

**EDUARDO CHEMAS HINDI**

**HIDROQUÍMICA E HIDROTERMALISMO DO  
SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI NO ESTADO DO PARANÁ**

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor. Curso de Pós-Graduação em Geologia (Área de Concentração: Geologia Ambiental), Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. Ernani Francisco da Rosa Filho

Co-orientadores:

Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Curitiba

2007

Hindi, Eduardo Chemas

Hidroquímica e hidrotermalismo do Sistema Aquífero Guarani no Estado do Paraná / Eduardo Chemas Hindi. - Curitiba, 2007.  
xv, 153 f.: il.; tab.; graf., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Paraná. Setor de Ciências da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Ernani Francisco da Rosa Filho.

Co-orientador: André Virmond Lima Bittencourt, Sidnei Pires Rostirolla.

1. Sistema Aquífero Guarani. 2. Hidroquímica. 3. Hidrotermalismo. 4. Geotermômetros. I. Rosa Filho, Ernani Francisco. II. Bittencourt, André Virmond Lima. III. Rostirolla, Sidnei Pires. IV. Título.

CDD 22 551.49

## TERMO DE APROVAÇÃO

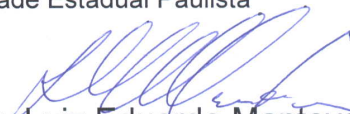
**Eduardo Chemas Hindi**

**“HIDROQUIMICA E HIDROTERMALISMO DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI NO ESTADO DO PARANÁ”.**

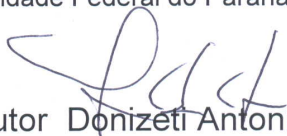
**Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, com área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos Professores:**



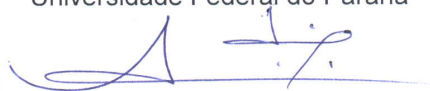
**Professor Doutor Osmar Sinelli**  
Universidade Estadual Paulista



**Professor Doutor Luiz Eduardo Mantovani**  
Universidade Federal do Paraná



**Professor Doutor Donizeti Antonio Giusti**  
Universidade Federal do Paraná



**Professor Doutor Uriel Duarte**  
Universidade Estadual Paulista



**Professor Doutor Ernani Francisco da Rosa Filho**  
Universidade Federal do Paraná  
Presidente

Curitiba, 30 de março de 2007.

A meus pais e irmãos

A minha esposa

A meus filhos



## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Ernani Francisco da Rosa Filho, pela orientação deste trabalho e estímulo para enfrentar o desafio do tema.

Ao Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt, pelas sugestões, troca de idéias e proveitosas discussões.

Ao Geólogo Dr. Otávio Boni Licht pela excelente revisão, correção e crítica do texto.

À Geóloga M.S. Kátia Norma Siedlecki, pelas sugestões, correções e animadores comentários sobre o texto.

Ao Prof. Dr. Luiz Eduardo Mantovani pelo constante incentivo para o término desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla e ao Prof. M.S. Fernando Mancini pela concessão dos perfis de poços do banco de dados do LABAC – Laboratório de Bacias (DEGEOL-UFPR).

À Profa. Dr. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, coordenadora do Curso de Pós-Graduação em Geologia, pelo apoio recebido.

Ao CNPq por prover recursos para a coleta e análise das amostras de água que embasaram esta pesquisa, através do projeto CT-Hidro 550088 “Fatores controladores da hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani”

Aos Geólogos Mario Kondo, Jurandir Bos e Everton Costa (SUDERHSA); João Horácio Pereira e Marcos Guarda e à Geóloga Jurema Feltrin (Sanepar); ao Técnico Antônio Camargo (Sanepar), à Geóloga Sonia Radomski (FUNASA), pela colaboração na obtenção dos dados de poços do SAG.

À Rejane Sberze pela revisão e correção do texto.

Aos colegas Alexandre, Ana Kamila, Bruna, Camila, Diego e Gustavo pela ajuda nas várias etapas desta jornada.

Aos colegas do Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas, Alexsandro e Daniela pelas análises físico-químicas das amostras.

Às bibliotecárias do Centro Politécnico pela amizade e pelo apoio na obtenção do material bibliográfico.

Esta pesquisa não teria sido possível, sem o apoio e colaboração das seguintes pessoas: Sr. Adilson Ferreira (SAMAE – Santo Antônio do Paraíso); Sr. Ambrósio Lorenzetti (Sanepar – Ribeirão do Pinhal); Sr. Benedito Antoniassi

(Termas de Londrina); Sr. Cláudio (Funai – Jacarezinho); Sr. Cláudio Delgado (Águas Yara); Sr. Clésio Ravanhani e Natália (SAAE – Bandeirantes); Sr. José Silvano e Juraci da Cruz (Sanepar – Barra do Jacaré); Sr. Luciano das Neves (Sanepar – Jacarezinho); Sr. Luís Carlos da Veiga (Sanepar – Jundiá do Sul); Sr. Luís Demarqui (SAAE – Andirá); Sr. Marcelo Adriano Felix (Sanepar – Cambará); Sr. Marcos Santana (Termas de Maringá); Sr. Mário Raulino Sampaio (Cacique da Aldeia Laranjinha); Sr. Miguel Minhoz (Aguativa), Sr. Ormino Gonçalves e Luís Carlos “Tostão” (Companhia de Café Solúvel Iguaçu); Sr. Roberval Braga (Sanepar – São Sebastião da Amoreira); Sra. Roseli Aparecida da Cruz e Cláudio Okada (SAMA E – Abatia); Sr. Sérgio Miguel (Termas de Jurema); Sr. Sidney Damião (Sanepar – Santo Antônio da Platina) e todos aqueles que, pacientemente, me acompanharam nas coletas de amostras.

À Patrícia, Felipe e Tiago, pelo companheirismo e apoio desmedido nas tantas vezes em que estive na iminência de desistir desta pesquisa.

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE TABELAS .....	vii
LISTA DE FIGURAS .....	ix
RESUMO .....	xiii
ABSTRACT .....	xv
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Hipóteses .....</b>	<b>4</b>
<b>1.2 Justificativa .....</b>	<b>5</b>
<b>1.3 Objetivos .....</b>	<b>7</b>
1.3.1 Objetivos Específicos .....	7
<b>2. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>8</b>
<b>2.1 Base de dados .....</b>	<b>9</b>
<b>2.2 Tratamento estatístico e análise de agrupamentos dos dados .....</b>	<b>12</b>
<b>2.3 Hidroquímica .....</b>	<b>14</b>
2.3.1 Mapas de Isovalores .....	14
2.3.2 Especificação química da água e hidrotermalismo .....	17
2.3.2.1 Classificação das águas termais .....	18
2.3.2.2 Aplicação de geotermômetros em águas termais .....	19
2.3.2.3 Geotermômetros baseados no equilíbrio químico dos minerais .....	20
<b>3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>21</b>
<b>3.1 Aspectos gerais do SAG .....</b>	<b>21</b>
3.1.1 Evolução da concepção da litoestratigrafia do SAG .....	21
3.1.2 Cronoestratigrafia .....	25
3.1.3 Espessura .....	26
3.1.4 Hidroestratigrafia .....	29
3.1.5 Características Hidrogeológicas .....	36
3.1.6 Camadas confinantes do SAG .....	47
3.1.6.1 Quimismo das águas das Formações Rio do Rasto e Serra Geral .	48
<b>3.2 Hidroquímica .....</b>	<b>51</b>
3.2.1 Análise de agrupamentos dos dados hidroquímicos .....	58
3.2.2 Caracterização química da água .....	67
3.2.3 Mapas Hidroquímicos .....	72

3.2.4 Especificação química da água e relações iônicas .....	97
<b>3.3 Hidrotermalismo</b> .....	110
3.3.1 Classificação das águas termais .....	112
3.3.2 Gradiente geotérmico .....	113
3.3.3 Sistemas geotermiais .....	117
3.3.4 Aplicação de geotermômetros em águas termais .....	118
3.3.5 Geotermômetros de solutos iônicos .....	121
3.3.6 Geotermômetros de sílica .....	123
3.3.6.1 Geotemperaturas do SAG baseadas em geotermômetros de sílica	127
3.3.7 Geotermômetros baseados no equilíbrio químico dos minerais .....	131
3.3.7.1 Geotemperaturas do SAG baseadas no equilíbrio químico dos minerais .....	132
<b>4. CONCLUSÕES</b> .....	138
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	141
ANEXO 1 .....	153

LISTA DE TABELAS		Página
Tabela 1 –	Parâmetros analisados e respectivos métodos analíticos .....	11
Tabela 2 –	Equações usadas para o cálculo das geotemperaturas, com valores de concentração de SiO <sub>2</sub> em ppm .....	19
Tabela 3 –	Parâmetros hidráulicos de poços do SAG, no Estado do Paraná, obtidos dos relatórios conclusivos de poços .....	36
Tabela 4 –	Tipos de água nos diferentes aquíferos (por número de amostras) .....	48
Tabela 5 –	Estatística descritiva dos valores de parâmetros hidroquímicos e comparação com o padrão de potabilidade vigente, de águas da Formação Rio do Rasto (valores em mg.L <sup>-1</sup> ) .....	50
Tabela 6 –	Estatística descritiva dos valores de parâmetros hidroquímicos e comparação com o padrão de potabilidade vigente, de águas da Formação Serra Geral (valores em mg.L <sup>-1</sup> ) .....	50
Tabela 7 –	Sumário estatístico dos principais parâmetros físico-químicos das amostras de água do SAG coletadas em condições de baixo, médio e alto confinamento e em surgências naturais .....	53
Tabela 8 –	Resumo estatístico das variáveis usadas na análise de agrupamentos (Concentração em mg.L <sup>-1</sup> ) .....	64
Tabela 9 –	Grupos e subgrupos gerados pela análise de agrupamentos (modo Q) do conjunto completo de amostras .....	65
Tabela 10 –	Classificação química das águas no SAG .....	71
Tabela 11 –	Índice de saturação do quartzo, calcedônia, sílica amorfa, calcita, gipsita, fluorita e halita, em águas do SAG .....	99
Tabela 12 –	Classificação termal das amostras de água coletadas do SAG, segundo o Código de Águas Minerais (Brasil, 1945) ...	112
Tabela 13 –	Gradiente geotérmico e dados usados no seu cálculo, considerando a temperatura da água na surgência e a profundidade do topo do SAG .....	115
Tabela 14 –	Classificação dos recursos geotermiais de acordo com a temperatura .....	117
Tabela 15 –	Geotermômetros iônicos usados na estimativa da temperatura de reservatórios (Concentrações em molalidade) .....	123

Tabela 16 – Percentuais das concentrações molares das espécies em solução resultantes das reações, em diversos valores de pH, de sílica amorfa e quartzo com água pura a 25 °C, considerando que as atividades das espécies envolvidas são unitárias .....	124
Tabela 17 – Temperaturas do SAG calculadas pela aplicação de geotermômetros de quartzo .....	129

## LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 1 – Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani (adaptado de ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995) .....	2
Figura 2 – Localização dos pontos onde foram obtidos dados hidroquímicos e litológicos, indicando a área de afloramento do SAG e lineamentos estruturais .....;;.....	8
Figura 3 – Laboratório de campo usado nas coletas de amostras de água do SAG .....	12
Figura 4 – Mapa de isópacas do SAG (em metros) .....	28
Figura 5 – Curvas de Isovalores de altitude do topo do SAG (em metros)	31
Figura 6 – Poços com dados litoestratigráficos e direções das seções estratigráficas .....	32
Figura 7 – Seção geológica A-A' (Cambará – Foz do Iguaçu) .....	33
Figura 8 – Seção geológica B-B' (Cruz Machado – Marechal Cândido Rondon) .....	34
Figura 9 – Seção geológica C-C (Cornélio Procópio – Altônia) .....	35
Figura 10 – Esboço (sem escala) da área de exposição das formações Botucatu e Pirambóia nos Estados de São Paulo e Paraná (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004) .....	38
Figura 11 – Escarpas de arenito silicificado da Formação Botucatu (Morro da antena, Serra do Cadeado, proximidades de Mauá da Serra, PR) .....	39
Figura 12 – Dique intrudido em arenito da Formação Pirambóia (BR 376 – Serra do Cadeado) .....	40
Figura 13 – Dique intrudido em siltito da Formação Rio do Rasto (BR 376 – Serra do Cadeado) ;.....	40
Figura 14 – Afloramentos de arenito silicificado. A foto inferior mostra microfaturas preenchidas por sílica precipitada de soluções termais (Morro da antena, Serra do Cadeado, proximidades de Mauá da Serra, PR) .....	41
Figura 15 – Curvas isopotenciais, representadas pela altitude do nível estático da água em poços e fontes do SAG (isovalores em m) .....	45
Figura 16 – Curvas de isopropundidades da água no SAG, mostrando as zonas e pontos de surgência natural de água (isovalores em m) .....	46
Figura 17 – Gráfico de barras com a freqüência (%) dos tipos de água das formações Rio do Rasto e Serra Geral .....	49

Figura 18 – (a) Diagrama de Piper das amostras de água da Formação Rio do Rasto; (b) Diagrama de Piper das amostras de água da Formação Serra Geral .....	49
Figura 19 – Distribuição de frequência da DBI (%) das amostras de água do SAG utilizadas para a caracterização hidroquímica .....	52
Figura 20 – Comparação entre os valores das medianas de parâmetros físico-químicos de amostras de água do SAG, das zonas de baixo (BC), médio (MC) e alto (AC) confinamento e de surgências naturais (FT) .....	54
Figura 21 – Relação entre as concentrações de $N^+$ e $Ca^{2+}$ (a) e entre $Na^+$ e $Cl^-$ .....	57
Figura 22 – Diagrama de caixas mostrando a dispersão dos valores das variáveis usadas na análise de agrupamentos (concentrações em $mg.L^{-1}$ ; pH em unidades de pH) .....	61
Figura 23 – Dendrograma das variáveis usadas na análise de agrupamentos .....	61
Figura 24 – Dendrograma das amostras usadas na análise de agrupamentos .....	62
Figura 25 – Dendrograma das amostras da região centro-norte do Paraná, usadas na análise de agrupamentos .....	63
Figura 26 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de baixo confinamento .....	69
Figura 27 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de médio confinamento .....	69
Figura 28 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de alto confinamento .....	70
Figura 29 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas em surgências naturais .....	70
Figura 30 – Curvas de isovalores (em $mg.L^{-1}$ ) de cátion cálcio ( $Ca^{2+}$ ) em águas do SAG .....	75
Figura 31 – Curvas de isovalores (em $mg.L^{-1}$ ) de cátion magnésio ( $Mg^{2+}$ ) em águas do SAG .....	76
Figura 32 – Curvas de isovalores (em $mg.L^{-1}$ ) de cátion sódio ( $Na^+$ ) em águas do SAG .....	77
Figura 33 – Curvas de isovalores (em $mg.L^{-1}$ ) de cátion potássio ( $K^+$ ) em águas do SAG .....	78
Figura 34 – Curvas de Isovalores de alcalinidade (em $mg.L^{-1}$ de $CaCO_3$ ) em águas do SAG .....	79
Figura 35 – Curvas de isovalores (em $mg.L^{-1}$ ) de ânion bicarbonato ( $HCO_3^-$ ) em águas do SAG .....	80



Figura 36 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de ânion carbonato (CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ) em águas do SAG .....	81
Figura 37 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de ânion cloreto (Cl <sup>-</sup> ) em águas do SAG .....	82
Figura 38 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de ânion sulfato (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ) em águas do SAG .....	83
Figura 39 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de ânion fluoreto (F <sup>-</sup> ) em águas do SAG .....	84
Figura 40 – Curvas de isovalores de dureza total (em mg.L <sup>-1</sup> de CaCO <sub>3</sub> ) em águas do SAG .....	85
Figura 41 – Curvas de isovalores de pH em águas do SAG .....	86
Figura 42 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de sílica dissolvida em águas do SAG .....	87
Figura 43 – Curvas de isovalores (em µS.cm <sup>-1</sup> ) de condutividade elétrica em águas do SAG .....	88
Figura 44 – Curvas de isovalores (em mg.L <sup>-1</sup> ) de sólidos dissolvidos totais em águas do SAG .....	89
Figura 45 – Surgência natural do SAG, situada nas margens do rio Formoso cujo leito está encaixado em um lineamento estrutural. Essa fonte é aproveitada no balneário Termas de Jurema (Iretama, PR) .....	91
Figura 46 – (a) Variação da concentração de flúor na rocha (ppm), com a profundidade e (b) relação entre as concentrações de flúor e carbonato nas distintas litologias atravessadas na perfuração do poço em Marechal Cândido Rondon .....	93
Figura 47 – Região do SAG com águas impróprias para consumo sem tratamento prévio .....	94
Figura 48 – Piscina do balneário Termas de Londrina abastecida com águas termais do SAG (Londrina, PR) .....	96
Figura 49 – Curvas de isovalores de índice de saturação do quartzo nas águas do SAG .....	101
Figura 50 – Curvas de isovalores de índice de saturação da calcedônia nas águas do SAG .....	102
Figura 51 – Curvas de isovalores de índice de saturação da sílica amorfa nas águas do SAG .....	103
Figura 52 – Curvas de isovalores de índice de saturação da calcita nas águas do SAG .....	104
Figura 53 – Curvas de isovalores de índice de saturação da gipsita nas águas do SAG .....	105
Figura 54 – Curvas de isovalores de índice de saturação da fluorita nas águas do SAG .....	106

Figura 55 – Curvas de isovalores de índice de saturação da halita nas águas do SAG .....	107
Figura 56 – Curvas de isovalores para a relação iônica $Cl^{-}/(HCO_3^{-} + CO_3^{2-})$ nas águas do SAG .....	108
Figura 57 – Curvas de isovalores para a relação iônica $Na^{+}/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ nas águas do SAG .....	109
Figura 58 – Curvas de isovalores de temperatura (em °C) das águas do SAG .....	111
Figura 59 – Relação entre a profundidade do topo do SAG e a temperatura da água ao emergir na superfície .....	114
Figura 60 – Isolinhas de gradientes geotérmicos (em °C.km <sup>-1</sup> ), considerando a temperatura da água e a profundidade do topo do SAG .....	116
Figura 61 – Variação da solubilidade da sílica amorfa e do quartzo, em água pura a 25 °C, em função do Ph .....	125
Figura 62 – Dados analíticos de SiO <sub>2</sub> em solução nas amostras de água do SAG, comparados com as curvas de equilíbrio de sílica amorfa e do quartzo, em função do pH .....	127
Figura 63 – Geotemperaturas de sílica comparadas com a temperatura da água do SAG medida na superfície .....	128
Figura 64 – Comparação entre as temperaturas calculadas por diferentes geotermômetros de sílica e as temperaturas da água medidas na superfície .....	131
Figura 65 – Variação dos índices de saturação (IS) com a temperatura para águas de poços localizados em zona de alto confinamento do SAG .....	134
Figura 66 – Variação dos índices de saturação (IS) com a temperatura para águas de poços localizados em zona de médio confinamento do SAG .....	135
Figura 67 – Variação dos índices de saturação (IS) com a temperatura para águas de poços localizados em zona de baixo confinamento do SAG .....	136
Figura 68 – Variação dos índices de saturação (IS) com a temperatura para águas de nascentes do SAG .....	137

## RESUMO

O Sistema Aquífero Guarani (SAG), formado pelos arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu ocorre, no Estado do Paraná, em uma área de aproximadamente 140.000 km<sup>2</sup>, coberta pelos derrames de lava da Formação Serra Geral. Subjacentes aos arenitos, estão as rochas sílticas e argilosas da Formação Rio do Rasto. As águas do aquífero são explotadas, principalmente, para abastecimento público e, em menor escala para uso em balneários e indústrias. Não há qualquer registro sobre o uso na irrigação. As perfurações feitas no SAG se baseiam, na maioria dos casos, em um modelo conceitual que não considera a complexidade do seu arcabouço estrutural, assim, resultados inesperados podem acontecer, causando a perda de investimento. O objetivo dessa pesquisa foi determinar a qualidade e as características termais da água subterrânea em escala regional, e relacioná-las às principais feições estruturais da bacia sedimentar do Paraná, a fim de investigar o possível controle estrutural sobre o fluxo subterrâneo e a evolução química da água. As amostras de água foram coletadas em 65 pontos e analisadas para determinar a concentração dos íons principais (cálcio, magnésio, sódio, potássio, cloreto, sulfato e nitrato, entre outros); total de sólidos dissolvidos, sílica dissolvida, e metais. Alcalinidade, temperatura, pH, e condutividade foram medidos no campo. Perfis de poços e dados hidrogeológicos foram usados para um melhor entendimento do comportamento geológico e hidrodinâmico do aquífero. Análise multivariada de agrupamentos foi usada como técnica exploratória dos dados. A especiação da água foi calculada com os programas *Phreeqci* e *Solveq*. Geotermômetros de sílica foram usados para estimar a temperatura do reservatório. Os tipos químicos da água foram definidos usando o diagrama de Piper. Os tipos de água determinados foram: bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica e bicarbonatada cálcica-magnésiana (zona aflorante e de baixo confinamento); bicarbonatadas sódicas, bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica, bicarbonatada-sulfatada sódica e sulfatada sódica (médio confinamento) e bicarbonatada sódica, sulfatada sódica e cloretada-sulfatada sódica (alto confinamento). A temperatura da água medida na superfície do terreno, varia de 20 a 65 °C, e as geotemperaturas máximas calculadas com as equações de geotermômetros variaram de 72 a 103 °C. Essa faixa de temperatura classifica o SAG como um sistema termal de baixa entalpia, inadequado para a produção de energia elétrica em grande escala. Os resultados químicos e termais foram plotados em mapas de isolinhas, mostrando a variação espacial desses parâmetros. Entre os parâmetros químicos, o cloreto, sódio, sulfato, fluoreto, sólidos totais dissolvidos e pH estão acima do padrão de potabilidade em várias amostras. A sobreposição dos mapas de isolinhas desses parâmetros resulta em cerca de 40% da área total do aquífero com água adequada para consumo sem tratamento prévio. A temperatura da água aumenta de este para oeste e o gradiente geotérmico diminui de norte para sul. Os gradientes geotérmicos mais elevados ocorrem em uma faixa coincidente com o eixo do Arco de Ponta Grossa, indicando tal região como apropriada para a implantação de empreendimentos que utilizem águas termais. Todos os mapas de isolinhas (concentração, relações iônicas e índice de saturação), mostram um claro controle estrutural, com os padrões de isolinhas separados por linhas de falha ou megalignamentos de direção NW. As linhas de fluxo de águas subterrâneas são controladas também por feições estruturais, afetando a recarga do SAG. A interação água-rocha, calculada com os programas *Phreeqci* e *Solveq*, mostram que as espécies dissolvidas não atingiram o equilíbrio químico mesmo nas partes mais

profundas do aquífero, indicando um processo ativo de recarga. O resultado desta pesquisa mostra que o SAG apresenta compartimentos estruturais com características hidroquímicas e hidrodinâmicas diferenciadas, que devem ser levadas em conta nos projetos de implantação de obras de captação de águas desse aquífero.

## ABSTRACT

The Guarani Aquifer System (GAS) is constituted by the Piramboia and Botucatu sandstones and is located in the State Parana, over an area of nearly 140.000 km<sup>2</sup>. Most of it is covered by the Serra Geral Formation lava flows. The fine-grained sedimentary rocks of Rio do Rasto Formation underlies the GAS. The aquifer is mainly exploited as a public water supply and, to a lesser extent as water supplies for resorts and industry. There is no record about irrigation use. The drillings made in this aquifer are very often based on conceptual models that don't take into account the complexity of its structural framework. Therefore, unexpected results may arise causing a lot of damage. The aim of this research is to investigate the possible structural control over the groundwater flow and the chemical evolution of the water of the Parana sedimentary basin. In order to accomplish this, the regional quality and thermal characteristics of groundwater were determined and linked to the main structural features of the Parana sedimentary basin. Groundwater samples were collected in 65 points and analyzed for the major ions (calcium, magnesium, sodium, potassium, chloride, sulfate and nitrate among others), total dissolved solids, dissolved silica and metals. Alkalinity, temperature, pH and specific conductance were measured in the field. Well data logging and hydrogeological data were used for a better understanding of the aquifer geology and hydrodynamic behavior. Multivariate cluster analysis was used as a data screening technique. Water speciation was calculated with the Phreeqci and Solveq programs. Silica geothermometer equations were used to estimate the reservoir temperature. The chemical water types were defined using the Piper diagram. The water types are Ca-HCO<sub>3</sub>, Na-HCO<sub>3</sub> and Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> (outcropping and low confined zone); Na-HCO<sub>3</sub>, Ca-HCO<sub>3</sub>, Na-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> and Na-SO<sub>4</sub> (Medium confined zone) and Na-HCO<sub>3</sub>, Na-SO<sub>4</sub> and Cl-Na-SO<sub>4</sub>. The waters temperature measured at the surface of the terrain varies from 20 to 60 °C and the maximum geotemperatures calculated with the silica geothermometers equations varies from 72 to 103 °C. This range of temperatures classifies the GAS as a low enthalpy system that is unsuitable for large scale electric power generation. The chemical and thermal results are plotted as isolines maps showing the spatial variation of those parameters. Among the chemical parameters chloride, sodium, sulphate, fluoride ions, total dissolved solids and pH are over the drinking water standards in many samples. The overlapping of the isolines maps of these parameters show that less than 40% of the aquifer area is suitable for water supply without previous treatment. The water temperature increase from east to west, and the geothermic gradient decreases from north to south. The highest geothermic gradient values lay down on a strip that coincides with the Ponta Grossa Arch axis, revealing that area as appropriate for building thermal resorts. All the isolines maps (concentrations, ionic ratio and saturation index) show a clear structural control with patterns of isolines separated by fault lines or megafaults striking NW. The groundwater flow lines are also controlled by structural features affecting the recharge of the GAS. The water mineral-relationships calculated with the programs Phreeqci and Solveq show that the dissolved species have not reached the chemical equilibrium, even in the deepest parts of the aquifer, indicating an active recharge into the GAS. The results of this research show that the GAS is divided in structural compartments with different hydrochemical and hydrodynamic characteristics that must be considered on siting wells for water supply.

## 1. INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é um dos maiores aquíferos transfronteiriços do mundo, ocorrendo nos territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Sua extensão é de aproximadamente  $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$  (Figura 1), dos quais, 70% estão em território brasileiro (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995). As reservas hídricas armazenadas no SAG são da ordem de  $30.000 \text{ km}^3$  e o volume explotável é de  $40 \text{ km}^3/\text{ano}$  (REBOUÇAS, 1994; ROCHA, 1996). Segundo Chang (2001) estima-se que existam, em território brasileiro, cerca de 1.500 poços captando águas do SAG, para abastecimento público (87%), atividades industriais (9%) e rurais (4%). Nos últimos anos, por motivação do projeto *Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Sistema Aquífero Guarani* (WORLD BANK, 2002), o SAG ganhou notoriedade na mídia, sendo veiculado nos mais variados meios, como por exemplo, programas de televisão (REDE GLOBO, 2005), páginas na rede mundial de computadores (ANA, 2006; SECRETARIA GERAL, 2006, SECRETARIA DO ESTADO DO MEIO AMBIENTE, 2006; UNIVERSIDADE DA ÁGUA, 2006a), livro (BORGHETTI; BORGHETTI; ROSA FILHO, 2004) e artigos em revistas de divulgação de temas científicos ou de entidades profissionais (BURGIERMAN, 1999; ABGE, 2000; MACHADO, 2006). No entanto, algumas dessas veiculações, pela forma como tratam o tema, passam uma concepção equivocada para a população, levando-se a acreditar ser o SAG, uma fonte inesgotável de água doce e potável *in natura*, suficiente para o abastecimento de populações imensas.

A exploração do SAG, apesar dos recentes avanços do entendimento do arcabouço estrutural do aquífero (STRUGALE, 2002; MACHADO, 2005), continua sendo baseada em modelos conceituais de natureza regional, como apresentados em Gilboa; Mariano; Mero (1976); Fraga (1992); Campos (1994); Araújo; França; Potter (1995); Rosa Filho; Forlin; Montañó (1998) e Campos (2000), considerando apenas as características estratigráficas do aquífero, onde as formações Pirambóia e Botucatu mergulham suavemente sob a Formação Serra Geral. Essa concepção considera o aquífero como uma camada quase homogênea e isotrópica, sem levar em conta influências localizadas oriundas de falhamentos geológicos e corpos intrusivos no fluxo da água subterrânea ou no volume de água armazenado no aquífero. No entanto, alguns autores apresentam concepções diferentes do SAG,

tais como: Souza Filho; Algarte (1979) e Souza Filho; Mariano (1982), que relatam os resultados de perfurações realizadas em Santa Catarina e no Paraná (poço pioneiro em Londrina), e observam variações no comportamento lateral e vertical do arenito Botucatu, estando este afetado por efeitos erosivos, falhamentos e basculamentos de blocos. Esses autores também relacionam essas variações aos efeitos da intensa reativação da Plataforma Brasileira ocorrida durante o Mesozóico, denominada por Almeida (1967), de “Reativação Wealdeniana”.

Sinelli et al. (1984) chamam atenção para a ocorrência dessas descontinuidades na região de Ribeirão Preto (SP) e Silva (1988) apresenta seções geológicas e mapa estrutural do Grupo São Bento, mostrando a complexidade tectônica do SAG na região de Bauru (SP), provocada por falhamentos também atribuídos à “Reativação Wealdeniana” (ALMEIDA, 1967).

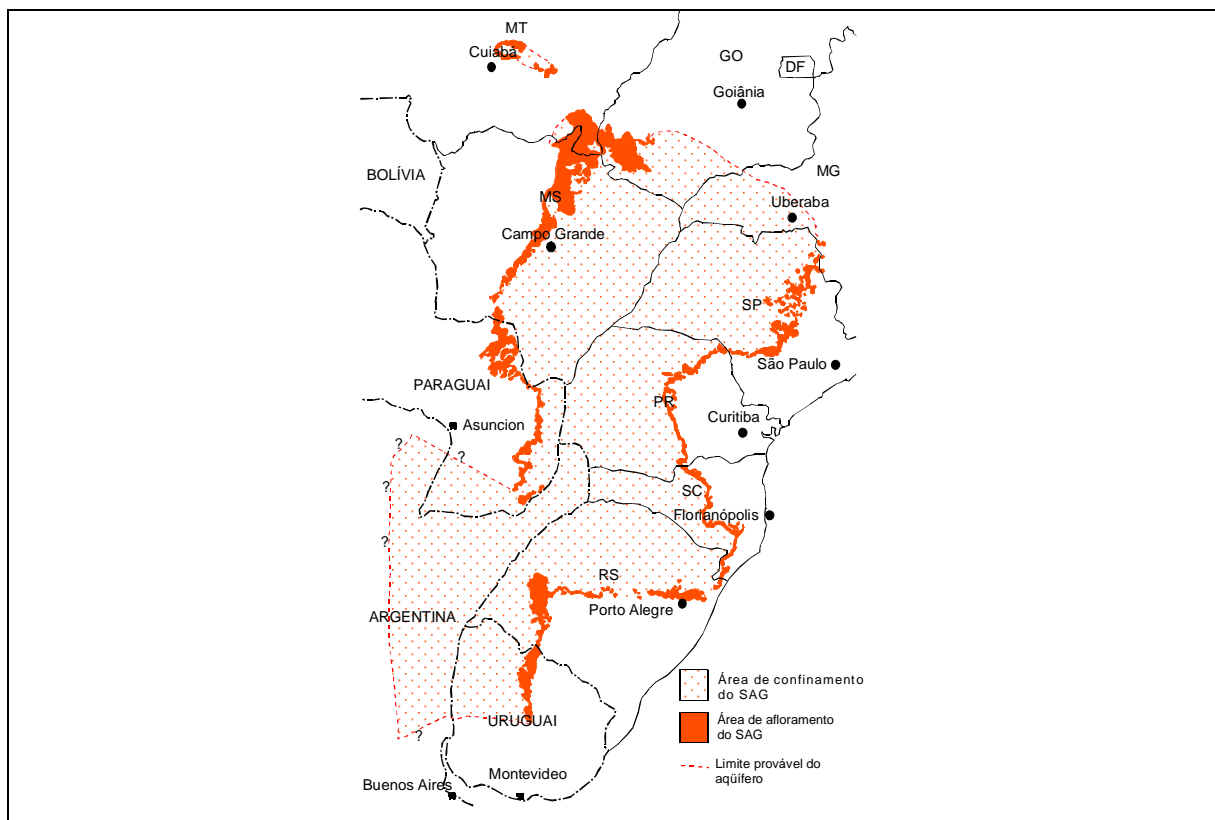


Figura 1 - Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani (adaptado de ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995)

Entre os condicionantes estruturais do SAG, destacam-se: os depocentros da Formação Serra Geral, a ativação de sistemas de falhas, os soerguimentos nas bordas e a ativação dos arcos de Rio Grande e Ponta Grossa (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995). Com respeito ao controle exercido pelos arqueamentos, vale

ressaltar a existência de enxames de diques de diabásio, com direção predominante NW, que ocorrem ao longo do Arco de Ponta Grossa (FERREIRA, 1982a, b). Esses diques têm papel fundamental na compartimentação estrutural do SAG.

As implicações das feições estruturais na hidrodinâmica do SAG são discutidas nos estudos realizados por Sinelli et al. (1984), na região de Ribeirão Preto (SP), indicando a possibilidade de controles de fluxo subterrâneo e redução nas reservas hídricas em consequência das rochas intrusivas básicas, que causariam a compartimentação do aquífero e variações espaciais dos parâmetros hidrodinâmicos. Fraga (1992), ao mesmo tempo em que aponta áreas estagnadas no interior do aquífero, decorrentes da compartimentação tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná, não leva em conta as implicações dessa estruturação no fluxo subterrâneo e na recarga do aquífero, considerando o SAG, no Estado do Paraná, constituído pelas formações Botucatu e Pirambóia, tidas como unidades aquíferas contínuas e uniformes. Rosa Filho; Hindi (2001) atribuem as heterogeneidades de características hidráulicas e hidroquímicas do SAG à compartimentação estrutural do aquífero e apresentam exemplos de poços perfurados no SAG, locados com base em modelos regionais do aquífero, que tiveram resultados discrepantes dos previstos, com perda significativa de investimentos e desestímulo à exploração das potencialidades do SAG. O notável estudo de Strugale (2002) demonstra claramente a compartimentação estrutural das formações Pirambóia e Botucatu no Estado do Paraná, causada por falhas com bandas de deformação com largura da ordem de um metro ou por intrusões de diques de diabásio que se comportariam como barreiras à circulação da água subterrânea.

No que diz respeito ao quimismo das águas do SAG, deve-se ressaltar a importância do trabalho de Silva (1983), que estudou esse aquífero no Estado de São Paulo e cujos dados foram reinterpretados por Meng; Maynard (2001) e Sracek; Hirata (2002). Além desses, os estudos realizados por Sinelli (1971); Gallo; Sinelli (1980), de abrangência limitada à região de Ribeirão Preto (SP), Teissedre; Barner (1981); Silva; Diogo; Fraia Júnior (1982); Kimmelman et al. (1986) realizados no âmbito do Estado de São Paulo, contribuem para o entendimento da hidroquímica do SAG.

No Estado do Paraná, são poucos os estudos tratando das características químicas do SAG. Rosa Filho; Salamuni; Bittencourt (1987) consideram alguns tipos



químicos de águas captadas em rochas basálticas do aquífero Serra Geral, como resultantes da mistura de águas oriundas do SAG que estariam recarregando o aquífero suprajacente, hipótese também apontada por Bittencourt (1996), que trata, especificamente, dos controles geoquímicos das águas termais no Paraná. Seguindo essa mesma linha de pesquisa, os trabalhos realizados por Buchmann Filho (2002) e Souza (2004), evidenciam a ascensão, através de zonas de fraturas, de águas do SAG que atingem o aquífero Serra Geral.

As propriedades termais do SAG, citadas por Hamza (1982); Bittencourt (1985; 1996) e Rosa Filho et al. (2000, 2001), são usadas no Estado do Paraná para fins de balneabilidade (seis casos) e industrial (um caso). As temperaturas medidas na surgência dessas águas em superfície são inferiores a 70 °C, não sendo, aparentemente, suficiente para sustentar outros tipos de aproveitamento da energia geotermal armazenada no SAG, bem como indicar a possibilidade de ocorrência de fluxos convectivos no interior do aquífero ou entre o SAG e aquíferos suprajacentes.

### **1.1 Hipóteses**

Apesar dos recentes avanços sobre o conhecimento técnico-científico do SAG, alguns pontos podem ser aqui levantados, constituindo as hipóteses de trabalho dessa pesquisa:

- A qualidade das águas armazenadas é adequada para o consumo humano em toda a extensão do aquífero.
- O quimismo das águas pode revelar indícios de que a compartimentação estrutural da bacia transforma o aquífero em blocos hidráulicamente isolados.
- A caracterização química pode fornecer indícios sobre o mecanismo de recarga do SAG.
- As características hidrotermais do SAG podem ser aproveitadas para geração de energia elétrica.
- Os resultados imprevistos, obtidos nas perfurações, são conseqüências da locação de poços com base no modelo hidrogeológico corrente.

## 1.2 Justificativa

No Estado do Paraná, a variabilidade das características hidrogeológicas, químicas e termais das águas do SAG, em poços situados relativamente próximos uns dos outros, bem como resultados, nem sempre correlacionáveis com as condições de confinamento, mostram que a locação de poços para captação de águas do SAG, principalmente em sua porção confinada, tendo por base os modelos conceituais correntes, tem levado a resultados imprevisíveis, com perda significativa de investimentos e desestímulo à exploração do aquífero.

Existem, no Paraná, perto de 100 poços cadastrados que captam águas do SAG, sendo que desses, pouco mais de 20 têm profundidades iguais ou superiores a 500 m, todos perfurados em zonas de médio e alto confinamento do SAG. Mais de 95% desses poços foram locados com base em modelos estratigráficos regionais, sem considerar quaisquer influências no fluxo subterrâneo e na potenciometria do aquífero, resultantes de descontinuidades estruturais, causando discrepâncias entre os resultados previstos e os obtidos. Citam-se alguns casos para exemplificar essas situações:

– Em Marechal Cândido Rondon (Região Oeste do Paraná), foi perfurado pelo SAMAE – Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto, um poço com 920 m de profundidade, cuja vazão de projeto estava estimada em  $250 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  e capacidade específica média de  $6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . A vazão de produção do poço, determinada através de teste de bombeamento ficou em  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ , com rebaixamento de 78 m e capacidade específica de aproximadamente  $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . Existem indícios de que esse poço tenha sido locado no flanco de um dique de diabásio, que pode ter provocado a silicificação do arenito e a conseqüente queda de porosidade. Esse resultado contrapõe-se ao de outros três poços tubulares perfurados a menos de 3 km do referido poço, com profundidades inferiores a 100 m e que captam águas do aquífero Serra Geral. Esses poços apresentam duas características notáveis: vazões da ordem de  $90 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  cada um e águas com propriedades químicas semelhantes às águas captadas no SAG. Essas características, anômalas para o aquífero Serra Geral, levam a crer que o aquífero sotoposto esteja sendo recarregado pelo SAG através de uma rede de fraturas. Essas características também são observadas em outros poços do aquífero Serra Geral.

– Em Ibiporã (Região Norte do Paraná), dois poços perfurados no SAG pelo SAAE – Serviço Autônomo de Água e Esgoto, resultaram em poços jorrantes com vazões superiores a  $350 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  e a  $750 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ , atingindo o topo do arenito a uma profundidade de 500 m, quando se esperava uma cobertura de basalto com cerca de 1000 m de espessura.

– Ocorrência de concentração elevada de íon fluoreto (12 mg/L), nas águas do primeiro poço perfurado para captação de água na zona de alto confinamento do SAG, em Londrina (PR) e situado na continuidade do lineamento São Jerônimo-Curiúva.

– Anomalia de temperatura ( $68 \text{ }^\circ\text{C}$ ), em águas captadas no poço perfurado pela Sanepar – Companhia de Saneamento do Paraná S.A., em Cianorte (PR), situado no flanco sudoeste do lineamento de Rio Alonzo.

– Poço jorrante perfurado na aldeia indígena Laranjinha (Santa Amélia, região centro-norte do Paraná) situado em zona de borda da bacia, com 39 m de profundidade, com surgência natural de mais de  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ .

– Poço perfurado pela Sanepar – Companhia de Saneamento do Paraná S.A., em Jardim Alegre (região central do Paraná), com 426 m de profundidade, secou ainda na fase de teste. Estudos geofísicos posteriores indicaram a presença de diques de dolerito nas proximidades do furo que estariam, possivelmente, compartimentando o aquífero naquele local.

– Poço perfurado pela Sanepar – Companhia de Saneamento do Paraná S.A., em Londrina (PR), atingiu o topo do SAG a 964 m de profundidade, correspondendo a uma diferença de mais de 100 m abaixo da profundidade prevista com base em furo pioneiro situado a menos de 500 m de distância.

Esses resultados inesperados revelam a complexidade geoestrutural do SAG em território paranaense, de modo que a estratégia de exploração do SAG, baseada em modelos hidrogeológicos convencionais do aquífero não é suficiente para garantir o sucesso das obras de captação, causando perdas de recursos.

A estratégia de exploração baseada na integração dos fatores geológicos, hidroquímicos e hidrotermais, possibilitará definir os locais mais propícios para extração de água subterrânea, possibilitando, ao mesmo tempo, um gerenciamento que compatibilize a produção de água com os diferentes usos e proteção do SAG.

### 1.3 Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é caracterizar o quimismo e o termalismo das águas do SAG, com base nos resultados de análises físico-químicas de águas coletadas em poços e surgências naturais e estabelecer as prováveis relações entre as características hidroquímicas e hidrotermais e o arcabouço estrutural do SAG no Estado do Paraná.

#### 1.3.1 Objetivos Específicos

– Determinar o comportamento espacial dos parâmetros hidroquímicos e seus derivados, para avaliar os controles naturais do quimismo das águas do SAG e suas implicações para o seu uso.

– Elaborar o zoneamento hidroquímico do SAG, delimitando áreas nas quais os teores das substâncias analisadas estejam em desacordo com os padrões de potabilidade estabelecidos.

– Estimar a temperatura da água no aquífero, pela aplicação de geotermômetros, avaliando os usos potenciais da energia geotérmica do aquífero.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

Essa pesquisa foi desenvolvida com base nos dados litológicos e hidroquímicos de poços e nascentes naturais localizados em zonas aflorantes ou confinadas do SAG, envolvendo toda a extensão do SAG, equivalente a 131.000 km<sup>2</sup>.

A base cartográfica usada para representar a localização de poços e nascentes do SAG, bem como dados hidroquímicos e hidrotermais, foi extraída do Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000 (Mineropar, 1989), cujo datum horizontal é o SAD 69, e tem como origem das coordenadas UTM N e UTM E, respectivamente, a linha do Equador, acrescida de 10.000 m e Meridiano 51°W Gr, acrescido de 500 km.

Sobre a cópia digitalizada e georreferenciada desse mapa, fez-se a vetorização do contorno do Estado e das formações Pirambóia e Botucatu. Nos mapas apresentados no texto, as coordenadas UTM estão expressas em metros.

A figura 2 mostra a distribuição dos pontos, indicando locais com dados litoestratigráficos e dados hidroquímicos.

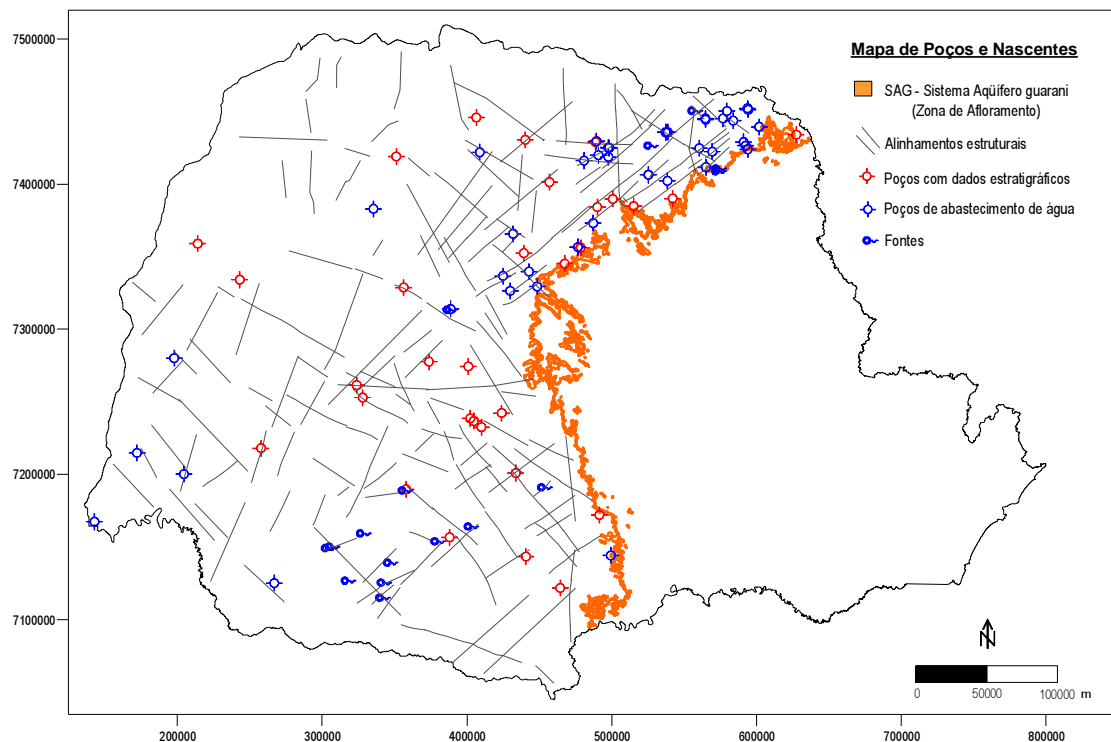


Figura 2 – Localização dos pontos onde foram obtidos dados hidroquímicos e litológicos, indicando a área de afloramento do SAG e lineamentos estruturais

## 2.1 Base de dados

Os dados hidroquímicos, hidrogeológicos e litoestratigráficos foram compilados das seguintes fontes: LPH – Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas, LABAC – Laboratório de Bacias (ambos vinculados ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná), Sanepar – Companhia de Saneamento do Estado do Paraná e SUDERHSA – Superintendência de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

A análise crítica dos dados disponíveis, obtidos em datas anteriores a esta pesquisa, revelou como problemas mais frequentes: laudos incompletos, nos quais faltavam os valores das concentrações dos cátions  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  e sílica dissolvida; pH, temperatura, condutividade elétrica e alcalinidade não medidos no momento da coleta; erros de balanço iônico superiores a 10%; resultados não padronizados devido à diversidade de laboratórios usados e falta de informações sobre os métodos analíticos aplicados. Pode-se indicar, ainda, a falta de informações sobre o método de coleta e preservação das amostras e omissão das coordenadas plani-altimétricas. Apesar dessas deficiências, que resultaram na eliminação de análises incompletas ou com dados inconsistentes, esses dados básicos serviram para um delineamento prévio do quimismo do SAG.

Em uma amostra de água, as somas das concentrações de ânions e de cátions, expressas em  $\text{meq.L}^{-1}$ , devem ser iguais. No entanto, isso não se verifica na prática devido a fatores como: métodos de análise pouco precisos, erros analíticos e espécies dissolvidas não analisadas, que causam uma desigualdade entre tais somas, cuja magnitude aumenta com a concentração iônica da água. APHA (1995) indica como procedimentos de controle do resultado analítico, a diferença de balanço iônico (DBI) e a relação entre sólidos totais dissolvidos (STD). Para avaliar a qualidade dos dados analíticos calculou-se a DBI da seguinte maneira:

$$\text{DBI}(\%) = 100 \times [(\sum \text{cátions} - \sum \text{ânions} / (\sum \text{cátions} + \sum \text{ânions}))];$$

As concentrações de cátions e ânions são expressas em  $\text{meq/L}$  e considerou-se aceitável, análises com DBI variando  $\pm 10\%$ .

A rigor, análises químicas com  $\text{DBI} > \pm 2\%$  não deveriam ser usadas nas avaliações hidroquímicas (APHA, 1995). Porém, nesse trabalho, perder-se-iam

informações únicas e importantes para a caracterização química do SAG no Paraná. Desta forma, foram aceitas as amostras com DBI inferiores a 10%, até que possam ser substituídas em futuras pesquisas.

Entre janeiro/2004 e maio/2005, foram feitas cinco campanhas de amostragem, durante as quais foram obtidas 92 amostras de água de poços e nascentes do SAG. Essas amostras foram analisadas no LPH - Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas/UFPR, pelos métodos estabelecidos no *Standard Methods for Water and Wastewater Analysis* (APHA, 1995), para determinação dos principais íons e metais, além de propriedades físicas e organolépticas (Tabela 1). As amostras destinadas às análises de cátions e de metais foram filtradas no campo com filtro de membrana de acetato de celulose de 0,45  $\mu\text{m}$  e preservadas com 10 mL de  $\text{HNO}_3$  (P.A. 65%) até pH menor que dois. Aquelas para análise de nitrogênio foram preservadas com  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (P.A. 97%), até pH menor que dois. As análises para determinação de sílica foram feitas em amostras filtradas e diluídas com água destilada na proporção 1:10. A preparação, filtragem, diluição, conservação e determinação dos parâmetros: alcalinidade, pH, temperatura e condutividade, ocorreram no momento da coleta, utilizando-se os equipamentos apresentados na figura 3.

O conjunto de amostras, para cada ponto, consistiu em um litro de amostra não filtrada e não acidificada para análise de ânions; um litro de amostra filtrada e acidificada para análise de cátions e metais; um litro de amostra não filtrada e acidificada para análise de nitrogênio e um litro de amostra, para a determinação de sílica. As amostras foram acondicionadas em caixas com isolante térmico e resfriadas com gelo. As amostras foram transportadas até o LPH para serem analisadas no prazo máximo de 48 horas após a coleta.

Tabela 1 – Parâmetros analisados e respectivos métodos analíticos

Parâmetro	Método Analítico	Referência
<b>Propriedades físicas e agregadas</b>		
Condutividade	Condutivímetro	Met. 2510 B (APHA, 1995)
Cor	Espectrofotometria	Met. 2120 C (APHA, 1995)
Dureza total	Titulometria – EDTA	Met. 2340 C (APHA, 1995)
pH	Eletrométrico	Met. 4500-H B (APHA, 1995)
Temperatura	Termômetro digital	
Turbidez	Turbidímetro	Met. 2130 B (APHA, 1995)
Sólidos dissolvidos totais	Gravimetria	Met. 2540 C (APHA, 1995)
Sólidos totais a 103 °C	Gravimetria	Met. 2540 B (APHA, 1995)
Sólidos suspensos totais	Gravimetria	Met. 2540 D (APHA, 1995)
<b>Metais na forma iônica</b>		
Cálcio	Titulometria (EDTA)	Met. 3500-Ca D (APHA, 1995)
Magnésio	Calculado	Met. 3500-Mg E (APHA, 1995)
Sódio	Fotometria de emissão de chama	Met. 3500-Na D (APHA, 1995)
Alumínio	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Al B (APHA, 1995)
Arsênio	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-As B (APHA, 1995)
Cádmio	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Cd B (APHA, 1995)
Chumbo	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Pb B (APHA, 1995)
Cobre	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Cu B (APHA, 1995)
Cromo total	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Cr B (APHA, 1995)
Ferro total	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Fe B (APHA, 1995)
Potássio	Fotometria de emissão de chama	Met. 3500-K D (APHA, 1995)
Sílica dissolvida	<b>Espectrofotometria UV</b>	Met. 4500-Si D (APHA, 1995)
Mercurio	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Hg B (APHA, 1995)
Zinco	Espectrometria de absorção atômica	Met. 3500-Zn B (APHA, 1995)
<b>Constituintes inorgânicos não-metálicos</b>		
Cloreto	Titulometria (argentométrico)	Met. 4500-Cl B (APHA, 1995)
Fósforo total	Método do ácido ascórbico	Met. 4500-P E (APHA, 1995)
Nitrato	Espectrofotometria UV	Met. 4500-NO <sub>3</sub> B (APHA, 1995)
Nitrito	Colorimétrico	Met. 4500-NO <sub>2</sub> B (APHA, 1995)
Nitrogênio total	Calculado	
Nitrogênio amoniacal	Método do fenato	Met. 4500-NH <sub>3</sub> G (APHA, 1995)
Nitrogênio Kjeldahl total	Macro-Kjendahl	Met. 4500-N <sub>org</sub> B (APHA, 1995)
Nitrogênio orgânico	Calculado	
Sulfato	Turbidimetria	Met. 4500-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> E (APHA, 1995)





Figura 3 – Laboratório de campo usado nas coletas de amostras de água do SAG

## 2.2 Tratamento estatístico univariado e análise de agrupamentos dos dados

A análise estatística univariada foi feita para determinar as faixas de variação e medidas de tendência central dos valores das características físico-

químicas das amostras de água. Os parâmetros calculados foram mínimo, máximo, média aritmética, mediana e medidas de dispersão.

O modelo de distribuição dos dados foi avaliado visualmente, comparando-se os histogramas de frequência dos dados reais com a curva de distribuição normal teórica associada e esses dados e, numericamente, pelo teste de Kolmogorov-Smirnov, que através de testes de hipóteses verifica se é aceitável ou não admitir a distribuição dos dados como sendo do tipo normal. A análise descritiva e a verificação do tipo de distribuição foram feitas utilizando-se o programa *Statistica for Windows*, v.6.0 (STATSOFT, 2001)

A análise de agrupamento dos dados foi feita nos modos Q (amostras) e R (variáveis), com o programa *MVSP for Windows v.3.1* (KOVACH ..., 1997). O método de agrupamento aplicado aos dados foi o igualmente ponderado, usando-se, como medidas de similaridades, o coeficiente de correlação de *Pearson* e a distância euclidiana para agrupar as variáveis e as amostras, respectivamente.

Pressupõe-se que o conjunto de dados submetido à análise estatística multivariada tenha distribuição normal ( $\mu = 0$ ;  $\sigma = 1$ ). No entanto, na maior parte dos casos, os dados reais têm distribuições não padronizadas, isto é, não correspondem às distribuições normais. Além disso, nas análises de agrupamentos, conforme explica Everitt (1993), as variáveis a serem agrupadas podem, ou não estar medidas na mesma unidade, ou mesmo serem de diferentes tipos (contínuas, descontínuas ou categóricas). Assim, não seria adequado tratar dados medidos em diferentes unidades e determinar uma medida de similaridade entre elas.

Torna-se necessária a padronização de cada uma das variáveis para variância unitária, antes da análise estatística multivariada do conjunto completo de parâmetros e amostras a serem agrupadas. Essa padronização foi feita utilizando-se o método de transformação de variáveis denominado escore Z, aplicando-se as equações apresentadas a seguir (FARHAM et al., 2000; LANDIM, 2000; DAVIS, 2002; TRIOLA, 2005):

$$Z_{i,j} = \frac{x_{i,j} - \bar{x}_j}{\sigma_j} \quad \text{onde} \quad \bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{i,j} \quad \text{e} \quad \sigma_j = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{i,j} - \bar{x}_j)^2}$$

## 2.3 Hidroquímica

A caracterização hidroquímica tem o objetivo de identificar as prováveis assinaturas das águas em diferentes condições de confinamento.

A classificação geoquímica da água foi feita pelo método de íons dominantes, utilizando-se o diagrama de Piper (PIPER, 1945), para representação dos resultados. Os dados dos poços localizados em distintas condições de confinamento (baixo ou aflorante; médio e alto confinamento) e os das surgências naturais, foram lançados em diagramas independentes, para uma melhor visualização e discriminação. Para fins de comparação, foram também classificadas as águas dos aquíferos supra e subjacentes ao SAG, apresentando-se os tipos de águas em diagramas de barras, com a frequência (em %) nas ordenadas e o tipo de água nas abscissas.

### 2.3.1 Mapas de Isovalores

A representação da distribuição espacial dos principais parâmetros hidroquímicos, permite avaliar as condições de potabilidade da água, caracterizando zonas mais adequadas a um determinado tipo de uso de águas captadas do SAG.

Os dados hidroquímicos, índices de saturação, relações iônicas, litoestratigráficos, hidrogeológicos e hidrotermais foram sintetizados em mapas de distribuição espacial, em escala regional, na forma de curvas de isovalores geradas utilizando-se o programa *Surfer for Windows v.8* (GOLDEN SOFTWARE, 2002).

A escolha do tipo de interpolador depende principalmente da natureza dos dados bem como do tipo de mapa que se deseja obter, de modo que as curvas geradas representem valores interpolados que sejam os mais fieis possíveis, ou seja, que a diferença entre os valores reais e os estimados pelo método de interpolação seja mínima. Dentre os métodos de interpolação disponíveis no programa *Surfer* (krigagem, funções radiais, curvatura mínima, interpolação linear por triangulação, regressão polinomial e ponderação pelo inverso da distância entre outros), pode-se obter uma boa representação espacial de conjuntos pequenos de dados (<250 pontos), pela aplicação dos métodos de interpolação de krigagem com variograma linear (Krigagem Universal) ou de funções multiquádricas. Os demais métodos de interpolação mencionados são indicados para conjuntos maiores de

pontos (GOLDEN SOFTWARE, 2002). Optou-se pelo método de funções radiais multiquádricas para interpolação dos dados. Os procedimentos para a elaboração dos mapas de isovalores apresentados neste trabalho seguem, em parte, os descritos por Licht (2001), que obteve bons resultados com a aplicação de funções multiquádricas para interpolar dados geoquímicos, socioeconômicos e sanitários e gerar mapas de isovalores abrangendo todo o Estado do Paraná.

O método de krigagem é aplicado para fenômenos estacionários enquanto que para fenômenos não-estacionários, isto é, que apresentam certa tendência, aplica-se a Krigagem Universal, na qual a componente de tendência é removida pelo ajuste de uma função polinomial, geralmente de baixo grau (GUERRA; SALLES, 1988; YAMAMOTO, 1988a, 1998).

No programa *Surfer*, a opção equivalente à técnica de Krigagem Universal é a deriva linear ou a quadrática, para dados com tendências linear e não-linear, respectivamente. No entanto, a escolha implica no conhecimento prévio do tipo de tendência apresentado pelos dados (GOLDEN SOFTWARE, 2002).

