francisco	Quirinópolis	Alto	-18.4405	-50.2625
100	BV1	Usina Boa Vista	Quirinópolis	Alto	-18.4259	-50.2618

Tabela 3.4 - Cadastro de poços.

3.5. Parâmetros hidrogeológicos

De acordo com Oliveira (2002), Gaspar (2006) e Lousada (2005) as informações sobre o comportamento hidrodinâmico de um reservatório subterrâneo podem ser obtidas via parâmetros hidráulicos. No caso de aquíferos intergranulares, a exemplo dos arenitos do Sistema Aquífero Guarani em Goiás, essas informações irão refletir o diâmetro, disposição e interconexão entre os grãos do aquífero.

Estes parâmetros são determinados por meio de testes de bombeamento de poços. Este é um método de análise do poço e do aquífero onde o poço está inserido. Basicamente, consiste no bombeamento do poço com uma vazão constante ou variável, acompanhando a evolução do rebaixamento do nível d água. Pode ser realizado no próprio poço que está sendo bombeado ou em um poço distinto, próximo ao poço bombeado (poço de observação ou piezômetro). A interpretação da relação dos dados de rebaixamento versus tempo permite a determinação dos parâmetros hidrogeológicos. Em função das condições físicas de cada tipo de aquífero (livre, confinado não drenante ou confinado drenante) associadas ao comportamento da evolução dos rebaixamentos (regime permanente ou transiente), existe uma grande quantidade de métodos de interpretação de testes de bombeamento de poço (Feitosa & Filho 2000).

Os testes de bombeamento podem ser divididos em testes de vazão e testes de produção. O teste de vazão consiste no bombeamento de um poço com vazão (Q) constante e o acompanhamento da evolução dos rebaixamentos (S) produzidos em poços de observação ou piezômetros situados a uma distância(r) qualquer do poço de bombeamento. De modo contrário, o teste de produção não utiliza poços de observação, as informações sobre a vazão e evolução dos rebaixamentos são levantadas no próprio poço que está sendo bombeado. Neste trabalho, devido à inexistência de poços vizinhos, os dados utilizados e que foram disponibilizados pelas empresas, referem-se a testes de poço ou de produção.

Os dados dos poços foram tratados em planilha eletrônica e no *software* Aquífer Test Pro 4.2 da Waterloo hydrogeologic Inc. Posteriormente os dados foram submetidos a uma análise objetivando relacionar os valores de condutividade hidráulica, transmissividade, vazão específica, coeficiente de armazenamento e capacidade específica.

De acordo com Gaspar (2006), os diversos métodos de interpretação do comportamento do fluxo subterrâneo baseiam-se nos fundamentos da Lei de Darcy (equação 10), associado aos princípios de conservação de massa e energia (Freeze & Cherry 1979 e Fetter 1994).

De acordo com o enunciado da Lei de Darcy, para fluxos de água subterrânea, a velocidade de escoamento é dependente do gradiente hidráulico, permeabilidade do material e da viscosidade da água. O grau de inclinação, gradiente hidráulico ($\Delta h / \Delta L$), representa a razão entre o desnível (Δh), diferença de potencial entre dois pontos, e a distância horizontal entre dois

pontos (ΔL), de forma que, a velocidade de fluxo é diretamente proporcional a diferença de potencial para uma distância lateral constante, Teixeira *et al.*, (2000).

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{h_1 - h_2}{L} \quad \text{Equação 15}$$

Onde:

Q = vazão

A = Área de seção considerada (m^2)

$h_1 - h_2/L$ = gradiente hidráulico (i). Diferença de carga hidráulica por unidade de comprimento

K = constante de proporcionalidade, também denominada de *condutividade hidráulica*.

Para cada gradiente hidráulico, o fluxo de água é calculado pela relação entre a vazão (Q) e área (A) da seção do cilindro. Esse fluxo, com unidade de velocidade, constitui a vazão específica (q) do material, Teixeira *et al.* (2000), (Figura 3.13). Ainda de acordo com o autor, a vazão específica é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico.

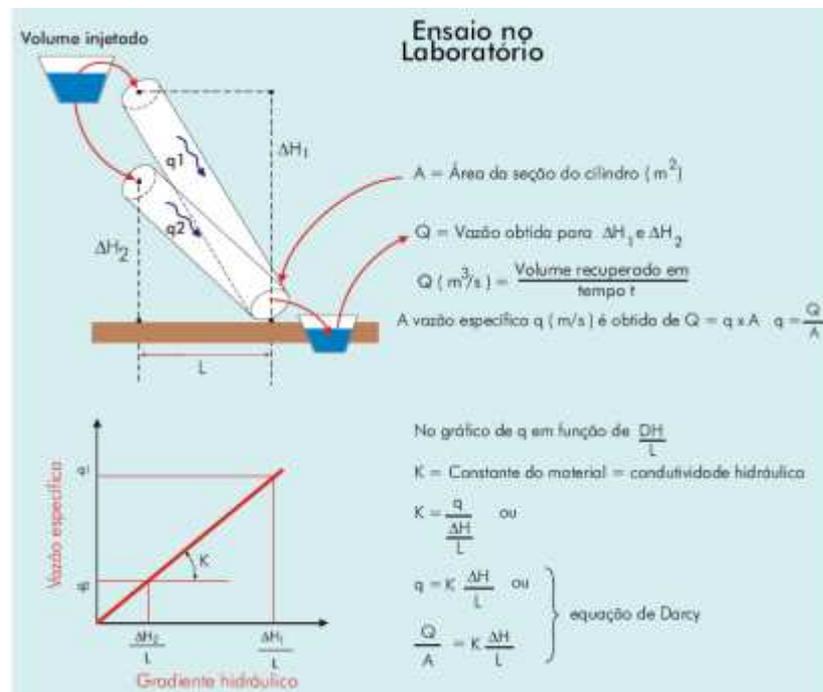


Figura 3.13 - Obtenção experimental da Lei de Darcy.

Fonte: Teixeira *et al.* 2000.

3.5.1. Hidráulica de poços, métodos de interpretação

A determinação dos parâmetros transmissividade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica foram obtidos pela aplicação dos métodos de Neuman (1975), dupla porosidade e Theis (1935). Para a interpretação dos dados dos poços localizados nas áreas de afloramento do SAG foram utilizados respectivamente os métodos de Neuman, Neuman (1975) e dupla porosidade, sendo o primeiro para o aquífero intergranular e o segundo para o aquífero de dupla porosidade. Para os poços localizados na porção confinada foi utilizado o método de Theis (Theis, 1935).

Aquífero confinado - Theis formulou a primeira expressão matemática que reflete a forma do cone de rebaixamento de um poço sob regime variável:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \text{Equação 16}$$

$$\text{onde } u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Onde:

Q = vazão de bombeamento constante

T e S = Transmissividade e coeficiente de armazenamento do aquífero

t = tempo transcorrido desde o começo do bombeamento

s = rebaixamento

r = distância do poço de bombeamento ao poço de observação

u - não é uma variável com significado físico, se trata apenas de uma abreviatura na formulação $w(u)$ – função complexa de u , ou função complexa de poço para aquífero confinado não drenante (W é derivado da palavra poço do inglês *well*).

$$w(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad \text{Equação 17}$$

Esta integral pode ser expressa na forma de uma série convergente:

$$0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} \dots = w(u) \quad \text{Equação 18}$$

Aquífero Livre - Neuman & Witherspoon (1969) elaboraram uma equação que descreve o fluxo de água para o poço em um aquífero não-confinado.

$$K_r \frac{\partial^2 h}{\partial h^2} + \frac{K_r}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + K_v \frac{\partial h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 19}$$

Onde:

h = espessura saturada do aquífero (L)

r = distância radial do poço de observação (L)

z = elevação acima da base do aquífero (L)

S_s = armazenamento específico (1/L)

K_r = condutividade hidráulica radial (L/T)

K_v = condutividade hidráulica vertical (L/T)

t = tempo (T)

A aplicação desse modelo fornece uma possível explicação para a resposta atrasada do nível freático. Em seu desenvolvimento teórico, Neuman, pressupõe que:

- O aquífero é livre;
- A zona vadosa não influencia no rebaixamento;
- Água bombeada inicialmente provém do lançamento instantâneo de água do armazenamento elástico;
- Eventualmente água originada do armazenamento pela drenagem gravitacional através dos poros interconectados;

- Rebaixamento é negligenciado comparado com espessura da zona saturada do aquífero;
- Rendimento específico é pelo menos dez vezes o armazenamento elástico;
- Aquífero deve ser anisotrópico.

A solução apresentada por Neuman (1972, 1974) refere-se:

- Para o tempo logo após o início do bombeamento, quando a água provém do armazenamento;
- Depois de decorrido algum tempo, quando a água está sendo liberada pela drenagem dos poros, onde o armazenamento é igual à capacidade específica (S_y).

$$s = \frac{Q}{4\pi \cdot T} W(u_A, u_B, \beta) \quad \text{Equação 20}$$

Onde:

Q = vazão de bombeamento (L/T)

T = Transmissividade (L²/T)

$W(u_A, u_B, \beta)$ é a função do poço para aquíferos não confinados, com valores tabelados.

u_A = rebaixamentos do início do teste de bombeamento:

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad \text{Equação 21}$$

u_B = rebaixamentos posteriores:

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt} \quad \text{Equação 22}$$

β = condutividades hidráulicas vertical K e horizontal K_h , por meio de K_D (grau de anisotropia ($K_D = K_v / K_h$)), com a distância do poço bombeado (r) e a espessura saturada do aquífero (b).

$$\beta = \frac{K_D r^2}{b^2} \quad \text{Equação 23}$$

De acordo com a descrição do clássico de Neuman (1972) podem ser reconhecidos dois *sets* de curva tipo. As curvas do tipo “A” são aplicadas nos dados de rebaixamento dos primeiros instantes do bombeamento, quando a água é liberada do armazenamento, enquanto que as curvas do tipo “B” são utilizadas para valores de rebaixamento finais, quando os efeitos da drenagem gravitacional tornam-se mais significante. Ambos os *sets* de curvas aproximam-se por um conjunto de assíptotas, que dependem do valor de σ ($\sigma = S/S_y$) (Gaspar 2006). Ainda de acordo com a autora, quando do início do bombeamento, logo nos primeiros instantes, essa curva de segmento mais inclinado, encaixa-se na solução de Theis, indicando que a água é liberada do armazenamento pela compactação do arcabouço do aquífero e pela expansão da água. A medida que o valor de σ diminui (quanto maior for S_y em relação a S), a faixa de tempo ocupada pelo primeiro segmento da curva torna-se menor. No transcorrer do segundo estágio, quanto menor o valor de σ , maior é o efeito da drenagem gravitacional, sendo mais pronunciada a drenança. Nesse estágio a curva desvia da solução de Theis, diante de fluxos verticais na parte superior do

aquífero, e o segmento da curva torna-se achatado. A drenagem gravitacional torna-se importante, e seu efeito é similar a uma drenança a partir de uma fonte próxima. Com o aumento do tempo de bombeamento, o efeito do armazenamento elástico no ponto considerado dissipa completamente (Gaspar 2006).

O modelo de Neuman propiciou soluções correspondentes aos estágios de bombeamento, desde o estágio mais incipiente, no início do bombeamento até estágios mais avançados, não utilizando constantes empíricas e nem recorrendo à teoria do escoamento em meios não saturados (Filho 2004). A compressibilidade do aquífero assume importância maior que o escoamento não saturado na zona vadosa.

CAPÍTULO IV

HIDROGEOLOGIA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI EM GOIÁS

4.1. Geologia Local

A área em estudo situa-se na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná. A seção de interesse para o presente estudo inclui a sucessão sedimentar desde o Permo-Carbonífero até o Cenozóico. As Unidades geológicas estão representadas pelas seqüências de fácies glaciais da Formação Aquidauana, calcários e folhelhos da Formação Irati, pelitos e arenitos da Formação Corumbataí, arenitos eólicos da Formação Botucatu, basaltos da Formação Serra Geral, arenitos e conglomerados do Grupo Bauru, e materiais inconsolidados que compõem as coberturas cenozóicas. As Figuras 4.1 e 4.2 mostram, respectivamente, o mapa geológico e a carta estratigráfica da área de estudos.

4.1.1. Grupo Itararé - Formação Aquidauana

Os afloramentos da seqüência sedimentar de ambiente glaciogênico da Formação Aquidauana estão restritos à porção norte da área estudada. A espessura do pacote sedimentar ultrapassa 300 metros e estende-se por ampla faixa de deposição, de direção E-W, com área ocupada de 15.200 km². Compreende a quase totalidade do município de Caiapônia e parte das áreas municipais de Doverlândia, Portelândia, Mineiros e Santa Rita do Araguaia. Ocorre ainda em faixas estreitas nos municípios de Perolândia, Jataí e Montividiu (Figura 4.1).

Esta unidade geológica é marcada por ampla variação faciológica composta por intercalações de pacotes areníticos avermelhados, arroxeados, arenitos brancos friáveis, folhelhos vermelhos, lamitos, nódulos carbonáticos, diamictitos, predominando, porém, as fácies areníticas de cor avermelhada que dominam a paisagem nas áreas de afloramento. A estrutura dos arenitos inclui estratificações cruzadas de pequeno porte, estratificações plano-paralelas e marcas onduladas.

A distinção das fácies areníticas pode ser feita por variações texturais (fina a grossa), de seleção de grãos (mal a medianamente selecionados), de cor (tons brancos, róseos, avermelhados e arroxeados), de cimento (carbonático a ferruginoso). A base da formação é constituída por pacotes de arenitos maciços e silicificados, com colorações variando de vermelho a roxo. Nos afloramentos, o topo da formação é marcado por sucessão de arenitos avermelhados, alterados e friáveis.

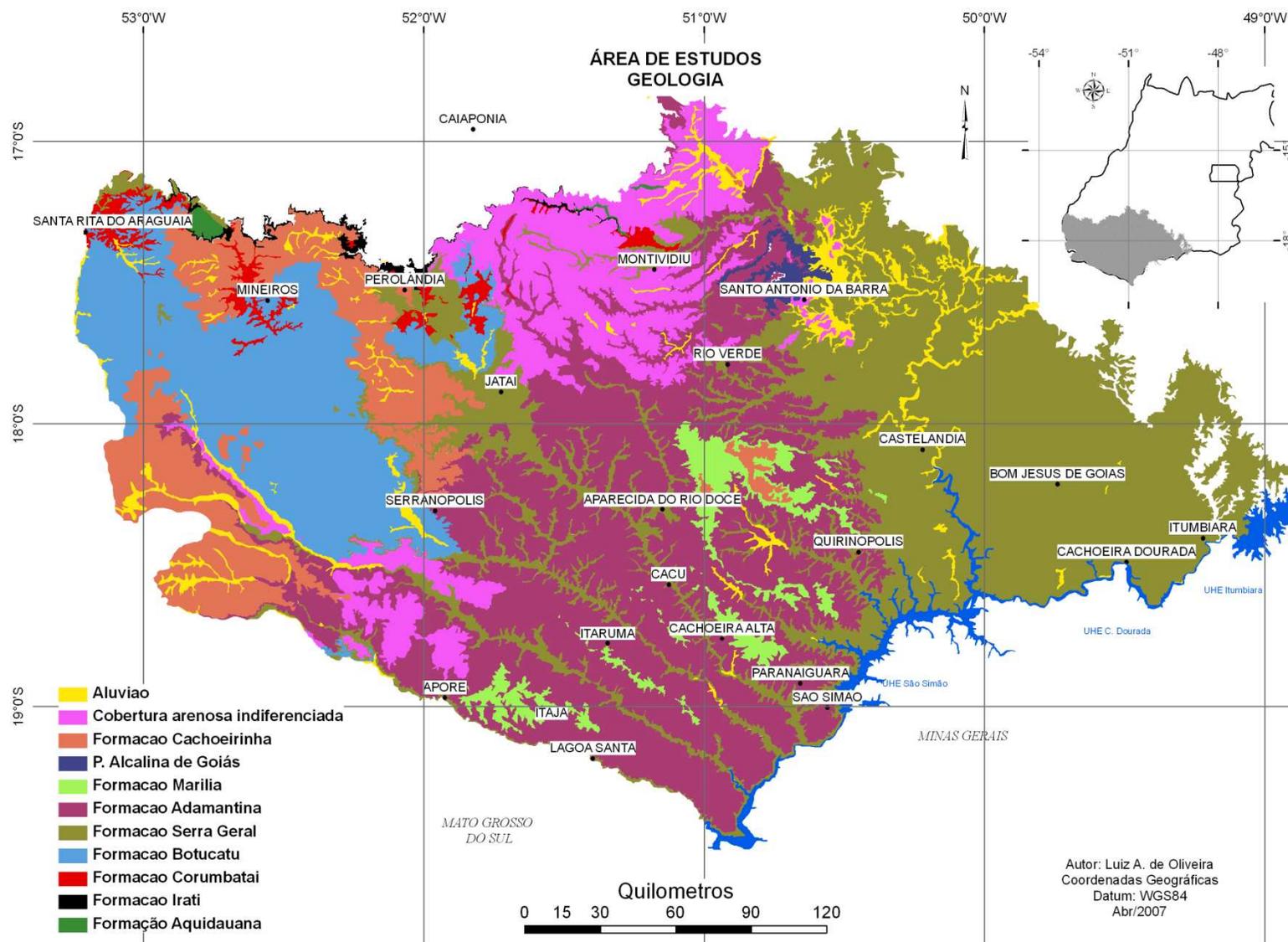


Figura 4.1 – Mapa de Geologia. Modificado de ANEEL (2000).

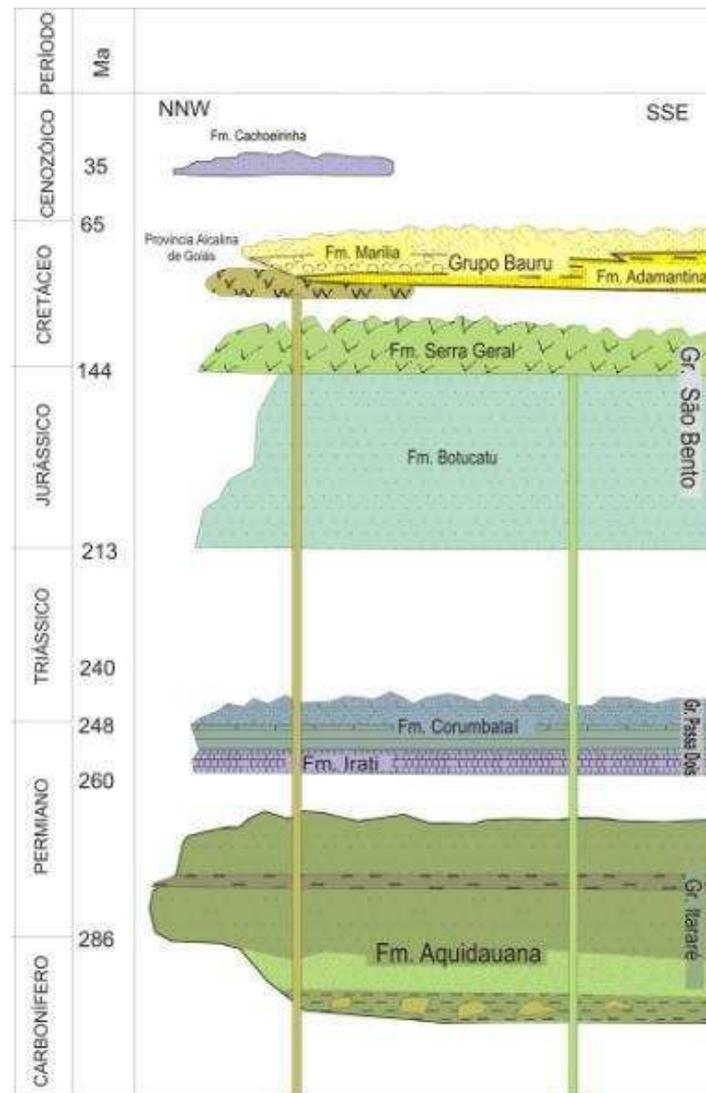


Figura 4.2 - Carta estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná na área de estudos. Modificado de Milani *et al.* (1994).

As fácies de diamictitos são constituídas por material heterogêneo em meio à matriz areno-argilosa, ocorrendo na forma de lentes em meio aos pacotes areníticos. Os clastos são de quartzo, chert, xisto, granito e silito, com granulometria diversa, desde grânulos até matacões, com formas retrabalhadas a angulosas.

A variação das fácies sedimentares está relacionada aos distintos sítios deposicionais, de condições pró-glaciais em sub-ambientes glacio-lacustres, flúvio-glaciais e morainas.

A presença de fácies areníticas friáveis e o regime pluviométrico regional condicionam a atuação de intenso processo erosivo, resultando em superfícies irregulares com ampla descontinuidade lateral das seqüências sedimentares. Ao longo da rodovia GO-200, no interflúvio que separa as drenagens das bacias do Paranaíba (Sul) e Araguaia (Norte), afloramentos ocorrem a 1.000 m de altitude. A partir do interflúvio, em direção oposta ao reverso da Cuesta da Serra do Caiapó, há transição abrupta de relevo, com feições escarpadas que ultrapassam os 100 m de altura. No vale do Rio Caiapó, o processo erosivo é intenso e

atuante, resultando em relevo movimentado, vales profundos, *inselbergs* e outras formas residuais.

Perfis de poços perfurados ao longo da rodovia GO-411, na divisa dos municípios de Paraúna e Amarinópolis, norte da área estudada, exibem pacote arenítico com 230 metros de espessura assentados discordantemente sobre o embasamento cristalino. Sucessão vertical do perfil evidencia presença de arenito friável desde a superfície até 30 metros de profundidade, arenito vermelho claro, silicificado, de 60 a 180 m e arenito arroxeadado silicificado de 180 a 230 m. Perfurações de poços nos municípios de Mineiros (oeste) e Quirinópolis (sudeste) interceptaram topo dos sedimentos da Formação Aquidauana a 300 e a 1.100 de profundidade, respectivamente, sendo que em Quirinópolis a espessura do pacote sedimentar dominado por arenitos de cores e fácies diversas ultrapassa 350 metros.

4.1.2. Grupo Passa Dois - Formação Irati

Os afloramentos dos litotipos da Formação Irati estão restritos a porção noroeste da área de estudos, distribuídos em forma de uma faixa E - W, ao longo do interflúvio que separa as bacias dos Rios Araguaia (norte) e Paranaíba (sul), que se estende desde as nascentes do Rio Verdão - a leste, até o alto curso do rio Diamantino - a oeste. A espessura da camada sedimentar chega a 40 m, distribuída por uma área de 337 km², englobando parte dos municípios de Santa Rita do Araguaia, Mineiros, Portelândia, Doverlândia, Caiapônia; Perolândia, Jataí e Montividiu.

A Formação Irati é constituída de calcários calcíticos e dolomíticos intercalados por folhelhos pretos. Os calcários ocorrem em camadas que variam desde 3 cm até mais de 2 metros de espessura. Os folhelhos apresentam espessura que varia desde alguns milímetros até 80 cm. Os calcários são finos, de cor bege e raramente apresentam intraclastos e oncólitos (Figura 4.3).

As frentes de lavra das mineradoras da região exibem calcários calcíticos e dolomíticos intercalados a folhelhos pretos e betuminosos. O conjunto de laminações forma camadas que variam desde centímetros até alguns metros de espessura. Subordinadamente ocorrem lentes e nódulos de sílex oolítico e conglomerados. Anjos (2003) descreve esta unidade como sendo composta por rochas carbonáticas calcíferas e dolomíticas, folhelhos ricos em matéria orgânica, calcarenito oolítico, argilito e marga. O nível inferior é composto por seqüência de calcários, folhelhos pretos carbonosos a betuminosos, calcários microcristalinos de cor cinza, ricos em fósseis (Araújo-Barberena *et al.* 2003). Ainda de acordo com os autores, no nível superior predominam calcários criptocristalinos cinza a preto, com lentes de *chert* oolítico (Figura 4.4).

Na região, a rocha calcária é explorada para a produção de pó calcítico e dolomítico para uso na agricultura. Há mineradoras localizadas nas regiões de Montividiu, Jataí, Perolândia e Portelândia.



Figura 4.3 - Calcário da Formação Irati. Montividiu/GO.



Figura 4.4 - Calcário da Formação Irati (base); intercalação de folhelhos escuros (topo). Perolândia/GO.

4.1.3. Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí

Os afloramentos ocupam uma área total de 1.049,45 km² e restringem-se à porção noroeste da região de estudos. Ocorrem em forma de manchas descontínuas de direção E - W, compondo parte das bacias dos rios Babilônia, Verde, Claro e Verdão, estando ainda distribuídos pelos municípios de Santa Rita do Araguaia, Mineiros, Portelândia, Jataí, Perolândia e Montividiu.

Os litotipos locais são principalmente siltitos e argilitos com níveis de sílex e arenitos finos. Predominam as fácies argilosas e sílticas, quebradiças, de cores variando desde cinza, verde a creme-arroxeados (Figuras 4.5 e 4.6).



Figura 4.5 - Afloramento de pelito da Formação Corumbataí em no município de Mineiros/GO.



Figura 4.6 - Arenito cinza da Formação Corumbataí em afloramento no município de Mineiros/GO.

4.1.4. Grupo São Bento - Formação Botucatu

O pacote sedimentar que compreende os arenitos eólicos da Formação Botucatu aflora nos municípios de Jataí, Mineiros, Serranópolis, Aporé, Santa Rita do Araguaia e Portelândia, ocupando uma área de 9.580 km². Em Jataí as principais áreas de afloramento encontram-se nas micro-bacias dos Ribeirões Paraíso e das Torres, margens esquerda e direita, respectivamente, do Rio Claro (Figura 4.7). Em Mineiros, os afloramentos ocorrem nas áreas drenadas pelos afluentes da margem direita do Rio Araguaia, e ainda nos afluentes do Ribeirão Ferro e Rio Verde (Figura 4.8).

Em Santa Rita do Araguaia, as ocorrências estão nos altos cursos dos tributários da margem esquerda do Ribeirão do Salto, do Rio Babilônia e afluentes da margem direita do Rio Araguaia. Em Aporé, na porção sul da área de estudos, divisa com o Mato Grosso do Sul, o arenito aflora numa pequena área ilhada em meio aos sedimentos do Grupo Bauru.



Figura 4.7 - Afloramento dos arenitos da Formação Botucatu em Jataí/GO.



Figura 4.8 - Vista panorâmica de afloramento da Formação Botucatu em Mineiros. Arenitos silicificados que sustentam o relevo regional em padrão ruineforme.

O arcabouço da rocha é formado por arenito fino, constituído por grãos de quartzo bem selecionados, arredondados, com bimodalidade granulométrica com elevada maturidade textural e mineralógica. A estrutura é representada por estratificações cruzadas de grande porte, estratificação plano-paralela e lâminas bimodais com intercalação de laminações de areia avermelhada em tons claros e escuros (Figuras 4.9, 4.10 e 4.11). Os arenitos eólicos apresentam-se em fácies de campos de dunas, interdunas e lagos de *playa* subordinados.



Figura 4.9 - Arenito vermelho da Formação Botucatu. Jataí/GO. Notar a laminação formada por depósitos de queda de grãos.



Figura 4.10 - Arenito da Formação Botucatu, exibindo estratificação cruzada de grande porte e bimodalidade granulométrica (presente na laminação que marca o conjunto de estratos menores).



Figura 4.11 - Arenito da Formação Botucatu. Detalhe de fechamento de *sets* de estratos cruzados de grande porte.

Em Jataí os afloramentos são constituídos por arenitos friáveis, conformando áreas de relevos planos a suavemente ondulados. A friabilidade da rocha exposta associada à supressão da vegetação nativa está intensificando os processos erosivos (Figuras 4.12 e 4.13).

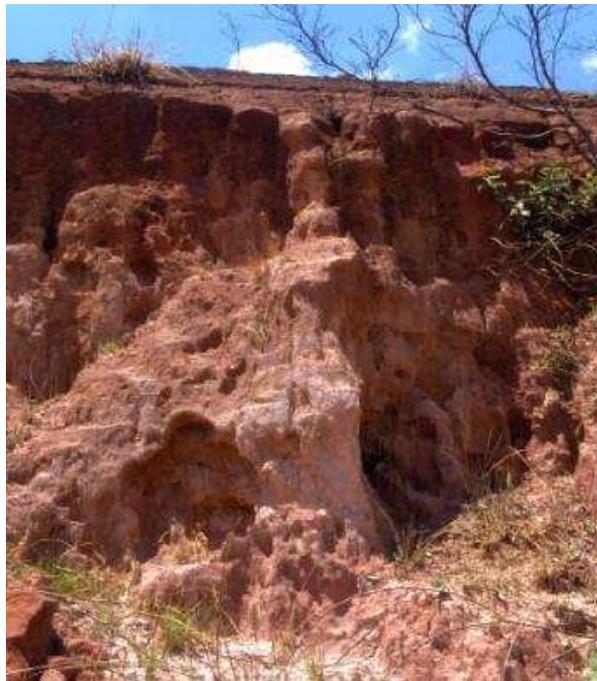


Figura 4.12 - Erosão em arenitos da Formação Botucatu.



Figura 4.13 - Erosão em arenitos da Formação Botucatu, corte da rodovia BR-060.

Na região de Mineiros, na bacia do Rio Verde, em função da erosão fluvial as áreas de afloramentos são marcadas por relevo acidentado (Figuras 4.14 e 4.15). A erosão diferencial resulta em estruturas escarpadas mantidas por arenitos silicificados (Figuras 4.16a e b).



Figura 4.14 - Relevo com *hog backs* e *cuestas* na área de afloramento da região de Mineiros/GO.



Figura 4.15 - Formas de relevo mantidas por arenitos silicificados, região de Mineiros/GO.

a



b



Figura 4.16 - Arenito silicificado. Área de afloramento em Mineiros/GO.

Nas regiões de Mineiros e Santa Rita do Araguaia, no alto curso do Rio Araguaia, as áreas de afloramento constituem relevo plano a suavemente ondulado. A predominância de tipos de arenitos friáveis associado ao desmatamento da vegetação nativa promove intenso assoreamento dos tributários do rio Araguaia.

Com base em informações de poços profundos foi possível estabelecer a extensão do pacote arenítico nas regiões de confinamento. Na porção leste da área estudada, no perímetro urbano de Itumbiara e no vale do Rio Meia Ponte, entre as cidades de Bom Jesus de Goiás e Goiatuba, os derrames basálticos assentam-se discordantemente sobre o embasamento cristalino, não havendo, portanto ocorrências do arenito. Perfurações de poços em Cachoeira Dourada e Quirinópolis, porção sudeste, interceptaram o topo do pacote arenítico a 420 e 930 m de profundidade, respectivamente. Em Quirinópolis, perfuração de poço tubular profundo na usina São Francisco atravessou 16 metros de arenito; na usina Boa Vista, distante apenas 20 km da usina São Francisco, em direção ao centro da bacia, perfuração de poço interceptou 85 metros de arenito, não tendo atravessado totalmente o pacote. A pequena espessura da camada arenítica, levantada no poço da usina São Francisco, indica proximidade de borda de bacia, sendo este o limite norte, para a região de Quirinópolis, da ocorrência confinada do arenito.

Análise de perfis de poços indica descontinuidade lateral do arenito. Nas áreas de afloramentos em Jataí e Mineiros, porções norte e noroeste do aquífero, o pacote arenítico apresenta espessuras de 200 e 100 m, respectivamente, sendo que no município de Serranópolis essa espessura alcança 260 metros. Na zona confinada, nas cidades de Rio Verde (norte) Lagoa Santa (sul) e Quirinópolis (sudeste), as espessuras do arenito são respectivamente, de 15m, 300m e 16m.

4.1.5. Grupo São Bento - Formação Serra Geral

Os basaltos são de cores cinza-esverdeadas à pretas com textura afanítica a microporfirítica. Apresenta estrutura variando de maciça à fraturada. No topo dos derrames ocorrem vesículas e amídalas preenchidas por sílica, calcita e ou zeólitas (Figuras 4.17, 4.18 e 4.19).

Os basaltos ocorrem em amplas faixas de afloramento na porção centro-sul da área de estudos, e no restante da área a rocha está recoberta pelos sedimentos do Grupo Bauru. Em regiões específicas, os derrames podem sobrepor diretamente o embasamento da bacia, ocorrer sobre os arenitos da Formação Botucatu ou unidades fanerozóicas mais antigas.

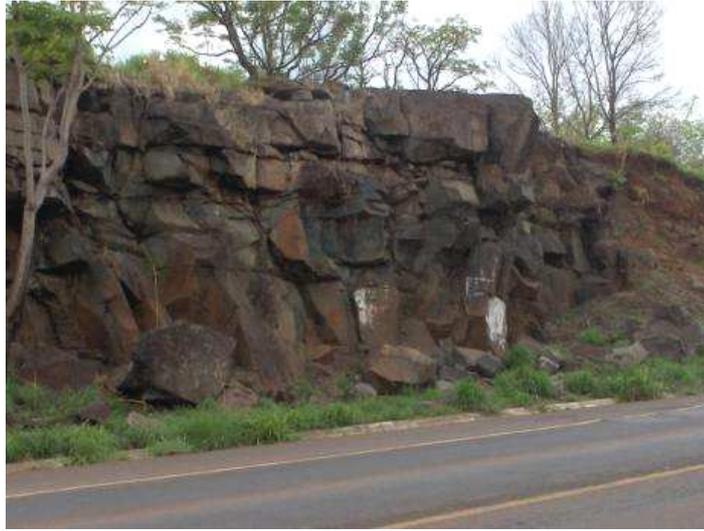


Figura 4.17 - Basalto fraturado. Região de Jataí/GO.



Figura 4.18 - Pedreira de basalto em Jataí/GO.



Figura 4.19 - Sequência de cachoeiras em basalto. Rio Claro, região de Itaguassu/GO.

Diques de diabásio ocorrem associados ao magmatismo da Formação Serra Geral. No município de Montividiu, corpos intrusivos de diabásio cortam calcários da Formação Irati, enquanto que no município de Caiapônia, o diabásio encontra-se exumado por processos erosivos, aflorando em meio aos arenitos da Formação Aquidauana. Perfurações de poços em Quirinópolis interceptaram *sill* de diabásio a 1.185 m de profundidade.

Nas regiões de Rio Verde, Jataí e Quirinópolis os basaltos afloram às margens das bordas das chapadas mantidas pelas unidades do Grupo Bauru. Na porção oriental, próximo à divisa com o estado de Minas Gerais, cobre extensa área, compreendendo a totalidade dos municípios de Itumbiara, Panamá, Cachoeira Dourada, Gouvelândia, Castelândia, Bom Jesus de Goiás e Inaciolândia. Nas porções centro-oeste e sul ocupa parte dos municípios de Vicentinópolis, Joviânia, Edéia, Edealina, Indiara, Acreúna, Turvelândia, Buriti Alegre e Maurilândia. Ao norte ocupa parte dos municípios de Santo Antônio da Barra, Montividiu e Paraúna. É exumado pela erosão fluvial e aflora ao longo do leito dos rios Claro, Corrente, Verde, Aporé e Doce, nas áreas municipais de Mineiros, Perolândia, Chapadão do Céu, Caçú, Aparecida do Rio Doce, Itajá, Aporé, Lagoa Santa, Itarumã, São Simão e Serranópolis. Ocorrem em forma de blocos isolados nos municípios de Caiapônia, Mineiros, Portelândia e Santa Rita do Araguaia.

Análise de perfis de poços tubulares profundos perfurados em Jataí, Itajá, Lagoa Santa, Rio Verde, Santa Helena de Goiás e Quirinópolis demonstram descontinuidade lateral dos derrames basálticos na direção W-E, controlada pelos lineamentos, de direção NW-SE, dos rios Corrente, Verde e Claro. Em Rio Verde e Santa Helena de Goiás (norte da área de estudos), as espessuras estão em torno de 400 m, enquanto que em Quirinópolis, porção sudeste, foi levantada espessura de 930 metros. As cotas de topo e de base dos derrames basálticos, na região de Jataí (norte), estão entre 750 e 550 m; entre 680 e 170 m na cidade de Rio Verde; entre 500 e -430 m em Quirinópolis, e entre 450 e 50 m na cidade de Cachoeira Dourada.

4.1.6. Grupo Bauru

Na área de estudos, o Grupo Bauru é composto pelas formações Adamantina (basal) e Marília (topo) e ocupa uma área de 22.226 km². Desses, aproximadamente 20.319 km², correspondem à área de exposição da Formação Adamantina e 1.907 km² correspondem à Formação Marília. A espessura dos sedimentos é variável, podendo atingir até 150 m, levando-se em consideração a cota do topo das elevações das formas residuais de relevo da Formação Marília.

Os arenitos da Formação Adamantina estão sotopostos à Formação Marília. Os afloramentos correspondem à maior parte da área de exposição dos sedimentos do Grupo Bauru

na região. O arcabouço da rocha é constituído por arenito fino, compacto, apresentando cores claras.

As fácies da Formação Marília são constituídas por arenitos vermelhos, diferentes graus de seleção, cimentados por óxido de ferro, de manganês ou carbonato. Na base dos residuais da Formação Marília, nas regiões de Rio Verde, Quirinópolis, Aparecida do Rio Doce, Cachoeira Alta e Itajá, é comum a ocorrência de conglomerados dispostos em camadas de poucos metros, dominados por seixos de quartzo e quartzito, com predomínio de matriz arenosa de cores arroxeadas ou vermelhas. Nas áreas citadas, o intemperismo sobre os arenitos propicia a formação de solos argilo-arenosos, vermelhos e ricos em cálcio.

A distribuição horizontal da espessura do pacote sedimentar é irregular, apresentando variações locais e regionais. A espessura dos sedimentos é heterogênea, sendo controlada pela superfície irregular, altos e baixos da superfície do topo do basalto.

Na área de estudo, predomina a ocorrência de arenitos de cor avermelhada. Os depósitos são marcados por fácies areníticas de granulometria diversa, ocorrendo ainda conglomerados, siltitos, argilitos e fácies calcíferas (Figuras 4.20 a 4.23).

Os afloramentos ocorrem em partes dos municípios de Maurilândia, Santa Helena de Goiás, Santo Antônio da Barra e Castelândia. Estendem-se pelas chapadas de Quirinópolis, Rio Verde e Jataí. Na porção sul da área estudada, os afloramentos recobrem os municípios de Aparecida do Rio Doce, Caçú, Cachoeira Alta, São Simão, Lagoa Santa, Itajá, Aporé e Itarumã. Em Mineiros e Chapadão do Céu, os afloramentos restringem-se às faixas estreitas que acompanham o alto curso dos rios Jacuba e Prata. Ao norte, ocorre em forma de mancha isolada nas divisas dos municípios de Caiapônia, Montividiu e Ivolândia. Em Serranópolis o contato com a Formação Botucatu se dá por truncamento lateral em superfície falhada.



Figura 4.20 - Residuais Formação Marília. Itarumã/GO.



Figura 4.21 - Residuais Formação Marília. Cachoeira Alta/GO.



Figura 4.22 - Arenito vermelho do Grupo Bauru em afloramento representativo na região de Itajá/GO.



Figura 4.23- Conglomerados intercalados por níveis de seixos com cimento carbonático.

4.1.7. *Província Alcalina de Goiás - PAGO*

Os magmas de natureza alcalina da região de Santo Antônio da Barra/GO integram o alinhamento tectono-magmático do Neocretáceo de direção NW, que se estende da região de Santo Antônio da Barra até a Região de Iporá. A diferenciação magmática resultou na distinção litológica e mineralógica das rochas ao longo do alinhamento, sendo que a porção norte é caracterizada por complexos máficos-ultramáficos alcalinos; na porção central ocorrem alcalinas subvulcânicas, enquanto que na porção sul ocorrem vulcânicas (Danni *et al.* 1976, Danni *et al.* 1992 e Gaspar & Danni 1981).

Várias foram as denominações de unidades geológicas para designar as ocorrências magmáticas de natureza alcalina ao longo do alinhamento descrito. Bez *et al.* (1971) denominaram de Distrito Vulcânico de Santo Antônio da Barra as extrusivas alcalinas que ocorrem na região homônima, localizada a SE do alinhamento. O termo Província Ígnea de Rio Verde-Iporá foi proposto por Almeida (1983), para integrar as ocorrências alcalinas de diferentes províncias, situadas ao longo do lineamento. Junqueira-Brod *et al.* (2002), utilizam o termo Província Alcalina de Goiás (PAGO) para designar o complexo alcalino que se estende de Santo Antônio da Barra, porção sul, até a região de Santa Fé, porção norte.

As ocorrências conformam uma faixa de 250 X 70 km, que se estende desde Santo Antônio da Barra até Santa Fé. Na porção norte ocorrem complexos máficos-ultramáficos alcalinos; na porção central predominam alcalinas subvulcânicas, e no sul vulcânicas (Junqueira-Brod *et al.* 2002).

Apenas a porção sul da PAGO está dentro dos limites da região abrangida pela área pesquisada neste trabalho. Por isso, a descrição geológica local privilegiará a descrição dos litotipos da região de Santo Antônio da Barra.

Na região de Santo Antônio da Barra, a PAGO é constituída por lavas e brechas vulcânicas, sendo derrames de melancimitos, olivina melancimitos, nefelina melancimitos com intercalações de brechas piroclásticas na base e aglomerados no topo (Moraes 1984); analcimitos e olivina analcimitos (Junqueira-Brod *et al.* 2002). Gaspar *et al.* (2000) admitem idade média de 85 M.a., para o magmatismo de caráter kamafugítico.

As rochas apresentam cor cinza escuro-avermelhada, com manchas escuras e minúsculos nódulos cinzentos (Junqueira-Brod *et al.* 2002). A textura é porfirítica com fencristais de olivina, piroxênio e feldspatóides em matriz afanítica.

4.1.8. *Formação Cachoeirinha - Terciário*

Os afloramentos da Formação Cachoeirinha restringem-se à porção Noroeste da região de estudos, ocupando uma área de 6364,7 km². Ocorrem nos altos cursos dos tributários dos rios

Claro, Rio Verde, Rio da Prata e Corrente, compreendendo parte dos municípios de Caiapônia, Santa Rita do Araguaia, Chapadão do Céu, Jataí, Mineiros, Serranópolis, Portelândia, Perolândia, ocorre ainda em forma de mancha isolada nos municípios de Rio Verde e Quirinópolis. Em função do local de ocorrência esta unidade encontra-se em contato direto, sobrepondo as unidades mesozóicas relacionadas ao Grupo Bauru (região de Mineiros e Jataí), Formação Botucatu (SW - na divisa com Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), Formação Serra Geral e ainda sobre unidades paleozóicas da Formação Aquidauana (N - divisa dos municípios de Caiapônia e Jataí).

Localmente, os litotipos são representados por material intemperizado, depósitos aluviais, predominando as fácies conglomeráticas constituídas por calhaus, seixos e arenitos em meio a matriz argilosa, podendo ocorrer lamitos subordinadamente (Figura 4.24).



Figura 4.24 - Latossolo da Formação Cachoeirinha. Município de Mineiros/GO.