Em face à complexidade estrutural do SAG, é de se esperar que os dados representem fenômenos não-estacionários. Além disso, natureza heterogênea dos dados (litoestratigráficos, hidrotermais e hidroquímicos), usados na geração dos mapas de isovalores aqui apresentados, dificulta a determinação de possíveis tendências, para que se possa aplicar o método de Krigagem Universal, justificando assim a escolha do método de equações multiquádricas para a interpolação dos dados.

Uma descrição abrangente e revisão matemática dos métodos de interpolação freqüentemente disponíveis nos programas de computador aplicados na geração de isolinhas podem ser encontradas em Yamamoto (1988b, 1998). Segundo esse autor, a utilização de equações multiquádricas para interpolação de dados em três variáveis independentes é satisfatória, considerando como um método alternativo e eficiente para estudo da variação espacial de um determinado parâmetro.

Yamamoto (1990) demonstra a viabilidade da aplicação de funções multiquádricas para interpolação de dados dispersos, fazendo uma série de simulações para representar superfícies matemáticas definidas, por meio do ajuste de uma superfície multiquádrica a um conjunto de dados teóricos calculados com as

equações geradoras dessas superfícies e calculando-se o erro na estimativa de pontos não utilizados na geração da superfície multiquádrica.

Na aplicação de funções multiquádricas, para interpolar conjuntos de dados menores do que 250 pontos, o programa *Surfer* indica, como mais apropriada, a opção sem busca (*no search*). Desta maneira, o parâmetro de controle de número de pontos fica desativado e todos os dados são levados em conta na geração dos nós da malha. No entanto, o fator distância é levado em conta no cálculo do valor estimado em um determinado ponto. Assim, os pontos mais distantes têm menor influência, em comparação com aqueles mais próximos, na estimativa desse valor. A fim de se evitar efeitos de anisotropia nos cálculos, adotou-se uma área de influência circular, centrada no ponto a ser interpolado. Para realçar possíveis influências locais causadas pela estruturação do aquífero, aplicou-se um fator de suavização igual à metade do valor calculado automaticamente pelo programa.

Observou-se que a ocorrência de pontos agrupados representa um peso muito forte no traçado das isolinhas, distorcendo e forçando a passagem artificial de um feixe de linhas por esses pontos. Para evitar esse efeito, nos locais onde havia poços próximos, como em Iretama, Ibiporã, Cornélio Procópio e Bandeirantes, usou-se o valor médio dos dados para gerar as isolinhas.

A distância entre as linhas da malha ficou estabelecida em, aproximadamente, 5 km, gerando uma célula quadrada de cerca de 25 km<sup>2</sup>. Esse adensamento aumenta a probabilidade de que os pontos da malha coincidam com os nós da malha, que são os valores efetivamente usados no traçado das isolinhas (GOLDEN SOFTWARE, 2002).

Os mapas de isovalores dos principais parâmetros hidroquímicos do SAG, evidenciam as condições de potabilidade da água, caracterizando zonas mais adequadas a um determinado tipo de uso de águas captadas do SAG. As áreas correspondentes às concentrações superiores ao valor máximo permitido (VMP - Portaria MS n. 518, BRASIL, 2004) estão realçadas, para indicar zonas com águas, que em condições naturais, sem tratamento adequado, são impróprias para abastecimento público.

### 2.3.2 Especiação química da água e hidrotermalismo

A composição das soluções aquosas é descrita pelas concentrações das espécies iônicas, complexos iônicos e componentes neutros como, por exemplo,  $\text{SiO}_2$ . Essas concentrações dependem das características da água e do material rochoso percolado, do tempo da interação água-rocha, da temperatura e da força iônica da solução.

As análises físico-químicas fornecem a massa total das espécies dissolvidas, expressa, geralmente, em  $\text{mg.L}^{-1}$ . No entanto, para os cálculos de equilíbrio químico considera-se a atividade da espécie em solução, que é o valor que entra no cálculo dos índices de saturação.

Assim, o problema central da hidroquímica é calcular as concentrações das espécies individuais em uma determinada temperatura, com os dados de concentrações dos componentes dissolvidos, informados nos laudos analíticos. Isso é feito, normalmente, utilizando-se programas específicos de computador, cujo algoritmo resolve um sistema de equações não lineares, envolvendo as atividades e as concentrações das espécies em solução.

Os cálculos de equilíbrio químico nas amostras coletadas foram feitos com os programas *Phreeqc Interactive* v. 2.12.5 (PARKHURST; APPELO, 1999) e *Solveq* (REED, 1982; REED; SPYCHER, 1984, 2001), apropriados para a especiação química da água e cálculo dos índices de saturação dos minerais, teoricamente existentes no reservatório.

O programa de computador *Phreeqc Interactive* v. 2.12.5 é usado para realizar simulações de reações químicas e processos de transporte, em águas naturais a baixas temperaturas, baseado em modelos de associações iônicas e no equilíbrio químico de soluções aquosas interagindo com minerais, gases, soluções sólidas e superfícies de sorção. Para resolver o problema de não-idealidade das soluções aquosas, o programa usa equações de Debye-Hückel e suas variações, de acordo com a força iônica da solução para calcular o coeficiente de atividade de cada espécie analisada (PARKHURST; APPELO, 1999).

O programa *Solveq* é usado para calcular o equilíbrio químico em sistemas aquosos homogêneos e multi-componentes (REED, 1982; REED; SPYCHER, 2001). De forma análoga ao *Phreeqc Interactive*, o programa resolve um sistema de equações múltiplas de equilíbrio de massas e de ação das massas, calculando a

especiação química e os índices de saturação em uma dada temperatura. A diferença entre esses programas é que o *Solveq*, além do cálculo de especiação, calcula o equilíbrio parcial de soluções aquosas heterogêneas, forçando o equilíbrio entre a água e minerais ou gases específicos. Essa característica do programa permite determinar o pH da solução em altas temperaturas a partir do pH da solução medido nas condições de coleta da amostra. Esse recurso torna o programa útil para estudos de sistemas hidrotermais, uma vez que possibilita o cálculo simultâneo, do produto de atividade iônica de vários minerais, comparando-os com os respectivos produtos de solubilidade para avaliar o estado de saturação desses minerais na solução aquosa em diversas temperaturas.

### 2.3.2.1 Classificação das águas termais

O Código de Águas Minerais (BRASIL, 1945), classifica as águas termais da seguinte maneira:

Fria:	$T_{\text{água}} < 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Hipotermal:	$25 \text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{água}} < 33 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Mesotermal:	$33 \text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{água}} < 36 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Isotermal:	$36 \text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{água}} < 38 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Hipertermal:	$T_{\text{água}} > 38 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Já Schoeller (1962), classifica as águas subterrâneas em:

Hipotermal ou fria:	$T_{\text{água}} < T_{\text{atmosfera}}$
Ortotermal ou normal:	$T_{\text{atmosfera}} < T_{\text{água}} < T_{\text{atmosfera}} + 4 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Hipertermal ou termal:	$T_{\text{água}} = T_{\text{atmosfera}} + 4 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Onde  $T_{\text{atmosfera}}$  é a temperatura média anual da atmosfera nas proximidades do poço ou da surgência natural da água, o que pode corrigir distorções, principalmente, em águas oriundas de aquíferos pouco profundos.

Por sua simplicidade e objetividade, a classificação termal das águas adotada neste trabalho é a do Código de Águas Minerais (BRASIL, 1945).

### 2.3.2.2 Aplicação de geotermômetros em águas termais

Considerando que a amostra de água coletada na boca do poço é representativa da composição química da água no interior do aquífero em avaliação, podem-se fazer estimativas da temperatura do reservatório com a aplicação de geotermômetros, baseados no estado de equilíbrio químico das espécies minerais em diversas temperaturas.

São apresentadas na tabela 2, equações que relacionam temperatura e concentração de sílica, usadas como geotermômetros para estimar a temperatura no SAG.

Tabela 2 – Equações usadas para o cálculo das geotemperaturas, com os valores de concentração de SiO<sub>2</sub> em ppm

Espécie	Equação	Faixa de Temperatura (°C)	Referência
Quartzo	$T_{SiO_2} = \frac{1315}{5,205 - \log c} - 273,15$	(*)	Truesdell (1976; apud Pirlo, 2004)
Quartzo	$T_{SiO_2} = \frac{1309}{5,19 - \log c} - 273,15$	100 – 250	Fournier (1977)
Quartzo	$T_{SiO_2} = -42,1981 + 0,288313 c + (-3,6686 \times 10^{-4} c^2) + 3,1665 \times 10^{-7} c^3 + 77,034 \log c$	20 – 330	Fournier; Potter II (1982)
Quartzo	$T_{SiO_2} = \frac{-1107,12}{\log c - 4,7588} - 273,15$	0 – 300	Modificado de Rimstidt (1997)
Quartzo	$T_{SiO_2} = -44,119 + 0,24469 c + (-1,7414 \times 10^{-4} c^2 + 79,305 \log c$	20 - 215	Verma; Santoyo (1997)
Quartzo	$T_{SiO_2} = \frac{-1175,7}{\log c - 4,88} - 273,15$	0 - 374	Verma (2000b)
Quartzo	$T_{SiO_2} = \frac{\log c + 1,6445}{0,0088} - 273,15$	(*)	Verma (2000a)
Calcedônia	$T_{SiO_2} = \frac{1032}{4,69 - \log c} - 273,15$	0 - 250	Fournier (1977)
Calcedônia	$T_{SiO_2} = \frac{1112}{4,91 - \log c} - 273,15$	25 - 180	Arnórsson; Gunnlaugsson; Svavarsson (1983)

(\*) Não especificada



### 2.3.2.3 Geotermômetros baseados no equilíbrio químico dos minerais

A avaliação da variação dos índices de saturação (IS) de determinados minerais em função da temperatura possibilita a inferência da temperatura de equilíbrio no reservatório.

No entanto, as condições de equilíbrio químico entre a fase aquosa e as fases minerais, bem como a assembléia de minerais considerada na avaliação do estado de equilíbrio em função da temperatura, que deve, naturalmente, estar presente no sistema hidrotermal estudado, podem se tornar obstáculos à aplicação deste método, devido à predominância de quartzo na composição mineralógica do SAG.

O cálculo do IS de distintas espécies minerais é feito a partir das concentrações dos solutos obtidas nas análises físico-químicas, do pH e da temperatura, medidos no instante da coleta da amostra, aplicando-se a expressão:

$$IS = \log \frac{PAI}{K}$$

onde PAI é o produto de atividade iônica e K é o produto de solubilidade para a reação de dissolução da espécie mineral considerada. O IS permite saber o estado de equilíbrio de uma fase mineral em solução, de modo que, se  $IS > 0$ , a solução está saturada, se  $IS = 0$ , em equilíbrio e, insaturada, quando  $IS < 0$ , em relação a uma dada espécie mineral.

A reconstituição da composição da água foi feita com o programa *Solveq* (REED; SPYCHER, 2001), que calcula a especiação química e os IS dos minerais disponíveis no banco de dados do programa, em valores de temperatura especificados pelo usuário. A análise da variação dos índices de solubilidade de um conjunto de minerais em função da temperatura permite determinar a temperatura de equilíbrio desse conjunto, que corresponde à temperatura da água no aquífero.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1 Aspectos gerais do SAG

O SAG ocorre, no Estado do Paraná, desde as escarpas do Terceiro Planalto Paranaense, até as divisas com os Estados de Santa Catarina ao sul, São Paulo ao norte e Mato Grosso do Sul a oeste e, até as fronteiras com o Paraguai e Argentina a sudoeste. Estende-se por uma área de pouco mais de 131.000 km<sup>2</sup>, incluindo-se aí as porções aflorante e confinada. A faixa aflorante constitui um limite físico do aquífero, enquanto que os demais são limites de natureza geográfica (divisas de estados), podendo ou não haver fluxo subterrâneo através deles, já que tais limites são representados pelos rios Paranapanema a norte, Paraná a oeste e Iguaçu no sudoeste, cujos leitos podem estar condicionados por controles estruturais.

##### 3.1.1 Evolução da concepção da litoestratigrafia do SAG

As unidades litoestratigráficas que compõem o SAG na região estudada são as formações Pirambóia e Botucatu, incluídas no Grupo São Bento, o qual compreende a seqüência Mesozóica da Bacia Sedimentar do Paraná.

Apresentam-se, a seguir, alguns trabalhos que descrevem os aspectos geológicos dessas formações e mostram a evolução das concepções sobre a gênese e ambientes de deposição dessas formações.

Almeida (1953) descreve as rochas sedimentares da Série São Bento, divididas em três conjuntos, de acordo com o seu ambiente de sedimentação: arenito Pirambóia, que constitui a parte basal da seqüência desértica, de origem subaqual reconhecendo-se sedimentos dos tipos coluvial e aluvial; arenito Santana, que corresponde ao membro areno-argiloso, consistindo de sedimentos transportados por rios e depositados em ambiente de origem flúvio-lacustre; arenito Botucatu, que corresponde à fácies eólica da seqüência sedimentar, constituído por areias finas, quartzosas (os feldspatos raramente ultrapassam 5% do volume), cujas camadas se intercalam com as do arenito Santana na porção inferior e, na superior, com as camadas correspondentes aos fluxos de lava da Formação Serra Geral. O

arenito Caiuá foi incluído no arenito Botucatu, considerando-se que ele diferenciava-se desse último, apenas por sua posição estratificada em relação à Formação Serra Geral.

Bigarella; Salamuni (1961) estudaram o arenito Botucatu desde o Rio Grande do Sul até Minas Gerais, ao longo da contínua faixa de afloramentos na margem leste da bacia, descrevendo-o como um arenito quartzoso, de textura fina a média (0,123 mm a 0,959 mm), com grãos arredondados e foscos, contendo de 5 a 10% de grãos feldspáticos. Pelos aspectos texturais e estruturais (estratificação cruzada de grande porte), atribuem origem eólica a esse arenito. Subjacente à seqüência eólica, descrevem a fácies Pirambóia, com granulação mais grosseira (0,125 mm a 0,250 mm), e interpretam o ambiente de deposição como fluvial, com rios periódicos em bacias fechadas. As relações de contato descritas mostram que a seqüência sedimentar encontra-se subjacente ou interdigitada às lavas basálticas e assentada discordantemente sobre os sedimentos permianos da “Série Passa Dois”, mas que localmente cobre as camadas Santa Maria e em Minas Gerais repousa diretamente sobre as rochas do embasamento cristalino.

Northfleet; Medeiros; Mühlmann (1969) consideram a Formação Botucatu como sendo constituída por arenitos eólicos, róseos a amarelados, finos a médios, arredondados e subarredondados, com grãos foscos e estratificação cruzada proeminente, passando, na base, para fácies fluvial e lacustre, representadas pelas camadas Pirambóia, Santa Maria e Santana. Com base na posição estratigráfica, dão à Formação Botucatu, idade Jurássica a Cretácea Inferior. As relações de contato no topo e na base são discordantes e interdigitadas com a Formação Serra Geral, concordantes com a Formação Santa Maria no sul da bacia e discordantes sobre as rochas sedimentares permianas na parte norte da bacia.

Vieira (1973) embora use o termo “Formação Botucatu” para designar duas unidades estratigráficas distintas, percebe a possibilidade de subdividi-las em duas formações distintas, correspondendo a Fácies Pirambóia a arenitos brancos, de origem fluvial, médios, com estratificação cruzada e leitos argilosos; e a Fácies Botucatu, ou Formação Botucatu, a arenitos róseos, de origem eólica, médios, bem selecionados com estratificação cruzada e conglomerados na base.

Schneider et al. (1974) descrevem a Formação Botucatu como arenitos eólicos, avermelhados, finos a médios, bimodais, com grãos foscos, geralmente bem arredondados, depositados em ambiente desértico, com estratificação cruzada

tangencial ou acanalada e estratificação plano-paralela. Registram, no Estado do Paraná, na parte basal da formação, a ocorrência de uma camada com 5 m de espessura, de arenito grosseiro a conglomerático. As relações de contato apontadas são discordantes tanto com as formações superiores como inferiores, ressaltando-se que o contato com a Formação Pirambóia também possa ser considerado concordante. Atribuem à Formação Botucatu, idade juro-cretácica.

A Formação Pirambóia é descrita por Schneider et al. (1974) como sendo constituída por arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados, médios a muito finos, com grãos polidos, subangulares, subarredondados, com intercalações finas de argilitos e siltitos e ocorrências localizadas de arenitos conglomeráticos e, na camada basal areno-argilosa, com 1 a 2 m de espessura. As feições estruturais mais comuns são estratificações cruzadas planares e acanaladas e estratificação plano paralela nas camadas síltico-argilosas. As relações de contato indicadas são discordantes com as formações Corumbataí e Rio do Rasto na base e, embora citando outros autores, não concluem se o contato com a Formação Botucatu é concordante ou discordante. O ambiente de sedimentação considerado é continental, fluvial, com rios meandantes e pequenas lagoas e ambiente oxidante. Geocronologicamente posicionam essa formação no Triássico, correlacionando-a com a Formação (atualmente Grupo) Rosário do Sul.

Soares (1975, 1981) com base em observações de campo, perfis de poços perfurados para pesquisa de petróleo, estudos texturais e mineralógicos de amostras coletadas nos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, define as formações Botucatu e Pirambóia da seguinte maneira:

#### *Formação Botucatu*

Ocorre abaixo e interdigitada aos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral e separada por diastema dos sedimentos da Formação Pirambóia subjacente, da qual se distingue por modificações texturais e de coloração. É constituída por arenitos eólicos, friáveis, de granulação fina a muito fina (0,25 a 0,125 mm), com estratificação cruzada de médio a grande porte, depositados em ambiente desértico entre o Jurássico e o Cretáceo. A fração correspondente à granulometria de argila e silte é inferior a 10%, enquanto que a composição mineralógica da fração arenosa é, em média, 97% quartzosa e 3% feldspática. Essa unidade tem caráter homogêneo e grau de seleção de regular a bom, característica que só se altera em pontos restritos

da bacia, onde ocorrem depósitos subaquosos de alta energia ( fácies torrencial) ou de siltitos e lamitos ( fácies lacustre).

### *Formação Pirambóia*

Ocorre abaixo da Formação Botucatu, assentando-se discordantemente sobre as rochas pelíticas da Formação Rio do Rasto (Grupo Passa Dois). A idade da formação é Triássico Inferior a Jurássico Superior, possivelmente, Triássico Médio a Jurássico Inferior. É constituída por arenitos fluviais com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte ( fácies de canal) e arenitos lamíticos de estratificação paralela ( fácies de transbordamento). A fração arenosa é de granulação muito fina a média. O grau de seleção é pobre e o teor de sedimentos pelíticos gira em torno de 20%. A Formação Pirambóia correlaciona-se à Formação Rosário do Sul, no Rio Grande do Sul.

Caetano-Chang; Wu (1994) apresentam a concepção atualmente aceita para o ambiente de deposição da Formação Pirambóia, descrevendo-a como uma sucessão de camadas de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e médio porte, típicas de campos de dunas e corpos tabulares de arenitos siltosos com laminação plano-paralela típicos de depósitos interdunas úmidos formados por sistemas fluviais intermitentes. Os depósitos relacionados ao ambiente interdunas úmido predominam na parte inferior da formação, passando, na parte intermediária, a intercalações de lençóis de areia com arenitos fluviais temporários. A deposição da parte superior ocorreu sob clima árido, com sedimentação do tipo campo de dunas de médio a grande porte.

Para Milani; França; Schneider (1994), a formação Pirambóia é constituída por arenitos avermelhados a esbranquiçados, localmente conglomeráticos, depositados em sistemas continentais flúvio-lacustres/eólicos; e a formação Botucatu, por arenitos avermelhados bem selecionados, com estratificações cruzadas de grande porte, depositados em sistemas eólicos, relacionados à formação de um extenso campo de dunas. A caracterização da Formação Botucatu é complementada por Milani (1997), como sendo constituída, quase que totalmente, por arenitos médios a finos, de elevada esfericidade, aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada de grande porte, típicas de deposição em ambiente eólico.

França et al. (2003) realizaram análises petrográficas detalhadas do arenito da Formação Botucatu em 66 amostras obtidas de testemunhos de sondagens e 14 de afloramentos naturais. A composição mineralógica do arenito em subsuperfície mostra uma proporção de 85:15:0 (quartzo : feldspato : fragmentos de rocha), enquanto que as amostras coletadas em afloramentos tem proporção média 97:3:0, com relações de feldspato potássico/plagioclásio de 5:1 nos testemunhos de sondagem e de 15:1 nas amostras de superfície. O conteúdo de feldspatos aumenta à medida que se afasta da zona de recarga, passando a cerca de 10% da massa de grãos, a uma distância de 30 km da porção aflorante do aquífero, mostrando um aumento do teor de feldspatos ao longo das linhas de fluxo subterrâneo. Nas partes mais profundas, o cimento é constituído por quartzo que, nas proximidades da zona aflorante, passa a ser de opala e calcedônia. A calcita é abundante nas zonas profundas, e escassa nas amostras obtidas em profundidades menores que 250 m, indicando dissolução intensa desse carbonato desde as proximidades da zona de recarga até distâncias maiores do que 100 km. Por toda a extensão de ocorrência do arenito, os grãos estão revestidos por hematita, illita ou esmectita.

### 3.1.2 Cronoestratigrafia

Assine; Piranha; Carneiro (2004) consideram as idades das formações Botucatu e Pirambóia um tema ainda não suficientemente esclarecido. Não há unanimidade entre os autores quanto à cronoestratigrafia das formações que compõem o SAG. De modo geral, nos Estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, essas formações são tidas como Triássica (Fm Pirambóia) e Juro-Cretácea (Fm Botucatu), citando-se como exemplos, Northfleet; Medeiros; Mühlmann (1969) que colocam a Formação Botucatu no Jurássico a Cretáceo Inferior, com base na interdigitação do topo desta formação, com as rochas efusivas da Formação Serra Geral; Soares (1975) considera o período de deposição mais provável da Formação Pirambóia como sendo entre o Triássico Médio e o Jurássico Inferior; Milani (1997), citando trabalhos de outros autores, posiciona a Formação Botucatu com idade entre o Neotriássico e o Eojurássico. No Rio Grande do Sul, onde a estratigrafia das unidades correlatas é mais complexa, Faccini; Giardin; Machado (2003), colocam a Formação Botucatu no Cretáceo Inferior e a Formação Pirambóia no Neopermiano, correlacionando-a à Formação Rio do Rasto.

### 3.1.3 Espessura

A máxima espessura do SAG foi registrada no poço 2-AL-1-RS, perfurado no município de Alegrete, RS, onde a seqüência sedimentar correspondente ao aquífero tem 843 m de espessura (GIGLIO NETO; LEITE; SIMON, 1981).

A espessura da Formação Botucatu, no Estado de São Paulo, ultrapassa 200 m (SOARES, 1981) e, no Estado do Paraná, a espessura dessa formação deve ficar entre 60 e 100 m (SOARES, 1975; 1981).

Almeida (1981) informa que a maior espessura da Formação Pirambóia ocorre no Estado do Mato Grosso do Sul, alcançando cerca de 400 m e que no Estado do Rio Grande do Sul, o Grupo Rosário do Sul atinge 800 m de espessura máxima. Informa ainda, que os arenitos da Formação Botucatu têm espessura inferior a 150 m em toda a extensão da bacia.

Para Soares (1975) a espessura da Formação Pirambóia varia desde o máximo de 300 m no Estado de São Paulo, até desaparecer no Rio Grande do Sul. Araújo; França; Potter (1999), sem especificar os locais, informam que a espessura da Formação Botucatu varia de 4 a 484 m (média: 138 m) e a da Formação Pirambóia, de 25 a 770 m (média: 139 m).

Strugale (2002) estudando o SAG nas imediações do eixo do Arco de Ponta Grossa, registra variações de 5 a 80 m na espessura da Formação Pirambóia, enquanto que a Formação Botucatu apresenta camadas tabulares de espessura constante em torno de 70 m.

No Estado do Paraná, existem 29 poços totalmente penetrantes no SAG, sendo 18 deles perfurados pela Petrobrás ou pelo Paulipetro para prospecção de petróleo, e 11 perfurados para captação de água. A espessura máxima, de 417 m, foi atingida no poço 1-NA-1-PR, situado em Altônia (região oeste do Estado) e a mínima, 9 m, no poço perfurado pela Sanepar em Grandes Rios. Com base nos perfis litológicos desses 29 poços, a espessura média do SAG em território paranaense é 166 m.

As isópacas do SAG em território paranaense estão apresentadas na figura 4, ressaltando-se a baixa densidade de pontos (29) usados para a confecção desse mapa.

Observa-se no mapa de isópacas um depocentro alongado, que se estende na direção NW a partir da região centro sul até a divisa do Paraná com o Mato Grosso do Sul.

Na área ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva, bem com a N-NE desse último, o arenito apresenta menor potência comparado com as regiões mais ao sul e a oeste.



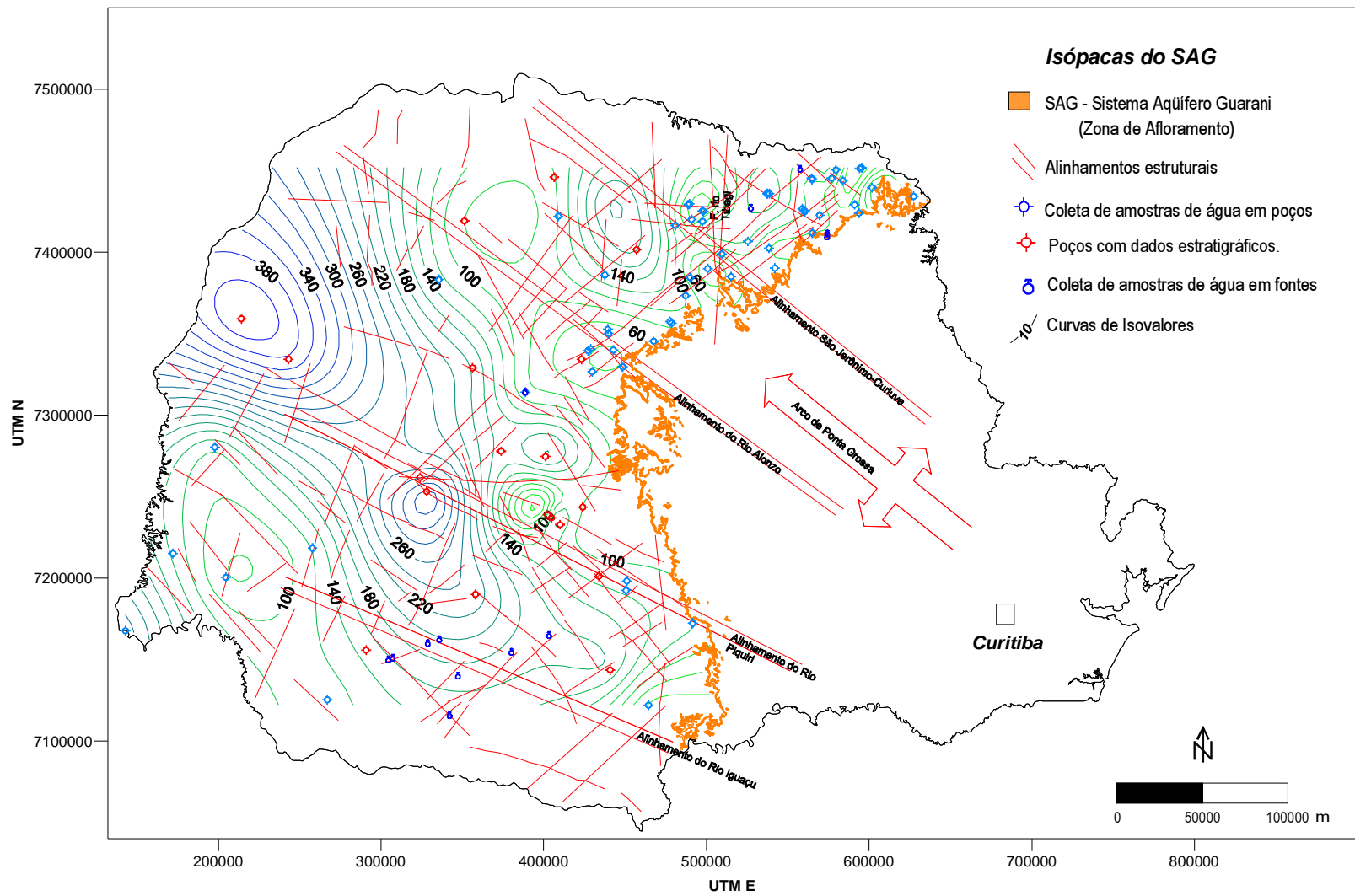


Figura 4 – Mapa de isópacas do SAG (em metros)

### 3.1.4 Hidroestratigrafia

A distribuição lateral e vertical das Formações Pirambóia e Botucatu (e suas correlatas nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul), acha-se afetada pelo tectonismo que atuou na bacia. Segundo Almeida (1981), a sedimentação na Bacia do Paraná, durante o Triássico-Jurássico ocorreu em ambiente de calma tectônica, quebrada no Triássico pelo soerguimento do Arco de Ponta Grossa que gerou duas sub-bacias, uma ao norte, preenchida pelos sedimentos da Formação Pirambóia e outra ao sul, com subsidência mais ativa e preenchida pelos sedimentos do Grupo Rosário do Sul.

Com relação à continuidade lateral dessas formações, Assine; Piranha; Carneiro (2004) relatam que a Formação Pirambóia desaparece em parte de Santa Catarina, de modo que a Formação Botucatu assenta-se diretamente sobre as camadas da Formação Rio do Rasto; e que na região central do Rio Grande do Sul, a Formação Botucatu está ausente, e as vulcânicas da Formação Serra Geral cobrem os depósitos da Formação Santa Maria.

Giardin; Faccini (2004), estudando o SAG na região de Santa Maria (RS), apontam dois fatos significantes: ausência da fácies eólica correspondente à Formação Pirambóia e que os arenitos da Formação Botucatu, na área estudada, encontram-se intensamente silicificados, comportando-se como aquíferos fissurais. Nesse local, o SAG está constituído pela seqüência sedimentar do Grupo Rosário do Sul, composta pelas seguintes unidades:

- Formação Sanga do Cabral (Neopermiano-Eotriássico): associação de fácies eólicas de dunas e interdunas úmidas basais, passando a depósitos aluviais de canais entrelaçados no topo.
- Formação Santa Maria (Triássico Médio a Superior): arenitos basais depositados em ambiente fluvial progredindo para sedimentos pelíticos de planície de inundação.
- Formação Caturrita (Triássico Superior): arenitos depositados em sistema de canais fluviais, deltas lacustres de pequenas dimensões com litofácies pelíticas. No topo da unidade predominam arenitos.

Observa-se ainda, que essas formações têm membros com predominância de sedimentos finos (silte e argila) que se comportam como aquícludes e aquítardes.

O mapa de isohipsas (Figura 5) gerado com as profundidades do topo do SAG obtidas nos relatórios de poços de captação de água e perfis de poços de

pesquisa de petróleo, indica um mergulho regional do topo do aquífero no sentido SE-NW a norte do alinhamento do rio Piquiri e E-W ao sul desse alinhamento. Localmente, observam-se fortes inflexões no traçado das isohipsas que mostram a complexidade do arcabouço tectônico da bacia.

Ao longo das linhas indicadas na figura 6, foram feitas as seções geológicas A-A', B-B' e C-C' (Figuras 7, 8 e 9), utilizando-se dados estratigráficos dos poços já mencionados e de geologia de superfície extraídos do Mapa Geológico do Paraná (MINEROPAR, 1989). Observam-se nessas seções descontinuidades da camada aquífera, causadas por falhamentos dispostos em direções aproximadamente paralelas ou perpendiculares à do mergulho do SAG.

Algumas falhas têm rejeito vertical da ordem de 500 m, colocando os arenitos da formação Botucatu em contato com litologias do Grupo Passa Dois, o que pode influenciar significativamente na composição química das águas do SAG.

Os sistemas de falhamento observados nas seções das figuras 7 a 9, seccionam o aquífero em blocos, causam a descontinuidade da camada aquífera, modificando as linhas de fluxo regional e, conseqüentemente, o processo de recarga do aquífero.

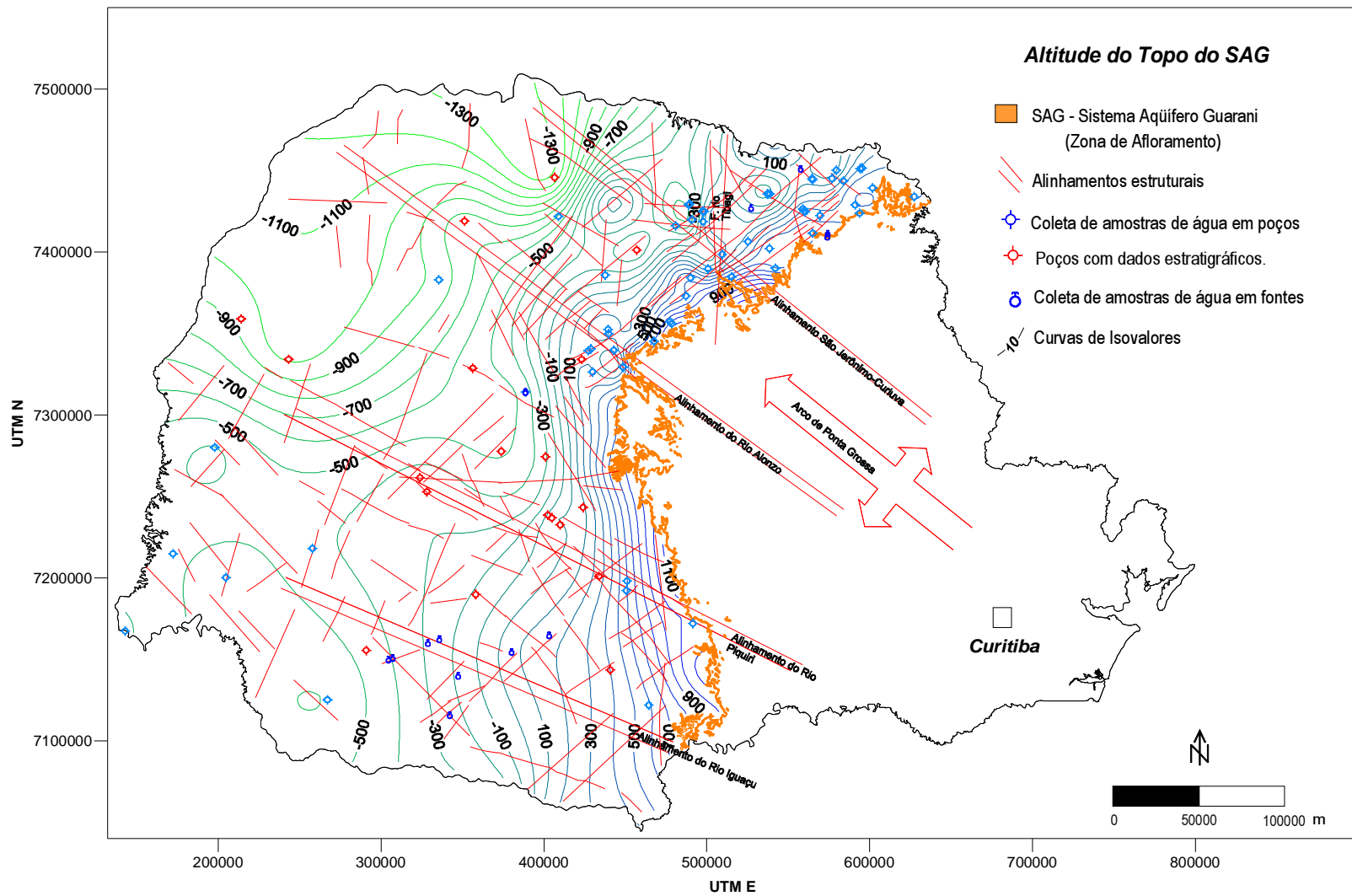


Figura 5 – Curvas de Isovalores de altitude do topo do SAG (coordenadas UTM e isolinhas em metros)

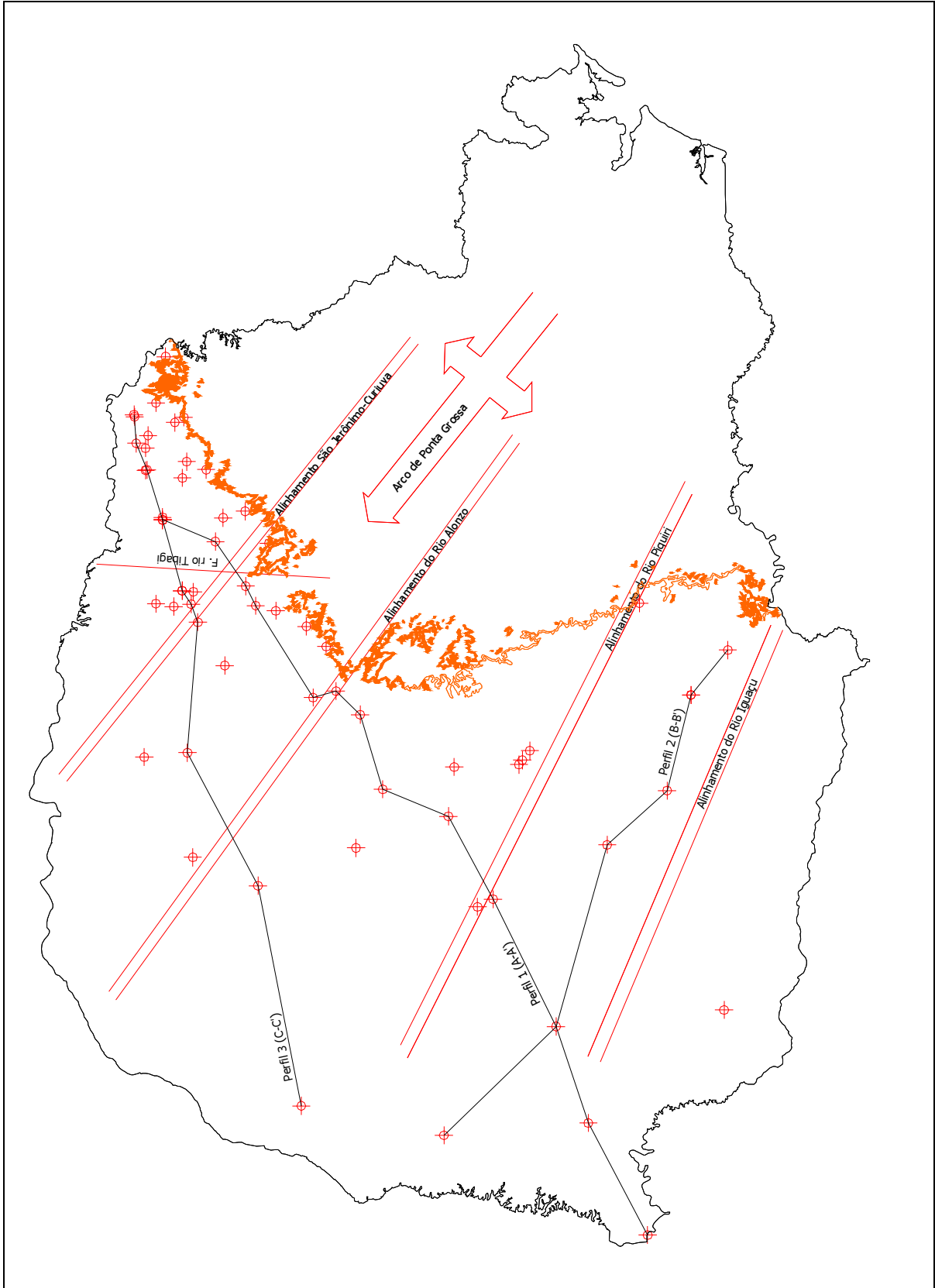


Figura 6 - Poços com dados litoestratigráficos e direções das seções estratigráficas

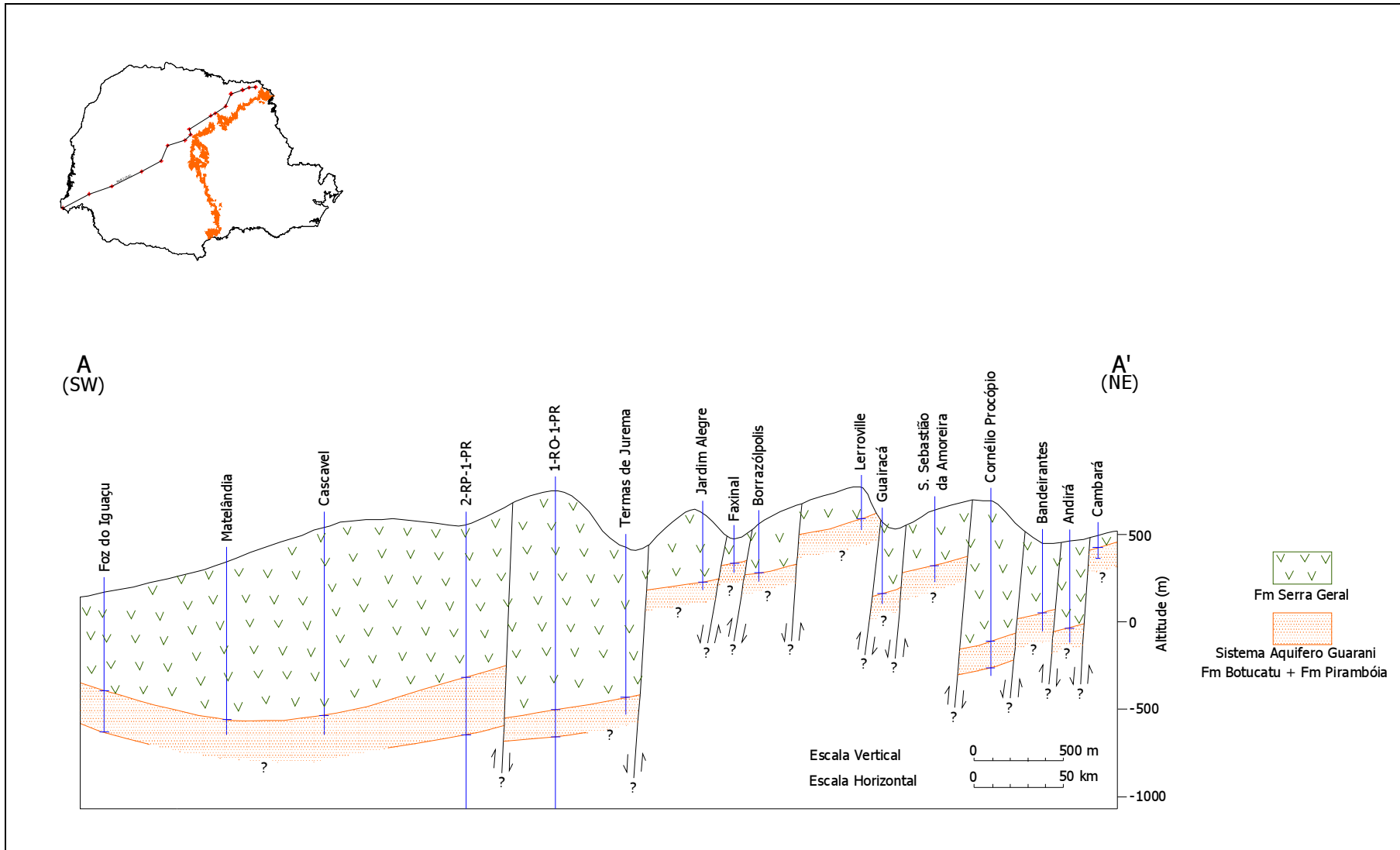


Figura 7 - Seção geológica A-A' (Cambará – Foz do Iguaçu)

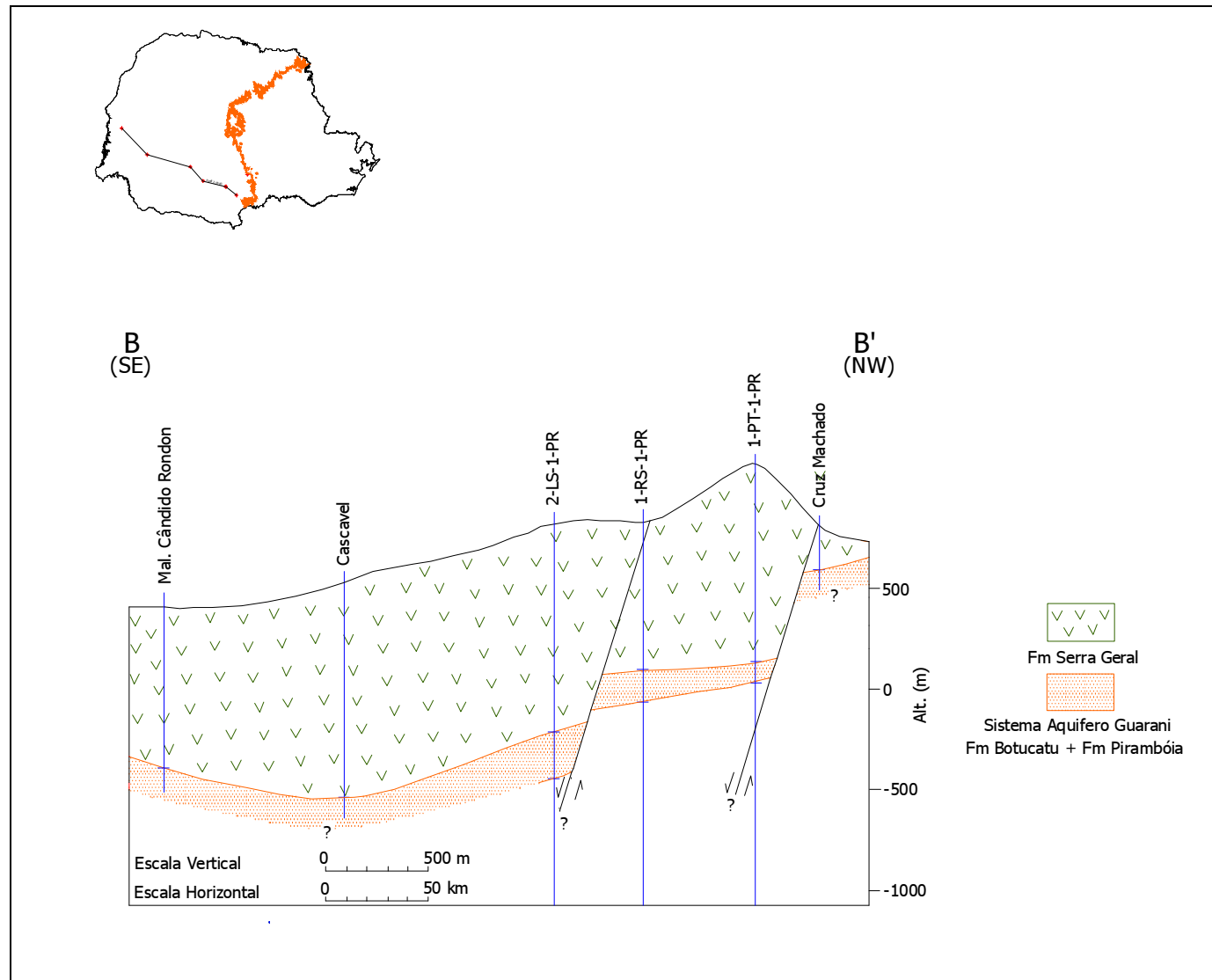


Figura 8 - Seção geológica B-B' (Cruz Machado – Marechal Cândido Rondon)

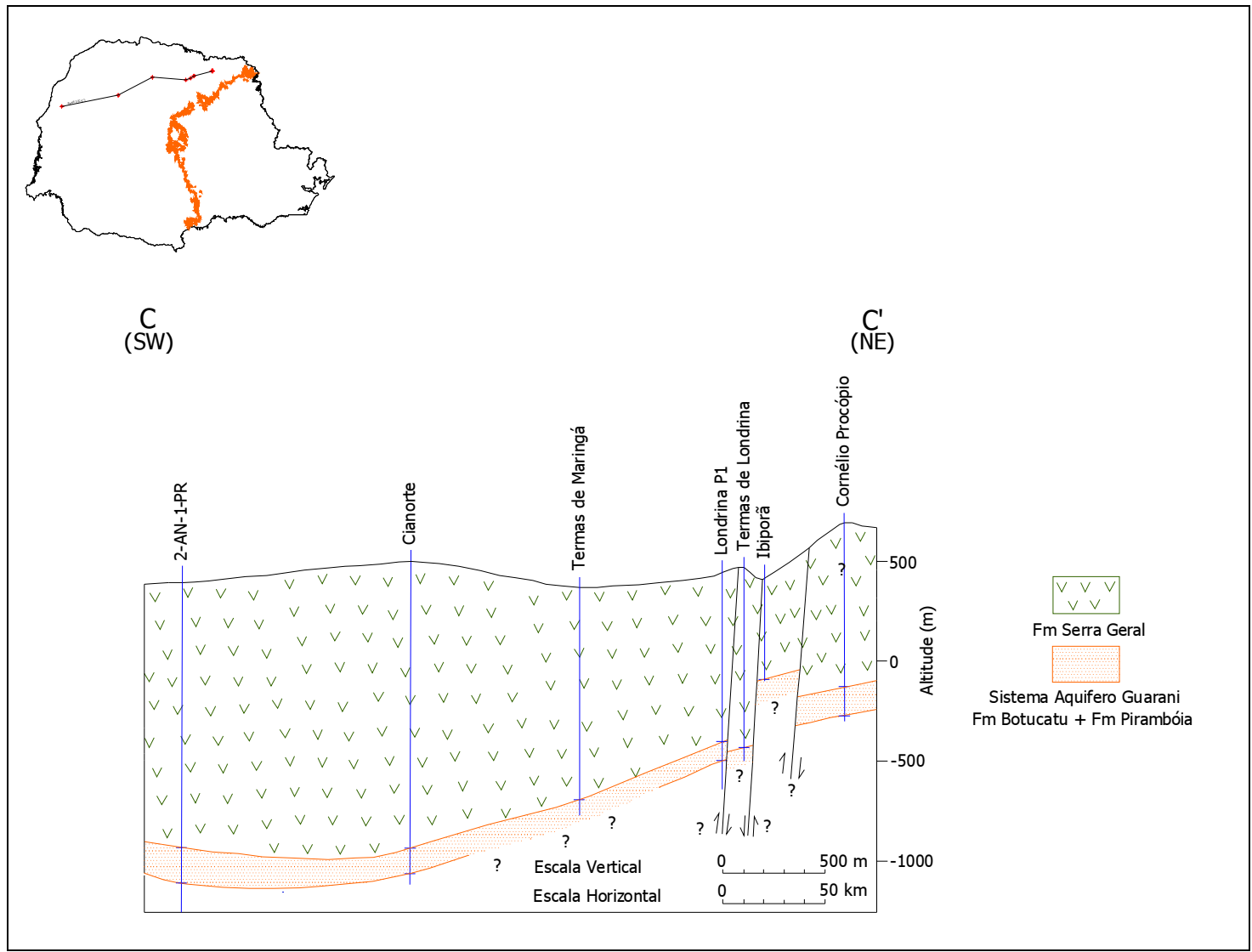


Figura 9 – Seção geológica C-C' (Cornélio Procópio – Altônia)



### 3.1.5 Características Hidrogeológicas

As porosidades determinadas em perfis sônicos de poços perfurados para pesquisa de petróleo variam de 17 a 30% para a Formação Botucatu e de 14 a 24%, para a Formação Pirambóia, enquanto que as condutividades hidráulicas são 8,7 m/dia e 1,9 m/dia para as formações Botucatu e Pirambóia, respectivamente (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1999).

A porosidade do arenito Botucatu medida por França et al. (2003) em seções delgadas das amostras subsuperficiais, independentemente da profundidade ou localização na bacia, foi de  $15,7 \pm 9,3\%$ .

Foram analisados 25 relatórios conclusivos de poços, os quais apresentavam dados hidráulicos incompletos do aquífero captado. Na maioria dos casos, as informações encontradas resumem-se ao regime de bombeamento proposto e, apenas 13 relatórios continham alguma informação relacionada aos parâmetros: vazão de exploração, nível dinâmico e nível estático. Os valores de transmissividade foram informados em apenas dois relatórios, sendo que um desses valores foi considerado duvidoso ( $47 \text{ m}^2.\text{d}^{-1}$ ). Os valores obtidos estão apresentados na tabela 3.

Tabela 3 – Parâmetros hidráulicos de poços do SAG, no Estado do Paraná, obtidos dos relatórios conclusivos de poços

Grau de confinamento	Q/s Mínimo ( $\text{m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$ )	Q/s Máximo ( $\text{m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$ )	T ( $\text{m}^2.\text{d}^{-1}$ )	Número de amostras
Baixo <sup>(1)</sup>	0,6	8,9	-	9
Médio	-	3,2	-	1
Alto	0,6	2,9 <sup>(2)</sup>	47 e 109,81	3

(1) Dados de poços perfurados no mesmo município (São Jerônimo da Serra)

(2) Foi também registrado o valor de  $4,0 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$ , porém, há significativa contribuição de águas da Formação Serra Geral.

Silva (1983) cita valores de parâmetros hidráulicos do SAG obtidos para o Estado de São Paulo, conforme relacionados a seguir:

Vazão específica:	1 a $23 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$
Transmissividade:	40,6 a $1296 \text{ m}^2.\text{d}^{-1}$
Condutividade hidráulica:	$2,4 \times 10^{-6}$ a $4,5 \times 10^{-5} \text{ m}.\text{s}^{-1}$
Coefficiente de armazenamento:	$4 \times 10^{-5}$ a $2 \times 10^{-4}$

Todos esses parâmetros apresentam uma faixa de variação muito ampla, o que pode ser reflexo de heterogeneidades no aquífero. Essas variações, segundo Faccini; Giardin; Machado (2003), seriam causadas pelo fato das propriedades de unidades aquíferas (Botucatu e Pirambóia), que apresentam comportamento hidráulico distintos estarem sendo medidas de forma conjunta.

A proposta de se agrupar as formações Botucatu e Pirambóia, e suas correlatas em outros Estados e Países, em uma única unidade aquífera se originou da idéia de que, embora originadas de processos genéticos distintos, elas apresentariam propriedades hidráulicas semelhantes.

Porém, as rochas que compõem o SAG apresentam heterogeneidades decorrentes dos ambientes deposicionais e do tectonismo que afetou a Bacia Sedimentar do Paraná, que contradizem as supostas semelhanças, principalmente no que tange à Formação Pirambóia. Assim, para manter uma coerência com relação à continuidade das características físicas, cronoestratigráficas e deposicionais do substrato que forma o aquífero e da similaridade das propriedades hidráulicas, seria conveniente considerar a Formação Pirambóia como um aquífero separado do SAG, mantendo-se essa denominação apenas para a Formação Botucatu, ressaltando-se as particularidades locais dessa unidade.

Apesar das lacunas existentes no estágio atual de conhecimento do SAG, já se avançou muito para que se tenha uma concepção mais realista sobre o aquífero. Porém, ainda é comum a veiculação de idéias equivocadas e práticas de locação de poços não condizentes com os aspectos litoestruturais do SAG. O modelo de um aquífero composto por camadas contínuas e uniformes em toda a sua extensão é inaceitável, pois passa a falsa idéia de homogeneidade de um meio onde as descontinuidades físicas e heterogeneidades geológicas e hidráulicas são evidentes.

As camadas do SAG estão expostas em uma faixa com largura média de 2 km, escarpada em quase toda a sua extensão, que recebe, anualmente, mais de 1200 mm de chuva (PARANÁ, 1998), e marca a passagem do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense.

A zona aflorante é constituída por arenitos silicificados, com uma topografia desfavorável à infiltração de águas de chuva. Essa configuração, embora semelhante à dos demais Estados da região sul, difere da do Estado de São Paulo, ao menos na extensão da área de exposição, que nesse Estado é significativamente maior, como mostrado na figura 10.

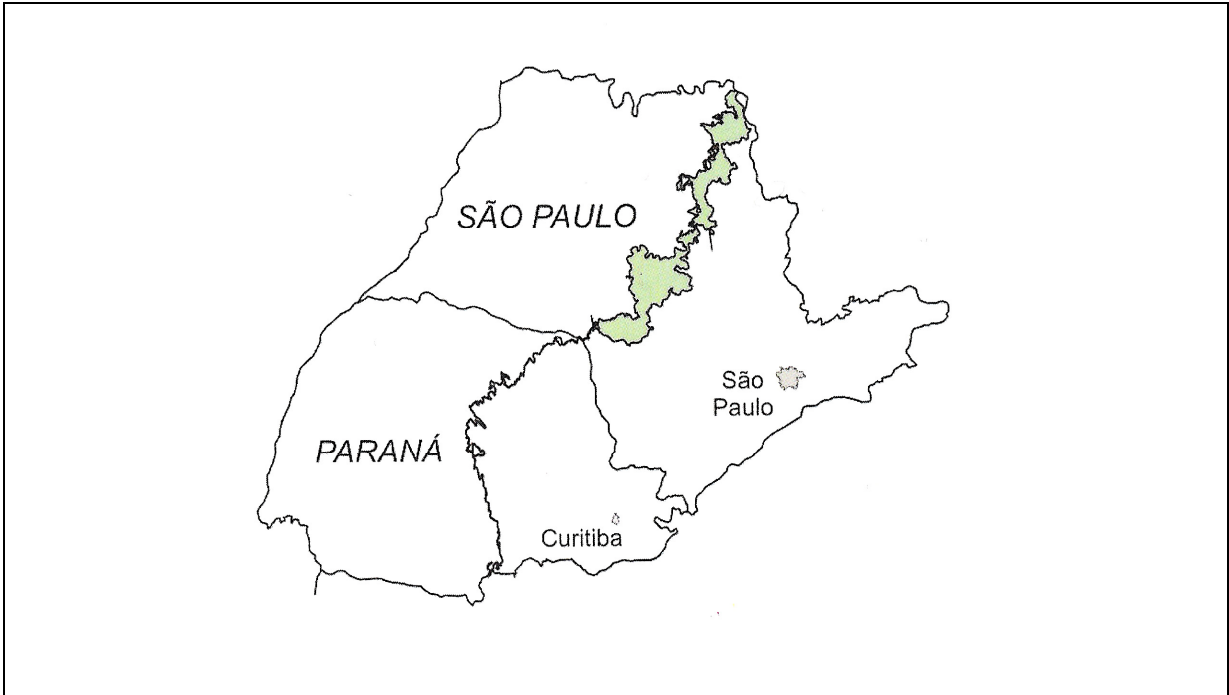


Figura 10 – Esboço (sem escala) da área de exposição das formações Botucatu e Pirambóia nos Estados de São Paulo e Paraná (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004)

Em geral, atribui-se a silicificação do arenito ao “cozimento” causado pelos derrames basálticos. No entanto, não se observam nas escarpas areníticas, corpos magmáticos possantes o suficiente para metamorfizar todo o arenito e sustentar a morfologia dessas escarpas (Figura 11). Os diques existentes nas serras da Boa Esperança e do Cadeado são estreitos (espessuras da ordem de 50 m ou menores) sem que sejam observadas auréolas de metamorfismo de contato nas encaixantes (figuras 12 e 13), onde se podem ver diques de rochas básicas intrudidos nas formações Pirambóia e Rio do Rasto.

Wernick (1966) descreve as feições da Formação Botucatu nas serras do Cuscuzeiro e de Itaqueri (SP), que são muito semelhantes às encontradas no Estado do Paraná e, embora sem negar a ação de soluções silicosas magmáticas, considera que a silicificação do arenito esteja relacionada, principalmente, à precipitação química em ambiente freático a partir do Pleistoceno. Nas escarpas da Serra do Cadeado podem-se observar arenitos endurecidos (Figura 14), com estrutura sedimentar preservada e sem qualquer indício dos efeitos do metamorfismo de contato. Nas proximidades de corpos intrusivos, pode-se ver

arenito silicificado, com microfraturas preenchidas por sílica precipitada de prováveis soluções magmáticas.



Figura 11 – Escarpas de arenito silicificado da Formação Botucatu (Morro da antena, Serra do Cadeado, proximidades de Mauá da Serra, PR)





Figura 12 – Dique intrudido em arenito da Formação Pirambóia (BR 376 – Serra do Cadeado)



Figura 13 – Dique intrudido em siltito da Formação Rio do Rasto (BR 376 – Serra do Cadeado)



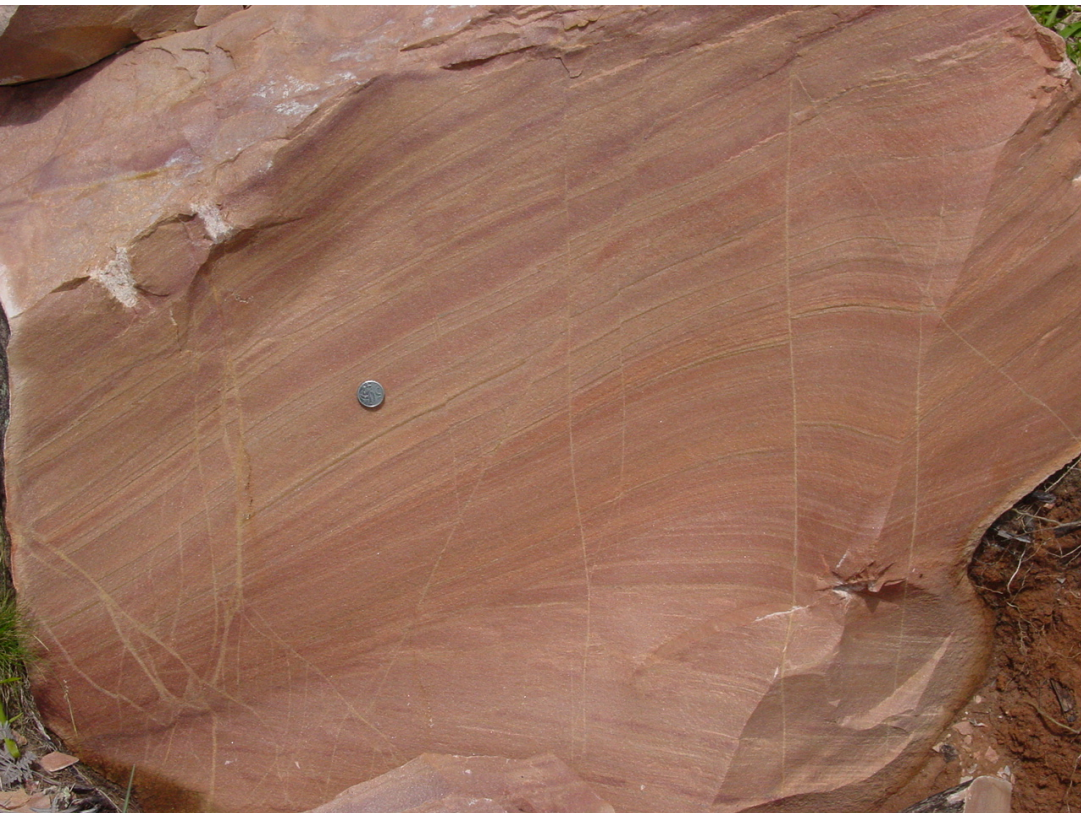


Figura 14 – Afloramentos de arenito silicificado. A foto inferior mostra microfraturas preenchidas por sílica precipitada de soluções termais (Morro da antena, Serra do Cadeado, proximidades de Mauá da Serra, PR)

Desta forma, pelas particularidades litológicas e topográficas nas áreas aflorantes e pelas descontinuidades estruturais do SAG no Paraná, o mecanismo de recarga do aquífero ainda é fruto de especulações, necessitando de estudos mais aprofundados para seu melhor entendimento.

Araújo; França; Potter (1995), a partir de dados de poços perfurados para pesquisa de petróleo, admitem a borda leste da bacia como área de recarga e que as principais zonas de descarga natural estão situadas na porção sudoeste das Bacias do Paraná e Chaco-Paraná.

Outros mecanismos de recarga também devem ser considerados, como a contribuição de águas do aquífero Serra Geral, por drenança vertical através de falhas ou diaclasamentos, nas áreas onde a potenciometria do SAG permite o fluxo descendente. Esse tipo de recarga pode ocorrer em áreas específicas no interior da bacia ou em uma estreita faixa junto à zona aflorante, já que existem poços surgentes e outros com nível da água próximo à superfície do terreno, situados a distâncias inferiores a 100 km da zona aflorante.

No Paraná, à semelhança do poço perfurado em Piratuba (SC), que apresentou queda acentuada de pressão, passando de 200 *psi* a 100 *psi*, ao longo de 29 anos (DRECKMANN, 2002), dois poços perfurados em zona de alto confinamento, um há 27 anos (Termas de Maringá) e outro há 16 anos (Termas de Londrina), também apresentam queda de cerca de 50% da vazão em relação ao início da captação. Essas quedas de pressão podem ser atribuídas a problemas construtivos ou a colmatação dos filtros pelo longo tempo de operação desses poços. Entretanto, pelo caráter compartimentado do aquífero, não se pode deixar de supor que a recarga seja insuficiente para sustentar a demanda requerida, como ocorreu com o poço perfurado em Jardim Alegre, cujo rápido esgotamento evidencia a existência de blocos com circulação e recarga muito baixas no SAG.

Assim, ao menos no Estado do Paraná, o SAG apresenta-se como um aquífero livre, nas áreas de afloramento, e confinado no interior da bacia, formado por uma camada de arenito (formações Botucatu e Pirambóia), afetada por sucessivos eventos tectônicos que causaram o falhamento das camadas e intrusões de rochas magmáticas que seccionam o aquífero em blocos e controlam o fluxo subterrâneo e a evolução química da água.

Neste trabalho, o grau de confinamento foi definido em função da profundidade do topo do SAG, considerando-se: baixo confinamento, até 300 m de

profundidade; médio confinamento, de 300 a 600 m; e, alto confinamento, acima de 600 m de profundidade. O grau de confinamento não guarda, necessariamente, uma relação direta com a distância da borda onde aflora o SAG.

Os mapas da potenciometria do SAG (Figura 15) e das zonas de surgência natural, determinada pela diferença entre a altitude do nível potenciométrico e a altitude da boca do poço (Figura 16), confeccionados com os níveis de água medidos em datas diferentes, obtidos dos relatórios de perfuração dos poços, mostram que as isotenciais são influenciadas pelos principais alinhamentos estruturais, principalmente ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa e, também, por uma provável zona intermediária de descarga ao longo da calha do rio Iguaçu.

Como há indícios de queda de pressão artesiana em alguns pontos do aquífero, para uma representação mais segura e mais próxima da situação real da potenciometria do SAG, haveria a necessidade de uma paralisação do bombeamento até a estabilização do nível estático, para então se proceder a medida do nível da água. Essa operação é inviável, uma vez que grande parte dos poços é utilizada para abastecimento público.

Assim, pelos fatores adversos apontados, o mapa apresentado na figura 15, deve ser considerado apenas como uma aproximação da superfície potenciométrica do SAG.

As linhas de fluxo inferidas a partir das isotenciais, relativas à pressão, já que os níveis da água não estão no SAG, indicam dois padrões: um ao sul e outro ao norte do alinhamento do rio Alonzo, denominados aqui de células sul e norte, apenas para efeito de localização.

A “célula sul” tem curvas de contornos suaves e dois padrões de fluxo subterrâneo: um compreendido entre o alinhamento do rio Alonzo e do rio Piquiri e outro entre este último e o do rio Iguaçu.

A região mais ao sul, isto é, entre os alinhamentos do rio Iguaçu e do Piquiri, mostra em sua porção intermediária, um divisor de águas subterrâneas, com direção aproximadamente perpendicular a esses alinhamentos. De acordo com essa superfície potenciométrica, as surgências de Verê e de Coronel Vivida (situadas no mesmo lineamento estrutural), Sulina e São Francisco, são alimentadas por fluxos subterrâneos direcionados de SW para NE.

Essa situação exige uma área de recarga distinta daquela comumente aceita, de que a recarga se dá através da zona aflorante, uma vez que, nessa



região, as rochas do SAG estão a profundidades superiores a 500 m e o fluxo sendo direcionado de SE para NW. A porção mais baixa da superfície potenciométrica coincide com as surgências naturais situadas na região de Candói (Águas de Santa Clara e de São Francisco).

A oeste do divisor de águas mencionado, os fluxos ocorrem nas direções NW e SW, este último produzindo os poços surgentes na região de Foz do Iguaçu.

Entre os alinhamentos do rio Piquiri e do rio Alonzo, observa-se a continuidade do divisor de águas que termina em um alto próximo ao alinhamento do rio Alonzo. A oeste desse divisor o fluxo é, predominantemente, para NW. Entre a zona aflorante e o divisor, a superfície potenciométrica forma um lobo com fluxos divergentes. É provável que o fluxo para NE seja a causa das surgências naturais em Iretama (poço e fonte de Termas de Jurema). O alinhamento do rio Alonzo coincide, aproximadamente, com uma zona de confluência de fluxo, que separa a célula sul da norte.

A “célula norte” compreende o setor que se estende ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa (setor APG), entre os alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiuva, e o setor a norte desse último alinhamento.

A faixa central do setor APG corresponde a um divisor de águas subterrâneas que, na sua porção intermediária, direciona os fluxos para NE e SW e para NW na extremidade mais afastada da zona aflorante, onde há o poço surgente de Maringá.

O limite norte desse setor corresponde a uma zona de baixa potenciométrica, mais ou menos coincidente com o alinhamento São Jerônimo-Curiuva, em cujas proximidades estão os poços surgentes de Iporã e Londrina.

O setor mais ao norte apresenta uma baixa potenciométrica, formando uma zona de confluência de fluxos subterrâneos. Nesse local, foram perfurados cinco poços, sendo que quatro são jorrantes. Aparentemente, a falha do rio Tibagi divide, esse setor, formando, também uma zona de confluência. A nordeste dessa falha, aparece um alto potencial, a partir do qual os fluxos se dirigem para as direções SW, N e NE.

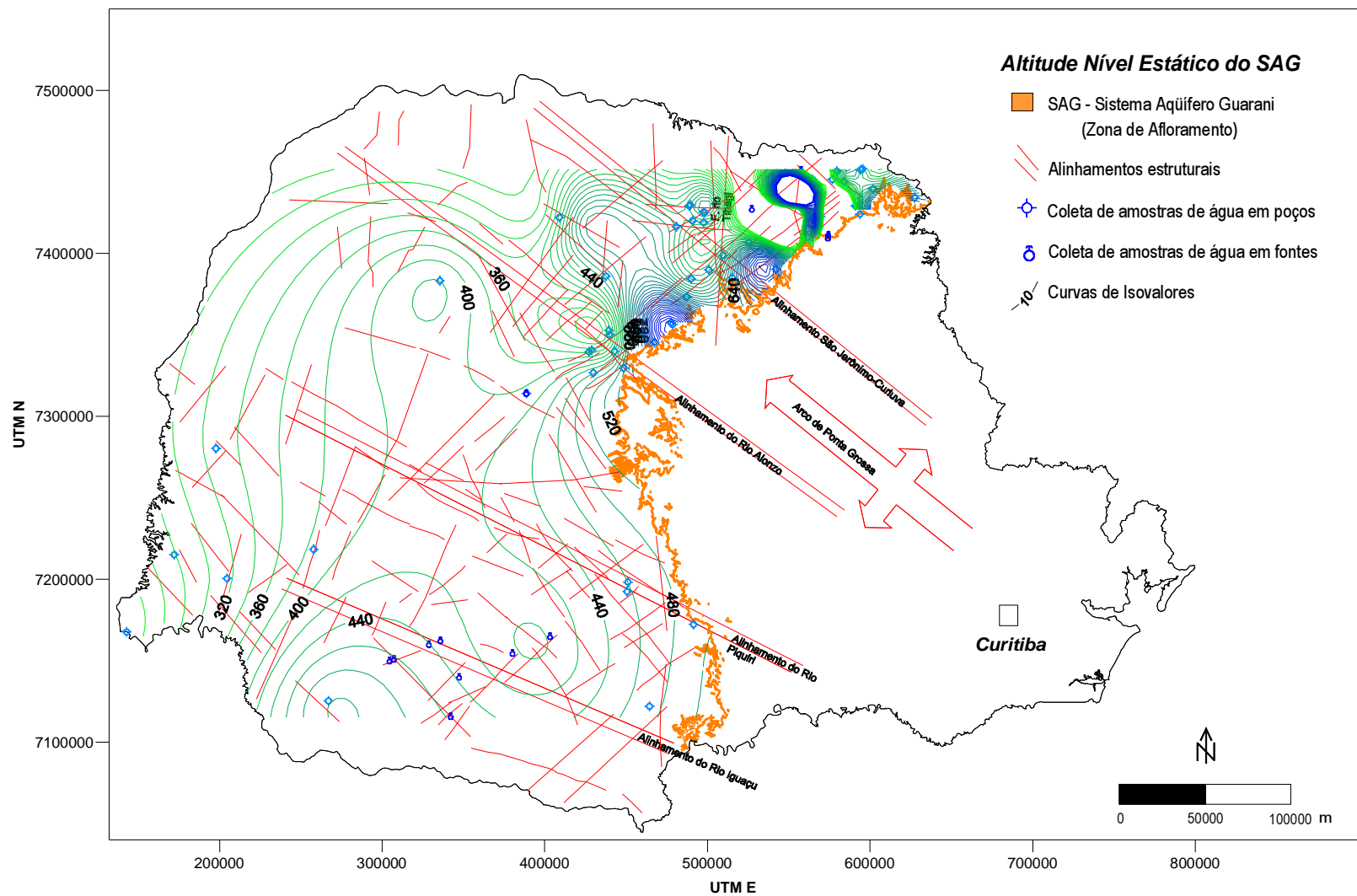


Figura 15 – Curvas isotenciais, representadas pela altitude do nível estático da água em poços e fontes do SAG (isovalores em m)

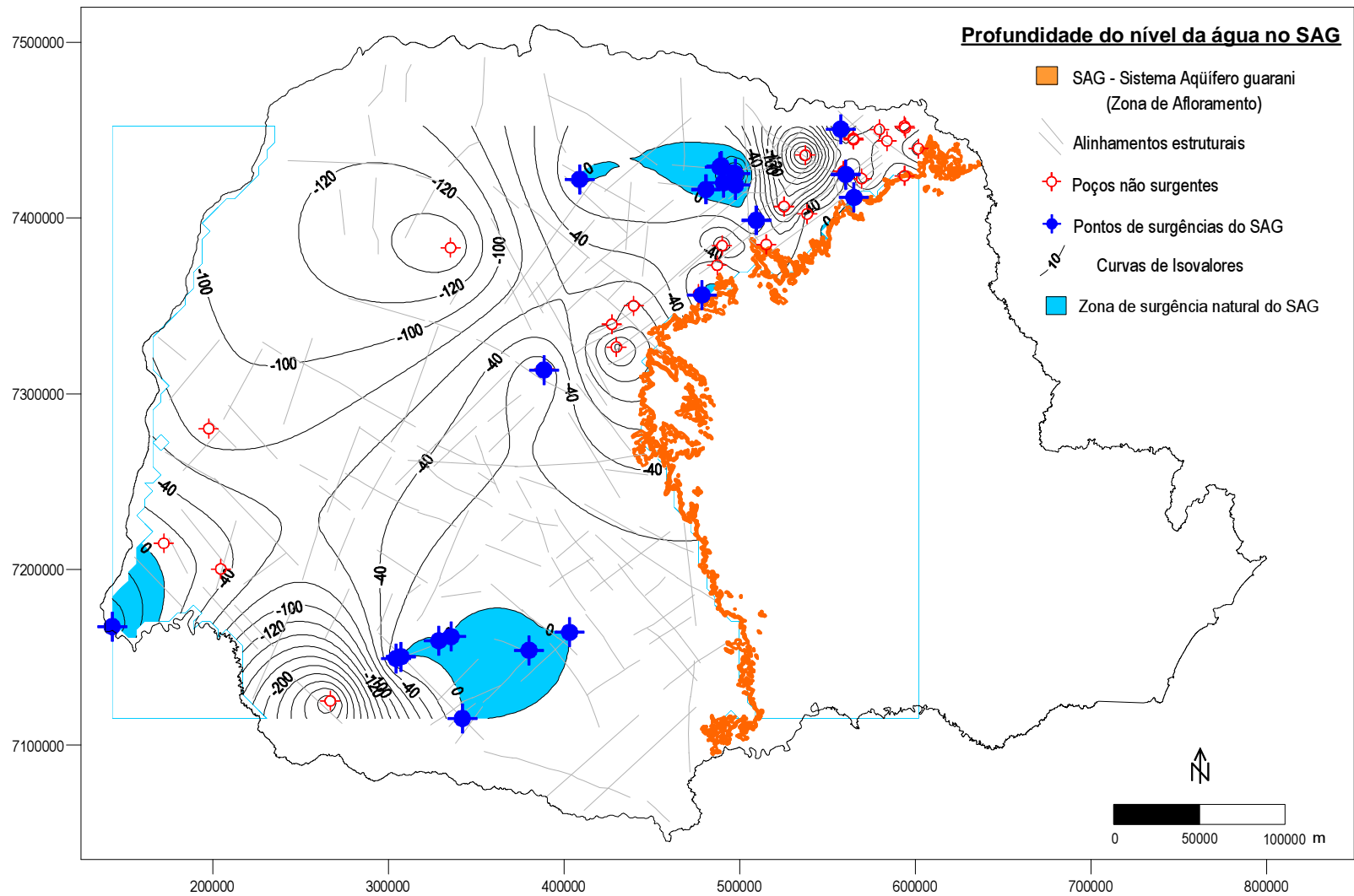


Figura 16 – Curvas de isopropfundidades da água no SAG, mostrando as zonas e pontos de surgência natural de água (isovalores em m)

### 3.1.6 Camadas confinantes do SAG

Em sua porção confinada, o SAG encontra-se encaixado entre as rochas das formações Rio do Rasto (base) e Serra Geral (topo).

A Formação Rio do Rasto, cuja espessura máxima, 783 m, foi encontrada no poço 2-MR-1-RS, em Marcelino Ramos, RS (GIGLIO NETO; LEITE; SIMON, 1981) compreende siltitos, argilitos e arenitos finos, esverdeados e arroxeados na parte inferior e, na superior, argilitos e siltitos vermelhos com intercalações lenticulares de arenitos finos em camadas lenticulares e com estratificação cruzada acanalada e plano paralela (VIEIRA, 1973; SCHNEIDER et al., 1974).

A Formação Rio do Rasto tem características de aquitarde, onde a qualidade aquífera reside nas camadas lenticulares de arenitos. Os poços perfurados nessa formação são de baixa vazão, normalmente abaixo de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ , quando produtivos.

Sobrepostas ao SAG estão as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos. Diabásios intrusivos em toda a seção sedimentar da Bacia, na forma de soleiras e diques, são também correlacionados à Formação Serra Geral (MILANI, 1997). Soares; Ernesto (2004) indicam as rochas intrusivas e extrusivas de Província Magmática do Paraná, contendo 90% do volume de rochas ígneas constituídos por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos com dois piroxênios (augita e pigeonita). Os 10% restantes são constituídos por andesitos toleíticos, riodacitos e riolitos.

A maior espessura dessa formação foi encontrada no poço 2-CB-1-SP, perfurado em Cuiabá Paulista (SP), que atravessou 1731 m de basalto. Na parte basal da formação, é comum a ocorrência de arenitos intertrapeanos (GIGLIO NETO; LEITE; SIMON, 1981).

As rochas da Formação Serra Geral constituem um aquífero fissural de grande importância para abastecimento público das cidades do interior do Paraná. Segundo dados da Sanepar, a vazão explorada é da ordem de  $65 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ .

Em geral, o topo de cada derrame apresenta estruturas amigdaloidais e vesiculares e, na sua parte central, juntas verticais e horizontais. A ocorrência da água subterrânea nos basaltos está associada à presença de descontinuidades estruturais, tais como fraturas, bem como à presença de estruturas vesiculares interconectadas e às zonas de contato entre os derrames. A maior frequência das

entradas de água dos poços está localizada até os 110 m de profundidade e as vazões, nessa faixa, variam entre 1 a 70 m<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup> por poço (ROSA FILHO; SALAMUNI; BITTENCOURT, 1987).

### 3.1.6.1 Quimismo das águas das Formações Rio do Rasto e Serra Geral

A caracterização química das águas das camadas confinantes do SAG pode auxiliar no entendimento de padrões anômalos no conteúdo dissolvido das águas do SAG.

Essa caracterização foi feita com base em dados analíticos obtidos no banco de dados do LPH-UFPR, considerando aceitáveis as análises com diferença de balanço iônico inferior a 5%. Foram utilizadas 95 amostras para o Aquífero Rio do Rasto e 150 para o Aquífero Serra Geral.

A classificação química da água foi feita pelo método de íons predominantes e os resultados obtidos estão sintetizados na tabela 4 e na figura 17, com o número absoluto e percentual de ocorrências de cada tipo, respectivamente. Os diagramas de Piper de amostras de água obtidas dessas duas formações são apresentados na figura 18.

Registram-se, nas águas do aquífero Serra Geral, alguns casos de ocorrência de íon fluoreto em concentrações elevadas, a exemplo de Itambaracá, no norte do Estado, que impedem o aproveitamento do aquífero para abastecimento público. Concentrações de ferro total acima do valor máximo permitido (VMP) são freqüentes. Uma das amostras apresentou valor anômalo de nitratos, podendo ser resultado de contaminação por efluentes, sendo considerado um caso acidental e isolado.

Tabela 4 – Tipos de água nos diferentes aquíferos (por número de amostras)

Tipo da água \ Aquífero	Formação Rio do Rasto		Formação Serra Geral	
	Número de amostras	%	Número de amostras	%
HCO <sub>3</sub> -Ca	20	21	75	50
HCO <sub>3</sub> -Na	48	51	37	25
HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	6	6	10	7
HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	7	7	18	12
HCO <sub>3</sub> -Mg-Ca	2	2	1	1
HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	10	11	9	6
HCO <sub>3</sub> -Na-Mg	2	2	0	0

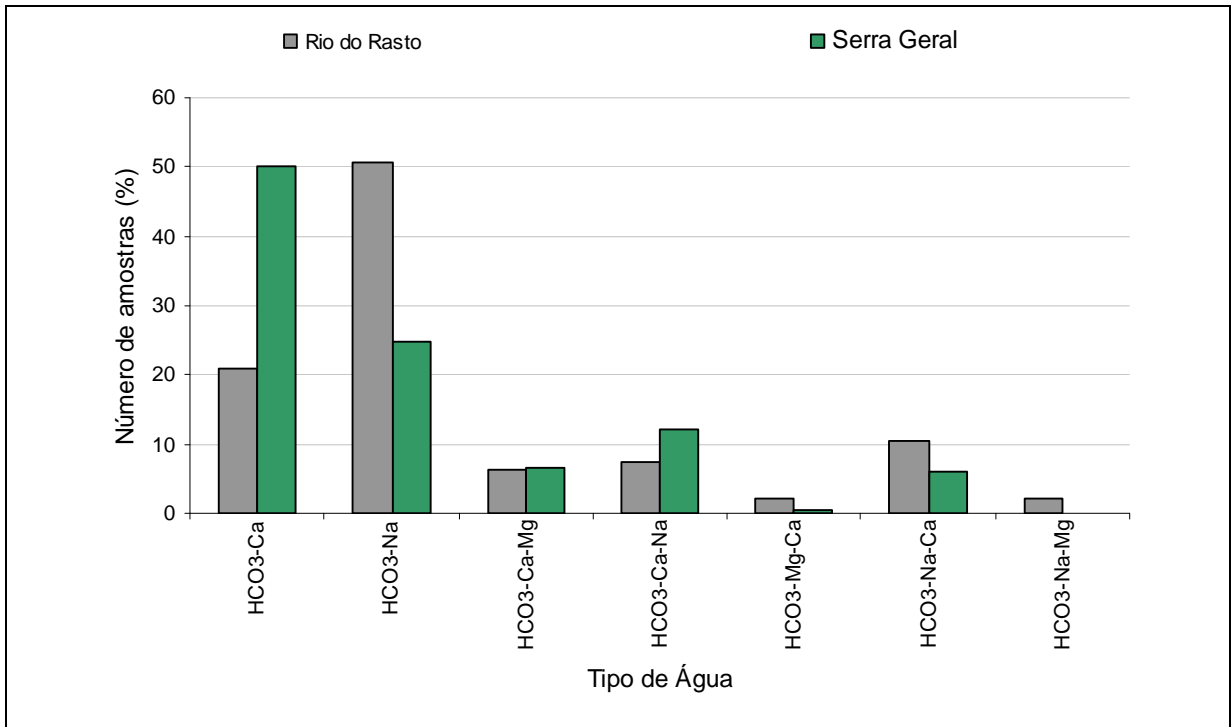


Figura 17 – Gráfico de barras com a frequência (%) dos tipos de água das formações Rio do Rasto e Serra Geral

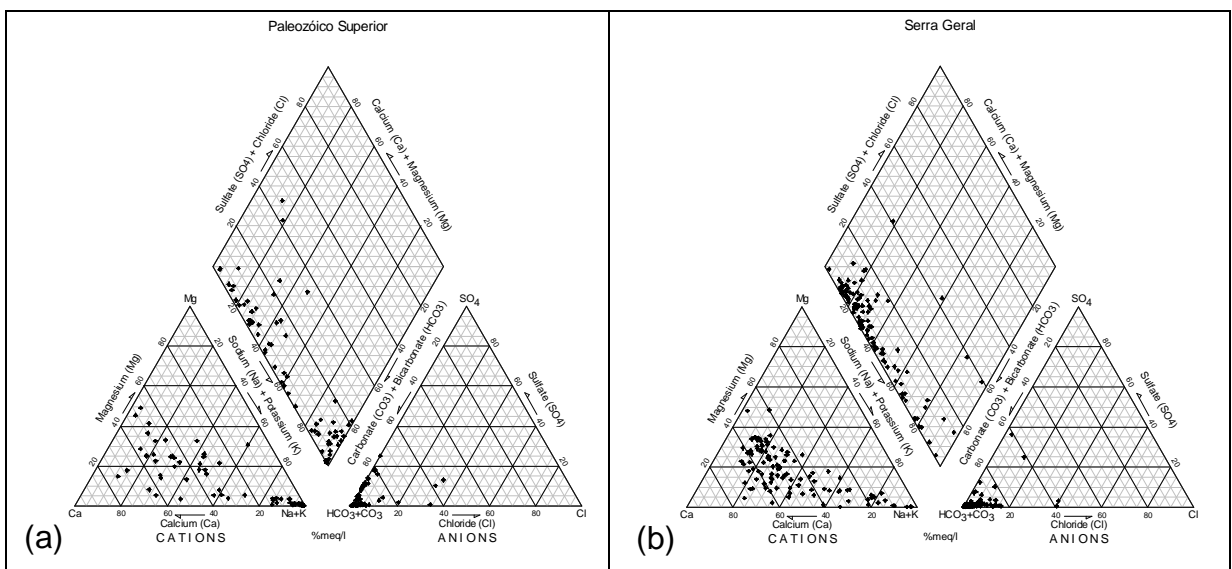


Figura 18 – (a) Diagrama de Piper das amostras de água da Formação Rio do Rasto; (b) Diagrama de Piper das amostras de água da Formação Serra Geral

Nas tabelas 5 e 6, encontram-se os valores máximo, mínimo, média e mediana dos dados químicos de águas das Formações Rio do Rasto e Serra Geral.

Tabela 5 – Estatística descritiva dos valores de parâmetros hidroquímicos e comparação com o padrão de potabilidade vigente, de águas da Formação Rio do Rasto (valores em mg.L<sup>-1</sup>)

Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	VMP (BRASIL, 2004)
Alcalinidade total	2,15	623,70	169,79	132,31	(*)
Dureza total	1,62	252,80	50,94	27,81	500
TDS	32,00	712,00	233,38	198,00	1000
Sílica dissolvida	1,53	96,50	28,41	24,00	(*)
Bicarbonato	2,62	647,38	179,76	149,69	(*)
Carbonato	0,00	117,61	11,61	0,00	(*)
Cloreto	0,04	82,59	2,96	1,02	250
Fluoreto	0,01	6,20	0,72	0,23	1,5
Fosfato	0,01	6,55	0,41	0,19	(*)
Sulfato	0,50	51,52	8,62	0,50	250
Nitrato	0,02	32,46	2,36	0,09	45
Nitrito	0,00	0,90	0,03	0,01	3
Cálcio	0,53	57,51	13,79	8,43	(*)
Magnésio	0,07	28,69	4,07	1,37	(*)
Sódio	0,70	275,00	61,94	36,05	200
Potássio	0,01	15,87	4,07	1,20	(*)
Ferro	0,01	3,72	0,30	0,12	0,3

(\*) valor não especificado; VMP (valor máximo permitido); TDS (Total de sólidos dissolvidos).

Tabela 6 – Estatística descritiva dos valores de parâmetros hidroquímicos e comparação com o padrão de potabilidade vigente, de águas da Formação Serra Geral (valores em mg.L<sup>-1</sup>)

Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	VMP (BRASIL, 2004)
Alcalinidade total	6,86	204,52	78,85	77,45	(*)
Dureza total	0,00	155,29	52,10	44,84	500
TDS	10,00	284,00	121,14	112,00	1000
Sílica dissolvida	7,07	71,80	39,09	40,54	(*)
Bicarbonato	8,40	213,54	90,11	90,37	(*)
Carbonato	0,00	56,36	2,56	0,00	(*)
Cloreto	0,00	26,83	2,04	0,94	250
Fluoreto	0,01	4,90	0,18	0,08	1,5
Fosfato	0,02	0,53	0,17	0,13	(*)
Sulfato	0,01	49,17	1,69	0,50	250
Nitrato	0,01	98,26	4,10	1,90	45
Nitrito	0,00	1,59	0,03	0,01	3
Cálcio	1,52	34,87	14,76	12,80	(*)
Magnésio	0,02	20,56	3,75	2,88	(*)
Sódio	1,30	90,50	15,95	10,10	200
Potássio	0,01	2,60	0,87	0,80	(*)
Ferro	0,01	137,00	1,62	0,04	0,3

(\*) valor não especificado; VMP (valor máximo permitido); TDS (Total de sólidos dissolvidos).

### 3.2 Hidroquímica

A caracterização hidroquímica tem o objetivo de identificar as assinaturas das águas em diferentes condições de confinamento, bem como as prováveis causas da evolução química dessas águas.

Estudos sobre a hidroquímica do SAG foram realizados por Sinelli (1971), Gallo; Sinelli (1980), Teissedre; Barner (1981); Silva; Diogo; Fraia Júnior (1982), Silva (1983), Kimmelman et al. (1986), Meng; Maynard (2001), Sracek; Hirata (2002); abrangendo a ocorrência no Estado de São Paulo, por Gastmans; Chang (2005) abrangendo o Estado de Mato Grosso do Sul. No âmbito do Estado do Paraná, as características químicas do SAG foram estudadas por Rosa Filho; Salamuni; Bittencourt (1987) e Bittencourt (1996). Estudos sobre prováveis alterações químicas de águas do aquífero Serra Geral, por águas ascendentes oriundas do SAG, podem ser vistos em Buchmann Filho (2002), Bittencourt et al. (2003) e Souza (2004).

Os resultados obtidos nesta pesquisa derivam dos dados analíticos apresentados no Anexo 1. Esses dados foram avaliados quanto à sua consistência, utilizando-se como critério a diferença de balanço iônico.

Estão apresentados no gráfico de barras da figura 19, os intervalos de frequência da diferença de balanço iônico das análises. Das amostras utilizadas, 71% tinham DBI compreendido entre -5% e +5%. As restantes apresentaram DBI entre 5 e 10% e -5 e -10%.

Apresenta-se na tabela 7 um sumário estatístico dos parâmetros mais importantes contendo a média, a mediana e a faixa de variação de cada um desses parâmetros. Mostra-se na figura 20 uma comparação entre as zonas de baixo, médio e alto confinamento e surgências naturais do SAG, utilizando-se valores de medianas dos parâmetros: temperatura, pH, SDT, bicarbonato, cloreto, sulfato, fluoreto, cálcio, magnésio e sódio. Optou-se pela mediana pelo fato de que essa medida de tendência central é menos sensível aos valores extremos, portanto, mais robusta do que a média.



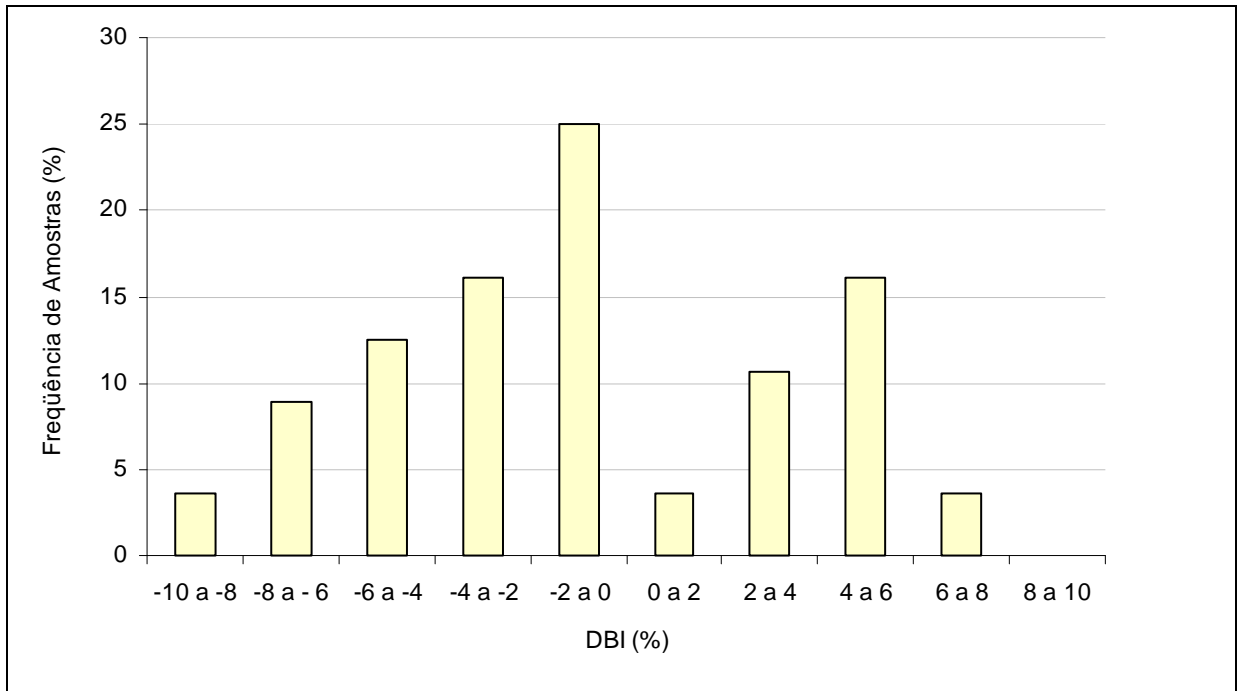


Figura 19 – Distribuição de frequência da DBI (%) das amostras de água do SAG utilizadas para a caracterização hidroquímica

Tabela 7 - Sumário estatístico dos principais parâmetros físico-químicos das amostras de água do SAG, coletadas em condições de baixo, médio e alto confinamento e em surgências naturais

	Cond. ( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	pH	SDT	SiO <sup>2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Temp. (°C)
			(mg.L <sup>-1</sup> )											
<b>SAG - Baixo Confinamento</b>														
Média	161,4	7,1	123,9	37,5	89,8	0,0	2,2	0,3	2,1	19,2	2,9	9,5	1,5	24,0
Mínimo	19,3	5,3	23,4	9,0	6,4	0,0	0,4	0,0	0,5	1,7	0,6	0,7	0,9	19,0
Máximo	363,0	8,1	252,1	58,1	237,3	0,0	3,8	1,1	15,5	56,5	6,3	31,0	2,7	30,8
Mediana	166,0	7,1	127,1	35,0	83,9	0,0	2,2	0,3	0,5	17,4	2,5	8,7	1,4	23,9
<b>SAG - Médio Confinamento</b>														
Média	472,7	9,0	311,1	30,6	94,5	19,5	27,4	0,5	71,2	24,9	0,8	83,2	0,8	35,4
Mínimo	186,7	7,8	132,5	17,0	12,0	0,0	0,3	0,2	0,5	1,4	0,0	20,1	0,1	32,0
Máximo	1544,0	9,7	113,7	70,9	166,7	32,0	187,0	1,5	442,4	113,0	4,2	300,0	1,2	37,0
Mediana	274,0	9,2	188,8	26,3	85,7	28,3	4,4	0,4	24,8	7,3	0,2	55,9	0,8	35,9
<b>SAG - Alto Confinamento</b>														
Média	1814,7	9,2	1088,5	32,0	142,1	33,4	163,4	3,7	412,2	15,6	2,2	351,2	3,3	44,3
Mínimo	346,0	8,3	224,5	15,2	26,8	4,7	5,6	0,1	4,6	0,6	0,1	63,0	1,1	32,0
Máximo	5100,0	10,0	4387,9	50,1	302,9	79,3	612,1	13,8	2225,0	112,6	12,6	1347,0	9,1	65,0
Mediana	875,5	9,3	505,4	32,4	124,9	22,5	49,9	1,7	115,2	4,9	0,5	180,5	2,3	44,2
<b>SAG - Fontes</b>														
Média	449,8	9,0	281,8	22,4	123,2	31,6	32,8	1,1	32,9	4,1	0,7	99,1	1,0	30,6
Mínimo	185,9	6,6	75,4	13,4	53,4	14,4	1,0	0,2	0,5	0,5	0,0	4,1	0,1	19,5
Máximo	802,0	9,9	822,8	32,0	219,2	69,2	148,0	6,1	232,0	25,9	5,7	305,0	2,2	40,5
Mediana	427,0	9,4	188,0	21,5	104,2	27,6	4,4	0,6	12,0	1,2	0,1	66,1	1,0	31,0

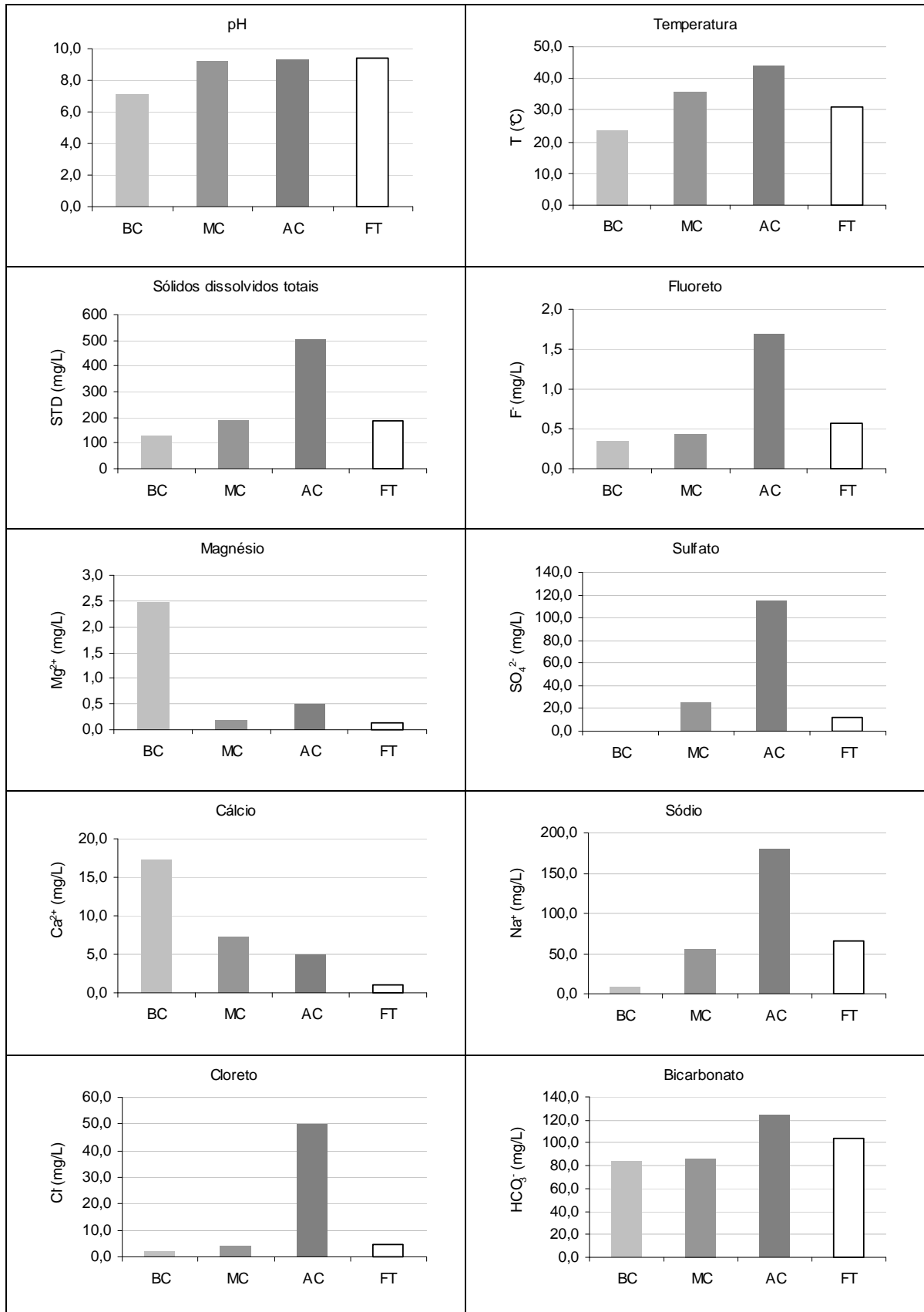


Figura 20 - Comparação entre os valores das medianas de parâmetros físico-químicos de amostras de água do SAG, das zonas de baixo (BC), médio (MC) e alto (AC) confinamento e de surgências naturais (FT)

De modo geral, verifica-se um aumento, no sentido de baixo para alto confinamento, dos teores de todos os parâmetros, com exceção do cálcio e do magnésio.

Os teores dos íons de cálcio e magnésio diminuem à medida que se passa das zonas de baixo para alto confinamento e são acompanhadas pelo aumento das concentrações de sódio. Observa-se, também, o aumento acentuado das concentrações de sulfato e cloreto e um aumento moderado da concentração de bicarbonato. Esse comportamento corresponde à evolução natural da água através de um aquífero, conforme o padrão apresentado por Schoeller (1962), onde as águas passam gradativamente de bicarbonatadas cálcicas nas proximidades da zona de recarga, a cloretadas sódicas nas zonas mais profundas, indicando maior tempo de residência da água no aquífero.

Em certos casos, a exemplo do poço perfurado em Jardim Alegre, em zona de médio confinamento, as águas armazenadas podem apresentar características químicas semelhantes às de zonas de alto confinamento, o que pode ser entendido como uma área de recarga e fluxo subterrâneo restritos.

Wu; Caetano-Chang (1992) estudaram a mineralogia das formações Pirambóia e Botucatu em amostras coletadas em afloramentos na porção Centro-Leste do Estado de São Paulo, e descrevem os componentes minerais leves da Formação Pirambóia como sendo constituídos predominantemente de quartzo (85 a 90%), que apresenta, em muitos casos, recrescimentos de sílica cristalina precipitada com a mesma orientação do eixo óptico do mineral. Os feldspatos compõem de 3 a 10% da rocha, e se encontram parcialmente alterados a caulinita ou illita. Os arenitos da formação Botucatu mostram características texturais e mineralógicas semelhantes às da Formação Pirambóia, sendo, no entanto, supermaturos (>96% de quartzo) e proporção de feldspato da ordem de 1 a 2%. O cimento consiste de óxido-hidróxido de ferro e argilas autigênicas precipitadas.

França et al. (2003) confirmam a relativa uniformidade mineralógica do SAG, que mostra uma proporção de 85:15:0 (quartzo:feldspato:fragmentos de rocha), com relação feldspato potássico/plagioclásio de 5:1 em condições de confinamento. Pela homogeneidade mineralógica, é de se esperar que as variações na composição do conteúdo dissolvido se devam, principalmente, ao tempo de residência da água no aquífero.

De acordo com Bittencourt (1996), os teores de sódio nas zonas de confinamento são controlados pelas reações de dissolução da albita e que as concentrações de íon sulfato estariam relacionadas à oxidação de sulfetos. Sracek; Hirata (2002) relacionam o processo de troca catiônica à dissolução de albita na zona de recarga ou à introdução de  $\text{Na}^+$ , por difusão, a partir de evaporitos contendo halita ou mirabilita, podendo o aumento de sulfato e cloreto estar relacionado a depósitos em ambientes restritos, na formação Pirambóia, de minerais contendo esses ânions. Meng; Maynard (2001) associam o aumento de sódio, sulfato e cloreto nas regiões mais profundas do SAG a contribuições das formações subjacentes.

Apesar do aumento do teor de  $\text{Na}^+$  e diminuição dos teores de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ , não se verifica o abrandamento das águas que chegam mesmo a ficar mais duras. Esse fato praticamente descarta a possibilidade de que o aumento do teor de  $\text{Na}^+$  seja causado por troca iônica. Para isso, conforme Domenico; Schwartz (1990), seria necessário ter um grande repositório de sódio trocável, geralmente disponível em argilominerais de origem marinha. Para Wu; Caetano-Chang (1992), as argilas predominantes nas formações Pirambóia e Botucatu são a caulinita e a illita, cujas fórmulas gerais (FAURE, 1998) são, respectivamente,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  e  $[(\text{Al}_2, \text{Fe}_2, \text{Mg}_2, \text{Mg}_3)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2]\text{K}_x$  e, portanto, não representariam a fonte de sódio necessária.

Além disso, não se verifica uma mudança na predominância catiônica do  $\text{Ca}^{2+}$ , para o  $\text{Na}^+$ . A concentração de  $\text{Na}^+$  aumenta continuamente, enquanto a faixa de variação da concentração de  $\text{Ca}^{2+}$  permanece praticamente igual nas surgências naturais e nas diferentes condições de confinamento do SAG (Figura 21a). Ocorre, também, um aumento proporcional da concentração de  $\text{Cl}^-$  (Figura 21b), o que é indicativo de que processos diferentes de troca iônica estejam ocorrendo. A origem do sódio e do cloreto nas regiões profundas do SAG pode ser atribuída à ascensão de águas armazenadas nas formações inferiores, depositadas em ambiente marinho, trazidas para níveis mais rasos, pela compressão causada pela sobrecarga dos derrames da Formação Serra Geral.

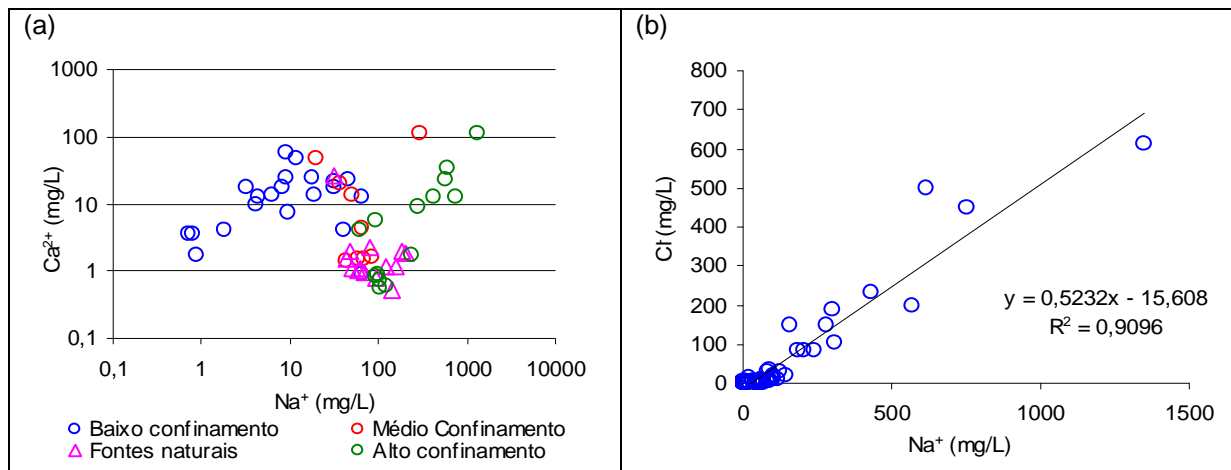


Figura 21 – Relação entre as concentrações de  $\text{Na}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$  (a) e entre  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$

Quanto à causa da presença de sulfatos estar relacionada à oxidação de sulfetos, deve-se considerar que, a Formação Rio do Rasto (Membro Morro Pelado), composta por sedimentos essencialmente clásticos, se depositou em ambiente subaqual raso, em condições oxidantes, como atestam os siltitos, argilitos e arenitos avermelhados que compõem o Membro Morro Pelado, subjacente à Formação Pirambóia. Observa-se, também, que apesar do clima árido a semi-árido em que se depositou, não se registra a ocorrência de carbonatos, que seriam os primeiros evaporitos a se formarem em bacias fechadas nas condições climáticas mencionadas. Além disso, os teores médios de sulfato nas águas da Formação Rio do Rasto ( $8,62 \text{ mg.L}^{-1}$ ) não parece ser suficiente para justificar as concentrações de sulfato (valor médio:  $412,2 \text{ mg.L}^{-1}$ ) nas águas da zona de alto confinamento do SAG. As formações Pirambóia (principalmente), e Botucatu se depositaram, em ambiente subaqual raso a superaqual, portanto, também em condições oxidantes. Dessa forma, o sulfato dissolvido nas águas do SAG já deveria estar nessa condição, provavelmente sob a forma de gipsita ou anidrita, ressalvando-se que todas as amostras de água usadas nesta pesquisa encontram-se insaturadas em relação a esses dois minerais. O enriquecimento da concentração de sulfato e de cloreto deve-se, provavelmente, aos processos de evolução natural preconizados em Schoeller (1962), acompanhada pela precipitação de carbonato (calcita), conforme mostra França et al. (2003).

### 3.2.1 Análise de agrupamentos dos dados hidroquímicos

Embora a análise estatística multivariada não estabeleça a causa da composição química da água, ela serve para sintetizar os dados, como a primeira etapa de uma análise mais completa, facilitando o entendimento dos processos hidroquímicos atuantes. Além disso, permite verificar se os grupos estatisticamente distintos têm relações com o contexto hidrogeológico. Inúmeros trabalhos mostram resultados bem sucedidos da aplicação da análise multivariada de dados hidroquímicos, destacando-se o de Meng; Maynard (2001), que trata especificamente de dados do SAG no Estado de São Paulo, e os de Seyhan; Van de Griend; Encelen (1985); Cistero; Flores (1991); Swanson et al. (2000); Reghunath; Murthy; Raghavan (2002); e Farham et al. (2000). Esse último, aplicado ao estudo do padrão de fluxo de águas subterrâneas, apresenta de forma detalhada as transformações preliminares dos dados, necessárias à análise de agrupamentos.

Davis (2002) menciona que a análise estatística multivariada é sensível às magnitudes das medidas, de modo que, para que se possam aplicar os métodos de estatística multivariada a situações reais, é necessário transformar todas as variáveis, para que elas tenham média nula e variância unitária. Hair Jr.; Anderson; Tatham (1987) afirmam que, mesmo que as variáveis independentes estejam medidas em diferentes unidades, os coeficientes padronizados permitem a comparação dos efeitos entre as variáveis dependente e independente.

A matriz de dados padronizados é obtida, antes de se calcular as medidas de distância, subtraindo-se cada elemento da matriz de dados brutos da média da coluna e dividindo-se o resultado pelo desvio padrão da coluna. Isso garante que cada variável esteja igualmente ponderada. De outra forma a distância seria influenciada mais fortemente pela variável que tem maior magnitude.

A padronização tende a aumentar proporcionalmente a influência das variáveis cuja variância é pequena e a reduzir a das variáveis cuja variância é grande, tendo como consequência o fato de uma propriedade que parece relativamente insignificante, poder exercer forte influência na análise que seria produzida em dados normalizados e na forma adimensional (DAVIS, 2002). Segundo Everitt (1993), esse procedimento tem a desvantagem de diluir as

diferenças entre grupos nas variáveis que são as melhores discriminantes, além de ignorar possíveis correlações entre as variáveis.

Não há uma regra definida para a escolha do método de agrupamento a ser aplicado, sendo esta de caráter prático, considerando a coerência entre o resultado da análise estatística e as condições hidrogeológicas esperadas (LANDIM, 2000; DAVIS, 2002).

Embora muitas medidas de similaridade tenham sido propostas, as duas mais usadas são: o coeficiente de correlação e o coeficiente de distância. Conforme Davis (2002), as matrizes de distância agrupam os dados melhor do que as matrizes de correlação e parecem ser menos sensíveis a mudanças drásticas entre diferentes métodos de agrupamento. A experiência sugere que o método de agrupamento igualmente ponderado (*WPGM-weighted pair-group method*) tende a ser superior ao método de ligação simples ou ao de agrupamento não ponderado (*UWPGM-unweighted pair-group method*). Essa superioridade é definida pela tendência de produzir o mais elevado coeficiente de correlação cofenética, que são indicativos de baixa distorção no dendrograma. O coeficiente de correlação cofenética é obtido pela correlação entre os resultados da matriz de similaridade e os valores de correlação aparente entre os elementos que são agrupados para formar o dendrograma. Correlações cofenéticas menores que 0,8 podem indicar distorções no dendrograma para as ligações mais inferiores.

Em geral, uma das dificuldades para aplicação de análises estatísticas é a apresentação, nos laudos analíticos, da concentração de uma substância como <LD (abaixo do limite de detecção). Os valores normalmente usados para substituir o <LD são: 0 (zero); 0,5xLD (metade do limite de detecção) ou o próprio valor do limite de detecção (DEMAYO; STEEL, 1996, FARNHAM et al., 2002). No entanto, Farnham et al. (2002) relatam que o valor a ser escolhido para tal substituição depende da quantidade de valores <LD relatados, do tamanho do conjunto de dados e da distribuição de probabilidade das medidas e, após uma série de testes de aplicação de análise de componentes principais em dados reais, concluem que a qualidade do resultado da análise multivariada deteriora quando a porcentagem de concentrações expressas na forma <LD excede 30%.

Foram testados os seguintes métodos de agrupamento e coeficientes de similaridade nos dados hidroquímicos: igualmente ponderado (*WPGM*) e não ponderado (*UWPGM*), ambos usando como medidas de similaridade a distância



euclidiana e o coeficiente de correlação de *Pearson*, e o método de variância mínima ou método de *Ward*. Os coeficientes cofenéticos variaram de 0,66 (método de *Ward*) a 0,88 (*WPGM* com coeficiente de correlação de *Pearson*). Os resultados dos métodos igualmente ponderados e não ponderados apresentaram uma correspondência coerente com as condições de confinamento dos poços amostrados. Optou-se pelo método igualmente ponderado usando-se como medidas de similaridades, o coeficiente de correlação de *Pearson* para agrupar as variáveis e a distância euclidiana para agrupar as amostras.

Na avaliação preliminar dos dados, utilizaram-se todas as variáveis (exceto  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{total}}$  e  $\text{PO}_4^-$ , para que o número de resultados expressos como <LD fosse inferior a 30%) e amostras, incluindo-se as coletadas em um mesmo local em datas distintas. Como era previsto, as amostras de um mesmo local se reuniram no mesmo agrupamento. Na análise definitiva, para evitar redundâncias e influências na formação dos agrupamentos, manteve-se somente uma das amostras duplicadas, e para as variáveis linearmente dependentes, como no caso dos pares condutividade elétrica - sólidos totais dissolvidos e alcalinidade total - bicarbonato, apenas a segunda de cada par foi mantida. Dentre os parâmetros com medidas abaixo do limite detecção, o  $\text{SO}_4^{2-}$  foi o único a ser mantido, de modo que o número de resultados indicados como <LD ficou menor que 2% do total das medidas. Nesses casos o valor <LD reportado nos laudos foi substituído por  $0,5 \times \text{LD}$ , o que equivale a  $0,5 \text{ mg.L}^{-1}$  de  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Após a eliminação de variáveis e amostras redundantes, o conjunto de variáveis aplicado na análise estatística multivariada ficou reduzido ao seguinte:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{SiO}_2$  (dissolvida), sólidos dissolvidos totais, temperatura e pH.

Estão apresentados nas figuras 22, 23, 24 e 25, respectivamente, o diagrama de caixa, mostrando a dispersão das variáveis incluídas na análise multivariada; o dendrograma das variáveis hidroquímicas; o dendrograma com o agrupamento com todas as amostras e, o dendrograma com um conjunto de amostras representativo da porção centro-norte do Paraná. Esse último dendrograma teve por objetivo, obter uma análise mais detalhada para relacionar as características químicas de águas de duas nascentes (Yara e Aguativa) com as águas de poços com profundidades conhecidas.