4.2. Definição do Sistema Aquífero Guarani em Goiás

Em Goiás o Sistema Aquífero Guarani é representado pelos arenitos da Formação Botucatu que ocupam a quase totalidade da área de abrangência da Bacia Sedimentar do Paraná no estado. Em quase toda a sua extensão, o pacote arenítico encontra-se confinado entre unidades permianas (formações Corumbataí e Irati) e cretáceas (Formação Serra Geral e Grupo Bauru).

No estado, o Sistema Aquífero Guarani está distribuído por uma área de 44.718 km². A área de ocorrência compreende três zonas aflorantes, que juntas somam 9.580 km² e a porção confinada com 35.138 km² (Figura 4.25).

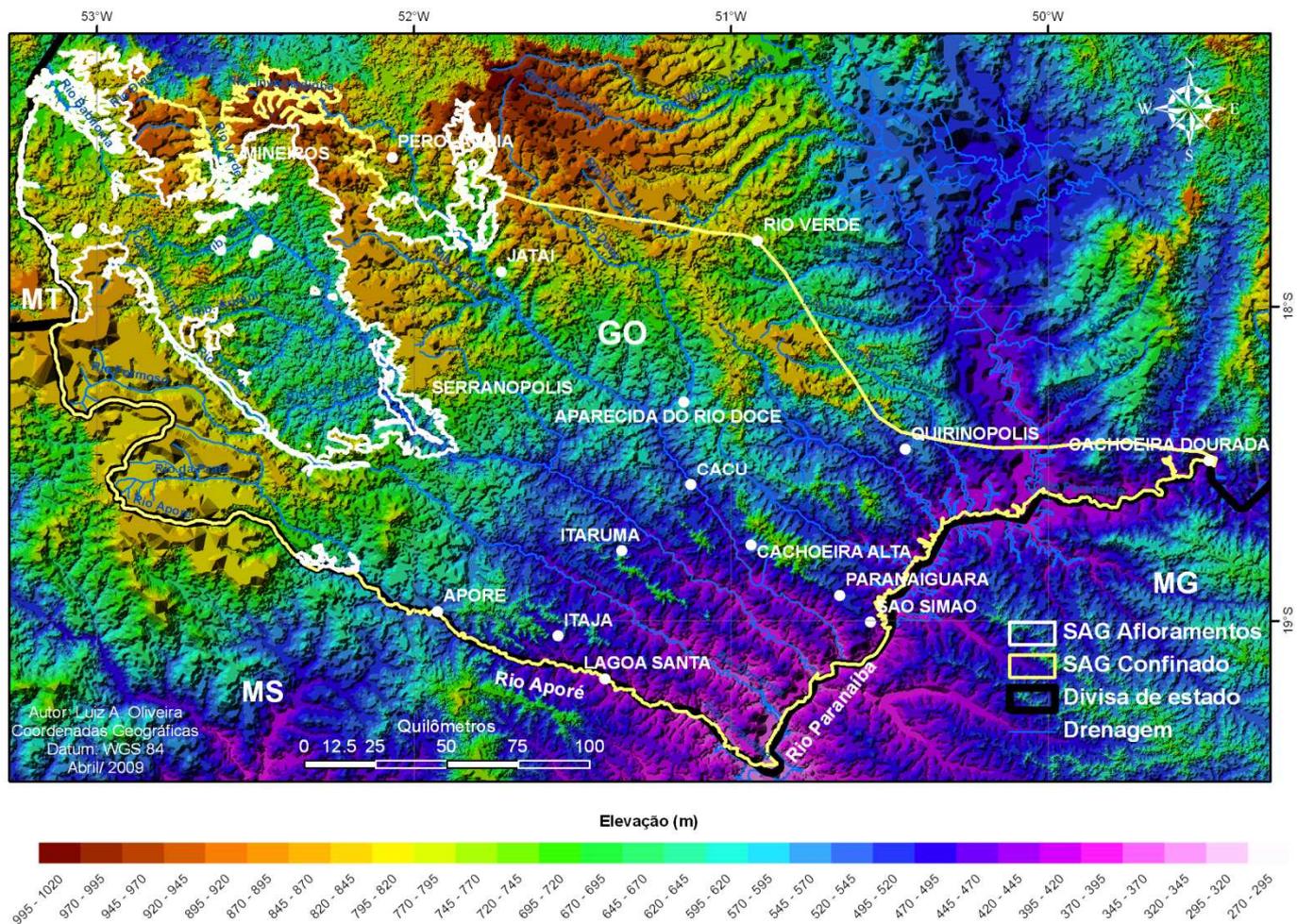


Figura 4.25 – Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani em Goiás.

4.2.1. Zona aflorante

A zona de afloramento mais representativa, com 8.832 km², está localizada na região de Mineiros, que se estende desde o município de Santa Rita do Araguaia – a noroeste, até o município de Serranópolis a sudeste, passando por Mineiros, indicado pelo número “1” no mapa da Figura 4.26.

informações de superfície indicam que as cotas altimétricas do topo e da base do pacote arenítico da Formação Botucatu no município de Santa Rita do Araguaia, limite noroeste do aquífero, são de 840 e 870 m respectivamente, com espessura de 30 m. Na bacia do Rio Babilônia, município de Mineiros, as cotas são de 750 m para a base e 840 m para o topo, com espessura de 90 metros. Na bacia do Rio das Pedras, município de Serranópolis, posicionada na porção sudeste da faixa de afloramentos, sentido centro da bacia sedimentar, as cotas de topo e base são de 480 e 740 m respectivamente, com espessura de 260 m (maior espessura da zona de afloramentos - Figura 4.27).

A segunda área mais expressiva de afloramentos, com área de 705 km², localiza-se no município de Jataí, indicado pelo número “2” na Figura 4.26. A área ocorre em forma de um “V”, constituindo dois segmentos exumados pelas drenagens fluviais dos ribeirões Paraíso e das Torres, posicionados respectivamente à esquerda e à direita do Rio Claro.

Na Bacia do Ribeirão Paraíso o afloramento conforma uma faixa alongada de direção NE-SW que se estende desde as cotas altimétricas de 660 até 900 m, entre as nascentes do ribeirão Paraíso até sua confluência com o rio Claro. Nas porções mais altas, de acordo com a posição ocupada, os arenitos da Formação Botucatu estão em contato com as coberturas cenozóicas ou com os basaltos, enquanto que nos pontos mais baixos o contato inferior é com os sedimentos da Formação Corumbataí. Perfuração do poço da Petrobrás na margem do ribeirão Paraíso, poço 2JA001GO, interceptou o topo do Sistema Aquífero Guarani na cota 550 m, enquanto que em afloramentos, a maior cota superior está a 750 m de altitude, indicando uma espessura de 200 metros para este local (Almeida 2003), (Figura 4.28).

O segmento exumado pelo ribeirão das Torres é de direção NW-SE e se estende desde as cotas de 840 m, nascente do córrego Formiguinha, até 660 m de altitude na confluência com o Rio Claro. Em grande parte desse segmento, o contato com os basaltos e com os sedimentos da Formação Corumbataí se dá por superfícies falhadas (Figura 4.28).

No município de Aporé, o afloramento do Sistema Aquífero Guarani ocorre em forma de faixa estreita e alongada, exumada pelas drenagens dos rios Aporé e da Prata, totalizando uma área restrita de 42 km², indicada pelo número 3 no mapa da Figura 4.26. O comportamento do afloramento em forma de ilha, resultante da erosão das camadas geológicas sobrepostas e o gradiente topográfico negativo de 140 m em relação à zona aflorante de Serranópolis, permitem inferir que essa região se caracteriza como uma zona de alívio de pressão de confinamento do sistema aquífero e comportando-se como exutório.

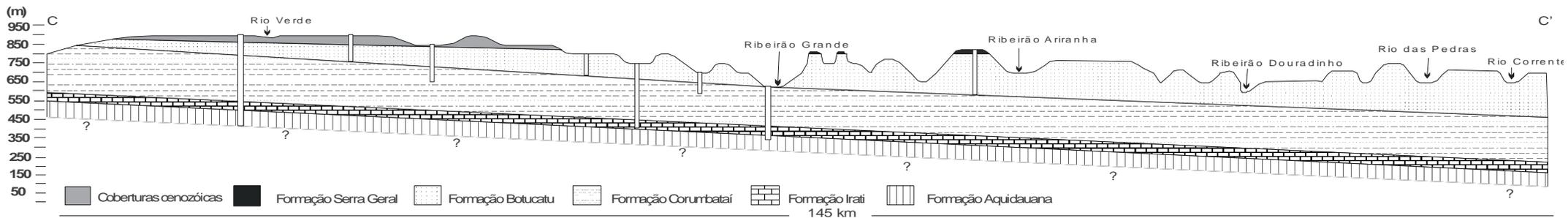
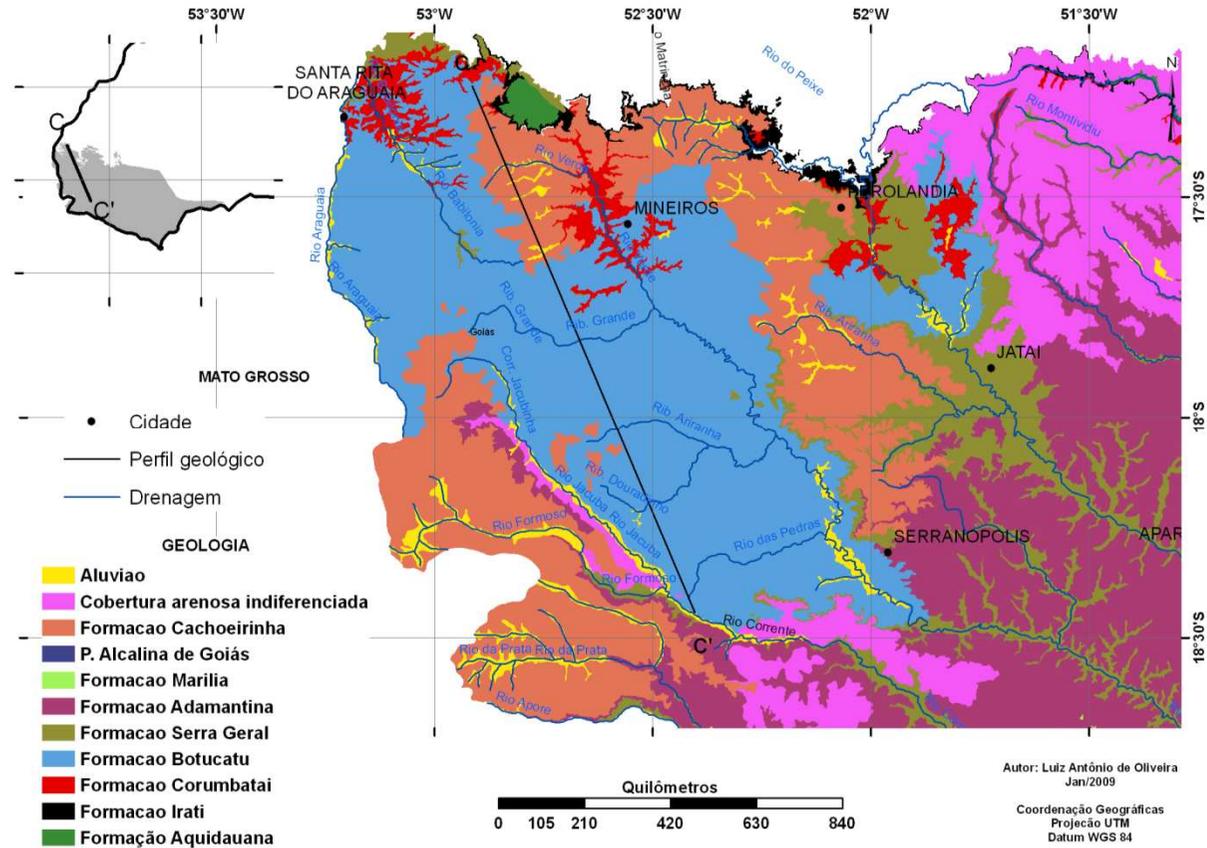
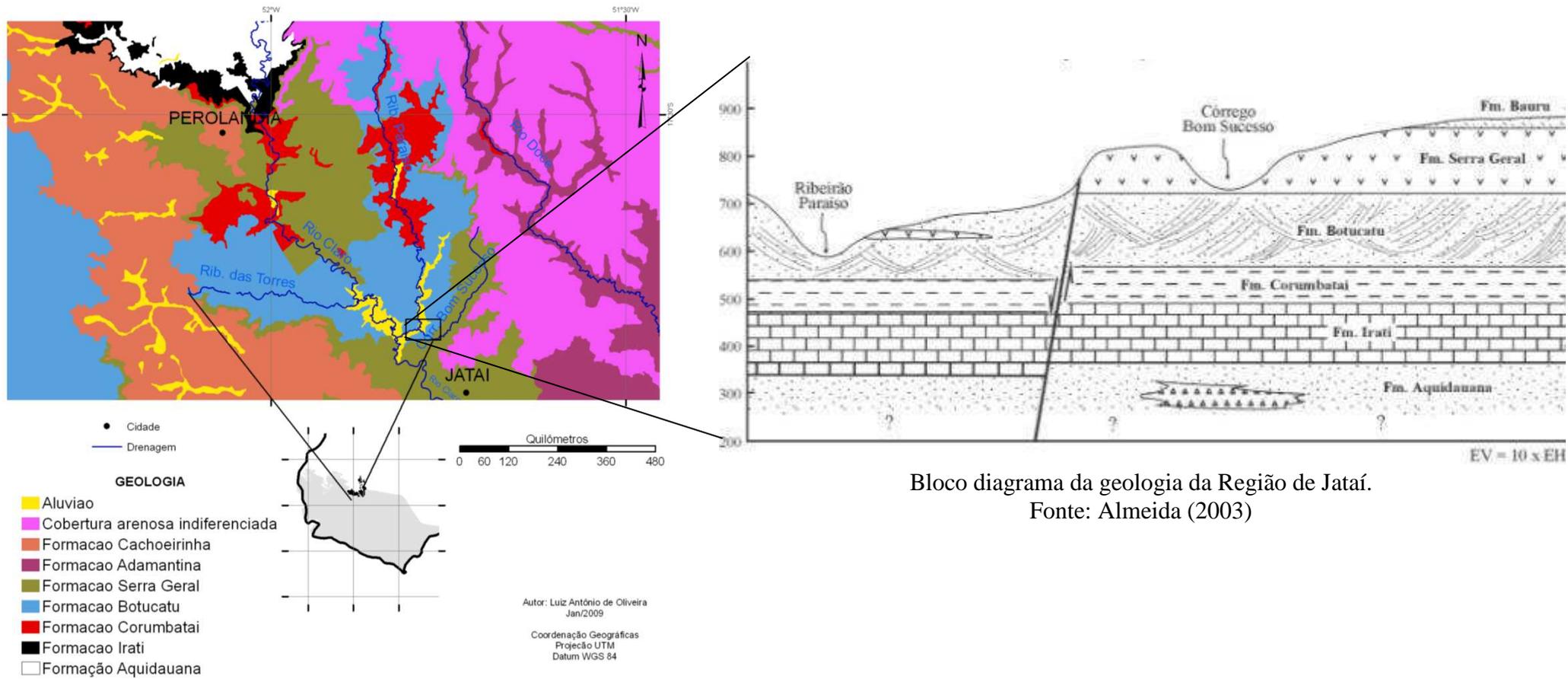


Figura 4.27 - Mapa e perfil geológico C - C', zona aflorante da região de Mineiros, englobando os municípios de Santa Rita do Araguaia, Mineiros e Serranópolis.



Bloco diagrama da geologia da Região de Jataí.
Fonte: Almeida (2003)

Figura 4.28 - Mapa geológico e bloco diagrama do Sistema Aquífero Guarani na região de Jataí.

4.2.2. Zona confinada

A caracterização da porção confinada do Sistema Aquífero Guarani foi elaborada com base em informações levantadas a partir de perfis de poços tubulares profundos. De acordo com o grau de confinamento, o aquífero foi subdividido em zonas de baixo, médio e alto confinamento. Na definição dos distintos graus de confinamento seguiu-se o dimensionamento proposto por Rosa Filho (2004), no qual, as zonas de baixo confinamento, onde a profundidade do topo do pacote arenítico é de até 200 metros; as zonas de médio confinamento, cuja profundidade do topo situa-se entre 200 e 500 metros e por fim, as zonas de alto grau de confinamento onde a profundidade do topo do aquífero é superior a 500 metros.

O grau de confinamento do aquífero é controlado por duas estruturas: uma principal, aqui denominada de Depressão Tectônica Associada ao Lineamento do Rio Paranaíba - DTRP, de direção NE-SW e que condiciona o grau de confinamento na direção NW-SE. De acordo com a posição ocupada em relação a essa estrutura, o aquífero foi subdividido em porções confinadas oeste e leste. Estruturas secundárias estão relacionadas aos lineamentos dos tributários do rio Paranaíba, de direção NW-SE, que condicionam o grau de confinamento do aquífero na direção W-E (Figura 4.29).

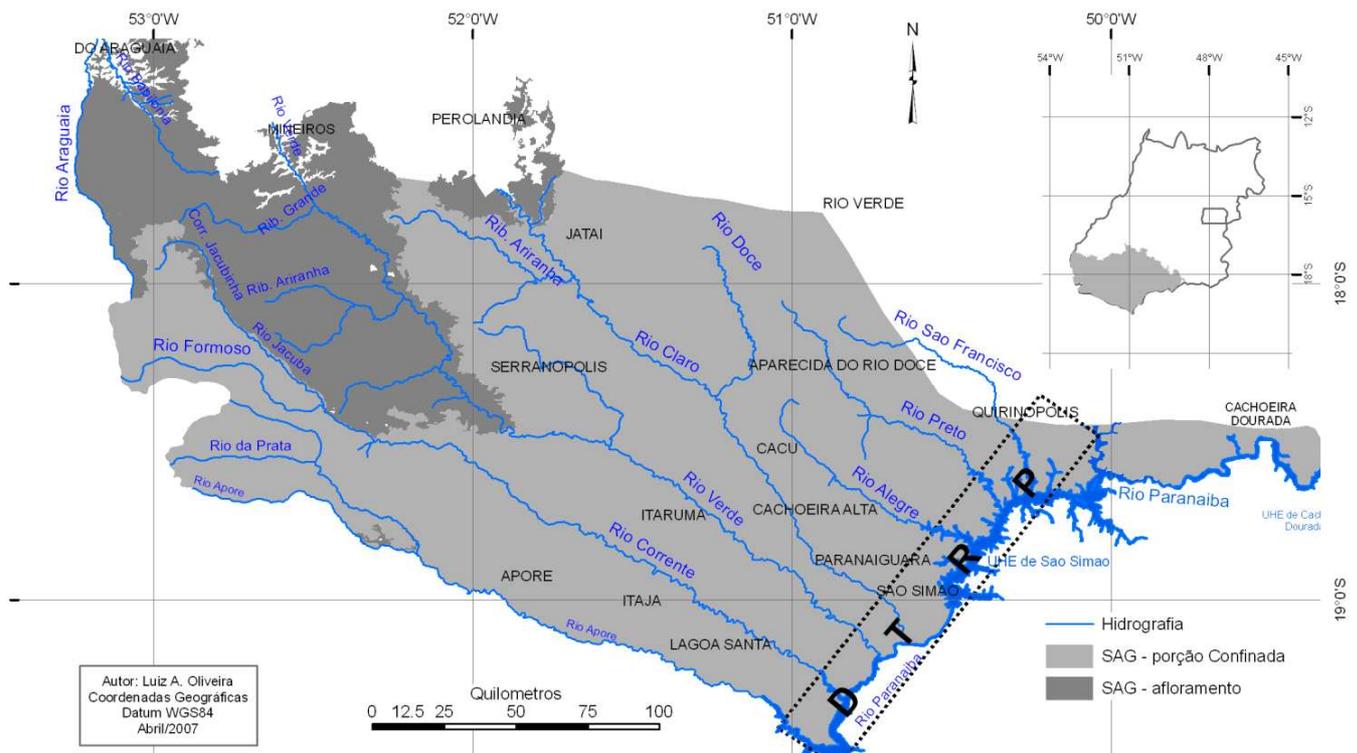


Figura 4.29 - Posicionamento das porções confinadas em relação a Depressão Tectônica Associada ao Lineamento do Rio Paranaíba (DTRP) e principais estruturas de controle.

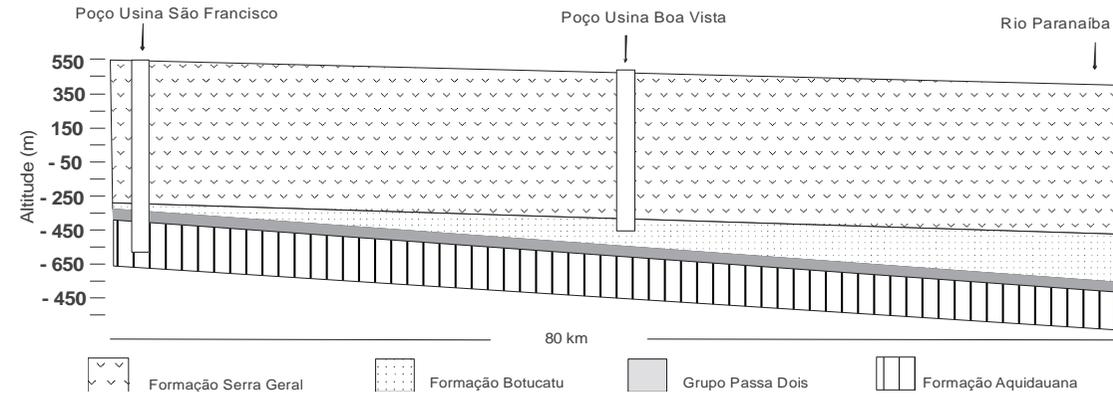
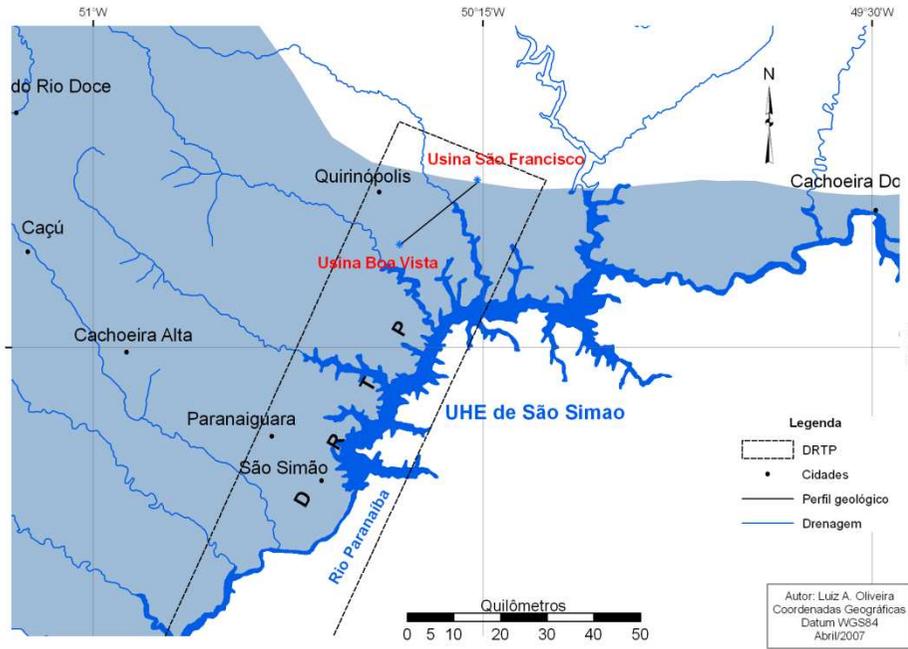
Zona de alto grau de confinamento relacionada à DTRP - a DTRP é a principal estrutura geológica que exerce controle no comportamento do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás. A estrutura de direção NE-SW condiciona, regionalmente, o grau de confinamento na direção NW-

SE. Em toda a porção posicionada a oeste da depressão, o grau de confinamento aumenta segundo direção NW-SE, enquanto que do lado leste o grau de confinamento é em direção oposta.

Perfuração de poço tubular profundo na Usina São Francisco, município de Quirinópolis, atravessou apenas 15 metros de arenito e interceptou o topo do aquífero a 838 m de profundidade (Figura 4.30). Na Usina Boa Vista, distante a 23 km da Usina São Francisco, na direção SW, sentido centro da bacia sedimentar, perfuração de poço tubular profundo interceptou o topo do aquífero a 926 m de profundidade (Figura 4.30).

Porção confinada posicionada a oeste da DTRP - a porção confinada posicionada a oeste da DTRP engloba 90% da área de ocorrência do Aquífero Guarani no estado de Goiás, podendo ser subdividida em duas zonas de acordo com o grau de confinamento: a) Zona de baixo grau de confinamento que se estende desde os limites com os afloramentos das regiões de Serranópolis, a noroeste, e Jataí, a norte, até o lineamento do rio Corrente, onde a profundidade máxima do topo do pacote arenítico não ultrapassa 200 m; b) Zona de médio grau de confinamento posicionada entre o lineamento do rio Claro até a DTRP. Nesta zona a profundidade do topo do pacote arenítico varia entre 200 e 500 metros (Figura 4.30).

Perfurações de poços tubulares profundos nas áreas vizinhas a Lagoa Santa e Itajá atravessam os derrames basálticos e interceptam o topo do Sistema Aquífero Guarani a 140 m de profundidade (Figura 4.31). Essa região ocupa posição mais interior na bacia sedimentar, distante 150 km ao sul dos afloramentos de Jataí e 95 km a sudeste dos afloramentos de Serranópolis. Devido à distância das áreas de afloramento e o posicionamento na bacia sedimentar, acreditava-se num maior mergulho dos pacotes areníticos da Formação Botucatu, acompanhado de aumento do confinamento do aquífero nessa região. Análise integrada dos dados de perfis de poços profundos e posicionamento em relação a área de afloramento no município de Aporé permitiu a compreensão do comportamento estrutural do aquífero nesse setor. Poço perfurado na PCH Retiro Velho, posicionada no rio da Prata próximo a confluência com o rio Aporé, atravessou os derrames basálticos e interceptou o topo do aquífero a 40 metros de profundidade (Figura 4.31).



Bloco diagrama da geologia da região de Quirinópolis.

Figura 4.30 – Mapa de localização e bloco diagrama do perfil geológico entre as Usinas São Francisco e Boa Vista- região de Quirinópolis.

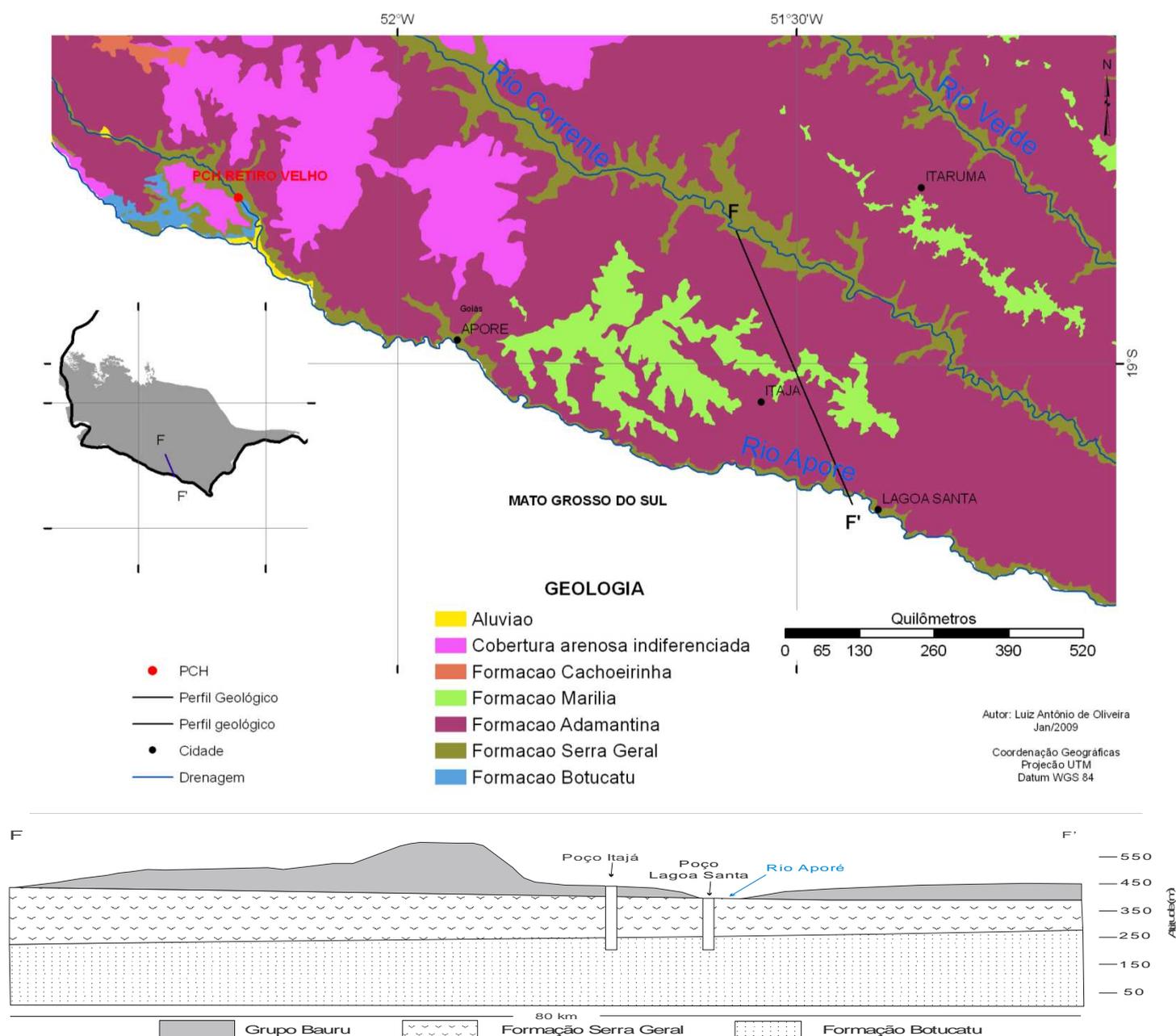


Figura 4.31 - Mapa e perfil geológico F - F' com destaque para a posição dos poços de Itajá e Lagoa Santa.

Porção confinada posicionada a leste da DTRP - a porção confinada posicionada a leste da DTRP compreende uma faixa estreita alongada na direção W-E, que se estende desde a zona de contato do aquífero com o embasamento cristalino entre os municípios de Itumbiara e Cachoeira Dourada a leste, até a DTRP a oeste. Nessa região o aquífero é medianamente confinado, onde as profundidades de topo do pacote arenítico encontra-se entre 300 e 500 m (Figura 4.32).

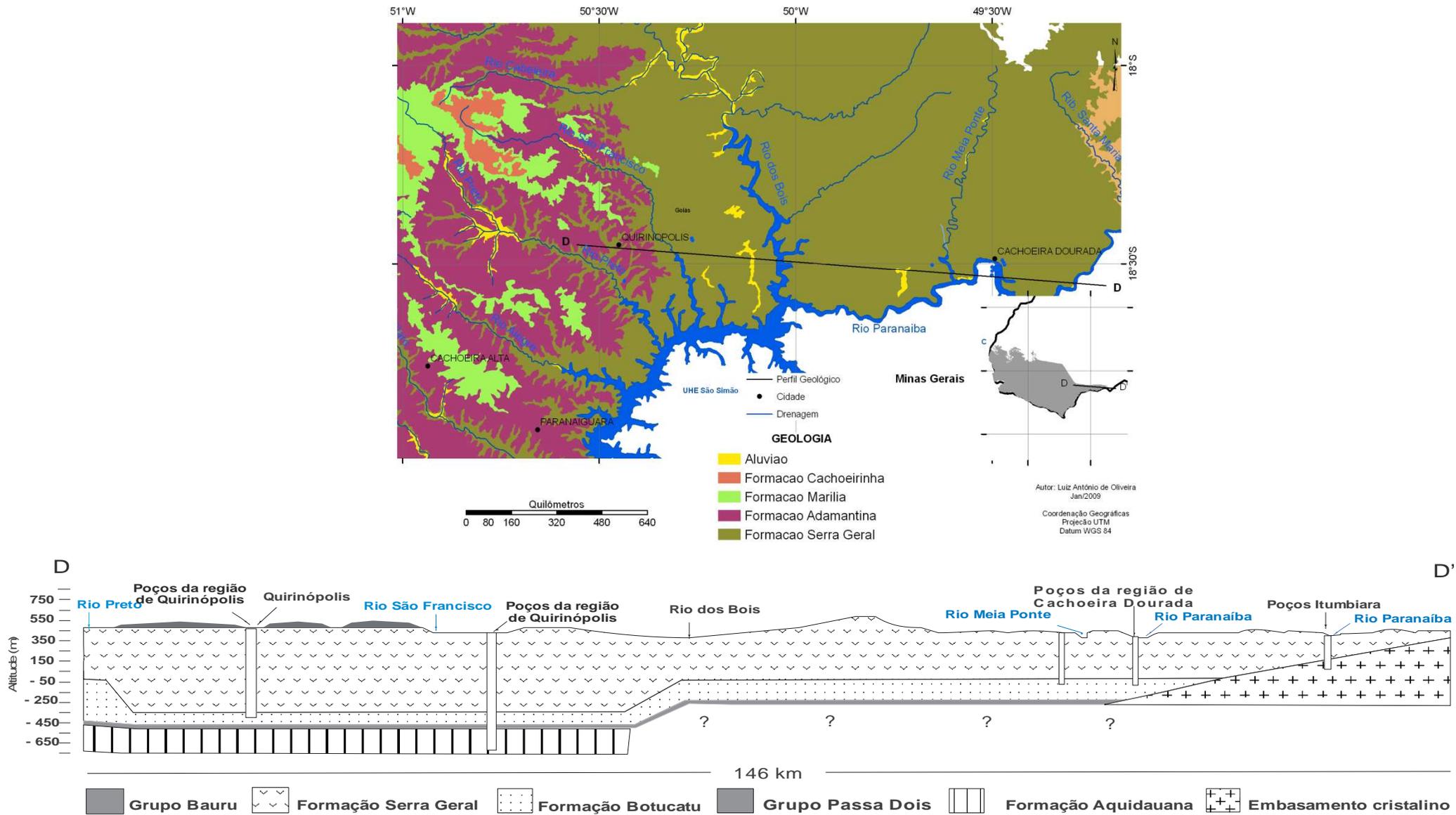


Figura 4.32 - Mapa e perfil geológico D - D' com destaque para a posição dos poços das regiões de Quirinópolis, Cachoeira Dourada e Itumbiara.

4.2.3. Comportamento estrutural do aquífero

Para a caracterização do comportamento estrutural do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás foram produzidas informações sobre a delimitação da área de ocorrência, espessura e estratigrafia do aquífero. A referida caracterização foi elaborada à partir de dados de superfície e informações levantadas em perfis de poços tubulares profundos localizados nas zonas confinada e aflorante, além de informações levantadas diretamente em campo nos afloramentos das regiões de Santa Rita do Araguaia, Mineiros, Serranópolis, Jataí e Aporé.

Regionalmente, a estrutura do aquífero no estado é condicionada pela DTRP (extensão nordeste do lineamento do rio Paraná), de direção SW-NE, depocentro dos basaltos da Formação Serra Geral, cuja espessura alcança mais de 900 metros.

As informações sobre o detalhamento da DTRP foram levantadas em acompanhamento de perfurações de poços nas usinas São Francisco e Boa Vista, município de Quirinópolis. A primeira usina está posicionada a NE em relação à segunda, estando separadas por uma distância de 25 km. Na Usina São Francisco a perfuração do Poço 2 interceptou o topo do SAG a 824 metros de profundidade, tendo atravessado 16 metros do pacote arenítico, seguidos por 40 metros de litotipos do Grupo Passa Dois e mais 340 metros dos litotipos da Formação Aquidauana. A cota de superfície do referido poço está a 540 m de altitude. No poço na Usina Boa Vista o topo do pacote arenítico está a 932 metros de profundidade, onde a espessura interceptada do aquífero é de 85 metros, não tendo sido atravessado pela perfuração. A cota de superfície do poço está a 490 m de altitude. Em apenas 25 km de distância a espessura do aquífero passa de 15 para mais de 65 metros, considerando apenas a espessura do arenito interceptada no segundo poço. O mergulho do pacote arenítico é de 40 metros em direção ao centro da Bacia Sedimentar.

Observa-se no mapa de drenagens que o rio Paranaíba constitui a extensão nordeste do lineamento do rio Paraná. Na divisa entre os estados de Goiás e Minas Gerais, desde a confluência com o rio Grande, o traçado do rio Paranaíba segue uma linha reta até a região onde recebe as águas dos rios Preto e São Francisco, margem direita, a partir daí, o traçado sofre uma inflexão de 30° E. Apesar de em superfície existir esta inflexão da linha da drenagem, em subsuperfície, a estrutura segue em linha reta, direção NE para o interior do estado de Goiás, sendo coincidente com a depressão tectônica que representa a zona de maior confinamento do aquífero.

O detalhe do comportamento do aquífero pode ser observado nos dois perfis que cortam a região nas direções norte-sul e leste-oeste constantes nas Figuras 4.33 e 4.34, respectivamente.

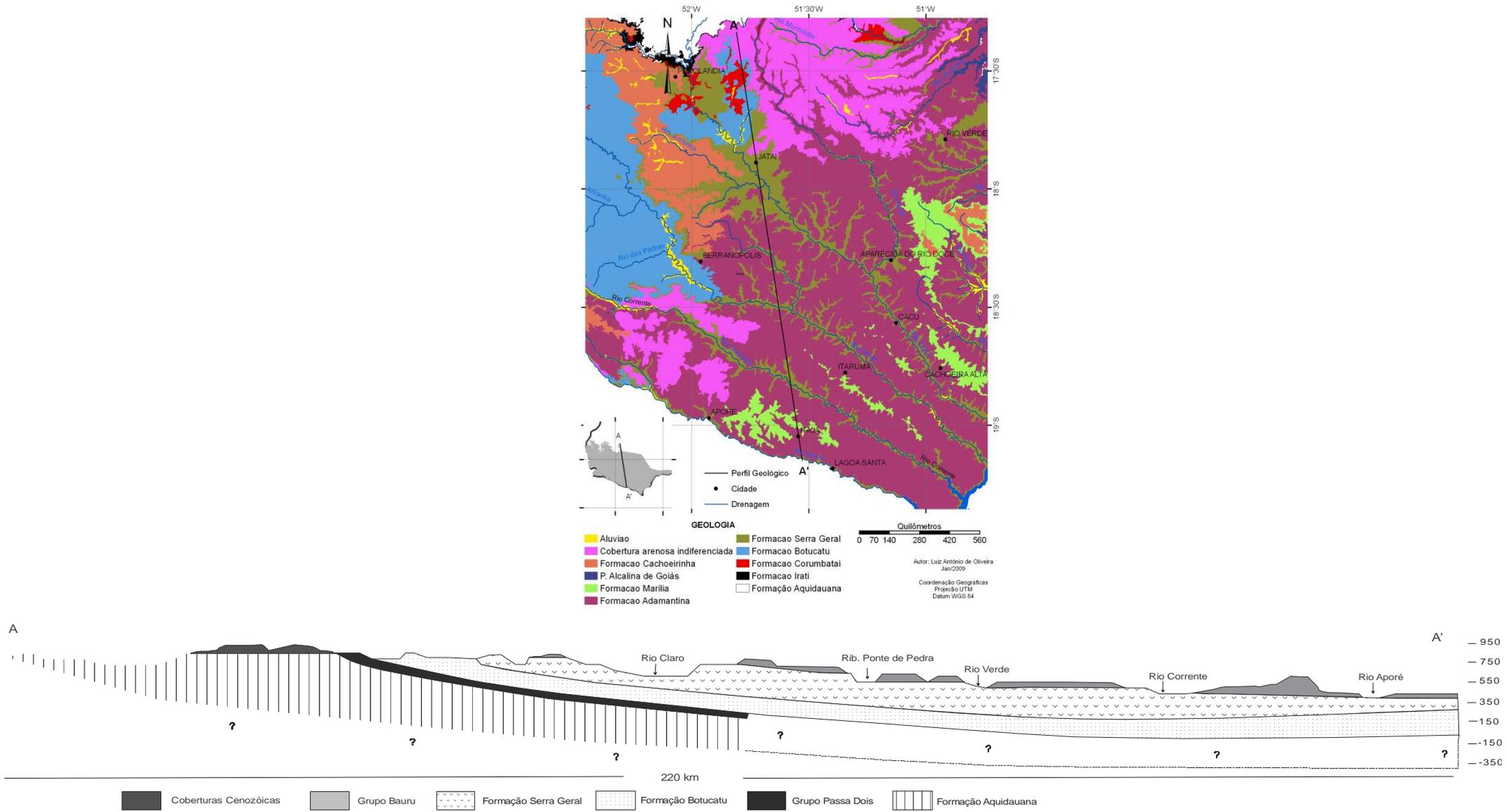


Figura 4.33 - Mapa e perfil geológico A - A'

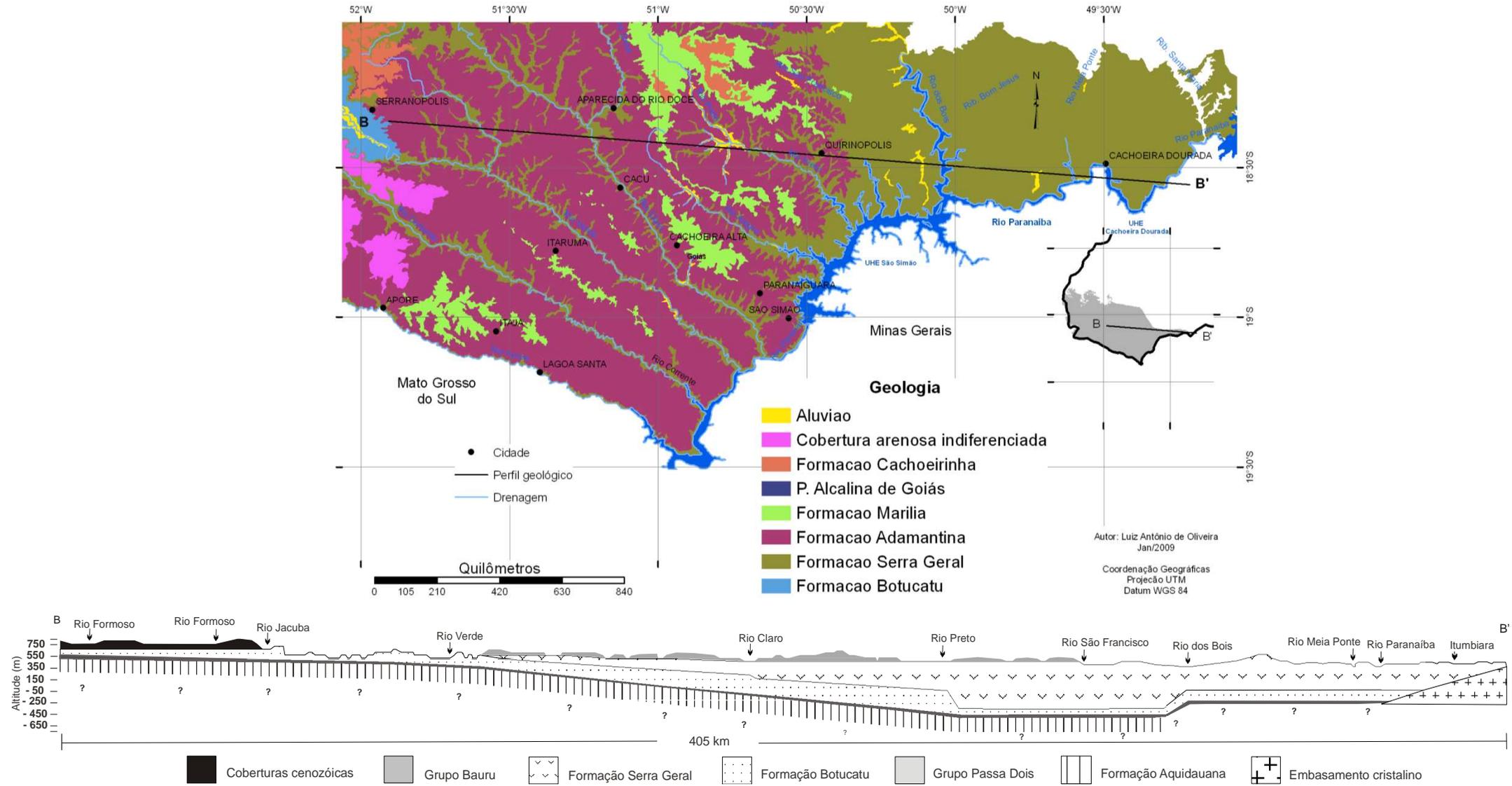


Figura 4.34 - Mapa e perfil geológico B - B'.