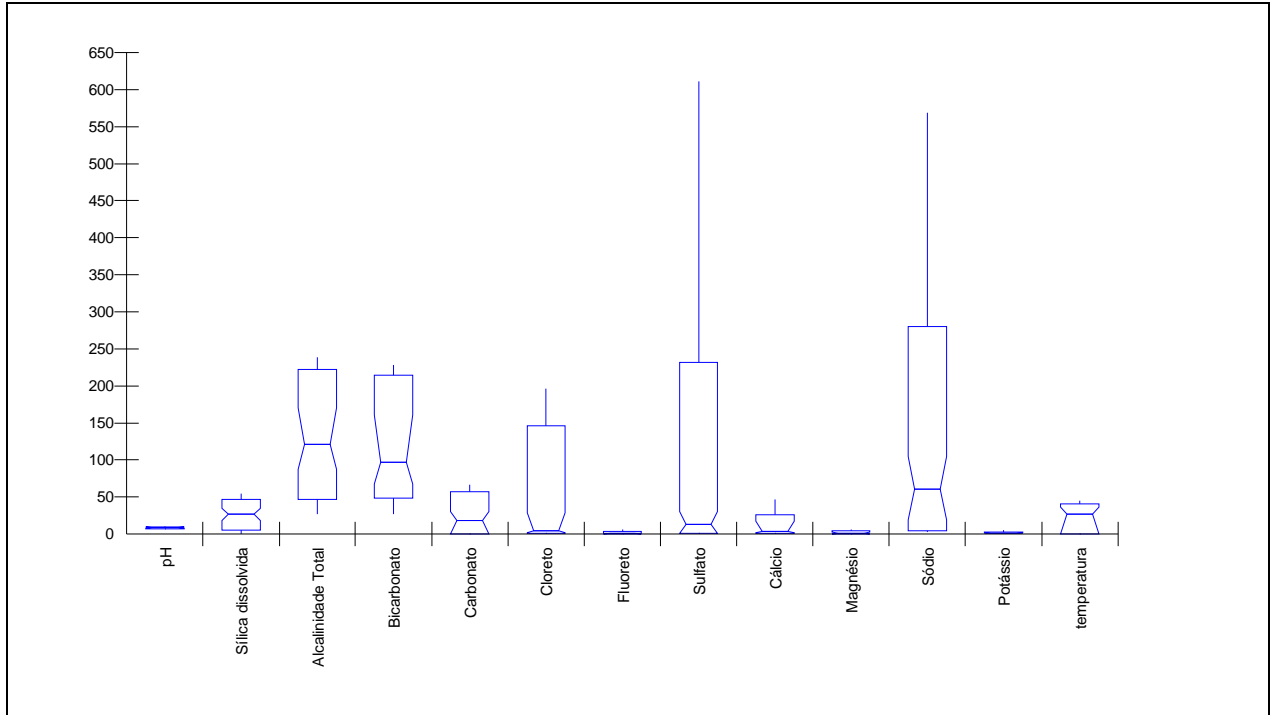


Figura 22 – Diagrama de caixas mostrando a dispersão dos valores das variáveis usadas na análise de agrupamentos (concentrações em  $\text{mg.L}^{-1}$ ; pH em unidades de pH)

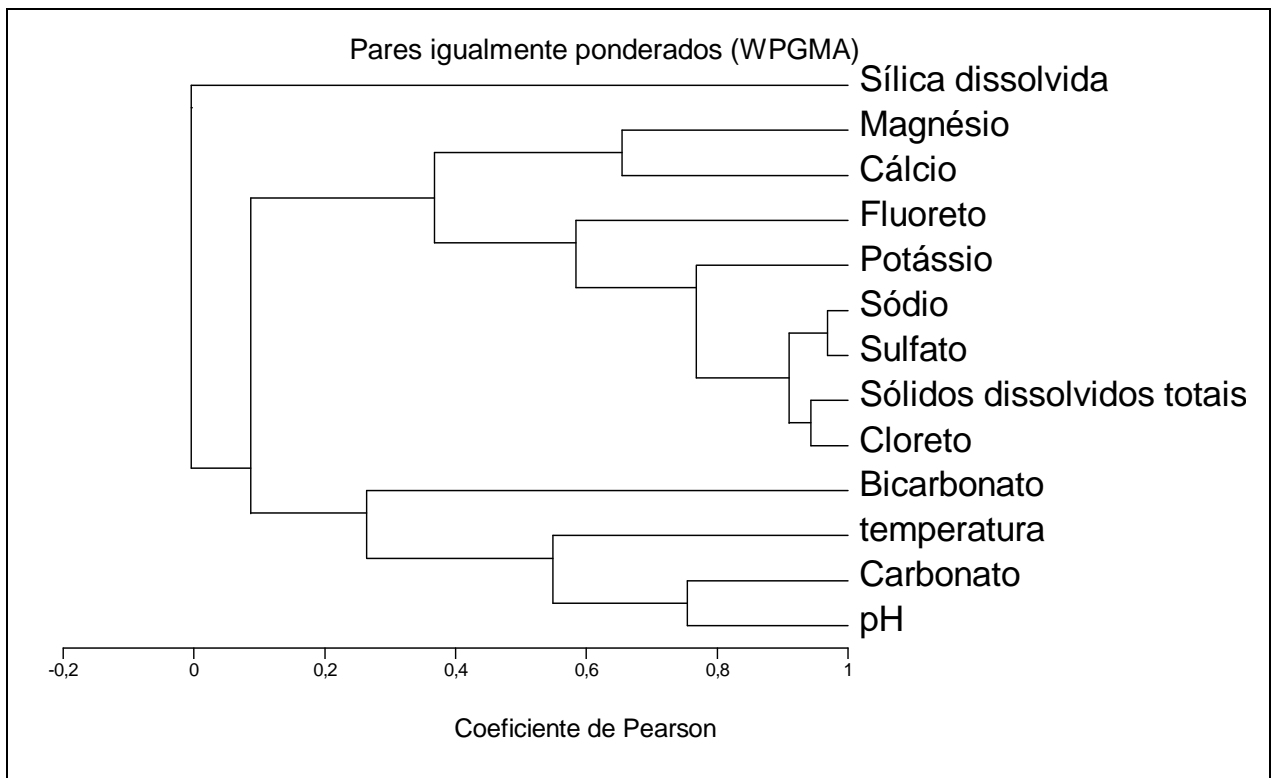


Figura 23 – Dendrograma das variáveis usadas na análise de agrupamentos

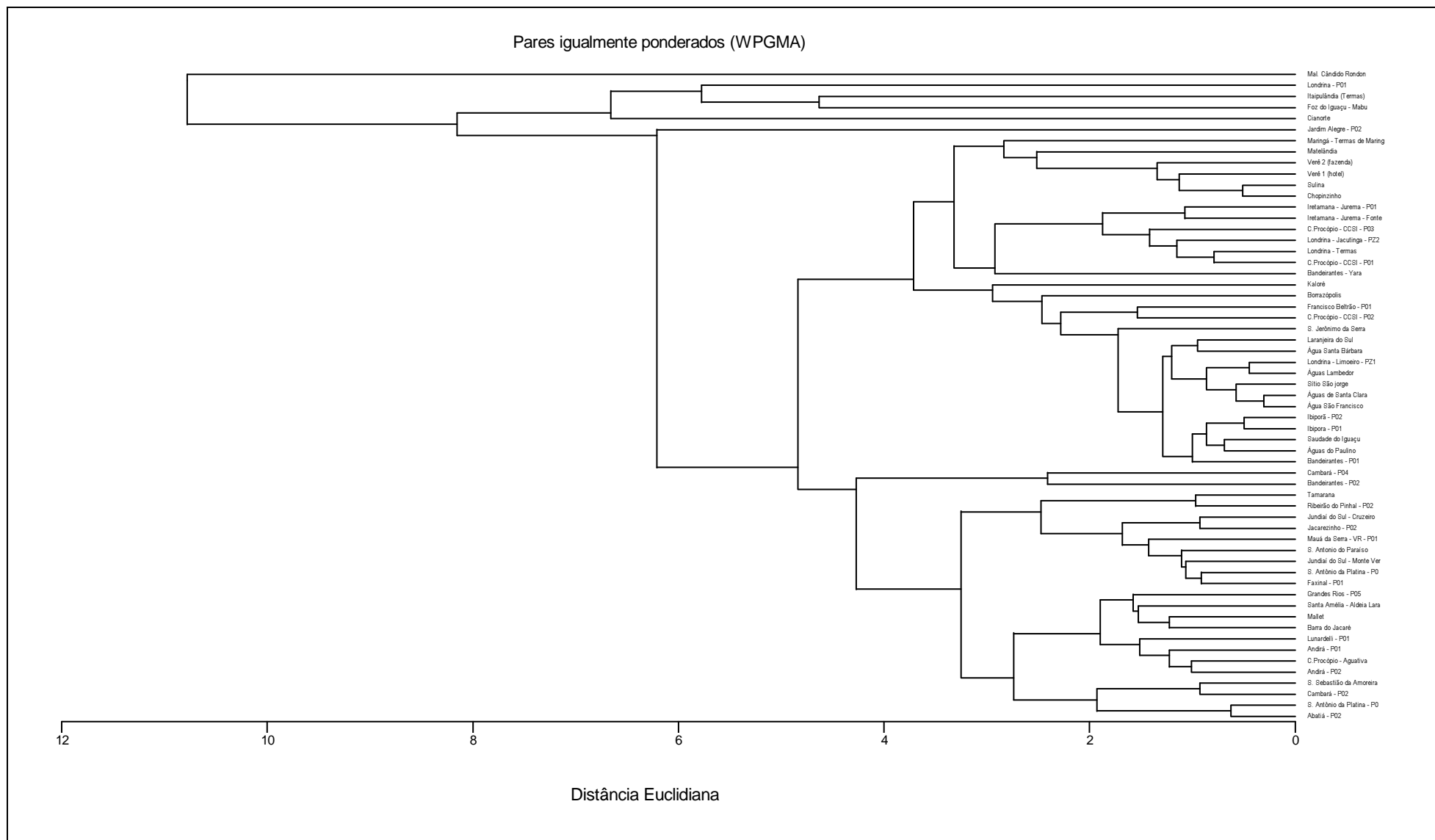


Figura 24 – Dendrograma das amostras usadas na análise de agrupamentos

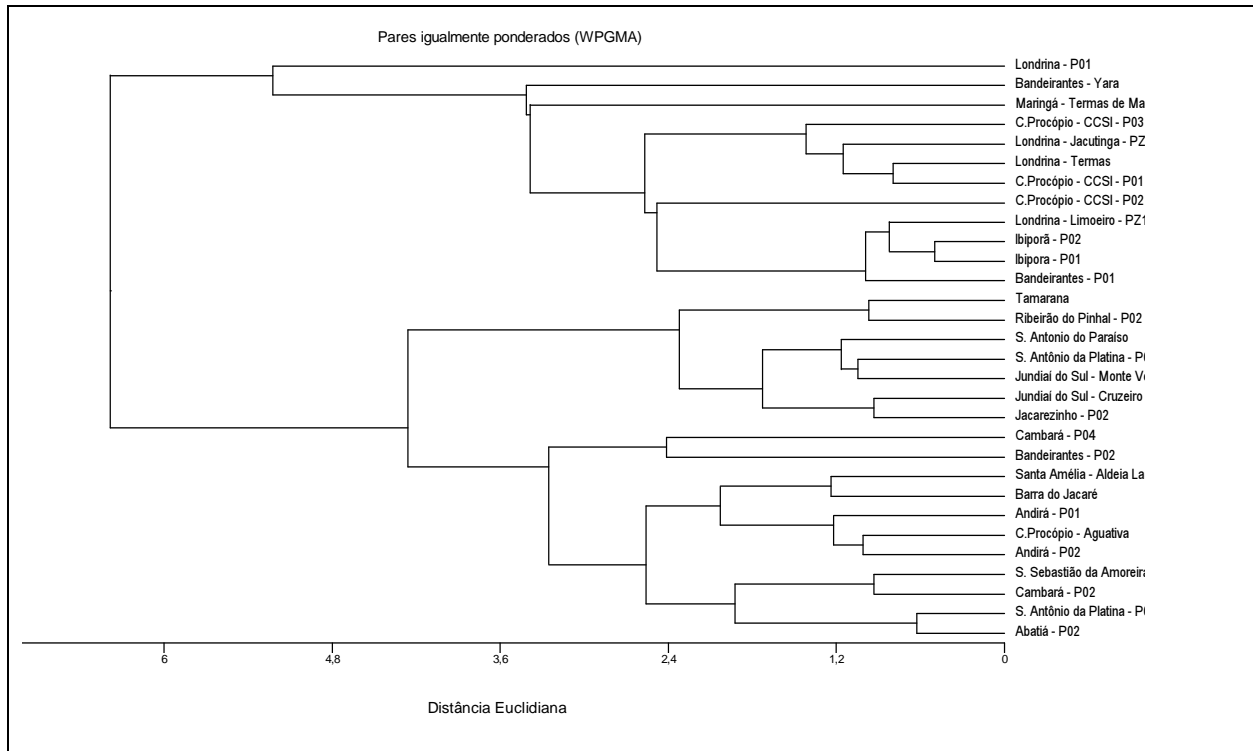


Figura 25 – Dendrograma das amostras da região centro-norte do Paraná, usadas na análise de agrupamentos

Percebe-se, tanto pelo diagrama de caixa, quanto pelos dados de variância apresentados na tabela 8, que os íons com maior dispersão de valores são o sulfato e o sódio, seguidos pelo bicarbonato e o cloreto.

No dendrograma de variáveis (modo R), distinguem-se dois grupos de variáveis (Figura 23), um composto pelo pH, carbonato, temperatura, bicarbonato e fluoreto e outro, subdividido em dois subgrupos, o primeiro constituído pelo cloreto, SDT, sódio, e potássio e o segundo pelo cálcio e magnésio. A concentração de sólidos totais dissolvidos parece ser controlada pelas concentrações de cloreto, sódio e sulfato.

Há uma interdependência entre o pH, a temperatura e os ânions carbonato e bicarbonato, o que já era de certa forma previsto. O fluoreto se agrupa com o bicarbonato, porém, com um baixo coeficiente de correlação entre eles.

A sílica forma um ramo isolado no dendrograma, o que indica que não se correlaciona diretamente com qualquer um dos parâmetros envolvidos na análise, o que parece ser contraditório pela relação positiva conhecida na literatura (KRAUSKOPF, 1972, RIMSTIDT, 1997, RIMSTIDT; BARNES, 1980), entre a solubilidade dessa substância com o pH e temperatura.

Tabela 8 – Resumo estatístico das variáveis usadas na análise de agrupamentos (concentração em mg.L<sup>-1</sup>)

	pH	SiO <sub>2</sub> (dissolvida)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	T (°C)	SDT
n	59	58	59	58	59	59	59	59	59	59	59	56	59
Mínimo	5,31	9	6,37	0	0,28	0,01	0,5	0,52	0	0,70	0,06	19	24
Máximo	9,97	70,9	302,89	79,31	612,10	13,8	2225,0	113,00	12,60	1347	9,06	65	2208
Amplitude	4,66	61,9	296,52	79,31	611,82	13,79	2224,50	112,48	12,60	1346,30	9,00	46,00	2184
Média	8,54	30,51	114,12	19,84	52,64	1,51	118,83	13,642	1,658	130,44	1,626	32,72	388,63
Mediana	8,78	29,20	97,27	17,13	4,50	0,54	13,00	4,00	0,62	63,00	1,20	31,60	194,00
Primeiro quartil	7,81	21,20	63,57	0	1,81	0,31	0,50	1,23	0,13	19,20	0,80	25,00	138,50
Terceiro quartil	9,55	35,30	161,98	29,97	25,84	1,13	30,50	17,55	2,80	115,50	1,60	37,40	309,24
Desvio Padrão	1,20	12,70	67,03	21,78	122,11	2,66	338,75	22,57	2,39	222,57	1,64	9,22	505,55
Variância	1,43	161,18	4493,12	474,48	14911	7,05	114750	509,41	5,70	49537	2,69	85,02	255581,2

O teor de sólidos totais dissolvidos está correlacionado com os íons cloreto, sulfato e sódio, o que é explicado pela predominância desses íons nas zonas de médio e alto confinamento.

O dendrograma completo (modo Q), construído com todas as amostras representa um painel geral das associações entre os diversos tipos de água provenientes de distintas profundidades do SAG.

Cortando-se o dendrograma completo no nível de similaridade 4, destacam-se cinco grupos e subgrupos, conforme apresentado na tabela 9.

Tabela 9 – Grupos e subgrupos gerados pela análise de agrupamentos (modo Q) do conjunto completo de amostras

Grupo	Subgrupo	Amostras relacionadas no dendrograma
G1		Mal. Cândido Rondon a Jardim Alegre
G2		Maringá a Bandeirantes - Yara
	SG2-a	Maringá a Chopinzinho
	SG2-b	Iretama-Jurema-P01 a Bandeirantes - Yara
G3		Kaloré a Bandeirantes – P01
G4		Cambará - a Bandeirantes – P02
G5		Tamarana a Abatia – P02
	SG5-a	Tamarana a Faxinal – P01
	SG5-b	Grandes Rios a Abatia – P02

Os grupos G1 e G2 reúnem as amostras oriundas de poços que atingem a zona de alto confinamento e de surgências naturais do SAG. As surgências naturais, em geral, coincidem com lineamentos estruturais, sugerindo uma origem profunda dessas águas, que chegam à superfície, através de fraturas. Outras duas amostras se destacam nesse grupo: as coletadas no poço perfurado em Jardim Alegre a na Águas Yara.

O poço de Jardim Alegre atingiu o topo do arenito a uma profundidade de 384 m. A semelhança química entre as águas desse poço e as das zonas de alto confinamento, parece incoerente, a não ser que as condições de recarga e fluxo da água subterrânea sejam deficientes nesse trecho do aquífero, justificando, possivelmente, o esgotamento desse poço poucos dias após o início do bombeamento.

A amostra coletada em Águas Yara, no município de Bandeirantes, apresenta características químicas muito peculiares. Segundo Maack (1970), trata-se de uma

fonte natural que foi melhorada com perfurações de 18,5 m e 102 m, sem, no entanto, apresentar outras informações sobre a nascente ou tais perfurações. Não se obteve, no local, qualquer informação sobre a profundidade ou características construtivas da captação. No dendrograma completo (Figura 24), essa amostra aparece correlacionada com águas de alto confinamento, enquanto que no dendrograma que detalha as amostras da região centro-norte (Figura 25) ela forma um par correlacionado com o poço Londrina-P01, poço pioneiro na exploração do SAG no Paraná, e nunca usado devido à alta concentração de fluoreto ( $12 \text{ mg.L}^{-1}$ ), sendo a água imprópria para consumo humano.

A nascente de Águas Yara, está localizada nas imediações de um extenso lineamento estrutural NE, que cruza com outro menor NS, que servem de conduto para ascensão da água. A carência de informações geológicas da fonte Yara, não permite concluir sobre a origem dessas águas. No entanto, pode-se inferir que elas provenham das zonas de alto confinamento do SAG, já que apresentam características físico-químicas semelhantes às águas originadas dessa parte do aquífero.

Nos grupos G3 e G4 estão as amostras correspondentes aos poços da zona de médio confinamento e a algumas nascentes da bacia do rio Iguaçu.

O grupo G5 reúne as águas captadas em zonas de baixo confinamento ou aflorantes do SAG. Contrariando essa característica, também fazem parte do grupo G5, as amostras de água dos poços Andirá P01 e P02, perfurados em zona de médio confinamento, podendo-se inferir que haja um fluxo de água subterrânea mais efetivo nessa área do aquífero, ou que ocorram misturas com águas da Formação Serra Geral. Esses dois poços aparecem correlacionados com a fonte natural Aguativa (Cornélio Procópio), cujas águas têm temperatura de surgência semelhante às das águas desses poços e compatível com uma profundidade da ordem de 500 m, de acordo com o gradiente geotérmico médio da bacia.

Ainda no grupo G5, está o poço perfurado em Santa Amélia, na Aldeia Laranjinha, com características peculiares, atingindo o topo do SAG a apenas 39 m de profundidade e apresentando surgência natural de mais de  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ .

Dois poços perfurados pela Sanepar, um nas imediações do poço da Aldeia Laranjinha e outro mais distante, atingiram o topo do SAG, em profundidades de 156 m e 403 m, respectivamente, sem que esses poços apresentassem características de artesianismo. Esse é um exemplo da complexidade estrutural do SAG e de suas conseqüências no comportamento hidráulico do aquífero.

### 3.2.2 Caracterização química da água

As águas coletadas em poços da zona de baixo confinamento, conforme mostra o diagrama de Piper da figura 26, são do tipo bicarbonatada cálcica (dez amostras), bicarbonatada cálcica-magnésiana (duas amostras) e bicarbonatada sódica (cinco amostras). Essa classificação é muito similar à apresentada por Bittencourt et al. (2003) na caracterização das águas do aquífero Serra Geral na bacia do rio Piquiri. Observando os perfis construtivos dos poços amostrados, cuja porção penetrante nos basaltos não é isolada, pode-se supor que ocorra uma mistura de águas do SAG com águas do Serra Geral que, de acordo com as proporções dessa mistura, justificaria tal semelhança.

Passando-se à zona de médio confinamento, segundo o diagrama de Piper da figura 27, as amostras de água enquadram-se nas classes, bicarbonatada cálcica (uma amostra), bicarbonatadas sódicas (oito amostras), bicarbonatada-sulfatada sódica (uma amostra) e sulfatada sódica (uma amostra). O tipo de água sulfatada sódica corresponde a águas com maior tempo de residência no aquífero e foi coletada no poço de Jardim Alegre e a água de caráter misto, isto é, bicarbonatada-sulfatada sódica, foi coletada em Águas Yara (Bandeirantes), ambas já mencionadas neste trabalho.

A figura 28 apresenta o diagrama de Piper das águas coletadas na zona de alto confinamento. As amostras coletadas na porção sudoeste do Estado do Paraná, considerada neste estudo como a zona de maior tempo de residência da água no aquífero por estar próxima ao eixo da bacia, são do tipo sulfatada sódica (cinco amostras) ou cloretada-sulfatada sódica (uma amostra). As demais amostras são do tipo bicarbonatada sódica (sete amostras) e bicarbonatada-sulfatada sódica (uma amostra). As amostras do tipo bicarbonatada, embora obtidas de poços onde o topo do SAG ocorre a profundidades da ordem de 800 m, estão restritas a uma distância inferior a 150 km da escarpa onde afloram os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu.

Pela análise dos diagramas de Piper (Figuras 26 a 28), para as diferentes condições de confinamento, pode-se inferir um modelo geral de evolução química das águas do SAG, onde estas passariam de bicarbonatadas cálcicas a bicarbonatadas sódicas e, finalmente, a sulfatadas sódicas, à medida que migram das zonas de baixo até alto confinamento. Tipos mistos de água, tais como, bicarbonatada cálcica-sódica,



bicarbonatada-sulfatada sódica ou sulfatada-cloretada sódica entre outros, podem ocorrer, independente do grau de confinamento do aquífero, condicionadas a fatores lito-estruturais locais.

As amostras de águas coletadas em surgências naturais atribuídas ao SAG estão representadas na figura 29. Com relação aos cátions, elas são do tipo sódicas e quanto aos ânions, há uma evolução evidente desde o campo do bicarbonato para o do cloreto, contrariando o modelo proposto para a evolução química da água através do SAG.

Os teores de  $\text{Cl}^-$  nas águas superficiais das microbacias onde se localizam as nascentes Verê (Hotel e Fazenda) e Paulino, indicadas por Souza (2004), são baixos, sendo, respectivamente, 0,04 e 0,03  $\text{mg.L}^{-1}$ . Assim, as contribuições superficiais não seriam suficientes para enriquecer essas águas em  $\text{Cl}^-$ , estando a origem desse ânion associada, possivelmente, a aquíferos subjacentes ao SAG, atravessados pelas falhas que servem de conduto para a ascensão dessas águas.

Com exceção da fonte de Termas de Jurema (bicarbonatada sódica), situada nas imediações de um extenso lineamento estrutural NW, cujas águas apresentam características físico-químicas semelhantes às das águas de um poço com 950 m perfurado num raio inferior a 500 m de distância, não se pode afirmar com segurança, que as águas dessas nascentes se originem exclusivamente do SAG. Dessa maneira, embora situadas em regiões afastadas das áreas de afloramento do aquífero, essa discrepância em relação ao modelo proposto se deve, provavelmente, a misturas com águas do aquífero Serra Geral. As temperaturas de surgência das fontes Verê-Hotel e Verê-Fazenda, respectivamente, 37 e 32 °C, bem como suas composições, sendo bicarbonatada sódica a primeira, e cloretada-sódica a segunda, são indicativos de origens distintas, sendo a fonte Verê-Fazenda, oriunda de zonas de fluxo mais restrito, indicando águas com maior tempo de residência e profundidade condizente com a temperatura de 32 °C.

A tabela 10 sintetiza os tipos de água do SAG. A classificação foi feita com base nas predominâncias dos cátions  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  e dos ânions  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Cl}^-$

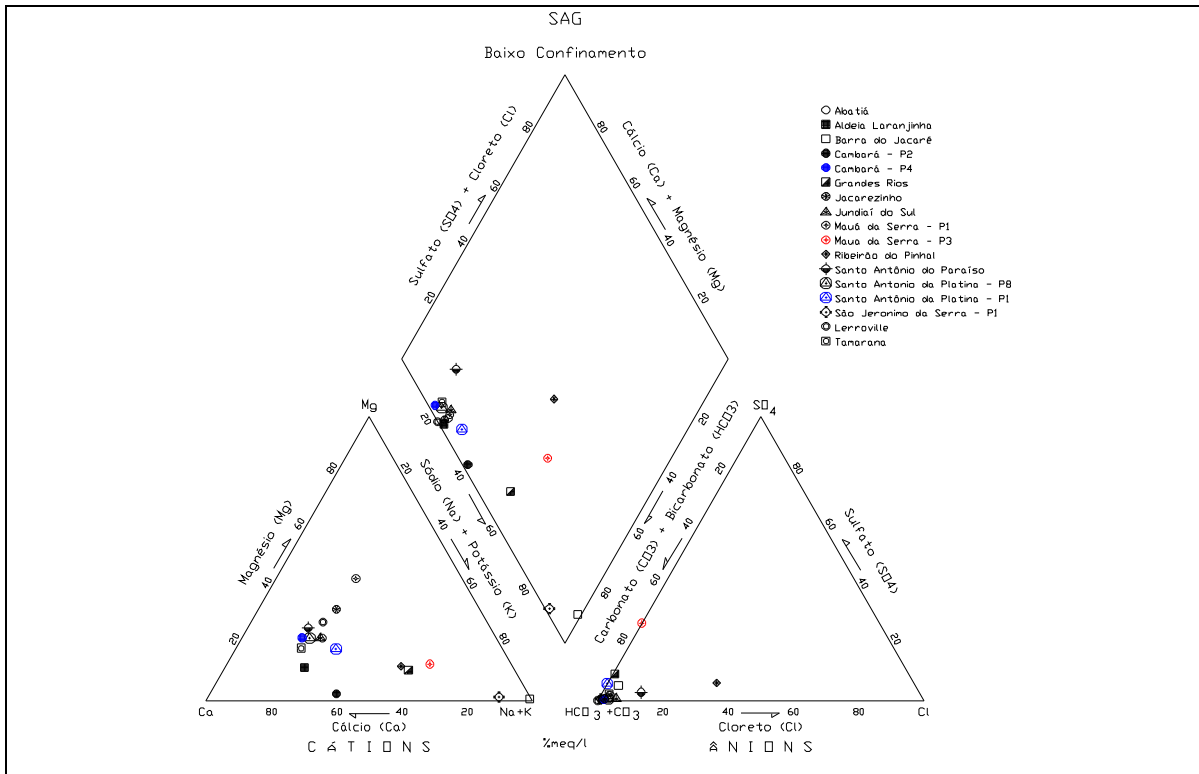


Figura 26 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de baixo confinamento

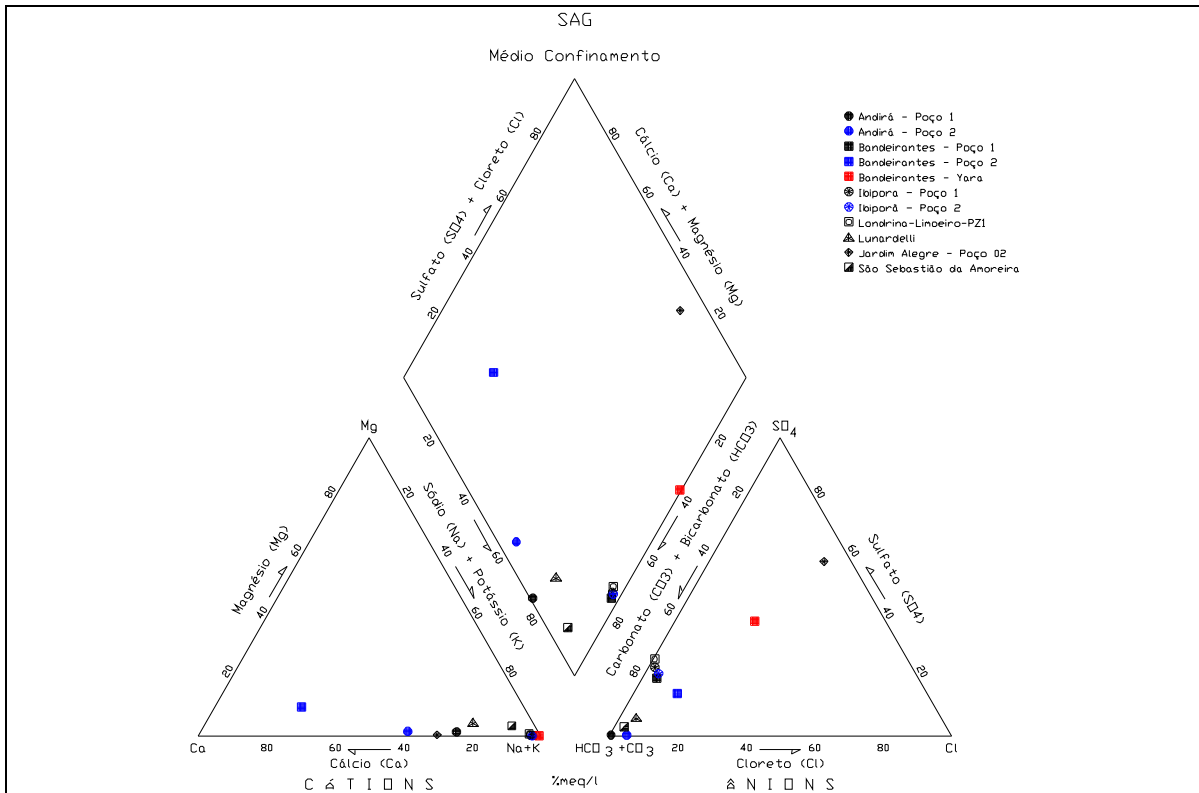


Figura 27 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de médio confinamento

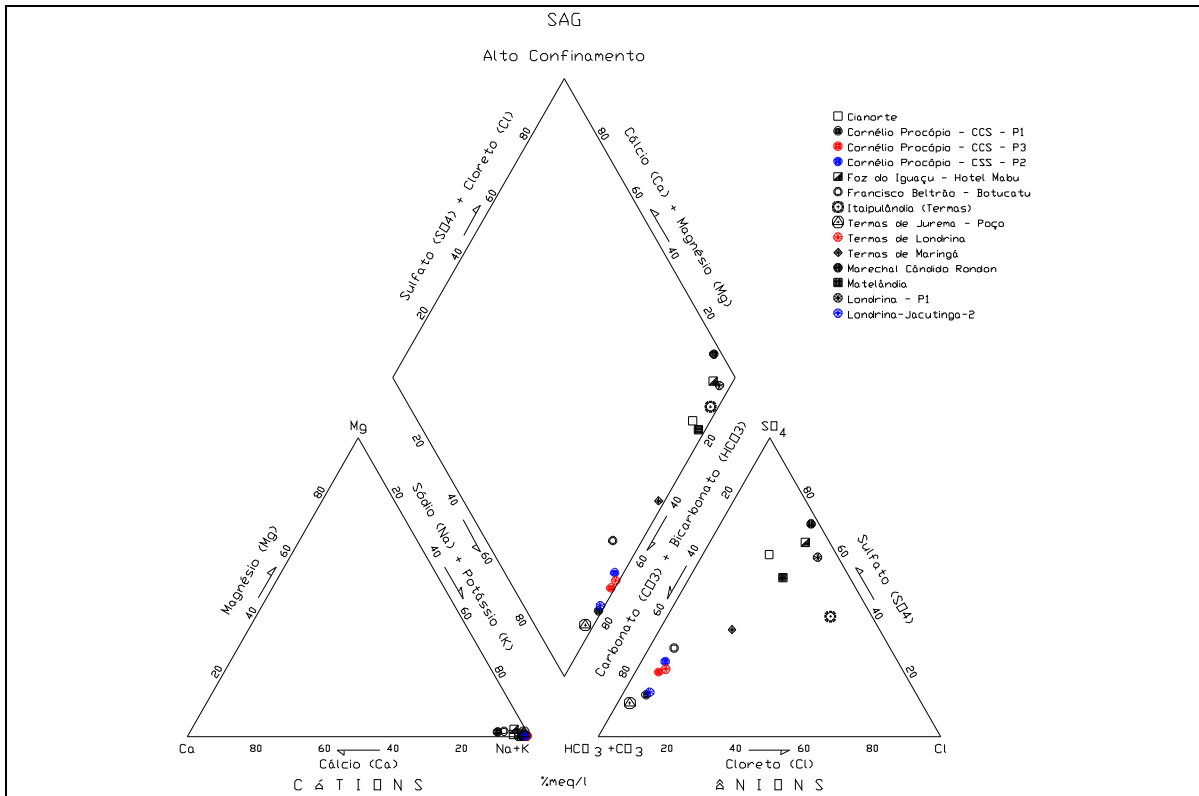


Figura 28 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas na zona de alto confinamento

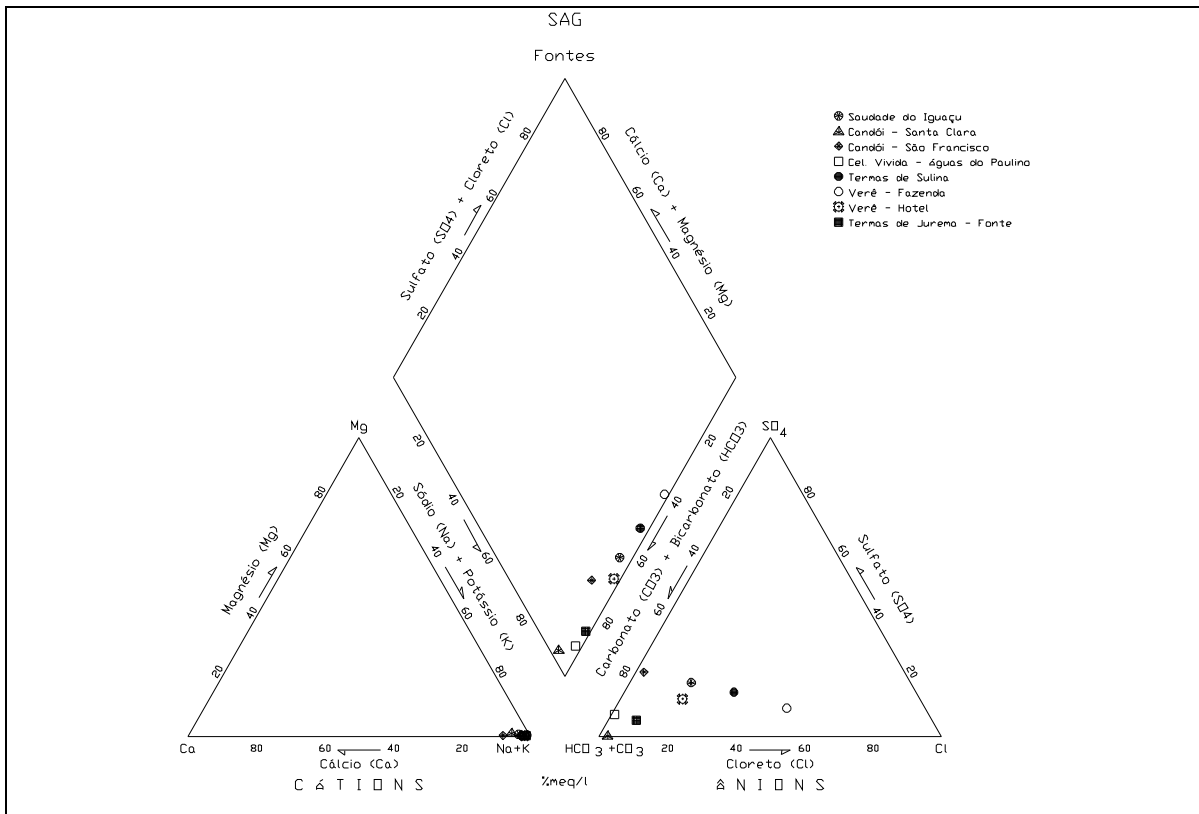


Figura 29 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG coletadas em surgências naturais

Tabela 10 – Classificação química das águas do SAG

Localização	UTM E	UTM N	Predominância Iônica		Tipo da água
Abatiá – P02	569468	7422390	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Andirá – P02	576911	7445178	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Andirá – P01	579602	7450335	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Bandeirantes – P01 - SAAE	576911	7445178	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Bandeirantes – P02	576911	7445178	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Bandeirantes – Yara - F	557590	7450580	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada-sulfatada sódica
Barra do Jacaré – P02	583877	7443776	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Cambará – P04	594230	7451172	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica
Cambará – P02	595311	7451569	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Água São Francisco – F	380131	7153986	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Águas de Santa Clara – F	403207	7164223	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Águas do Paulino – F	342151	7115188	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Chopininho - F	347336	7139315	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Cianorte	335478	7383005	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Cornélio Procópio – Aguativa	527289	7426526	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Cornélio Procópio - CSSI – P01	537209	7435702	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Cornélio Procópio - CSSI – P02	537418	7435677	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Cornélio Procópio - CSSI – P03	538721	7435763	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Águas Lamedor - F	342992	7125520	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Faxinal	467393	7345566	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Foz do Iguaçu – Mabu	142831	7167479	$\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Sulfatada-cloretada Sódica
Francisco Beltrão	266967	7125187	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Grandes Rios – P05	448545	7329447	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Ibipora – P01	498238	7424927	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Ibiporã – P02	498238	7424957	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Iretama - Jurema – F	388595	7313480	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Iretama - Jurema – poço	388712	7314001	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Itaipulândia (Termas)	172230	7217186	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Água Santa Bárbara	318139	7126860	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Jacarezinho – P02	601821	7439442	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica-magnésiana
Jardim Alegre – P02	429867	7326497	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Jundiá do Sul - Monte Verde – F	574298	7410763	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica
Jundiá do Sul – Cruzeiro – F	574064	7408867	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica-magnésiana
Kaloré	431913	7365804	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Laranjeira do Sul - F	357531	7189049	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Londrina - Termas	490827	7419955	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Londrina - Jacutinga - PZ2	489528	7429588	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Londrina - Limoeiro - PZ1	497669	7418721	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Londrina - P01	480864	7416181	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Lunardelli	428823	7340517	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Marechal Cândido Rondon	197812	7280157	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Mallet	517886	7137745	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Maringá – Termas	408900	7421944	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$	Cloretada-sulfatada Sódica
Matelândia	204650	7200270	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Cloretada Sódica
Mauá da Serra – VR P01	477604	7357284	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Magnésiana
Ribeirão do Pinhal – P02	565083	7411652	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica-magnésiana
S. Sebastião da Amoreira	525337	7406503	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica

F : Fonte

Continua

Tabela 10 – Classificação química das águas do SAG (continuação)

Localização	UTM E	UTM N	Predominância Iônica		Tipo da água
Santa Amélia - Aldeia Laranjinha	560470	7424749	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Santo Antônio da Platina – P01	593893	7423946	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Santo Antônio da Platina – P08	591100	7428956	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Santo Antonio do Paraíso	538463	7402231	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$	Bicarbonatada Cálcica
Sítio São Jorge - F	453886	7191164	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Sulina - F	328743	7159427	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Tamarana	487199	7373113	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Cálcica
Verê 1 (hotel) – F	304462	7149305	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Bicarbonatada Sódica
Verê 2 (fazenda) - F	307216	7150313	$\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	Sulfatada Sódica

F : Fonte

### 3.2.3 Mapas Hidroquímicos

O conteúdo das substâncias dissolvidas na água subterrânea é controlado por dois fatores principais: o tempo de interação água-rocha e a composição mineralógica da rocha constituinte do aquífero. Assim, o fator tempo condiciona um enriquecimento no conteúdo transportado no fluxo subterrâneo, proporcional ao tempo de residência da água no aquífero e com a tendência de aumentar as concentrações à medida que se afasta da área de recarga. O controle geológico se manifesta quando o fluxo subterrâneo atravessa contatos geológicos entre rochas de natureza distintas. Outros fatores que influenciam a concentração de solutos na água, além dos citados, são área de exposição ao ataque químico e o grau de cristalinidade das espécies minerais (SCHOELLER, 1962).

Quando o fluxo subterrâneo ocorre no interior de um aquífero com relativa homogeneidade mineralógica, como é o SAG, as variações nas concentrações das substâncias dissolvidas são geralmente, graduais e envolvem processos químicos como, dissolução, troca de bases e redução de sulfatos, que podem, por vezes, modificar totalmente o aspecto químico da água. A concentração de substâncias dissolvidas na água é controlada pelo produto de solubilidade da espécie mineral, que limitará o equilíbrio químico entre a água e os minerais da rocha, de modo que, ocorrendo o equilíbrio, a taxa de dissolução diminui e a concentração da espécie considerada pouco varia (SCHOELLER, 1962).

A evolução química através do SAG pode ser evidenciada pelas variações das concentrações de parâmetros químicos analisados nas amostras obtidas nos poços e nascentes naturais utilizados nesta pesquisa.

Lloyd; Heathcote (1985) recomendam ser essencial que os mapas de distribuição de teores relacionem-se aos controles estruturais (geológicos/litológicos) e reflitam a potenciometria do sistema aquífero. Além disso, apontam que uma das principais finalidades dos mapas de distribuição é fornecer subsídios para uma confirmação independente das linhas de fluxo subterrâneo, podendo revelar condições hidrogeológicas não indicadas pela potenciometria. Entretanto, é de se esperar que a potenciometria do SAG esteja perturbada pela estruturação do aquífero, mesmo se considerada em escala regional, o que poderá tornar mais complicada a relação entre os mapas hidroquímicos e potenciométrico.

Schoeller (1962) relata que a evolução química da água em um mesmo aquífero pode ser evidenciada por relações iônicas como  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ , sendo as concentrações expressas em meq/L. A análise da evolução espacial de relações iônicas mostra a evolução do conteúdo dissolvido na água, resultante de processos como substituição iônica, dissolução/saturação das substâncias químicas atacadas pela água, entre outros.

Alguns fatores interferem na qualidade e confiabilidade dos mapas de isoteores aqui apresentados. O padrão da distribuição espacial de pontos não é uniforme, encontrando-se agrupamentos de pontos na porção centro-norte e distribuição aleatória no restante do Estado. Esse padrão e a estruturação do aquífero podem gerar suavizações das descontinuidades do aquífero, com implicações nos aspectos litoestruturais, hidrogeológicos e hidroquímicos. Outros fatores que deterioram a qualidade desses mapas são isolinhas irreais extrapoladas para as bordas do mapa, simplesmente por efeito do algoritmo utilizado para a geração dessas curvas e a interpolação e extrapolação de valores nos locais onde não ocorre o SAG, (abaixo da borda leste do Terceiro Planalto Paranaense, por exemplo). Para contornar esses problemas, foram usados os seguintes artifícios:

- criação de pontos com valor zero contornando a zona de afloramento. No entanto, pela falta de pontos de controle, a interpolação entre os pontos com valores reais e os pontos com valor zero, indicam valores diferentes de zero que são fictícios;
- utilização de dados hidroquímicos e litológicos de poços no Estado de São Paulo situados próximos da divisa com o Paraná, obtidos de Silva (1983), para evitar o truncamento ou extrapolação, também fictícia de curvas; e, para esse mesmo fim, em direção ao Estado de Santa Catarina, foram utilizados dados litológicos de poços

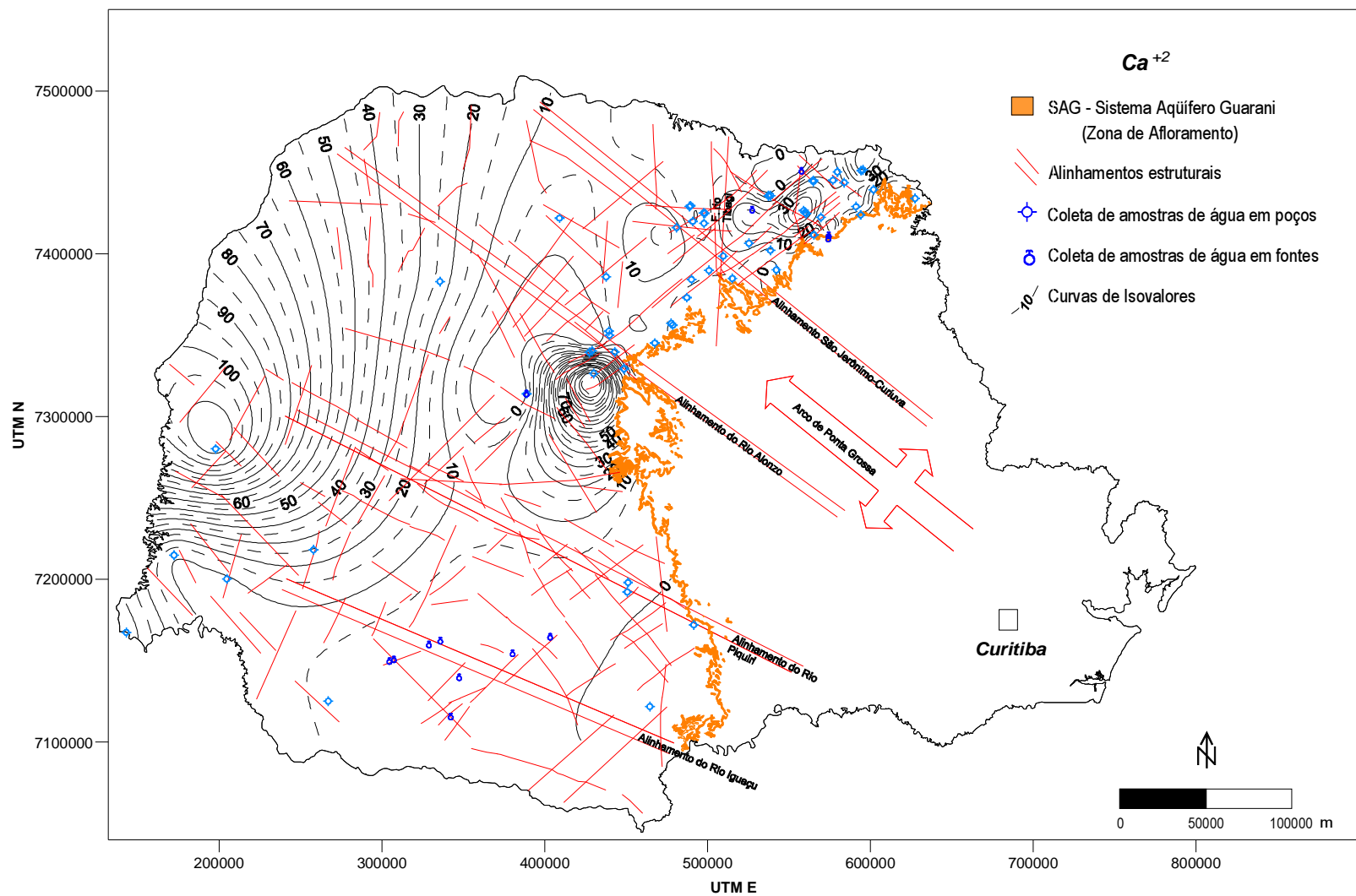
localizados naquele Estado, próximos à divisa com o Paraná, perfurados para pesquisa de petróleo e obtidos no LABAC – Laboratório de Bacias – UFPR.

Outro fator que pode comprometer a confiabilidade dos mapas de isolinhas é a possibilidade de se estar lidando com amostras de águas compostas por misturas, em proporções desconhecidas, de águas do SAG com outras provenientes do aquífero Serra Geral sobrejacente.

Apesar das dificuldades apontadas, acredita-se que os mapas gerados nesta pesquisa, mesmo vistos com reservas, servem de base para uma gestão mais racional do SAG, já que caracterizam áreas adequadas a diversos usos, como abastecimento humano ou turismo hidrotermal.

Os resultados analíticos foram sintetizados em mapas de isovalores (Figuras 30 a 44), abrangendo a área de ocorrência do SAG, representando os teores dos seguintes parâmetros:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ , alcalinidade total, sólidos dissolvidos totais, sílica dissolvida, pH, condutividade elétrica e dureza total. Esses mapas foram gerados por aplicação de funções multiquádricas para interpolação dos dados analíticos.

Após o traçado das isolinhas, foi feita a sobreposição dos principais alinhamentos estruturais presentes no Estado do Paraná.



30 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de cátion cálcio (Ca<sup>2+</sup>) em águas do SAG



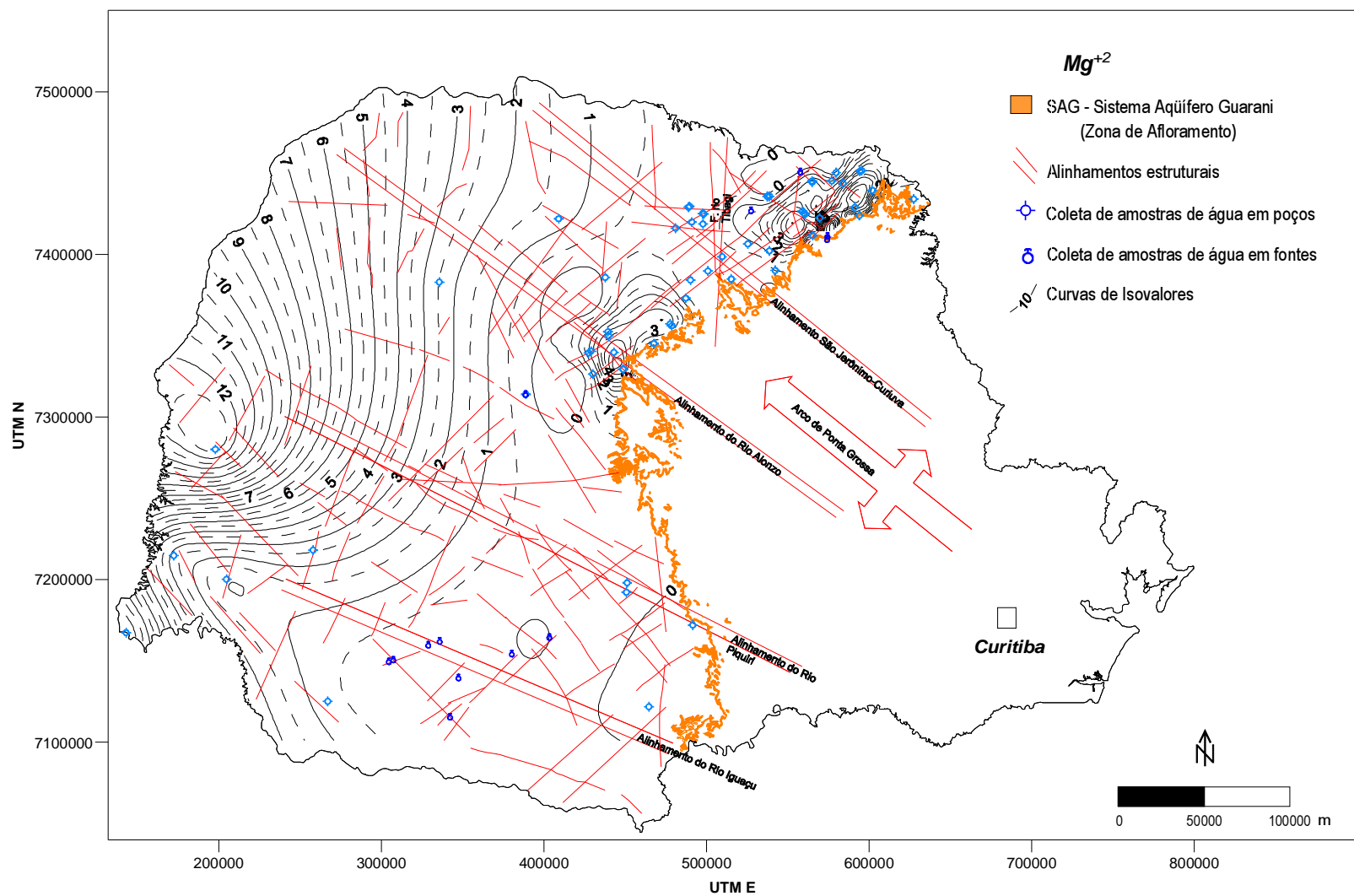


Figura 31 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de cátion magnésio (Mg<sup>2+</sup>) em águas do SAG

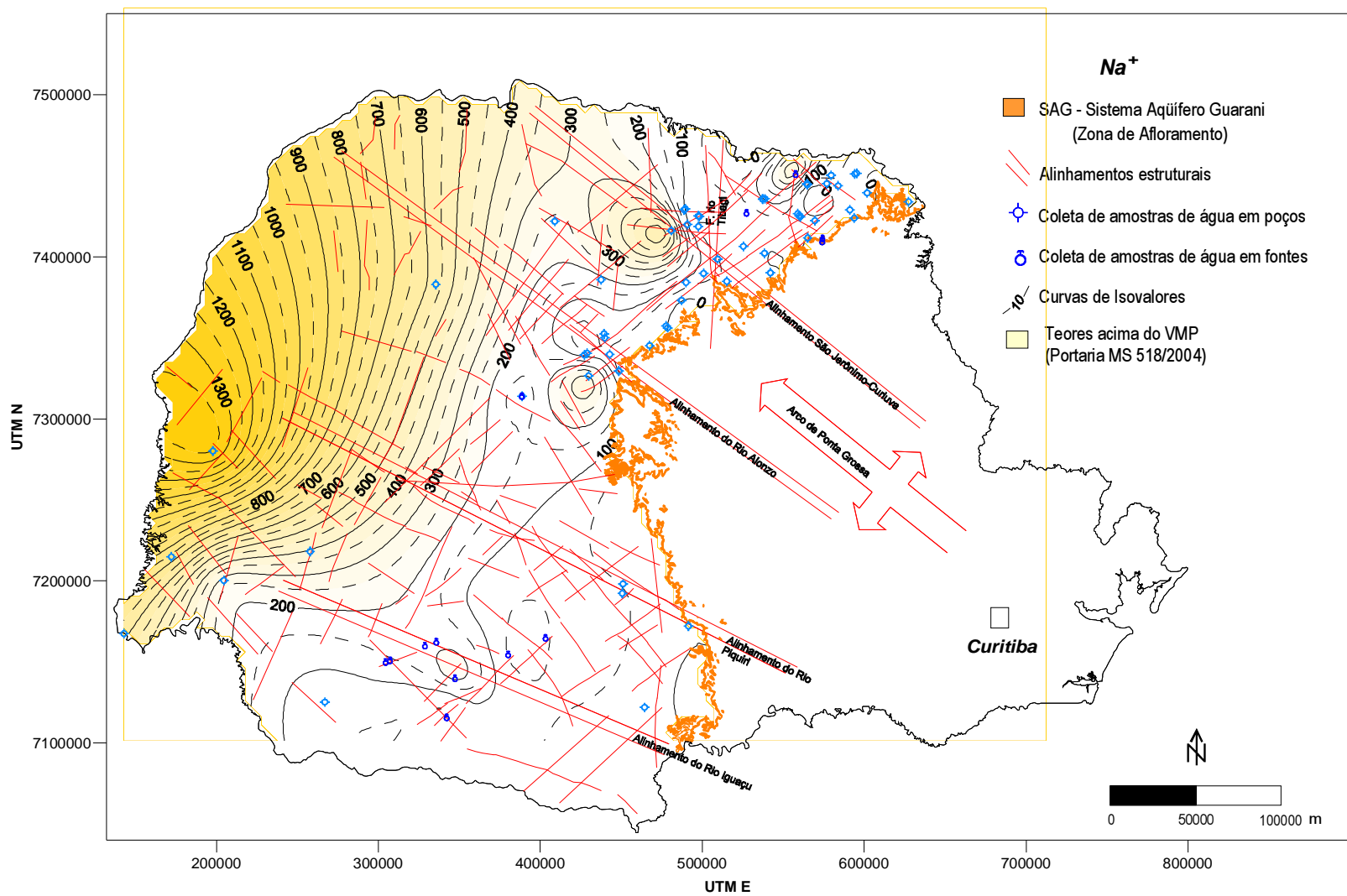


Figura 32 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de cátion sódio (Na<sup>+</sup>) em águas do SAG