Na região de Cachoeira Dourada, posicionada no limite leste do aquífero, a espessura aproximada dos arenitos é de 150 metros.

A partir dos limites citados, na maioria da zona confinada, a espessura do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás é de 300 metros, alcançando espessuras máximas na região do DTRP (Figura 4.36).

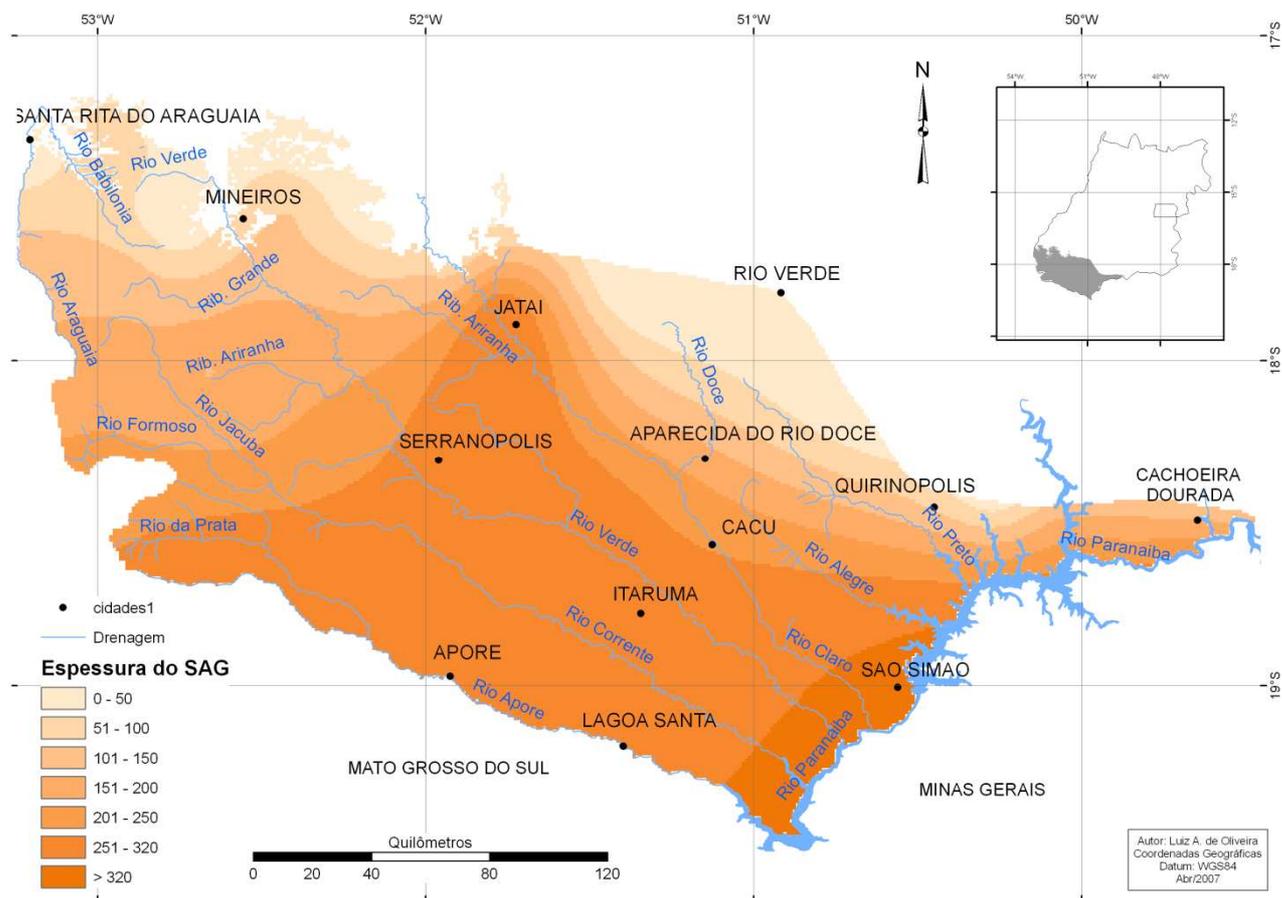


Figura 4.36 - Mapa de isópacas do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.

4.2.4. Limites

A partir de dados de poços e de toda a discussão do item sobre a geometria do aquífero, foi possível refinar os limites do Sistema Aquífero Guarani em Goiás. Os limites das zonas aflorantes foram confirmados como sendo os mesmos constantes na base cartográfica da Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL (2000).

Os dados dos perfis de poços da cidade de Rio Verde e o acompanhamento da perfuração dos poços das cidades de Quirinópolis e Cachoeira Dourada, indicados no mapa da Figura 4.37 com os números 1, 2 e 3, respectivamente, permitiram a redefinição dos limites da zona confinada.

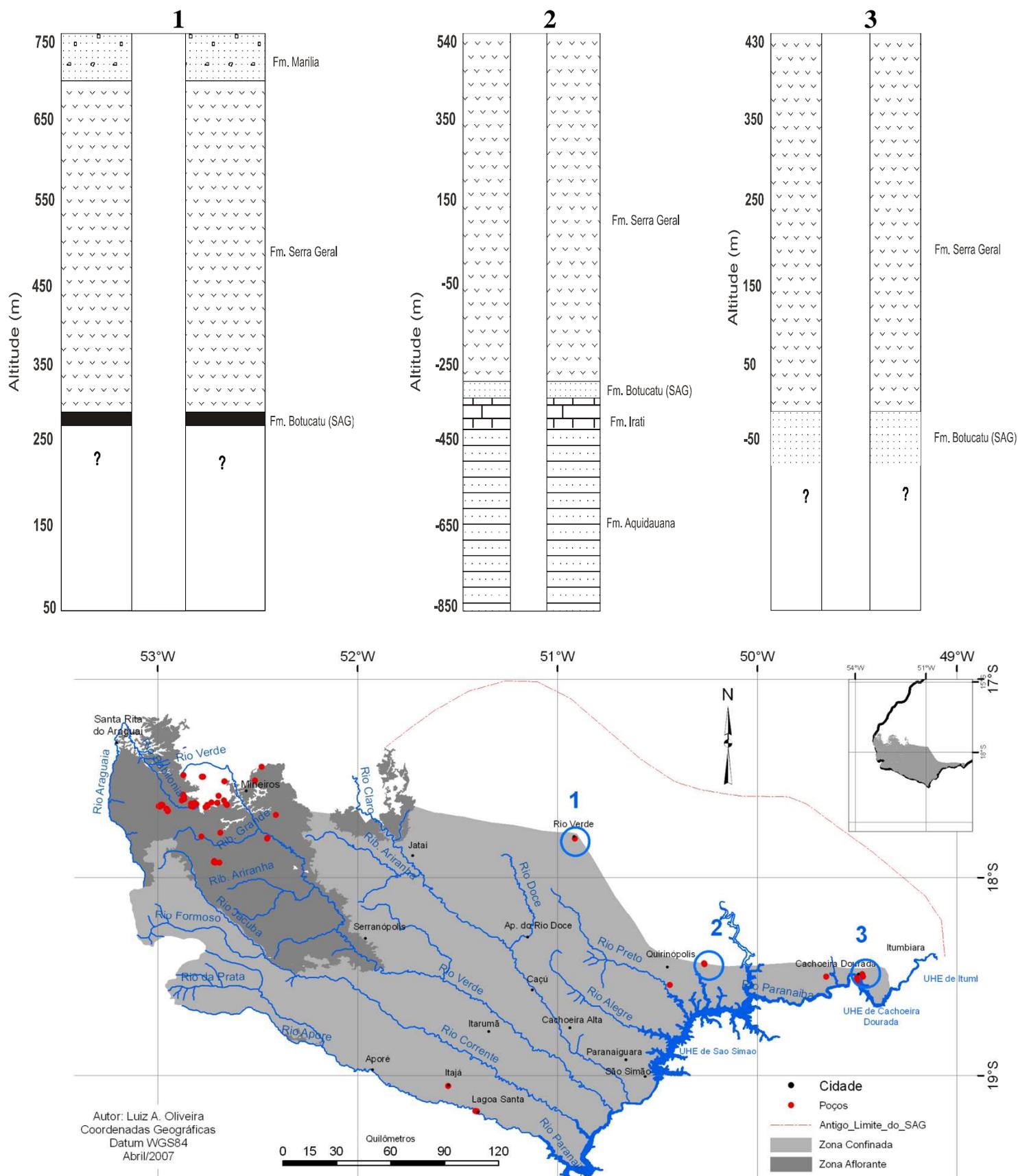


Figura 4.37 - Perfis e mapa de localização dos poços, cujos dados definiram o limite confinado do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.

No mapa, o círculo de número 1 corresponde ao poço da COMIGO perfurado em Rio Verde, cuja espessura interceptada do aquífero foi de apenas 15 metros, definindo assim o limite do aquífero naquela região. O círculo de número 2 corresponde ao poço SF2 (Usina São Francisco) na região de Quirinópolis, onde a espessura interceptada do aquífero é de 16 m, e por fim, o círculo de número 3 corresponde ao poço CD2, perfurado em Cachoeira Dourada, que interceptou o topo do aquífero a uma profundidade de 420 metros. Na cidade de Itumbiara, distante 20 km de Cachoeira Dourada, análise de perfis de poços indicam derrames basálticos assentados discordantemente sobre embasamento cristalino a 70 m de profundidade, indicando que o limite leste do SAG na área de estudo posiciona-se entre Cachoeira Dourada e Itumbiara.

Depois de refinado os novos limites, constatou-se uma retração da área de ocorrência em relação aos limites sugeridos por França *et al.* (1994) e utilizados por outros autores, que supunham que toda a porção confinada do aquífero, nesta região, coincidia com a extensão de ocorrência dos basaltos. A área atualizada passou de 73.008 km², limite antigo, para 44.718 km², limite atual. A redução da área e os novos limites podem ser comparados no mapa da Figura 4.37.

4.2.5. Tectônica

No Jurássico os contornos do embasamento na região entre Quirinópolis e Itumbiara não eram muito diferentes dos atuais. A poligonal entre os dois municípios constituía um alto de embasamento que limitava ao norte o avanço dos ciclos de sedimentação da Bacia do Paraná. De modo contrário, toda a região posicionada a oeste desta área estava situada em cotas altimétricas inferiores o que permitiu a continuidade da sedimentação em direção noroeste, se estendendo até o interior do estado do Mato Grosso.

O evento tectônico principal é relacionado ao magmatismo da Formação Serra Geral durante o Cretáceo. Nesse período os processos de estiramento crustal que conduziram ao rompimento do Gondwana, promoveram na região a reativação dos planos de falhas do embasamento. O estiramento promoveu a instalação de um rifte intracontinental, de direção NE-SW, cuja abrangência coincide com a DTRP, que é a extensão nordeste do lineamento do rio Paraná. O magmatismo fissural que sucedeu a instalação do rifte seccionou localmente as camadas sedimentares pré-mesozóicas. Próximo ao segmento do rifte, os derrames basálticos alcançam mais de 900 metros de espessura, adelgaçando para noroeste e sudeste à medida que se distância da falha principal. O ponto exato da linha do rifte não pode ser definido, sendo sua posição estimada pelo comportamento da espessura dos derrames nos perfis de poços. Outro fator que corrobora com essa proposta é a diferenciação hidroquímica e o grande contraste das

idades de circulação das águas no Sistema Aquífero Guarani entre as porções posicionadas a leste e a oeste da estrutura.

Ainda no Cretáceo, a subsidência térmica promoveu o rebaixamento do bloco posicionado a leste do lineamento do Rio Claro (NW-SE). Na porção oeste deste lineamento encontram-se a zona aflorante da região de Mineiros e uma zona de baixo grau de confinamento. Na porção leste do lineamento, há uma evolução do grau de confinamento em direção a DTRP. O gradiente topográfico, do topo do pacote arenítico, entre a zona aflorante e a porção confinada na DTRP é de mais de 1.800 m. Na área de recarga de Mineiros, os valores máximos de cotas altimétricas dos arenitos aproximam-se de 900 m. A partir da área de recarga, em direção a leste e a sudeste, segue-se a zona de baixo grau de confinamento do aquífero, onde na região de Lagoa Santa, posicionada no extremo sul do estado, divisa com Mato Grosso do Sul, a camada confinante de basaltos possui 140 m de espessura. Na Usina dos Coqueiros, situada entre Lagoa Santa e a zona aflorante de Serranópolis, a espessura é de 40 m. Blocos falhados de basalto são encontrados no limite norte e no interior dos afloramentos da região de Mineiros. Na porção mais interior dessa região, recobrando os arenitos, de forma localizada, encontram-se lentes delgadas de saprolitos de basalto, indicando que os derrames basálticos, apesar de pouco espessos, eram contínuos e recobriam toda a região.

No final do Cretáceo e início do Terciário, a reativação de planos de falhas de direção NW-SE, perpendiculares ao plano de falha principal relacionado a DTRP, permitiu a instalação dos lineamentos dos rios Aporé, Corrente, Verde e Claro. Outro evento tectônico de idade terciária novamente reativou os planos de falhas de direção NW-SE e promoveu o soerguimento do aquífero na área situada entre os rios citados. Os litotipos sobrepostos ao Sistema Aquífero Guarani: sedimentos do Grupo Bauru e basaltos da Formação Serra Geral foram erodidos e transportados para novos sítios deposicionais, dando origem aos sedimentos cenozóicos da Formação Cachoeirinha e as coberturas arenosas indiferenciadas. Atualmente, os afloramentos do aquífero nos municípios de Mineiros e Serranópolis, estão em contato lateral com os sedimentos cenozóicos, sendo as unidades separadas por linhas de falhas relacionadas aos rios Jacuba e Verde.

4.2.6. Parâmetros hidrodinâmicos

No ambiente do software Aquifer Test Pro 4.2 foram inseridas as informações relacionadas às características dos poços, sendo: as respectivas localizações geográficas; regime e vazão de bombeamento; níveis dinâmico e estático; rebaixamento do nível da água em função do tempo de bombeamento, além de informações sobre os aspectos construtivos dos poços: comprimento da seção de filtros; diâmetros e comprimento do revestimento, e diâmetro do poço.

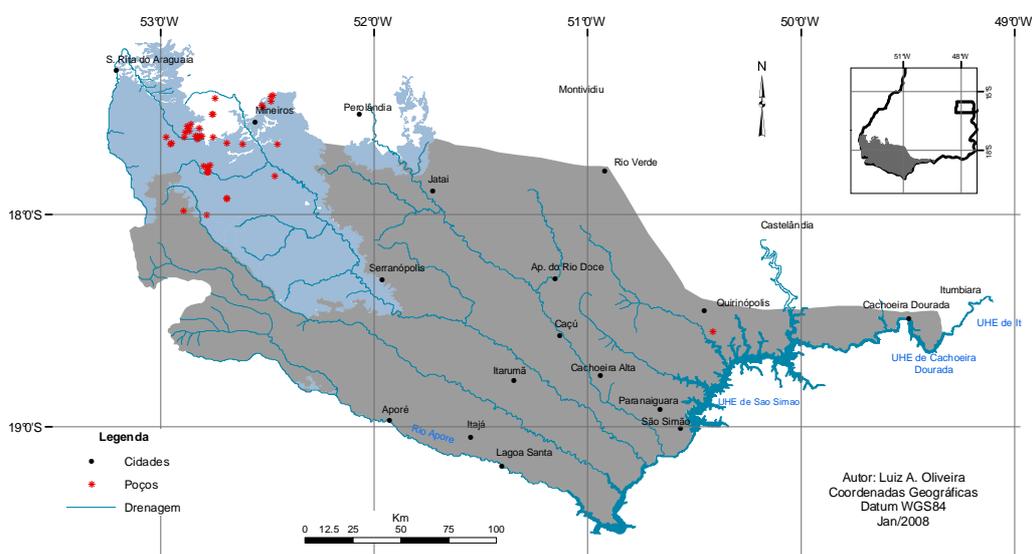
Nesta etapa de interpretação foram obtidos os parâmetros de transmissividade (T), rebaixamento (S), nível dinâmico (ND), coeficiente de armazenamento (S) e condutividade hidráulica (K).

Os dados dos ensaios de bombeamento disponibilizados pelas empresas referem-se à testes de produção, onde o monitoramento da descarga e do rebaixamento do nível d água foi feito no próprio poço de bombeamento. De acordo com as normas, a técnica ideal para a obtenção dos parâmetros do aquífero é aquela que utiliza o poço de observação. Entretanto, para as situações onde os dados originam-se de poços de produção, pode-se contornar esta deficiência no momento do processamento dos dados, onde, no *software*, simula-se a presença de um poço de observação com características semelhantes ao poço bombeado, posicionado a uma distância igual à medida do raio do diâmetro de perfuração do referido poço.

A baixa densidade de poços perfurados na porção confinada do aquífero e a inexistência de dados de ensaios de bombeamento dos poços existentes influenciaram na distribuição espacial do detalhamento dos parâmetros hidráulicos, que ficou restrito à zona aflorante da região de Mineiros. Na zona aflorante de Jataí existem apenas dois poços perfurados, sendo que em ambos não foram realizados ensaios de bombeamento. Para a porção confinada, apenas no poço da Usina Boa Vista foi realizado ensaio de bombeamento.

Na zona aflorante da região de Mineiros, de acordo com a cota altimétrica e a profundidade do poço, as perfurações interceptam até cinco aquíferos: Cenozóico/ Guarani, Guarani, Guarani/ Corumbataí, Guarani/ Corumbataí/Irati e Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana.

Dos 78 poços perfurados na zona aflorante de Mineiros, os ensaios de bombeamento foram efetuados em apenas 42 poços. Destes, 7 poços interceptam o Aquífero Guarani, 5 poços interceptam os materiais inconsolidados do Cenozóico/Guarani, 30 poços interceptam o conjunto Guarani/Corumbataí e ou Guarani/Corumbataí/Irati (Figura 4.38 e Tabela 4.1).



	POÇO	MUNICÍPIO	AQUÍFERO	ESPESSURA DO ARENITO (m)	GRAU DE CONFINAMENTO	X (graus decimais)	Y (graus decimais)
1	PD21	Mineiros	SAG/Corumbataí	5	Livre	-17,6348	-52,8890
2	PD21A	Mineiros	SAG/Corumbataí	10	Livre	-17,6358	-52,9750
3	PD22	Mineiros	Cenozóico/SAG	61	Livre	-17,5268	-52,7531
4	PD22A	Mineiros	SAG/Corumbataí	45	Livre	-17,5268	-52,7587
5	PD24	Mineiros	SAG/Corumbataí	28	Livre	-17,9709	-50,9450
6	PD24A	Mineiros	SAG/Corumbataí	20	Livre	-17,9690	-50,9440
7	PD25	Mineiros	SAG/Corumbataí	50	Livre	-17,4672	-52,4799
8	PD27	Mineiros	SAG/Corumbataí	44	Livre	-17,7598	-50,6696
9	PD28	Mineiros	SAG/Corumbataí	30	Livre	-17,6692	-52,6146
10	PD29	Mineiros	Cenozóico/SAG	20	Livre	-17,4395	-52,4719
11	PD29A	Mineiros	Cenozóico/SAG	15	Livre	-17,4422	-52,4801
12	PD2A	Mineiros	SAG/Corumbataí	30	Livre	-17,6460	-52,8264
13	PD30	Mineiros	SAG/Corumbataí	30	Livre	-17,5738	-52,8579
14	PD30A	Mineiros	Cenozóico/SAG	34	Livre	-17,5772	-52,8592
15	PD32	Mineiros	SAG/Corumbataí	30	Livre	-17,7745	-52,7807
16	PD32A	Mineiros	SAG/Corumbataí	50	Livre	-17,7972	-52,7790
17	PD32B	Mineiros	SAG/Corumbataí	55	Livre	-17,7980	-52,7769
18	PD32C	Mineiros	SAG/Corumbataí	40	Livre	-17,7946	-52,7808
19	PD32D	Mineiros	SAG/Corumbataí	60	Livre	-17,7898	-52,7762
20	PD32E	Mineiros	SAG/Corumbataí	27	Livre	-17,7660	-52,7681
21	PD32F	Mineiros	SAG/Corumbataí	36	Livre	-17,7945	-52,7805
22	PD33	Mineiros	SAG/Corumbataí	46	Livre	-17,6640	-52,6865
23	PD38	Mineiros	SAG/Corumbataí	48	Livre	-17,6062	-52,8672
24	PD38A	Mineiros	SAG/Corumbataí	55	Livre	-17,6113	-52,8819
25	PD40	Mineiros	SAG/Corumbataí	40	Livre	-17,5959	-52,8716
26	PD48	Mineiros	SAG/Corumbataí/Irati	40	Livre	-17,4511	-52,7451
27	PD41	Mineiros	SAG	104	Livre	-17,4967	-52,5227
28	PD41A	Mineiros	SAG	103	Livre	-17,4883	-52,5236
29	PD43	Mineiros	Cenozóico/SAG	50	Livre	-17,9815	-52,8916
30	PD45	Mineiros	SAG	100	Livre	-17,8188	-52,4633
31	PD46	Mineiros	SAG	100	Livre	-17,7999	-52,7819
32	PD46A	Mineiros	SAG	100	Livre	-17,7987	-52,7850
33	PD48	Mineiros	SAG/Corumbataí/Irati	40	Livre	-17,4511	-52,7451
34	PD6	Mineiros	SAG	75	Livre	-17,9700	-50,9431
35	PD6A	Mineiros	SAG	80	Livre	-17,6630	-52,9488
36	PD9	Mineiros	Cenozóico/SAG	35	Livre	-17,5858	-52,8758
37	PD9D	Mineiros	Cenozóico/SAG	28	Livre	-17,5829	-52,8735
38	PD9E	Mineiros	Cenozóico/SAG	50	Livre	-17,5913	-52,8692
39	PD9G	Mineiros	Cenozóico/SAG	55	Livre	-17,6279	-52,8340
40	PD9H	Mineiros	Cenozóico/SAG	52	Livre	-17,6294	-52,8289
41	PD9I	Mineiros	Cenozóico/SAG	50	Livre	-17,6266	-52,8142
42	PD9J	Mineiros	Cenozóico/SAG	48	Livre	-17,6304	-52,8069
43	BV1	Quirinópolis	SAG	>85	Alto	-18,4259	-50,2618

Tabela 4.1 - Poços submetidos a testes de bombeamento.

4.2.7. Parâmetros hidráulicos dos poços que interceptam o SAG

Na Tabela 4.2 estão sumariados os parâmetros hidráulicos dos sete poços que interceptam apenas o Sistema Aquífero Guarani. Com exceção dos poços PD6A e PD6, que possuem 80 e 70m de profundidade respectivamente, todos os demais poços possuem profundidades de 100 a 106m.

Em função da reduzida quantidade de dados foi realizado tratamento estatístico contemplando apenas os valores máximos, mínimos e a média.

Nas tabelas 4.2, 4.3 e 4.4 os símbolos T, S, S_y , K e Q significam respectivamente transmissividade, armazenamento, armazenamento específico, condutividade hidráulica e vazão.

	POÇO	T (m²/min)	S	S_y	K (m/min)	Q (m³/h)
	P41A	2,55x10 ⁻²	4,55x10 ¹	4,55x10 ⁵	3,99x10 ⁻⁴	12,30
	P46A	1,75x10 ⁻²	3,11x10 ¹	3,11x10 ⁵	2,91x10 ⁻⁴	7,60
	P6A	2,14x10 ⁻²	3,81x10 ¹	3,81x10 ⁵	4,87x10 ⁻⁴	11,20
	PD41	2,38x10 ⁻²	4,24x10 ¹	4,24x10 ⁵	2,38x10 ⁻⁴	11,30
	PD45	4,77x10 ⁻²	8,48x10 ¹	8,48x10 ⁵	4,77x10 ⁻⁴	23,30
	PD46	2,01x10 ⁻²	3,58x10 ¹	3,58x10 ⁵	3,35x10 ⁻⁴	14,40
	PD6	2,51x10 ⁻²	4,47x10 ¹	4,47x10 ⁵	3,59x10 ⁻⁴	12,20
	Máximo	4,77x10⁻²	8,48x10¹	8,48x10⁵	4,87x10⁻⁴	23,30
	Mínimo	1,75x10⁻²	3,11x10¹	3,11x10⁵	2,38x10⁻⁴	7,60
	Média	2,59x10⁻²	4,61x10¹	4,61x10⁵	3,69x10⁻⁴	13,19

Tabela 4.2 - Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram apenas o SAG na porção livre do aquífero.

As vazões dos poços variam entre 7,6 a 23,3 m³/h, com média de 13,19 m³/h, sendo que a maioria dos valores encontra-se entre 11,2 a 14,4 m³/h.

Nos afloramentos e na descrição dos perfis dos poços observa-se alternância de arenito friável, areias finas, com arenitos coesos e silicificados. Estas características controlam os parâmetros hidráulicos, e na maioria das vezes, o aquífero comporta-se como sendo de dupla porosidade. Nos poços onde predominam os arenitos de fácies friáveis os valores dos parâmetros hidráulicos são superiores.

Em se tratando de Sistema Aquífero Guarani, os valores dos parâmetros levantados estão muito abaixo do esperado, principalmente quando comparados aos parâmetros dos poços da porção confinada.

Na análise dos gráficos originados do processamento dos dados e que exibem as curvas de rebaixamento versus tempo observa-se a ausência do segmento de forma mais inclinada, correspondente ao segundo segmento conforme descrito em Neuman (1972).

4.2.8. Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram aquífero misto: Cenozóico/SAG

Os dados dos parâmetros hidráulicos dos poços que interceptam o Sistema Aquífero Guarani e os materiais inconsolidados sobrepostos estão sumariados na Tabela 4.3.

POÇO	T m ² /min)	S	SY	K (m/min)	Q (m ³ /h)
PD9D	1,54x10 ⁻²	2,74x10 ¹	2,74x10 ⁵	5,51x10 ⁻⁴	4,90
PD9E	3,38x10 ⁻²	6,02x10 ¹	6,02x10 ⁵	6,77x10 ⁻⁴	18,42
P9G	1,22x10 ⁻²	2,16x10 ¹	2,16x10 ⁵	3,69x10 ⁻⁴	4,20
P9H	1,87x10 ⁻²	3,33x10 ¹	3,33x10 ⁵	3,75x10 ⁻⁴	8,60
PD43	1,41x10 ⁻²	2,52x10 ¹	2,52x10 ⁵	7,09x10 ⁻⁴	7,20
Máximo	3,38x10⁻²	6,02x10¹	6,02x10⁵	7,09x10⁻⁴	18,42
Mínimo	1,22x10⁻²	2,16x10¹	2,16x10⁵	3,69x10⁻⁴	4,20
Média	1,88x10⁻²	3,35x10¹	2,92x10⁵	5,36x10⁻⁴	8,66

Tabela 4.3 - Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram apenas o Sistema Aquífero Guarani e os materiais cenozóicos sobrepostos.

Verifica-se uma homogeneidade nos valores dos parâmetros hidráulicos constantes na Tabela 4.3, exceção apenas com relação ao valor de vazão do poço PD9E.

As vazões dos poços variam entre 4,2 a 18,4 m³/h, com média de 8,66 m³/h.

De modo comparativo, os valores dos parâmetros dos poços que interceptam o Aquífero Guarani e os materiais cenozóicos sobrepostos são ligeiramente inferiores aos valores dos poços que interceptam apenas os arenitos da Formação Botucatu. Os valores de vazão apresentam diferença mais significativa, sendo que na maioria dos poços que exploram água apenas do Guarani as vazões possuem valores até duas vezes superiores em relação aos levantados nos poços que exploram o aquífero misto.

4.2.9. Parâmetros hidráulicos dos poços que exploram aquífero misto: SAG/Corumbataí/Irati

Os parâmetros hidráulicos dos poços, cujas perfurações interceptam os arenitos do Sistema Aquífero Guarani e as unidades permianas sotopostas estão sumariados na Tabela 4.4.

Conforme descrito no item sobre a geologia local, os litotipos das formações Corumbataí e Irati, por suas características de permeabilidade, comportam-se como aquífugos.

Na Tabela 4.4, além dos dados dos parâmetros foi adicionada uma coluna contendo a espessura interceptada do Aquífero Guarani nos poços, permitindo assim uma análise comparativa à fim de se verificar uma possível influência da espessura do SAG nos parâmetros hidráulicos dos poços que exploram aquífero misto.

POÇO	T (m ² /min)	S	S _Y	K (m/min)	Q (m ³ /h)	Espessura (m)
PD22	3,39x10 ⁻²	6,03x10 ¹	6,03x10 ⁵	5,65x10 ⁻⁴	19,8	61
PD21A	1,18x10 ⁻³	2,11	2,11x10 ⁻³	4,40x10 ⁻⁵	11,5	10
PD22A	1,41x10 ⁻³	2,51	2,51x10 ⁴	3,14x10 ⁻⁵	22,6	65
PD24A	1,25x10 ⁻²	2,23x10 ¹	2,23x10 ⁵	6,29x10 ⁻⁴	5,3	20
PD29A	2,02x10 ⁻²	3,60x10 ¹	3,60x10 ⁵	7,24x10 ⁻⁴	7,8	15
PD30A	1,72x10 ⁻²	3,06x10 ¹	3,06x10 ⁵	5,07x10 ⁻⁴	7,2	34
PD32A	1,64x10 ⁻²	2,92x10 ¹	2,92x10 ⁵	7,15x10 ⁻⁴	7,2	50
PD32B	1,98x10 ⁻²	3,53x10 ¹	3,53x10 ⁵	3,55x10 ⁻⁴	8,9	55
P32C	4,37x10 ⁻²	7,78x10 ¹	7,78x10 ⁵	1,21x10 ⁻³	25,6	40
P32D	4,04x10 ⁻²	7,19x10 ¹	7,19x10 ⁵	9,19x10 ⁻⁴	11,2	60
P32E	3,09x10 ⁻²	5,49x10 ¹	5,49x10 ⁵	9,96 x10 ⁻⁴	22,3	27
P32F	3,50x10 ⁻²	6,22x10 ¹	6,22x10 ⁵	2,50x10 ⁻³	5,8	36
P38A	3,18x10 ⁻²	5,65x10 ¹	5,65x10 ⁵	7,95x10 ⁻⁴	21,45	55
PD9	2,24x10 ⁻²	3,98x10 ¹	3,98x10 ⁵	6,40x10 ⁻⁴	9,7	35
PD9I	4,37x10 ⁻²	7,78x10 ¹	7,78x10 ⁵	7,29x10 ⁻⁴	26,4	50
P9J	7,52x10 ⁻²	1,33x10 ⁻³	1,33x10 ⁶	1,56x10 ⁻³	44,0	48
PD21	1,72x10 ⁻²	3,06x10 ¹	3,06x10 ⁵	5,74x10 ⁻⁴	7,2	5
PD24	1,52x10 ⁻²	2,71x10 ¹	2,71x10 ⁵	5,44x10 ⁻⁴	5,3	28
PD25	1,62x10 ⁻³	2,88	2,88x10 ⁴	3,24x10 ⁻⁵	18,4	50
PD27	1,92x10 ⁻²	3,41x10 ¹	3,41x10 ⁵	4,3 x10 ⁻⁴	13,7	44
PD28	1,84x10 ⁻²	3,27x10 ¹	3,27x10 ⁵	5,94x10 ⁻⁴	7,6	30
PD29	1,04x10 ⁻³	1,86	1,86x10 ⁴	4,37x10 ⁻⁵	13,6	20
PD2A	6,24 x10 ⁻⁴	1,11	1,11x10 ⁴	1,56x10 ⁻⁵	7,1	30
PD30	1,55x10 ⁻²	2,75x10 ¹	2,75x10 ⁵	5,0 x10 ⁻⁴	7,6	30
PD32	3,01x10 ⁻²	5,35x10 ¹	5,35x10 ⁵	3,76x10 ⁻³	5,3	30
PD33	3,50x10 ⁻²	6,22x10 ¹	6,22x10 ⁵	5,30x10 ⁻⁴	7,2	46
PD38	2,66x10 ⁻²	4,73x10 ¹	4,73x10 ⁵	6,05x10 ⁻⁴	13,7	48
PD40	3,38x10 ⁻²	6,01x10 ¹	6,01x10 ⁵	8,67x10 ⁻⁴	18	40
PD49	3,09x10 ⁻²	5,49x10 ¹	5,49x10 ⁵	4,12x10 ⁻⁴	16,8	100
PD48	7,42x10 ⁻³	1,32x10 ¹	1,32x10 ⁵	1,85x10 ⁻⁴	3,6	40
Máximo	7,52x10⁻²	1,33x10²	1,33x10⁶	3,76x10⁻³	44,0	
Mínimo	6,24 x10⁻⁴	1,11	1,11x10⁴	1,56x10⁻⁵	3,6	
Média	2,33x10⁻²	4,14x10⁻¹	4,14x10⁵	7,34x10⁻⁴	13,4	
Moda	1,72x10⁻²	3,06 x10¹	3,06x10⁵	#n/d	7,2	

Tabela 4.4 - Parâmetros hidráulicos dos poços que interceptam o SAG mais as unidades permianas sotopostas.

Análise dos dados da Tabela 4.4 demonstra anisotropia nos parâmetros hidráulicos dos poços. O controle na variação dos parâmetros tem relação com espessura interceptada do Aquífero Guarani.

Para a transmissividade os valores variam entre $7,52 \cdot 10^{-2}$ a $6,24 \cdot 10^{-4}$ m²/min, sendo que 47% dos valores estão entre $7,42 \cdot 10^{-3}$ a $1,98 \cdot 10^{-2}$ e 50% entre $2,02 \cdot 10^{-2}$ a $7,52 \cdot 10^{-2}$. Apenas um poço apresentou valor acima de $7,42 \cdot 10^{-3}$.

Os valores dos coeficientes de armazenamento variam entre 1,11 a 133, sendo que 53% dos valores estão entre 1,11 a 50 e os 47% restantes estão entre 51 a 133.

A condutividade hidráulica possui valores entre $1,56 \cdot 10^{-5}$ a $3,76 \cdot 10^{-3}$ m/min, sendo que 33% dos valores concentram-se entre $1,56 \cdot 10^{-5}$ a $5 \cdot 10^{-4}$ m/min, 53% dos valores entre $5 \cdot 10^{-4}$ a $9,96 \cdot 10^{-4}$ m/min, e os 14% restantes, concentram-se entre $9,96 \cdot 10^{-4}$ a $3,76 \cdot 10^{-3}$ m/min.

A vazão dos poços varia entre 3,6 a 44,0 m³/h. Em 50% dos poços a vazão está entre 3,6 e 9,7 m³/h, em 30% entre 11,2 e 19,8 m³/h, enquanto que os 20% restantes, os valores concentram-se entre 21,45 e 44 m³/h.

O controle da espessura do Aquífero Guarani também influencia na variação dos valores de vazões. 54% dos valores de vazão inferiores a 9,7 m³/h ocorrem em poços cuja espessura interceptada do Guarani é inferior a 30 m. De modo contrário, 90% das vazões superiores a 18 m³/h ocorrem em poços que interceptam mais de 40 m do Aquífero Guarani.

Nas Figuras 4.39 e 4.40 é possível observar o comportamento dos parâmetros de transmissividade e vazão dos poços em função da espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani.

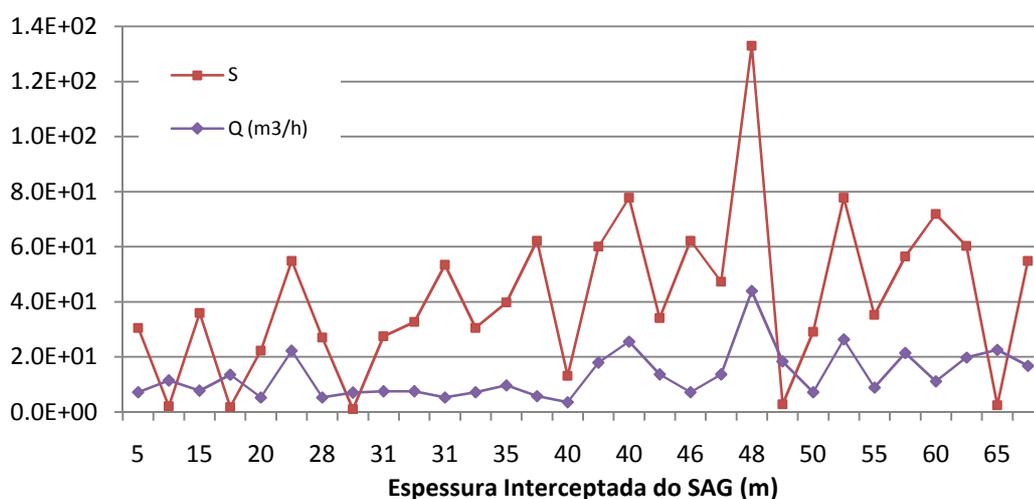


Figura 4.39 - Comportamento do armazenamento específico (S) e vazão (Q) dos poços em função da espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani.

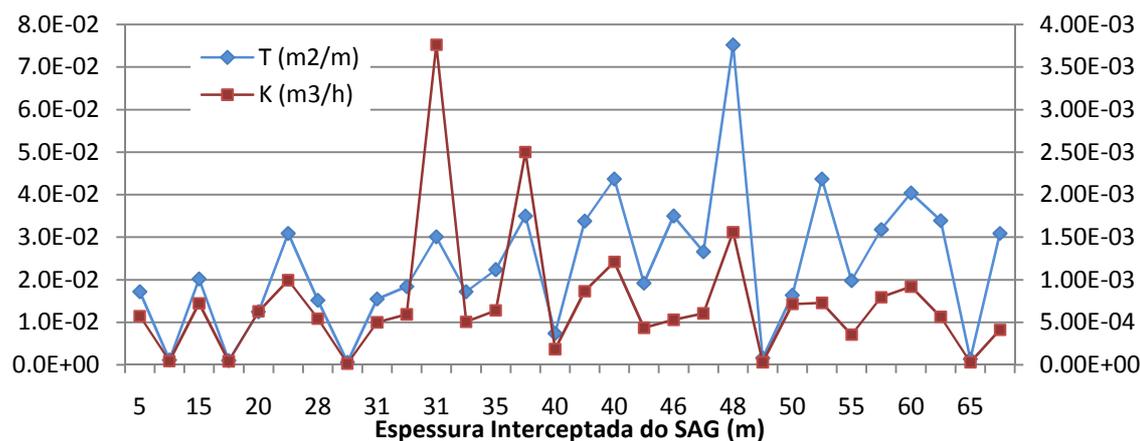


Figura 4.40 - Comportamento da transmissividade (T) e condutividade hidráulica (K) dos poços em função da espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani.

4.2.10. Parâmetros hidráulicos dos poços da zona confinada

Na porção confinada do aquífero, apenas o poço da Usina Boa Vista, município de Quirinópolis, dispõe de dados de ensaio de bombeamento. Apesar de se posicionar na porção

confinada do aquífero, o poço não é do tipo artesiano jorrante. Esta situação pode ser explicada pela cota altimétrica do local de perfuração do poço e pela profundidade do topo do pacote arenítico. A perfuração do poço com 1.010 metros de profundidade, não é completamente penetrante, tendo interceptado 85 metros de arenito Botucatu a 926 metros de profundidade.

Os níveis estático e dinâmico estão a 34,5 e 219 metros respectivamente. A vazão bombeada do poço é de 300 m³/h. Os valores de transmissividade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica são $5,60 \cdot 10^{-2}$ m²/min, $3,83 \cdot 10^{-3}$ e $5,09 \cdot 10^{-4}$ m/min, respectivamente, sendo que a curva característica está representada (Figura 4.41).

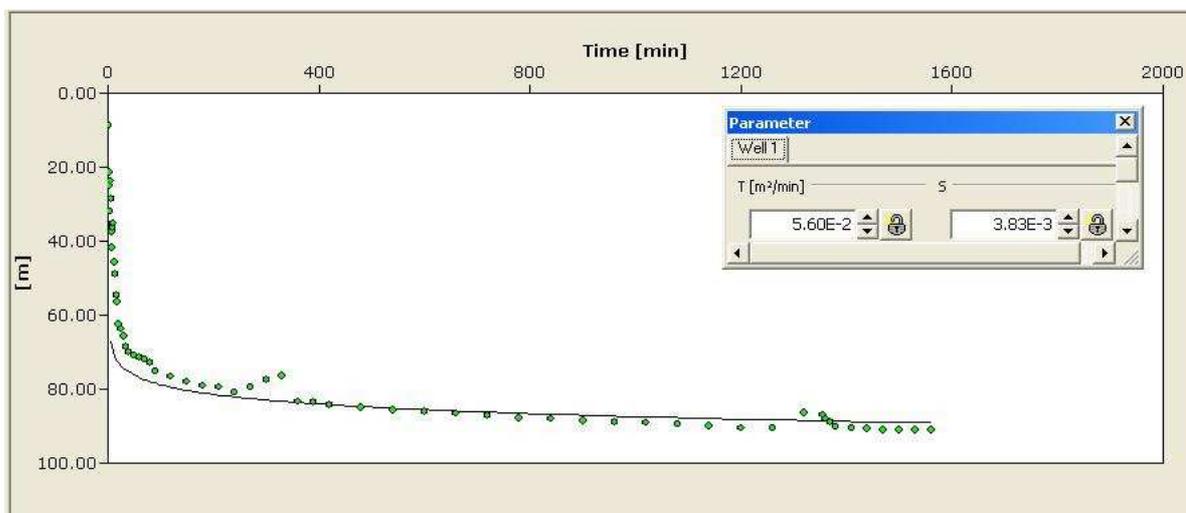


Figura 4.41 - Curva de rebaixamento *versus* tempo construída à partir do ensaio de bombamento em relação à curva padrão de Theis.

Para os demais poços da porção confinada nas regiões de Quirinópolis, Lagoa Santa, Itajá e Cachoeira Dourada, existem apenas informações de produtividade.

Os poços de Lagoa Santa possuem profundidade média de 140 metros, sendo do tipo artesianos jorrantes e a vazão média de surgência é de 150 m³.

O poço de Itajá possui profundidade de 160 metros, é jorrante e a vazão de surgência é de 85 m³/h.

Os outros dois poços da região de Quirinópolis, poços SF1 e SF2 localizados na usina São Francisco, possuem respectivamente 830 e 1.240 metros de profundidade, não são do tipo artesianos jorrantes e as vazões de bombeamento são de 150 e 280 m³/h, respectivamente. Em ambos os poços, a espessura do arenito Botucatu é de 16 m, sendo que o poço SF2 explora águas de aquífero misto SAG/Corumbataí/Irati/Aquidauana.

Os poços da região de Cachoeira Dourada possuem profundidade média de 390 metros, não são totalmente penetrantes. Devido aos aspectos construtivos, principalmente diâmetro de perfuração e dos revestimentos, os poços apresentam baixas vazões de surgência, cuja média é de 25 m³/h.

CAPÍTULO V

HIDROQUÍMICA, ISÓTOPOS E CFCs

Conforme já discutido nos métodos, a caracterização hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani foi feita analisando-se 34 amostras de água, sendo 21 provenientes de poços das zonas aflorantes onde o aquífero comporta-se como livre (19 da região de Mineiros e 2 de Jataí) e 13 provenientes de poços situados na zona confinada (5 da região de Cachoeira Dourada, 3 de Quirinópolis, 3 de Lagoa Santa, 1 de Itajá e 1 de Rio Verde) (Figura 5.1).

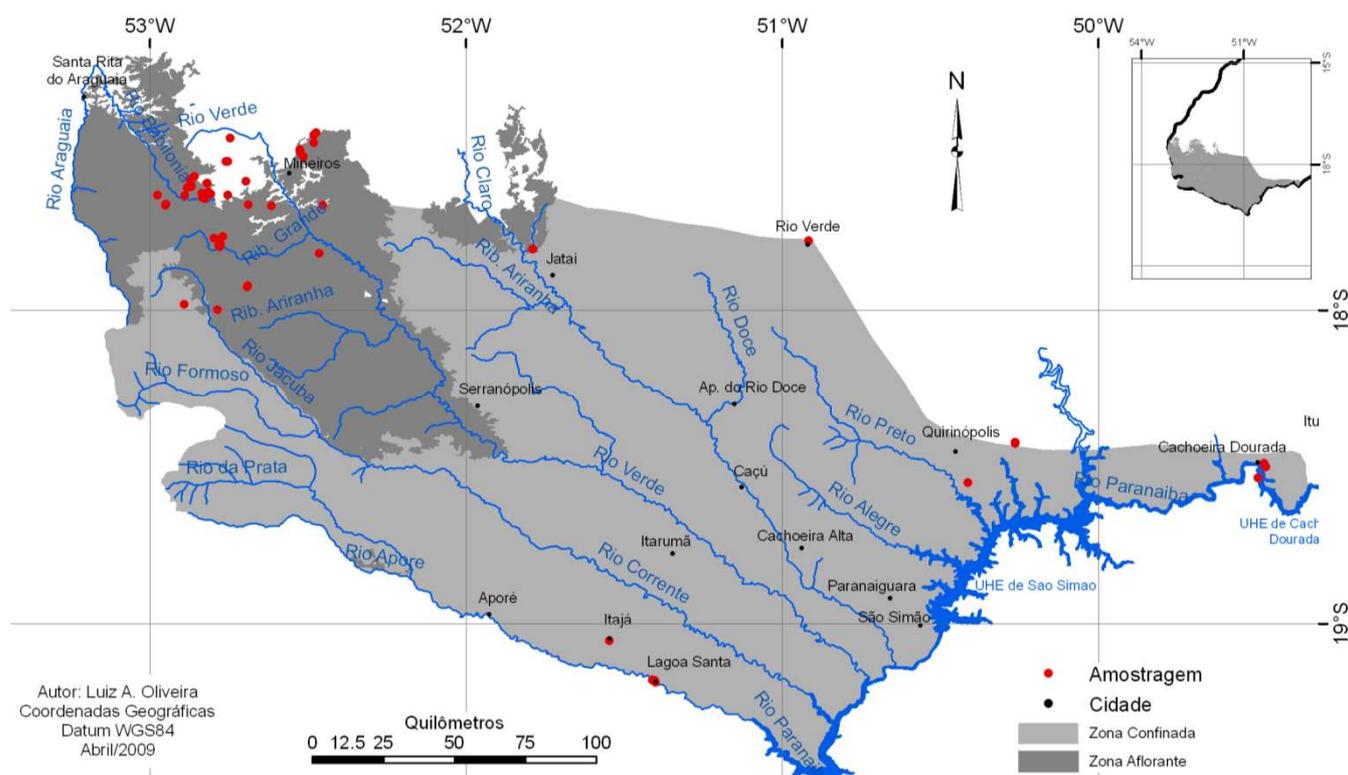


Figura 5.1 - Mapa de localização dos pontos de amostragem de água.

A maior concentração espacial de poços permitiu um melhor detalhamento hidroquímico das águas da zona de afloramento. Quanto à porção confinada, apesar da baixa densidade, os poucos poços existentes estão posicionados em pontos representativos dos distintos graus de confinamento do aquífero.

5.1. Qualidade dos dados de hidroquímica

O êxito de qualquer estudo de caracterização hidroquímica está relacionado à qualidade da amostragem das águas, bem como das análises laboratoriais.

Alguns procedimentos permitem testar a qualidade e a confiabilidade dos resultados de análises hidroquímicas. Neste sentido, os parâmetros físico-químicos determinados em campo,

principalmente os valores de sólidos totais dissolvidos - STD e condutividade elétrica - CE, podem ser utilizados como referências na verificação da qualidade dos resultados de laboratório. Os valores de STD obtidos nas análises devem estar dentro do intervalo dos valores determinados em campo e aqueles determinados pela relação com a condutividade elétrica.

Na avaliação do erro, pressupõe que a concentração dos íons positivos deverá assemelhar-se a concentração dos íons negativos. O erro pode ser estimado pelo balanço iônico, partindo do princípio que num procedimento analítico completo, a concentração total em meq/l dos cátions é igual a dos ânions. O valor da desigualdade expressa em porcentagem define o erro da análise (Simões 2008). Neste trabalho, na verificação dos erros analíticos, utilizou-se o balanço iônico baseado no erro prático (E_p) proposto por Custódio & Llamas (1983), relacionando-se o resultado com a condutividade elétrica. A fórmula do balanço é expressa por:

$$E_p(\%) = \frac{r \sum \hat{a}nions - r \sum \hat{c}at ions}{r \sum \hat{a}nions + r \sum \hat{c}at ions} \times 200 \quad \text{Equação 24}$$

Onde o desvio percentual dessa igualdade é determinado pelo coeficiente de erro da análise E_p . O erro teórico (E_p) é o erro máximo permitido considerando-se a condutividade elétrica da água, cuja relação é apresentada na Tabela 5.1.

Condutividade Elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	50	200	500	2.000	>2.000
Erro permitido (%)	30	10	8	4	<4

Tabela 5.1 - Erro máximo permitido em relação à condutividade elétrica.

Fonte: Custódio & Llamas (1983).

Em águas muito diluídas, pequenas diferenças, em termos percentuais, podem tomar exageradas proporções, sem que representem erros significativos. Para se evitar conclusões equivocadas foi criado o conceito de erro admissível, que pode ser definido como o máximo valor possível para o erro prático, tendo em consideração a condutividade elétrica da água, (Simões 2008).

Erros máximos de até 30% são permitidos em águas muito diluídas, com valores de condutividade elétrica abaixo de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Para águas salgadas e com altos valores de condutividade elétrica, acima de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, os erros devem estar abaixo de 4%. Valores superiores aos limites apresentados podem estar relacionados a erros analíticos ou presença de elemento químico não analisado.

Os resultados dos balanços iônicos das amostras analisadas estão sumariados na Tabela 5.2.

Amostra	$r \sum \text{Cátions (meq/l)}$	$r \sum \text{Cátions (meq/l)}$	Erro teórico ($E_p\%$)	C.E. ($\mu\text{S/cm}$)
PD1	0,072	0,088	20,00	17,00
PD2	0,164	0,200	19,78	25,60
PD3	0,965	1,220	23,34	151,70
PD4	0,088	0,111	23,12	12,50
PD5	0,116	0,148	24,24	18,20
PD6	0,152	0,129	16,37	19,10
PD7	0,082	0,124	40,78	15,30
PD8	0,230	0,325	34,23	33,80
PD9	0,969	0,391	85,00	63,60
PD11	0,083	0,108	26,18	13,20
PD12	0,110	0,142	25,4	18,40
PD13	0,089	0,108	19,29	13,70
PD14	0,133	0,162	19,66	22,10
PD15	0,090	0,115	24,39	13,80
PD16	0,124	0,157	23,49	21,20
PD17	0,178	0,168	5,78	22,60
PD18	0,122	0,149	19,93	19,70
PD19	0,129	0,157	19,58	21,40
PD20	0,212	0,279	27,29	38,40
JI2	1,047	1,099	4,85	128,00
JI1	5,118	5,295	3,4	683,10
RV1	2,053	2,047	0,29	278,4
IJ1	0,827	0,652	23,66	84,70
AK1	1,037	1,122	7,87	113,80
AK2	1,215	1,126	7,60	120,00
SA1	0,690	0,808	15,75	103,00
BV1	4,586	4,540	1,01	564,50
SF1	12,204	11,733	1,32	1.366,00
SF2	14,303	14,533	1,60	1.850,00
CD11	4,830	4,914	1,72	499,30
CD1	66,339	67,488	1,72	7.970,00
CD2	65,296	66,175	1,34	8.337,00
CD3	71,634	71,216	0,59	7.612,00
CD4	112,035	114,059	1,79	11.990,00

Tabela 5.2 - Balanço iônico das águas amostradas.

Do total de 34 amostras analisadas, as amostras PD7, PD8, PD9, originadas da zona aflorante de Mineiros, possuem erros práticos acima do máximo permitido. Em concordância com a afirmação de Simões (2008), a análise dos valores indica que as amostras das águas mais diluídas tendem a apresentar erros analíticos superiores o que implica em maiores valores de erro prático.

5.2. Parâmetros físico-químicos

Os parâmetros físico-químicos descritos referem-se aos dados de condutividade elétrica - CE, Sólidos Totais Dissolvidos - STD, pH, Potencial Redox - ORP e temperatura, levantados em campo quando da coleta das amostras nos poços tubulares profundos (Tabela 5.3).

Amostra	C.E. ($\mu\text{S/cm}$)	STD (campo)	pH	ORP (mv)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)
CD1	7.970,00	3.854,76	7,84	-45	35,6
CD2	7.612,00	3.756	8,1	-53	36,2
CD3	8.337,00	4.760,10	7,87	-42	36,0
CD4	11.990,00	5.940,06	7,69	-32	38,5
CD11	398,5	254,33	8,3	-58,1	32,0
SF1	1.366,00	680,3	8,86	-92	44,0
SF2	1.850,00	890,1	8,84	-87,5	49,0
BV1	564,50	280,2	8,5	-77,3	45,0
AK1	113,80	54,1	7,38	0,4	31,0
AK2	120,00	53,8	7,2	0,45	31,0
SA1	103,00	48,9	7,38	0,4	31,0
IJ1	84,70	43,20	6,8	3,5	31,0
J11	683,10	330,8	8,6	-47,9	37,0
J12	128,00	64,66	7,8	-17,3	25,0
PD1	17,00	8,54	5,12	100,3	26,3
PD6	19,10	9,63	5,5	100,1	27,0
PD14	22,10	12,01	5,3	97,8	26,6
PD11	13,20	7,77	4,94	130,7	26,2
PD5	18,20	9,78	5,7	98,6	27,1
PD16	21,20	11,04	6,1	73,6	27,6
PD7	15,30	8,38	5,1	107,3	26,4
PD12	18,40	10,01	5,9	106,3	27,0
PD19	21,40	11,21	5,5	96,5	26,7
PD4	12,50	6,54	4,84	116,8	26,2
PD20	38,40	19,7	6,6	28,4	28,6
PD17	22,60	12,65	5,9	76,4	27,4
PD13	13,70	7,44	4,6	122,5	26,1
PD2	25,60	13,33	6,2	47,3	28,0
PD18	19,70	10,76	4,7	131,5	26,3
PD15	13,80	7,31	4,6	129,4	26,0
PD8	33,80	18,53	6,4	35,4	28,2
PD9	63,60	35,98	6,9	19,8	29,0
PD3	151,70	83,68	7,53	-28,9	31,0
RV1	278,40	153,0	7,8	-33,2	33,0

Tabela 5.3 - Parâmetros físico-químicos determinados em campo.

A análise dos resultados demonstra distinção entre os valores das águas provenientes da zona de recarga e da zona confinada, indicando controle do grau de confinamento do aquífero na evolução química da água. Por isso, a análise da variação do comportamento físico-químico será feita por região, considerando-se a distinção entre as zonas aflorantes e as confinadas. Vale ressaltar que as águas da região de Cachoeira Dourada apresentam comportamento hidroquímico diferente do restante do aquífero, ou seja, a alta salinidade de suas águas está mais relacionada à

mineralogia local do que ao grau de confinamento do aquífero. Portanto, o comportamento dessas águas será tratado à parte, contemplando um domínio localizado.

As Figuras 5.2 e 5.3 foram organizadas de modo a facilitar a observação da evolução dos parâmetros físico-químicos do aquífero em função do grau de confinamento. A região branca no gráfico corresponde à zona aflorante, sendo que a seqüência de PD1 a PD20 corresponde às amostras da região de Mineiros e as amostras JI1 e JI2 correspondem a região de Jataí.

Conforme apresentado no item sobre a hidrogeologia, nas zonas de recarga, pequena porcentagem dos poços intercepta apenas o Aquífero Guarani, sendo que a maioria explota água de aquíferos mistos: Guarani/Corumbataí, Guarani /Corumbataí/Irati, Guarani /Corumbataí/Irati/Aquidauana. A distinção do comportamento hidroquímico das amostras está relacionado aos tipos de aquíferos explorados, sendo que na zona aflorante da região de Mineiros, a espessura interceptada do Aquífero Guarani nos poços também influencia na composição hidroquímica. Desta forma, para visualizar a influência da espessura do aquífero no quimismo das águas, os dados da Figuras 5.2 e 5.3 foram organizados de acordo com a espessura do aquífero na zona aflorante da região de Mineiros (amostras PD1 a PD20), sendo que o aumento desta ocorre da direita para a esquerda.

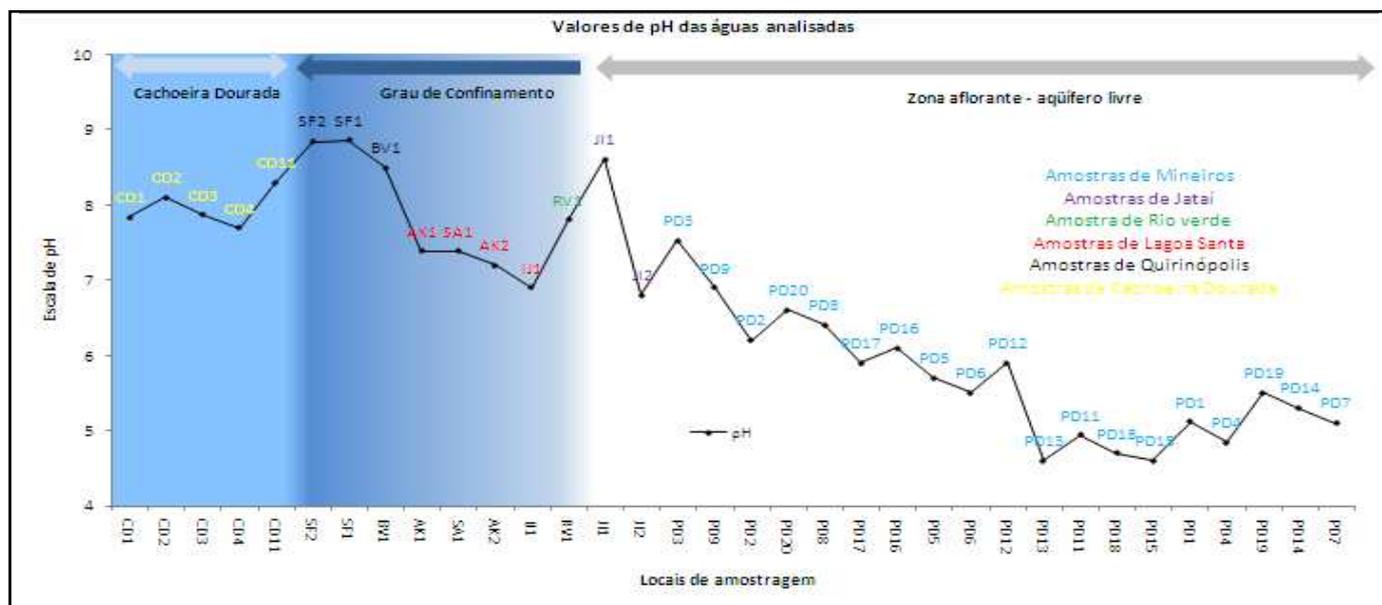


Figura 5.2 - Comparação de valores de pH entre as zonas aflorante e confinada.

5.2.1. Valores de pH.

Análise conjunta dos dados da Tabela 5.3 e da Figura 5.2 demonstra predomínio das águas alcalinas a ligeiramente alcalinas nas porções confinadas e de águas ácidas a ligeiramente ácidas nas zonas aflorantes (recarga). De modo geral, o pH das águas amostradas tem variação de 4,6 a 8,86, sendo de 6,8 a 8,86 para a zona confinada e de 4,6 a 8,6 para porção onde o aquífero é livre.

Para a zona de recarga da região de Mineiros o pH das águas varia entre 4,6 e 7,53, com média de 5,6. É possível observar a relação inversa entre os valores de pH e a espessura interceptada do Sistema Aquífero Guarani nos poços, sendo que da direita para a esquerda, o aumento de espessura é acompanhado pela redução de valores de pH. De modo geral, os valores mais elevados de pH, entre 6,2 e 7,53, refletem a influência das águas de mistura, onde há maior contribuição de águas que circulam pelo Aquífero Irati (folhelhos betuminosos e calcários). Os valores inferiores de pH, iguais ou inferiores a 5,5, são representativos de águas exclusivas do SAG. Os valores intermediários de pH, 5,6 a 6,1 são correspondentes às amostras originadas de poços que exploram águas dos aquíferos Guarani, Cenozóico/Guarani ou Guarani/Corumbataí.

Para a zona de recarga de Jataí, limite esquerdo da porção branca do gráfico, as amostras JI1 e JI2 possuem pH de 7,8 e 8,6 respectivamente. A amostra JI1, que apresenta valor superior de pH é proveniente de poço que explora águas de misturas do aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana, enquanto que a amostra JI2 é proveniente de poço que explora água apenas do SAG.

Na zona confinada o pH das águas possui relação direta com o grau de confinamento. Amostra RV1 proveniente da cidade de Rio Verde, onde a perfuração do poço atravessa mais de 400 metros de basalto e intercepta apenas 5 metros de arenito do Guarani, o valor de pH de 7,8 é representativo das águas percoladas do basalto. Nas cidades de Lagoa Santa e Itajá, zona de baixo grau de confinamento, os valores de pH são de 6,8 para Itajá e de 7,2 a 7,38 para os poços da cidade de Lagoa Santa. Para a zona de alto grau de confinamento da região de Quirinópolis, o pH das águas varia entre 8,5 e 8,86.

Na região de Cachoeira Dourada, onde o aquífero é medianamente confinado e as águas são as mais mineralizadas do SAG em Goiás, o pH varia entre 7,84 e 8,3. O comportamento das águas dessa região demonstra relação inversa entre pH e condutividade elétrica.

5.2.2. *Potencial de Oxi-redução.*

Os valores de ORP das amostras variam entre -92 a +131,50 mv, com média de 29,8 mv. De modo geral, há uma diminuição dos valores entre as águas das zonas de afloramento em direção às zonas de maior confinamento.

Para a zona aflorante da região de Mineiros, de modo geral, os valores superiores a 100 mv relacionam-se às amostras de águas exclusivas do Aquífero Guarani, enquanto que valores inferiores, entre -28,9 a 47,3 mv, relacionam-se às amostras de águas de mistura, poços mais profundos, refletindo influência do Aquífero Irati (Figura 5.3).

As águas da zona aflorante de Jataí apresentam valores de ORP de -47,9 e -17,3 mv, sendo que o valor inferior refere-se à amostra JI1, proveniente do poço que explora águas de

mistura. Para a zona de baixo confinamento de Lagoa Santa, os valores estão próximos de zero. As amostras da região de Quirinópolis, zona de maior confinamento, os valores variam entre -77,30 a -92 mv.

Na cidade de Cachoeira Dourada, as amostras CD1 a CD4, possuem valores entre -53 a -32 mv, sendo que há uma relação inversa entre os valores de ORP e de STD.

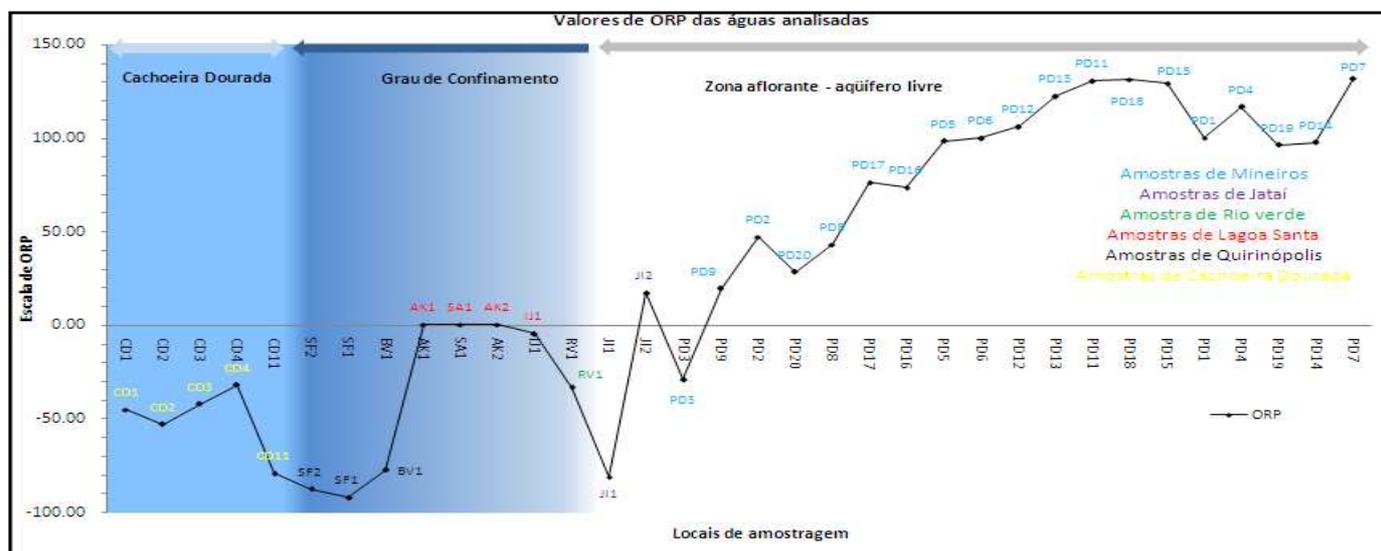


Figura 5.3 - Comportamento dos valores de potencial de óxido redução (ORP).

5.2.3. Sólidos Totais Dissolvidos - STD e Condutividade Elétrica - CE.

A CE está relacionada com a salinidade da água, sendo por isso um parâmetro utilizado para se mapear o comportamento hidroquímico de um aquífero, bem como a evolução de suas águas.

Os resultados de CE e de STD medidos na área de estudos apresentaram o mesmo comportamento dos resultados medidos em outras áreas de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani, ou seja, há uma grande amplitude de valores, com aumento significativo a partir das áreas de afloramento em direção às porções confinadas e com maior concentração de sais. Os valores dos referidos parâmetros variam, respectivamente, entre 12,50 a 11.990 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 6,54 a 5.940 mg/l.

Na zona de recarga de Mineiros, os valores de CE estão entre 12,5 a 151,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e os de STD entre 6,54 a 83,68 mg/l. Distribuição estatística por classes demonstra que 79% dos valores de CE e STD estão abaixo de 25,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 13,3 mg/l, respectivamente, valores esses originados dos poços que exploram apenas água do Aquífero Guarani. Valores superiores aos apresentados refletem influência de águas de mistura do Guarani/Corumbataí e Irati.

Para a zona de recarga de Jataí, as amostras JI1 e JI2, nessa ordem, apresentam valores de CE de 128,0 e 683,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e STD de 64,66 e 330,8 mg/l. O valor superior, amostra JI1, reflete a influência de águas de mistura do aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana.

Amostra RV1, cidade de Rio Verde, os valores de CE e de STD são de 278,40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 153,87 mg/l, respectivamente. Vale ressaltar que devido a pequena espessura interceptada do Aquífero Guarani por este poço, esses valores são representativos de águas percoladas através dos basaltos.

Para a zona de baixo grau de confinamento, cidades de Itajá e Lagoa Santa, os valores de CE estão entre 84,70 a 120,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e os de STD entre 43,20 a 53,8 mg/l.

Na zona de alto grau de confinamento, região de Quirinópolis, os valores de CE e STD variam de 564,50 a 1.850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e de 280,2 a 890 mg/l, respectivamente. Sendo que os valores superiores são de amostras coletadas em poços que exploram águas de misturas do aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana.

As amostras da região de Cachoeira Dourada possuem valores de CE entre 398,5 a 11.990 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e de STD entre 254,33 a 5.940 mg/l. Das 5 amostras analisadas, as amostras CD1 a CD4, apresentam valores acima de 7.611 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e de 3.755 mg/l. Os valores elevados estão relacionados aos altos teores de salinidade que ocorrem somente nessa região.

5.2.4. Temperatura

Com a relação à temperatura das águas medida em campo, a grande amplitude dos resultados é condicionada pela profundidade dos poços, sendo que nas zonas de recarga concentram-se os mais rasos e na zona confinada, em função da espessura das camadas confinantes, os poços são mais profundos. Por isso, a temperatura será analisada considerando-se a distinção entre as zonas de recarga e as confinadas.

As temperaturas das águas, medidas em campo variaram de 25 a 49 °C com média de 31°C. Os valores superiores entre 44 e 49°C foram levantados na região de Quirinópolis, zona de maior grau de confinamento do aquífero, onde os poços possuem profundidades entre 826 a 1.240 metros, enquanto que valores entre 25 a 37°C foram medidos nos poços das zonas de recarga. A Figura 5.4 foi organizada de modo a permitir a visualização do comportamento da temperatura entre as zonas aflorantes e confinadas do Aquífero Guarani. Os dados ainda foram organizados em uma seqüência que segue a profundidade dos poços dentro de cada zona, sendo que esta aumenta da direita para a esquerda.

Nas porções confinadas, o coeficiente de correlação entre a profundidade do topo do aquífero e a temperatura da água é de 0,912 (Figura 5.5). A correlação pode ser expressa:

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = 0,015 * (\textit{profudidade do topo do SAG}) + 29.38$$

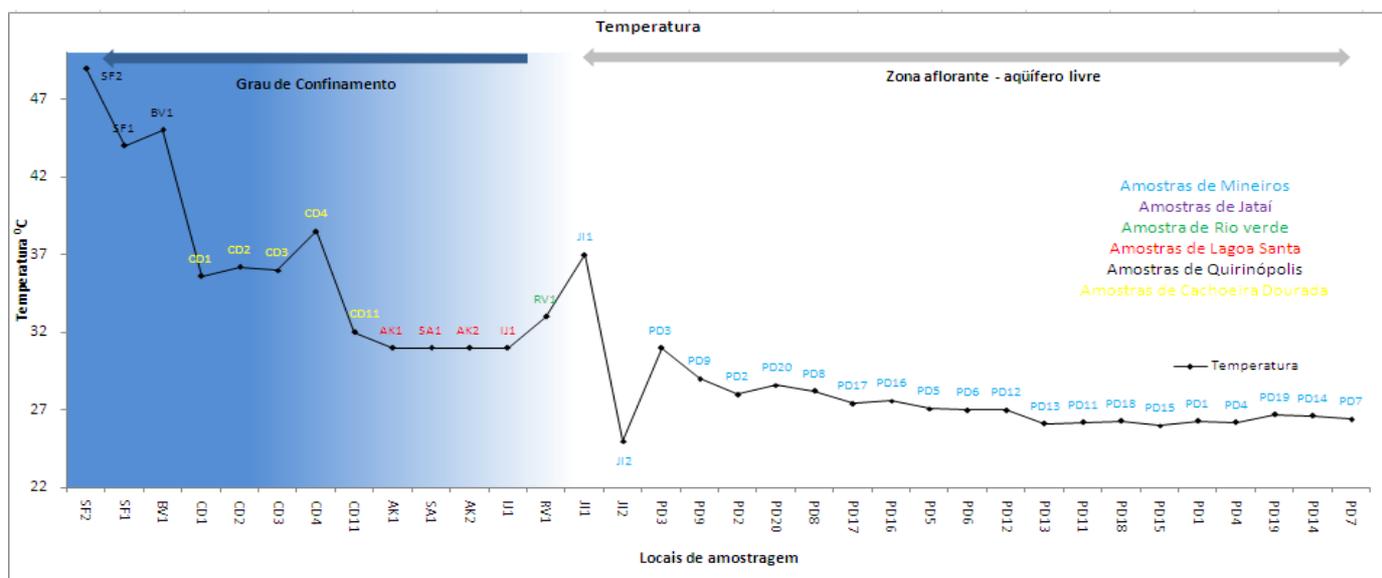


Figura 5.4 – Distribuição das temperaturas das águas.

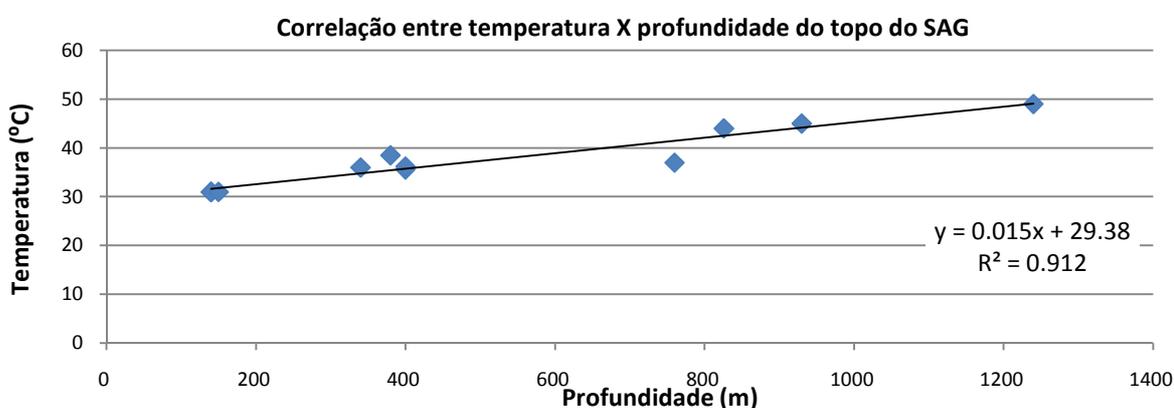


Figura 5.5 - Correlação entre temperatura da água e profundidade do topo do aquífero.

O valor calculado da geoterma média para a porção confinada do Sistema Aquífero Guarani é de 1 °C para cada 33,5 m de profundidade.

Os valores de geoterma do Guarani em Goiás estão dentro dos intervalos descritos por outros autores em outros estados: 1°C para cada 40 m nos estados de Mato Grosso do Sul e Goiás (Gastmans 2007), 1°C para cada 35 m em média no estado de São Paulo (Teissedre *et al.* 1982), 1°C para cada 35m no estado de Santa Catarina (Zanatta & Coitinho 2002) e 1°C para cada 36,5m no Uruguai (Oleaga 2002).

5.3. Atividade iônica

Neste trabalho, para o cálculo dos coeficientes de atividade dos íons das amostras analisadas, conforme a variação da força iônica, foram utilizadas três equações: para valores de $I < 0,1$ mol/kg, utilizou-se a equação estendida “Debye-Hückel” (Debye & Hückel 1923), cuja fórmula encontra-se expressa pela equação 25; para valores de $I < 0,005$ mol/kg, utilizou-se a

equação “Debye- Hückel”, com fórmula apresentada pela equação 26 e, para valores de $I < 1$ mol/kg, utilizou-se a equação “WATEQ DEBYE-HÜCKEL”, Hückel (1925), equação 27.

$$\log f_i = \frac{-Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba\sqrt{I}} \quad \text{Equação 25}$$

$$\log f_i = -Az_i^2 \sqrt{I} \quad \text{Equação 26}$$

$$\log f_i = \frac{-Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba_i\sqrt{I}} + b_i \cdot I \quad \text{Equação 27}$$

Onde:

f_i = coeficiente de atividade do íon;

A, B = parâmetros que dependem da temperatura. Obtidos pelas equações de 28 a 30;

z = valência ou carga do íon;

a = constante que depende de cada íon (dependente do raio iônico). Utilizados valores definidos por Parkhurst et al (1980);

I = força iônica da dissolução. Obtido pela equação 31;

* Essa fórmula somente pode ser aplicada para valores de $I < 0,1$.

$$A = \frac{1,82483 \cdot 10^6 \cdot \sqrt{d}}{(\varepsilon \cdot T_k)^{3/2}} \quad \text{Equação 28}$$

$$B = \frac{50,2916 \cdot \sqrt{d}}{(\varepsilon \cdot T_k)^{1/2}} \quad \text{Equação 29}$$

$$d = 1 - \frac{(T_c - 3,9863)^2 \cdot (T_c - 288,9414)}{508929,2 \cdot (T_c + 68,12963)} + 0,011445 \cdot e^{-374,3/T_c} \quad \text{Equação 30}$$

$$\varepsilon = 2727,586 + 0,6224107 \cdot T_K - 466,9151 \cdot \ln(T_K) - \frac{52000,87}{T_K} \quad \text{Equação 31}$$

Onde:

d = densidade

ε = constante dielétrica

T_c = temperatura em °Celsius

T_K = temperatura em Kelvin

Nas análises das atividades iônicas, as amostras foram divididas em cinco grupos, levando-se em conta a distinção hidroquímica e o grau de confinamento do aquífero: a) amostras PD1 a PD20, águas pouco mineralizadas, coletadas na zona aflorante da região de mineiros, porção onde o aquífero comporta-se como livre; b) amostras JI1 e JI2, águas pouco mineralizadas, coletadas na zona aflorante de Jataí, porção onde o aquífero comporta-se como livre; c) amostras AK1, AK2, SA1 e IJ1, águas pouco mineralizadas, coletadas na região de Lagoa Santa, porção de baixo confinamento do Aquífero Guarani; d) amostras SF1, SF2 e BV1, águas fracamente mineralizadas, coletadas na região de Quirinópolis, porção de alto confinamento do Aquífero

Guarani, e e) amostras CD1, CD2, CD3, CD4 e CD11, águas salinas, coletadas na região de Cachoeira Dourada, porção de médio confinamento do Aquífero Guarani. A amostra de Rio Verde, RV1, por se tratar de água proveniente de basalto não será avaliada.

Com exceção da água da amostra CD4, todas as demais amostras apresentaram valores de (*I*) abaixo de 0,1 mol/l. Para esta situação há uma relação inversamente proporcional no comportamento da força iônica e da atividade dos íons, onde nessa ordem, o aumento do primeiro é acompanhado por uma depreciação do segundo.

Nas tabelas que se seguem estão sumariados os resultados de cálculos de atividades iônicas (*A*) dos íons maiores das águas analisadas, bem como os valores dos parâmetros necessários ao seu cálculo: temperatura da água amostrada ($t = ^\circ C$) e força iônica da solução (*I*), coeficiente de atividade (f_i) de cada íon e a concentração (moles/l) de cada íon na solução.

Grupo A - amostras PD1 a PD20, coletadas na área de recarga da região de Mineiros:

Na Tabela 5.4 estão sumariados os resultados de temperatura e força iônica e por fim atividade dos íons das amostras provenientes da área de recarga da região de Mineiros.

Amostra	Temperatura ($^\circ C$)	Força iônica (<i>I</i>)
PD1	26	0,0001
PD2	28	0,0002
PD3	31	0,0018
PD4	26	0,0001
PD5	27	0,0002
PD6	26	0,0002
PD7	26	0,0001
PD8	28	0,0005
PD9	29	0,0014
PD11	26	0,0001
PD12	27	0,0002
PD13	26	0,0001
PD14	27	0,0002
PD15	26	0,0001
PD16	28	0,0002
PD17	27	0,0003
PD18	26	0,0002
PD19	27	0,0002
PD20	29	0,0003

Tabela 5.4 - Temperatura e força iônica das amostras da região de Mineiros.

Para as águas da região de recarga de Mineiros, baixas concentrações condicionam baixos valores de força iônica. Em todas as amostras cujas concentrações são inferiores a 50 mg/l, os valores de força iônica estão na ordem de 10^{-4} . Exceção é observada nas amostras PD3 e PD9, cujos valores de força iônica estão na ordem de 10^{-3}

De modo geral, os valores superiores de força iônica, acima de 0,0003 estão relacionados às águas de mistura, com forte influência do teor de sais dissolvidos do Aquífero Irati. Os valores

iguais ou inferiores a 0,0001 refletem as condições de águas do Aquífero Guarani, águas muito diluídas em função da pouca disponibilidade de minerais dissolvíveis no arcabouço do aquífero.

Amostra	Atividade dos íons (mol/l)						
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
PD1	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001
PD2	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001
PD3	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0009
PD4	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD5	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD6	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD7	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD8	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0002
PD9	< 0,0001	< 0,0001	0,0002	0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0003
PD11	0,0001	0,0001	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001
PD12	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
PD13	0,0001	0,0000	0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD14	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD15	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD16	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD17	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001
PD18	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001	0,0001	< 0,0001	0,0001
PD19	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0001
PD20	0,0001	0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,0002

Tabela 5.5 - Atividade dos íons das amostras da região de Mineiros.

Nas amostras da região de mineiros, as concentrações iônicas das águas são muito baixas, com valores variando entre <0,0001 a 0,0009 mol/l, de modo contrário, os coeficientes de atividade iônica são muito altos, com percentuais variando entre 82% a 99%. Ressalta-se que na maioria das amostras, a diferença entre os valores dos parâmetros analisados é mínima, e em mais de 86% dos casos, os valores dos coeficientes de atividade dos íons são superiores a 94%. De modo geral, os valores inferiores de coeficientes de atividades, entre 82 a 92%, estão relacionados às águas de mistura, amostras PD3, PD8, PD9 e PD20 provenientes dos poços que exploram aquífero misto, refletindo influência do Aquífero Irati. Nesse caso, a amostra PD3 é a mais representativa dessa situação, onde do total de íons de cálcio, magnésio, 82% são reativos, enquanto que os 18% restantes, estão ligados a aglomerados iônicos na forma de precipitados. Para as amostras PD1, PD4, PD6, PD7, PD11, PD13, PD15 e PD18 cujos poços exploram exclusivamente o Aquífero Guarani, os altos valores dos coeficientes de atividades dos íons, entre 94 e 99%, indicam condições de águas muito diluídas em que a quase totalidade dos íons está disponível para reação.

De modo comparativo, as amostras de águas provenientes de poços que exploram apenas o Aquífero Guarani apresentam valores superiores de coeficientes de atividades de íons e baixas concentrações iônicas quando comparadas às amostras de águas de mistura provenientes dos poços que exploram aquífero misto, principalmente quando há maior contribuição de águas do

Aquífero Irati. O controle do Aquífero Irati na mineralização das águas dos poços que exploram o aquífero misto influencia diretamente os parâmetros analisados.

A Figura 5.6 foi organizada de modo a facilitar a visualização do comportamento dos coeficientes de atividades iônicas entre amostras provenientes do Aquífero Guarani, amostra PD4; aquífero misto Guarani/Corumbataí, amostra PD2, e aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati, com maior contribuição do Aquífero Irati, amostra PD3.

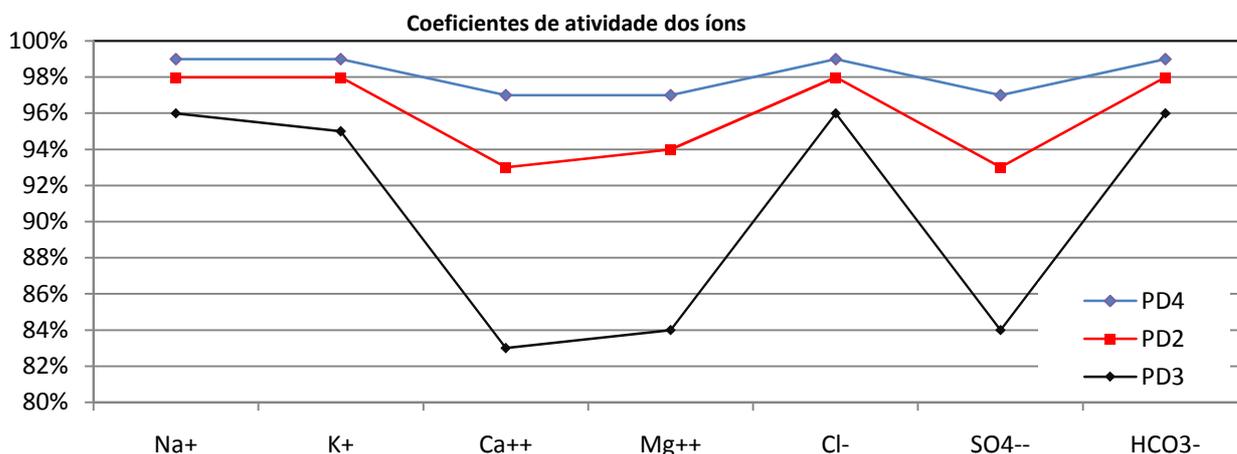


Figura 5.6 - Comparativo dos coeficientes de atividade dos íons das amostras da Região de Mineiros.

Na Figura 5.7 é possível observar a evolução química das águas à partir dos coeficientes de atividade dos íons. As águas menos mineralizadas, e por consequência com maiores coeficientes de atividades, são representativas dos poços que exploram apenas o Aquífero Guarani (representadas pela amostra PD4). Um relativo aumento da mineralização e concomitante redução dos coeficientes de atividade iônica são condicionados por águas de mistura provenientes do aquífero misto Guarani/Corumbataí, representada pela amostra PD2. Por fim, uma maior mineralização das águas, condicionada por águas de mistura, amostra PD3, proveniente de poço que explora aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati, reflete influência do Aquífero Irati na evolução química das águas na área de recarga da região de Mineiros.

Análise do gráfico ainda permite observar o comportamento das atividades dos íons. Conforme já descrito, os íons bivalentes são menos ativos quando comparados aos monovalentes.

De modo geral, as águas desse grupo de amostras podem ser caracterizadas como tendo altos coeficientes de atividades iônicas, entre 0,8 e 1, indicando que a quase totalidade dos íons estão livres para reação. Estas condições são típicas de águas pouco mineralizadas, muito diluídas, típicas de áreas de recarga onde a circulação do líquido é rápida e o tempo de interação água/rocha é curto.