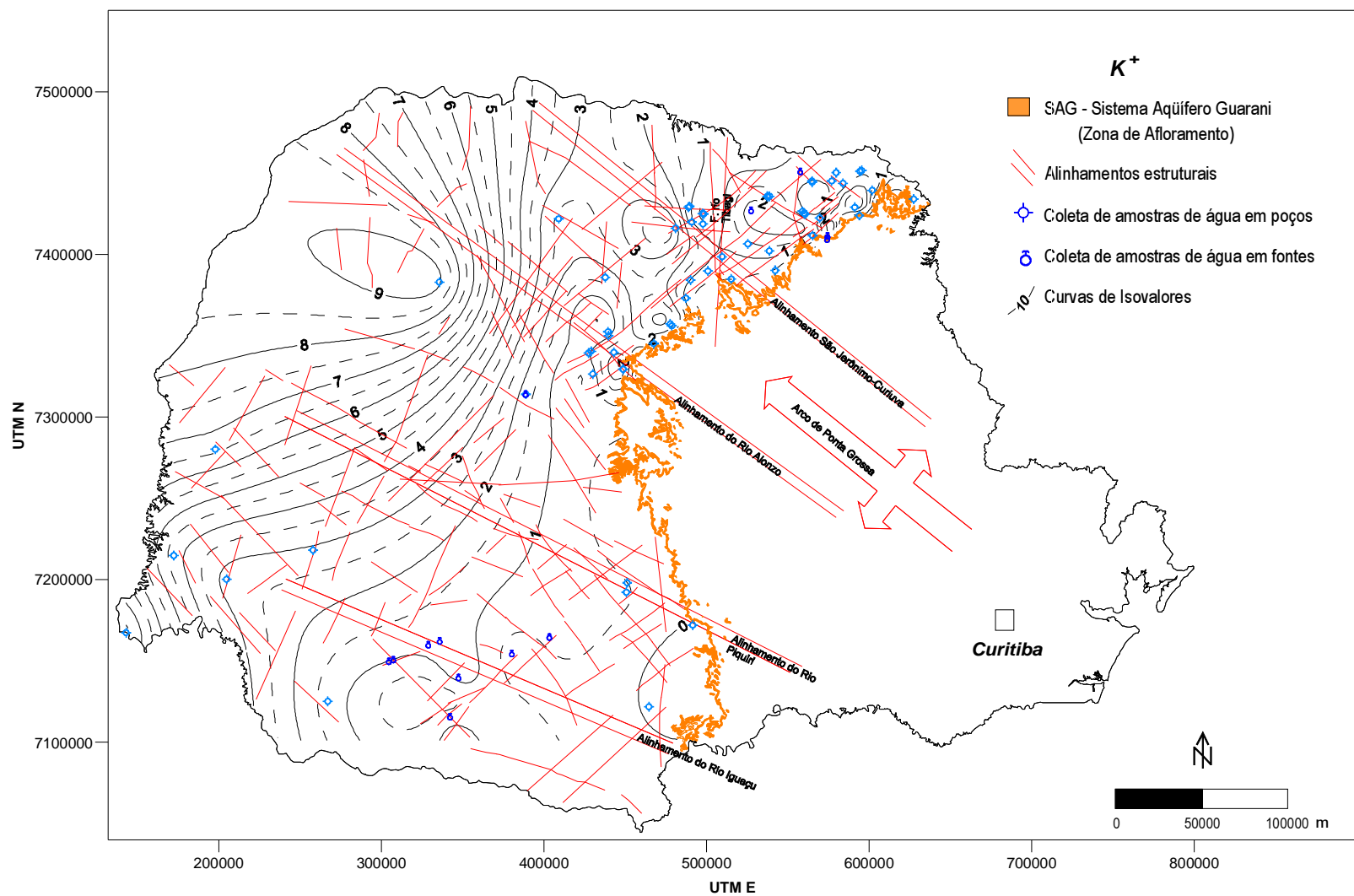


Figura 33 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de cátion potássio (K<sup>+</sup>) em águas do SAG

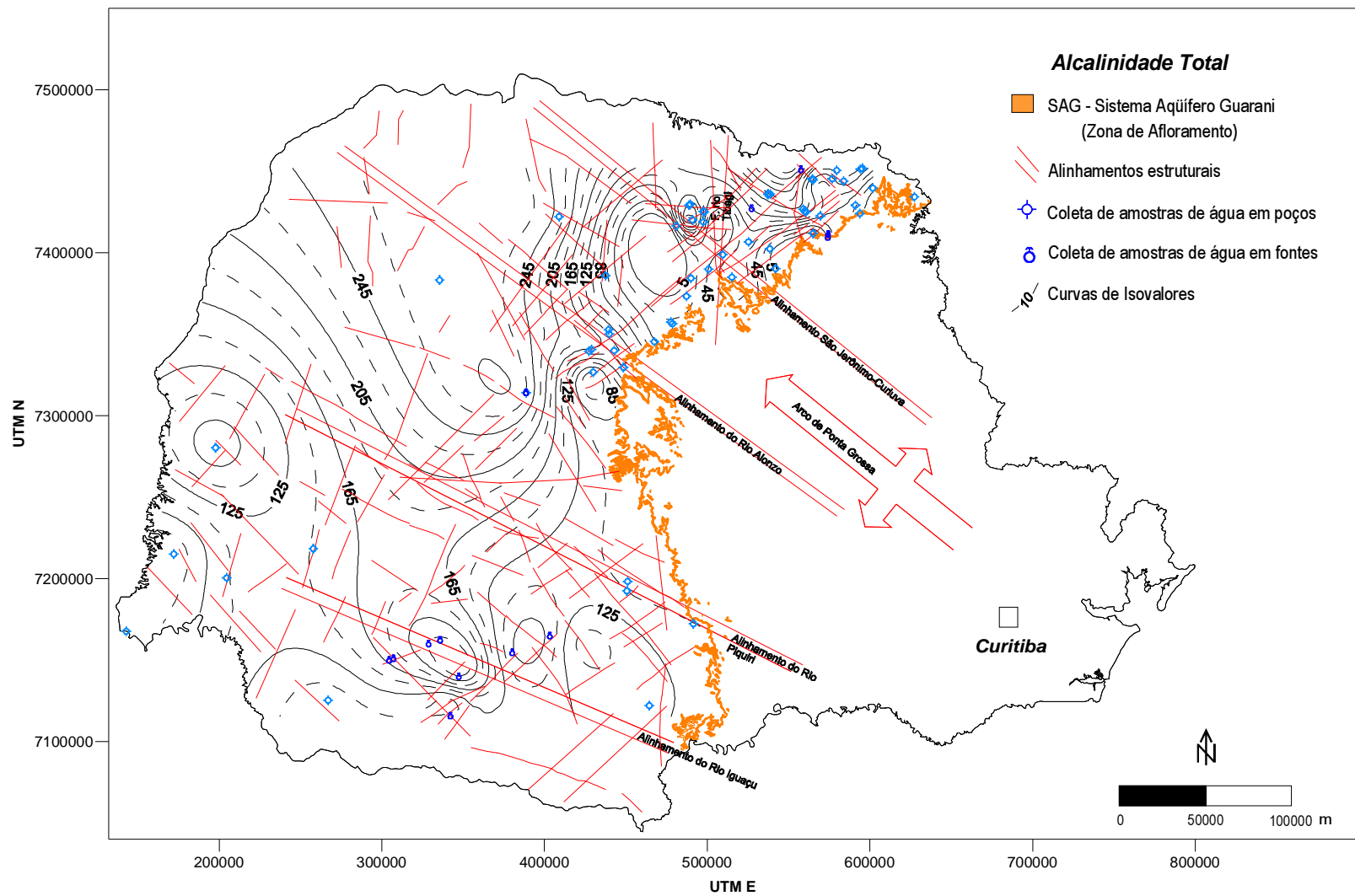


Figura 34 – Curvas de Isovalores de alcalinidade (em  $\text{mg.L}^{-1}$  de  $\text{CaCO}_3$ ) em águas do SAG

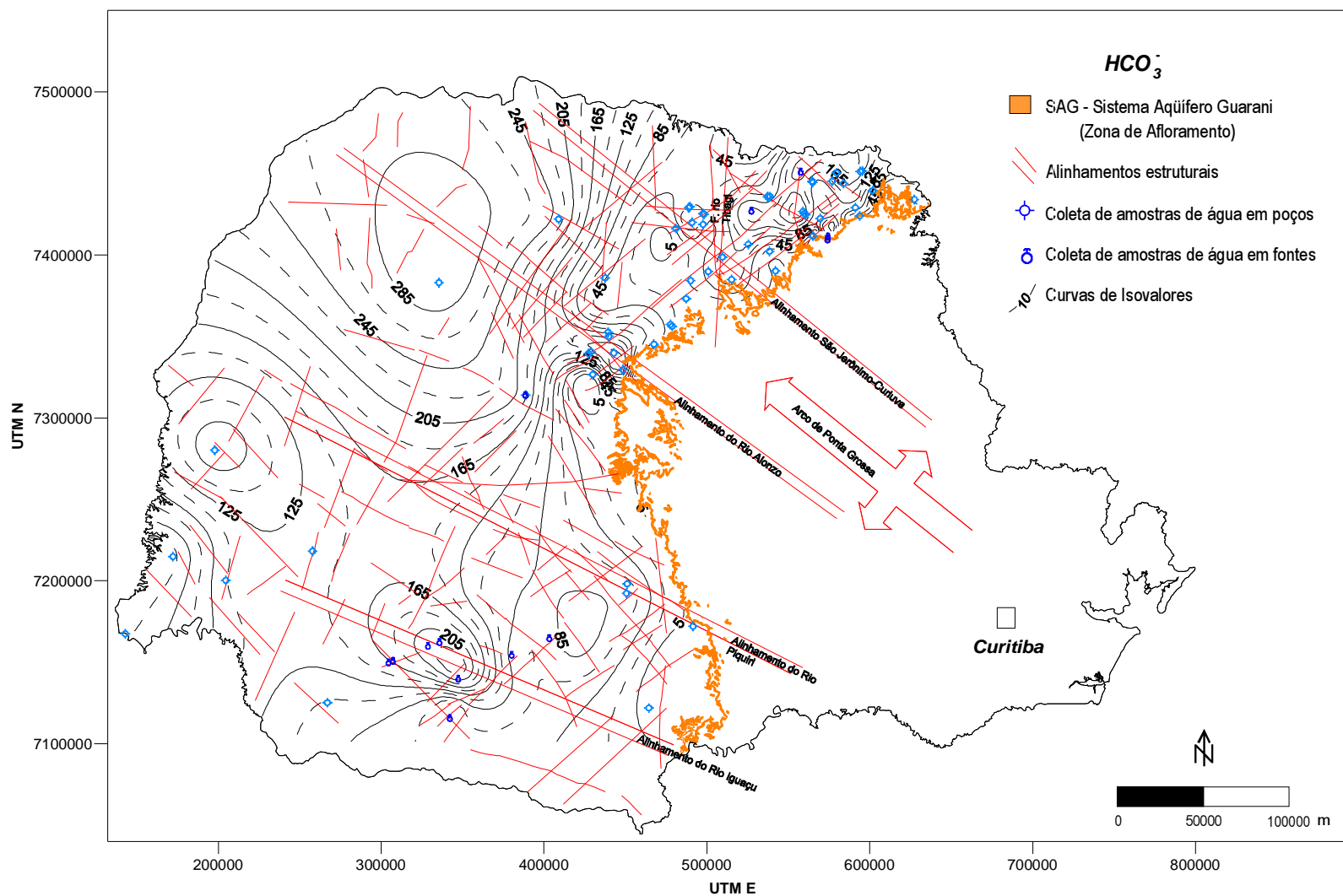


Figura 35 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) em águas do SAG

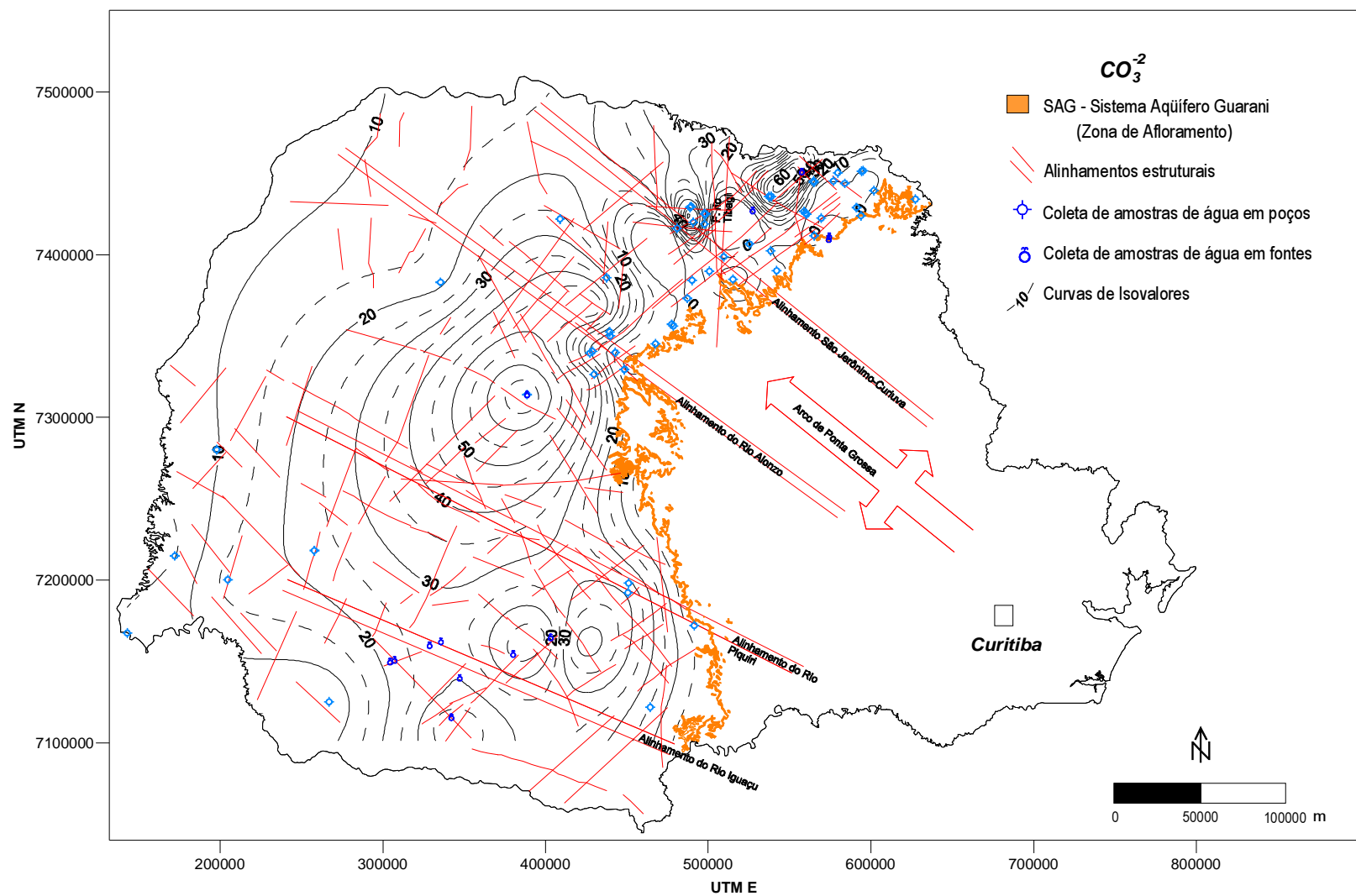


Figura 36 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) em águas do SAG

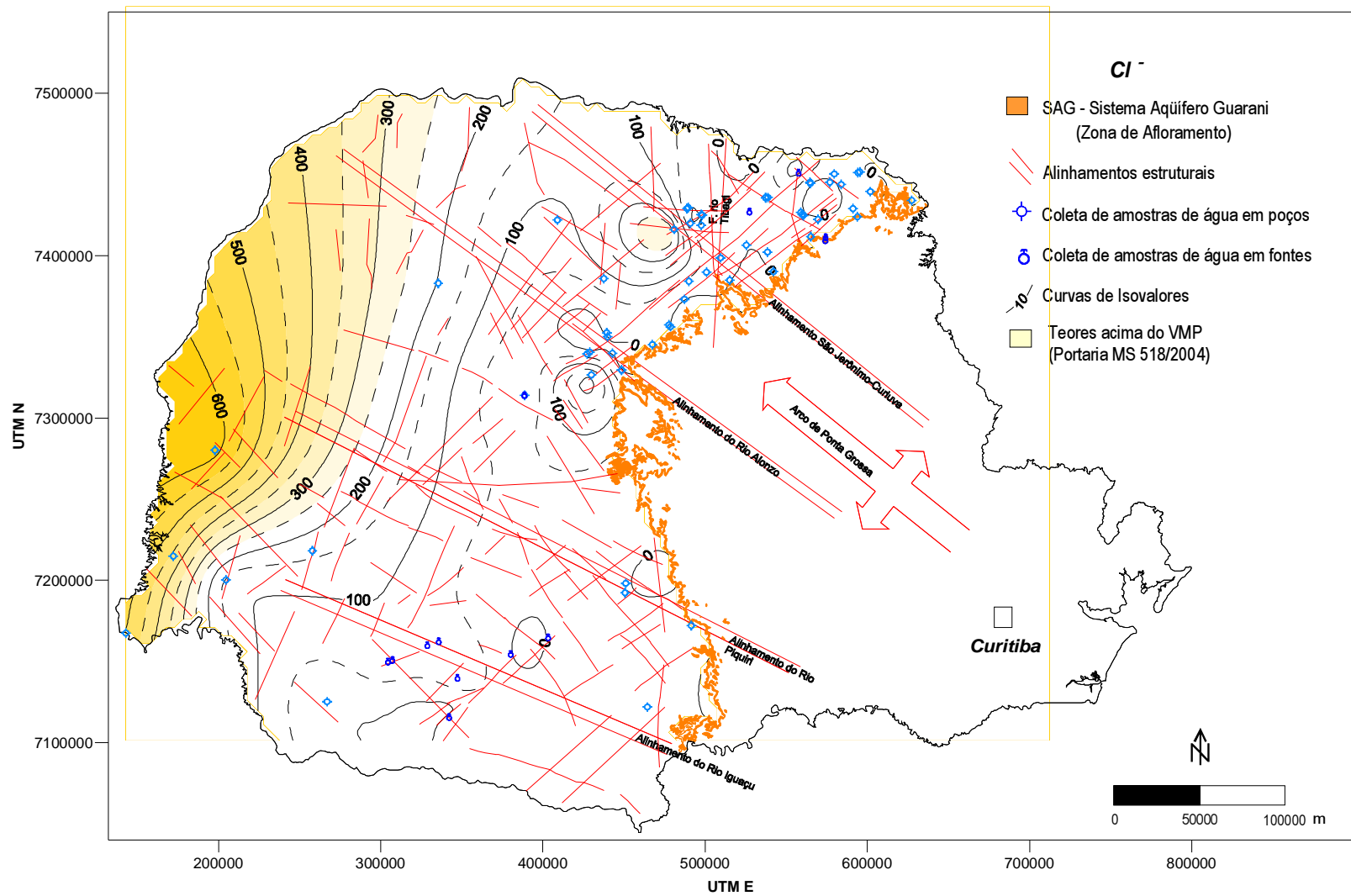


Figura 37– Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de ânion cloreto (Cl<sup>-</sup>) em águas do SAG

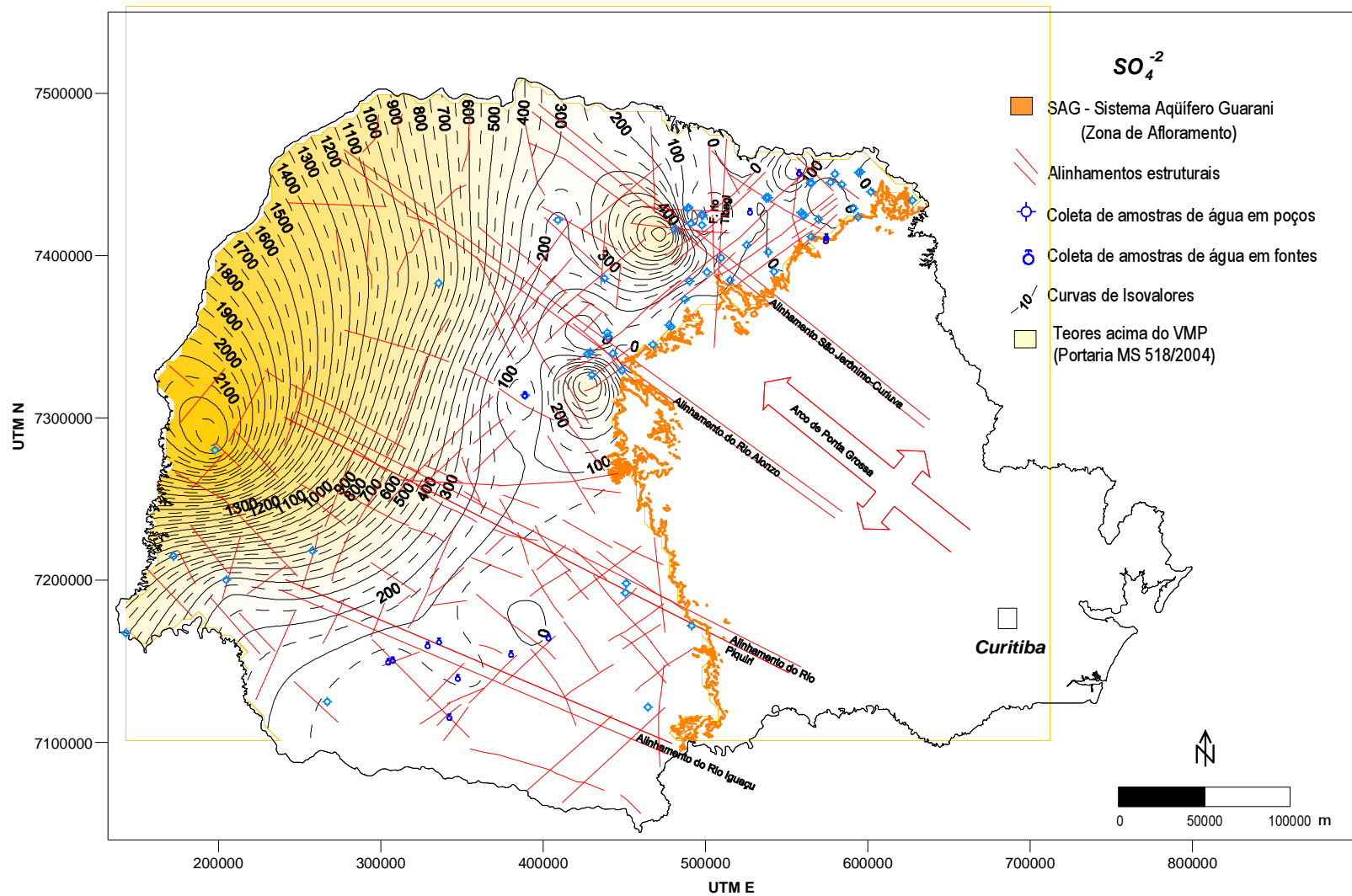


Figura 38 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de sulfato (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) em águas do SAG



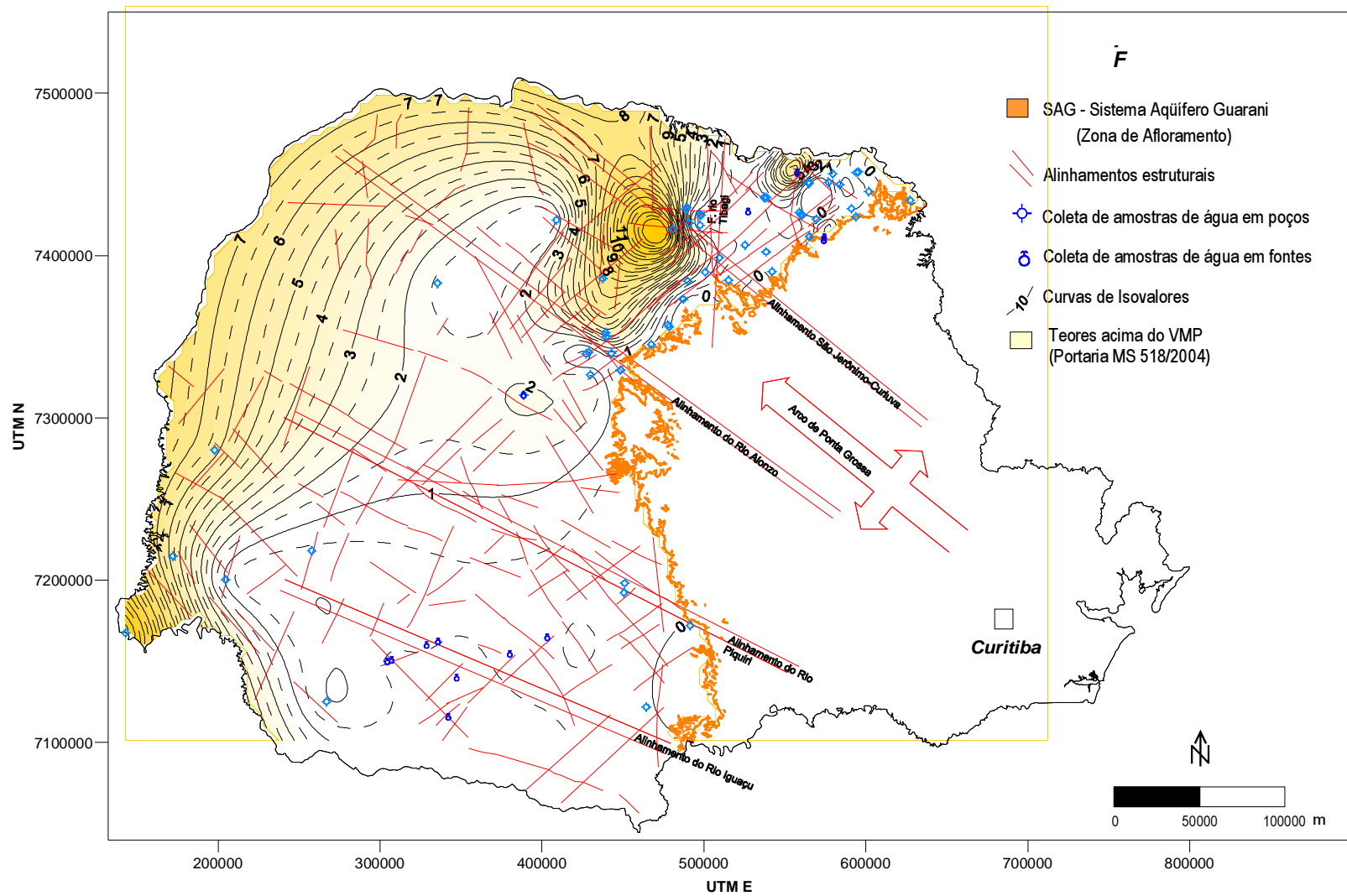


Figura 39 – Curvas de Isovalores (em  $\text{mg.L}^{-1}$ ) de ânion fluoreto ( $\text{F}^-$ ) em águas do SAG

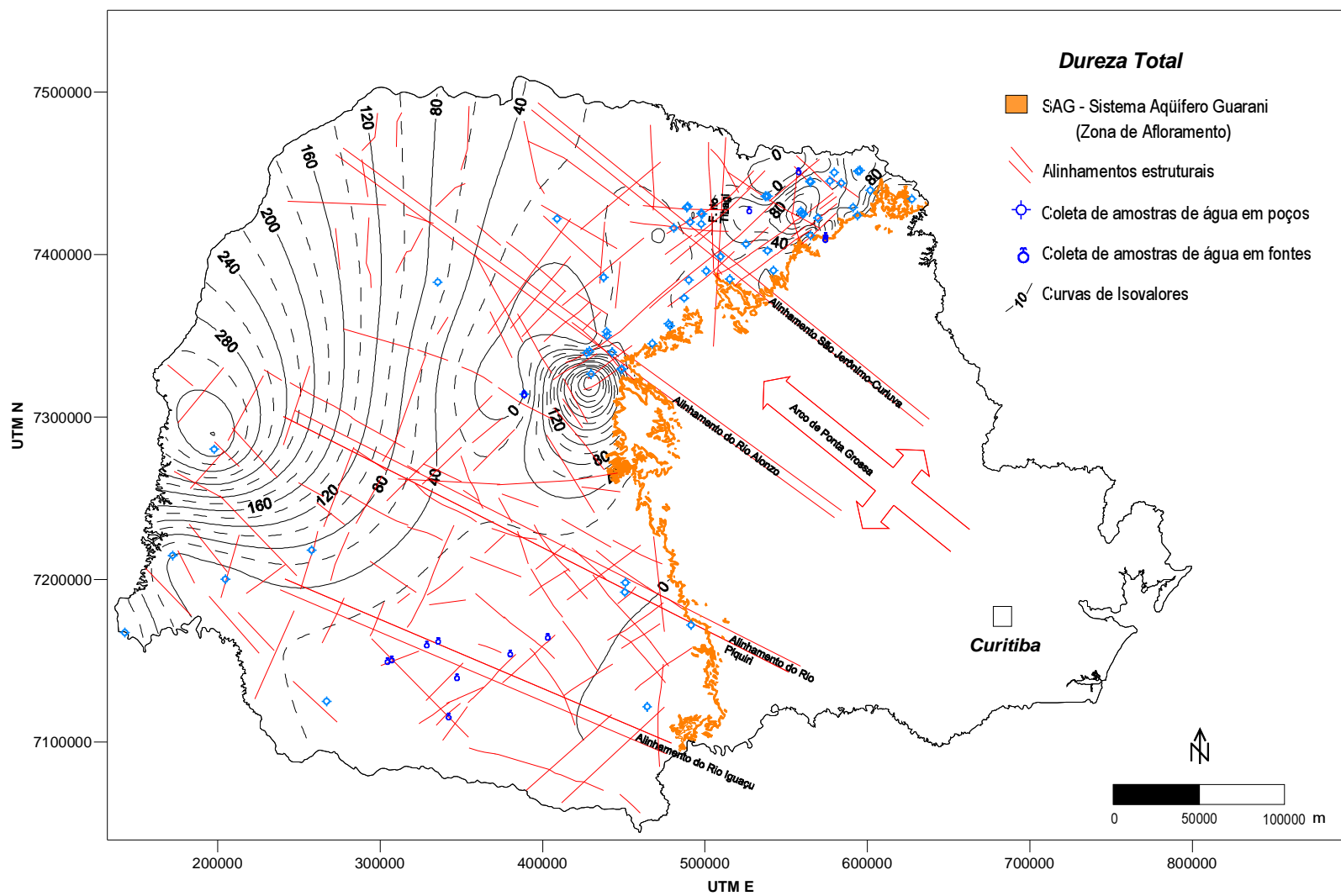


Figura 40 – Curvas de isovalores de dureza total (em  $\text{mg.L}^{-1}$  de  $\text{CaCO}_3$ ) em águas do SAG

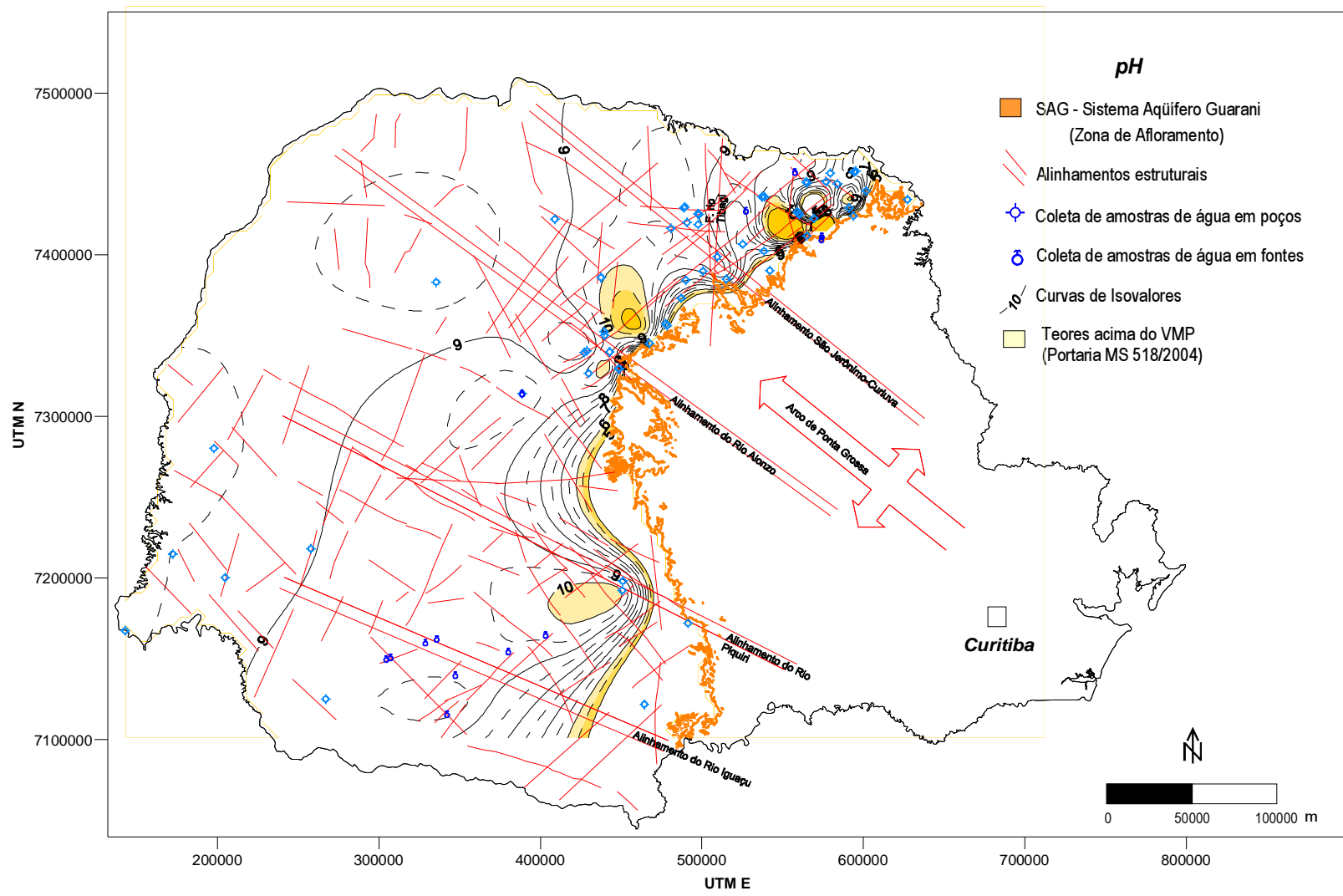


Figura 41 – Curvas de isovalores de pH em águas do SAG

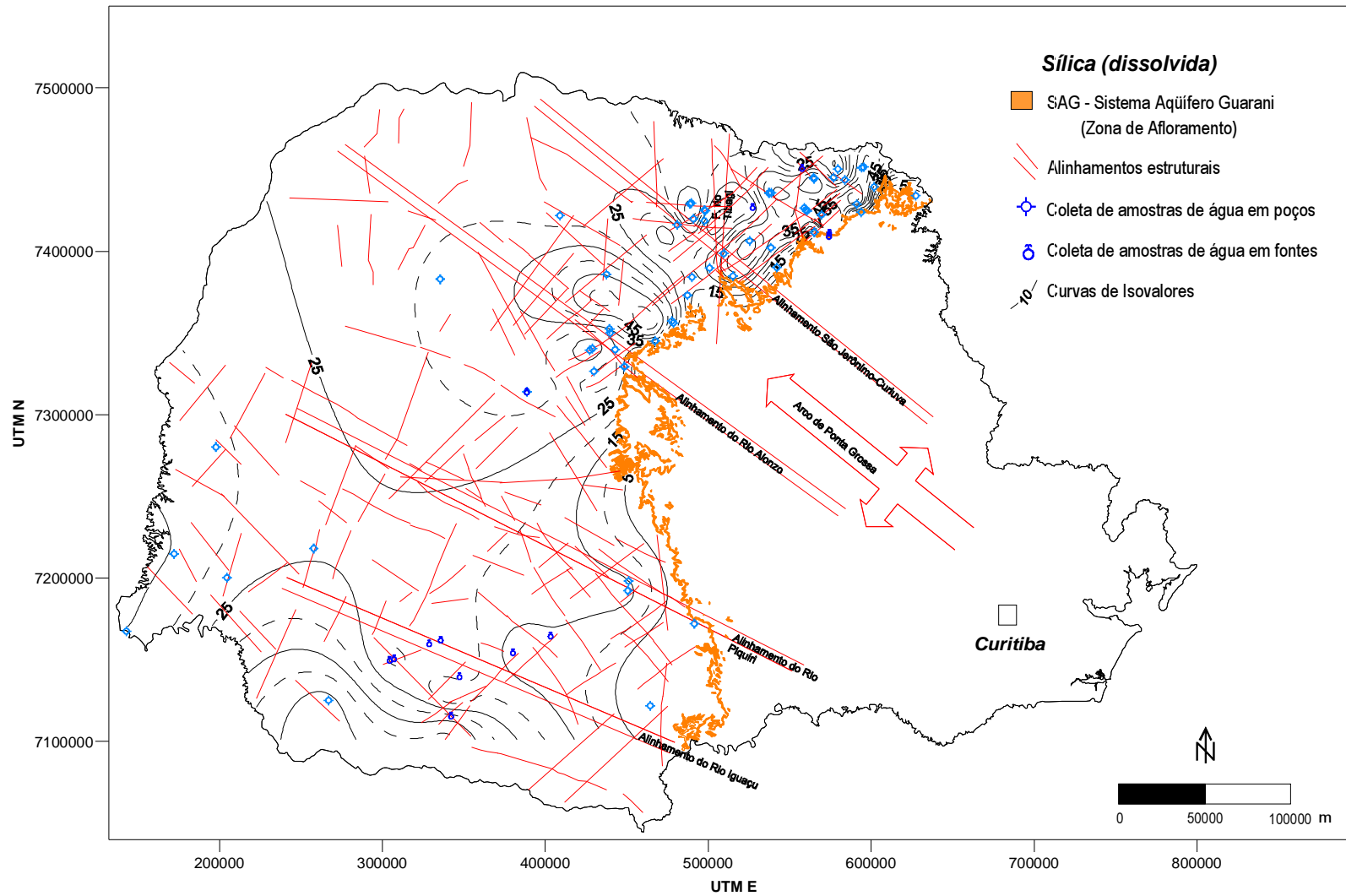


Figura 42 – Curvas de isovalores (em mg.L<sup>-1</sup>) de sílica dissolvida em águas do SAG

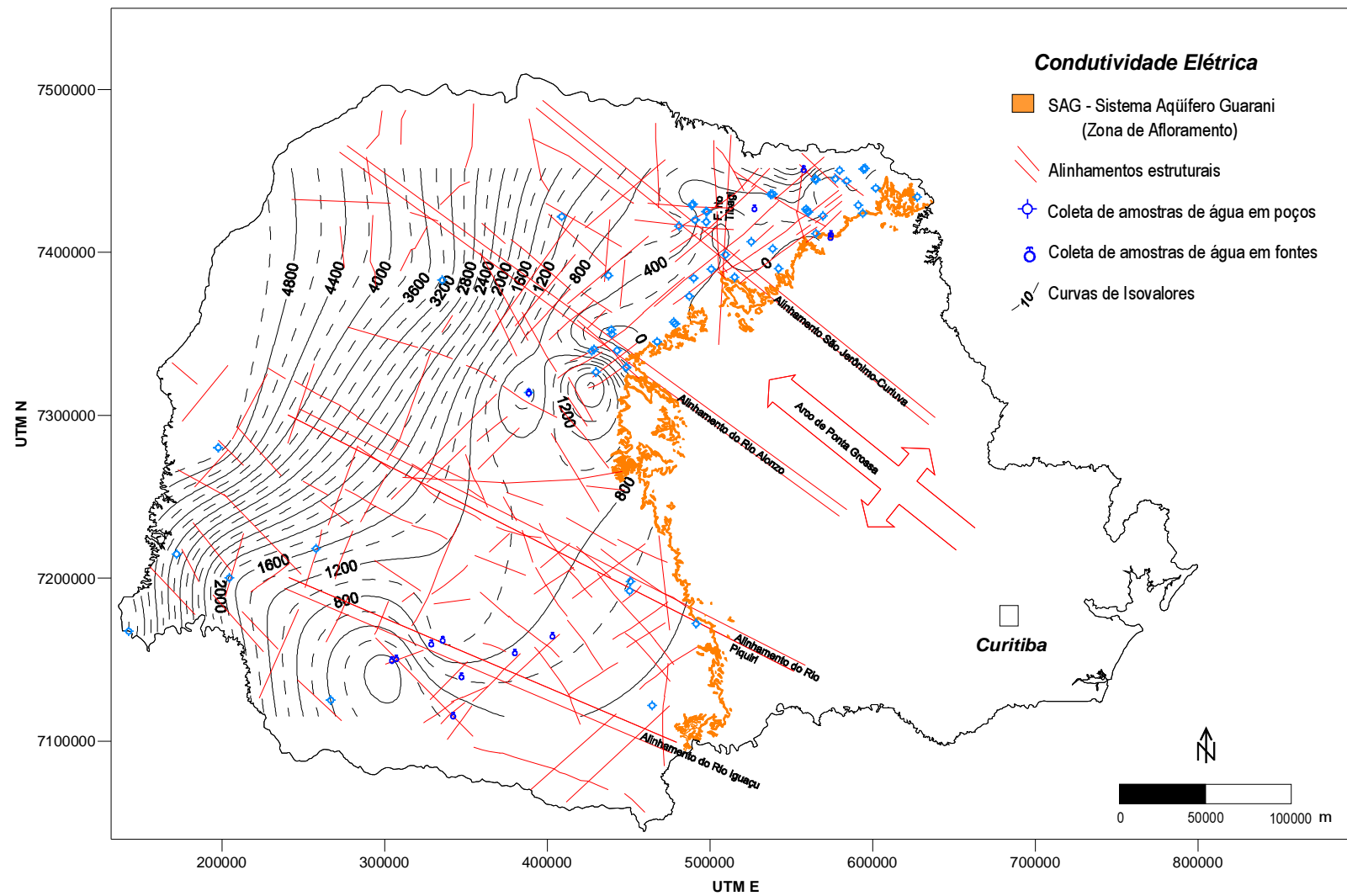


Figura 43 – Curvas de isovalores (em  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) de condutividade elétrica em águas do SAG

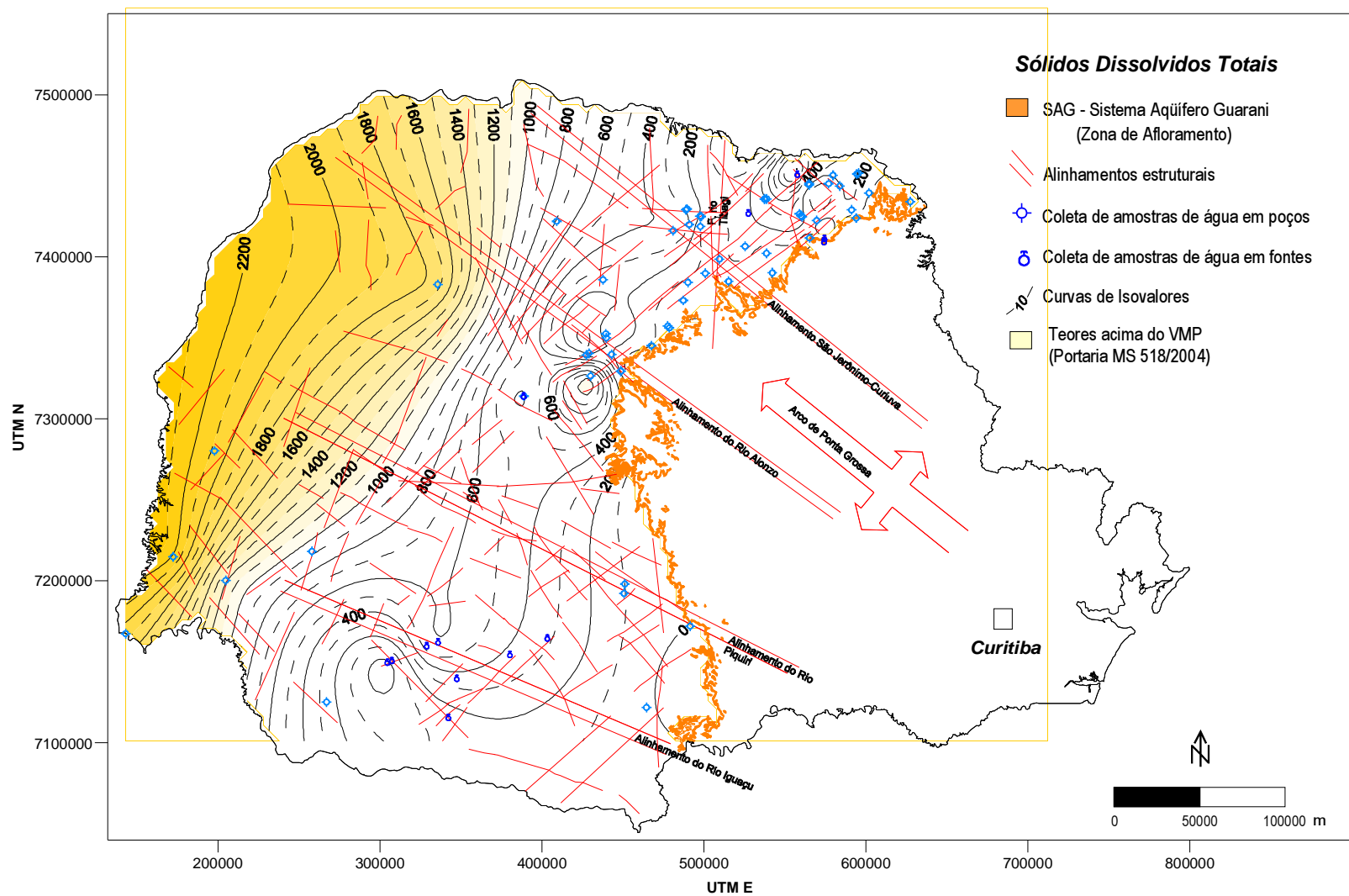


Figura 44 – Curvas de isovalores (em  $\text{mg.L}^{-1}$ ) de sólidos dissolvidos totais em águas do SAG

As isolinhas apresentam um padrão que se repete nos mapas de isovalores com maior ou menor evidência. Esse padrão delimita regiões onde a distribuição e a forma das curvas resultam, em algumas áreas, das prováveis influências da estruturação da bacia, e em outras, da carência de dados. As características dessas regiões podem ser resumidas da seguinte maneira:

-Quadrante NW: nessa região, as isolinhas se distribuem de forma regular e suave, sendo que tal feição é produto da inexistência de dados hidroquímicos do SAG, de modo que as curvas foram geradas a partir da malha de pontos extrapolados pelo programa *Surfer* (GOLDEN SOFTWARE, 2002), e, portanto, tem significado hidroquímico e hidrogeológico limitado.

-Região entre o rio Tibagi e a zona aflorante do SAG, no extremo NE do Estado. Essa região tem boa densidade de dados, com poços regularmente espalhados. Em todos os mapas, as isolinhas parecem estar controladas por lineamentos de direções NE e NW.

-Região ao norte do eixo do Arco de Ponta Grossa, incluindo o alinhamento São Jerônimo Curiúva. Essa região também tem uma boa densidade de dados, tendo, porém o inconveniente de apresentar um adensamento de poços (cerca de oito) dentro de um raio de menos de 20 km. As isolinhas estão controladas por lineamentos de direção NW e, de forma menos evidente, por lineamento de direção NE. Em geral o alinhamento de São Jerônimo-Curiúva divide zonas de curvas fechadas e concêntricas com máximos e mínimos havendo um adensamento de linhas ao longo dele.

Os mapas que melhor exemplificam essa situação são os de, alcalinidade total,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  e  $\text{F}^-$ .

-Região ao sul do eixo do Arco de Ponta Grossa, incluindo os alinhamentos do rio Alonzo e do rio Piquiri. Apresenta baixa densidade de poços, com uma pequena concentração junto ao alinhamento do rio Alonzo. Entre esses dois alinhamentos há uma provável linha de falha, que delimita, na maioria dos mapas, duas zonas com distribuição diferentes das isolinhas: um a norte dessa linha, com curvas fechadas e concêntricas; e outra a sul, sem padrão definido, mas que, na maioria das vezes, tem curvas suaves e abertas.

Nesse lineamento estão situados, o poço e a fonte (Figura 45) das Termas de Jurema. Os mapas que melhor exemplificam essa situação são os de sólidos dissolvidos totais, alcalinidade total, dureza total,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , e  $\text{F}^-$ .



-Região do alinhamento do rio Iguaçu que vai desde a área de afloramento do SAG até o extremo oeste do Estado. Corresponde à bacia do rio Iguaçu, caracterizada pela ocorrência de várias surgências naturais e por alguns poços perfurados na zona de alto confinamento utilizados em balneários. Em alguns mapas, as isolinhas aparecem alongadas na direção E-W, quase que sobrepondo ao referido lineamento (mapas de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{F}^-$  e dureza total). Outro padrão observado nesse setor são o de curvas fechadas, concêntricas que coincidem com as surgências naturais (mapas de alcalinidade total,  $\text{Na}^+$  e  $\text{HCO}_3^-$ )



Figura 45 – Surgência natural do SAG, situada nas margens do rio Formoso cujo leito está encaixado em um lineamento estrutural. Essa fonte é aproveitada no balneário Termas de Jurema (Iretama, PR)

Alguns padrões de comportamento podem ser observados nos mapas de isovalores. As concentrações de sílica dissolvida,  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  diminuem à medida que se passa da zona de baixo confinamento para a de alto confinamento, o mesmo acontecendo com a alcalinidade total, já que esta depende diretamente desses dois últimos. O  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e sólidos dissolvidos totais, apresentam comportamento oposto, de modo que suas concentrações aumentam no sentido de baixo para alto confinamento.



As curvas do pH acompanham, aproximadamente, a zona de afloramento, formando lobos entre os alinhamentos estruturais. As isolinhas de  $\text{SiO}_2$  formam dois conjuntos de curvas fechadas, separadas ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa.

O  $\text{F}^-$  não apresenta um padrão de distribuição espacial semelhante a qualquer um dos já mencionados. Forma um conjunto de isolinhas fechadas com eixo N-S, desde o alinhamento do rio Alonzo até a divisa com o São Paulo. Essa diferença na distribuição do fluoreto, mostra que o tempo de residência da água ou que as condições de confinamento não exercem um forte controle sobre a ocorrência e concentração do  $\text{F}^-$  na água, sendo mais provável que esteja, condicionado às características geológicas locais.

Por muito tempo o fluoreto foi considerado como a única substância indesejável e limitante para a exploração do SAG no Paraná. É interessante notar que a localização dos poços onde se detectou íon fluoreto acima do padrão de potabilidade (Londrina, Bandeirantes-Yara, Borrazópolis, Iretama, Foz do Iguaçu, Itaipulândia e Marechal Cândido Rondon), coincide com as áreas com os teores mais elevados de  $\text{F}^-$ , reveladas no mapeamento geoquímico do Estado do Paraná (MINEROPAR, 2001), feito com base em amostras de solo e sedimentos de corrente.

A ocorrência de flúor em basaltos varia de 360 a 420 ppm e, em arenitos não mineralizados, de 180 a 260 ppm (MINEROPAR, 2001). Rankama; Sahama (1962) consideram o valor de 300 ppm de flúor, como a concentração média mundial para basaltos.

Souza Filho (2000) apresenta os resultados analíticos das concentrações de flúor e carbonato em amostras de calha obtidas na perfuração de um poço em Marechal Cândido Rondon, (concentração de  $\text{F}^-$  na água:  $6,2 \text{ mg.L}^{-1}$ ). As concentrações médias de flúor nas amostras de calha de basalto e do arenito são, respectivamente, 170,0 e 16,2 ppm, valores muito abaixo das concentrações médias globais de flúor nesses tipos de rocha. Entretanto, nota-se que os valores mais elevados de flúor ocorrem nas amostras de basalto cinza claro que tem concentração média igual a 212 ppm, enquanto que no basalto cinza escuro é igual a 160 ppm. É provável que as anomalias de fluoreto na água do SAG tenham caráter localizado e estejam associadas a termos intermediários e ácidos da Formação Serra Geral. O perfil litológico do poço mostra que de 690 a 770 m ocorre uma mistura de basalto cinza escuro com basalto avermelhado e de 770 a 794 m, basalto cinza claro em contato com o SAG. Nesse contato o arenito apresenta uma elevada concentração de flúor.

Referindo-se ao poço Londrina-P01 (concentração de  $F^-$  na água:  $12 \text{ mg.L}^{-1}$ ), Souza Filho (2000) informa que o flúor estava presente no arenito e em alguns trechos do basalto, onde as concentrações atingiam valores próximos a anomalias geoquímicas, situação semelhante aos dos poços de Presidente Prudente e de Lins (ambos no Estado de São Paulo), onde as anomalias de flúor ocorriam no arenito.

Na figura 46, apresentam-se os gráficos do flúor x profundidade e do carbonato x flúor, feitos com os dados referentes ao poço de Mal. Cândido Rondon, extraídos de Souza Filho (2000).

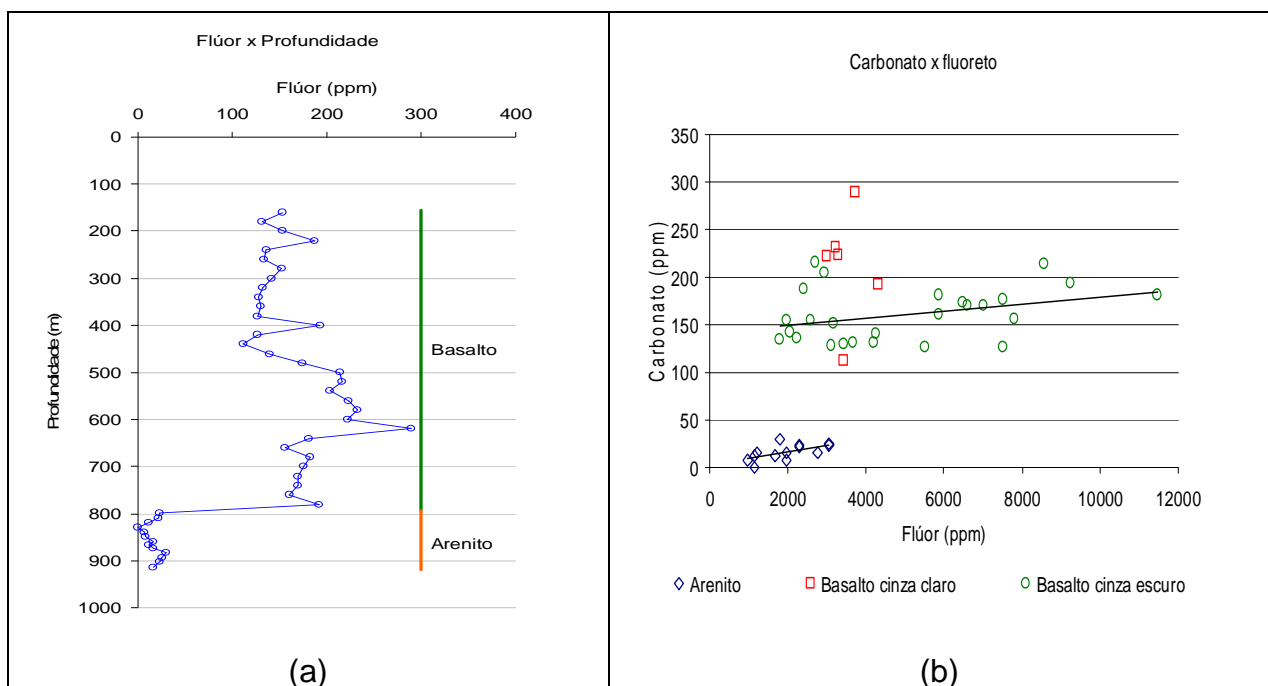


Figura 46 - (a) Variação da concentração de flúor na rocha (ppm) com a profundidade e (b) relação entre as concentrações de flúor e carbonato nas distintas litologias atravessadas na perfuração do poço em Marechal Cândido Rondon

O padrão das curvas de isovalores de diferentes parâmetros e suas inflexões, coincidentes com as macroestruturas da bacia, são fortes indícios da compartimentação do aquífero e que essa estruturação controla o quimismo das águas, e os processos de recarga, fluxo e descarga da água subterrânea.

Os parâmetros sólidos dissolvidos totais,  $Na^+$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  e pH apresentaram teores acima dos valores máximos permitidos, indicados na Portaria MS n. 518 (BRASIL, 2004). As áreas correspondentes aos valores superiores ao VMP estão realçadas nos mapas dos respectivos parâmetros, indicando zonas com águas impróprias para consumo humano, sem tratamento adequado. A superposição desses

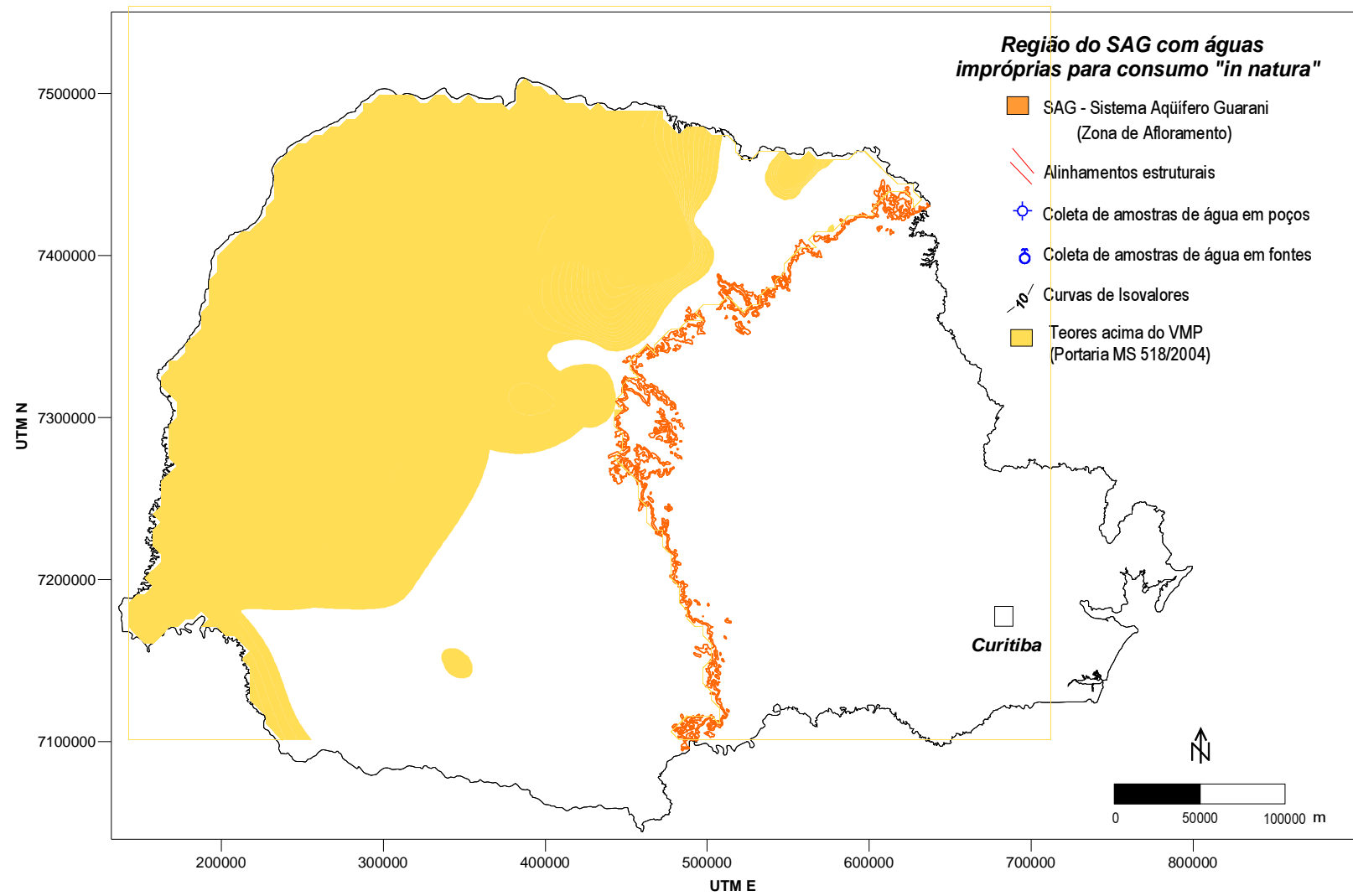


Figura 47 – Região do SAG com águas impróprias para consumo sem tratamento prévio

mapas, exceto o do pH, está apresentada na figura 47, e resulta em mais de 60% da extensão do aquífero, onde a água apresenta alguma restrição para o consumo humano sem tratamento prévio.