Grupo B - amostras JI1 e JI2, coletadas na área de recarga da região de Jataí:

Nas Tabelas 5.6 e 5.7 estão sumariados, respectivamente, os resultados de temperatura, força iônica e atividade dos íons das amostras provenientes da área de afloramento de Jataí.

Amostra	Temperatura (°C)	Força iônica
JI1	37	0,0062
JI2	25	0,0015

Tabela 5.6 - Temperatura e força iônica das amostras de Jataí.

Os valores de força iônica são de 0,0007 para o poço JI2 que explora o Aquífero Guarani, e 0,0079 para o poço JI1 que explora água do aquífero misto. Assim como ocorre na região de recarga de Mineiros, as águas exclusivas do Guarani apresentam baixos valores de força iônica, sendo que no caso de Jataí, o valor desse parâmetro é muito superior ao determinado nas águas de Mineiros.

Amostra	Atividade dos íons (mol/l)							
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
JI1	0,0046	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0001	0,0003	0,0031	0,0004
JI2	0,0001	<0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	<0,0001	0,0009	<0,0001

Tabela 5.7 - Atividade dos íons das amostras de Jataí.

Nessas amostras as concentrações iônicas possuem valores entre <0,0001 a 0,0050 mol/l, de modo contrário, os coeficientes de atividade iônica são muito altos, com percentuais variando entre 71% a 95%. Os valores inferiores de coeficientes de atividades, entre 71 a 92%, estão relacionados às águas de mistura, amostra JI1, proveniente do poço que explora aquífero misto. Para essa amostra, 92% da totalidade dos íons de sódio, potássio, cloro e bicarbonato são reativos, enquanto que para a totalidade dos íons de cálcio, magnésio, sulfato e carbonato, 71% estão livres para reação. Na amostra JI2, cujo poço explora exclusivamente o SAG, os altos valores dos coeficientes de atividade dos íons indicam condições de águas muito diluídas em que a grande maioria dos íons está disponível para reação. Para essa amostra, 95% dos íons sódio potássio cloro e bicarbonato são reativos, enquanto que 83% dos íons de cálcio, magnésio estão livres para reação (Figura 5.7).

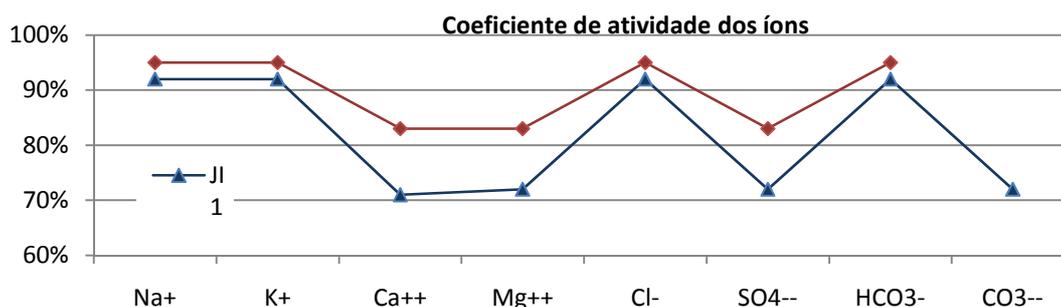


Figura 5.7 - Comparativo dos coeficientes de atividade dos íons das amostras de Jataí.

Análise do gráfico demonstra que a água menos mineralizada, e por consequência com maiores coeficientes de atividades, é representativa do poço que explora apenas o SAG, amostra JI2, enquanto que um significativo aumento da mineralização e concomitante redução dos coeficientes de atividade iônica são condicionados por águas de mistura provenientes do aquífero misto SAG/Corumbataí/Irati/Aquidauana, representada pela amostra JI1. Assim como ocorre nas amostras da área de recarga da região de Mineiros, nos poços mais profundos que interceptam os litotipos sotopostos ao SAG, o Aquífero Irati exerce significativo controle na evolução química das águas na área de recarga de Jataí.

Grupo C - amostras AK1 e SA1, coletadas na cidade de Lagoa Santa, porção de baixo confinamento do SAG:

Nas Tabelas 5.8 e 5.9 estão sumariados, nessa ordem, os resultados de temperatura, e atividade dos íons das amostras provenientes da região de Lagoa Santa, zona de baixo de confinamento do SAG.

Amostra	Temperatura (°C)	Força iônica
AK1	32	0,0015
AK2	32	0,0014
SA1	32	0,0011
IJ1	31	0,0012

Tabela 5.8 - Temperatura e força iônica das amostras da região de Lagoa Santa.

Os valores de força iônica das águas dessa região variam entre 0,0011 a 0,0015. Na cidade de Lagoa Santa, as amostras AK1, AK2 possuem valores próximos, enquanto que a amostra SA1 apresenta valor relativamente inferior. A amostra IJ1 é proveniente da cidade de Itajá.

Amostra	Atividade dos íons (mol/l)							
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
AK1	0,0001	<0,0001	0,0028	0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0006	0,0001
AK2	0,0006	<0,0001	0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0007	0,0001
SA1	<0,0001	<0,0001	0,0002	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0007	<0,0001
IJ1	<0,0001	<0,0001	0,0003	<0,0001	0,0001	<0,0001	0,0005	<0,0001

Tabela 5.9 - Atividade dos íons das amostras da região de Lagoa Santa.

As águas da região de Lagoa Santa, apesar de estarem numa zona confinada do Aquífero Guarani, apresentam baixa concentração iônica, com valores de <0,0001 a 0,0006 mol/l. Os coeficientes de atividade são altos, com valores variando entre 84% a 96%. Para as águas da cidade de Lagoa Santa, amostras AK1, AK2 e SA1, mais de 96% dos íons de sódio, potássio,

cloro e bicarbonato são reativos, enquanto que os íons de cálcio, magnésio, sulfato e carbonato possuem coeficientes de atividades entre 84 e 86% (Figura 5.8).

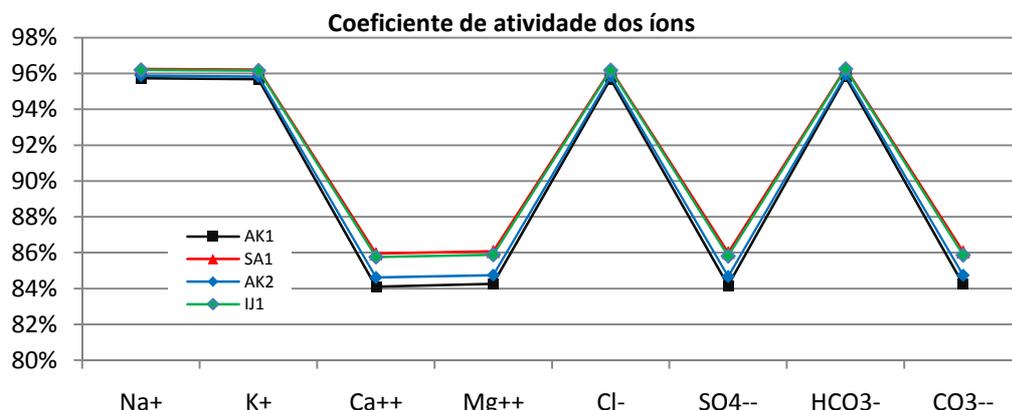


Figura 5.8 - Comparativo dos coeficientes de atividade das amostras da região de Lagoa Santa.

A Figura 5.8 exibe o comportamento dos coeficientes de atividade dos íons das amostras de Lagoa Santa e de Itajá. Há uma evolução dos valores desse parâmetro entre a amostra IJ1, cidade de Itajá, e as amostras da cidade de Lagoa Santa, SA1, AK1 e AK2.

Análise dos parâmetros indica que as águas amostradas são muito diluídas e pouco mineralizadas, onde mais de 84% dos íons de todos os elementos químicos estão ativos. Esta região é caracterizada como uma das principais linhas de fluxo do SAG no estado, onde o tempo de circulação das águas, determinado por ^{14}C , é de 680 anos. Apesar do tempo considerável de circulação, as águas são pouco mineralizadas, apresentando pequeno acréscimo na concentração de íons, quando comparadas as amostras das áreas de recarga.

Grupo D - amostras SF1, SF2 e BV1, águas coletadas na região de Quirinópolis, porção de alto confinamento do SAG:

Nas Tabelas 5.10 e 5.11 estão sumariados os resultados de temperatura, força iônica, e a atividade dos íons das amostras provenientes da região de Quirinópolis, zona de alto confinamento do Aquífero Guarani.

Amostra	Temperatura (°C)	Força iônica
SF1	44	0,0157
SF2	49	0,0191
BV1	45	0,0054

Tabela 5.10 - Temperatura e força iônica das amostras SF1, SF2 e BV1.

Os valores de força iônica das águas dessa região variam entre 0,0054 a 0,0191, onde o valor superior, relacionado à amostra SF1, é proveniente de poço que explora aquífero misto Guarani/Corumbataí/Itati/Aquidauana.

Amostra	Atividade dos íons (mol/l)							
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
SF1	0,0103	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0005	0,0017	0,0031	0,0006
SF2	0,0123	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0003	0,0020	0,0004	0,0007
BV1	0,0042	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0002	0,0027	0,0004

Tabela 5.11 - Atividade dos íons das amostras da região de Quirinópolis.

As amostras do Grupo C, coletadas na região de Quirinópolis, zona de maior grau de confinamento do aquífero, apresentam uma evolução nos valores de força iônica, indicando maior mineralização das águas, quando comparadas às amostras dos grupos A e B.

As concentrações iônicas possuem valores entre <0,0001 a 0,0141 mol/l, enquanto que os coeficientes de atividade variam entre 57 a 92%. Localmente, observa-se também uma evolução dos parâmetros entre a amostra BV1, usina Boa Vista e as amostras SF1 e SF2, usina São Francisco. Na região de Quirinópolis, assim como ocorre nas águas das regiões de Mineiros e Jataí, o controle na mineralização das águas está relacionado às águas de mistura, provenientes dos poços que interceptam o Aquífero Irati.

Para as amostras SF2, SF1 e BV1 nessa ordem, há uma redução nos valores dos coeficientes de atividade. Na amostra SF2, águas de mistura, aproximadamente 60% dos íons cálcio, magnésio, sulfato e carbonato são reativos, enquanto que aproximadamente 87% dos íons de sódio, potássio, cloro e bicarbonato estão livres para reação. Para a amostra BV1, água do Aquífero Guarani, aproximadamente 73% dos íons cálcio, magnésio, sulfato e carbonato são reativos e os 27% restantes estão formando precipitados, enquanto que aproximadamente 92% dos íons de sódio, potássio, cloro e bicarbonato estão livres para reação (Figura 5.9).

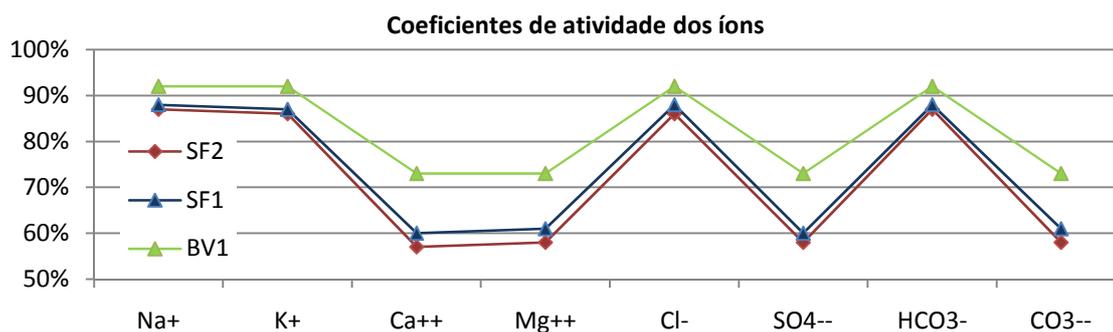


Figura 5.9 – Coeficientes de atividade dos íons das amostras da região de Quirinópolis

Grupo E - amostras CD1 a CD5, águas coletadas na região de Cachoeira Dourada, porção de médio confinamento do SAG:

As Tabelas 5.12 e 5.13 trazem os resultados de temperatura, força iônica e atividade dos íons das amostras provenientes da região de Quirinópolis, zona de alto confinamento do Aquífero Guarani.

Amostra	Temperatura (°C)	Força iônica
CD1	36	0,0947
CD2	36	0,0923
CD3	36	0,0995
CD4	36	0,159
CD11	32	0,0071

Tabela 5.12 - Temperatura e força iônica das águas da região de Cachoeira Dourada.

Os valores de força iônica das águas da região de Cachoeira Dourada variam entre 0,0041 a 0,1437. Os valores superiores desse parâmetro, 0,0995 e 0,159 referem-se às amostras provenientes dos poços CD3 e CD4, que se posicionam na cidade de Cachoeira Dourada de Minas. Os valores intermediários de 0,0923 e 0,0947, referem-se às amostras CD1 e CD2, posicionados na cidade de Cachoeira Dourada, margem goiana do rio Paranaíba. O valor de 0,0071 foi determinado na amostra CD11, cujo poço situa-se na Usina Cachoeira Dourada, distrito de Almerindonópolis, distante 20 km da cidade de Cachoeira Dourada.

Amostra	Atividade dos íons (mol/l)							
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
CD1	0,0482	0,0002	0,0004	0,0003	0,0102	0,0096	0,0026	<0,0001
CD2	0,0488	0,0002	0,0002	0,0002	0,0100	0,0095	0,0026	<0,0001
CD3	0,0530	0,0002	0,0002	0,0003	0,0116	0,0098	0,0026	<0,0001
CD4	0,0747	0,0004	0,0011	0,0006	0,0225	0,0126	0,0027	<0,0001
CD11	0,0044	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0001	<0,0001	0,0004	0,0015

Tabela 5.13 - Atividade dos íons das águas da região de Cachoeira Dourada.

As amostras do Grupo D compreendem as águas da região de Cachoeira Dourada, zona de médio grau de confinamento do aquífero. De todas as amostras analisadas no estado, as águas deste grupo constituem-se nas mais mineralizadas.

Análise da evolução dos parâmetros analisados permite diferenciar três grupos de água relacionados a dois controles químicos distintos. Um primeiro controle, mais regional, é determinado pelas diferenças entre os valores dos parâmetros da amostra CD11 e as amostras CD1 a CD4. Observa-se um incremento na mineralização das águas, de oeste (amostra CD11) para leste (amostras CD1 a CD4). O poço CD1 localiza-se a 20 km da cidade de Cachoeira Dourada, enquanto que os poços CD1 e CD2 localizam-se na cidade de Cachoeira Dourada e os poços CD3 e CD4 localizam-se na cidade de Cachoeira Dourada de Minas. Um segundo controle, local, é determinado pela evolução dos valores entre as CD2, CD1, D3 e CD4, nessa ordem. Apesar dos poços CD1 e CD2 estarem posicionadas na margem goiana do rio Paranaíba e as amostras CD3 e CD4, posicionadas na margem mineira do rio, o controle não parece ser estrutural, visto que é evidente uma diferença de valores entre as amostras CD1 e CD2, posicionadas a norte, e as amostras CD3 e CD4, posicionadas a sul (Figura 5.10).

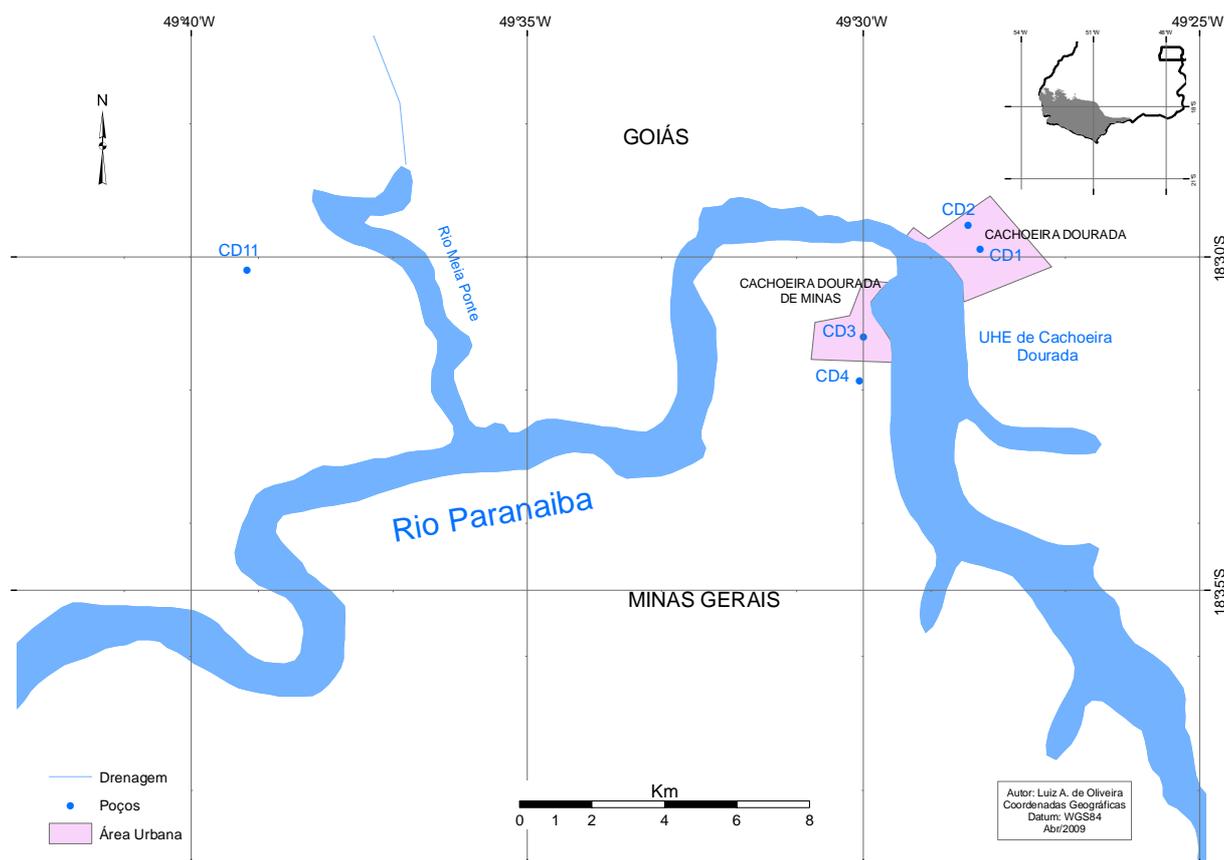


Figura 5.10 - Poços da Região de Cachoeira Dourada.

As concentrações iônicas possuem valores entre $<0,0001$ a $0,1457$ mol/l, enquanto que os coeficientes de atividade variam entre 32 a 93%.

O valor inferior de coeficientes de atividade refere-se à amostra CD11, onde aproximadamente 70% dos íons cálcio, magnésio, sulfato e carbonato são reativos e os 30% restantes estão formando precipitados, enquanto que aproximadamente 91% dos íons de sódio, potássio, cloreto e bicarbonato estão livres para reação. A amostra CD1, representativa da cidade de Cachoeira Dourada, aproximadamente entre 37% a 39% dos íons cálcio, magnésio, sulfato e carbonato são reativos, enquanto que aproximadamente 73 a 71% dos íons de sódio, potássio, cloro e bicarbonato estão livres para reação. Para a amostra CD4, representativa da cidade de Cachoeira Dourada de Minas, entre 31 a 33% dos íons cálcio, magnésio, sulfato e carbonato são reativos, enquanto que entre 71 a 76 % dos íons de sódio, potássio, cloro e bicarbonato estão livres para reação (Figura 5.11).

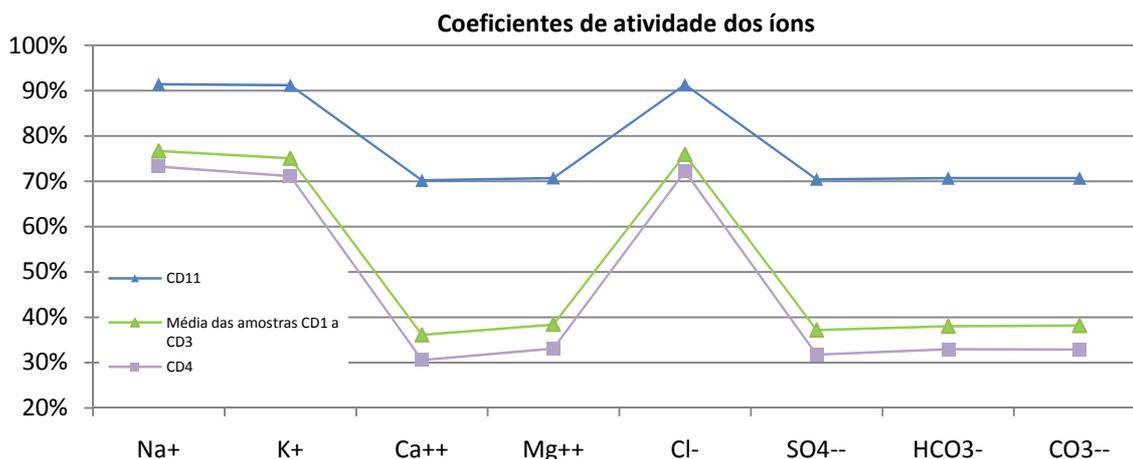


Figura 5.11 - Coeficientes de atividade dos íons das amostras da região de Cachoeira Dourada.

Analisando os resultados das amostras CD1 a CD 4 observa-se comportamento distinto entre os íons bivalentes e os íons monovalentes, onde o aumento da força iônica condiciona a redução da atividade dos íons bivalentes.

A alta solubilidade dos cloretos justifica os altos coeficientes de atividade dos íons cloro e sódio. Mesmo apesar de apresentarem altas concentrações, mais de 70% desses íons estão livres para reação.

5.3.1. Análise Comparativa das Amostras

Para o SAG no estado de Goiás, a evolução nas concentrações iônicas é controlada pelo conteúdo mineralógico do próprio aquífero e ainda por águas de mistura, com forte controle das águas do Irati. Com relação às atividades iônicas o controle é determinado grau de solubilidade dos minerais que os mesmos integram, obedecendo a seguinte seqüência: $(Ca;Mg)CO_3 < CaSO_4 < KCl < NaCl$, sendo que os íons monovalentes, constituintes dos minerais mais solúveis (cloretos), são os íons de maior atividade, ou seja, os mais reativos. De outro modo, as atividades iônicas dos íons bivalentes vão decaimento em direção aos sulfatos ($Ca^{2+}SO_4^{2-}$) e aos carbonatos ($Ca^{2+}, Mg^{2+}CO_3^{2-}$, nesta ordem. Assim, o comportamento dos coeficientes de atividades independe das concentrações individuais dos íons, sendo condicionados pela solubilidade e pela força iônica, que por sua vez, é um parâmetro de medida da solução.

Nas áreas de recarga, regiões de Mineiros e Jataí, nas zonas de baixo grau de confinamento, região de Lagoa Santa e na zona de alto grau de confinamento de Quirinópolis, o controle da evolução das concentrações iônicas está relacionado diretamente à parcela de contribuição das águas de mistura, principalmente àquelas que circulam no Aquífero Irati. Para a região de Cachoeira Dourada as altas concentrações iônicas das águas estão relacionadas à dissolução de minerais evaporíticos halita e anidrita. Esta região encontra-se na Borda da Bacia

Sedimentar, limite do Aquífero Guarani no estado. O contexto geológico local indica a existência de paleoambientes de *playa lake*, propício à formação de sedimentos evaporíticos continentais.

Desta forma, alguns aspectos devem ser considerados na análise: a) espessura do Aquífero Guarani interceptada pelos poços; b) poços que exploram aquífero misto, principalmente quando este intercepta o Aquífero Irati; c) condições de fluxo, de modo que quanto mais eficiente for o fluxo, mais diluída será a água, e de modo contrário, quanto mais estagnado for o fluxo, maior será a concentração dos íons; d) alta salinidade relacionada a dissolução de minerais evaporíticos nas cidades de Cachoeira Dourada de Minas e Goiás.

5.4. Reações de equilíbrio

Os dados relacionados às relações de intensidade das reações das águas das amostras provenientes das regiões de Mineiros, Jataí, Lagoa Santa, Quirinópolis e Cachoeira Dourada encontram-se sumariados, respectivamente, nas Tabelas 5.14, 5.15, 5.16, 5.17 e 5.18.

Os minerais dissolvidos constantes nas tabelas foram determinados utilizando-se o software Aquachem 3.7. No software foram lançados os dados referentes aos parâmetros físico-químicos das amostras e as concentrações iônicas. Na determinação dos minerais dissolvidos, o software processa as atividades dos íons, as reações de equilíbrio e a cinética das precipitações.

Amostra	Mineral dissolvido	PAI (log Atividade)	K	SI (log(PAI/K))	Tipo de solução
PD1	KCl	-9,38	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,23	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,34	-4,40	0,37	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,88	-17,10	-0,20	Insaturada
	CaCO	-5,39	-8,45	-0,20	Insaturada
PD2	KCl	-8,36	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,67	1,57	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-9,87	-4,37	0,35	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,33	-16,90	-0,26	Insaturada
	CaCO ₃	-4,73	-8,39	-0,25	Insaturada
PD3	KCl	-8,36	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,28	1,56	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-7,68	-4,33	0,25	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-7,44	-16,80	-0,35	Insaturada
	CaCO ₃	-3,67	-8,31	-0,35	Insaturada
PD4	KCl	-9,53	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,82	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,23	-4,40	0,37	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,81	-17,10	-0,24	Insaturada
	CaCO ₃	-4,93	-8,45	-0,23	Insaturada
PD5	KCl	-8,64	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,07	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,67	-4,38	0,05	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,86	-17,00	-0,24	Insaturada
	CaCO ₃	-4,67	-8,42	-0,26	Insaturada

PD6	KCl	-8,76	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,77	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,85	-4,38	0,04	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,57	-17,00	-0,25	Insaturada
	CaCO ₃	-4,85	-8,42	-0,24	Insaturada
PD7	KCl	-8,61	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,42	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,32	-4,40	0,08	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,55	-17,10	-0,21	Insaturada
	CaCO ₃	-5,32	-8,45	-0,20	Insaturada
PD8	KCl	-8,80	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,32	1,57	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-9,70	-4,37	0,35	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-8,51	-16,90	-0,30	Insaturada
	CaCO ₃	-4,52	-8,39	-0,27	Insaturada
PD9	KCl	-8,73	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,58	1,57	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-3,70	-4,35	-0,07	Insaturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-7,23	-16,90	-0,37	Insaturada
	CaCO ₃	-3,70	-8,36	-0,35	Insaturada
PD11	KCl	-8,92	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,54	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,85	-4,40	0,04	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,03	-17,10	-0,23	Insaturada
	CaCO ₃	-4,85	-8,45	-0,24	Insaturada
PD12	KCl	-8,90	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,24	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,01	-4,38	0,36	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,56	-17,00	-0,25	Insaturada
	CaCO ₃	-4,85	-8,42	-0,24	Insaturada
PD13	KCl	-9,31	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,74	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,02	-4,40	0,05	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,21	-17,10	-0,22	Insaturada
	CaCO ₃	-5,02	-8,45	-0,23	Insaturada
PD14	KCl	-8,63	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,99	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,08	-4,38	0,36	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,92	-17,00	-0,23	Insaturada
	CaCO ₃	-4,73	-8,42	-0,25	Insaturada
PD15	KCl	-8,79	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,93	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,02	-4,40	0,05	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,21	-17,10	-0,22	Insaturada
	CaCO ₃	-5,02	-8,45	-0,23	Insaturada
PD16	KCl	-8,68	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-9,13	1,57	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,85	-4,37	0,05	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,51	-16,90	-0,25	Insaturada
	CaCO ₃	-4,85	-8,39	-0,24	Insaturada
PD17	KCl	-8,56	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,76	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,47	-4,38	0,38	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,18	-17,00	-0,27	Insaturada
	CaCO ₃	-4,94	-8,42	-0,23	Insaturada
PD18	KCl	-8,57	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,67	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,34	-4,40	0,37	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-10,04	-17,10	-0,23	Insaturada

PD18	CaCO ₃	-4,85	-8,45	-0,24	Insaturada
PD19	KCl	-8,67	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,77	1,58	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-10,16	-4,38	0,37	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,82	-17,00	-0,24	Insaturada
	CaCO ₃	-4,93	-8,42	-0,23	Insaturada
PD20	KCl	-8,57	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,52	1,57	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,74	-4,35	0,04	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-9,24	-16,90	-0,26	Insaturada
	CaCO ₃	-4,74	-8,36	-0,25	Insaturada

Tabela 5.14 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.

Análise geral dos dados indica que todas as amostras das águas da região de Mineiros estão insaturadas em relação aos minerais calcita, dolomita, halita e silvita. Em 64% das amostras, as soluções estão saturadas em relação a anidrita e os 36% restantes estão em equilíbrio. No caso desse mineral, valores de PAI superiores a 5,2 promovem a saturação da solução, enquanto que nas situações onde os valores são inferiores ao descrito, o mineral está em equilíbrio com a solução.

Amostra	Mineral	PAI	K	SI	Solução
JI1	KCl	-8,78	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-6,42	1,53	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,04	-4,24	0,28	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-16,32	-16,46	0,00	Saturada
	CaCO ₃	-7,90	-8,15	-0,01	Equilíbrio
JI2	KCl	-8,37	0,89	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,19	1,59	< -0,05	Insaturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-7,49	-17,12	-0,36	Insaturada

Tabela 5.15 - Relação PAI/ K das amostras de Jataí

Nas amostras provenientes da área de recarga de Jataí, a amostra JI2 proveniente de poço que explora apenas o Aquífero Guarani apresenta-se insaturada em relação a silvita, halita e dolomita. A amostra JI1, proveniente de poço que explora aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana, está saturada em relação à dolomita e em equilíbrio com relação à calcita, o que demonstra um aporte de dolomita e calcita, provenientes do Aquífero Irati sotoposto.

Amostra	Mineral	PAI	K	SI	Solução
AK1	KCl	-8,65	0,87	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,53	1,55	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,14	-4,24	0,28	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-14,73	-16,73	-0,05	Equilíbrio
	CaCO ₃	-6,61	-8,28	-0,10	Insaturada
AK2	KCl	-8,92	0,87	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-7,56	1,55	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,53	-4,24	0,304	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-16,38	-16,73	-0,01	Equilíbrio
	CaCO ₃	-7,85	-8,28	-0,023	Equilíbrio
SA1	KCl	-8,77	0,87	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,99	1,55	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,48	-4,24	0,301	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-7,94	-16,73	-0,324	Insaturada
	CaCO ₃	-3,62	-8,28	-0,359	Insaturada
JI1	KCl	-8,47	0,88	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-8,64	1,56	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,27	-4,33	0,281	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-8,12	-16,78	-0,315	Insaturada
	CaCO ₃	-3,51	-8,31	-0,375	Insaturada

Tabela 5.16 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.

Para a zona de baixo confinamento do Aquífero Guarani na região de Lagoa Santa, todas as amostras estão insaturadas em relação à silvita e halita e saturadas em relação à calcita. As amostras AK1 e AK2 estão em equilíbrio em relação à dolomita.

Amostra	Mineral	PAI	K	SI	Solução
SF1	KCl	-7,82	0,84	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-5,29	1,49	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-7,42	-4,15	0,25	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-16,40	-16,46	0,00	Equilíbrio
	CaCO ₃	-7,90	-7,97	0,00	Equilíbrio
SF2	KCl	-7,85	0,83	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-5,40	1,47	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-7,36	-4,08	0,26	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-15,88	-15,85	0,00	Equilíbrio
	CaCO ₃	-7,80	-7,85	0,00	Equilíbrio
BV1	KCl	-8,79	0,84	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-6,45	1,49	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-8,46	-4,14	0,31	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-17,04	-16,05	0,03	Equilíbrio
	CaCO ₃	-8,12	-7,94	0,01	Equilíbrio

Tabela 5.17 - Relação PAI/ K das amostras da região de Quirinópolis.

Para a região de Quirinópolis, todas as amostras apresentam saturação em relação à anidrita, sendo que o valor de SI superior, para esse mineral, corresponde à amostra BV1 que explora água exclusiva do SAG. Todas as amostras estão em equilíbrio com a fase dolomita e calcita e insaturadas em relação à silvita e halita.

Amostra	Mineral	PAI	K	SI	Solução
CD1	KCl	-5,63	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-3,31	1,53	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,37	-4,24	0,10	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-20,20	-16,51	0,09	Saturada
	CaCO ₃	-7,78	-8,18	-0,02	Equilíbrio
CD2	KCl	-5,71	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-3,31	1,53	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,71	-4,24	0,13	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-20,40	-16,51	0,09	Saturada
	CaCO ₃	-8,05	-8,18	-0,01	Equilíbrio
CD3	KCl	-5,59	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-3,21	1,53	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-5,63	-4,24	0,12	Saturada
	CaMg(CO ₃) ₂	-20,65	-16,51	0,10	Saturada
	CaCO ₃	-8,10	-8,18	0,00	Equilíbrio
CD4	KCl	-5,10	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-2,78	1,53	< -0,05	Insaturada
	CaSO ₄	-4,85	-4,26	0,06	Equilíbrio
	CaMg(CO ₃) ₂	-5,89	-16,51	-0,45	Insaturada
	CaCO ₃	-3,21	-8,18	-0,41	Insaturada
CD11	KCl	-8,80	0,86	< -0,05	Insaturada
	NaCl	-6,22	1,55	< -0,05	Insaturada

Tabela 5.18 - Relação PAI/ K das amostras da região de Mineiros.

Para as cidades de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, as amostras CD1 a CD4 estão insaturadas em relação a silvita e halita. Desse conjunto, as amostras CD1 a CD3 apresentam saturação em relação à anidrita e dolomita e equilíbrio com a calcita. Com o aumento da salinização, amostra CD4, há uma mudança no comportamento das reações, ocorrendo um equilíbrio com relação a anidrita e insaturação com relação a calcita e a dolomita.

Relacionando os resultados de coeficientes de atividade e solubilidade das águas amostradas, verifica-se que as altas concentrações dos íons cloro e sódio, justificariam baixos valores de coeficientes de atividade para esses íons, porém, observa-se um comportamento contrário, onde os valores dos coeficientes de atividade indicam que mais de 70% do total desses íons estão livres para reação. Tal comportamento se justifica pela alta solubilidade dos cloretos.

Comparando-se o comportamento da anidrita no grupo de amostras de CD1 a CD3, saturadas em relação a esse mineral, com a amostra CD 4, verifica-se que nesta última há um aumento de 50% e 150% respectivamente nas concentrações (mg/l) de sulfato e cálcio, com isso, esperava-se valores superiores de SI para a anidrita, porém, observa-se comportamento contrário, há redução do índice de saturação, de modo que nesta amostra a solução está em equilíbrio com a fase anidrita.

5.4.1. Análise Comparativa do Comportamento das Reações de Equilíbrio

Analisando todas as amostras percebe-se o controle dos processos de oxidação-redução na precipitação e dissolução de minerais. Para o caso das áreas de recarga, onde o ambiente é oxidante, propicia a saturação da anidrita, mesmo em concentrações muito baixas desse mineral. Para as cidades de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, ambiente redutor, a diminuição dos valores de ORP (-53 a -32mV), entre as amostras CD1 a CD4, mesmo com o aumento da concentração iônica, leva ao desequilíbrio da solução com as fases calcita, dolomita e anidrita. Com o aumento dos valores de ORP há um deslocamento do equilíbrio da solução para a direita, sentido dissolução, com maior intensidade para a dolomita, calcita e anidrita, nessa ordem.

5.5. Razões iônicas

Em águas subterrâneas, a relação entre os íons dissolvidos no líquido é condicionada por uma série de fatores, dentre os quais se destacam a variedade e o grau de solubilidade dos minerais do aquífero, o tempo de interação água-rocha, alterações físico-químicas, dentre outros.

Neste trabalho, o comportamento da relação iônica das águas, será utilizado como subsídio complementar ao entendimento da evolução geoquímica das águas do Aquífero Guarani no estado de Goiás.

A organização dos dados referentes às razões iônicas segue as mesmas até aqui adotadas no tratamento dos demais parâmetros químicos, ou seja, as amostras foram divididas em cinco grupos, levando-se em conta a distinção hidroquímica e o grau de confinamento do aquífero.

Na tabela 5.19 estão os valores das razões iônicas das águas da zona aflorante da região de Mineiros. Para a zona aflorante de Mineiros, as razões entre os íons rCa^{2+}/rMg^{2+} , rCa^{2+}/rSO_4^{2-} e rNa^+/rCl^- , variam respectivamente nessa ordem, entre 0,56 e 9,0; 0(zero) e 2,29; 0,06 e 1,16. De modo geral, a maioria dos valores inferiores das razões rCa^{2+}/rMg^{2+} corresponde às amostras com águas de mistura SAG/Corumbataí/Irati, tal situação justifica-se pelo maior aporte de Mg^{2+} proveniente do Aquífero Irati. De outro modo, a maioria dos valores superiores, acima de 2,0, corresponde às águas exclusivas do Aquífero Guarani e de mistura Guarani/Corumbataí. Contrariamente ao comportamento exposto acima, de modo geral, os valores superiores das razões rCa^{2+}/rSO_4^{2-} estão relacionados às amostras de misturas SAG/Corumbataí/Irati. Não há padrão na distribuição dos valores das razões rNa^+/rCl^- .

Amostra	Razões iônicas		
	rCa^{2+}/rMg^{2+}	rCa^{2+}/rSO_4^{2-}	rNa^+/rCl^-
PD1	4	2,29	0,42
PD2	2	1,05	0,27
PD3	3,48	0,9	1,16
PD4	2,5	1	0,64
PD5	9	0	0,22
PD6	2	0	0,85
PD7	2,22	0	0,13
PD8	0,81	1,88	0,06
PD9	1,83	0	0,35
PD11	6	0	0,16
PD12	2	0,85	0,33
PD13	4	0	0,79
PD14	8	1,76	0,41
PD15	4	0	0,37
PD16	1,74	0	0,26
PD18	6	1,81	0,4
PD17	0,56	1,61	0,33
PD19	2,5	0,83	0,56
PD20	1,6	0	1

Tabela 5.19 - Razões iônicas das amostras da região de Mineiros.

A Tabela 5.20 exibe os valores das razões iônicas das águas da zona aflorante de Jataí.

Amostra	Razões iônicas		
	rCa^{2+}/rMg^{2+}	rCa^{2+}/rSO_4^{2-}	rNa^+/rCl^-
J11	9,15	0,05	35,8
J12	1,26	-	0,56

Tabela 5.20 - Razões iônicas das amostras da região de Jataí.

Análise da tabela demonstra evolução significativa nos valores das razões rCa^{2+}/rMg^{2+} e rNa^+/rCl^- entre a amostra proveniente do Guarani, amostra J12 e a amostra de águas de mistura proveniente do poço que explora aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana.

Os valores de razão iônica da região de Lagoa Santa, porção de baixo confinamento do aquífero, sendo um dos principais eixos de fluxo do Aquífero Guarani no estado (Tabela 5.21).

Amostra	Razões iônicas		
	rCa^{2+}/rMg^{2+}	rCa^{2+}/rSO_4^{2-}	rNa^+/rCl^-
AK1	8,9	-	0,8
AK2	13,5	1,7	8,4
SA1	13,5	7,1	0,42
IJ1	35,5	7,5	0,2

Tabela 5.21 - Razões iônicas das amostras da região Lagoa Santa.

Para essa região há um mesmo comportamento na evolução das razões rCa^{2+}/rMg^{2+} e rCa^{2+}/rSO_4^{2-} . Os valores superiores dessas razões estão relacionados à amostra IJ1 proveniente da cidade de Itajá. Quanto às razões rNa^+/rCl^- , o valor superior, de 8,4, refere-se a amostra AK2, da cidade de Lagoa Santa.

Os valores de razões iônicas das amostras provenientes da região de Quirinópolis, porção de alto grau de confinamento do Guarani e de fluxo semi-estagnado (Tabela 5.22).

Amostra	Razões iônicas		
	rCa^{2+}/rMg^{2+}	rCa^{2+}/rSO_4^{2-}	rNa^+/rCl^-
SF1	11,3	0,005	13,4
SF2	5,4	0,005	24,5
BV1	17,7	0,045	31,5

Tabela 5.22 - Razões iônicas das amostras da região de Quirinópolis.

O tipo de aquífero explorado e a espessura interceptada do Aquífero Guarani nos poços estão exercendo controle nas relações dos íons. Os valores das razões rCa^{2+}/rMg^{2+} das amostras SF2, SF1 e BV1, são de 5,4, 11,3 e 17,7, respectivamente nessa ordem. A amostra SF2, que apresenta o menor valor, é proveniente de poço que explora aquífero misto Guarani/Corumbataí/Irati/Aquidauana; a amostra SF1 é proveniente de poço que explora o Guarani, porém a espessura interceptada do arenito é de apenas 15m, tendo-se influência da mistura de águas de unidades sotopostas; a amostra BV1 é proveniente de poço que explora apenas o Aquífero Guarani, cuja espessura mínima interceptada é superior a 86 m, refletindo condições específicas de águas exclusivas do Guarani. Não há um padrão no comportamento das razões rNa^+/rCl^- . De modo geral, o valor superior de 31,5 está relacionado à amostra BV1.

Os valores das razões iônicas das águas de Cachoeira Dourada, porção de médio grau de confinamento do Guarani (Tabela 5.23).

Amostra	Razões iônicas		
	rCa^{2+}/rMg^{2+}	rCa^{2+}/rSO_4^{2-}	rNa^+/rCl^-
CD11	-	-	20,8
CD1	4,6	0,02	3,0
CD2	2,6	0,01	3,1
CD3	2,7	0,01	2,9
CD4	5,8	0,04	2,1

Tabela 5.23 - Razões iônicas das amostras da região de Cachoeira Dourada.

Os poços CD1 a CD4, de onde se originaram as amostras homônimas, estão condensados num único perímetro que envolve as áreas urbanas de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, enquanto que a amostra CD11 é proveniente de um poço que está localizado a 25 km de distância das duas cidades. Devido a esse fato e a diferenciação química das águas, a amostra CD11 terá tratamento à parte das amostras CD1 a CD4.

Os valores das razões rCa^{2+}/rMg^{2+} das amostras CD1 a CD4 variam entre 2,6 e 5,8, sendo que o valor superior corresponde à amostra CD4, que também possui maior valor de STD.

As relações rCa^{2+}/rSO_4^{2-} , possuem baixos valores, estando muitos próximos em todas as amostras, não tendo diferenciação de comportamento. Os baixos valores dessas razões indicam

As razões rNa^+/rCl^- possuem valores entre 2,1 a 3,0, sendo que há uma evolução dos valores em direção às águas menos mineralizadas.

A amostra CD11 apresenta apenas a relação rNa^+/rCl^- que é de 20,8.

5.5.1. Análise integrada das razões iônicas de todas as amostras

De modo geral, há um padrão de comportamento relacionado aos valores das razões iônicas entre as áreas de recarga, onde o aquífero é livre e as zonas confinadas.

Para os poços que exploram apenas o Aquífero Guarani, Há uma evolução dos valores das razões de rCa^{2+}/rMg^{2+} desde as áreas de recarga de Jataí e da região de Mineiros em direção às porções confinadas. Porém quando se analisa apenas a porção confinada, não há um padrão de comportamento quando se relaciona a distribuição dos valores com os graus de confinamento. As águas provenientes dos poços situados nas áreas urbanas de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas apresentam regularidade nos valores, e apesar de se posicionarem na porção de médio confinamento do Guarani, apresentam os menores valores de toda a porção confinada.

5.6. Classificação das Águas

No diagrama de Piper serão feitas classificações distintas entre as amostras de águas provenientes dos poços que exploram apenas o Aquífero Guarani e as amostras de águas de mistura que exploram aquífero misto.

O diagrama da Figura 5.12 apresenta a classificação dos tipos químicos das águas provenientes dos poços que exploram águas de mistura do aquífero misto Guarani /Corumbataí/Irati.

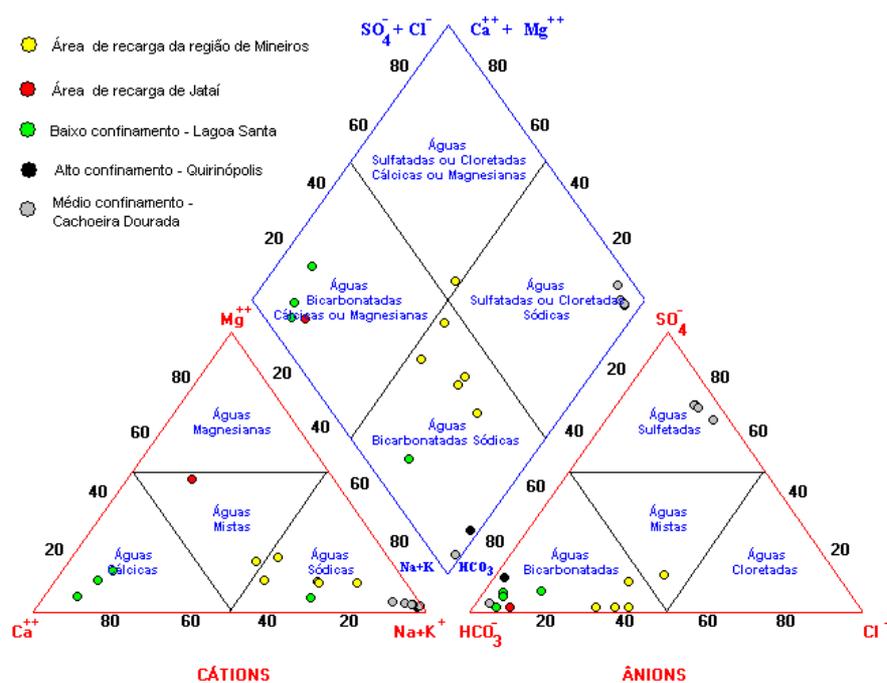


Figura 5.12 - Diagrama de Piper para as águas exclusivas do SAG.

Análise do diagrama de Piper (Figura 5.12) permite classificar as águas amostradas em cinco grupos principais:

- Águas cloretadas bicarbonatadas ocorrentes na área de recarga de Mineiros;
- Águas bicarbonatadas cálcicas ocorrentes na área de recarga de Jataí;
- Águas carbonatadas bicarbonatadas cálcicas a bicarbonatadas cálcicas na região de Lagoa Santa, porção de baixo confinamento do Aquífero Guarani;
- Águas carbonatadas bicarbonatadas sódicas a carbonatadas sódicas ocorrentes na região de Quirinópolis e na região entre Quirinópolis e Cachoeira Dourada;
- Águas cloretadas sulfatadas sódicas a sulfatadas sódicas das cidades de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, porção de médio confinamento do Aquífero Guarani e de fluxo mais estagnado.

O quimismo das águas de mistura provenientes dos poços que exploram o aquífero misto Guarani /Corumbataí/Irati é apresentado no diagrama da Figura 5.13.

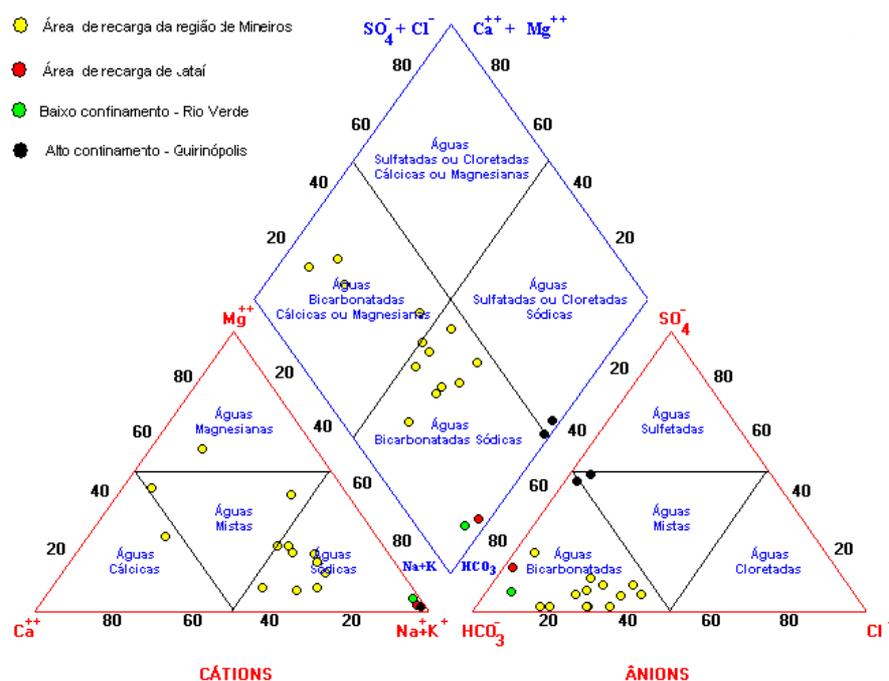


Figura 5.13 - Diagrama de Piper para as águas de mistura.

Análise do diagrama de Piper, Figura 5.13, permite classificar as águas amostradas em cinco grupos principais:

- Águas sulfatadas bicarbonatadas a cloretadas bicarbonatadas-cálcicas ocorrentes na área de recarga de Mineiros;
- Águas carbonatadas-bicarbonatadas sódicas da área de recarga de Jataí;
- Águas bicarbonatadas sódicas da zona de baixo grau de confinamento de Rio Verde;
- Águas bicarbonatadas sulfatadas sódicas da região de Quirinópolis, porção de alto confinamento do Aquífero Guarani.

De modo geral, há uma semelhança no comportamento e na evolução hidroquímica entre as águas do SAG no estado de Goiás e de outros estados. Concordando com Silva (1983), Rosa Filho *et al.* (1987), Sracek & Hirata (2002), Souza (2004), Gastmans & Kiang (2005), Gastmans (2007), dentre outros, o controle hidroquímico está condicionado às linhas de fluxo, ou seja, há um aumento na mineralização das águas entre as áreas de recarga e ao longo das linhas de fluxo principais e as porções confinadas, de fluxo mais estagnado.

Relacionando a classificação das águas com os dados de atividade iônica podem-se definir quatro controles na evolução hidroquímica das águas do Aquífero Guarani em Goiás:

- Contribuição das águas de mistura nos poços que exploram aquífero misto, sendo que quanto menor a espessura interceptada do SAG e maior a espessura interceptada dos aquíferos sotopostos, maior será a influência desta mistura;

- b) Controle da piezometria do SAG e do Sistema Aquífero Serra Geral - SASG, sendo que nos poços onde a carga piezométrica do SAG é inferior a do SASG, as águas dos basaltos se misturam às águas do SAG;
- c) Evolução de águas cálcicas, áreas de recarga e baixo grau de confinamento, para águas sódicas ocorrentes nas zonas de médio e alto grau de confinamento;
- d) Para as cidades de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, a alta salinização das águas está relacionada à dissolução de minerais evaporíticos halita e anidrita, relacionados a depósitos em paleoambientes restritos, tipo *playa lake*.

Apesar da maioria das amostras das águas da zona de recarga da região de Mineiros terem sido classificadas como cloretadas, ressalta-se que a concentração de cloro é muito baixa, estando os valores abaixo de 0,0001 mol/l.

As águas das cidades de Cachoeira Dourada e Cachoeira Dourada de Minas, região de médio grau de confinamento do SAG, possuem o maior teor de sais já relatados em trabalhos sobre o SAG em toda a sua área de ocorrência no continente sul-americano. De acordo com Sraceck & Hirata (2002), o aumento da concentração de cloretos e sulfatos nas águas do Aquífero Guarani estariam relacionados à dissolução de minerais evaporíticos da Formação Pirambóia. Porém, com base em análise de testemunhos coletados em perfurações de poços e perfis de poços perfurados em Cachoeira Dourada e Itumbiara, é possível afirmar que a procedência dos ânions Cl^- e SO_4^{2-} não está relacionada a Formação Pirambóia, visto a inexistência desta unidade na área de estudos. Esta região encontra-se na Borda da Bacia Sedimentar, limite do Aquífero Guarani no estado, onde o aquífero assenta-se diretamente sobre o embasamento cristalino. Particularidades da estratigrafia local permitem inferir a existência de paleoambientes de *Playa lake*, os quais propiciaram a formação de minerais evaporíticos.

5.7. Isótopos estáveis de ^2H e ^{18}O

Conforme já descrito no capítulo de métodos, os isótopos naturais têm sido utilizados amplamente para determinar as condições das águas subterrâneas, bem como as condições ambientais originais quando de sua infiltração, processos de recarga, reações químicas e razões de reação. Momentos antes da infiltração, os processos ambientais mais importantes que promovem a alteração da composição isotópica das águas são a evaporação e a condensação. No aquífero, quando já isolada do contato atmosférico, conforme o tempo de circulação, a interação água rocha e a temperatura da água também podem promover o fracionamento isotópico.

Para a determinação das concentrações das razões $^2\text{H}/^1\text{H}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ foram coletadas amostras de águas em 13 poços tubulares profundos localizados nas cidades de Mineiros, Jataí,

Lagoa Santa, Itajá, Quirinópolis e Cachoeira Dourada, cujas informações encontram-se na tabela 5.24.

Poço	Local	Município	Latitude	Longitude	Grau confinamento
J11	Thermas	Jataí	-51°46'37,05"	-17°48'57,05"	Livre
J12	Thermas	Jataí	-51°46'16,05"	-17°49'08,08"	Livre
PD3	Granja Perdigão	Mineiros	-52°41'42,00"	-17°35'20,40"	Livre
PD4	Granja Perdigão	Mineiros	-52°48'50,40"	-17°37'26,40"	Livre
PD5	Granja Perdigão	Mineiros	-52°57'15,12"	-17°39'15,84"	Livre
PD6	Granja Perdigão	Mineiros	-52°56'56,04"	-17°39'47,88"	Livre
IJ1	SANEAGO	Itajá	-51°33'14,07"	-19°04'08,03"	Baixo
SF1	Us. São Francisco – poço 1	Quirinópolis	-50°15'50,43"	-18°26'11,34"	Alto
BV1	Usina Boa Vista	Quirinópolis	-50°26'09,60"	-18°32'45,38"	Alto
CD1	Clube Sol Eldorado	Cachoeira Dourada/GO	-49°28'26,40"	-18°29'31,20"	Médio
CD4	Cemitério	Cachoeira Dourada/MG	-49°29'03,60"	-18°31'51,06"	Médio
AK1	Pousada do Akira	Lagoa Santa	-51°24'10,80"	-19°10'58,80"	Baixo
AK2	Pousada do Akira	Lagoa Santa	-51°23'057,5"	-19°11'11,20"	Baixo

Tabela 5.24 - Localização dos poços de amostragem para hidroquímica.

As concentrações isotópicas de oxigênio representam o desvio da razão isotópica $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ da amostra com relação à razão isotópica de um padrão de referência, o qual no caso do presente trabalho foi adotado o VSMOW (Vienna Smow - sea mean ocean water). O resultado é obtido pela relação mostrada na Equação 32.

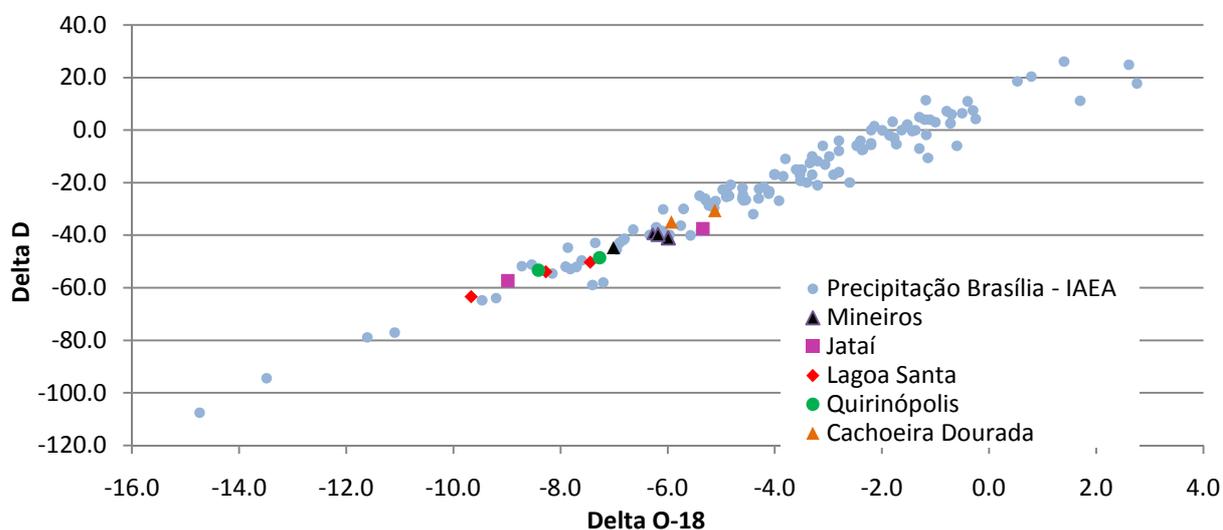
$$\delta {}^{18}\text{O}_{amostra} = \left[\frac{({}^{18}\text{O}|{}^{16}\text{O})_{amostra} - ({}^{18}\text{O}|{}^{16}\text{O})_{referência}}{({}^{18}\text{O}|{}^{16}\text{O})_{referência}} \right] * 1000\text{‰ VSMOW} \quad \text{Equação 32}$$

Na área de estudos não existe estação de monitoramento de isótopos das águas de precipitação, assim, foram utilizados dados da estação mais próxima disponível (Estação de Brasília - IAEA).

Os resultados de $\delta {}^{18}\text{O}$ e $\delta {}^2\text{H}$ e seus respectivos desvios em relação aos padrões de referência são apresentados na Tabela 5.25.

Na figura 5.14 observa-se que há um espalhamento paralelo dos desvios de $\delta {}^{18}\text{O}$ e $\delta {}^2\text{H}$ das águas amostradas em relação à linha da água meteórica da estação de Brasília. Esta avaliação demonstra que a composição isotópica atual das águas amostradas não é diferente das águas meteóricas locais.

Amostra	$\delta^{18}\text{O}$	Desvio em relação ao padrão	$\delta^2\text{H}$	Desvio em relação ao padrão	Grau confinamento
J11	-8,98	0,04	-57,4	0,7	Livre
J12	-5,34	0,09	-37,5	0,8	Livre
PD3	-7,01	0,06	-44,8	0,9	Livre
PD4	-6,28	0,04	-39,5	0,8	Livre
PD5	-5,99	0,03	-41,0	0,6	Livre
PD6	-6,18	0,05	-39,7	0,6	Livre
AK1	-9,67	0,06	-63,4	0,8	Baixo
AK2	-8,27	0,04	-53,9	0,6	Baixo
IJ1	-7,44	0,06	-50,3	0,6	Baixo
SF1	-7,27	0,06	-48,6	0,9	Alto
BV1	-8,41	0,04	-53,3	1	Alto
CD1	-5,93	0,05	-35,0	0,6	Médio
CD4	-5,12	0,05	-30,6	0,7	Médio

Tabela 5.25 - Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$.Figura 5.14 - Relação dos desvios de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ das águas amostradas e das águas meteóricas de Brasília.

De modo geral, com exceção das amostras CD1 e CD4, há uma evolução dos valores mais negativos em direção às zonas de maior confinamento do aquífero.

Para a zona aflorante da região de Mineiros, amostras PD3, PD4, PD5 e PD6, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, variam entre -7,01 a -5,99 e entre -39,5 a 44,8, respectivamente. De forma geral, há uma relação entre os valores de δ com a profundidade dos poços, onde as amostras provenientes dos poços mais profundos possuem águas isotopicamente mais leves e valores mais negativos de δ . Ressalta-se que os poços mais profundos são aqueles que exploram aquífero misto, onde as águas também fazem contato com os carbonatos da Formação Irati.

Na zona aflorante de Jataí, amostras J11 e J12, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são respectivamente de -8,98 e -5,34 e de -57,4 e -37,5. O comportamento das concentrações isotópicas dessas águas segue o mesmo padrão das águas de Mineiros, onde as amostras provenientes dos poços mais profundos possuem valores mais negativos de δ .

Para a zona de baixo confinamento do Sistema Guarani, região de Lagoa Santa, a relação dos dados hidroquímicos e isotópicos de ^{14}C e de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, permite estabelecer que apesar do considerável tempo de circulação, 680 anos, as águas dessa região são mais leves que as da zona de recarga, indicando situação de maior evaporação em ambiente de clima mais quente quando da recarga. Estes dados permitem afirmar que a interação entre água/rocha, durante o período de circulação, foi insignificante, o que não propiciou novos aportes de ^{18}O , para assim, influenciar em valores de δ mais positivos. O baixo conteúdo de minerais solúveis no aquífero pode ser comprovado pela hidroquímica da água onde o valor máximo de CE não ultrapassa os 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Para a região de Quirinópolis, zona de alto grau de confinamento do Sistema Guarani, para as amostras BV1 e SF1, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são respectivamente de -8,41 e -7,27 e de -53,3 e -48,6. Valores menos enriquecidos de δ estão relacionados ao poço mais profundo BV1 que possui 1.040 m, enquanto que o poço SF1 possui profundidade de 840m.

Para as amostras CD1 e CD2, provenientes da região de Cachoeira Dourada, porção de médio confinamento do aquífero, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, são de -5,93 e -5,12 e de -35 a -30,6.

5.8. Clorofluorcarbonos - CFCs

Os três tipos de CFCs de interesse em hidrogeologia, CFC-11, CFC-12 e CFC-113 que foram fabricados e introduzidos nos processos de produção em tempos diferentes, repercutindo em diferentes taxas de incremento destes compostos na atmosfera. Por isso, as taxas dos tipos de CFCs podem fornecer informações úteis sobre a data de recarga da água subterrânea. Na atmosfera da América do Sul, a concentração dos compostos CFC-11, CFC-12 e CFC-13 apresentaram comportamento distinto. O maior aumento da concentração de CFC-12, quando comparado aos demais tipos de CFC está relacionado à maior produção industrial deste gás. Do período de 1940 a 1960 houve um aumento discreto na concentração de CFC-12/CFC-11. A concentração de CFC 12 apresentou aumento linear até o ano de 1994. No período entre 1994 a 2000, o crescimento foi menos pronunciado, sofrendo declínio a partir de 2003. Para o CFC-11, as concentrações aumentaram de modo mais pronunciado a partir de 1964, permanecendo constante até 1992. De 1992 até 1997 houve a estabilização e a partir de então está em declínio. Dos tipos de CFCs, o CFC-13 é o que possui as menores concentrações na atmosfera. Análise de suas concentrações demonstra evolução tímida a partir do ano de 1972 até 1979. O período de 1979 até 1984 é marcado como o pico da concentração do CFC, e a partir daí, os valores estão em ligeiro declínio (Figura 5.15). Estas variações promovem diferenças geográficas significantes nas razões de mistura de CFCs.

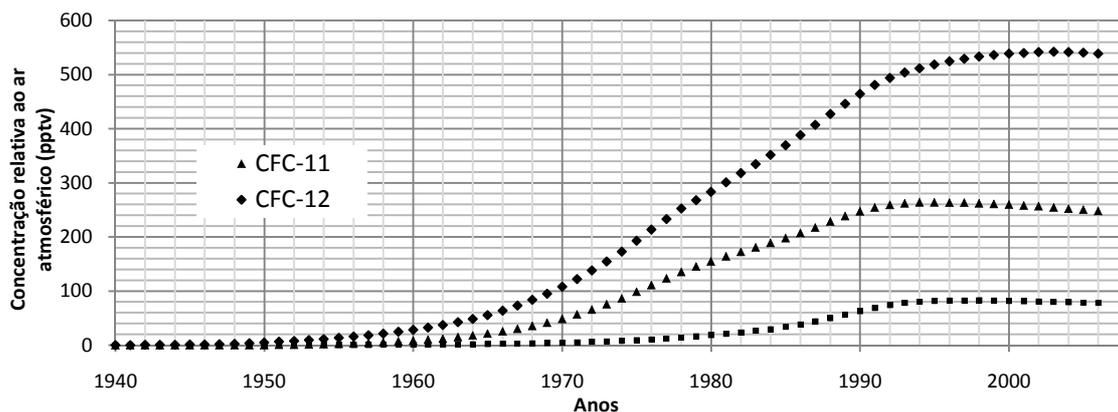


Figura 5.15 - Distribuição dos valores de concentrações (pptv) de CFC11 e CFC12 no ar atmosférico da América do Sul, desde as primeiras emissões no final da década de 40 aos dias atuais.

Conforme descrito no capítulo de métodos, o tempo de residência ou a idade da água subterrânea é determinado pela relação entre a concentração medida e o histórico conhecido da concentração atmosférica juntamente com a concentração esperada para água em equilíbrio com o ar.

Para a determinação das concentrações de CFCs foram coletadas águas nas porções confinada e livre do aquífero. Na porção livre, sendo a água de recarga recente, a medida da concentração de CFCs permitiu datar o tempo de residência da água. Na porção confinada, onde as águas são antigas, as medidas de CFCs permitiram detectar possíveis aportes de águas originadas de recarga indireta, via formações sobrejacentes. Do total de água amostrada para determinação da concentração de CFCs, quatro amostras são representativas da área de afloramento do aquífero e quatro da porção confinada.

Por apresentarem séries mais completas, neste trabalho foram analisadas apenas as concentrações de CFC-11 e CFC-12.

As medidas das concentrações são comparadas com a curva de concentração dos CFCs nas águas meteóricas para os últimos 50 anos. A partir dos resultados das concentrações de CFCs foram feitas análises individualizadas dos compostos CFC-11 e CFC-12, bem como análises à partir da integração (pares) dos compostos CFC-12/CFC-11.

Devido às diferenças geográficas nas razões de mistura de CFCs atmosféricos, os valores devem ser calculados utilizando-se amostras das concentrações do ar atmosférico local.

No cálculo das concentrações equivalentes na atmosfera e idades aparentes de CFCs são considerados os valores de temperatura de recarga (média anual), altitude da área de recarga, pressão atmosférica e excesso de ar. Para o cálculo da concentração de CFCs na água subterrânea leva-se em conta a salinidade da água. Os valores locais relacionados aos parâmetros citados estão sumariados na Tabela 5.26.

Amostra	Cidade	Parâmetros					
		Temp (°C)	Temp (K)	Elevação (m)	Salinidade (ppt)	Pressão (atm)	Excesso Ar (cm ³ /kg)
AK1	Lagoa Santa	25	298	395	0,1	0,907	0
PD1	Mineiros	21	294	825	0,1	0,869	0
PD2	Mineiros	21	294	780	0,1	0,874	0
PD3	Mineiros	21	294	820	0	0,870	0
PD4	Mineiros	21	294	825	0	0,869	0
CD1	Cachoeira Dourada	25	298	450	3	0,901	0
SF1	Quirinópolis	24	297	550	1	0,898	0
BV1	Quirinópolis	24	297	480	1	0,898	0

Tabela 5.26 – Parâmetros utilizados na calibração dos resultados da concentração de CFCs das águas analisadas.

Os resultados das análises de CFCs das águas amostradas estão sumariados na Tabela 5.27. Cabe esclarecer que os resultados das análises indicam apenas situações de contaminação das águas por CFCs à partir do início desses componentes na atmosfera, sendo assim, nas situações de amostras não contaminadas, não se pode descartar as possibilidades de aporte de águas de recarga indireta anteriores à ao ano de 1950.

Amostra	Grau de confinamento	Medida da concentração de CFC na água		Concentração na concentração na atmosfera		Idade aparente Idade	
		CFC11	CFC12	CFC11	CFC12	CFC11	CFC12
AK1	Baixo	ND	ND	-	-	-	-
PD1	Livre	153	73	140	269	1979	1979
PD2	Livre	275	145	252	531	>1990	1997
PD3	Livre	37	28	34	101	1967	1969
PD4	Livre	299	122	265	434	>1990	1988
CD1	Médio	ND	ND	-	-	-	-
BV1	Alto	ND	ND	-	-	-	-
SF2	Alto	ND	ND	-	-	-	-

Tabela 5.27 - Resultados das medidas de concentração de CFCs das águas analisadas.

Na Tabela 5.27 ND indica que os valores das concentrações de CFC-11 e 12 estão abaixo do limite de detecção do cromatógrafo. Neste caso, a água amostrada possui idade mais antiga que aquela de início da produção dos CFCs e conseqüente contaminação da atmosfera.

Observando a Tabela 5.27 nota-se que há uma discrepância na idade da água determinada por CFC-11 e CFC-12. Essa discrepância é promovida pelo desvio dos valores de CFC11/CFC12 medidos nas águas amostradas em relação ao padrão atmosférico (Figura 5.16).

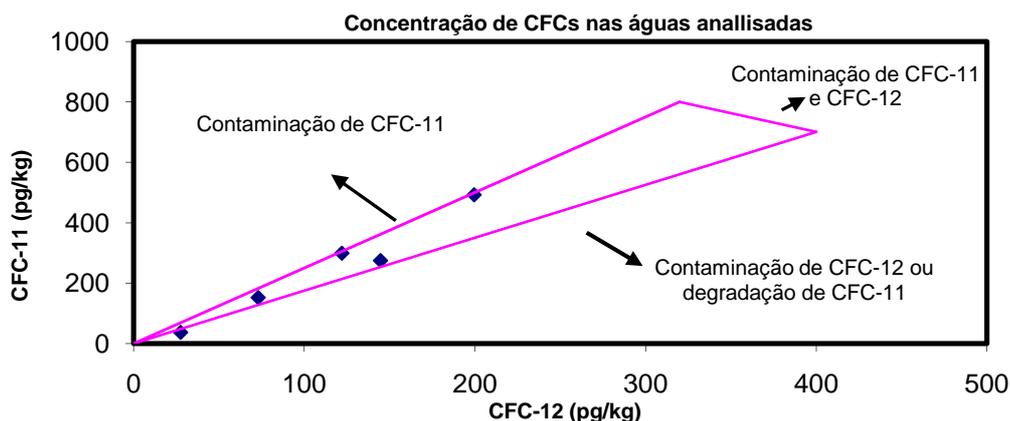


Figura 5.16 - Comparativo dos desvios dos valores de CFC11/CFC12 medidos nas águas amostradas em relação ao padrão atmosférico.

No gráfico da Figura 5.16 o polígono na forma de triângulo representa os limites da relação entre os valores de CFC-11/CFC-12 na atmosfera (referência), de forma que quando há um desvio na relação CFC-11/CFC-12 medido na água, o ponto é plotado fora do triângulo de referência, indicando degradação ou contaminação de um dos compostos. Se o desvio for provocado por contaminação de CFC-11, o ponto se desloca para a parte superior do gráfico, de modo contrário, se o desvio for provocado por contaminação de CFC-12 ou degradação de CFC-11, o ponto se desloca para a parte inferior do gráfico.

Análise do gráfico mostra que os valores dos pares CFC-11/CFC-12 da amostra PD3 estão plotados fora do perímetro do triângulo, na porção inferior do gráfico, indicando depreciação nos valores de CFC-11. De modo geral, o CFC-11 degrada-se mais rapidamente que o CFC-12, promovendo a depreciação nos valores deste elemento e conseqüente redução nos valores de idade. Desta forma, na definição das idades das águas das amostras PD3 será considerado apenas o valor da concentração de CFC12.

Para a porção livre do aquífero a análise das concentrações de CFC-12 indica que as águas das amostras PD3, PD1, PD4 e PD2 apresentam idades de recarga de 40, 30, 21 e 12 anos respectivamente.

Tratamento integrado por pares de valores CFC-11 e CFC-12 das amostras provenientes da área de recarga é exibido na Figura 5.17. Nesse gráfico, são plotados os pares de valores de CFCs das águas analisadas e a curva padrão de entrada para recarga na América do Sul, com variação temporal em decorrência da integração dos pares CFCs. A comparação entre os pares de valores e a curva padrão permitiu inferir sobre a idade das águas. De acordo com Lousada (2005), nessa avaliação se obtém informações mais concisas sobre as idades das águas.

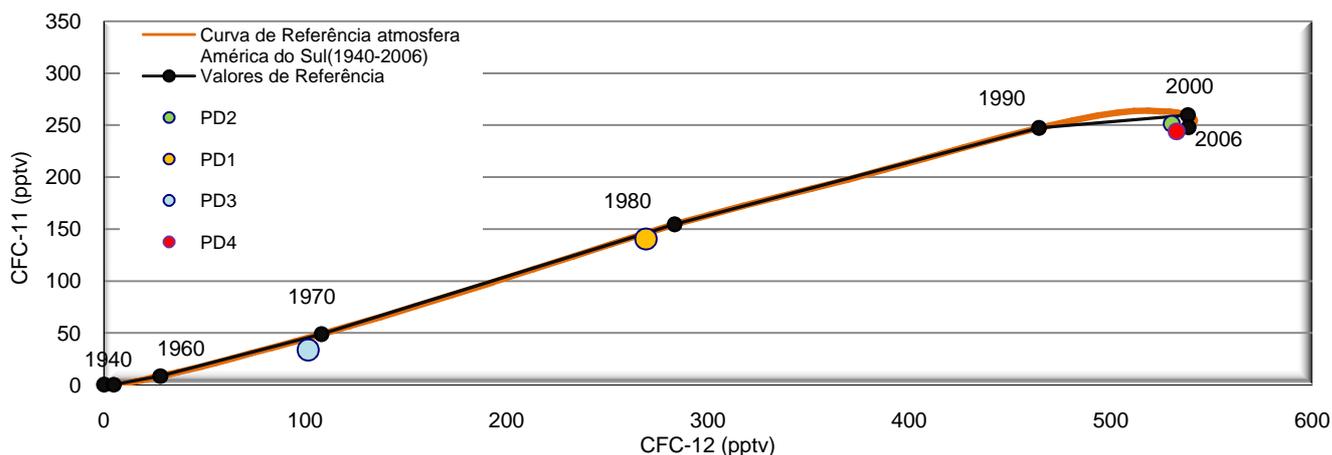


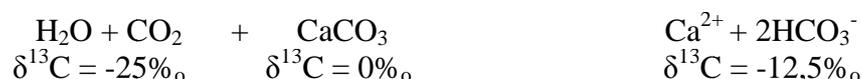
Figura 5.17 - Análise integrada dos pares de valores de CFC11 e CFC12 das águas amostradas, comparados com a curva de entrada para recarga na América do Sul.

Nas zonas de recarga, relacionando-se os valores de concentração de CFCs com as profundidades dos poços, observa-se que as condições hidrogeológicas são distintas para poços de diferentes profundidades. Apesar de todas as águas de recarga da área de afloramento manter contato com o ar atmosférico, a profundidade do poço condiciona padrões diferenciados de circulação. Esses padrões refletem no tempo de residência da água nos distintos materiais, sendo de 40 e 30 anos para as amostras provenientes dos poços mais profundos, entre 200 e 300 metros e de 12 anos para os poços menos profundos, mais rasos que 100 metros.

Na porção confinada, a determinação da concentração de CFCs foi utilizada na avaliação de um possível aporte de águas jovens, com idades inferiores a 50 anos, via recarga indireta ou possível aporte pela estrutura do poço tubular profundo, promovendo assim uma mistura com as águas mais antigas confinadas. Em todas as amostras, representativas das porções de baixo a alto grau de confinamento, amostras AK1, CD1, SF1 e BV1 não foram determinadas concentrações de nenhum dos CFCs.

5.9. Isótopos de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

De acordo com Mazor (2003) a concentração de $\delta^{13}\text{C}$ na água subterrânea é determinada pela entrada de carbono atmosférico e CO_2 do solo na água de recarga e pela dissolução de minerais na interação da água com as rochas carbonáticas. Um exemplo de reação da água subterrânea carregada com CO_2 de $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ pode ser apresentada da seguinte forma:



Ainda de acordo com o autor, a maioria das rochas carbonáticas marinhas possuem valor de $\delta^{13}\text{C}$ entre -2‰ a 0 (zero). O material orgânico e CO_2 no solo apresenta valores entre -28‰ a

-20‰. A maioria das plantas possui valores entre $-23‰ \pm 3‰$, mas certas plantas possuem valores mais positivos $-12‰ \pm 2‰$.

Assim como na determinação das concentrações de ^{14}C , para a determinação de $\delta^{13}\text{C}$ foram coletadas amostras nas zonas aflorantes e confinada do Sistema Aquífero Guarani. Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ estão sumariados na Tabela 5.28.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}$	Desvio em relação ao padrão	Grau confinamento
JII1	-6,91	0,05	Livre
JII2	-8,86	0,07	Livre
PD3	-7,40	0,09	Livre
PD4	-6,97	0,18	Livre
PD5	-7,47	0,13	Livre
PD6	-8,08	0,18	Livre
AK1	-8,34	0,06	Baixo
AK2	-9,12	0,04	Baixo
SF1	-3,60	0,09	Alto
BV1	-5,51	0,09	Alto
CD1	-5,52	0,08	Médio
CD4	-4,75	0,06	Médio

Tabela 5.28 - Resultados de $\delta^{13}\text{C}$.

Para as águas do Sistema Guarani no estado de Goiás os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -3,60 a -9,12, sendo que de modo geral, com exceção das amostras AK1 e AK2, os valores são menos negativos em direção às zonas de confinamento.

Na área de recarga da região de Mineiros, as amostras PD3, PD4, PD5 e PD6 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,08 a -6,97, esses valores refletem as condições de equilíbrio local entre água subterrânea e CO_2 do solo.

Para a região de recarga de Jataí, nas amostras JII1 e JII2, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são respectivamente de -6,91 e -8,86. O valor mais enriquecido $\delta^{13}\text{C}$, amostra JII1, é proveniente de poço que explora aquífero misto (SAG/Corumbataí/Írati/Aquidauana). Dados de hidroquímica demonstram que as águas dessa amostra estão saturadas em relação a dolomita e em equilíbrio com a calcita. Portanto, a diferença de $\delta^{13}\text{C}$ de -1,25 está relacionada a novos aportes de ^{13}C dissolvido dos carbonatos, influenciando assim, em valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$.

As amostras provenientes da região de Lagoa Santa, AK1 e AK2, apresentam os valores menos enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ de toda a área de estudos, valores esse típicos de áreas de afloramento, sendo ainda mais inferiores que aqueles determinados para a zonas de recarga de Mineiros e Jataí. Análise dessa relação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, indica que esse valor é incoerente para essa zona do aquífero. A explicação para tal situação é uma contribuição de águas mais jovens, provenientes de recarga indireta. Os dados de ^{14}C , $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e cálculo do fluxo subterrâneo corroboram com este argumento. O cálculo do fluxo regional, considerando-se um gradiente da ordem de 0,002, condutividade hidráulicas média da ordem de 10^{-5} m/s e porosidade efetiva de 10% indica um tempo de circulação, entre as áreas de recarga e a cidade de Lagoa Santa, de no

mínimo de 3.170 anos AP, porém, idade determinada por análise de ^{14}C indica idade de 680 anos AP. Os valores menos enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$, típicos de águas de área de recarga, indicam que a idade de 680 anos, determinada por ^{14}C , refere-se a idade da água de recarga indireta, sendo que a idade da água residual pode ser aquela mesma calculada no fluxo.

As águas da região de Quirinópolis, zona de maior grau de confinamento do aquífero no estado, são as que apresentam valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ de toda a área de estudo. O comportamento, resultante da interação água/rocha é o mesmo descrito para as águas de Jataí, ou seja, a amostra SF1 proveniente de poço que explora água de mistura de aquífero misto (SAG/Irati/Corumbataí/Aquidauana), reflete influência dos minerais carbonáticos dissolvidos da Formação Irati, o que resulta num aporte de ^{13}C .

Por fim, as águas da região de Cachoeira Dourada, amostras CD1 e CD4 possuem valores de -5,52 e -4,75. Comparativamente, a amostra, CD4, contendo água mais salinizada (NaCl e SO_4), porém, com menor teor de minerais carbonáticos dissolvidos, possui valor menos negativo de $\delta^{13}\text{C}$.

Em concordância com Mazor (2003), os resultados demonstram que em aquíferos com minerais carbonáticos, a dissolução de calcita ou dolomita contribui como uma fonte adicional de carbono para o conteúdo de DIC da água subterrânea. Como esses carbonatos são geralmente enriquecidos em ^{13}C , esta contribuição tem um grande efeito no $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, refletindo em valores mais enriquecidos em ^{13}C .

5.10. Radioisótopos

Determinação de idades de água subterrânea a partir de análise de ^{14}C , refere-se ao tempo decorrido desde que a água é isolada do contato com a atmosfera, última entrada de carbono, e a idade determinada pela análise da amostra.

As idades de radioisótopos aqui determinadas referem-se, de modo geral, a idade de recarga das águas das regiões onde foram coletadas as amostras. Na possibilidade de misturas de águas de idades diferentes, recargas de fontes diversas, a concentração ^{14}C presentes nas águas mais jovens irá alterar a concentração de ^{14}C das águas mais antigas, tendendo a reduzir a idade dessas idades. Nesse caso, não é possível por esse método estabelecer a distinção entre águas de recargas diferentes, sendo assim, na possibilidade de águas de mistura, a datação refere-se a água de recarga mais jovem.

Na definição dos locais de amostragem de água subterrânea destinada a análise de radiocarbono foi considerada a posição do poço em relação aos distintos graus de confinamento do aquífero. Desta forma, as coletas foram realizadas no poço AK1 da pousada do Akira, cidade de Lagoa Santa, zona de baixo confinamento, cuja espessura dos derrames basálticos confinantes

é de 140 metros; poço BV1 da usina Boa Vista, município de Quirinópolis, zona de alto grau de confinamento, cuja espessura dos derrames basálticos confinantes é de 926 metros e por fim, no poço CD1 do Clube Thermas Eldorada, cidade de Cachoeira Dourada, zona de médio grau de confinamento, cuja espessura dos basaltos sobrepostos é de 420 metros.

Os resultados das análises estão corrigidos para o fracionamento isotópico natural (-25‰) e apresentados em idade convencional, não calibrada em anos antes do presente (AP) em 1σ (68,3% de probabilidade), Tabela 5.29.

Amostra	Idades (anos AP)
CD1	41.000 + 2.500 ou -1.900
AK1	680 ± 80
SF2	> 40.000

Tabela 5.29 - Resultados das medidas de concentração de ^{14}C das águas analisadas.

Para as águas da região de Cachoeira Dourada, amostra CD1, a idade aparente da água é de 41.000 anos com uma margem de erro entre +2.500 anos e -1.900. Para a zona de alto confinamento de Quirinópolis, amostra SF2, a idade aparente é mais antiga que 40.000 anos. Para a região de baixo confinamento, Lagoa Santa, amostra AK1 a idade é mais antiga de 680 ± 80 anos.

Utilizando-se as idades de circulação, é possível definir dois padrões de fluxos: a) padrão de fluxo principal posicionado a oeste da DTRP, de sentido SE, entre as áreas de recarga em direção a DTRP, com idade (anos AP) de circulação das águas de 680 anos, tempo transcorrido entre as áreas de recarga e a cidade de Lagoa Santa (zona de baixo confinamento), posicionada na divisa do estado de Goiás com Mato Grosso do Sul; b) fluxo semi-estagnado posicionado a leste da DTRP, entre as regiões de Cachoeira Dourada (borda da Bacia Sedimentar e de Quirinópolis (DTRP), com sentido SW, cuja idade de circulação das águas apresenta valor superior a 40.000 anos.

Relacionando os dados de ^{14}C e ^{13}C , algumas considerações devem ser feitas sobre as idades de circulação das águas mais antigas das regiões de Quirinópolis e Cachoeira Dourada:

- 1) nota-se que as idades determinadas aproximam-se dos limites de detecção utilizando-se a técnica de ^{14}C ;
- 2) Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais enriquecidos, indicando um suprimento de DIC relacionado à dissolução de minerais carbonáticos. Nas reações de equilíbrio entre as fases água/mineral há intercâmbio isotópico entre a solução e os minerais. Dessa interação, duas situações são possíveis: a) depreciação das concentrações de ^{14}C da água e concomitante maior concentração na estrutura do mineral, refletindo assim em valores superiores das idades de circulação da água; b) De modo contrário ao exposto no item “b”, ou seja, se durante todo o tempo de permanência da água no aquífero prevaleceram as reações de dissolução, o intercâmbio isotópico propiciou o aporte de DIC da rocha para a água. Esse processo inviabiliza a existência de ^{14}C na água

residual (carbono morto), podendo ser a idade de circulação superior a idade limite de detecção da técnica ^{14}C , deste modo, a concentração de ^{14}C medida está relacionada a uma recarga indireta, via basaltos sobrepostos. Outro fato que pode corroborar com essa possibilidade é a localização dessa região na borda da bacia, limite da área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani no estado, onde uma possível situação de quase isolamento, provocada por compartimentação relacionada a Depressão Tectônica associada ao Lineamento do Rio Paranaíba, inviabiliza um fluxo de sentido E, originado à partir das áreas de recarga.

5.11. Padrão de fluxos

Na definição do padrão de fluxo regional foram considerados dados de hidroquímica, CFCs, radioisótopos e potenciometria do aquífero, principalmente as informações da porção confinada no controle das linhas de fluxo. A partir do cruzamento desses parâmetros foi possível estabelecer três linhas de fluxo, denominadas de domínios de fluxos regionais (Figura 5.18).

Os fluxos são perpendiculares às linhas potenciométricas, que por sua vez sintetizam o gradiente hidráulico existente entre as áreas de recarga e as zonas de maior grau de confinamento do aquífero.

Conforme já mencionado no item de comportamento estrutural, a DTRP controla o grau de confinamento do aquífero na região. Como as linhas de fluxo estão condicionadas pela estrutura do aquífero, a DTRP exerce um controle regional no comportamento dos fluxos subterrâneos.

As principais áreas de recarga estão relacionadas às zonas aflorantes das regiões de Mineiros, a noroeste, e Jataí, a norte, enquanto que a faixa de afloramento do município de Aporé ao sul, devido às características já citadas, comporta-se como exutório.

O primeiro domínio, com fluxo direcionado para noroeste, compreende a zona de recarga posicionada no extremo noroeste da área de estudos, região drenada pela bacia do rio Araguaia. O entalhe fluvial que erodiu os arenitos da Formação Botucatu e está instalado nos sedimentos impermeáveis da Formação Corumbataí criou um gradiente topográfico de direção noroeste à partir do divisor de águas que separa as bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Paranaíba, e drena todo o fluxo do SAG nessa região.