A concepção de que o SAG é um grande reservatório com um volume aproveitável de água da ordem de 40 km<sup>3</sup>/ano, 30 vezes superior à demanda por água de toda a população que habita a área de ocorrência do SAG e que essas águas são de excelente qualidade e presta-se para todos os fins (ROCHA, 1997); ou como se publica na rede mundial de computadores, de que seja o “*maior manancial transfronteiriço de água doce subterrânea no planeta*” e, “*a maior reserva de água doce subterrânea do mundo*” (UNIVERSIDADE DA ÁGUA, 2006a,b), levam a uma interpretação equivocada da qualidade das águas do aquífero. Pode-se destacar a observação feita por Zarpelon (2006) que, embora referindo-se a outros autores que fazem ressalvas quanto ao teor de ânion fluoreto, afirma que “*suas águas são de excelente qualidade, inclusive dispensando tratamentos químicos convencionais para a sua potabilização*”.

O projeto para uso sustentável do SAG, apresentado pelo World Bank (2002), informa que o aquífero contém cerca de 40.000 km<sup>3</sup> de água e que cerca de 90% desse volume é potável, sendo a qualidade dos 10% restantes prejudicada pelas ocorrências locais de fluoreto e de sólidos totais dissolvidos, em teores acima dos padrões de potabilidade.

No Paraná, principalmente nas zonas de médio a alto confinamento, verifica-se que a qualidade da água não ocorre na forma preconizada por Rocha (1997) ou pelo World Bank (2002).

A principal utilidade dos mapas de isovalores (Figuras 30 a 44) está na indicação de áreas de risco elevado para a captação de água para abastecimento público, devido à presença de sólidos dissolvidos totais e dos íons sulfato, cloreto, sódio e fluoreto em concentrações acima dos padrões de potabilidade estabelecidos.

A região com qualidade de água mais adequada para o consumo humano restringe-se a uma faixa que se estende desde as zonas aflorantes até parte da zona de médio confinamento (Figura 47).

Nas áreas de risco potencial (Figura 47), as águas do SAG são mais adequadas, pelas propriedades termiais, à recreação em hotéis e balneários (Figura 48) e ao uso industrial e agrícola, desde que os teores das substâncias dissolvidas sejam apropriados a essas atividades.



Figura 48 – Piscina do balneário Termas de Londrina abastecida com águas termais do SAG (Londrina, PR)

### 3.2.4 Especificação química da água e relações iônicas

O índice de saturação (IS) representa o estado de equilíbrio de um mineral na solução aquosa, indicando se há possibilidade de ocorrer dissolução ou precipitação da fase sólida sem, no entanto, considerar a cinética química. Uma das utilidades do IS em estudos hidroquímicos é dar uma idéia das idades relativas entre amostras de águas coletadas em pontos distintos de um mesmo aquífero. Desde que as condições de recarga e migração da água pelo aquífero tenham sido semelhantes, as amostras com IS maiores deverão ter tempos de residência mais longos.

O cálculo do IS leva em conta a presença de outros solutos na água, uma vez que o cálculo do coeficiente de atividade que determina a concentração termodinamicamente ativa do soluto, depende da força iônica da solução que, por sua vez depende da concentração e da carga das espécies em solução.

Por essas características, o IS representa melhor a evolução química da água através do aquífero do que o mapa de isolinhas feito com os valores de concentrações simples e evidenciam melhor as relações entre as curvas e o arcabouço estrutural da bacia.

Os dados de IS, calculados com o programa *Phreeqc Interactive* v. 2.12.5 (PARKHURST; APPELO, 1999), apresentados na tabela 11, indicam águas insaturadas em relação à sílica amorfa, gipsita e halita e, com índice de saturação variando de insaturada a saturada, as espécies, fluorita, calcedônia, quartzo e calcita.

Os mapas de isolinhas de IS de quartzo, calcedônia, sílica amorfa, calcita, gipsita, fluorita e halita apresentados, respectivamente, nas figuras 49 a 55 mostram feições semelhantes, indicando mecanismos de recarga diferentes do modelo convencional de infiltração nas zonas aflorantes e migração para as zonas mais profundas. Esses mapas mostram curvas fechadas, elípticas, aproximadamente concêntricas que sugerem fluxo radial e centrípeto, que se justifica, apenas se houver recarga através das fraturas que seccionam e compartimentam o aquífero. Esse comportamento é mais notado ao longo do rio Iguaçu que coincide com a área de maior ocorrência de surgências naturais do SAG.

A semelhança entre as feições desses mapas e o grau de insaturação da águas em relação à maior parte dos minerais analisados, mesmo em zonas de alto confinamento, reforçam a suposição de que há uma recarga ativa do aquífero através das linhas de falha.

Os mapas de índices de saturação das espécies de sílica são semelhantes e mostram uma diminuição do IS com o aumento do grau de confinamento. É interessante notar nesses mapas a coincidência entre os alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo Curiúva, com uma protuberância e uma reentrância, respectivamente, das isolinhas. Na parte sul do mapa, o alinhamento do rio Iguaçu separa dois conjuntos concêntricos de curvas.

Os índices de saturação da fluorita e da gipsita aumentam com o grau de confinamento e os mapas de distribuição do IS de ambos minerais é muito semelhante, mostrando configurações de isolinhas que são, aparentemente, controladas pelos macrolineamentos já mencionados. Esse controle é visível, tanto na parte centro-norte (área de influência do Arco de Ponta Grossa), como na parte sul onde o alinhamento do rio Iguaçu separa padrões distintos de isolinhas. A porção oeste do mapa apresenta uma distribuição suave de curvas que, provavelmente, resultam mais do método de interpolação do que propriamente do aquífero.

Os mapas de isolinhas de IS da calcita e da halita também mostram um controle dos macrolineamentos, o que está muito evidente nas imediações dos alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva.

Pode-se supor, também, que haja um controle exercido pela zona de falha de direção aproximada SW-NE, visível nos mapas de isolinhas de IS da fluorita e da calcita.

O mapa de isolinhas da relação iônica  $Cl^-/(HCO_3^-+CO_3^{2-})$  segue o padrão convencional, com as isolinhas mostrando um aumento relativo das concentrações de  $Cl^-$  enquanto diminuem as de  $HCO_3^-$  e  $CO_3^{2-}$ .

Na parte noroeste desse mapa, as linhas mostram um aumento gradativo da relação iônica  $Cl^-/(HCO_3^-+CO_3^{2-})$  com linhas de curvas suaves, que provavelmente não refletem a estruturação do aquífero, mas sim um artifício do *Surfer*, para preencher a lacuna de dados. Na borda leste da bacia, observa-se um conjunto de curvas fechadas, limitado pelos alinhamentos do rio Alonzo e do rio Piquiri. Essas isolinhas mostram um crescimento da relação iônica que acompanha o grau de confinamento do aquífero. Chama atenção o fato de que, se essa interpretação é válida para os fluxos de leste para oeste, ela tem de ser válida, também, no sentido oposto, o que implica em recarga do SAG por águas do Serra Geral. Ao norte do alinhamento São Jerônimo-Curiúva, devido às concentrações muito baixas de  $Cl^-$  nas águas, as isolinhas são pouco densas. Elas aparecem concentradas redor dos poços de Londrina. Pelo aspecto das

isolinhas nesse setor, não de não se pode tirar conclusões seguras sobre a evolução dessa relação iônica.

As curvas correspondentes à relação  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  mostram o mesmo comportamento da relação  $\text{Cl}^- / (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ , na região entre os alinhamentos do rio Alonzo e rio Piquiri, e nas regiões com lacunas de dados, sendo por isso, interpretadas da mesma maneira. Ao norte do alinhamento São Jerônimo-Curiúva, as isolinhas apresentam um padrão mais complexo, com um conjunto de curvas concêntricas, cujo ponto de máximo, equivalente a uma região de alto confinamento, coincide com o referido alinhamento.

Foram confeccionados mapas de isolinhas das relações iônicas:  $\text{Cl}^- / (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$  e  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  para determinar o comportamento do fluxo subterrâneo, já que as águas do SAG apresentam um aumento gradativo de  $\text{Cl}^-$  e  $\text{Na}^+$ , em contraposição à diminuição dos teores de  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ , desde a zona de baixo confinamento até as e alto confinamento. Assim, as razões iônicas apresentariam uma tendência de crescimento desde as áreas de recarga em direção às zonas mais profundas do SAG. Esses mapas estão apresentados nas figuras 56 e 57 e evidenciam o padrão compartimentado já visto nos outros mapas de isolinhas.

Tabela 11 – Índice de saturação do quartzo, calcedônia, sílica amorfa, calcita, gipsita, fluorita e halita, em águas do SAG

Local	I.S. Quartzo	I.S. Calcedônia	I.S. $\text{SiO}_2$ (a)	I.S. Calcita	I.S. Gipsita	I.S. Fluorita	I.S. Halita
Abatiá – P02	0,61	0,18	-0,66	-0,62	-4,16	-2,38	-9,19
Andirá – P02	-0,04	-0,44	-1,25	0,21	-4,25	-3,13	-8,30
Andirá – P01	0,14	-0,26	-1,08	0,61	-4,46	-2,01	-9,41
Bandeirantes – P01	0,55	0,15	-0,65	0,35	-2,35	-2,77	-8,11
Bandeirantes – Yara	0,09	-0,32	-1,14	0,01	-3,28	-1,59	-6,13
Barra do Jacaré – P02	0,39	-0,04	-0,87	0,25	-3,51	-1,41	-8,57
Cambará – P04	0,61	0,18	-0,66	0,38	-3,91	-1,91	-9,25
Cambará – P02	0,50	0,08	-0,75	-0,07	-4,15	-2,34	-9,40
Cel. Vivida – Á. do Paulino	0,05	-0,36	-1,18	0,02	-3,96	-3,11	-8,34
Cianorte	-0,19	-0,51	-1,23	0,77	-1,52	-1,92	-5,70
C. Procópio – Aguativa	0,13	-0,29	-1,11	0,26	-2,90	-2,45	-8,43
C. Procópio - CCSI – 01	-0,31	-0,68	-1,46	0,29	-4,54	-3,27	-7,68
C. Procópio - CCSI – 02	0,27	-0,12	-0,92	0,74	-3,95	-2,69	-7,88
C. Procópio - CCSI – 03	-0,03	-0,39	-1,16	0,12	-4,41	-3,61	-7,35
Faxinal	0,48	0,05	-0,79	-1,77	-3,59	-2,29	-9,12
Foz do Iguazu – Mabu	-0,17	-0,55	-1,35	0,70	-1,47	0,48	-5,20

continua



Tabela 11 – Índice de saturação do quartzo, calcedônia, sílica amorfa, calcita, gipsita, fluorita e halita, em águas do SAG (continuação)

Local	I.S. Quartzo	I.S. Calcedônia	I.S. SiO <sub>2</sub> (a)	I.S. Calcita	I.S. Gipsita	I.S. Fluorita	I.S. Halita
Grandes Rios – P05	0,22	-0,20	-1,03	0,15	-2,77	-4,04	-9,08
Ibipora – P01	0,31	-0,08	-0,88	0,14	-3,68	-3,58	-8,54
Ibiporã – P02	-0,06	-0,46	-1,26	0,12	-3,74	-3,41	-8,17
Iretama - Jurema – fonte	-0,26	-0,64	-1,43	0,06	-5,11	-2,85	-7,20
Iretama - Jurema – poço	-0,30	-0,67	-1,45	0,12	-5,04	-3,08	-7,50
Itaipulândia (Termas)	-0,22	-0,59	-1,38	0,35	-1,81	-0,81	-5,18
Jacarezinho – P 02	0,44	0,00	-0,85	-2,13	-4,41	-3,41	-9,35
Jundiá do Sul - Monte Verde	0,36	-0,09	-0,94	-2,09	-4,49	-2,17	-9,67
Jundiá do Sul - Mina Cruzeiro	0,42	-0,03	-0,88	-1,30	-4,38	-1,85	-9,26
Kaloré	0,37	-0,06	-0,90	-0,03	-3,93	-1,35	-8,02
Londrina – Thermas	-0,33	-0,70	-1,48	0,06	-4,65	-2,86	-7,46
Londrina – Jacutinga	-0,24	-0,62	-1,41	0,18	-4,17	-2,20	-7,61
Londrina – Limoeiro	-0,29	-0,69	-1,50	0,23	-4,08	-3,52	-9,07
Lunardelli	0,20	-0,23	-1,07	0,38	-3,15	-2,39	-7,93
Mal. Cândido Rondon	-0,05	-0,44	-1,24	0,54	-0,70	0,07	-4,83
Mallet	0,34	-0,09	-0,93	-0,85	-4,29	-1,95	-8,57
Maringá – Termas	-0,07	-0,43	-1,20	0,04	-3,06	-2,61	-6,35
Matelândia	0,09	-0,31	-1,13	0,22	-2,06	-2,26	-6,02
Mauá da Serra – VR - P01	0,45	0,01	-0,83	-3,07	-4,79	-3,58	-10,46
Ribeirão do Pinhal – P02	-0,13	-0,57	-1,42	-4,96	-5,15	-6,36	-10,38
S. Sebastião da Amoreira	0,46	0,05	-0,77	-1,00	-4,38	-2,39	-9,30
Santa Amélia – A. Laranjinha	0,42	-0,01	-0,86	0,51	-2,47	-2,34	-9,17
S. Antônio da Platina – P01	0,36	-0,08	-0,92	-2,00	-4,27	-2,24	-9,45
S. Antônio da Platina – P07	0,50	0,06	-0,79	-1,16	-3,88	-2,74	-9,13
S. Antônio da Platina - P08	0,67	0,23	-0,62	-0,79	-4,29	-2,12	-9,35
S. Antonio do Paraíso	0,45	0,00	-0,86	-2,69	-4,85	-4,00	-1,59
Tamarana	0,19	-0,26	-1,11	-3,48	-4,84	-4,81	-11,04
Águas de Santa Clara	-0,26	-0,68	-1,50	0,19	-4,55	-3,75	-8,74
Sítio São Jorge	-0,25	-0,66	-1,48	0,07	-4,84	-4,28	-7,42
Água São Francisco	-0,23	-0,65	-1,47	0,2	-3,88	-3,95	-8,7
Cel. Vivida - Águas Lamedor	-0,45	-0,85	-1,66	0,19	-4,36	-3,20	-8,27
Itap. do Oeste – Sta. Bárbara	0,03	-0,39	-1,23	0,11	-4,38	-3,30	-8,10
Chopinzinho	-0,15	-0,54	-1,35	0,38	-3,49	-2,98	-6,37
Verê	-0,19	-0,59	-1,39	0,23	-4,04	-3,49	-7,03
Verê	-0,08	-0,48	-1,30	1,11	-2,84	-2,34	-6,22
Laranjeira do Sul	-0,09	-0,50	-1,32	-0,11	-4,16	-3,89	-7,08
Londrina	-0,41	-0,77	-1,54	0,52	-1,88	-0,12	-5,69
Francisco Beltrão	-0,01	-0,38	-1,16	0,6	-3,15	-5,1	-7,91
Jardim Alegre	-0,07	-0,48	-1,29	1,49	-0,99	-0,75	-5,89

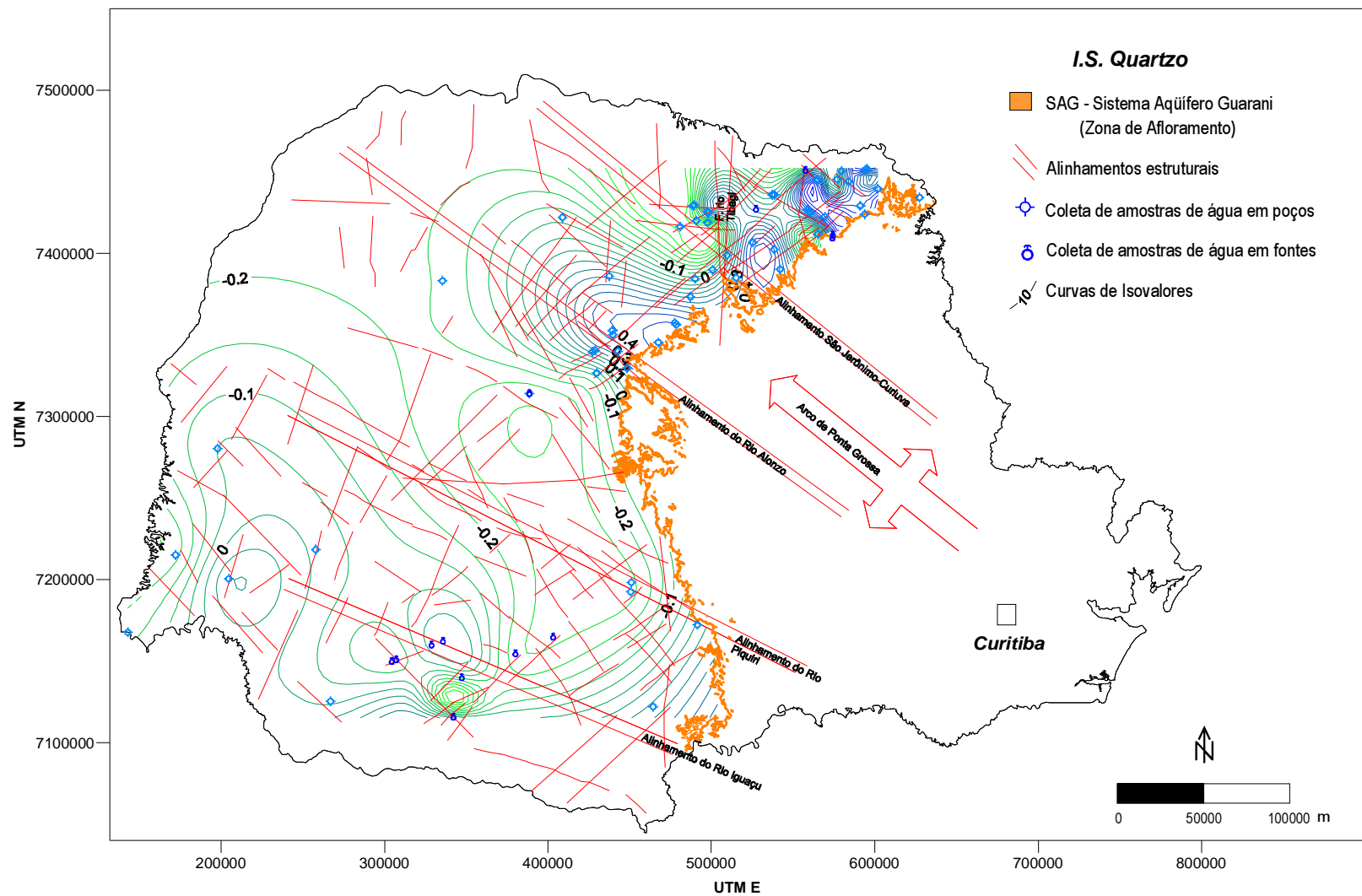


Figura 49 – Curvas de isovalores de índice de saturação do quartzo nas águas do SAG

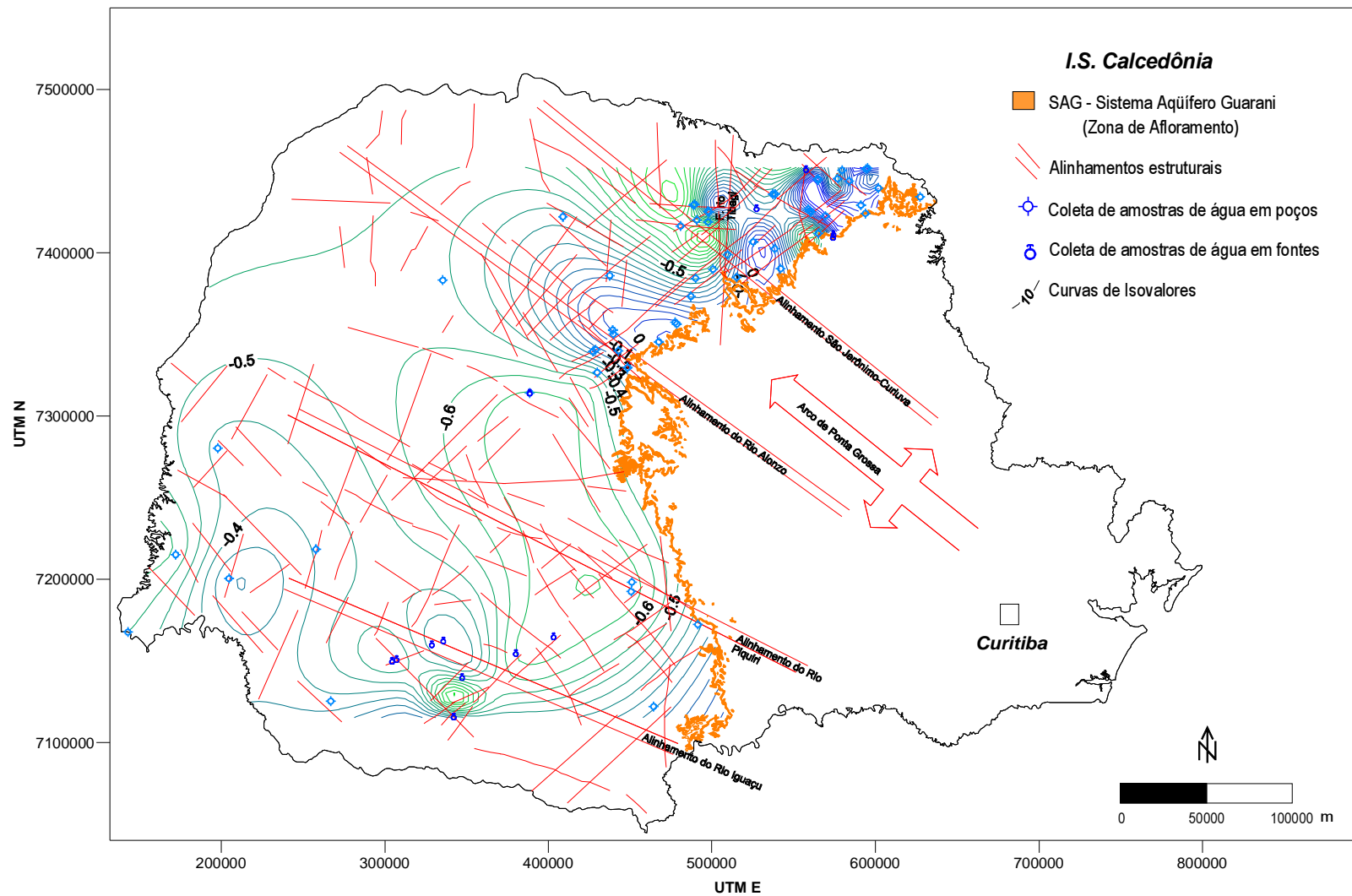


Figura 50 – Curvas de isovalores de índice de saturação da calcedônia nas águas do SAG

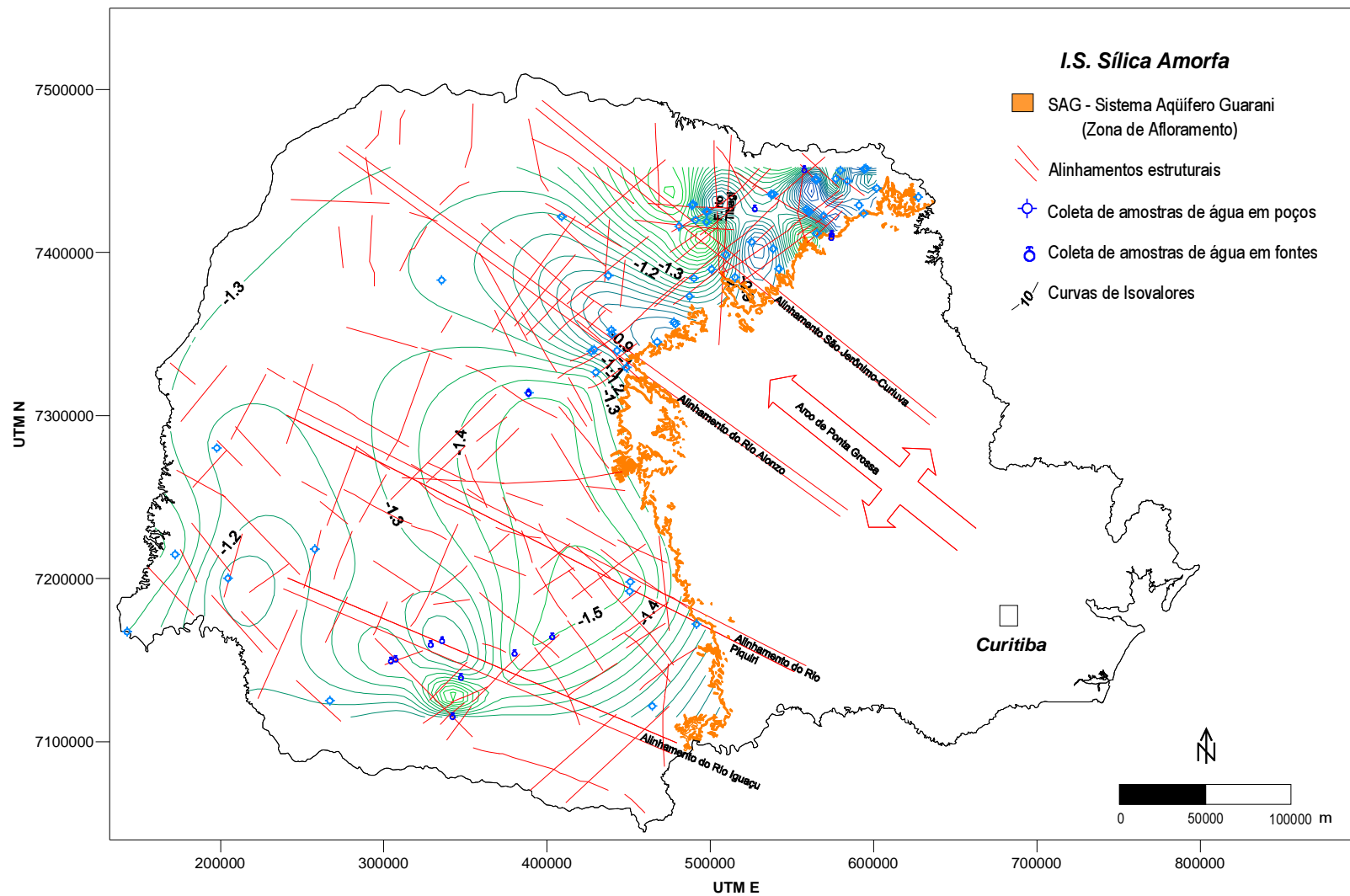


Figura 51 – Curvas de isovalores de índice de saturação da sílica amorfa nas águas do SAG

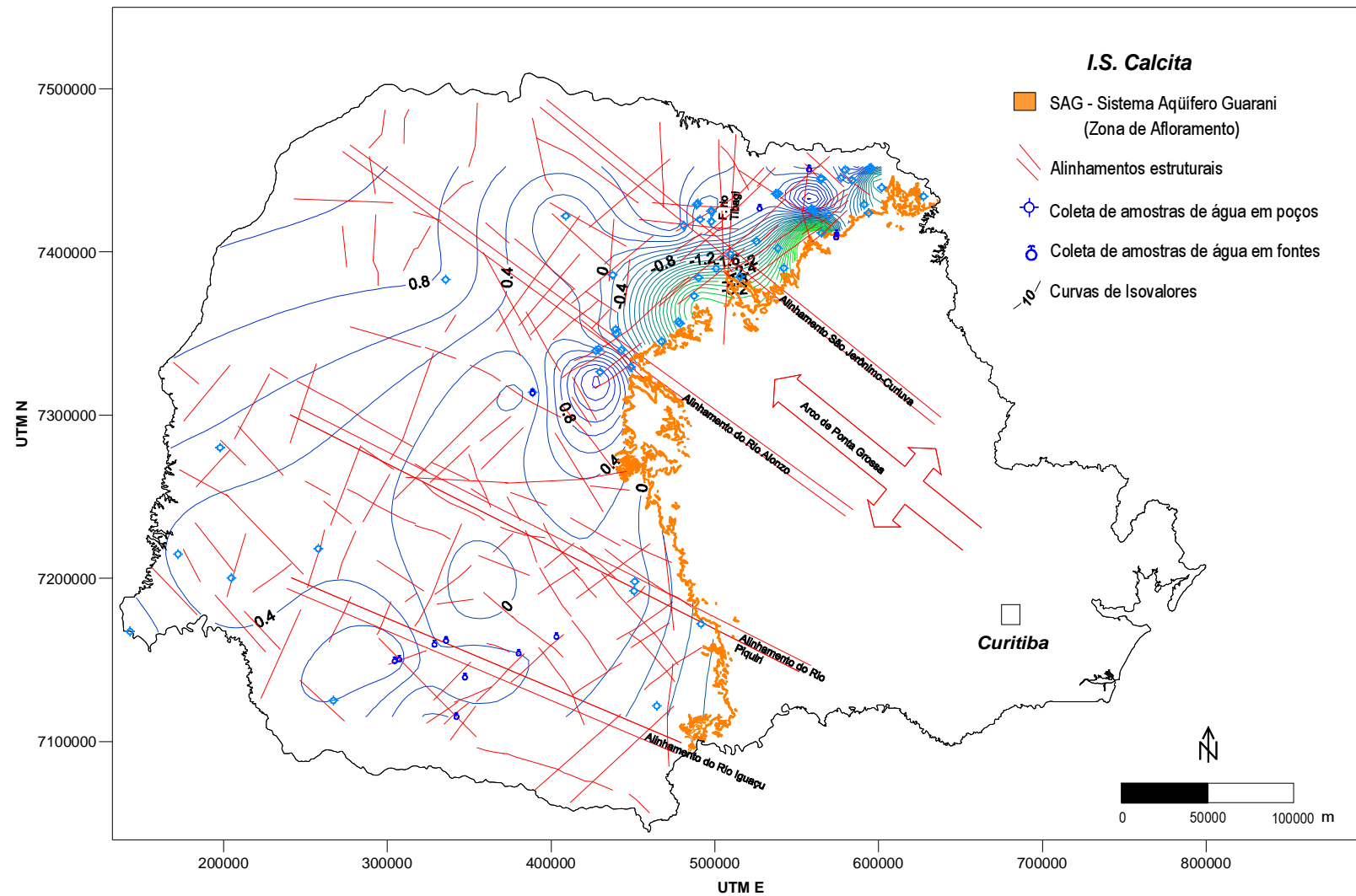


Figura 52 – Curvas de isovalores de índice de saturação da calcita nas águas do SAG

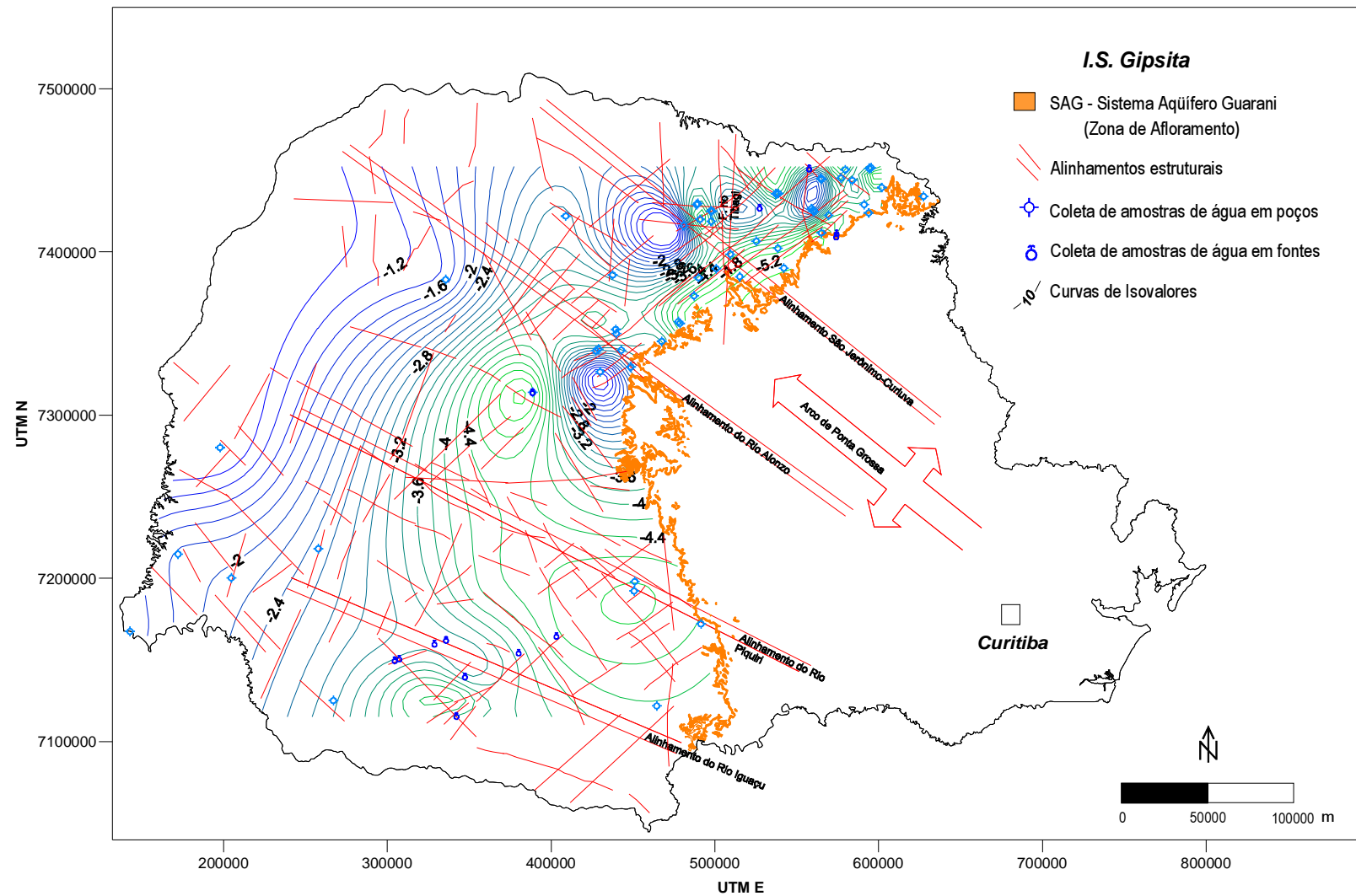


Figura 53 – Curvas de isovalores de índice de saturação da gipsita nas águas do SAG

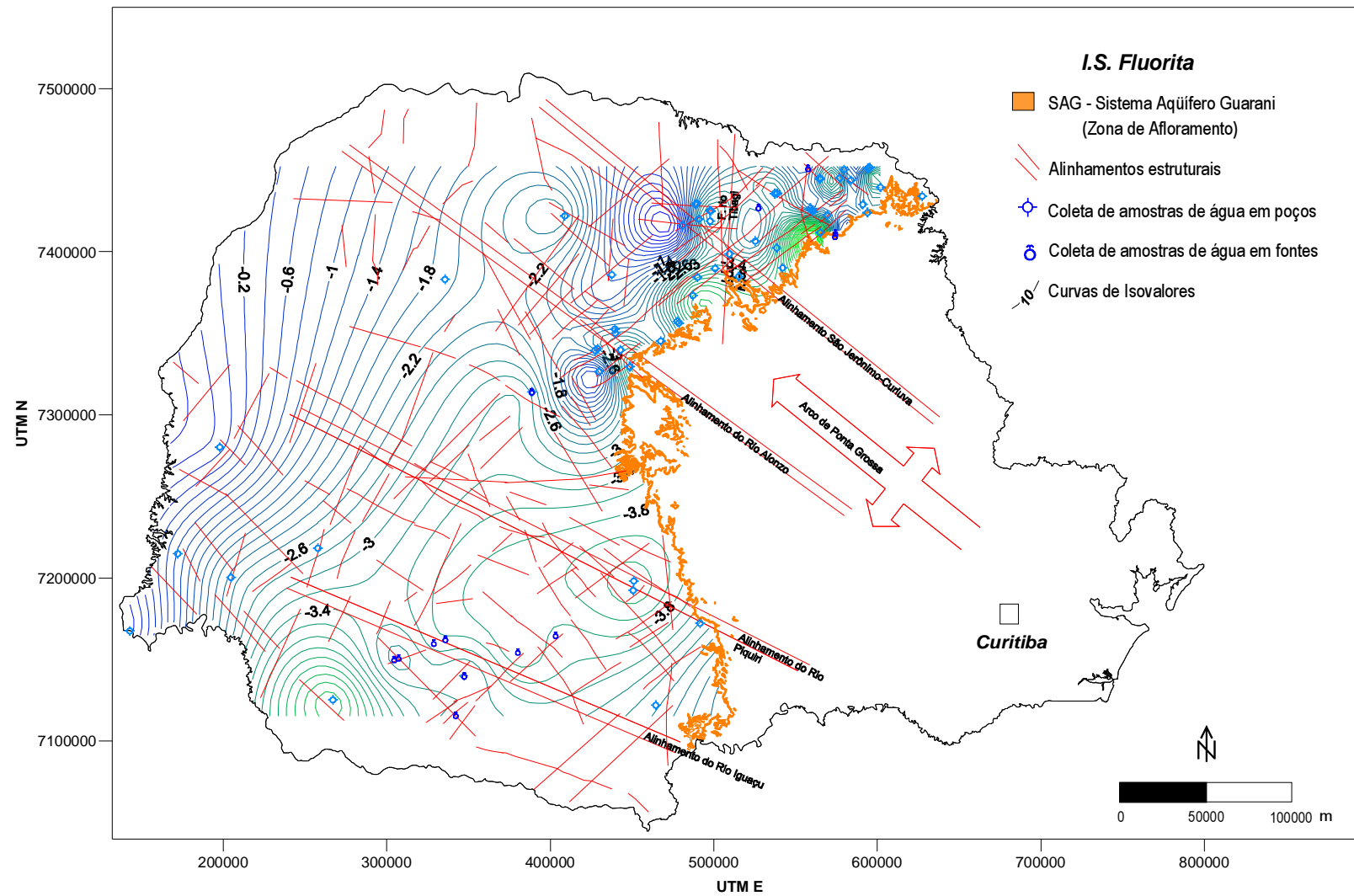


Figura 54 – Curvas de isovalores de índice de saturação da fluorita nas águas do SAG

Figura 55 – Curvas de isovalores de índice de saturação da halita nas águas do SAG

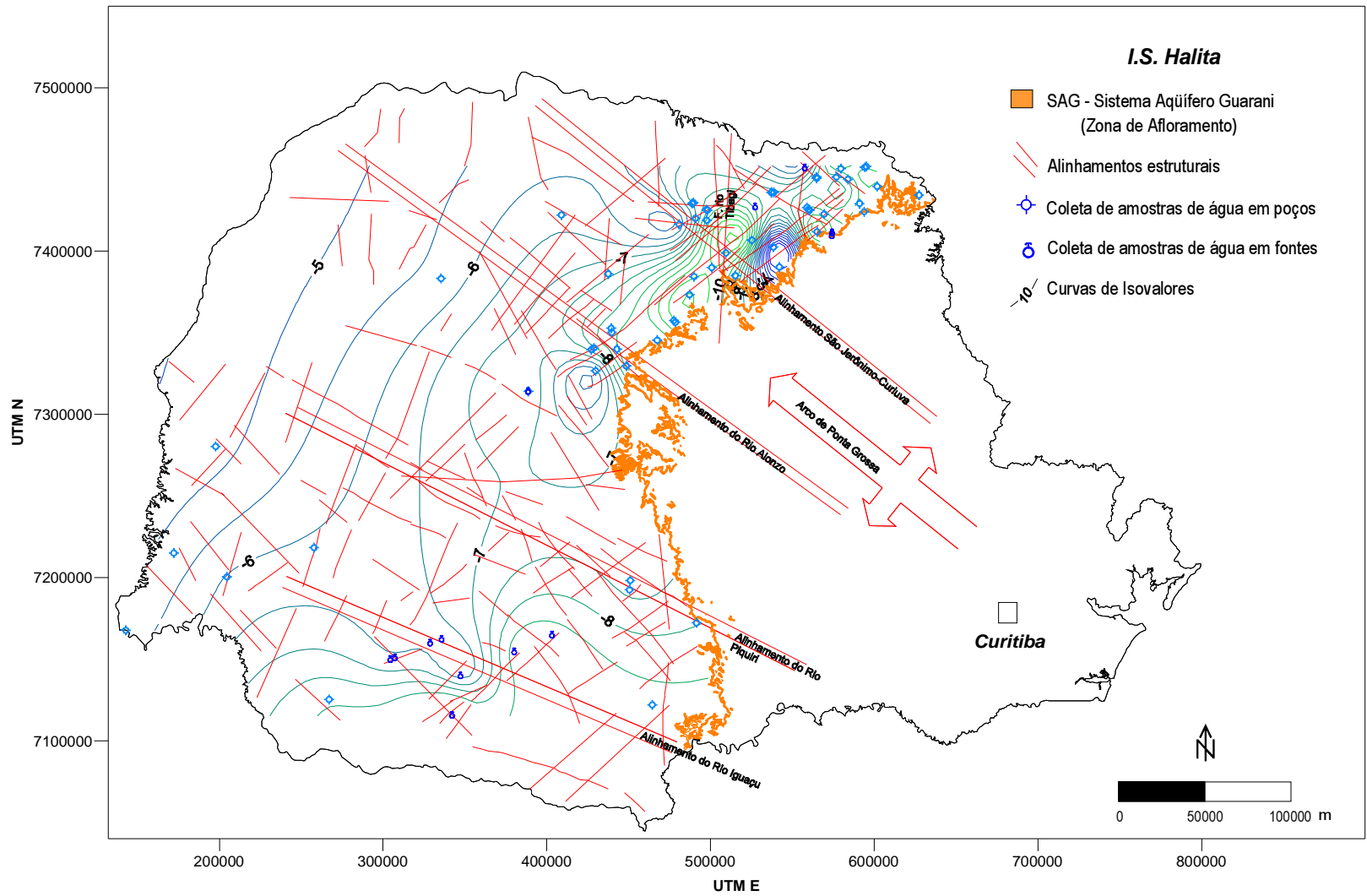


Figura 55 – Curvas de isovalores de índice de saturação da halita nas águas do SAG



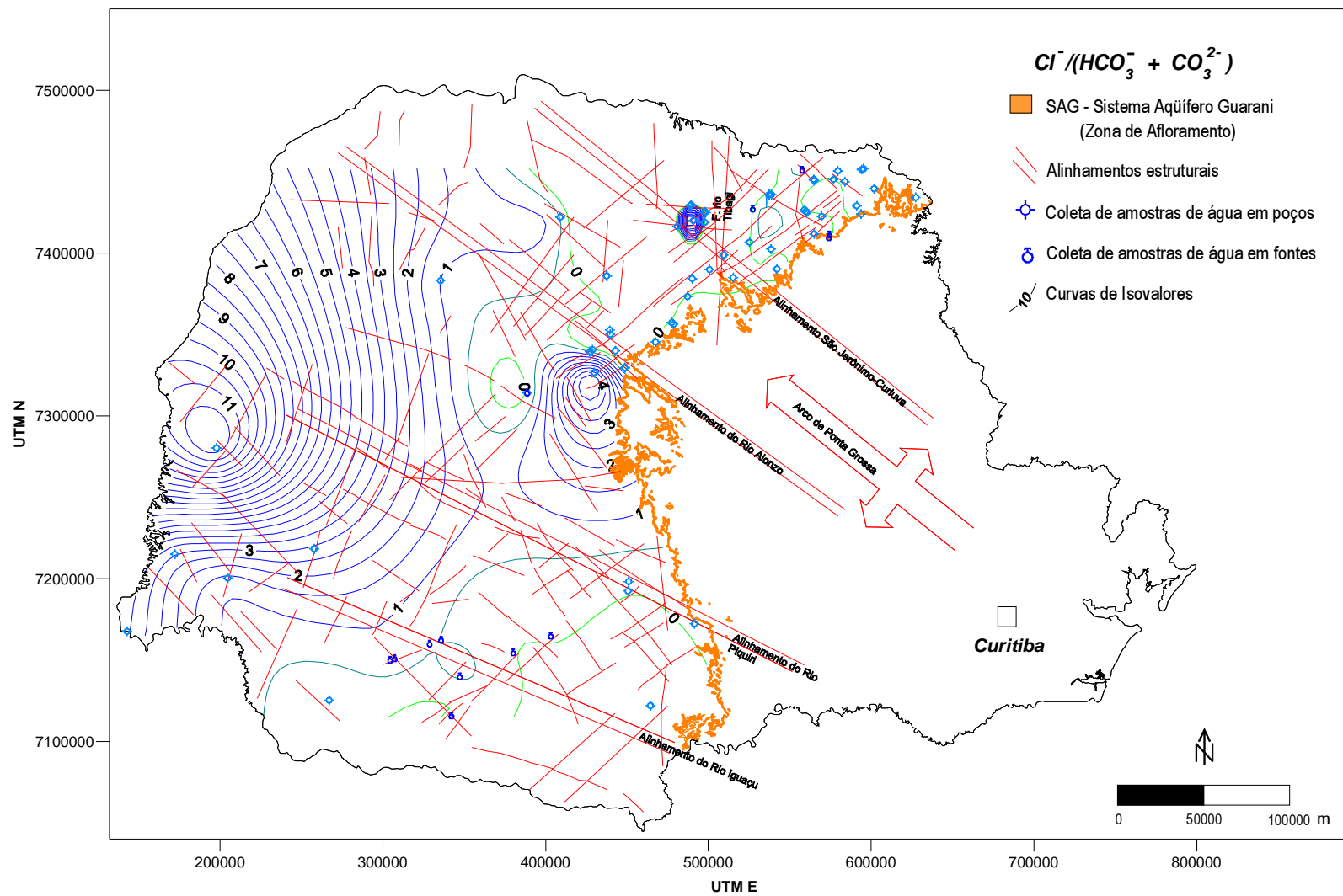


Figura 56 – Curvas de isovalores para a relação iônica  $Cl^- / (HCO_3^- + CO_3^{2-})$  nas águas do SAG

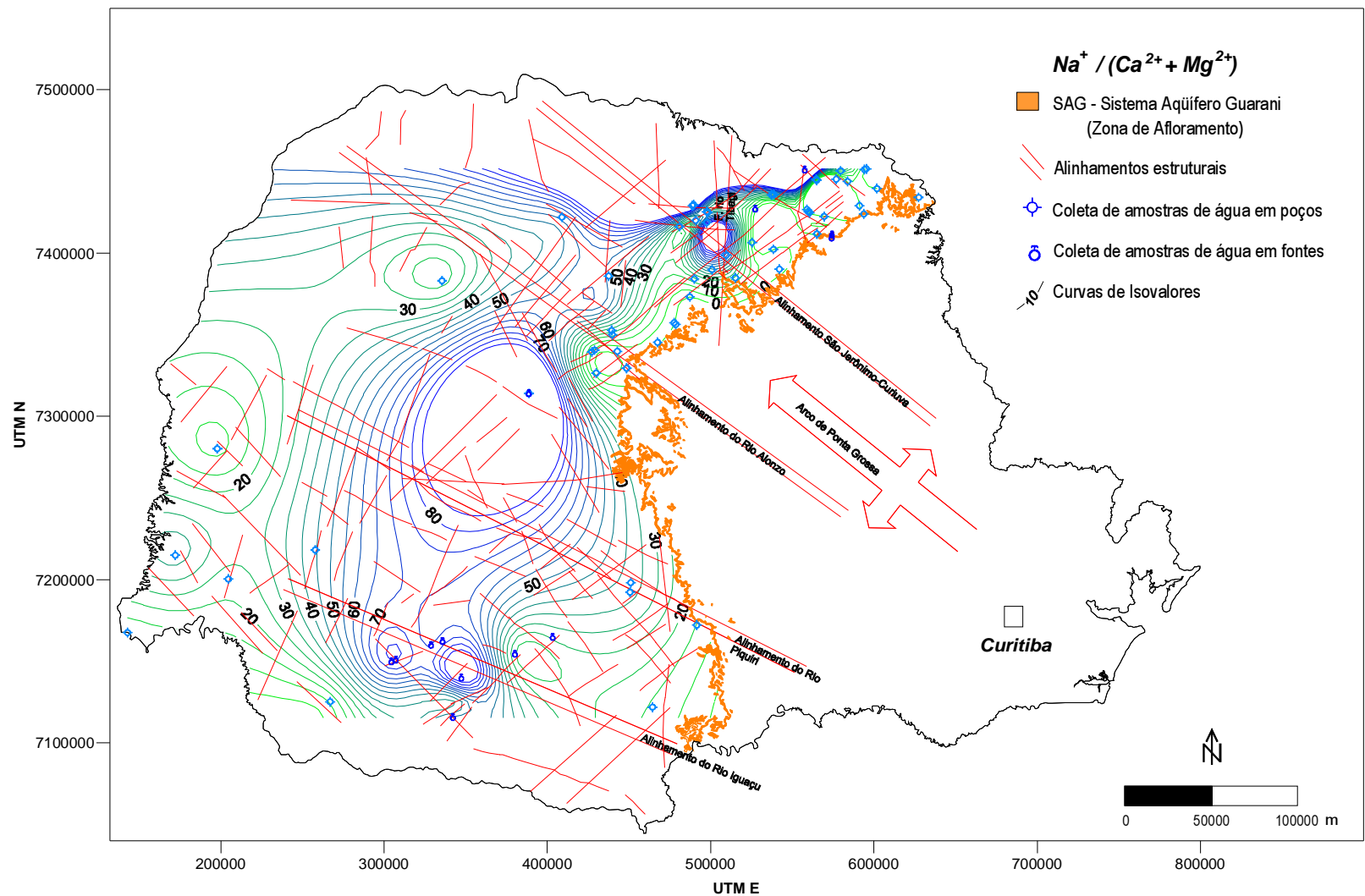


Figura 57 – Curvas de isovalores para a relação iônica  $Na^+ / (Ca^{2+} + Mg^{2+})$  nas águas do SAG

### 3.3 Hidrotermalismo

Estudos anteriores abordando o hidrotermalismo do SAG foram realizados por Teissedre; Barner (1981) que, com dados obtidos de 12 poços no Estado de São Paulo e um em Mato Grosso do Sul, definem a relação entre a profundidade do topo do aquífero e a temperatura de surgência da água, estabelecendo um gradiente geotérmico para a bacia de 35 °C/km. Hamza (1982) por meio de perfilagens térmicas em poços atingindo o SAG, um deles localizado em Cornélio Procópio (PR), constata a ocorrência de movimentos verticais de água através das formações, determinando fluxos descendentes de água, a partir de 220 m de profundidade. Hurter et al. (1982) e Hurter; Eston; Hamza (1983), aplicando geotermômetro de sílica, encontram temperaturas variando de 75,5 a 108,0 °C, para amostras de água do SAG, coletadas em cinco fontes na região de Guarapuava (PR). Bittencourt (1985) estudou as propriedades químicas e termais de dois poços profundos e 13 surgências naturais atribuídas ao SAG, todos localizados no Estado do Paraná, cujas águas apresentavam temperaturas variando de 21 a 41 °C.

Rosa Filho et al. (2000, 2001), apresentam de forma geral, uma descrição dos usos potenciais das águas termais e o mapa de isotermas do SAG, no âmbito do Estado do Paraná. Rabelo et al. (2004), fazem uma revisão sobre o aproveitamento de energia geotérmica e apresentam um estudo de caso aplicado à cidade de São José do Rio Preto (SP), cujo abastecimento é feito com águas captadas do SAG. Segundo esse estudo, o aproveitamento de energia geotérmica do SAG para produção de energia é inviável, porém com possibilidade para uso direto em aplicações agrícolas e industriais.

As isotermas do SAG estão condicionadas ao gradiente geotérmico da bacia, ocorrendo um aumento gradual da temperatura da água, à medida que se afasta da borda leste do SAG, em direção ao centro da bacia, conforme mostrado no mapa de isotemperaturas da figura 58.

A distribuição de temperaturas das águas termais do SAG é de extrema importância para a prospecção mineral na bacia, já que indica locais favoráveis a processos de acumulação hidatogênicos, definidos por Nicolini (1970), como jazimentos minerais formados pela precipitação de substâncias de interesse econômico, transportadas em soluções aquosas de origem meteórica, aquecidas em profundidade, que mobilizam essas substâncias durante a circulação através das rochas e as depositam em locais favoráveis.

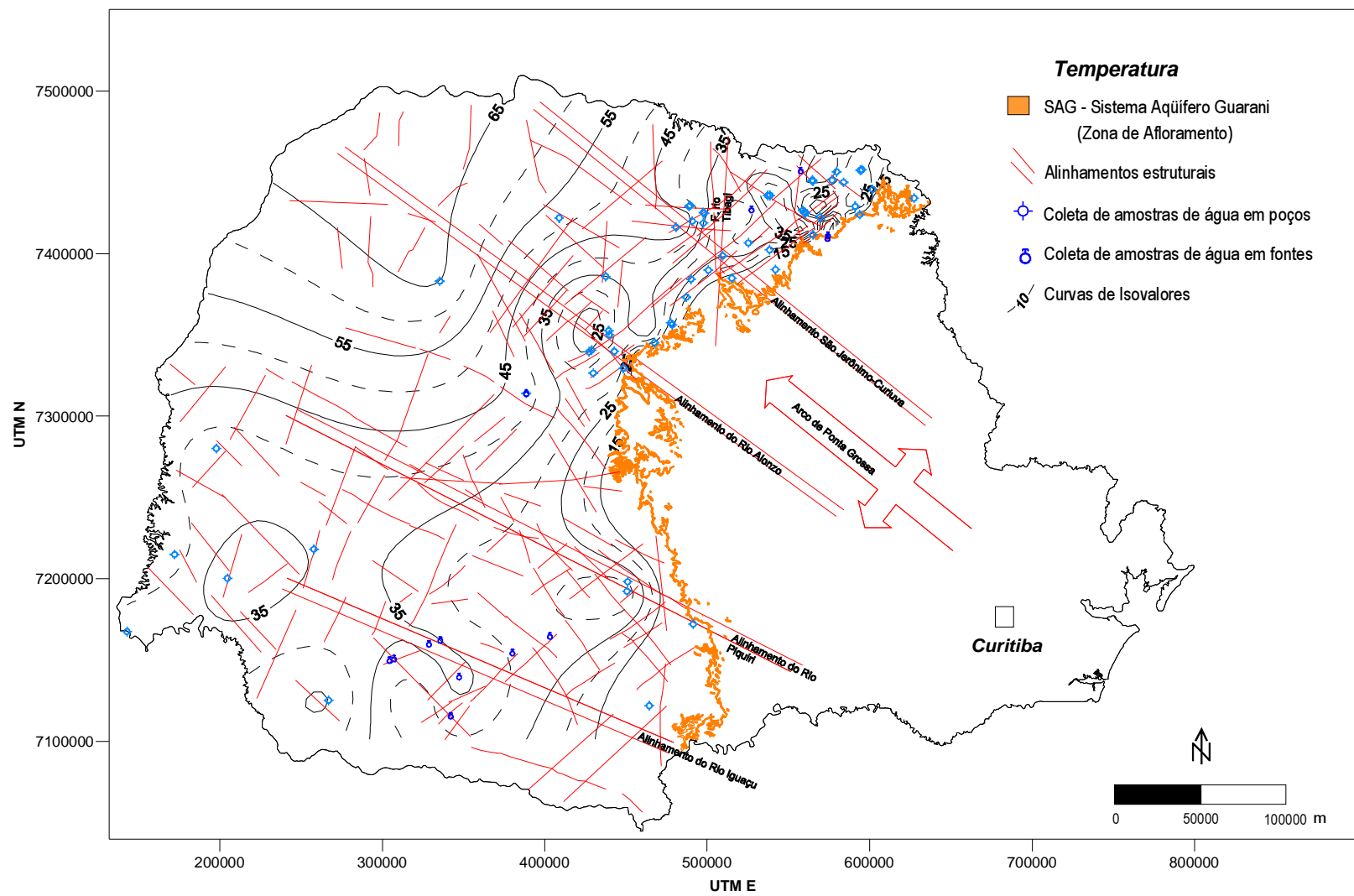


Figura 58 – Curvas de isovalores de temperatura (em °C) das águas do SAG

Biondi (2003) classifica como depósitos hidatogênicos pós-diagenéticos, os processos de zeolitização, descritos por Farjallat; Suguio (1966), em lentes de arenito intertrap da Formação Botucatu (em Mato Grosso do Sul), onde o cimento é constituído por quartzo e, secundariamente, por heulandita. Esses autores relatam, ainda, a ocorrência, no basalto sotoposto à lente de arenito e nos blocos de basalto inclusos nessa lente, de fendas e vesículas com preenchimento misto, de modo que, a parte inferior está ocupada por arenito e a superior está total ou parcialmente ocupada por heulandita. Farjallat; Suguio (1966) atribuem a precipitação de heulandita no arenito, a processos hidrotermais com temperatura compreendida entre 100 e 350 °C, relacionando as soluções zeolitizantes ao derrame superior.

Rezende; Angélica (1997) descrevem uma importante ocorrência de zeólitas em rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (MA), formada em ambiente geológico semelhante ao do SAG, isto é, associação de arenitos eólicos com magmatismo basáltico. Mencionam, também, o arenito zeolitizado descrito por Farjallat; Suguio (1966), que, apesar de não ter importância econômica, consideram como um importante mecanismo mineralizante que pode se manifestar em outras partes da bacia.

Embora não se conheçam mineralizações viáveis para exploração, os arenitos da Formação Botucatu, com ênfase nas camadas intertrapianas, são potencialmente favoráveis aos processos hidatogênicos, de modo que o conhecimento das temperaturas das águas do SAG pode servir de guias regionais de prospecção mineral.

### 3.3.1 Classificação das águas termais

As águas do SAG no Paraná, com base nas amostras coletadas nesta pesquisa, estão classificadas, segundo o Código de Águas Minerais, de acordo com o apresentado na tabela 12.

Tabela 12 – Classificação termal das amostras de água coletadas do SAG, segundo o Código de Águas Minerais (BRASIL, 1945)

Classe	Temperatura	Número de Amostras	%
Fria	$T_{\text{água}} < 25 \text{ °C}$	12	21
Hipotermal	$25 \text{ °C} < T_{\text{água}} < 33 \text{ °C}$	20	35
Mesotermal	$33 \text{ °C} < T_{\text{água}} < 36 \text{ °C}$	5	9
Isotermal	$36 \text{ °C} < T_{\text{água}} < 38 \text{ °C}$	8	14
Hipertermal	$T_{\text{água}} > 38 \text{ °C}$	12	21

### 3.3.2 Gradiente geotérmico

O gradiente geotérmico expressa o aumento da temperatura com a profundidade na crosta terrestre. Em geral, nas regiões de estabilidade tectônica e sem atividade magmática recente, o gradiente geotérmico, obtido com dados de perfurações, varia de 25 a 30 °C/km.

O regime termal em bacias sedimentares é determinado pela magnitude e interação entre as várias fontes de calor e mecanismos de transferência, pelos quais o calor terrestre é transportado para a superfície. As principais fontes primárias geotermiais são os fluxos térmicos do manto e o que é gerado internamente na crosta pelo decaimento de isótopos radioativos. Os principais mecanismos de transferência de calor são as correntes convectivas em fluidos e a condução. A parte superior da crosta é a maior fonte de calor terrestre, devido à grande concentração de elementos litófilos, incluindo os isótopos radioativos de urânio ( $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$ ), tório ( $^{232}\text{Th}$ ) e potássio ( $^{40}\text{K}$ ), entre as fontes de geração de calor radioativo (BACHU; BURWASH, 1994).

Estudos anteriores foram realizados para determinar a distribuição de temperaturas na Bacia do Paraná para pesquisa de petróleo, como o de Uyeda; Watanabe (1970), que fizeram um levantamento abrangendo toda a América do Sul, para avaliar a distribuição espacial do gradiente geotérmico no continente, medidos em minas e poços. Os valores calculados em três pontos da Bacia do Paraná são, 14,2; 14,7 e 19,2 °C/km. Esses valores, embora relativamente baixos para a bacia, têm o mérito de serem, provavelmente, os primeiros determinados em uma pesquisa sistemática.

O gradiente geotérmico médio do SAG no Paraná (Figura 59) foi deduzido utilizando-se o coeficiente angular da reta ajustada aos pontos correspondentes aos pares: temperatura da água medida em superfície e profundidade do topo do SAG (Tabela 13), tomadas em várias localidades.

O valor obtido foi 1 °C/37,6 m ou 26,6 °C.km<sup>-1</sup>, sendo coerente com o gradiente de 1 °C/35 m, calculado por Teissedre; Burner (1982), utilizando 13 amostras (SP: 12 amostras; MS: 1 amostra). Araújo; França; Potter (1995) apresentam valor semelhante: 29 °C.km<sup>-1</sup>. Hurter; Pollack (1996) com dados obtidos em 64 poços para petróleo, mostram que o gradiente geotérmico na Bacia do Paraná varia de 20 °C a 30 °C.

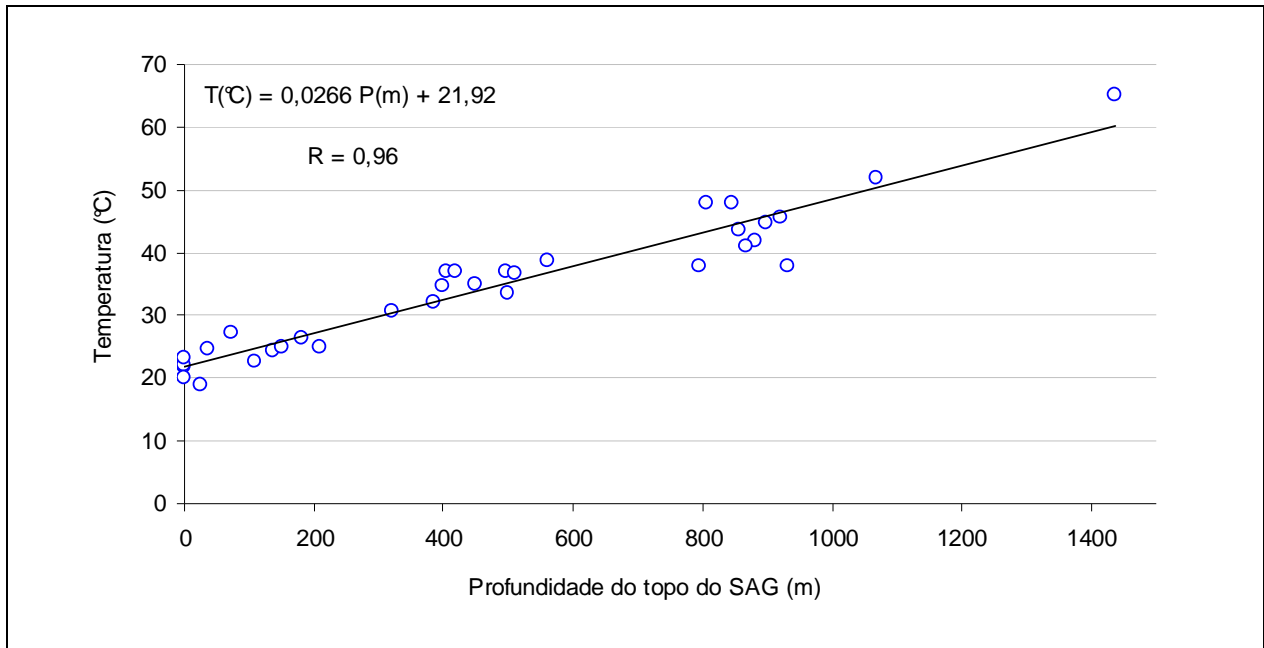


Figura 59 – Relação entre a profundidade do topo do SAG e a temperatura da água ao emergir na superfície

Meister (1973) utilizou dados de perfilagem elétrica de 39 poços perfurados pela Petrobrás, na Bacia do Paraná, para elaborar um mapa de isovalores de gradientes geotérmicos, no qual, apenas 8% dos poços apresentam gradientes superiores a  $25 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ , o que leva o autor a classificar a bacia como bastante fria. Vitorello et al. (1978), estudando o gradiente geotérmico em diversas regiões do Brasil, concluem que o gradiente geotérmico da Bacia do Paraná cresce de norte para sul, variando de  $18\text{-}22 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  no Estado de São Paulo a  $30\text{-}42 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  no Rio Grande do Sul.

A distribuição espacial do gradiente geotérmico no âmbito do SAG, no Paraná, está apresentada na figura 60. De modo geral, o gradiente geotérmico decresce de norte para sul.

As isotermas ao sul do alinhamento do rio Alonzo, apresentam feições suaves com curvas amplas que se fecham na parte sudoeste do mapa, caracterizando uma região “fria” do aquífero.

Ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa, as curvas se apresentam fechadas e limitadas, ao sul pelo alinhamento do rio Alonzo e ao norte, pelo alinhamento São Jerônimo Curiúva. Os gradientes geotérmicos são mais elevados nessa região, o que é coerente, já que essa faixa corresponde, no Paraná, à área de maior atividade tectônica na bacia e concentra um magnífico enxame de diques de rochas básicas.

Tabela 13 – Gradiente geotérmico e dados usados no seu cálculo, considerando a temperatura da água na surgência e a profundidade do topo do SAG

Local	UTM E (m)	UTM N (m)	Altitude da. boca do poço (m)	Profundidade do topo do SAG (m)	Altitude do topo do SAG (m)	Temperatura (°C)	Gradiente geotérmico (°C.km <sup>-1</sup> )
Abatiá – P02	569468	7422390	588	136	452	24,5	
Andirá – P02	576911	7445178	442	400	42	34,7	31,8
Andirá – P01	579602	7450335	464	500	-36	33,7	23,4
Bandeirantes – P01	564928	7444427	448	404	44	36,9	36,9
Bandeirantes – P-02	564689	7445206	459	418	41	36,9	35,6
Barra do Jacaré - P02	583877	7443776	418	182	236	26,3	23,6
Cambará – P04	594230	7451172	457	208	249	25,1	
Cambará – P02	595311	7451569	491	72	419	27,2	
Cianorte	335478	7383005	510	1437	-927	65	29,9
Cornélio Procópio - CCSI-01	537209	7435702	688	920	-232	45,7	25,8
Cornélio Procópio - CCSI-02	538721	7435763	608	931	-323	37,8	17,0
Cornélio Procópio - CCSI-03	537418	7435677	690	806	-116	47,8	32,0
Faxinal	442864	7339781	480	150	330	25	
Foz do Iguaçu - Mabu	142831	7167479	170	561	-391	38,8	29,9
Francisco Beltrão - Termas	266967	7125187	799	1358	-559	45	16,9
Guarapuava	451047	7198114	1064	522	542	28	11,5
Ibipora – P01	498238	7424927	418	497	-79	37	30,2
Ibiporã – P02	498238	7424957	418	510	-92	36,8	29,0
Iretama – Jurema	388712	7314001	413	856	-443	43,5	25,1
Itaipulândia – Termas	172167	7214885	288	880	-592	42	22,7
Jacarezinho – P02	601821	7439442	614	0	614	21,8	
Jardim Alegre – P02	429867	7326497	608	384	224	32	26,0
Londrina - Termas	490827	7419955	482	897	-415	44,8	25,6
Londrina - Jacutinga - PZ2	489528	7429588	450	868	-418	41	21,9
Londrina - Limoeiro - PZ1	497669	7418721	404	449	-45	34,9	28,7
Londrina - P1	480864	7416181	448	846	-398	48	30,7
Mal. Cândido Rondon	197812	7280157	395	794	-399	37,9	20,0
Maringá - Termas	408900	7421944	382	1068	-686	52	28,1
Matelândia	204650	7200270	345	908	-563	32	11,0
Ribeirão do Pinhal – P02	565083	7411652	598	0	598	22,2	
S. S. da Amoreira – P02	525337	7406503	635	321	314	30,8	27,4
Santa Amélia - Laranjinha	560470	7424749	465	36	429	24,6	
S. Antônio da Platina – P01	593893	7423946	450	0	450	23,3	
S. Antônio da Platina – P08	591100	7428956	632	108	524	22,7	
S. Antonio do Paraíso	538463	7402231	596	24	572	19	
Tamarana	487199	7373113	612	0	612	20,1	



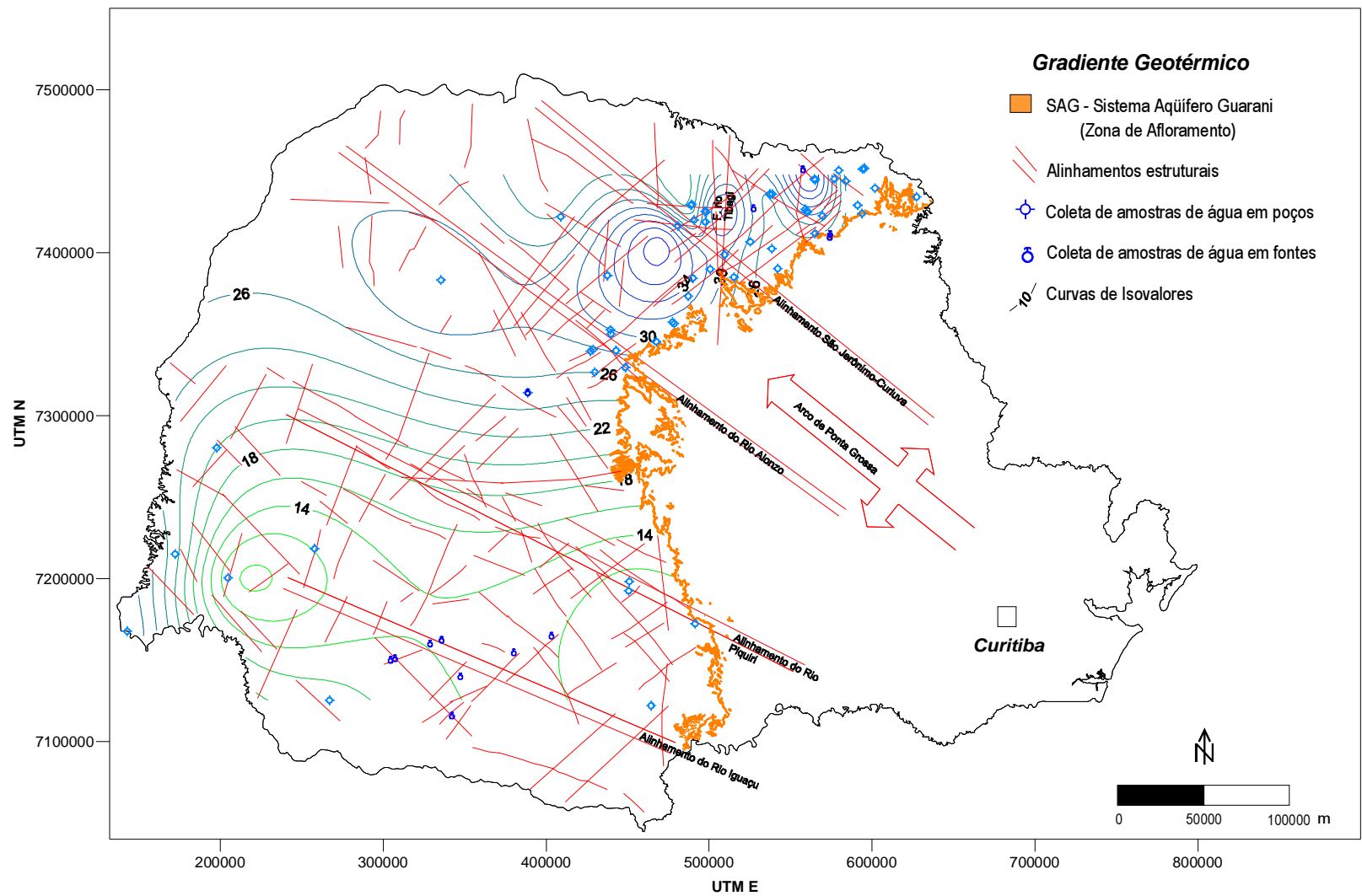


Figura 60 – Isolinhas de gradientes geotérmicos (em  $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ ), considerando a temperatura da água e a profundidade do topo do SAG

### 3.3.3 Sistemas Geotermiais

Um sistema geotérmico é constituído por três elementos: uma fonte de calor, um reservatório e um fluido, que será o responsável pela transferência de calor, sendo encontrados em regiões com gradiente geotérmico normal ou ligeiramente acima do normal (DICKSON; FANELLI, 2004).

O critério mais comum para a classificação de recursos geotermiais baseia-se na entalpia dos fluidos geotermiais, responsáveis pelo transporte de calor das zonas profundas até a superfície.

A entalpia pode ser considerada mais ou menos proporcional à temperatura, sendo usada para expressar o conteúdo de energia térmica do fluido. Assim, os recursos são classificados em baixa, média e alta entalpia (ou temperatura ou energia). Apresenta-se na tabela 14 a classificação de recursos geotérmicos segundo o critério de alguns autores ou instituições:

Tabela 14 – Classificação dos recursos geotermiais de acordo com a temperatura

Classes	Temperatura (°C)					
	ADEME (2005)	Muffler (1977)	Eliasson (2001)	Hochstein (1990)*	Benderitter; Cormy (1990)*	Nicholson (1993)*
Muito Baixa Temperatura	T < 30	---	---	---	---	---
Baixa Temperatura	30 < T < 90	T < 90	a) 100 < T < 150 b) 50 < T < 100	T < 125	T < 100	T < 150
Média Temperatura	90 < T < 150	90 < T < 150	150 < T < 250	125 < T < 225	100 < T < 200	---
Alta Temperatura	T > 150	T > 150	T > 250	T > 225	T > 200	T > 150

\* apud Dickson, M.H.; Fanelli, M. (2004) a) Baixa temperatura; b) Baixa temperatura com ebulição

Frequentemente se faz a distinção entre os sistemas geotérmicos dominados por água ou vapor (*water-dominated* e *vapour-dominated*), de acordo com o tipo de fase fluida contínua predominante que controla a pressão do sistema. Os sistemas dominados por água são de média entalpia e mais comuns (MUFFLER, 1973; DICKSON; FANELLI, 2004).

Nicholson (1993, apud DICKSON; FANELLI, 2004), apresenta uma outra classificação, considerando a circulação de fluidos no reservatório e o mecanismo de transferência de calor, classificando os sistemas em dinâmicos e estáticos. Nos

sistemas dinâmicos, o reservatório é continuamente recarregado por águas aquecidas e, descarrega essa água na superfície direta ou indiretamente. Nesse sistema, o calor é transferido por convecção e por circulação do fluido. Engloba tanto os sistemas de alta como de baixa entalpia. Nos sistemas estáticos a recarga é mínima ou nula e o calor é transferido por condução. Esta modalidade inclui os sistemas de baixa entalpia e geopressurizados, que são aqueles onde a água é de natureza conata ou está aprisionada nos poros de rochas com condutividade hidráulica extremamente baixa.

O uso mais importante da energia geotermal é para a produção de energia elétrica. As usinas convencionais para geração de energia com turbinas a vapor requerem recursos geotermiais de alta entalpia, portanto, temperaturas com temperaturas superiores a 150 °C (DICKSON; FANELLI, 2004).

A geração de energia elétrica utilizando fluidos geotermiais de baixa a média entalpia, pode ser feita a partir de usinas binárias, que utilizam um segundo fluido com baixo ponto de ebulição e alta pressão de vapor. A energia geotérmica é utilizada apenas para vaporizar o fluido de trabalho que, em ciclo fechado, acionará a turbina e, após o resfriamento e condensação do fluido, inicia-se um novo ciclo. São utilizados fluidos orgânicos, normalmente isobutano ou pentano (ciclo Rankine) ou mistura de água e amônia (ciclo kalina). A depender do fluido secundário utilizado, pode-se utilizar água termal com temperaturas na faixa de 85 a 175 °C, para movimentar usinas binárias com capacidade de geração da ordem de centenas de kW a alguns MW (RAFFERTY, 2000; DICKSON; FANELLI, 2004).

Um dos principais obstáculos à geração de energia por meio de usinas binárias com águas termais com temperaturas abaixo de 100 °C, é a baixa eficiência, correspondente a cerca de 6% do processo de conversão da energia térmica em energia elétrica. Além disso, em consequência da baixa temperatura da água para fornecer a quantidade de calor necessária para a geração de energia, precisa-se imprimir uma taxa de bombeamento maior, o que acaba onerando o custo por kW produzido (RAFFERTY, 2000).

#### 3.3.4 Aplicação de geotermômetros em águas termais

Considerando que a amostra de água coletada na boca do poço seja representativa da composição química da água no interior do aquífero em avaliação, podem-se fazer estimativas da temperatura do reservatório com a aplicação de

geotermômetros, baseados nas condições de equilíbrio químico das espécies minerais em diversas temperaturas.

Bittencourt (1996), utilizando dados de trabalhos anteriores, avalia pela aplicação de geotermômetros de sílica e químicos, a temperatura da água no aquífero, concluindo que a aplicação de geotermômetros químicos (Na-K-Ca e Na/K), não produzem resultados satisfatórios, uma vez que os teores de Na e K não são controlados pela dissolução de feldspatos alcalinos. Embora admita a aplicação de geotermômetros de sílica, chama a atenção para as condições de equilíbrio químico entre a água e as espécies contendo silício em solução, bem como para a dissociação do ácido silícico em condições de pH alcalino, o que leva a uma redução da temperatura calculada. Nesse estudo, as temperaturas mais altas, em torno de 85 °C, foram calculadas com dados das amostras coletadas em Cambará e Cornélio Procópio.

Hurter (1987) aplicou geotermômetros químicos (sílica e Na-K-Ca, com correção de Mg), em águas de fontes termais localizadas em vários estados brasileiros, para estimar a temperatura dos reservatórios de origem dessas nascentes.

A aplicação de geotermômetros se baseia nos seguintes princípios (FOURNIER, 1977):

- As reações envolvendo o sistema água-rocha, que dependem da temperatura, controlam a quantidade dos constituintes indicadores na água.
- Existência de quantidades adequadas de reagentes no sistema.
- Ocorrência da condição de equilíbrio com relação à reação de um indicador específico.
- Estabilidade do indicador, isto é, não pode ocorrer o re-equilíbrio da espécie química nas novas condições de pressão e temperatura verificadas durante a ascensão da água à superfície.
- Na subida da água até a superfície, não pode ocorrer mistura de água do reservatório avaliado com outras de reservatórios superiores ou, se ocorrer, que haja a possibilidade de quantificar tal mistura.

As equações dos geotermômetros de sílica são deduzidas, assumindo-se o estado de equilíbrio entre as fases sólidas e líquidas em função da temperatura, derivando, geralmente, da equação de van't Hoff, que expressa a dependência da constante de equilíbrio de uma relação com a temperatura, ou da regressão de dados experimentais de solubilidade de sílica e temperatura.

Os dois métodos mais usados na calibração de geotermômetros baseiam-se nas medições em laboratório, das constantes de equilíbrio para reações específicas ou na correlação entre a temperatura medida nos furos de sondagem, com a concentração de uma dada substância dissolvida em amostras de água coletadas na saída do poço.

Os geotermômetros geralmente utilizados para estimativas de temperaturas em subsuperfície são os seguintes (MARINI, sd; KUZMIN, 2002):

- Geotermômetros de sílica: quartzo, quartzo com perda máxima de vapor, calcedônia,  $\alpha$ -cristobalita,  $\beta$ -cristobalita, opala, sílica amorfa
- Geotermômetros de solutos iônicos: Na-K, K-Mg, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, Na-Li, Mg-Li
- Geotermômetros gasosos:  $\text{CO}_2\text{-H}_2$ ,  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$ ,  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ )

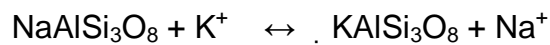
Pode-se ainda incluir mais um tipo, que avalia, de forma simultânea, o estado de saturação de várias espécies minerais, para inferir a temperatura de equilíbrio químico no aquífero. Esse método usa a composição da água para encontrar a temperatura na qual um grupo de minerais de alteração no sistema hidrotermal estariam em equilíbrio entre si e a fase aquosa. A aplicação dessa técnica em águas termais fornece informações úteis sobre o estado de equilíbrio químico do sistema termal e uma boa predição da temperatura do reservatório (PANG; REED, 1998).

Em sistemas hidrotermais de alta entalpia, segundo Fournier; Rowe (1966), caso não haja perda de calor por condução para as paredes do conduto, à medida que a água ascende à superfície, a pressão hidrostática diminui, podendo chegar a tal ponto que a água entre em ebulição ocorrendo a formação de vapor e, conseqüentemente, o aumento da concentração dos constituintes não voláteis na fase líquida remanescente. Nesses casos, águas originalmente em equilíbrio com o quartzo, podem ficar supersaturadas em sílica, revelando uma concentração maior do que aquela encontrada no reservatório. Desta forma, em sistemas hidrotermais dessa natureza, há a necessidade de se estimar a perda de vapor para que a aplicação de geotermômetros de sílica não conduza a estimativas de temperaturas mais elevadas ou mais baixas do que as reinantes no reservatório.

### 3.3.5 Geotermômetros de solutos iônicos

Baseiam-se nas reações de troca iônica que apresentam constantes de equilíbrio dependentes da temperatura, envolvendo pelo menos duas espécies minerais e a solução aquosa, fixando as relações iônicas entre constituintes específicos dissolvidos, por exemplo, Na-K, Na-K-Ca e Na-K-Ca-(Mg), Na/Li, K/Mg.

Como exemplo desse tipo de geotermômetro, pode-se tomar a reação de troca iônica entre feldspatos alcalinos (FOURNIER; TRUEDELLE, 1973):



A constante de equilíbrio para essa reação é dada por:

$$\log K = \frac{[\text{Na}^+].[\text{KAlSi}_3\text{O}_8]}{[\text{K}^+].[\text{NaAlSi}_3\text{O}_8]} = \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{K}^+]}$$

onde o  $[\text{Na}^+]$  e  $[\text{K}^+]$  são as atividades desses cátions.

Os valores da constante de equilíbrio em função da temperatura é calculada pela equação de van't Hoff:

$$\log K = \frac{\Delta H^\circ}{2,303RT} + C$$

A aplicação de geotermômetros catiônicos depende da mineralogia das rochas do reservatório, do estado de equilíbrio químico entre a água e as espécies dissolvidas e da faixa de temperatura da água.

Giggenbach (1988) apresenta um diagrama triangular  $[\text{K}/100]$ - $[\text{Na}/1000]$ - $[\text{Mg}^{1/2}]$ ) como uma técnica para avaliar o grau de equilíbrio água-rocha da solução termal investigada. Esse diagrama permite classificar a água em imatura, parcialmente equilibrada ou mista e totalmente equilibrada. As estimativas feitas com geotermômetro catiônico são confiáveis para águas totalmente equilibradas. Nesse diagrama também são representadas duas curvas indicando os limites entre as águas imaturas e parcialmente equilibradas e entre estas e águas totalmente equilibradas.

O Índice de Maturidade (IM) (GIGGENBACH, 1988) representa a linha divisória entre águas imaturas e parcialmente equilibradas, e define o limite para a aplicação de

geotermômetros iônicos (Na-K-Ca). O uso de geotermômetros catiônicos para águas com IM menores que dois, apresenta resultados pouco confiáveis.

onde:

$$IM = 0,315 \cdot L_{km} - L_{kn}$$
$$L_{km} = \log (C_{[K]}^2 / C_{[Mg]})$$
$$L_{kn} = \log (C_{[K]} / C_{[Na]})$$

Os cálculos de IM para as amostras de água usadas nesta pesquisa indicaram 55% de águas imaturas, 36% de águas parcialmente equilibradas, e 9% equilibradas. Portanto, as amostras analisadas apresentavam estados de equilíbrio inadequados para a aplicação desse tipo de geotermômetro. A estimativa das temperaturas das águas do SAG com geotermômetros catiônicos, cujas equações estão apresentadas na tabela 15, indicaram temperaturas superiores a 200 °C, valores considerados exagerados e pouco prováveis para as condições geotérmicas da bacia.

Bittencourt (1996) aplicou os geotermômetros Na/K e Na-K-Ca para calcular a temperatura do SAG e concluiu que a aplicação de ambos é inviabilizada, no primeiro caso, pelo estado de não equilíbrio da água com feldspatos alcalinos, resultando em valores estimados de temperaturas próximos das medidas na surgência da água e, no segundo, pela precipitação de calcita.

Dada a mineralogia do aquífero, predominantemente quartzosa, e pelos resultados obtidos, descartou-se a utilização dessa classe de geotermômetro, para determinar a temperatura do SAG.

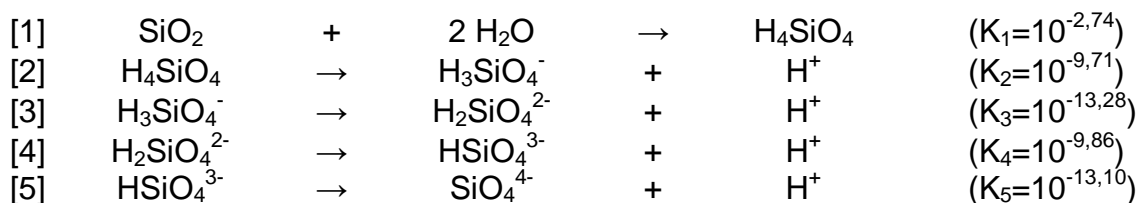
Tabela 15 – Geotermômetros iônicos usados na estimativa da temperatura de reservatórios (concentrações em molalidade)

Íons	Equação	Referência
Na/K	$T_{Na/K} = \frac{1390}{\log(Na/K) + 1,750} - 273,15$	Giggembach (1988)
Na/K	$T_{Na/K} = \frac{1289}{\log(Na/K) + 1,615} - 273,15$	Verma; Santoyo (1997)
Na/K/Ca	$T_{Na/K/Ca} = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta[\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,06]} - 273,15$  $\beta = 4/3 \text{ se } T < 100 \text{ }^\circ\text{C}$ $\beta = 1/3 \text{ se } T > 100 \text{ }^\circ\text{C}$	Fournier; Truesdell (1973)
Na/Li	$T_{Na/Li} = \frac{1049}{\log(Na/Li) + 0,44} - 273,15$	Verma; Santoyo (1997)
K/Mg	$T_{K/Mg} = \frac{4410}{\log(K/\sqrt{Mg}) + 14,0} - 273,15$	Giggembach (1988)

### 3.3.6 Geotermômetros de sílica

A sílica e a água são constituintes comuns na crosta terrestre. Segundo Verma (2000a), a sílica é encontrada nas seguintes formas estáveis: quartzo, calcedônia, tridimita, cristobalita, coesita, stishovita e sílica amorfa. Dessas, o quartzo é a fase mais estável e menos solúvel, enquanto que a sílica amorfa é a fase menos estável e mais solúvel, representando os casos extremos nos processos de dissolução e precipitação da sílica nos sistemas hidrotermais. Conseqüentemente, a solubilidade das demais formas de sílica, ficam entre esses dois extremos.

A concentração da sílica aquosa é fortemente controlada pelo pH da solução e depende de dois processos opostos: a dissolução de minerais contendo sílica na rocha matriz e a precipitação de sílica durante o transporte em meio aquoso (D'AMORE; ARNÓRSSON, 2000). A sílica, por não apresentar soluções sólidas, dissolve-se de forma congruente, de acordo com as seguintes reações (FAURE, 1998):







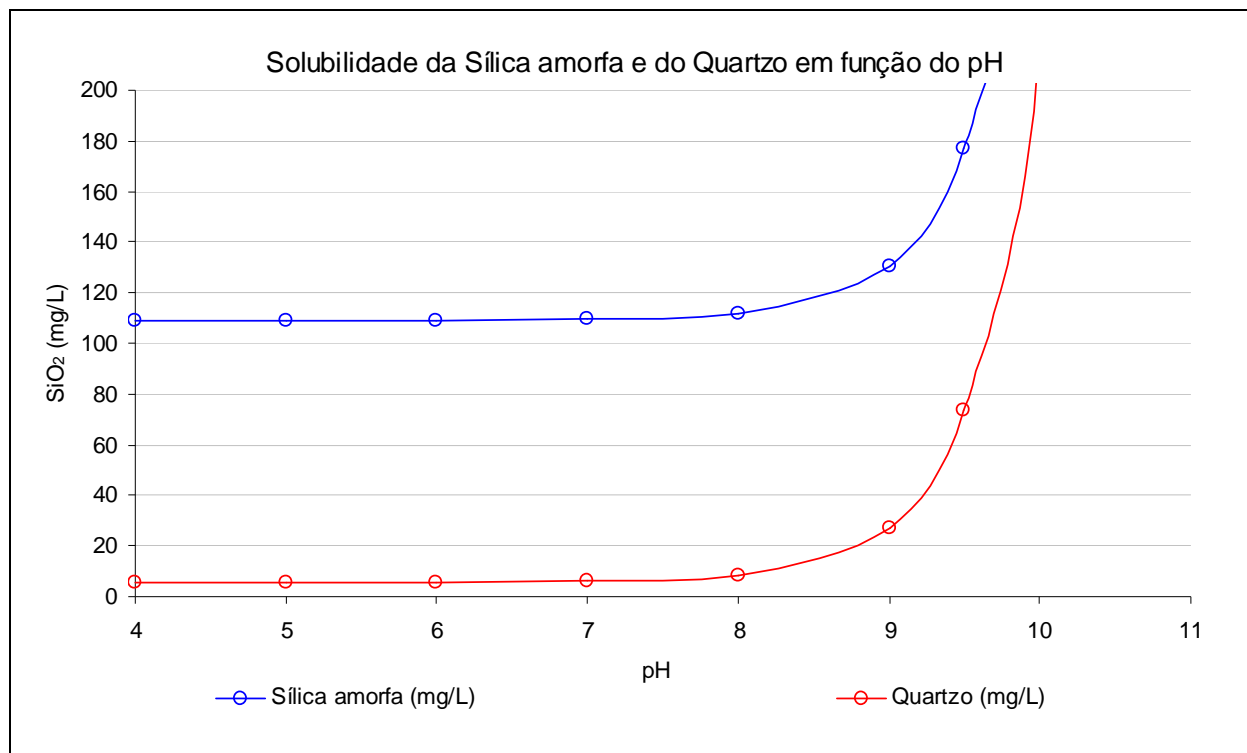


Figura 61 – Variação da solubilidade da sílica amorfa e do quartzo, em água pura a 25 °C, em função do pH

Os dados sobre a solubilidade da sílica são abundantes na literatura e permitem estabelecer relações confiáveis entre a temperatura e as constantes de equilíbrio da reação de dissolução da sílica. Os efeitos de complexação, hidratação e polimerização das diferentes fases da sílica são insignificantes em soluções diluídas e neutras a levemente ácidas. Por essas características, os geotermômetros de sílica são normalmente utilizados, no estudo de fluidos geotermiais (RIMSTIDT; BARNES, 1980).

Verma (2000a) realizou experimentos de solubilidade de sílica, considerando a presença de vapor e afirma que uma limitação à aplicação de geotermômetros é a dificuldade de se determinar as quantidades das fases vapor e líquida da água no reservatório, já que a sílica se solubiliza apenas na fase líquida. Isso implica em uma diminuição da solubilidade da sílica, com o aumento da temperatura, quando esta ultrapassa valores da ordem de 150 °C, exigindo uma correção da solubilidade, devido à fase vapor. No entanto, ele conclui que essa limitação não deve afetar, de forma expressiva, a estimativa de temperatura do reservatório, usando equações de solubilidade do quartzo, quando as temperaturas forem inferiores a 150 °C.

Para Verma (2000b), na aplicação de geotermômetros de sílica, deve-se levar em conta que a sílica em equilíbrio está na forma de quartzo e que o desconhecimento

da fração vapor do fluido no reservatório é uma limitação fundamental no uso da expressão da solubilidade de quartzo como um geotermômetro químico. Nesse mesmo trabalho, apresenta um refinamento à equação de geotermômetro de sílica apresentada por Rimstidt (1997), fazendo uma regressão dos mesmos dados até a temperatura de 300 °C, cuidando, entretanto, em remover os dados duplicados para evitar distorções nos cálculos estatísticos.

Segundo Fournier (1989), em temperaturas abaixo de 300 °C, a variação da pressão e do conteúdo de substâncias dissolvidas tem pouca influência na solubilidade do quartzo e da sílica amorfa, permitindo o uso da concentração de sílica dissolvida como geotermômetro.

Fournier; Potter II (1982) apresentam um geotermômetro de sílica, na forma de uma expressão polinomial, baseado na regressão de dados experimentais de solubilidade de sílica, cujos dados foram reinterpretados por Verma; Santoyo (1997), que aplicando técnicas estatísticas para corrigir os erros nos coeficientes de regressão dos termos de ordem mais elevada, propõem duas novas equações, uma válida para o intervalo de temperatura de 20 a 210 °C e outra para o intervalo de 210 a 330 °C .

Verma; Santoyo (1997) enumeram, também, uma série de fatores que geram erros nas estimativas de temperaturas através de geotermômetros, tais como, erros nos coeficientes de regressão das equações, acurácia e precisão dos métodos analíticos, erros de amostragem e erros relacionados aos processos termodinâmicos de equilíbrio químico das reações envolvidas.

Arnórsson (1975) estudando águas termais da Islândia estabelece que, em sistemas de baixa temperatura, a quantidade de sílica em solução em temperaturas inferiores a 110 °C é controlada pela solubilidade da calcedônia e, nas superiores a 180 °C, pela do quartzo. No entanto, Fournier (1989) afirma que em sistemas geotermiais antigos, o quartzo cristalino pode controlar a concentração de sílica dissolvida em temperaturas inferiores a 100 °C.

### 3.3.6.1 Geotemperaturas do SAG baseadas em geotermômetros de sílica

Como o mineral dominante no SAG é o quartzo, foram utilizadas as concentrações de sílica, obtidas dos laudos analíticos para as amostras com índice de maturidade (GIGGENBACH, 1988), variando de parcial a total.

O gráfico da figura 62 mostra uma comparação entre as concentrações de  $\text{SiO}_2$  nas amostras de água do SAG e as curvas de equilíbrio da sílica amorfa e do quartzo com o pH. A maior parte das amostras se distribui entre as duas curvas, podendo-se interpretar que, nesses locais, a água está em equilíbrio ou saturada em relação ao quartzo e, provavelmente, em relação às espécies intermediárias de sílica, porém, nenhuma das amostras atingiu o equilíbrio com o quartzo. As amostras à direita da curva do quartzo não atingiram o equilíbrio com nenhuma das espécies de sílica.

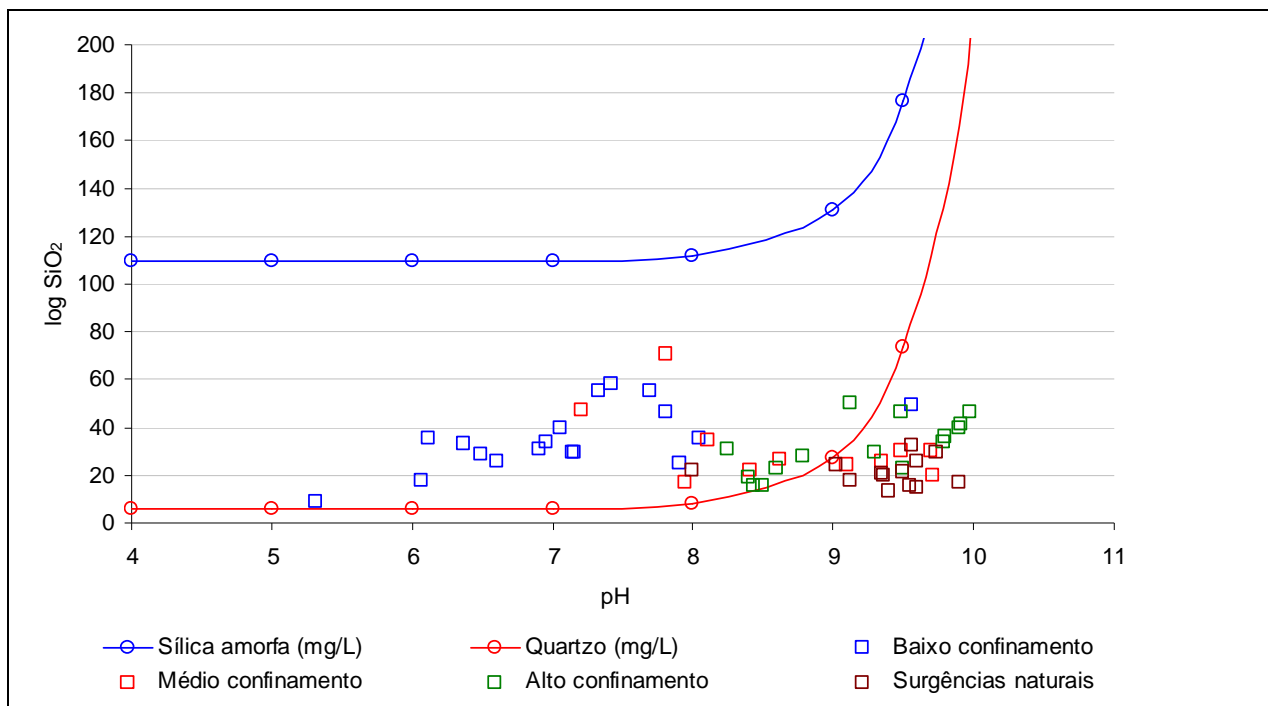


Figura 62 – Dados analíticos de  $\text{SiO}_2$  em solução, nas amostras de água do SAG, comparados com as curvas de equilíbrio de sílica amorfa e do quartzo, em função do pH

Os cálculos das geotemperaturas do reservatório foram feitos aplicando-se os geotermômetros de sílica propostos por Truesdell (1976; apud PIRLO, 2004), Fournier (1977), Rimstidt (1997), Verma; Santoyo (1997), Fournier (Calcedônia) (1977); Verma (2000b) e Fournier; Potter II (1982).

As geotemperaturas calculadas com a equação de Arnórsson; Gunnlaugsson; Svavarsson (1983) ficaram abaixo das temperaturas da água na superfície e, em consequência disso, foram descartadas. As geotemperaturas calculadas com as equações de Fournier (1977), que se baseiam no equilíbrio com a calcedônia e com a de Rimstidt (1997), foram desconsideradas, pois resultaram em temperaturas inferiores à temperatura da água medida em superfície, portanto são inapropriados para se estimar a temperatura do SAG. Os geotermômetros de sílica com perda de vapor não foram aplicados, uma vez que o SAG é um sistema de baixa entalpia.

As geotemperaturas calculadas para os pontos amostrados, estão na tabela 17 e o gráfico da figura 63, apresenta uma comparação entre as temperaturas calculadas e a medida na emergência da água.

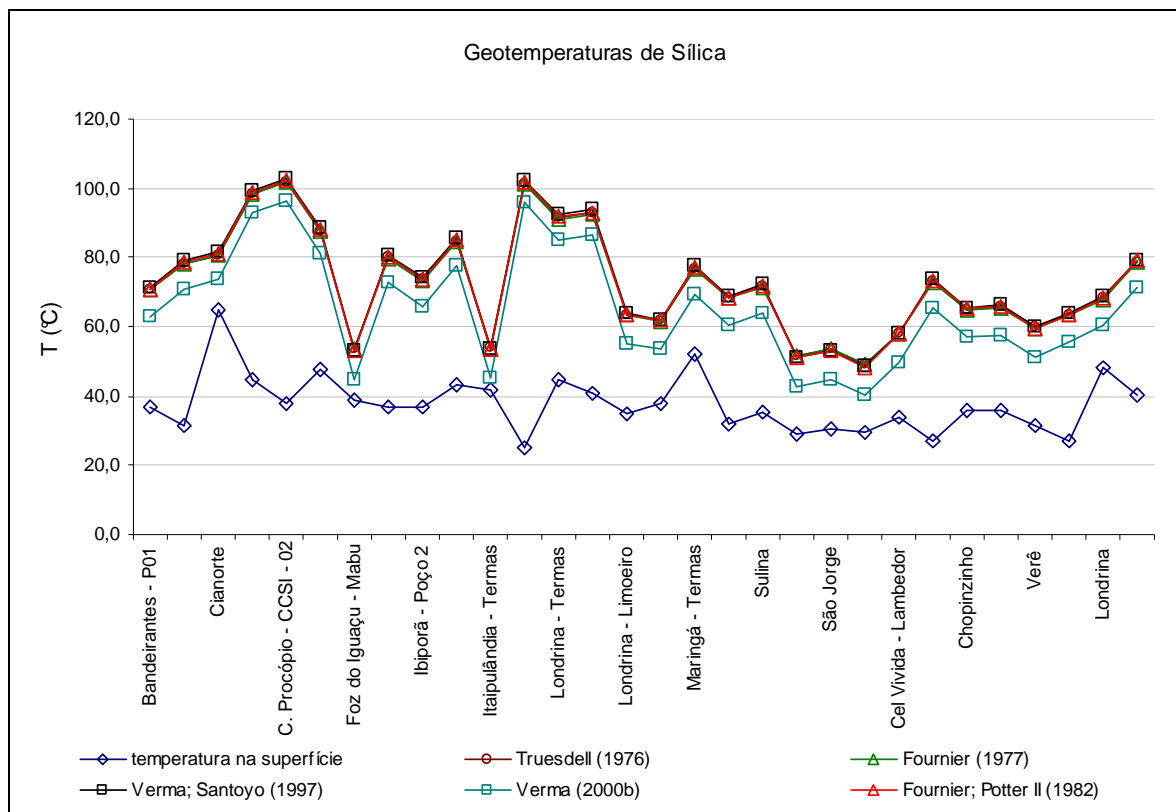


Figura 63 – Geotemperaturas de sílica comparadas com a temperatura da água do SAG, medida na superfície

Tabela 17 – Temperaturas do SAG calculadas pela aplicação de geotermômetros de quartzo

Local	pH	Sílica dissolvida (mg.L <sup>-1</sup> )	Temperatura (°C)	Índice de Maturidade	Geotemperaturas de Sílica (°C)						
					Truesdell (1976; apud Pirlo, 2004)	Fournier (1977)	Rimstidt (1997)	Verma; Santoyo (1997)	Fournier (1977) Calcedônia	Verma (2000b)	Fournier; Potter II (1982)
Bandeirantes - P01	9,10	24,1	36,9	p	70,8	70,6	52,8	71,4	38,8	63,0	71,0
Bandeirantes - Yara	9,30	29,1	31,6	t	78,4	78,2	60,8	79,1	46,7	71,0	78,7
Cianorte	8,25	30,9	65,0	p	80,9	80,7	63,5	81,6	49,4	73,7	81,2
C. Procópio - CCSI - 01	9,97	46,4	45,0	p	98,5	98,4	82,6	99,4	68,2	92,8	98,8
C. Procópio - CCSI - 02	9,12	50,1	37,8	p	102,0	101,9	86,4	102,9	72,0	96,5	102,3
C. Procópio - CCSI - 03	9,80	36,4	47,8	p	87,7	87,5	70,9	88,6	56,7	81,1	88,1
Foz do Iguaçu - Mabu	8,43	15,2	38,8	p	53,7	53,4	34,6	53,3	21,0	44,8	53,1
Ibiporã - Poço 1	9,48	30,3	37,0	ip	80,0	79,8	62,6	80,8	48,5	72,8	80,3
Ibiporã - Poço 2	9,35	25,9	36,8	t	73,7	73,4	55,8	74,3	41,8	66,0	73,9
Iretama - Poço	9,79	33,8	43,5	p	84,6	84,4	67,5	85,4	53,3	77,7	84,9
Itaipulândia - Termas	8,61	15,3	42,0	pt	53,9	53,7	34,9	53,6	21,3	45,0	53,4
Kalorê	9,56	49,6	25,0	p	101,5	101,4	85,9	102,5	71,5	96,0	101,8
Londrina - Termas	9,90	39,6	44,8	p	91,4	91,2	74,9	92,3	60,6	85,0	91,7
Londrina - Jacutinga	9,91	40,9	41,0	p	92,8	92,7	76,4	93,7	62,1	86,6	93,2
Londrina - Limoeiro	9,71	19,9	34,9	ip	63,5	63,3	45,0	63,8	31,2	55,2	63,5
Mal. Când. Rondon	8,39	19,1	37,9	pt	62,0	61,7	43,4	62,1	29,6	53,5	61,9
Maringá - Termas	8,78	28,1	52,0	pt	76,9	76,7	59,3	77,6	45,2	69,5	77,2
Matelândia	8,60	22,7	32,0	p	68,5	68,2	50,3	68,9	36,4	60,4	68,6
Sulina	9,02	24,6	35,5	pt	71,7	71,5	53,7	72,3	39,7	63,9	71,9
Santa Clara	9,60	14,4	29,0	t	51,8	51,5	32,7	51,3	19,1	42,8	51,1
São Jorge	9,55	15,2	30,5	p	53,7	53,4	34,6	53,3	21,0	44,8	53,1
São Francisco	9,40	13,4	29,5	p	49,3	49,0	30,0	48,5	16,5	40,1	48,4
Cel Vivida - Lamberdor	9,90	17,2	34,0	ip	58,1	57,9	39,3	58,1	25,6	49,4	57,8
Itapejara do Oeste	9,60	25,6	27,0	ip	73,2	73,0	55,3	73,8	41,3	65,5	73,4
Chopinzinho	9,35	20,8	36,0	t	65,2	64,9	46,8	65,5	32,9	56,9	65,2
Verê	9,50	21,2	36,0	t	65,9	65,6	47,5	66,3	33,7	57,7	65,9
Verê	9,12	18,0	31,5	p	59,8	59,5	41,1	59,8	27,3	51,2	59,6
Laranjeira do Sul	9,36	20,0	27,0	ip	63,7	63,4	45,2	64,0	31,4	55,4	63,6
Londrina	9,50	22,6	48,0	pt	68,3	68,1	50,1	68,8	36,2	60,3	68,4
Iretama - Fonte	9,73	29,3	40,5	p	78,7	78,5	61,2	79,4	47,1	71,3	79,0

i: imatura; p: parcialmente madura; t: totalmente madura; ip: imatura a parcialmente madura; pt: parcialmente madura a totalmente madura

Deve-se observar que foi considerada toda a sílica dissolvida, como se estivesse na forma  $H_4SiO_4$ . Em soluções com pH acima de 9, a fração correspondente ao  $H_3SiO_4^-$ , resultante da dissociação do ácido silícico, deveria ser abatida do valor apresentado na análise química, para que não se obtivesse uma temperatura superestimada da água.

Pirlo (2004) relata que se a temperatura da água subterrânea, medida ao emergir na superfície, for um indicador confiável da temperatura do aquífero, um gráfico bidimensional, com eixos correspondentes às temperaturas medidas e calculadas, deverá dar uma reta com coeficiente de correlação próximo da unidade e coeficiente linear em torno de zero. Os gráficos bidimensionais feitos com os dados deste trabalho mostram uma dispersão de pontos com baixa correlação linear, porém mostrando uma certa tendência de proporcionalidade entre os valores (Figura 64). O erro na estimativa das temperaturas pode resultar de mistura de água do SAG com as da Formação Serra Geral ou a problemas na determinação da sílica.

As temperaturas máximas calculadas com os diversos métodos ficaram compreendidas entre 72 °C e 103 °C.

Essas temperaturas caracterizam o SAG como um sistema hidrotermal de baixa entalpia.

A avaliação de áreas potencialmente promissoras para o aproveitamento de energia geotermal pelo uso de geotermômetros químicos (sílica e iônicos) é um procedimento consagrado e aplicado em todos os lugares do mundo onde haja ocorrência de águas termais.

No caso do SAG, como os poços usados para captação de água são completados apenas na porção penetrante nos arenitos, precisaria avaliar os efeitos, no cálculo da geotemperatura, da mistura de águas do SAG com as águas, mais frias e de composições diferentes, dos basaltos sobrejacentes. As perdas de calor por condução através das paredes dos poços não devem ser significativas naqueles que estão em operação contínua e há muitos anos.

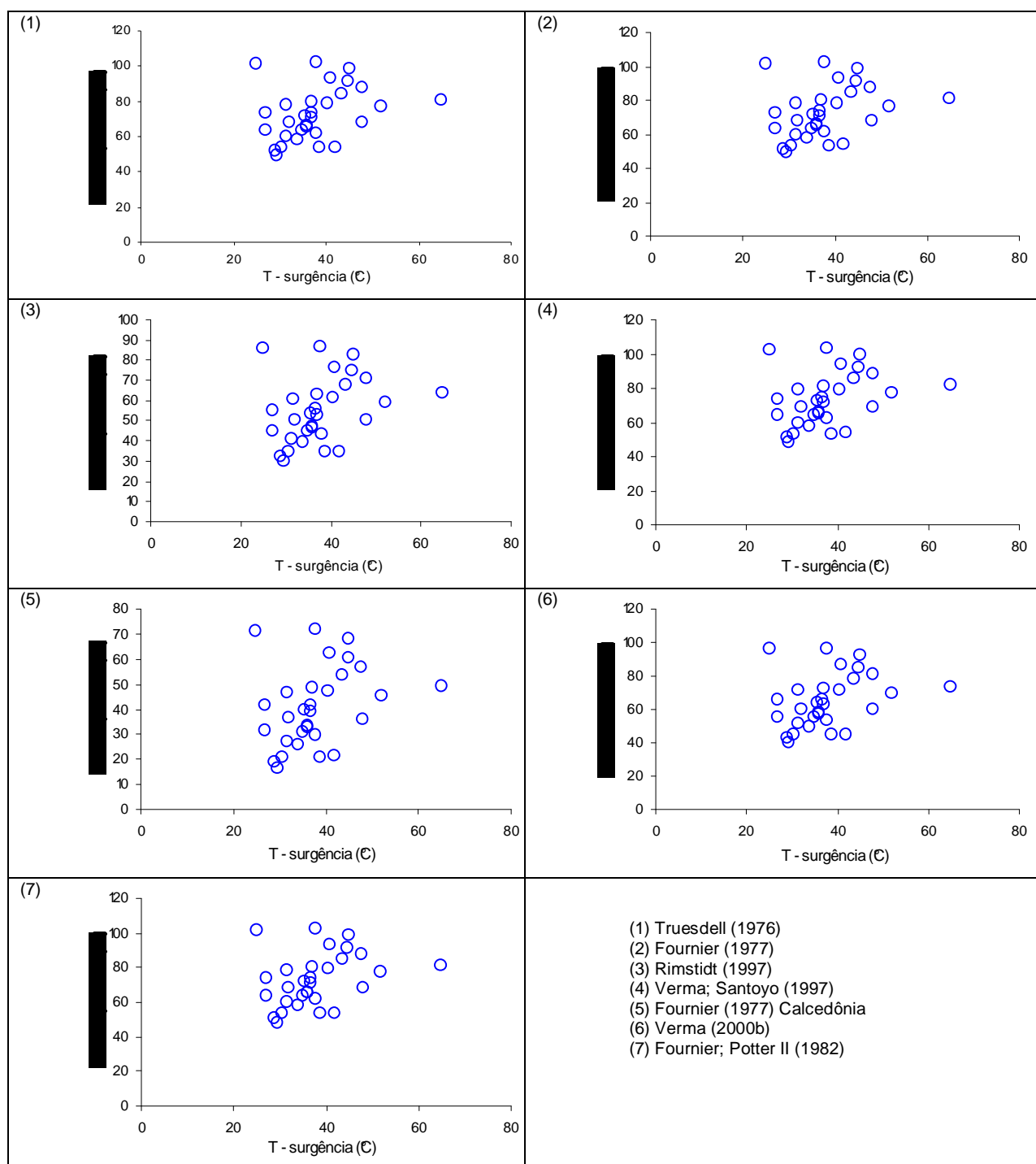


Figura 64 – Comparação entre as temperaturas calculadas por diferentes geotermômetros de sílica e as temperaturas da água medidas na superfície

### 3.3.7 Geotermômetros baseados no equilíbrio químico dos minerais

As constantes de equilíbrio das reações de hidrólise dos minerais dependem da temperatura e da pressão. Com base nessa dependência, Reed; Spycher (2001)



afirmam que, comparando-se simultaneamente as variações dos índices de saturação (IS) de um conjunto de minerais com a variação da temperatura da solução aquosa, pode-se obter uma melhor estimativa da temperatura no reservatório, quando comparado com as determinações feitas pelo método de geotermômetro de sílica. Isso se deve ao fato de que as concentrações de sílica, determinadas nas análises físico-químicas, podem estar subestimadas, devido à precipitação ou remoção por filtração de sílica coloidal, ou ainda, por limitações inerentes ao método analítico (PALANDRI; REED, 2001).

A abordagem ao problema é baseada na hipótese de que as águas da formação estão em equilíbrio com a assembléia de minerais da rocha hospedeira. Os cálculos para a reconstituição da composição da água foram feitos com o programa Solveq (REED; SPYCHER, 2001), que fornece a especiação química e os índices de saturação (IS) dos minerais disponíveis no banco de dados do programa, em uma faixa de temperaturas especificadas pelo usuário. O IS permite definir se uma solução está saturada ( $IS > 0$ ) ou insaturada ( $IS < 0$ ) em relação a uma dada espécie mineral.

Palandri; Reed (2001) afirmam que o equilíbrio entre a fase líquida e as fases minerais selecionadas pode ser avaliado pelo gráfico de IS em função da temperatura, permitindo estimar a temperatura de equilíbrio no reservatório, que corresponde à temperatura na qual os IS de vários minerais convergem para zero. Essa temperatura corresponde à temperatura de equilíbrio mais provável para a solução.

A aplicação dessas técnicas é válida para águas que representem o equilíbrio em ambiente profundo, mas questionável no caso de descargas superficiais naturais, em virtude de processos secundários, tais como perda de gases, diluição e reequilíbrio químico em temperaturas mais baixas.

#### 3.3.7.1 Geotemperaturas do SAG baseadas no equilíbrio químico dos minerais

O estado de equilíbrio entre o mineral e a rocha foi calculado para as amostras dos poços de médio e alto confinamento e para algumas fontes, no intervalo de 25 °C a 100 °C, em incrementos de 25 °C.

Os minerais escolhidos para o diagnóstico da temperatura no aquífero foram: quartzo, calcedônia, calcita, gipsita, anidrita e fluorita. Analisou-se, também, o estado de saturação da água em relação à sílica amorfa. A escolha desses minerais se deve aos seguintes fatos: apresentaram estado de saturação em várias amostras (gipsita,

anidrita, calcita, aragonita, calcedônia e quartzo); composição predominante do arcabouço do aquífero (quartzo, calcedônia e sílica amorfa); e, a fluorita, para investigar o comportamento desse mineral em várias temperaturas, já que foi considerada, por muito tempo como fonte de íon fluoreto em teores superiores ao padrão de potabilidade, comprometendo o uso do aquífero para fins de abastecimento público.

A apresentação dos gráficos de IS dos minerais considerados em função da temperatura (Figuras 63 a 66), inicia-se pelos poços, ordenados no sentido do aumento do grau de confinamento e finaliza com as nascentes naturais.

A característica geral apresentada por todas as amostras, foi o estado de insaturação para as espécies fluorita, anidrita, gipsita e sílica amorfa. Nos poços situados na zona aflorante, a água está insaturada em relação à calcita. Nos demais poços, o estado de saturação varia, de insaturadas a totalmente saturadas. Com relação ao quartzo e à calcedônia, as águas se mostram saturadas em baixas temperaturas, passando a insaturadas em temperaturas mais altas.

Os minerais relacionados uns têm a característica de aumentar a solubilidade com a temperatura (quartzo, calcedônia), enquanto outros apresentam uma tendência contrária, ou seja, a solubilidade diminui com o aumento da temperatura (calcita e gipsita).

Por esse comportamento oposto entre esses pares de minerais, esperava-se que as curvas de índice de saturação em função da temperatura para tais minerais cruzassem o eixo das abscissas, ( $IS = 0$ ), em torno de um ponto comum, refletindo a temperatura de equilíbrio químico dessas espécies minerais nas condições de temperatura e pH da água e, conseqüentemente, a temperatura do SAG.