Nas áreas de recarga, as águas são ácidas a ligeiramente ácidas, pouco mineralizadas, sendo que a maioria dos valores de condutividade elétrica está abaixo de $100 \mu\text{S}/\text{cm}$. As concentrações de CFCs das águas dos afloramentos da região de Mineiros indicam que o tempo de circulação da água na zona de recarga é de 12 a 40 anos, sendo que os maiores tempos de circulação estão relacionados à maior espessura da zona saturada do aquífero, situação esta confirmada nos poços mais profundos e que interceptam uma maior espessura do aquífero.

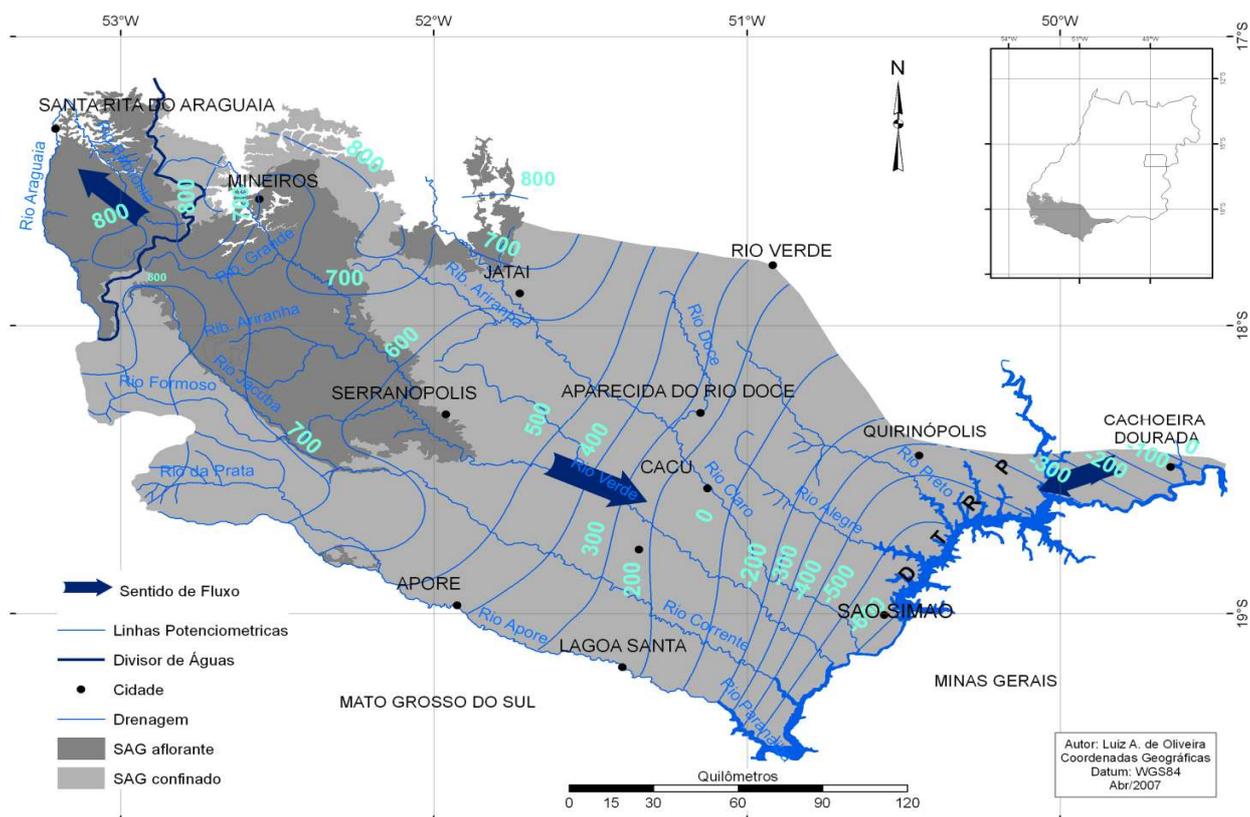


Figura 5.18 - Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Guarani no estado de Goiás.

O segundo domínio corresponde aos fluxos de águas originados nas zonas de recarga das regiões de Mineiros e Jataí e direcionados para sudeste, sentido a DTRP. Análise da concentração de ^{14}C de amostra de água coletada em poço na cidade de Lagoa Santa, distante 97 km da zona de recarga de Serranópolis, região de Mineiros, indica que o tempo de circulação das águas desde a zona de recarga é de 680 anos, indicando deslocamento de fluxo de 142 m/ano. Inexistência de concentração de CFCs nestas águas indica ausência de águas muito jovens, provenientes de recarga indireta, via basaltos sobrepostos. As águas possuem pH neutro, são pouco mineralizadas, com valores médios de condutividade elétrica de 108 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

O terceiro domínio, com fluxo estagnado de direção NE-SW, corresponde a uma porção mais isolada do aquífero e compreende duas zonas: a) posicionada na DTRP, região de Quirinópolis, maior grau de confinamento do aquífero, onde o topo do aquífero está a 926 m de profundidade. Análise de ^{14}C da água coletada no poço da Usina Boa Vista, município de Quirinópolis, indica idade de circulação superior a 40.000 anos. As águas são alcalinas, com valores de condutividade elétrica variando de 434 a 1.030 $\mu\text{S}/\text{cm}$; b) Faixa de médio grau de confinamento, posicionada entre a DTRP e a região de Cachoeira Dourada, limite leste da extensão do aquífero, onde a idade de circulação, determinada por ^{14}C é superior a 40.000 anos. As águas são ligeiramente alcalinas com valores de condutividade elétrica variando de 8.600 a 11.990 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

CAPÍTULO VI

CONDIÇÕES DE CIRCULAÇÃO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE GOIÁS

No estado de Goiás, parte do Sistema Aquífero Guarani está sobreposto a espessos derrames de basalto, a continuidade do conjunto é controlada pela tectônica da borda da bacia. O regime tafrogênico pré- e pós-basalto é um dos principais controles, tanto da presença / ausência dos arenitos quanto de sua espessura.

No Triássico/Jurássico, a disposição da área de deposição foi controlada pelos contornos do embasamento cristalino. A região entre Quirinópolis e Itumbiara, posicionada a leste da área estudada, constituía-se em altos de embasamento, feição essa que limitou o avanço, sentido norte, dos depósitos areníticos. Por outro modo, a porção oeste, que engloba as atuais zonas aflorantes das regiões de Mineiros e Jataí, eram áreas deprimidas que permitiram o avanço da sedimentação da Formação Botucatu, sentido NW, avançando até o estado do Mato Grosso do Sul

Evento tectônico no Eocretáceo, promoveu a reativação dos planos de falhas de NW-SE com concomitante deslocamento vertical dos blocos, sendo que o bloco elevado corresponde a atual área de afloramento da região de Mineiros (oeste), e o bloco tectonicamente deprimido, posicionado a leste, a partir da zona de baixo confinamento que se estende de Jataí a Lagoa Santa.

Os grandes lineamentos da bacia, materializados pelos vales dos rios retilíneos com direção geral N60W representam as principais estruturas (ex. rios Claro, Verde, Corrente, Apuré e Doce). Neste contexto o rio Paranaíba com direção geral N45E, representa o par conjugado destes lineamentos que inclusive controlam os sistemas regionais de fluxo hidrogeológico.

Os ambientes deposicionais da Formação Botucatu são coerentes com um sistema desértico com fácies de dunas e interdunas amplamente dominantes e com fácies evaporíticas associadas a lagos de *playa* em paleoambientes restritos, atualmente correspondendo as cidades de Cachoeira Dourada de Goiás e sua vizinha Cachoeira Dourada de Minas.

6.1. Modelos conceituais de fluxo

Os modelos conceituais de fluxo são importantes para se realizar estudos hidráulicos e a modelagem matemática visando vários objetivos desde a caracterização até a gestão dos sistemas aquíferos. A escolha de um modelo conceitual adequado é fundamental para a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos, a partir de dados de ensaios de bombeamento, para os estudos de

recarga do aquífero, de fluxo de contaminantes e migração de plumas de contaminação, para a determinação de vazões outorgáveis, dentre outros aspectos.

Por outro lado, o uso de modelo conceitual inadequado pode resultar em modelos matemáticos incorretos, parâmetros hidráulicos sub ou superestimados, cálculos de rebaixamentos sub ou superestimados e erros na determinação do potencial quantitativo do aquífero.

A proposição dos modelos conceituais de fluxo para o Aquífero Guarani em Goiás foi feita com base nos dados de geologia (de superfície e de subsuperfície), hidroquímica, potenciometria, isótopos e CFCs (todos obtidos em território goiano), além de dados obtidos em outras áreas de ocorrência do aquífero nas cidades fronteiriças com o estado, localizadas no Mato Grosso do Sul e em Minas Gerais.

No estado de Goiás foram reconhecidos cinco modelos de fluxo dentro do SAG, englobando aquíferos livres e aquíferos confinados. Quando livres dois casos são possíveis: aquífero intergranular e aquífero de dupla porosidade; quando confinados, três são as possibilidades: aquífero totalmente confinado, aquífero semiconfinado sem contribuição de água de armazenamento do aquífero e aquífero semiconfinado com contribuição de água armazenada no aquífero.

6.1.1. Aquífero livre intergranular

Corresponde às zonas de afloramento em que os arenitos da Formação Botucatu não se apresentam cimentados e por isso em grande parte são friáveis mesmo em profundidade maior que 100 m. A região de Jataí pode ser citada como um exemplo de ocorrência deste modelo de fluxo.

Neste caso o aquífero pode ser considerado homogêneo e isotrópico, com fluxo do tipo laminar e responde hidráulicamente ao modelo de Neuman (Neuman 1967, 1972 e 1975). A superfície potenciométrica coincide com a superfície freática da água e a pressão hidrostática é igual a pressão atmosférica (Figura 6.1).

A base do aquífero é representada por unidades pouco permeáveis representadas por folhelhos e siltitos argilosos (da Formação Corumbataí), calcários micríticos intercalados com folhelhos (da Formação Irati) e arenitos finos argilosos ou calcíticos e diamictitos (da Formação Aquidauana).

Os parâmetros hidrodinâmicos são compatíveis com este tipo de aquífero com destaque para a condutividade hidráulica média da ordem de 10^{-5} m/s (Almeida 2006) que não varia muito espacialmente. O coeficiente de armazenamento varia em torno de 10 a 15.

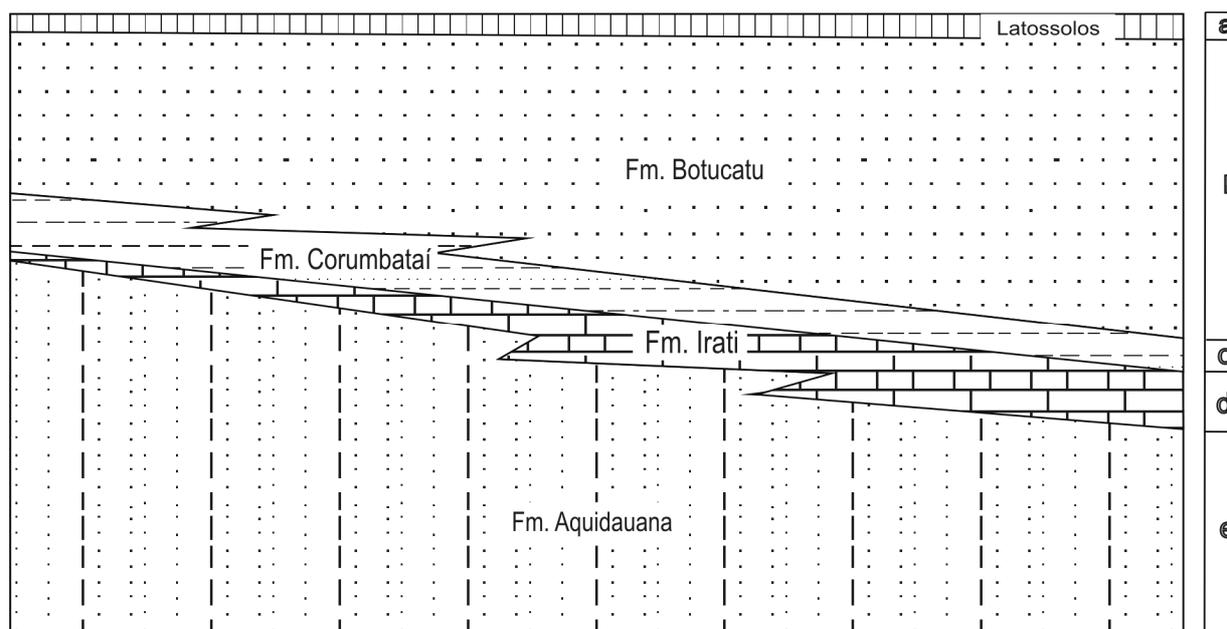


Figura 6.1 – Modelo conceitual do tipo aquífero intergranular livre. a) espessura máxima de 20 metros, b) espessura variando de 20 a 120 metros, c) espessura até 80 metros com descontinuidade lateral, d) espessura inferior a 40 metros, e) espessura superior a 200 m.

O enquadramento de porções do sistema aquífero neste modelo de fluxo foi facilmente alcançado pelas descrições de afloramentos e de amostras obtidas de perfuração de poços. Os dados hidrodinâmicos obtidos de dados de ensaios de bombeamento também corroboram o modelo proposto.

Nestas áreas o relevo é plano a suave ondulado e os solos arenosos são predominantes. Neste contexto a recarga é facilitada, o que está de acordo com a grande vazão específica da drenagem superficial alimentada pelo seu fluxo de base. A concentração de STD dessas águas é inferior a 100 mg/l.

6.1.2. Aquífero livre de dupla porosidade

Também está associado a áreas de exposição da Formação Botucatu, entretanto neste caso os arenitos são fortemente litificados pela ampla cimentação por sílica. O cimento do tipo sílica amorfa e sílica microcristalina resulta na diminuição da porosidade primária. Em função da maior litificação o conjunto sofre maior influência do fraturamento, portanto, responde a um modelo hidráulico do tipo dupla porosidade, com espaço matricial, não superior a 2 ou 3% e porosidade secundária planar.

Na base, o aquífero é limitado por arenitos argilosos, arenitos litificados e os lamitos da Formação Corumbataí, que por apresentarem grande contraste de condutividade hidráulica com relação aos arenitos sobrepostos podem ser considerados como camada impermeável ou um aquíclude (Figura 6.2).

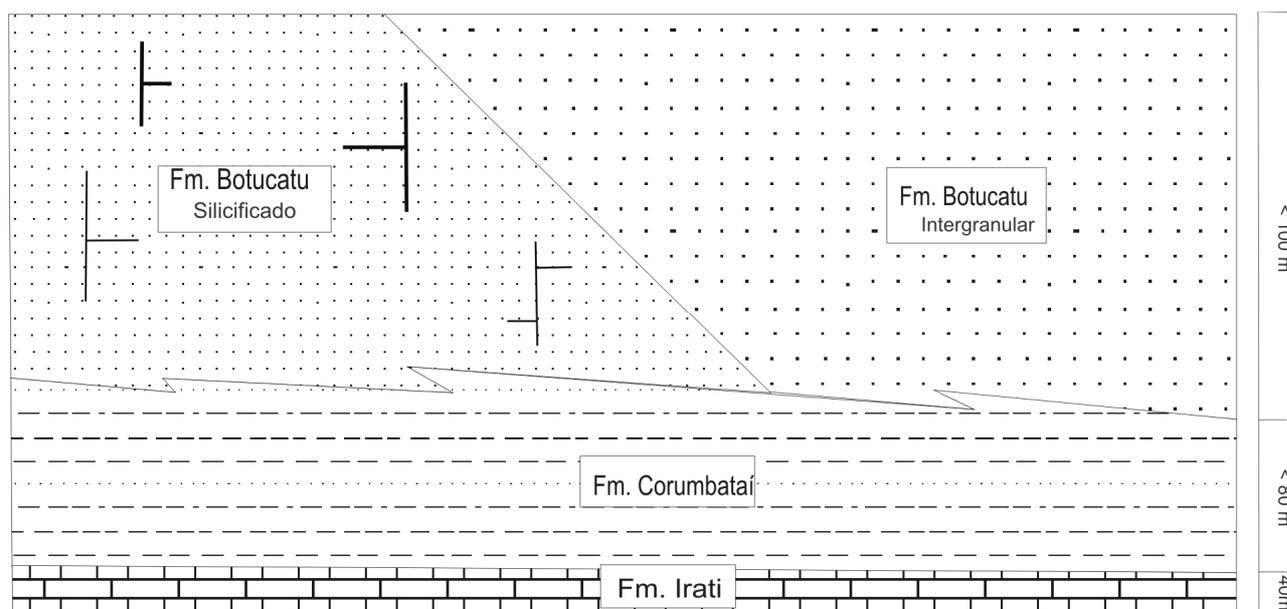


Figura 6.2 – Modelo Conceitual de aquífero livre de dupla porosidade.

A região considerada típica, onde este modelo deve estar presente, engloba parte da área afloramentos da região de Mineiros (municípios de Santa Rita do Araguaia, Mineiros e Serranópolis)

Como no caso dos aquíferos livres intergranulares, a superfície potenciométrica coincide com o nível freático da água, contudo sua continuidade lateral é menos evidente, sendo controlada pelos blocos tectonicamente deslocados. Assim, podem ser observados níveis com diferentes cargas hidráulicas por elevação em poços relativamente próximos.

Neste modelo, o aquífero é considerado homogêneo e anisotrópico e deve responder hidráulicamente ao método de Moench (Moench 1984) adaptado para sistemas livres ou modelos hidráulicos genericamente denominados de dupla porosidade. A modelagem do fluxo pode ser complexa, pois deve-se avaliar o fluxo na porosidade matricial ou primária residual e o fluxo ao longo das fraturas que pode variar de laminar a turbulento.

Como o relevo apresenta padrão ondulado a forte ondulado e os solos são rasos a ausentes, a recarga é limitada, mesmo considerando se tratar de áreas de afloramento. Nas áreas associadas a este tipo de aquífero a rede de drenagem superficial apresenta alta densidade e baixa vazão específica, o que é decorrente da própria limitação da recarga.

Os parâmetros hidrodinâmicos, neste setor, são sensivelmente menores quando comparados com os aquíferos livres homogêneos e isotrópicos das áreas de afloramento de Jataí. Neste sentido a condutividade hidráulica média é da ordem de $1,2 \times 10^{-5}$ m/s e o coeficiente de armazenamento varia de 3,1 a 8,5.

Da mesma forma que no caso do modelo de aquífero intergranular livre os argumentos para o enquadramento do modelo de fluxo foram basicamente as descrições de campo da geologia (de superfície e de subsuperfície) e o comportamento dos ensaios de bombeamento.

Do ponto de vista hidroquímico estas águas são as menos mineralizadas da área de estudos, com valores de STD inferiores a 50 mg/l. Apenas os poços que explotam águas do sistema misto Guarani/ Corumbataí/ Irati apresentam maior mineralização, em grande parte devido ao aporte de íons de Ca^{2+} e Mg^{2+} resultantes da dissolução dos minerais calcita e dolomita contidos nos calcários da Formação Irati. Como no caso dos aquíferos intergranulares livres, as águas são frias com temperaturas similares às médias da superfície.

6.1.3. Aquífero totalmente confinado

Corresponde ao contexto em que os basaltos que recobrem os arenitos da Formação Botucatu apresentam espessuras maiores que 500 metros e se encontram com baixo grau de fraturamento interligado (Figura 6.3). Assim, pode-se utilizar a região de Quirinópolis como o exemplo mais típico de área em que este modelo conceitual pode ser aplicado. Nesta área do aquífero os derrames basálticos totalizam mais de 900 metros de rochas pouco fraturadas e não falhadas.

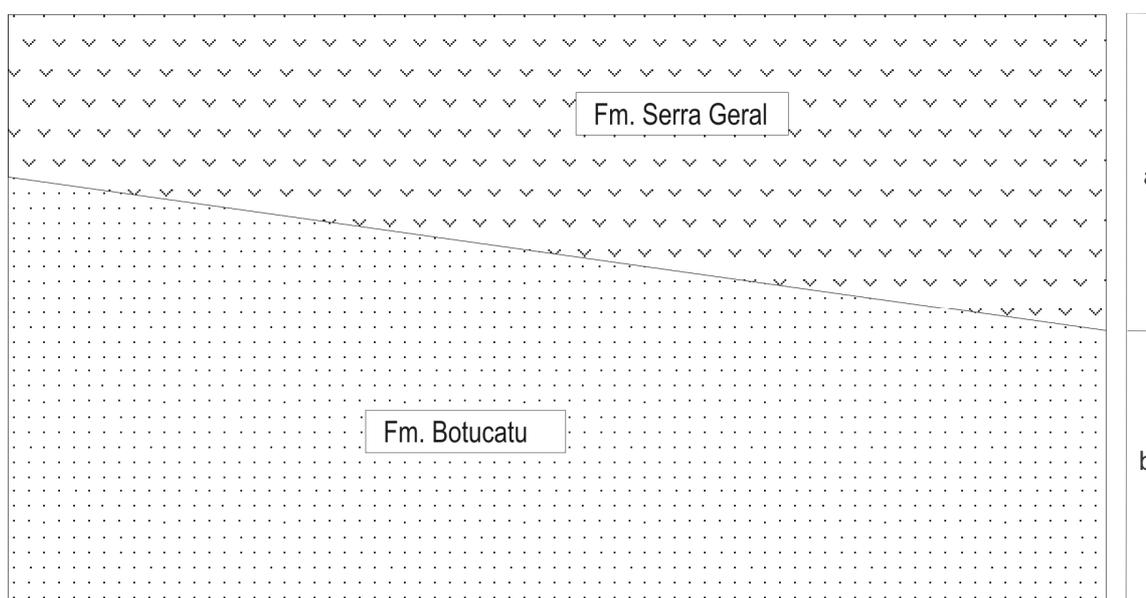


Figura 6.3 - Modelo conceitual de aquífero totalmente confinado. a) espessura entre 500 e 900 metros, e b) espessura entre 40 e 250 metros

Hidraulicamente o conjunto deve responder aos métodos de Theis e de Jacob para a determinação dos parâmetros dimensionais a partir de dados de ensaios de bombeamento (Theis 1935 e Jacob 1950).

Os valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica são $9,3 \times 10^{-4}$ m²/s, $3,8 \times 10^{-3}$ e $8,5 \times 10^{-6}$ m/s, respectivamente.

A relação entre a condutividade hidráulica dos basaltos e dos arenitos apresenta contraste amplo que permite que as rochas vulcânicas funcionem como um aquífugo com relação aos arenitos. Mesmo considerando que os basaltos conformem um sistema aquífero independente (quando explotado isoladamente), o conjunto como um todo, principalmente a presença de derrames espessos e menos fraturados na porção central das camadas, compõe a camada confinante que funciona hidraulicamente como uma camada impermeável com relação aos arenitos.

Estudos específicos realizados a partir de descrição de sondagens rotativas para fins geotécnicos mostram que os basaltos apresentam-se intensamente intemperizados no contato com os arenitos. Tal situação inusitada foi interpretada como alteração causada pela circulação da água dos arenitos na zona de contato. O material é similar ao saprolito observado na porção rasa dos furos, sendo composto por uma massa de argilominerais de tonalidade esverdeada ou arroxeadada. Este material saprolítico deve ter um importante papel no confinamento das águas armazenadas nos arenitos da Formação Botucatu, de forma a inibir o fluxo ascendente ou descendente da água.

Neste caso a base do aquífero é representada por unidades paleozóicas da bacia do Paraná: material argiloso intemperizado da Formação Corumbataí; calcários da Formação Irati, e por fim os arenitos de fácies variadas da Formação Aquidauana.

As águas apresentam temperaturas entre 44 e 49° C o que é compatível com o grau geotérmico local. A mineralização das águas é intermediária com relação às áreas de afloramento e às áreas de semiconfinamento e as águas salinas da região de Cachoeira Dourada.

Hidraulicamente este sistema deve responder ao modelo de Theis para aquíferos intergranulares homogêneos e isotrópicos confinados na base e no topo por camadas impermeáveis (ou com amplo contraste de condutividade hidráulica em comparação com o aquífero).

6.1.4. Aquífero semiconfinado sem contribuição de água de armazenamento do aquífero

É interpretado nas áreas em que as camadas confinantes da Formação Serra Geral apresentam espessura total inferior a 400 metros e que os basaltos se encontram relativamente fraturados em derrames individuais pouco espessos. Esta condição permite que a água armazenada nos basaltos possa migrar por fluxo descendente e alimentar o aquífero sotoposto. Neste caso o sistema Serra Geral representa uma camada confinante que funciona como um aquífero e não como um aquífugo, pois o contraste de condutividade hidráulica é menor. Assim, a camada confinante representada pelos basaltos é sobreposta por um aquífero livre do tipo

homogêneo e isotrópico representado pelos arenitos da Formação Adamantina e Marília do Grupo Bauru (Figura 6.4).

É importante salientar que a água do aquítarde apenas migra por gotejamento e não há fluxo de contribuição a partir da água armazenada nos basaltos.

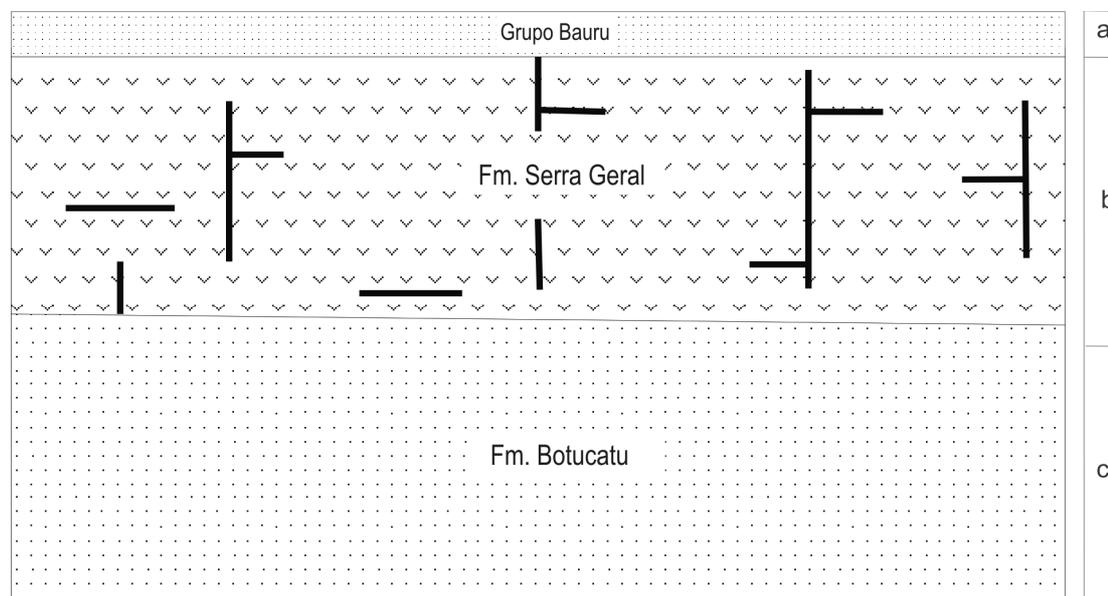


Figura 6.4 - Modelo de aquífero semiconfinado sem contribuição de águas armazenada no aquítarde. O gotejamento se dá a partir de áreas em que os basaltos se encontram mais fraturados. a) espessura inferior a 80 metros, b) espessura inferior a 400 metros, c) espessura entre 100 e 300 metros

Este modelo conceitual deve responder ao modelo de Walton para aquíferos semiconfinados (Walton 1962). Além da premissa de que o aquítarde alimenta o aquífero sotoposto por gotejamento, todas as demais condições de contorno devem ser alcançadas.

A área típica de ocorrência e funcionamento deste modelo conceitual é a porção do baixo rio Aporé na região de Lagoa Santa.

Além do contexto geológico, os dados hidroquímicos e os elementos sobre idade das águas são os principais argumentos para a proposição deste modelo de fluxo. A presença de águas bicarbonatadas cálcicas com moderada mineralização e em muitos casos com teores elevados de fluoreto são os principais argumentos. Neste caso o teor alto de fluoreto é considerado como oriundo da dissolução de fluoritas comumente presentes em fraturas das fases tardi-magmáticas dos basaltos e também encontradas em amídalas em associação com zeólitas, calcita, dolomita e sílica.

O resultado das datações por Carbono 14 das águas na região de Lagoa Santa indica idades da ordem de 680 ± 80 anos AP. Considerando um regime de fluxo regional, com um gradiente da ordem de 0,002, condutividade hidráulica média da ordem de 10^{-5} m/s e porosidade eficaz de 10% a idade das águas deveria ser no mínimo de 3.170 anos AP.

Mesmo considerando a possibilidade de infiltração a partir dos basaltos da Formação Serra Geral é importante salientar que esta recarga ocorre por fluxo descendente lento, visto que análises de CFCs realizadas em amostra do mesmo poço não apresentaram nenhum destes gases. Este dado mostra que não há recarga de águas mais jovens que 50 anos, mas não descarta a possibilidade de que águas contidas nos basaltos se misturem com águas de fluxo proveniente dos basaltos.

6.1.5. Aquífero confinado com contribuição de água armazenada no aquítarde

Este modelo considera que águas armazenadas nos basaltos possam migrar em direção ao aquífero confinado sotoposto. Esta possibilidade é apenas plausível em áreas ao longo de grandes lineamentos que representam falhas com movimentação vertical considerável de grandes blocos. Ao longo dos falhamentos normais regionais há a interligação das zonas fraturadas dos diversos derrames individuais o que deve funcionar como uma zona preferencial de fluxo descendente (Figura 6.5)

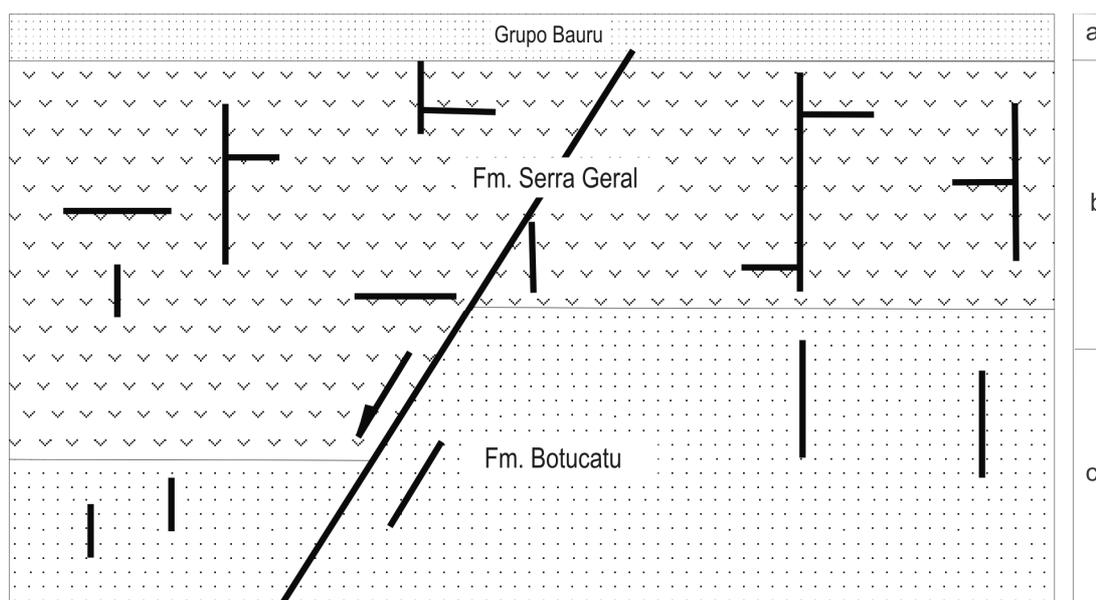


Figura 6.5 – Representação esquemática de aquífero semiconfinado com contribuição de água armazenada no aquítarde. A drenança vertical se dá a partir de zonas de falhas e fraturas associadas. a) espessura inferior a 80 metros, b) espessura entre 400 e 800 metros, c) espessura entre 100 e 250 metros.

Do ponto de vista hidráulico o fluxo descendente é apenas possível quando a carga hidráulica da coluna de água nos basaltos superar a carga potenciométrica de confinamento. Neste caso, haverá recarga a partir de água armazenada na camada confinante que passa a funcionar como um aquítarde que contribui com água de armazenamento para o aquífero confinado.

Esta situação possivelmente não ocorrerá ao longo de todo o plano dos lineamentos, mas apenas nas zonas em que o stress deformacional rúptil tenha sido mais amplo com a possibilidade de ampliação e interconexão das fraturas secundárias.

Hidraulicamente o sistema deve responder ao modelo proposto do Hantush para aquíferos semiconfinados com contribuição de água de armazenamento (Hantush 1970). O parâmetro β (fator de drenança) será função da condutividade hidráulica (grau de abertura e interconexão das fraturas) e do coeficiente armazenamento dos basaltos e dos arenitos da Formação Marília sobrepostos aos basaltos.

Os argumentos que suportam esta hipótese de modelo de fluxo são basicamente a hidroquímica e os dados isotópicos. Valores de fluoreto muito elevados em águas do Aquífero Guarani em amostras de água obtidas de poços, cuja seção de basaltos foi eficientemente isolada, é um dado considerado importante no sentido de corroborar a hipótese. Na região de Cachoeira Dourada de Goiás foram relatados valores de F⁻ maiores que 1mg/l sendo que na maior parte dos casos as águas do Sistema Guarani nas áreas de confinamento apresentam valores menores que 0,4 mg/l. Como já considerado por outros autores (ex. Bittencourt *et al.* 2003 para o estado do Paraná) os valores anômalos são atribuídos à mistura das águas dos Sistema Guarani e Serra Geral ao longo de zonas e falhas.

A idade de circulação mais antiga que 40.000 anos indicando fluxo lento e a posição ocupada pela região de Cachoeira Dourada, margem da Bacia Sedimentar, distante apenas 15 km do embasamento cristalino, permitem inferir que toda a água do Aquífero Guarani nessa região é proveniente de recarga indireta, via basalto, confirmando a existência de um fluxo semi-estagnado para oeste, sentido DTRP.

Outro fato que corrobora com essa proposta é um controle local na carga hidráulica dos poços. Na possibilidade da existência de um fluxo mais regional, integrando as porções oeste (áreas de recarga e de fluxo principal) e leste do aquífero (zona de alto grau de confinamento de Quirinópolis e região de Cachoeira Dourada) o gradiente potenciométrico entre as regiões justificaria jorro em todos os poços de Cachoeira Dourada, o que não é verificado. Situações de artesianismo jorrante somente ocorrem na cidade de Cachoeira Dourada, posicionada numa faixa tectonicamente deprimida no vale do Rio Paranaíba (cota de 410 m), não ocorrendo no poço perfurado na Usina Cachoeira Dourada, que se encontra em cota altimétrica de 460 m, distante apenas 25 km da cidade, sentido oeste, em direção a DRTP. No referido poço a carga hidráulica não é suficiente para promover condições de jorro, de forma que a superfície potenciométrica permanece abaixo da superfície do terreno.

Neste sentido, ainda, comparando os valores de potencial de óxido-redução das águas da porção leste do aquífero, verifica-se que estas são as mais redutoras de todo o SAG no estado,

sendo que os valores decaem de -43 mv, em média, para a região de Cachoeira Dourada para valores mínimos de -92 mv em Quirinópolis, reforçando a existência de um fluxo alimentado por recarga indireta, originado em Cachoeira Dourada.

6.2. Análise integrada

A determinação do modelo de fluxo mais próximo ao real é fundamental para a gestão adequada do aquífero e para a definição de seu potencial quantitativo. Por exemplo, caso o aquífero responda de forma prioritária ao modelo do tipo totalmente confinado, a recarga será limitada, e grande parte da água armazenada poderá ser considerada como fóssil ou de recarga muito lenta, o que deve diminuir a importância do reservatório. Por outro lado, no caso de parte do sistema responder ao modelo de semiconfinamento com contribuição de água de armazenamento do aquífero, o potencial é imediatamente ampliado. Mesmo nas áreas de recarga, onde o sistema é livre, seu potencial deverá ser distinto nos casos em que o aquífero é intergranular ou do tipo dupla porosidade.

A proposição mais precisa dos modelos conceituais de fluxo para o Aquífero Guarani no estado de Goiás será fundamental para a evolução dos estudos que incluam a modelagem matemática, pois para a solução correta dos modelos numéricos as condições de contorno representam uma fase vital para se alcançar resultados confiáveis.

Para a determinação da distribuição areal dos vários modelos de fluxo propostos será necessário a ampliação do acervo de dados incluindo informações geofísicas (para a determinação das espessuras e rejeitos de falhas), hidroquímicas (para o enquadramento dos tipos químicos), isotópicas (para a datação das águas) e de ensaios de bombeamento em um número mais expressivo de poços totalmente penetrantes.

No estado de Goiás o Sistema Aquífero Guarani é integrado por diferentes subsistemas que respondem a cinco possibilidades consideradas de modelo conceitual de fluxo em diferentes áreas de ocorrência, sendo: aquífero intergranular livre, presente na área de Jataí; aquífero de dupla porosidade livre, que ocorre na região de Mineiros; aquífero totalmente confinado que ocupa a maior porção em que os basaltos estão sobrepostos aos arenitos; aquífero semiconfinado sem contribuição de água do aquífero, distribuído na região de Lagoa Santa; aquífero semiconfinado com contribuição de água armazenada no aquífero (considerado como presente na região de Cachoeira Dourada de Goiás).

Os argumentos para a proposição dos diversos modelos incluem: geologia de superfície e de subsuperfície, dados hidroquímicos, concentrações de isótopos estáveis e de CFCs e idades das águas.

CAPÍTULO VII

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

No estado de Goiás o Sistema Aquífero Guarani é constituído exclusivamente pelas fácies eólicas da Formação Botucatu. Na zona de recarga de Jataí, o aquífero é intergranular, enquanto que na zona de recarga da região de Mineiros, devido à variação de litofácies friáveis e silicificadas o aquífero assume caráter de dupla porosidade. Essa característica, na região de Mineiros, condiciona anisotropia dos parâmetros hidráulicos dos poços sendo responsável pela amplitude dos valores hidrodinâmicos obtidos. Nas demais áreas de ocorrência o aquífero é confinado pelos basaltos na Formação Serra Geral.

A relação entre as cotas dos contatos geológicos, do aquífero na zona de recarga com as formações permianas sotopostas permite interpretar que nesta ampla área de exposição, grande parte da água de precipitação infiltrada é drenada pela rede hidrográfica. Esta conclusão é coerente com os dados levantados em campo e em perfis de poços existentes nas áreas de recarga de Mineiros (alto curso dos tributários do rio Paranaíba e em toda a bacia do rio Araguaia) e de Jataí (alto curso dos ribeirões Paraíso e das Torres). Esta observação mostra que a eficiência da recarga nas áreas de exposição é menor que o que historicamente considerado. Assim, recomenda-se a realização do balanço hídrico nas áreas de recarga, de forma a se ampliar o entendimento da dinâmica de recarga do aquífero em sua zona aflorante.

Análise comparativa entre as informações do comportamento do aquífero no estado de Goiás, com aquelas descritas em outras regiões de ocorrência na América do Sul, permite destacar algumas particularidades no estado: a) as águas da região de Cachoeira Dourada, devido às altas concentrações de cloretos e de sulfatos, são as mais mineralizadas de toda a extensão do sistema aquífero; b) as cotas mais elevadas do aquífero, alcançando os 900 m, encontram-se na zona aflorante de Jataí; c) as idades de circulação mais antigas até então relatadas, superiores a 40.000 anos, relacionam-se as regiões de Cachoeira Dourada e Quirinópolis.

Dentre o conjunto de conhecimentos produzidos pelo presente trabalho merecem destaques o detalhamento da estrutura do aquífero, principalmente a definição da extensão nordeste do Lineamento do Rio Paraná, coincidente com o curso do rio Paranaíba, sendo a principal estrutura de controle regional do aquífero no estado; o entendimento da interação e da influência das águas de outros aquíferos com o Sistema Guarani; a redefinição dos limites do aquífero, com retração da área de ocorrência até então proposta, resultando em um novo mapa de distribuição; a definição das condições de circulação das águas entre o Sistema Guarani e o

aquífero confinante, estabelecidas por análises de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, ^{18}O e ^2H e datações por radioisótopos e CFCs.

Os resultados de CFCs indicam não haver recarga indireta de águas recentes (inferiores a 50 anos) via basaltos sobrepostos nas regiões onde a carga piezométrica do Sistema Aquífero Guarani é inferior à do Sistema Aquífero Serra Geral, e nas regiões onde a espessura dos basaltos confinantes é superior a 800 m e a carga piezométrica do Sistema Serra Geral supera a do Sistema Guarani. Nas zonas confinadas das regiões de Quirinópolis e de Cachoeira Dourada, dados de ^{14}C indicaram idades de recarga superiores a 40.000 anos, porém, valores de $\delta^{13}\text{C}$ permitem inferir a existência de “carbono morto”, ou seja, inexistência de carbono orgânico para datação. Desse modo, a análise integrada dos isótopos demonstram que as idades levantadas relacionam-se à águas de recarga indireta, indicando a existência de fluxos descendentes via basaltos sobrepostos.

O comportamento estrutural do Sistema Guarani no estado de Goiás foi condicionado por processos tectônicos de idades juro-cretácica e terciária. A estrutura principal relacionada a Depressão Tectônica associada ao Lineamento do Rio Paranaíba, de direção SW-NE, constitui uma zona de convergência regional de fluxos subterrâneos, estando os mesmos posicionados a Leste e a Oeste da estrutura. O principal fluxo relaciona-se a porção oeste da estrutura, ocupa maior parte do aquífero e é onde estão situadas as áreas de recarga de Mineiros e Jataí.

A disposição entre as áreas de recarga e a zona confinada, os dados hidroquímicos, a estratigrafia e os resultados das análises de ^{14}C permitiram estabelecer dois padrões de fluxo, sendo um fluxo principal, sentido SE, com idade mínima de circulação de 680 anos, correspondente a região entre as áreas de recarga e a zona de baixo confinamento de Lagoa Santa, posicionada a oeste da DTRP e outro fluxo, mais estagnado, com idade mínima de circulação superior a 40.000 anos, sentido SW, compreendendo a região entre os municípios de Cachoeira Dourada, médio grau de confinamento e Quirinópolis, alto grau de confinamento.

Devido à inexistência de um conjunto de dados coerente, não foi possível relacionar o controle da temperatura da água a possíveis anomalias térmicas crustais. As ocorrências dos pontos de águas termais não seguem um padrão de lineamento, o que justificaria uma influência estrutural. O comportamento das temperaturas das águas apenas são relacionadas com o grau geotérmico, sendo que o valor da geoterma possui pouca variação nos distintos locais analisados.

A maior concentração de poços ocorre nos balneários de águas quentes nas cidades de Lagoa Santa e Cachoeira Dourada. Na área de recarga de Jataí ainda é baixa a densidade de poços. Na área de recarga de Mineiros, em função da alta concentração de poços que abastecem o setor granjeiro, torna-se necessário a elaboração de um plano de gestão, cujo foco principal deve ser a proteção sanitária dos poços.

Na borda do aquífero, região compreendida entre Cachoeira Dourada e Quirinópolis, devido a constatação de um sistema de fluxo subterrâneo *quasi-estagnado*, alimentado por recargas indiretas, cujas idades mínimas de circulação são superiores a 40.000 anos, torna-se necessário um estudo mais detalhado sobre os parâmetros quantitativos das águas subterrâneas (reservas subterrâneas e parâmetros hidrodinâmicos), de modo a garantir a sustentabilidade na exploração das águas termais.

Os dados de espessuras do aquífero disponíveis a partir de perfis de poços totalmente penetrantes associados à natureza dos limites laterais dos arenitos e dos basaltos permitem afirmar que a compartimentação atual do aquífero é resultado de tectônica tafrogênica pré, sin e pós-magmatismo basáltico. As falhas pré basalto, são responsáveis pela ausência ou reduzida espessura dos arenitos Botucatu nos blocos tectonicamente elevados (por exemplo, região de Rio Verde e Quirinópolis). As falhas sin-magmáticas respondem pelos sítios em que os basaltos e arenitos apresentam originalmente as maiores espessuras. (por exemplo, região de Lagoa Santa). As falhas mais recentes de natureza neotectônica, são responsáveis pela exposição dos arenitos Botucatu, pela interdigitação lateral entre a Formação Botucatu e Cachoeirinha, além da determinação das condições locais de fluxo.

O contexto hidrogeológico local permite determinar a presença de cinco modelos conceituais de fluxo para a região, sendo: aquífero livre intergranular; aquífero de dupla porosidade livre; aquífero totalmente confinado; aquífero semiconfinado com e sem contribuição de águas armazenadas no aquífero. Os limites laterais destes sub-sistemas aquíferos ainda não são conhecidos, entretanto a natureza dos cimentos nos arenitos, os rejeitos de falhas e a conexão hidráulica entre basaltos e arenitos são os principais parâmetros para seu controle. Estima-se que cada sistema de fluxo possa ocorrer em áreas restritas (inferiores a 1500 km²) em decorrência da variação lateral dos controles anteriormente enumerados.

Devido ao impacto ambiental nas áreas de afloramento, promovido pelas atividades agropecuárias, recomenda-se a implementação de um programa de manejo de solos na região, priorizando a reconstituição das áreas de reserva legal e áreas de preservação permanente. Neste contexto, uma ação mais lógica seria a implementação de uma legislação ambiental específica para o polígono que compreende as áreas de afloramento, com vistas a aumentar os percentuais de áreas de vegetação nativa, garantindo assim o aumento do volume de recarga. Outra medida legal recomendada seria a criação de uma unidade de conservação de recursos hídricos, disciplinando o uso e a ocupação do solo nas zonas aflorantes do Sistema Aquífero Guarani nas regiões de Jataí e Mineiros.

Para a futura ampliação do conhecimento sobre este sistema aquífero no estado de Goiás recomenda-se o desenvolvimento de pesquisa geofísica de alta resolução para a determinação

das variações de espessuras (para estimativas de reservas hídricas), da natureza dos limites (se por interdigitação ou se por falhas), magnitude dos rejeitos das falhas regionais e detalhamento da compartimentação tectônica.

Ressalta-se a importância deste trabalho não só pela significativa contribuição de informações sobre a caracterização geral do Sistema Aquífero Guarani em um dos estados brasileiros onde o aquífero é menos conhecido, mas principalmente pela qualidade dos dados levantados.

Relacionando-se os dados produzidos por este trabalho com aqueles produzidos em outras áreas de ocorrência do SAG na América do Sul, constata-se que o aquífero é um mosaico de subsistemas compartimentados, com características hidrodinâmicas e hidroquímicas distintas, particulares à cada região. Regionalmente, a existência de fluxos subterrâneos quase estagnados (recarga comprometida) associados a águas impróprias para o consumo, constituem limitantes naturais e que devem ser considerados nos planos de gestão. Assim torna-se necessário desmistificar a idéia de um sistema aquífero integrado, homogêneo em toda a sua área de ocorrência, com “potencialidades hídricas quase inesgotáveis”.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA – ANEEL. 2000. Sistema de Informações Georreferenciadas de Energia e Hidrologia – HIDROGEO, Versão 1.1. Bacia 6 – Bacia Sedimentar do Paraná. CD-ROM.
- AINCHIL, J. E.; GIUSSO, E. M. 1997. Perforación hidrotermal profunda em Villa Elisa (e.r.). el ajuste de la factibilidad geoelectrica y los criterios interpretativos. In: CONGRESO NACIONAL DE HIDROGEOLOGÍA, 1., 1997, Bahía Blanca - Argentina. **Anais ...** Bahia Blanca: p.97 - 103.
- ALMEIDA F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**,13:139-158.
- ALMEIDA, L. 2003. Caracterização hidrogeológica da bacia do alto Rio Claro no estado de Goiás: subsídios para o gerenciamento dos recursos hídricos. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 101 p.
- AMARAL, S. E. 1971. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no estado de São Paulo. **BOLETIM IGA**, v. 2, p. 8 - 81
- ANDREIS, R. R.; CARVALHO, I. S. 2003. A Formação Corumbataí (Permiano Superior-Triássico Inferior, Bacia do Paraná) na pedreira Pau Preto, município de Taguaí, São Paulo, Brasil: análise paleoambiental e das pegadas fósseis. **REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA**, Vol. 2.
- ANJOS, C. W. D. 2003. Estudos da influência térmica de intrusões ígneas sobre as rochas da Formação Irati, em Goiás. Dissertação (Mestre em Geociências). Universidade de Brasília. Instituto de Geociências.
- APPELO, C.A.J.; POSTMA, D. 2005. Geochemistry, groundwater and pollution. Edition: 2, illustrated. CRC Press, 649 p.
- ARAÚJO-BARBERENA, D. C.; LACERDA FILHO, J. V.; TIMM, L. L. 2003. Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu), GO: um vertebrado fóssil típico do Paleozóico Superior, importante na história da deriva continental. Disponível em <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio010/sitio010.pdf>>. Acessado em 19set2007 às 22:00:00 hs.
- ARAUJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. 1999. Hydrogeology of the Mercosul Aquifer System in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget Aquifer System, USA. **Hidrogeology Journal** 7:317-336.
- ARAÚJO, L.M; FRANÇA, A.B; POTTER, P.E. 1995. Aquífero gigante do Mercosul - Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai: mapas hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tucuaembó. Curitiba, UFPR/PETROBRÁS.
- AZEVEDO, S. A. ; LAVINA, E. L. ; BARBERENA, M. C. ; FERRANDO, L. ; ANDREIS, R. R. 1985. Evidências de correlação entre a Formação Yaguari (Membros Inferior e Superior) e as Formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral. **Revista Pesquisas**, Porto Alegre, v. 17, p. 112-121.
- BARCELOS, J.H. 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo. 1984. Tese (Livre Docência em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Rio Claro, 191 f.
- BARRETO, C.E.A.G. 2006. Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa. 231 f.

- Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Escola de Engenharia de São Carlos (EESC). Universidade de São Paulo. São Carlos.
- BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J.A.J. 2005. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Brasileira de Geociências* 35(3):311-322.
- BERKOWITZ, B.; DROR, I.; YARON, B. 2000. *Contaminant Geochemistry: Interactions and transport in the subsurface environment*. Springer. 412 p.
- BEZ, L.; GUIMARÃES, J.; GUIMARÃES, D. 1971. Distrito Vulcânico de Rio Verde. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBG v. 2, p. 121-128.
- BITTENCOURT, A. V. L.; ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; FILHO, A. C. B. 2003. A influência dos basaltos e de misturas com águas de aquíferos sotopostos nas águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra- Geral na bacia do Rio Piquiri, Paraná – BR. **Rev. Águas Subterrâneas** n. 17: 67 – 75.
- BOLIN, B. 1959. Atmospheric chemistry and broad geophysical relationships. INTERNATIONAL METEOROLOGICAL INSTITUTE, STOCKHOLM. VOL. 45, p.1663-1671.
- BOSSI, J. 1996. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Universidad de la República. Montevideo, 469 p.
- BRAVO, J. 1988. Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Aquidauana na região de Monte Santo de Minas - Minas Gerais-Brasil. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências. UNESP. Rio Claro, 118 f.
- BRODER, J. M.; BRITTA, P. 2005. *Groundwater geochemistry: a practical guide to modeling of natural and contaminated aquatic systems*. 2nd ed. Springer. 219 p.
- BUSENBERG, E.; PLUMMER, L. N.; COOK, P. G.; SOLOMON, D. K.; HAN, L. F.; GRÖNING, M.; OSTER, H. 2006. Sampling and analytical methods. In: *Use of chlorofluorocarbons in hydrology : a guidebook*. International Atomic Energy Agency, Vienna. Pp 199-220.
- CABRAL, F. C. F. 1978. O uso de isótopos de carbono no estudo das águas subterrâneas do calcário Bambuí – região central da Bahia. Dissertação (Mestre em Ciências). Câmara de Pesquisa e Ensino em Pós-Graduação. Universidade Federal da Bahia, 83 p.
- CAETANO-CHANG, M. R. 1997. A Formação Pirambóia no centro-leste do estado de São Paulo. 196 f. Tese (Livre Docência em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Rio Claro, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. 2006. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia na porção centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.36, p 296-304.
- CAMPOS, H.C.N.S. 1996. Mapa hidrogeológico do Aquífero Guarani, escala 1:2.500.000. **ISOMAPA** - Consultoria e Projetos Ltda. São Paulo.
- CANADIAN CENTRE FOR ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY. 2005. Sampling radiocarbon in groundwater. Disponível em <http://www.cena.usp.br/produtos/produtopage4.htm>. Acessado em 13/09/2007 as 13:20:00h.
- CAREY, A. E.; DOWLING, C. B.; POREDA, R. J. 2004. Alabama Gulf Coast groundwaters: ⁴He and ¹⁴C as groundwater-dating tools. *Geology*; v. 32; no. 4; p. 289–292.

- CASTRO, J. C.; ROHN, R.; CASTRO, M. R.; TOELDO, C. E. V. 2000. Camadas de tempestito grosso (*coarse grained storm beds*): exemplos do Permiano da Bacia do Paraná. Revista Escola de Minas. Vol. 54 no.3. Ouro Preto.
- CHANG, C. H. 2001. Proteção ambiental e gerenciamento sustentável integrado do Aquífero Guarani. São Paulo: UNESP/IGCE, 54 p.
- CLARK, I. D.; FRITZ, P. 1997. **Environmental isotopes in hydrogeology**. CRC press, Boca Raton. 328 p.
- CONSÓRCIO GUARANI. 2006. Serviços de hidrogeologia geral, termalismo e modelo regional do Aquífero Guarani. Relatório interno, Montivideo, 197 p.
- CORRÊA, U.M.P. 2000. Estudo das águas subterrâneas das bacias hidrográficas dos rios Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira no estado de São Paulo. In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 1., 2000, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.
- CRAIG, H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3, p. 53-92.
- CRAIG, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science* 133, 1833-1834.
- CRUZ, W. B.; PEIXOTO, C. A. M. 1991. A evolução química das águas subterrâneas de Poços de Caldas – MG. *Revista Brasileira de Geociências* 21(1):23-33.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. 1983. *Hidrologia Subterrânea*. 2 ed. Barcelona: Omega. 2v. 2.350 p.
- DANNI, J. C. M.; FUCK, R. A.; LEONARDOS O. H. 1976. Geologia e petrografia da intrusão ultramáfica alcalina de Arenópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA Sociedade Brasileira de Geologia, 29, *Anais*, 265 - 271
- DANNI, J. C. M.; SILVA, A. J. G. C.; CAMPOS, J. E. G.; CERQUEIRA, M. R. S. 1992. Picritos Alcalinos do sul de Goiás: características mineralógicas e geoquímicas. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37, *Anais*, 89.
- DANSGAARD, W. 1964. Stable isotopes in precipitation: *Tellus*, v. 16, p. 436–468.
- DAVISSON, M.L. 2003. Diagnostic Systems Approach to Watershed Management. U.S. Department of energy. Health and Ecological Assessment Division Energy and Environment Directorate. LDRD FY98-ERD-046 Final Report, 50 p. Disponível em < <http://www.llnl.gov/tid/Library.html>>. Acessado em 25 mar 2007 13:30 hs.
- DEBYE, P.; HÜCKEL, E. 1923. The Theory of electrolytes. I. Lowering of freezing point and related phenomena”. *Physikalische Zeitschrift* 24: 185-206..
- DECOUD, P. & ROCHA, L. 2000. Aportes a la hidráulica subterránea del Acuífero Guarani en el NW del Uruguay. In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 1., 2000, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA – DAEE. 1974. Estudo de águas de exploração do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. In: Congresso de Águas Subterrâneas, 2., 1974. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas subterrâneas, 2 v.
- DEWIT J, C; VANDERSTRAATEN, C. M; MOOK, W. G. 1980. Determination of the absolute hydrogen isotopic ratio of V-SMOW and SLAP. *Geostandards Newslett.* 4:33–36.
- DIAS, C. L.; SILVA, M. F. B.; CASARINI, D. C. P.; LEMOS, M. M. G. 2002. Caracterização hidrogeoquímica e qualidade do Sistema Aquífero Guarani em poços tubulares para abastecimento público no estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

- ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., Florianópolis. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.
- EPSTEIN, S.; MAYEDA, T. 1953. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4:213-224.
- FACINCANI, E. M. *et al.* (2004). Aspectos geológico, morfotectônico e paloclimático do médio vale do Rio Aquidauana, adjacências do distrito de Palmeiras, MS (bordas das bacias do Pantanal e Paraná). Disponível em: <<http://www.sbgeo.org.br/rgb/cbg/2004ARAXA/08389FACINCANIEM.pdf>>. Acessado em 18jan2007 as 19:40 hs.
- FEITOSA, A. C. (Org.); FILHO, J. M. (Org) 2000. Movimento das águas subterrâneas. Hidrogeologia: princípios e aplicações, 2ª Edição. Fortaleza: CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 391 p
- FERRANDO, L. A.; ANDREIS, R. R. 1996. O alto de Rivera (norte de Uruguai-sul do Rio Grande do Sul): sua influência na distribuição dos depósitos associados ao glaciamento gondwânico no Uruguai. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. **Anais...** Salvador, 1996, v. 1. p. 232-234.
- FERRANDO, L. A.; MONTAÑA, J. R. 1987. Hipótesis Preliminares sobre la evolución Paleogeográfica de la Cuenca de Paraná en el Uruguay. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Curitiba. **Anais...** Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1987, v.1: 393-400.
- FERREIRA JR., P. D. 1996. Modelo deposicional e evolução diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na região do Triângulo Mineiro. Dissertação (Mestrado em Geologia). Departamento de Geologia da Escola de Minas. UFOP. Ouro Preto, 176 f.
- FETTER, C. W. 1994. Applied Hydrogeology ,Prentice-Hall Inc., New Jersey, 3rd ed., 691p.
- FILHO, C. V. P.; FERREIRA, F. J. F.; FILHO, E. F. R.; ROSTIROLLA, S. P. 2005. Compartimentação magnética-estrutural do Sistema Aquífero Serra Geral e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). **Revista Brasileira de Geociências**, 35(3):369-381.
- FILHO, E. F. R.; HINDI, E. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. J. F.; BITTENCOURT, A. V. L. 2003. Sistema Aquífero Guarani – considerações preliminares sobre a influência do Arco de Ponta Grossa no fluxo das águas subterrâneas. **Revista Águas Subterrâneas** nº 17, pp 91-112.
- FILHO, J. E. A. 2004. Introdução. In: WENDLAND, E. (Org.). Hidráulica de águas subterrâneas. Apostila de aula. USP. Disponível em <http://albatroz.shs.eesc.usp.br/~ew/SHS-5854>. Acessado em 21/10/2008 às 18:00:00.
- FONTUGNE, M. 2005. Os últimos avanços na calibragem das idades radiocarbono permitem uma revisão das cronologias entre 25 e 50.000 anos bp ?. 1º Encontro de Física e Arqueologia na Região do Parque Nacional Serra da Capivara: Descobertas e Datações. FUMDHAM - Fundação Museu do Homem Americano - PiauÍ – Brasil. P. 70-78
- FRANÇA, A. B.; MILANI, E. J.; SCHNEIDER, R. L.; PAUSEN, O. L.; LOPEZ, J. M.; SORUCO, R. S.; SANT`ANA, H.; WIEUS, F.; FERREIRO, O.; ROSSEL, E. A.; BIANUCCI, H. A.; FLORES, R. F. A.; VISTALI, M. C.; SEVESSO, F. F.; FUENZOLIDA, R. e MUÑOZ, N. 1994. Correlação fanerozóica na parte austral da América do Sul. PETROBRÁS/NEXPAR/ YPBF, ANCAP. PETROPAR YPF SIPETROL.
- FREEZE, R. A. E Cherry, J. A., 1979. Groudwater. Prentice Hall, Inc. U.S. 604p.

- FRIEDMAN, I.; O'NEIL, JR. 1976. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *Data of Geochemistry* (6th edn.), Geological Survey Professional. Paper 440-463.
- FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Geologia da Bacia do Paraná. Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: PAULIPETRO,75-115.
- GALHANO, F. A. P. 2006. Petróleo e gás na Bacia do Paraná. 108 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo. São Paulo.
- GAMERMANN, N; FILHO, P. M. F. 1971. Formação Rosário do Sul . Instituto de Geologia. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do SUL – UFRGS. Porto Alegre.
- GASPAR, J. C.; BROD, J. A.; SGARBI, P. B. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; ARAÚJO, A. L. N. 2000. A Review of the Cretaceous Alkaline Magmatism in Western Minas Gerais and Southern Goiás – *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Abstracts CD-ROM*.
- GASPAR, J. C.; DANNI, J. C. M. 1981. Aspectos petrográficos e vulcanoclásticos da Província Alcalina-Carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**. (11): 74-86.
- GASPAR, M. T. G. 2006. Sistema Aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. 158 p.
- GASTMANS, D. 2007. Hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani na porção ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná. 194 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Rio Claro.
- GASTMANS, D; KIANG, C. H. 2005. Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no estado de Mato Grosso do Sul. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 19, n. 1, p. 35-48.
- GAT, J. R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. Department of Environmental Sciences and Energy Research, Weizmann. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. 24:225-62
- GESICKI, A. L. D. 1996. Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozóico, Bacia do Paraná) na porção centro-norte do Estado de Mato Grosso do Sul. 1996. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências - USP. São Paulo, 126 f.
- GIARDIN, A; FACCINI, U. Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do Sistema Aquífero Guarani: abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-RS, Brasil. **Revista Águas Subterrâneas**, n. 18: 39-54. 2004
- GILBOA, Y. 1977. The groundwater resources of Uruguay. **Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques**, n.22: 115 – 126.
- GOMEZ, A. A.; RODRIGUEZ, L. B.; VIVES, L. F. 2006. Finite difference model for evaluating the recharge of the Guaraní Aquifer System on the uruguayanbrazilian border. **Mecânica Computacional** Vol. XXV, pp 1479 – 1496.
- GONÇALVES, A.; SCHNEIDER, R. L. 1970. Geologia do centro-leste de Mato Grosso. Ponta Grossa: Petrobras/ DESUL, Relatório Técnico Interno, n. 394, 43 p.

- HAMZA, V.M.; ESTON, S.M.; ARAÚJO, R.L.C. 1978. Geothermal energy prospects Hidrogeologia da Região de Ribeirão Preto (S.P.). IN: CONGRESSO BRASILEIRO, 1., 1978. São Paulo. **Anais...** São Paulo: Pure and Applied Geophysics, v.117, p.180-196.
- HARRIS, C.; OOM, B. M.; DIAMOND, R. E. 1999. A preliminary investigation of the oxygen and hydrogen isotope hydrology of the greater Cape Town area and an assessment of the potential for using stable isotopes as tracers Water SA Vol. 25 No. 1. 10 p.
- HEM, J. D. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 3 Ed. U.S GEOLOGICAL SURVEY WATER-SUPPLY PAPER 2254. 272 p.
- HOHENER, P.; WERNER, D.; PASTERIS, G. 2003. Worldwide occurrence and fate of chlorofluorocarbons in groundwater. Crit Rev Env Sci Tech, 33: 1 – 29.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Z-B.** [Rio de Janeiro]. 1 mapa: 78 x 57 cm. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-V-B.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:100:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-V-C.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-V-D.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-X-A.** [Rio de Janeiro]. 1 mapa: 78 x 57 cm. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-X-C.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-X-D.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Y-A.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Y-B.** [Rio de Janeiro]. 1 mapa: 78 x 57 cm. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Y-D.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Z-A.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Z-B.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. 1984. **Carta Topográfica SE-22-Z-C.** [Rio de Janeiro]. Escala: 1:250:000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. 2005. Disponível em: <<www.ibge.gov.br>>. Acessado em 13ago2005 as 14:33:20
- INSTITUTO PAULISTA DE TECNOLOGIA – IPT. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, volumes I e II, São Paulo.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY - IAEA. 1968. Isotopes and Radiation in Entomology, Proceedings of a Symposium. Vienna, 4-8, 428pp

- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY - IAEA. 2006. Use of chlorofluorocarbons in hydrology : a guidebook. - Vienna : International Atomic Energy Agency. 291 P.
- JACOB, C.E. 1950. Flow of groundwater. In: Engineering Hydraulics. Ed. H. Rouse, 321-386. New York, John Wiley.
- JOHNSEN, S. J.; DANSGAARD, W.; WHITE, J. W. C. 1989. The origin of arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, 41B, 452-468.
- JUNQUEIRA-BROD, T. C.; ROIG, H. L.; GASPAR, J. C.; BROD, J. A.; MENESES, P. R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4):559-566.
- KALIN, R. M. 1999. Radiocarbon dating of groundwater systems. In: P.G. Cook and A.L. Herczeg (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, Kluwer Academic Publishers, Boston, p. 111-144.
- KASENOW, M.; ROHRICH, T. 2001. Applied ground-water hydrology and well hydraulics. Water Resources Publication Edition: 2, 835 p.
- KENEDDY, C. D. 2004. pilot project on groundwater dating in confined aquifers of the North Carolina Coastal Plain. Thesis (Master of Science). Marine, Earth and Atmospheric Sciences. Faculty of North Carolina State University. 211 p.
- LARROZA, F; FARÍÑA, S. L.; PAREDES, J. L. 2001. Consideraciones preliminares del Acuífero Guaraní em el Paraguay Oriental. In: SIMPOSIO PARAGUAYO DE GEOLOGÍA, 2 e SIMPOSIO PARAGUAYO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS Y PERFORACIÓN DE POZOS,3., 2001. Assuncion. *Anais...* Assunción/Py.
- LAVINA, E. L. C. 1982. Paleontologia, estratigrafia e bioestratigrafia da Formacao Sanga do Cabral (Triassico inferior do Grupo Rosario do Sul), na Folha de Catuçaba, Rio Grande do Sul. Dissertacao (Mestrado em Geociencias) - Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Instituto de Geociencias. Porto Alegre.
- LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no estado do Rio Grande do Sul. Paula Coutiana, Porto Alegre, nº 1, p. 51-103.
- LAVORENTI, A. 2002. Atividade iônica. 10 f. Notas de Aula. Disponível em <www.lce.esalq.usp.br/arquimedes/Atividade02.pdf>. Acessado em 22/03/2008.
- LEÃO, M. I; CAICEDO, N. O. L; RISSO, A. 1998. Hidrogeologia da Bacia do Rio Taquari/Antas-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10. *Anais...* São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 1998, v.1, 17 p
- LEAVITT, S. W. 1990. Isotopes and trace elements in tree rings. Proceedings of the International Dendrochronological Symposium, Ystad, South Sweden,3-9.
- LEWIS, G. N.; RANDALL, M. 1921. *J. Am. Chemical Society*, 43, 233 (1921) 1112.
- LLOYD, J. W.; HEATHCOTE, J. A. 1985. Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: an introduction. Clarendon Press, 296 p.
- LOUSADA, E. O. 2005. Estudos hidroquímicos e isotópicos no Distrito Federal: modelos conceituais de fluxo. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. Tese (Doutorado em Geologia). Brasília. 128 p.
- MACEDO, J. A. B. 2004. Águas & águas. Belo Horizonte-MG: CRQ-MG. 977 p.
- MACHADO, J. L. F. 2005. Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. 237 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo/RS.

- MATOS, A. T. 2001. Poluição ambiental e seus efeitos. Brasília: ABEAS; Viçosa: DEA/UFV. 121 p.
- MAZOR, E. 2003. Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. 3rd edition. Marcel Dekker; New York, 352 p.
- MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. 1998. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. In: PICCIRILLO E. M. e MELFI, A. J. (Eds.). The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP. p. 1-14.
- MERKEL, B; PLANER-FRIEDRICH, B.; NORDSTROM, D. K. 2008. Groundwater geochemistry: a practical guide to modeling of Natural and contaminated aquatic systems. Springer, edition: 2, illustrated 230 p.
- MERKEL, B; PLANER-FRIEDRICH, B.; NORDSTROM, D. K. 2008. Groundwater geochemistry: a practical guide to modeling of Natural and contaminated aquatic systems. Springer, edition: 2, illustrated 230 p.
- MILANI, E. J. ; FACCINI, U. F. ; SCHERER, C. M. ; ARAÚJO, L. M. ; CUPERTINO, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 29, p. 125 – 173.
- MILANI, E. J. 1977. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 254 f.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. J. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 69-82.
- MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. 1999. An outline of The Geology and Petroleum Systems of the Paleozoic interior basins of South America. Boletim da Petrobrás Episodes. Vol.22 nº 3, pp. 203-204.
- MIRANDA, E. E. 2005. **Brasil em Relevô**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 17 fev. 2009.
- MONTAÑO, J; COLLAZO, M. P; De COULD, P. 1998. Característica de la evolucion del Sistema Acuífero Guaraní en el Uruguay. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 1998, v.1, 19 p.
- MORAES L. C. 1984. Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suíte vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás. Universidade de Brasília, Dissertação (Mestrado em Geociências), 133p.
- NATIONAL BUREAU OF STANDARDS. 1961. Measurement of absorbed of neutrons and of mixtures of neutrons and gamma rays, handbook 75
- NEUMAN, S. P. 1972. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Research*, vol. 8, nº 4, p. 1031-1045.
- NEUMAN, S. P., 1974. Effect os partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research*, vol. 10, nº. 2, p. 303-312.
- NEUMAN, S. P., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed yield, *Water Resources Research*, vol. 11, nº. 2, p. 329-342.
- NEUMAN, S. P.; WITHERSPOON, P. A. 1969. Theory of flow in a confined two aquifer system: *Water Resources Research*, v. 5, no. 4, p. 803–816

- OLEAGA, A. B. 2002. Contribuição a hidrologia do Aquífero Guarani no Uruguai. Enfoque integrado. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica). Universidade Nacional Autónoma do México. Cidade do México, 119 p.
- OLIVEIRA, L. A. 2002. O Sistema Aquífero Bauru na Região de Araguari/MG: parâmetros dimensionais e propostas de gestão. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília. 121 p.
- OLIVEIRA, L. A.; CAMPOS, J. E. G. 2004. Parâmetros hidrogeológicos do Sistema Aquífero Bauru na região de Araguari/MG: fundamentos para a gestão do sistema de abastecimento de água. *Revista Brasileira de Geologia*. 34(2): 213-218 pp.
- ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. 2006. Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC: seção geológica clássica do Continente Gondwana no Brasil. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E. T.; CAMPOS, D. A.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio024/sitio024.pdf>>. Acessado em 23jul2007 às 18:00 hs.
- ORUE, D. 1996. Síntesis da geologia do Paraguai Oriental, com ênfase para o magmatismo alcalino associado. 163 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade de São Paulo. São Paulo.
- PALMIERI, J.; FULFARO, V.; ALVARENGA, J. 1990. República del Paraguay. Mapa Geológico 1:1.000.000. Gobierno de la República del Paraguay, Comisión Nacional de Desarrollo Regional Integrado del Chaco Paraguayo y Departamento de Cooperación Técnica para el Desarrollo de la Organización de las Naciones Unidas. Asunción/Py.
- PARKHURST, D.L.; THORSTENSON, D.C.; PLUMMER, L.N. 1980. "PHREEQE - a computer program for geochemicals calculations". USGS Water R. Investigations Report, pp. 80 - 96.
- PEREIRA, L.; SANTIAGO, M. F. 2000. Oxigênio 18 e hidroquímica como traçadores de processos de salinização de águas no cristalino. XVIII Encontro de Físicos do Norte e Nordeste. João Pessoa, 2000.
- PETRI, S.; FULFARO, V. J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Edusp. 631 p.
- PLUMMER, L. N.; BUSENBERG, E. 2006. Chlorofluorocarbons in the atmosphere. In: *Use of chlorofluorocarbons in hydrology : a guidebook*. Vienna : International Atomic Energy Agency. Pags 9-15.
- PLUMMER, L. N.; BUSENBERG, E. 2006a. Principles of chlorofluorocarbon dating. In: *Use of chlorofluorocarbons in hydrology : a guidebook*. Vienna : International Atomic Energy Agency. Pags 17-29.
- PRADO, A. C. A. 2003. Argilas da Formação Corumbataí como base para obtenção de grés porcelanato por via seca. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro/SP. 155 p.
- PRANDI, E. C.; FILHO, J. A. O.; POLEGATO, J. C.; SILVA, L. A. 2000. Aspectos do Aquífero Guarani na região de Marília – SP. In: *JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER*, 1., 2000, Fortaleza **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.
- PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. 2006. Mapa esquemático do Aquífero Guarani. "Disponível em": <http://www.sg-guarani.org/index/site/sistema_acuifero/sa001.php>. "Acesado em": 20/03/2008.

- PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. 2005b. Projeto Piloto: Itapúa (Paraguay). (Relatório interno). Montivideo. 12 p.
- PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E GERENCIAMENTO SUSTENTÁVEL INTEGRADO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. 2005a. Caracterização Física e Inventário de Poços. 94p. “Disponível em”: <http://www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_cbasico.htm> “Acesso em”: 23/10/2008.
- PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E GERENCIAMENTO SUSTENTÁVEL INTEGRADO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. 2006. Disponível em http://www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_cbasico.htm. Acessado em 23/10/2006 às 20:30:20 hs.
- PROJETO RADAM BRASIL. 1982. **Folha Sf. 21 Campo Grande**, Levantamento de Recursos Naturais Vol.28, Ministério das Minas e Energia: Secretaria-Geral. Rio de Janeiro.
- QUINTAS, M. C. L.; MANTOVANI, M. S.; ZALAN, P. V. 1997. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira Geociências**. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 11 (1/2): 48-73.
- RABELO, J. L.; OLIVEIRA, J. N.; REZENDE, R. J.; WENDLAND, E. 2002. Aproveitamento da energia geotérmica do Sistema Aquífero Guarani - estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12. Florianópolis. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2002. 1 CD.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F. 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozoica no Paraguai Oriental. **Revista Brasileira de Geociências** 29(2):233-236.
- ROCHA, G. A. 1996. Mega reservatório de água subterrânea do cone sul: bases para uma política de desenvolvimento e gestão. In: Seminário Internacional Aquífero Gigante do Mercosul, 1., 1996. Curitiba. **Anais ...** Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- ROHN, R.; LAGES, L. C.; PENATTI, J. R. R. 2003. Litofácies da Formação Irati no furo de sondagem fp-01-pr (Permiano, borda leste da Bacia do Paraná). in: 2º CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO e GÁS Rio de Janeiro, 6 p.
- ROSA FILHO, E. F. 2004. Fatores controladores da hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani no estado do Paraná. Curitiba: Universidade Federal do Paraná. 49 p.
- ROSA FILHO, E. F.; SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A. V. L. 1987. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n 37: 22-52.
- RUEHL, C.; FISHER, A.T.; HATCH, C.; LOS HUERTOS, M.; STEMLER, G.; SHENNAN, C. 2005. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. Manuscrito. 47 p.
- SÁNCHEZ, F.J. 2008. **Hidroquímica: conceitos fundamentais**. 5 f. Notas de aula. Departamento de Geologia. Universidade de Salamanca. Disponível em <<http://web.usal.es/~javisan/hidro/temas/T110.pdf>>. Acessado em 23nov2008.
- SANTA ANA, H. & UCHA N. 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the uruguayan sedimentan' basins. **ANCAP** Informe interno, Montivideo, 98p.
- SANTA ANA, H. B. A. 2004. Análise tectono-estratigráfica das seqüências permotriássica e jurocretácea da bacia chacoparanense uruguiaia (“cuenca norte”). 274 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro.

- SANTOS, R. V.; DANTAS, E.; ALVARENGA, C. J. S.; BREDAN, F.; REIS, W.; GUIMARÃES, E. M.; OLIVEIRA, C. G.; MARQUES-TOIGO, M.; MENDONÇA FILHO, J. G.; REIS, C. W. D.; MEDEIROS, S. R. 2003. Geochemical and thermal effects of basic intrusive rocks on sediments from the Irati Formation - Northwestern Paraná Basin. *In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*. Salvador. Short Papers - IV South American Symposium on Isotope Geology. p. 776-779.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais ...** Porto Alegre: SBG, v. 1, p.41-65.
- SILVA, R. B. G. 1983. Estudo Hidroquímico e isotópico do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. 133 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo.
- SIMÕES, M. 2008. Métodos cromatográficos, volumétricos e potenciométricos para análise química quantitativa de água subterrânea e sua aplicação no aquífero cenozóico da bacia do rio Tejo, Portugal. São Paulo, UNESP. *Geociências*, v.7, n. 2, p 161-169.
- SIQUEIRA, A. F. 1978. O uso de dados isotópicos e químicos como indicadores de origem das águas e sais dissolvidos no aquífero calcário Bambuí, Irecê-Bahia. Universidade Federal da Bahia. Dissertação (Mestre em Ciências Geofísica). 95 p.
- SISTEMA DE INFORMAÇÕES PARA O GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO - SIGRH. 1994. Disponível em: <<http://www.sigrh.sp.gov.br/sigrh/basecon/rOestadual/quadro04.htm>>. Acessado em: 12dez2006 as 20:03 hs
- SOARES, P. C. 1973. O Mesozóico gonduânico no estado de São Paulo. 152 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade Estadual Paulista.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J.; AMARAL, G.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M.; NETO, A. F. S.; GIANCURSI, F. D.; CORREIA, W. A. G.; CASTRO, C. G. J. 1979. Geologia da região Sudoeste do estado de São Paulo. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. (Atas)*. Rio Claro. SBG. p. 307-319.(Boletim 2).
- SOARES, P. C.; ASSINE M. L. 1992. A seqüência Triássico – Jurássica da Bacia do Paraná. **Acta Geológica Leopoldinensia**, n. 36:137 – 138.
- SOUZA, A. A. 2004. Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a jusante do município de Reserva do Iguazu, como área de descarga do Aquífero Guarani. (dissertação de mestrado). Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 92 p.
- SRACEK, O. & HIRATA, R. 2002. Geochemical and Stable Isotopic Evolution of the Guarani Aquifer System in the State of São Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, n.10:643 - 655.
- STROBINO, E. F. 2005. Levantamento de perfis radiométricos nos sedimentos permianos da Bacia do Paraná no leste do estado de São Paulo. Tese (Doutorado em Geofísica). Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. São Paulo, 99 p.
- STRUGALE, M; ROSTIROLLA, S.P; MANCINI, F; FILHO, C.V.P. 2004. Compartimentação estrutural das formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(3):303-316.
- STURM, K. 2005. Regional atmospheric modelling of the stable water isotope cycle. Thèse de doctorat. Centre National de la Recherche Scientifique l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1). 176 p.

- SUGUIO, K. 1989. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru: In “MESA REDONDA SOBRE A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES”. S. B. G. São Paulo.
- SZIKSZAY, M. 1993. Geoquímica das águas. **Boletim IG**, São Paulo, n. 5.
- TEISSEDRE, J.M.; SANCHES, J.L.; LOPES, M.F.C. 1982. Geometria e condições de exploração do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2., 1982, Salvador. **Anais**: São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 53 - 63.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. 2000. Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos. 568 pp.
- THEIS, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **16**:519 - 524.
- THOMPSON, G. M.; HAYES, J. M. 1979. Trichlorofluoromethane in groundwater: A possible tracer and indicator of groundwater age, *Water Resour. Res.* **15**: 546–554.
- UREY, H.C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*, 1947:562-581.
- VIVES, L; CAMPOS, H; CANDELA, L; GUARRACINO, L. Premodelo de flujo del Acuífero Guaraní. In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 1. 2000, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.
- VOLK C. M.; ELKINS J. W.; FAHEY D. W.; DUTTON G. S.; GILLIGAN J. M.; LOEWENSTEIN M.; PODOLSKA J. R.; CHAN K. R.; GUNSON M. R. 1997. Evaluation of source gas lifetimes from stratospheric observations. *J. Geophys. Res. - Atmos.* 102(D21), 25543-25564.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; Appi, V. T.; ZANOTTO, O. A.; MARQUES, A. 1990. A Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P. MILANI, E.J. (Ed). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990:135-168.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas, SBG, v.1, p. 441-477.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; Appi, V. T.; ZANOTTO, O. A.; MARQUES, A. 1991. Tectonics and sedimentations of the Paraná Basin. Gondwana Seven Proceedings. Seventh International Gondwana Symposium. Inst. Geoc. USP, Sao Paulo.
- ZANATTA, L.C. & COITINHO, J.B.L. 2002. Utilização de poços profundos no Aquífero Guaraní para abastecimento público em Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12, Florianópolis. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2000. 1 CD.
- ZUNINO, E. & AINCHIL, J. 2000. Evaluación geofísica del Acuífero Guaraní en la Argentina. In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 1, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 1 CD.

ANEXOS

Construção dos acessórios que compõem o registro de pvc.

O conjunto registro e acessórios, figura 1, compreende:

- Luva de acoplamento 1, de tecnil (plástico), rosqueável, figura 1c;
- 01 registro de PVC ¾, rosqueável, gaveta de esfera, figura 1d;
- Anéis de vedação de borracha, figuras 1e e 1g.
- Luva de acoplamento 2, de tecnil (plástico), rosqueável, figura 1f.



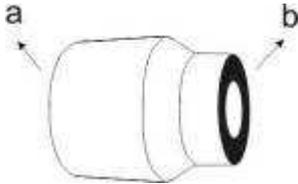
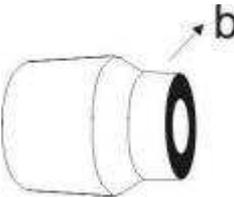
Figura 1 - Registro acoplado aos acessórios.

				<p>Figura 1a – foto com visão geral dos acessórios</p>
				<p>Figura 1b – figura esquemática com visão geral dos acessórios</p>
<p>Figura 1c - Luva de acoplamento 1.</p>	<p>Figura 1 d - Registro de PVC.</p>	<p>Figura 1e -Anel de vedação de borracha.</p>	<p>Figura 1f - Luva de acoplamento 2.</p>	<p>Figura 1g - Anel de vedação.</p>

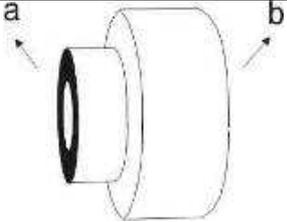
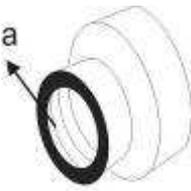
O registro utilizado pode ser adquirido em qualquer estabelecimento de distribuição de conexões de PVC. Os demais acessórios deverão ser confeccionados sob encomenda à um estabelecimento que preste serviços em torno mecânico.

Detalhes técnicos para confecção das peças:

Luva de acoplamento 1 – construída em tecnil (plástico).

	<p>Figura 2a - Vista geral do acessório luva de acoplamento 1: a- lado onde se acopla a garrafa. b- lado que é acoplado ao registro de PVC.</p>
	<p>Figura 2b - Superfície interna é rosqueável (diâmetros dos fios de rosca seguem os mesmos medidos no bico da garrafa que será acoplada - rosqueada).</p>
	<p>Figura 2c - Superfície interna lisa. Superfície externa lisa. Este lado irá encaixar-se na superfície interna de saída do registro, por isso, seu diâmetro externo deve ser o mesmo medido no registro. A fixação das peças é feita com cola de PVC.</p>

Luva de acoplamento 2 – construída em tecnil (plástico).

	<p>Figura 3a - Vista geral do acessório luva de acoplamento 2: a- lado (acoplado ao registro de PVC). b- lado acoplado à boca da bombona plástica.</p>
	<p>Figura 3b - Superfície interna é rosqueável (diâmetros dos fios de rosca seguem os mesmos medidos no registro).</p>

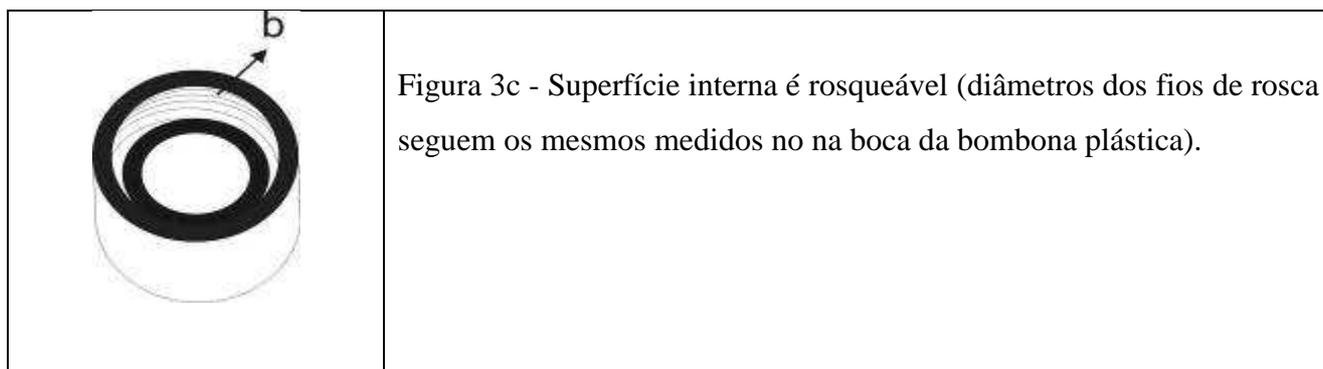
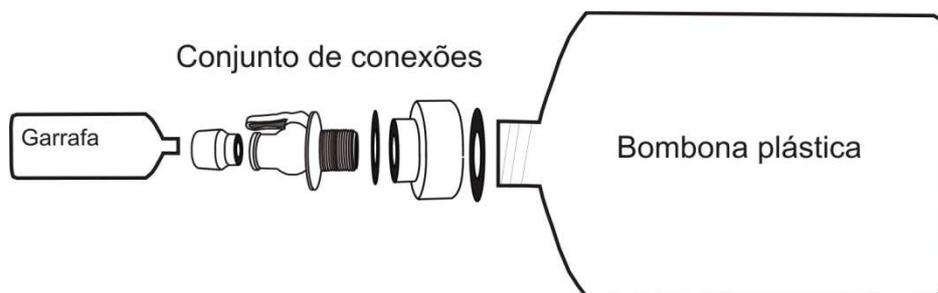


Figura 4 – Vista do conjunto.



Obs: As medidas das luvas de acoplamento, bem como do fio das roscas internas, serão às mesmas da boca da bombona plástica de acoplamento.