No entanto, dada as condições iniciais de saturação desses minerais, não se verificou a convergência das linhas no eixo das abscissas, em qualquer uma das amostras, de modo que o resultado obtido ficou inconclusivo, com relação à determinação da temperatura do reservatório, pela aplicação deste método.

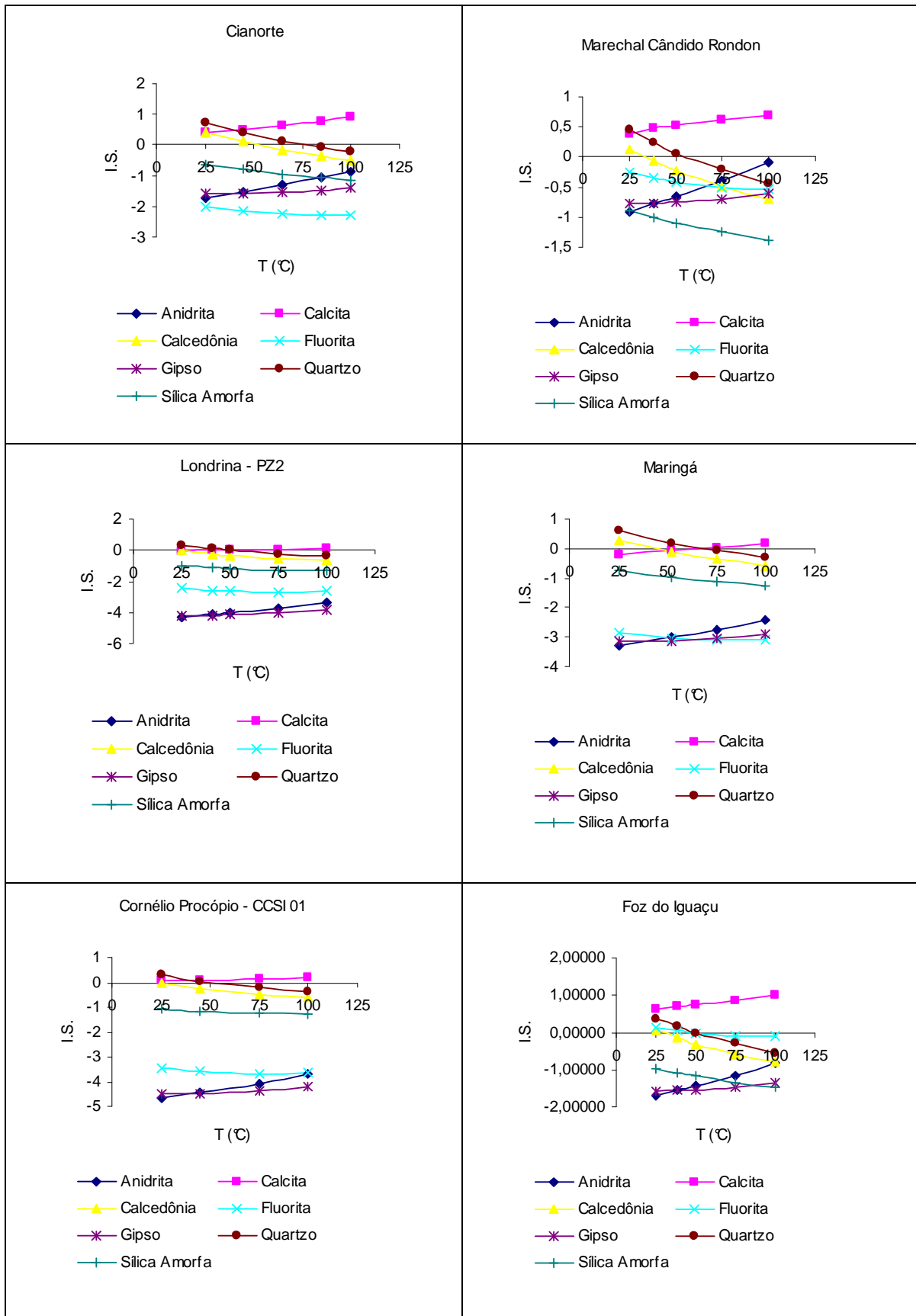


Figura 65 – Variação do IS com a temperatura para águas de poços localizados em zona de alto confinamento do SAG

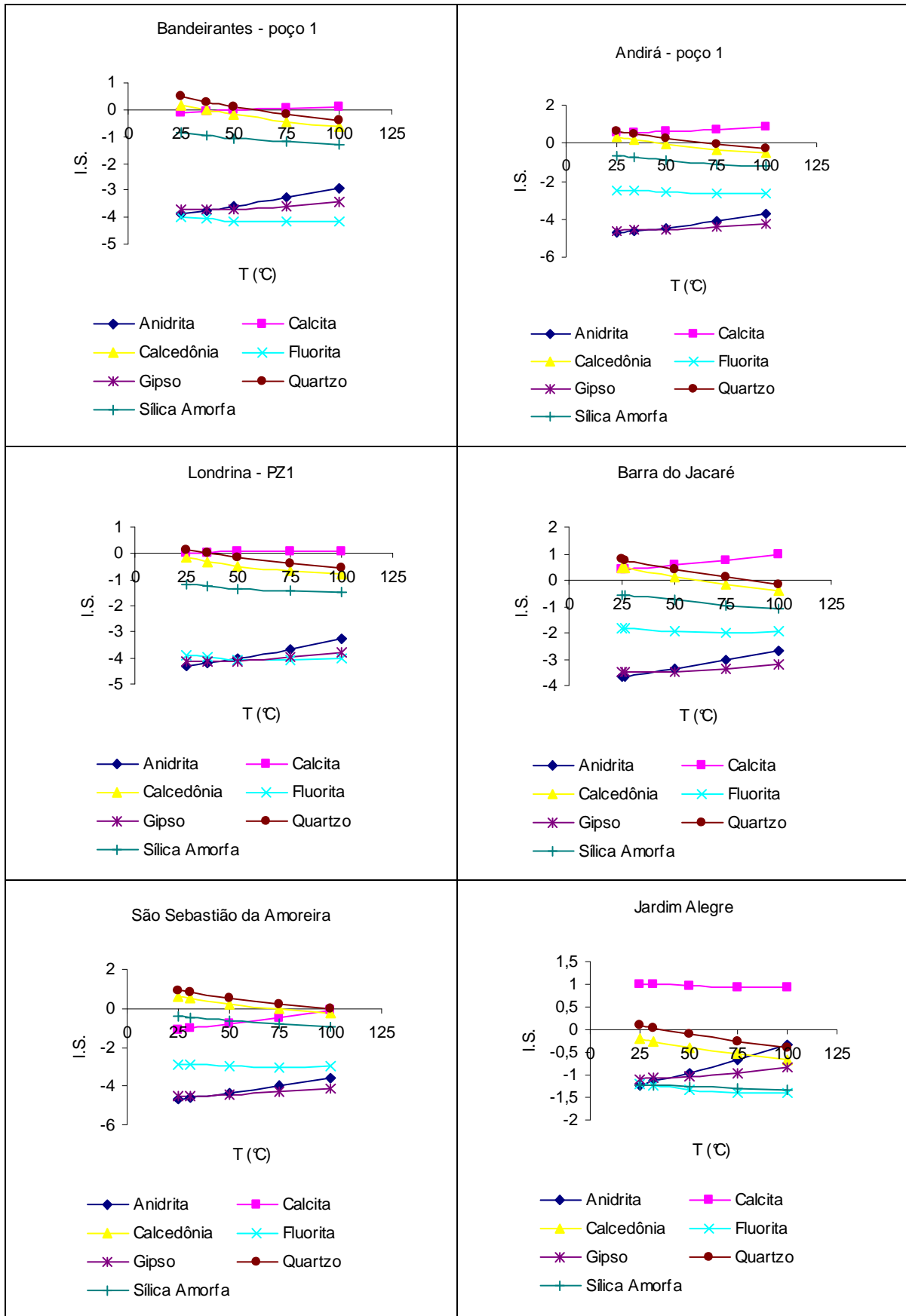


Figura 66 – Variação do IS com a temperatura para águas de poços localizados em zona de médio confinamento do SAG

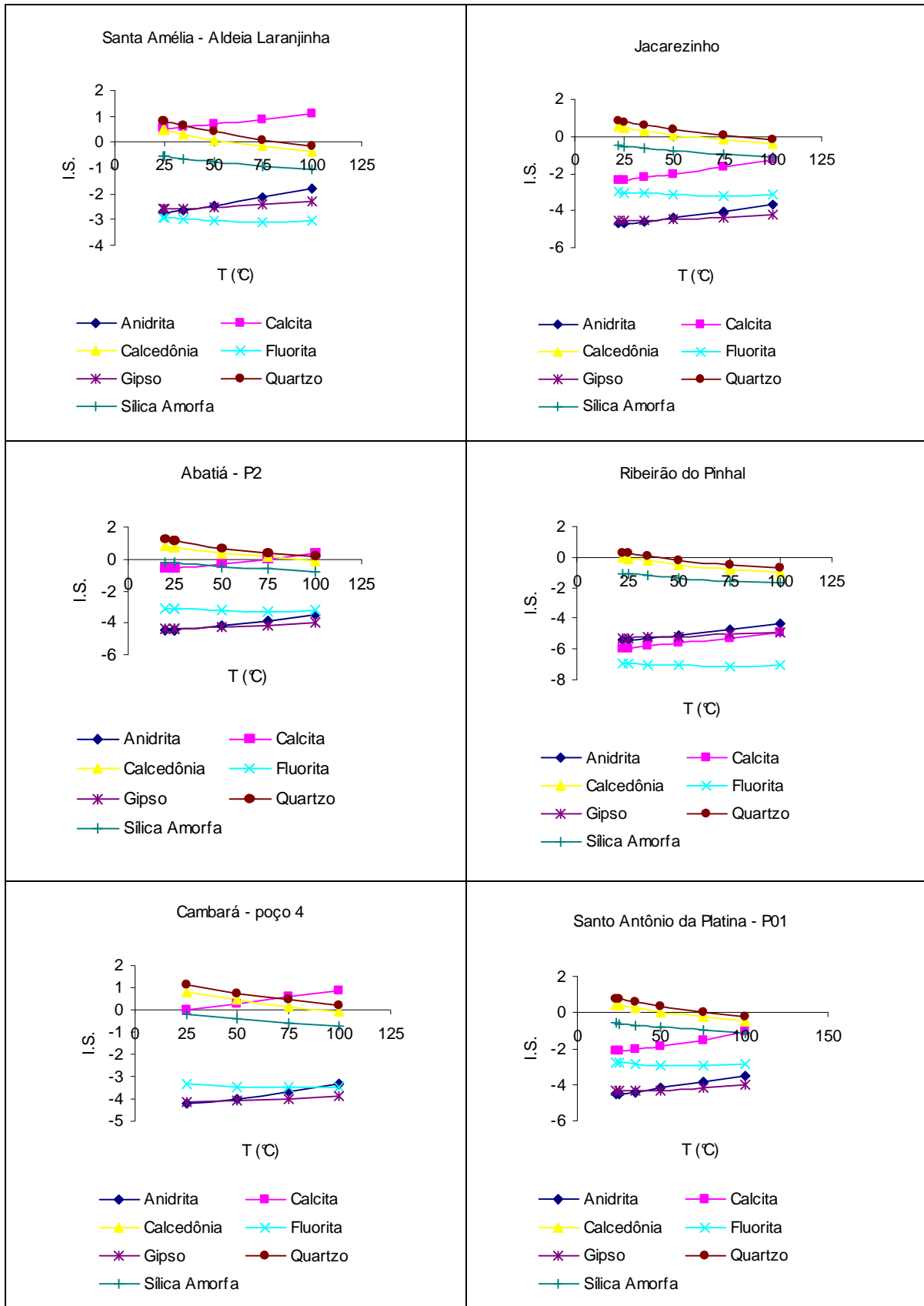


Figura 67 – Variação do IS com a temperatura para águas de poços localizados em zona de baixo confinamento do SAG

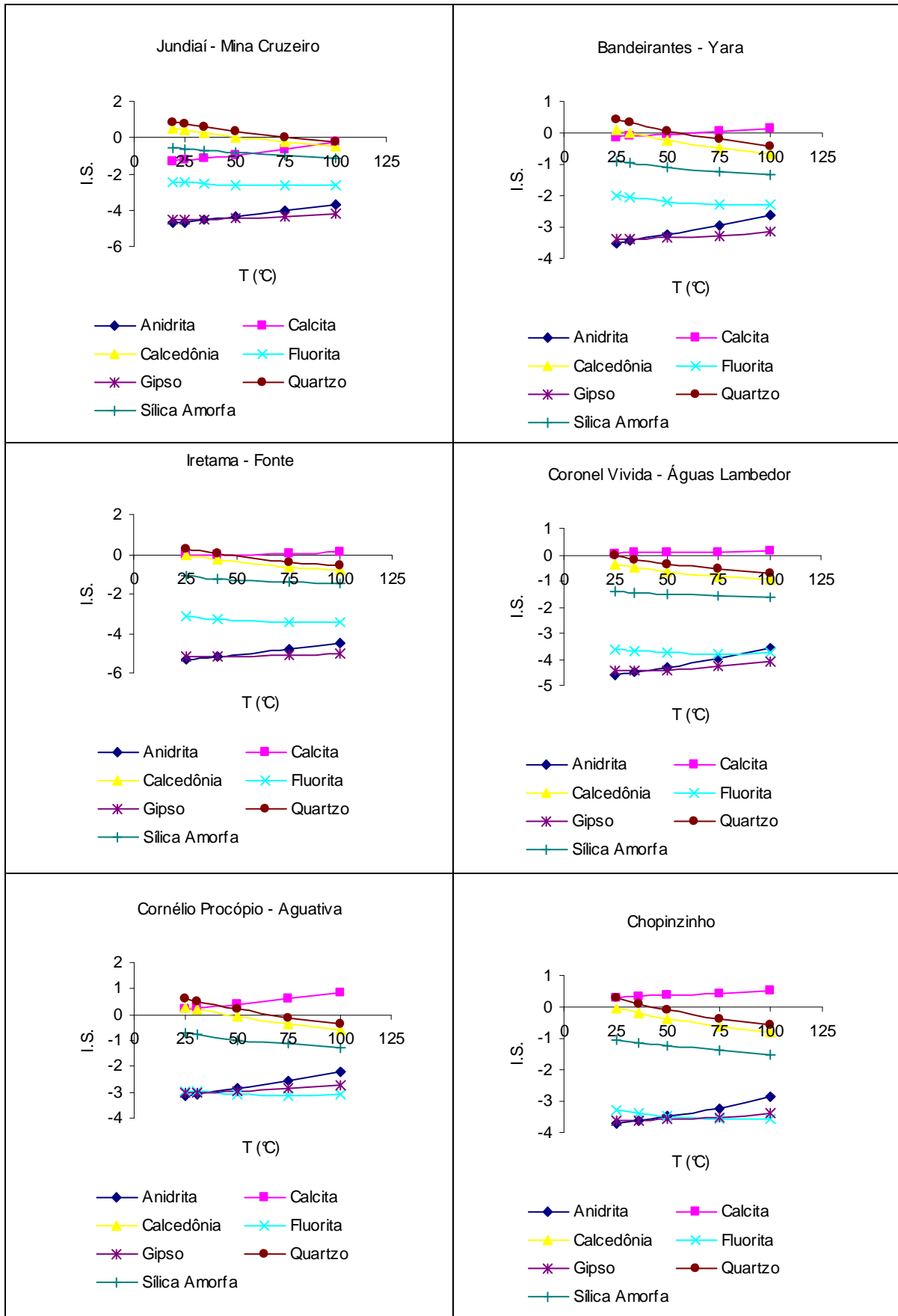


Figura 68 – Variação do IS com a temperatura para águas de nascentes do SAG

#### 4. CONCLUSÕES

O complexo arcabouço tectônico da Bacia Sedimentar do Paraná, na área de abrangência desta pesquisa, apresenta o registro de várias fases deformacionais superpostas e recorrentes que afetaram as seqüências sedimentares nela depositadas. Entretanto, as influências das feições geoestruturais nas propriedades hidrodinâmicas e hidroquímicas do SAG são, normalmente, negligenciadas nos estudos de locação de poços, sendo a prospecção desse aquífero, em território paranaense, pautada, principalmente, pela estimativa de duas variáveis: profundidade do topo do aquífero e altura potenciométrica. Nesse trabalho, são levantados alguns pontos críticos normalmente relegados a um segundo plano nas discussões sobre a exploração sustentável desse importante recurso hídrico.

A proposta de se agrupar as formações Botucatu e Pirambóia, e suas correlatas em outros Estados e Países, em uma única unidade aquífera se baseia na idéia de que, embora originadas de processos genéticos distintos, elas apresentariam propriedades hidráulicas semelhantes. Porém, verificam-se mais heterogeneidades do que homogeneidades entre as características hidráulicas das formações Botucatu e Pirambóia. Além disso, descontinuidades laterais e verticais decorrentes dos ambientes deposicionais dessas duas formações mostram que não há a unidade hidrogeológica pretendida e sugerida pelo nome Sistema Aquífero Guarani, revelando um cunho geopolítico muito maior do que hidrogeológico.

A recarga do SAG no âmbito desta pesquisa não está suficientemente explicada. A infiltração de águas de chuva através das zonas de afloramento, constituída em quase toda a sua extensão por arenitos silicificados e com uma topografia desfavorável à infiltração de águas de chuva, responde parcialmente pela recarga do aquífero. As linhas de fluxo subterrâneo, inferidas com base no mapa potenciométrico do SAG, mostram, principalmente nas regiões centro-norte, nordeste e sul-sudeste, sentidos opostos ao esperado, que são indicativos de recarga através de fraturas.

Os mapas da potenciometria do SAG mostram um padrão complexo de linhas de fluxo e que as isopotenciais são influenciadas pelos principais alinhamentos estruturais, o que resulta em padrões distintos: um ao sul e outro ao norte do alinhamento do rio Alonzo. As configurações das linhas de fluxo só se sustentam

admitindo-se que haja a compartimentação estrutural do aquífero e recargas distintas do modelo convencional mencionado.

A tipologia química da água varia em função das condições de confinamento e do tempo relativo de residência da água no SAG. Os tipos químicos predominantes encontrados foram: bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica e bicarbonatada cálcica-magnésiana (zona aflorante e de baixo confinamento); bicarbonatadas sódicas, bicarbonatada cálcica, bicarbonatada-sulfatada sódica e sulfatada sódica (médio confinamento) e bicarbonatada sódica, sulfatada sódica e cloretada-sulfatada sódica (alto confinamento).

O ânion fluoreto é considerado, no Paraná, como a única substância indesejável e limitante para a exploração do SAG para fins de abastecimento público. Entretanto, outros parâmetros apresentam concentrações acima dos padrões de potabilidade estabelecidos e devem ser levados em conta nos projetos de captação para abastecimento público, pois oneram o custo de tratamento da água. Em certas regiões, também a temperatura da água acaba sendo um problema, devido a necessidade de instalação de torres de resfriamento. Considerando apenas as áreas onde os parâmetros sólidos dissolvidos totais,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  apresentaram teores acima dos valores máximos permitidos (VMP) indicados na Portaria MS n. 518, restam cerca de 40% da extensão do aquífero, onde a água pode ser utilizada para o consumo humano sem tratamento prévio. Somando-se as restrições de pH e temperatura, essa área fica mais restrita ainda.

Os mapas de isolinhas de índices de saturação de alguns minerais também indicam mecanismos de recarga diferentes do modelo convencional, de infiltração nas zonas aflorantes, e mostram curvas fechadas, elípticas, aproximadamente concêntricas que sugerem fluxo radial e centrípeto, que se justifica apenas se houver recarga através das fraturas que seccionam e compartimentam o aquífero. O grau de insaturação das águas em relação à maior parte dos minerais analisados, mesmo em zonas de alto confinamento, reforçam a suposição de que há uma recarga ativa do aquífero através das linhas de falha.

As temperaturas da água medidas na superfície variaram de 20 a 65 °C, enquanto as geotemperaturas de sílica ficaram compreendidas entre 72 °C e 103 °C. Essas temperaturas caracterizam o SAG como um sistema hidrotermal de baixa entalpia, o que limita o uso da energia geotermal armazenada para a produção de energia elétrica, pois usinas convencionais para geração de energia requerem recursos



geotermiais de alta entalpia. Nas condições atuais seria, técnica e economicamente, inviável tal uso do SAG em território paranaense, mesmo com a implantação de usinas binárias. O principal uso da energia termal do SAG, continua sendo os balneários hidrotermais e o industrial. O uso para irrigação deve ser considerado com precaução, principalmente, pelo risco de salinização do solo.

O gradiente geotérmico médio calculado foi de  $26,6 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ , com valores decrescentes de norte para sul. A distribuição das isolinhas de gradiente geotérmico caracteriza uma região mais fria do aquífero situada no sudoeste do Estado e uma região mais quente situada ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa, indicando uma área favorável à implantação de empreendimentos que necessitem de águas termais.

O zoneamento hidroquímico torna a exploração do SAG mais previsível, de modo que as empresas de abastecimento público ou empresas privadas interessadas nas águas armazenadas no SAG, possam investir com mais segurança em áreas potencialmente favoráveis para captação.

Os custos de projetos exploratórios poderão ser otimizados se fundamentados em um modelo hidrodinâmico mais coerente, que considere as condicionantes geoestruturais locais, resultando em menor erro quanto à previsão de parâmetros tais como temperatura e qualidade da água. A exploração do SAG a custos mais baixos implicará em impactos sócio-econômicos e desenvolvimento sustentado em regiões específicas do Estado com potencialidades para aproveitamento do aquífero para fins de turismo, indústria e abastecimento público.

Enfim, o Sistema Aquífero Guarani ou Aquífero Gigante do Mercosul ou simplesmente, Aquífero Botucatu (já excluindo a Formação Pirambóia), é um importante recurso hídrico que pode e deve ser explorado de forma sustentável, desde que se desvencilhe de certos paradigmas criados a seu respeito e se condicione o uso de suas águas ao aquífero e não o contrário.

## REFERÊNCIAS

ABGE – Associação Brasileira de Engenharia e Ambiental. Aquífero Guarani. **ABGE em Revista**, nov/dez – 2000, p. 6, São Paulo: ABGE, 2000.

ADEME-BRGM **La géothermie em Ile-de France** – La chaleur de la Terre Agence de l'Environnement et de la Matrise de l'Energie-Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2005. Disponível em [www.ademe.fr](http://www.ademe.fr), acesso em 11/12/2006

ALMEIDA F.F.M. Botucatu, A Triassic desert of South America **Déserts actuels et anciens** Congrès Géologique International Comptes rendus de la dix-neuvième session Alger, 1952, Section VII, Fascicule VII, Alger, 1953

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**, Boletim n. 241, Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1967

ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Simpósio Regional de Geologia, 3.; Curitiba, 1981. **Atas**. São Paulo, v. 1, p. 1 – 20, 1981.

ANA – Agência Nacional de Águas, **Projeto Aquífero Guarani**, <http://www.ana.gov.br/guarani/projeto/sintese.htm>, acesso em 06/05/06

APHA - American Public Health Association. **Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater**, 19 Ed., 1995.

ARAÚJO, L.M., FRANÇA, A.B., POTTER, P.E.  **Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai: mapas hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó**. Curitiba: UFPR, 1995.

ARAÚJO, L.M., FRANÇA, A.B., POTTER, P.E., Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. **Hydrogeology Journal**, n. 7, p. 317-336, 1999.

ARNÓRSSON, S. Application of the sílica geothermometer in low temperature hydrothermal áreas in Iceland. **American Journal of Science**. v. 275, p. 763-784, 1975.

ARNÓRSSON, S.; GUNNLAUGSSON, E.; SVAVARSSON, H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 47, p. 567-577, 1983.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.M.; CARNEIRO, C.D.R. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITTO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 77-92, 2004.

BACHU, S.; BURWASH, R.A. Geothermal Regime in the Western Canada Sedimentary Basin. In: Mossop, G.D.; Shetsen, I (comp.): **Geological atlas of the Western Canada Sedimentary Basin**; Canadian Society of Petroleum Geologists; Alberta Research Council, Calgary, Alberta, 1994. Disponível em: [http://www.ags.gov.ab.ca/publications/ATLAS\\_WWW/ATLAS.shtml](http://www.ags.gov.ab.ca/publications/ATLAS_WWW/ATLAS.shtml) Acesso em: 05/01/2007.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1089-1106, 1961.

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros** São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

BITTENCOURT, A.V.L. **Caracterização geoquímica de águas termais na Bacia do Paraná** (Projeto 40.4779/83 - Relatório Técnico), Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná – SURHEMA , 14f. e anexos, 1985 (inédito)

BITTENCOURT, A.V.L., Sobre o controle do quimismo de águas termais da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.44, p. 117-129,1996.

BITTENCOURT, A.V.L.; ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; BUCHMANN FILHO, A.C. 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. **Águas Subterrâneas**. Curitiba: ABAS, v.17, p.67-75, 2003.

BORGHETTI, N.R.B.; BORGHETTI, J.R.; ROSA FILHO, R.F. **Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul**. Curitiba: Fundação Roberto Marinho, 2004.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia - Departamento Nacional da Produção mineral, Decreto-Lei nº 7.841 de 08/08/1945 Código de Águas Minerais, Estabelece os princípios de pesquisa, classificação e aproveitamento de águas minerais naturais. **Diário Oficial da União**, 20/08/1945.

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria nº 518, de 25 de março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. **Diário Oficial da União**, Brasília, v. 141, n. 59, p.266, 26 mar. 2004. Seção 1.

BUCHMANN FILHO, A.C. **Características das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná**. Curitiba, 2002, 120p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, UFPR.

BURGIERMAN, D.R. Tem uma esponja aqui dentro. **SUPER Interessante**. Julho/1999, p.62-67, São Paulo: Editora Abril, 1999.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Afloramento – Modelo da formação Pirambóia. **Geociências**, v. 13, n. 2, p. 371 – 385, 1994.

CAMPOS H.C.N.S. Mapa hidrogeológico do sistema aquífero Botucatu da província hidrogeológica Paraná - Brasil (escala 1:1.000.000) In: CONGRESO LATINO AMERICANO DE HIDROLOGIA SUBTERRÁNEA, 2., 1994, Santiago. **Anais...** Santiago: ALHSUD, 1994. p. 499-512.

CAMPOS H.C.N.S. Modelación conceptual y matemática del acuífero Guaraní, Cono Sur. **Acta Geologica Leopoldensia** - Estudos, Série Mapas. v. 23(4), p. 3-50, 2000.

CHANG H.K. **Projeto de Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aquífero Guaraní** - Atividade 3: Uso atual e potencial do Sistema Aquífero Guaraní - Parte B. (Relatório Final), GEF-Banco Mundial-OEA, 2001.

CISTERO, X.F.; FLORES, A.N. Aplicación de métodos estadísticos uni y multivariantes a estudios de contaminación. El caso de la Cubeta de La Llagosta. **Boletín Geológico y Minero**. v. 102-5, p. 685-705, 1991.

DAVIS, J.C. **Statistics and data analysis in Geology**, 3ed. New York: Wiley, 2002

DEMAYO, A.; STEEL, A. Data handling and presentation. In: **Water quality assessments** – a guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring. CHAPMAN, D. (Ed.) New York: Chapman-Hall, 1996,

DICKSON, M.H.; FANELLI, M. **What is geothermal energy?** Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, Itália, 2004. International Geothermal Association Disponível em <http://iga.igg.cnr.it/geo/geoenergy.php>, acesso em 11/12/2006

DOMENICO, P.A.; SCHWARTZ, F.W. **Physical and chemical hydrogeology** New York: John Wiley, 1990.

DRECKMANN, M. Monitoração do poço hidrotermal de Piratuba. XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Florianópolis, 2002, in **Anais...** CD-ROM, Florianópolis: ABAS, 2002

ELIASSON, E.T. Power generation from high-enthalpy geothermal resources. GHC Bulletin, National Energy Authority, Reykjavik, June, 2001, p.26-34

EVERITT, B.S. **Cluster analysis**, 3.ed. Cambridge: University Press, 1993

FACCINI, U.F.; GIARDIN, A.; MACHADO, J.L.F. Sedimentologia de aquíferos: heterogeneidades litofaciológicas e hidroestratigrafia do sistema Aquífero Guaraní na região central do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F.; NETTO, R. G. **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares**. Estudos de casos, p. 149 – 173, 2003.

FARJALLAT, J.E.S.; SUGUIO, K. Observações sobre a zeolitização em basalto e arenito, Nioaque, Mato Grosso **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.15, n.3, p. 51-58, 1966

FARNHAM, I.M.; SINGH, A.K.; STETZENBACH, K.J.; JOHANNESSON, K.H. Deciphering groundwater flow systems in Oasis Valley, Nevada, using trace element chemistry, multivariate statistics, and geographical information system. **Mathematical Geology**, v.32, n.8, p.943-968, 2000

FARNHAM, I.M.; SINGH, A.K.; STETZENBACH, K.J.; JOHANNESSON, K.H. Treatment of non detects in multivariate analysis of groundwater geochemistry data. **Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems**, v.60, p.265-281, 2002

FAURE, G. **Principles and applications of geochemistry** 2.ed. Upper saddle River: Prentice hall, 1998.

FERREIRA, F.J. F. Alinhamentos Estruturais-Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico. *In: Geologia da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. Consórcio CESP-IPT, p. 144-166, 1982a.

FERREIRA, F.J.F. **Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução do Arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 1982b. 170 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP).

FOURNIER, R.O. Chemical geothermometers and mixing model for geothermal systems. **Geothermics**, v.5, p.41-50, 1977.

FOURNIER, R.O. **Lectures on geochemical interpretation of hydrothermal waters** United Nations University – Geothermal Training Programme, Reports 1989, n.10, 1989

FOURNIER, R.O.; POTTER II, R. W. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900 °C at pressures up to 10,000 bars. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.46, n.10, p.1969-1973, 1982.

FOURNIER, R.O. ROWE, J.J. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. **American Journal of Science**. v. 264, November, p. 685-697, 1966.

FOURNIER, R.O.; TRUESDEL, A.H. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.37, p.1255-1275, 1973.

FRAGA, C.G. **Origem de fluoreto em águas subterrâneas dos sistema aquíferos Botucatu e Serra Geral na Bacia do Paraná**. São Paulo, 1992. 177 p. Tese (Doutorado em Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP).

FRANÇA, A.B.; ARAÚJO, L.M.; MAYNARD, J.B.; POTTER, P.E. Secondary porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianite, southern South America **AAPG Bulletin**, v. 87, n. 7, p. 1073-1082, 2003

GALLO, G.; SINELLI, O. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto. **Revista Brasileira de Geociências**, n.10, p. 129-140, 1980.

GASTMANS, D.; CHANG H.K. **Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) NO Estado de Mato Grosso do Sul, Águas Subterrâneas**, v. 19, n. 1, p. 35-48, 2005.

GIARDIN, A.; FACCINI, U. Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do Sistema Aquífero Guarani: Abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-RS, Brasil. **Águas Subterrâneas**. n.18, p.39-53, 2004.

GIGGENBACH, W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 52, n. XX, p. 749-765, 1988.

GIGLIO NETO, V.; LEITE, C.B.B.; SIMON, F.M. **Estratigrafia da Bacia do Paraná para geólogos de poço**. São Paulo: Paulipetro – Consórcio CESP/IPT, 1981.

GILBOA, Y.; MARIANO, L. B.; MERO, F. The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 29, n. 1-2, p. 165-179, 1976.

GOLDEN SOFTWARE Inc. **Surfer – Surface Mapping System**, v.8.0, 2002.

GUERRA, P.A.G.; SALLES, J.J.C. **Geoestatística Operacional** Brasília: DNPM, 1988

HAIR JR., J.F.; ANDERSON, R.E.; TATHAM, R.L. **Multivariate data analysis – with reafings**. 2.ed., New York: mamillan, 1987.

HAMZA, V. M. Pesquisas de medições de temperatura superficial. Importância para Hidrogeologia. **Águas Subterrâneas**, n.5, p. 65-99, 1982.

HURTER, S.J. **Aplicação de geotermômetros químicos em águas de fontes brasileiras na determinação do fluxo geotérmico**. (Dissertação: Mestrado em Geofísica). Instituto de Geociências - USP, 188f., 1987.

HURTER, S.J.; ESTON, S.M.; HAMZA, V.M. **Coleção Brasileira de Dados Geotérmicos: Série 2 – Fontes termais**. São Paulo: IPT, 1983.

HURTER S.J. HAMZA, V.M.; IVER, S.S.S.; COSTA, M.I. Análise preliminar dos aspectos geotérmicos das fontes termais brasileiras. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 1, p. 45-54, 1982.

HURTER, S.J.; POLLACK, H.N. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. B4, p.8659-8671, 1996

KIMMELMANN, A.A.; SILVA, R.B.G.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F. Hidrologia isotópica e química do aquífero Botucatu - Bacia do Paraná - Brasil In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4., 1986, Brasília. **Anais...** Brasília: ABAS, 1986. v. 1, p. 1-25.

KOVACH Computing Services **MVPS – Multivariate Statistical Package**, version 3.1, 1997.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. Vol. 1. São Paulo: Polígono, 1972.

KUZMIN, D. Solute and gás geothermometers. Geothermal Training Programme - The United Nations University, Reykjavik. **Reports**, n. 8, p. 97-112, 2002.

LANDIM, P.M.B. **Análise estatística de dados geológicos multivariados**. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatématica, Texto Didático 03, 96pp. 2000.

LICHT, O.A.B. **A Geoquímica Multielentar na gestão ambiental** – Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil. (Tese: Doutorado em Geologia Ambiental) Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia, Curitiba, 2001, 209 páginas e anexos.

LLOYD, J.W., HEATHCOTE, J.A. **Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater**. Oxford: Clarendon Press, 1985.

MAACK, R. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia do Paraná-Uruguaí**. Curitiba: Comissão interestadual da Bacia do Paraná-Uruguaí, 1970.

MACHADO, J.L.F. A redescoberta do aquífero Guarani. **Scientific American**, n.47, abril/2006.

MACHADO, J.L.F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul** (Tese: Doutorado) Universidade Vale dos Sinos – Unisinos, 223p., 2005.

MARINI, L. Geochemical Techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. *Geochemical and Geophysical Methodologies in Geothermal Exploration* – Università degli Studi di Genova, Disponível em [cabierta.uchile.cl/revista/11/articulos/pdf/articulo6.pdf](http://cabierta.uchile.cl/revista/11/articulos/pdf/articulo6.pdf); sd. acesso em novembro/2004

MEISTER, E.M. Gradientes geotérmicos nas bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Técnico da Petrobrás Rio de Janeiro*, v.16, n.4, p.221-232, out/dez 1973

MENG, S.X., MAYNARD, J.B. Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior: water chemical data from the Botucatu aquifer in São Paulo state, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 250, p. 78-97, 2001.

MILANI, E.J. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre, 1997, 254p. (Tese: Doutorado em Ciências) Instituto de Geociências, UFRGS.

MILANI, J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.8, n.1, p. 69-82. 1994.

MINEROPAR - Minerais do Paraná S.A. **Mapa geológico do Estado do Paraná**. Escala 1:650.000 Curitiba: Mineropar-DNPM-DGM, 1989.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. Atlas geoquímico do Estado do Paraná (Coordenador: LICHT, O.A.B.), Curitiba: Mineropar, 2001

MUFFLER, L.J.P. Geothermal resources **U.S. Geological Survey Professional Paper** n.820, p.251-261, 1973

MUFFLER, L.J.P. 1978 USGS Geothermal resource assessment. In: KRUGER, P.; RAMEY Jr., H.J. (Ed.) **Third Workshop Geothermal Reservoir Engineering**, Dec 14-15, 1977, Berkeley. Stanford Geothermal Program. Workshop Report SGP-TR25:1, p.3-8

NICOLINI, P. **Gîtologie des concentrations minérales stratiformes** Paris: Gauthier-Villars, 1970.

NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.12, n.3, p. 291-346, 1969

PALANDRI, J.L; REED, M.H. Reconstruction of in situ composition of sedimentary formation waters. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 65, n. 11, p. 1741-1767, 2001.

PANG, Z-H; REED, M. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 62, n. 6, p. 1083-1091, 1998.

PARANÁ. Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. **Atlas de recursos hídricos do Estado do Paraná**. Curitiba, 1998.

PARKHURST, D.L.; APPELO, C.A.J. **User's guide to PHREEQC (Version 2)** - a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations Report 99-4259 Denver: U.S. Department of the Interior-USGS, 1999

PIPER, A.M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. **Transactions of the American Geophysical Union - 1944**. Washington (DC), Part VI, p.914-928, May/1945.

PIRLO, M.C. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. **Geothermics**. v. 33, p.743-774, 2004.

RABELO, J.L.; OLIVEIRA, J.N.; REZENDE, R.J.; WENDLAND, E. Aproveitamento de energia geotérmica do Sistema Aquífero Guarani – estudo de caso. XII Congresso Brasileiro de águas Subterrâneas, **Anais...**, CD-ROM, 2004

RAFFERTY, K. Geothermal power generation – A primer on low-temperature, small-scale applications. Geo-Heat Center, January, 2000. Disponível em: <http://geoheat.oit.edu/pdf/powergen.pdf>, acesso em 15/07/2006.

RANKAMA, K.; SAHAMA, T.G. **Geoquímica**. 2ed., Málaga: Aguilar, 1962.

REBOUÇAS, A.C. Sistema aquífero Botucatu no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais...** Recife: Abas, 1994. p. 500-509.



REDE GLOBO DE TELEVISÃO **Aqüífero Guarani**: Conheça o maior depósito subterrâneo de água doce do mundo. Reportagem exibida no programa Globo Repórter em 18/2/2005

REED, M.H, Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and aqueous phase. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 46, n. XX, p. 513-528, 1982.

REED, M.H., SPYCHER, W.H. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 48, 1479–1492, 1984.

REED, M. H.; SPYCHER, N. F. **SOLVEQ: A computer program for computing aqueous-mineral-gas equilibria**. Revised Edition. Eugene: Department of Geological Sciences – University of Oregon, 2001.

REGHUNATH, R.; MURTHY, T.R.S.; RAGHAVAN, B.R. The utility of multivariate statistical techniques in hydrogeochemical studies: an example from Karnataka, India. **Water Research**. v. 36, p. 2437-2442, 2002.

REZENDE, N.G.A.M.; ANGÉLICA, R.S. Geologia das zeólitas sedimentares no Brasil. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E.T.; COELHO, C.E.S. (Coordenadores) **Principais depósitos minerais do Brasil**, volume IV, Rochas e minerais industriais, Parte B, Brasília: DNPM, 1997.

RIMSTIDT J.D. Quartz solubility at low temperatures. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.61, n.13, p.2553-2558, 1997.

RIMSTIDT J.D.; BARNES, H.L. The kinetics of silica-water reactions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 44, n. XX, p. 1683-1699, 1980.

ROCHA, G.A. **Mega reservatório de água subterrânea do Cone Sul: bases para uma política de desenvolvimento e gestão**. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP INTERNACIONAL DO AQUÍFERO GIGANTE DO MERCOSUL, Curitiba, 28 p., 1996.

ROCHA, G.A.O grande manancial do Cone Sul. **Estudos Avançados**. v. 11 n. 30, p. 191-212, 1997

ROSA FILHO, E.F.; BITTENCOURT, A.V.L.; SALAMUNI, R. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 37, p. 22-41, 1987.

ROSA FILHO, E.F.; FORLIN, M.; MONTAÑO, J. Informações básicas sobre a distribuição do Sistema Aqüífero Guarany nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. **Água em Revista**, v. 10, p. 23-26, 1998.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D.A. ; MANTOVANI, L.E. Usos potenciais do hidrotermalismo do Sistema Aqüífero Guarani. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 48, p. 63-69, 2000.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D.A. ; NADAL, C.A. ; XAVIER, J.M. Distribuição do Geotermalismo na Bacia Sedimentar do Paraná. **Revista Latino-Americana de Hidrogeologia**, Curitiba, Brasil, v. 1, n. 1, p. 67-74, 2001.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C. Structural features and their consequences in the Guarani aquifer system. I: International Conference on Hydrological Challenges in Transboundary Water Resources Management. 2001, Koblenz. **Anais...** z: IHP-OHP, 2001, p.435-442.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, 1974, in **Anais...** v.1, p. 41-65, Porto Alegre: SBG, 1974.

SCHOELLER, H. **Les eaux souterraines**. Paris : Masson, 1962.

SECRETARIA DO ESTADO DO MEIO AMBIENTE. **Gestão Ambiental do Aquífero Guarani**, disponível em [http://www.ambiente.sp.gov.br/aquifero/principal\\_aquifero.htm](http://www.ambiente.sp.gov.br/aquifero/principal_aquifero.htm), acesso em 13/08/2006

SECRETARIA-GERAL, **Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani** [www.sg-guarani.org](http://www.sg-guarani.org), acesso em 13/08/2006

SEYHAN, E.; VAN DE GRIEND, E.E.; ENCELEN, G.B. Multivariate analysis and interpretation of the hydrochemistry of a dolomite reef aquifer, Northern Italy. **Water Resources Research**. v. 21, n. 7, p. 1010-1024, 1985.

SILVA , F.P. Exploração do sistema Aquífero Botucatu na cidade de Bauru. O Condicionamento tectônico na avaliação do potencial hídrico da área. . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 5, 1988. **Anais...** São Paulo: ABAS, p. 63 – 73, 1988.

SILVA, R.B.G. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. São Paulo, 1983. 133 p. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP).

SILVA, R.B.G.; DIOGO, A.; FRAIA JÚNIOR, S. Características hidroquímicas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2, 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: ABAS, 1982. v. 1, p. 411-420.

SINELLI, O. Água subterrânea no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1971. v. 2, p. 19-34.

SINELLI, O.; SOUZA, A.; DAVINO, A.; SANCHES, J.L. As intrusivas básicas e suas implicações na prospeção das águas subterrâneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 3., 1984, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: Abas, 1984. v. 2, p. 441-449.

SOARES P.C. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências** v.5, p.229-251, SBG-São Paulo, 1975.

SOARES, P.C. Estratigrafia das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná – Brasil. **Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América Del Sur**, Buenos Aires: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, v.1, p.271-304, 1981.

SOARES, L.S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico na Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 77-92, 2004.

SOUZA, A.A. **Caracterização da bacia do rio Iguaçu, a jusante do município de Reserva do Iguaçu, como área de descarga do aquífero Guarani**. Curitiba, 2004, 58p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, UFPR.

SOUZA FILHO, M.N. **Estudo das amostras de calha do poço tubular profundo de Marechal Cândido Rondon** – Paraná Relatório técnico não publicado, , 12p e anexos. Araraquara: Perfil Master-Orion-SUDERHSA, 2000

SOUZA FILHO, M.N.; ALGARTE, J.P. Adaptação de água subterrânea no aquífero Botucatu In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro, SBG-núcleo São Paulo, 1979.

SOUZA FILHO, M.N.; MARIANO, I.B. Captação de água subterrânea através de poços tubulares profundos na Bacia do Paraná. **Águas Subterrâneas**, p. 49-60, São Paulo: ABAS, 1982.

SRACEK, O.; HIRATA, R. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, n. 10, p. 643-655, 2002.

STATSOFT, Inc., **Statistica for windows**, v.6, Tulsa, 2001

STRUGALE, M.; **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquifero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. Curitiba, 2002, 138p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória), Departamento de Geologia, UFPR.

SWANSON, S.K.; BAHR, J.M.; SCHWAR, M.T.; POTTER, K.W. Two-way cluster analysis of geochemical data to constrain spring source waters. **Chemical Geology**, v. 179, p. 73 – 91, 2000.

TEISSEDE, J.M.; BARNER, U. Comportamento geotérmico e geoquímico das águas do Aquífero Botucatu na Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, n.4 p. 85-95, 1981.

TRIOLA, M.F. **Introdução à estatística**, Rio de Janeiro: LTC, 2005

UNIVERSIDADE DA ÁGUA. **Aqüífero Guarani: reserva de preocupação.** Disponível em: <http://www.uniagua.org.br/website/default.asp?tp=3&pag=aquifero.htm#aquifero2>  
Acesso em: 20/jan/2006a

UNIVERSIDADE DA ÁGUA. **Descrição do Aqüífero Guarani.** Disponível em: <http://www.uniagua.org.br/website/default.asp?tp=3&pag=aquifero.htm#aquifero1>  
Acesso em: 20/jan/2006b

UYEDA, S.; WATANABE, T. Preliminary report of terrestrial heat flow study in the South América continent; distribution of geothermal gradients **Tectonophysics** Amsterdam, v.10, p.235-242, 1970

VERMA, M. P. Chemical thermodynamics of silica: a critique on its geothermometer. **Geothermics**. v. 29, p. 323-346, 2000a.

VERMA, M.P. Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water-vapor saturation curve. World geothermal Congress, 2000, Kyushu-Tohoku, May,28-Jun,10, **Proceedings...**, p. 1927-1932, 2000b.

VERMA, S.P; SANTOYO, E. New improved equations for Na/K. Na/Li and SiO<sub>2</sub> geothermometers by outlier detection and rejection **Journal of Vulcanology and Geothermal Research**. v.79, p.9-23, 1997.

VIEIRA, A.J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. Congresso Brasileiro de Geologia, XXVII. **Anais**. p. 259 -277, 1973.

VITORELLO, I.; HAMZA, V.M.; POLLACK, H.N.; ARAUJO, R.L.C. Geothermal investigations in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.8, p.71-88, 1978.

WERNICK, E. A silicificação do arenito Botucatu na Quadrícula de Rio Claro Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo. V.15, n.1, p.49-56, 1966

WORLD BANK-GEF (Global Environment Facility) **Environmental Protection and Sustainable Development of the Guarani Aquifer System Project**, 150 f., Report No: 23490-LAC, May 17, 2002.

WU, F.T.; CAETANO-CHANG, M.R. Estudo mineralógico dos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências** v.13, n.1, p. 58 - 68, SBG, São Paulo, 1992.

YAMAMOTO, J.K. A review of numerical methods for the interpolation of geological data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** v.70, n.1, p.91-116, 1998.

YAMAMOTO, J.K. Modelamento digital de superfícies através do ajuste local de equações multiquádricas **Geociências** n.especial, p.1-22, UNESP, São Paulo, 1990.

YAMAMOTO, J.K. Novo método de interpolação para contorno automático de dados geológicos In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988a. v.4, p.1684-1696.

YAMAMOTO, J.K. Representações gráficas espaciais em Geociências auxiliadas por computador **Revista Brasileira de Geociências** v.18, n.1, p.3-26, SBG, São Paulo, 1988b.

ZARPELON, J.T.G. Aquífero Guarani: um estudo sobre seus riscos e interesses internacionais. **Conhecimento Interativo**, São José dos Pinhais, PR, v. 2, n. 1, p. 58-73, jan./jun. 2006, disponível em  
:<http://revistacientifica.famec.com.br/ojs/include/getdoc.php?id=87&article=25&mode=pdf>  
Acesso em 01/ago/2006.

## **ANEXO 1**

### **Resultados analíticos**

Localização	UTM E	UTM N	Altitude da boca do poço ou surgência	Profundidade do topo do SAG	Condutividade	pH	Silica dissolvida	Alcalinidade Total	Bicarbonato	Carbonato	Cloreto	Fosfato	Fluoreto	Sulfato	Nitrato	Nitrito	Cálcio	Magnésio	Sódio	Potássio	Ferro	temperatura	Sólidos dissolvidos totais
<b>Abatiá - P02</b>	569468	7422390	588	136	187,50	7,33	55,00	87,60	106,87	0,00	2,52	0,25	0,30	0,50	3,05	0,01	24,83	4,33	8,98	1,60	0,01	24,50	171,00
<b>Andirá - P02</b>	576911	7445178	464	400	273,00	7,94	17,00	136,61	166,67	0,00	5,05	0,30	0,16	0,50	0,57	0,01	20,69	0,51	37,10	1,23	0,11	34,70	149,00
<b>Andirá - P01</b>	579602	7450335	442	500	247,00	8,62	26,71	133,50	150,43	6,12	0,28	0,02	0,74	0,50	0,27	0,01	13,04	0,19	51,40	1,10	0,01	33,70	192,00
<b>Bandeirantes - P01</b>	564928	7444427	448	400	339,00	9,10	24,10	134,64	106,29	28,51	5,15	0,02	0,39	33,00	0,31	0,01	1,62	0,05	84,50	0,75	0,01	36,90	235,00
<b>Bandeirantes - Poço 2</b>	564689	7445206	459	400	358,00	7,81	70,90	120,78	147,35	0,00	15,04	0,54	0,18	22,69	35,80	0,54	46,25	4,23	20,10	1,20	0,01	36,90	220,00
<b>Bandeirantes - Yara</b>	557590	7450580	418		1190,00	9,30	29,10	238,58	175,13	57,02	103,53	0,03	6,10	232,00	0,10	0,00	1,01	0,05	305,00	1,25	0,01	31,60	766,00
<b>Barra do Jacaré -P02</b>	583877	7443776	418	182	237,00	8,11	34,88	134,66	164,29	0,00	3,13	0,02	1,05	2,80	1,94	0,01	20,82	3,06	31,00	1,23	0,01	26,30	197,00
<b>Borrazópolis</b>	439339	7352525	560			9,80	35,00		120,00		4,50		4,50	20,00			4,40	2,99	65,00	0,80			238,00
<b>Cambará - P04</b>	593815	7452237	457	208	343,00	7,69	55,47	194,47	237,25	0,00	2,23	0,02	0,37	0,50	1,59	0,01	56,50	6,13	9,20	1,43	0,01	25,10	275,00
<b>Cambará - P02</b>	594245	7451187	491	72	198,00	7,81	46,50	95,04	115,95	0,00	0,77	0,02	0,32	0,50	1,50	0,01	25,23	0,62	18,30	1,25	0,01	27,20	164,00
<b>Candói - Água São Francisco</b>	380131	7153986	510			9,40	13,40	87,94	78,03	14,39	1,50		0,20	13,00	0,22		2,00	0,02	48,07	0,33		29,50	
<b>Candói - Águas de Santa Clara</b>	403207	7164223	745			9,60	14,40	91,93	75,59	17,98	1,50		0,30	4,00	0,22		1,48	0,00	43,33	0,58		29,00	
<b>Cel. Vivida - Águas do Paulino</b>	342151	7115188	529		250,00	9,56	32,00	109,21	56,17	37,90	2,44	0,02	0,85	27,42	0,02	0,02	0,97	0,12	68,60	0,80	0,01	31,60	152,00
<b>Chopinzinho</b>	347336	7139315				9,35	20,80	221,84	209,70	29,97	85,00		1,00	65,00	0,22		1,84	0,05	204,50	1,10		36,00	
<b>Cianorte</b>	335478	7383005	510	1437	3370,00	8,25	30,93	279,84	302,89	18,94	196,35	0,02	1,43	835,00	0,03	0,00	23,30	2,48	568,60	9,06	0,30	65,00	1726,00
<b>Cornélio Procópio - Aguativa - fonte</b>	527289	7426526			255,00	8,00	21,83	124,39	151,75	0,00	4,35	0,02	0,30	9,40	0,31	0,01	25,88	1,46	31,00	2,23	0,01	30,30	188,00
<b>Cornélio Procópio - CCSI - P01</b>	537209	7435729	688	920	452,00	9,97	46,44	200,60	83,47	79,31	8,57	0,02	1,15	14,00	0,40	0,01	0,91	0,15	101,00	1,35	0,01	45,00	303,00
<b>Cornélio Procópio - CCSI - P02</b>	538704	7435802	608	806	332,00	9,12	50,08	169,93	154,53	25,96	5,57	0,02	0,60	4,60	0,31	0,01	5,83	0,32	92,00	1,63	0,01	37,80	295,00
<b>Cornélio Procópio - CCSI - P03</b>	537418	7435702	690	931	450,00	9,80	36,38	177,55	97,27	58,69	17,79	0,02	0,84	20,40	0,18	0,01	0,72	0,06	105,00	2,28	0,01	47,80	300,00
<b>Coronel Vivida - Águas Lambedor</b>	342992	7125520				9,90	17,20	103,92	60,96	32,37	3,50		0,80	11,00	0,31		1,04	0,14	57,69	0,33		34,00	
<b>Faxinal - poço</b>	467510	7345235			74,80	6,96	33,80	46,46	56,68	0,00	2,72	0,34	0,58	5,23	0,02	0,01	7,21	1,63	9,50	1,60	0,56	25,00	96,00
<b>Foz do Iguaçu - Mabu</b>	142831	7167479	170	561	4800,00	8,43	15,20	196,22	227,57	5,81	497,15	0,06	13,80	611,20	0,04	0,01	33,62	8,56	616,00	7,60	0,18	38,80	1940,00
<b>Francisco Beltrão - Termas</b>	266967	7125187	799	1358		9,48	46,39	95,00	103,70	6,00	7,81		0,05	42,90			4,00	0,70	63,00	1,30		45,00	258,40
<b>Grandes Rios - P05</b>	448545	7329447			271,00	7,91	25,00	145,52	177,54	0,00	0,67	0,02	0,05	14,59	0,57	0,01	23,61	4,69	45,80	2,20	0,01	28,00	180,00

continua

Localização	UTM E	UTM N	Altitude da boca do poço ou surgência	Profundidade do topo do SAG	Condutividade	pH	Silica dissolvida	Alcalinidade Total	Bicarbonato	Carbonato	Cloreto	Fosfato	Fluoreto	Sulfato	Nitrato	Nitrito	Cálcio	Magnésio	Sódio	Potássio	Ferro	Temperatura	Sólidos dissolvidos totais
Ibipora - P01	497528	7425204	418	497	263,00	9,48	30,30	103,60	65,15	30,12	1,82	0,02	0,41	30,61	0,02	0,00	1,52	0,10	60,40	0,60	0,84	37,00	165,00
Ibiporã - P02	498230	7424930	418	510	225,00	9,35	25,90	99,99	58,55	31,20	3,73	0,01	0,50	26,91	0,02	0,01	1,50	0,02	69,00	0,10	0,01	36,80	194,00
Iretamana - T. Jurema - fonte	388595	7313480	408		608,00	9,73	29,32	291,06	214,31	69,24	18,41	0,02	2,45	7,40	0,02	0,01	0,52	0,08	143,00	2,00	0,02	40,50	451,00
Iretamana - T. Jurema - poço	388712	7314001	413	856	493,00	9,79	33,81	241,38	159,71	66,28	11,03	0,02	1,75	7,00	0,02	0,01	0,61	0,27	119,00	1,50	0,04	43,50	333,00
Itaipulândia - Termas	172230	7217186	289		3570,00	8,50	15,30	195,46	228,90	4,70	448,00	0,04	5,60	840,50	0,02	0,01	12,80	2,90	756,00	4,30	1,03	42,00	2208,00
Itapejara do Oeste - Água Sta. barbára	318139	7126860				9,60	25,60	118,92	93,88	25,18	4,50		0,60	9,00	0,00		1,08	0,14	63,63	0,06		27,00	
Jacarezinho - P02	601821	7439442	614	0	127,80	6,37	33,38	51,67	63,04	0,00	3,42	0,36	0,37	0,50	7,07	0,01	12,39	4,81	4,43	1,45	0,01	21,80	106,00
Jardim Alegre - Poço 02	429867	7326497	608	384	1544,00	9,70	30,00	63,17	12,00	32,00	187,00		1,50	442,40	0,02	0,01	113,00	0,97	300,00	0,80		32,00	942,00
Jundiá do Sul - Faz. Monte Verde - fonte	574298	7410763	542		94,30	6,61	25,89	43,77	53,40	0,00	1,71	0,23	0,54	0,50	1,94	0,01	9,60	3,01	4,10	1,20	0,01	20,00	79,00
Jundiá do Sul - Cruzeiro - fonte	574064	7408867			136,50	7,15	29,32	57,11	69,67	0,00	2,90	0,47	0,67	0,50	3,36	0,00	13,69	5,74	6,30	0,95	0,02	19,50	105,00
Kaloré	431913	7365804			321,00	9,56	49,60	116,50	48,19	46,20	5,14	0,02	6,00	30,16	0,04	0,01	0,92	0,09	66,80	0,60	0,05	25,00	138,00
Laranjeira do Sul	357531	7189049				9,36	20,00	139,91	114,61	27,58	34,00		0,40	23,00	0,09		0,76	0,31	91,66	1,16		27,00	
Londrina - Termas	490827	7419955	482	846	442,00	9,90	39,59	189,68	86,54	71,25	13,96	0,02	2,25	16,30	0,35	0,01	0,57	0,12	103,00	1,13	0,01	44,80	294,00
Londrina - Jacutinga - PZ2	489528	7429588	450	897	346,00	9,91	40,90	155,11	67,50	59,87	10,67	0,02	3,50	28,60	0,02	0,01	0,85	0,10	92,00	1,10	0,01	41,00	278,00
Londrina - Limoeiro - PZ1	497669	7418721	450	868	158,20	9,71	19,90	87,27	49,54	28,00	0,73	0,02	0,44	13,00	0,02	0,01	1,44	0,16	43,40	0,60	0,01	34,90	127,00
Londrina - P1	480864	7416181	448	449		9,50	22,60	53,95	26,82	19,18	230,00		12,00	550,00	0,39		12,21	0,19	432,00	3,20		48,00	
Lunardelli	428823	7340517	429		321,00	8,41	22,30	163,74	162,33	18,41	6,31	0,47	0,44	10,97	4,42	0,25	13,00	2,14	66,20	1,00	0,95	25,00	192,00
Mal. Cândido Rondon	197812	7280157	420	794	5100,00	8,39	19,10	73,70	70,15	9,72	612,10	0,09	6,20	2225,00	1,59	0,00	112,62	12,60	1347,00	6,60	0,20	37,90	2080,00
Mallet	517886	7137745			235,00	7,14	29,30	111,71	136,29	0,00	2,96	0,54	0,58	0,50	0,02	0,01	18,13	1,58	31,80	1,00	1,96	25,00	141,00
Maringá - Termas	408900	7421944	382	1068	1252,00	8,78	28,10	234,89	234,10	25,80	82,10	0,02	1,62	187,50	0,02	0,01	1,70	1,21	242,00	2,40	0,02	52,00	693,00
Matelândia	204650	7200270	345	908	1774,00	8,60	22,68	146,90	146,13	16,27	146,31	0,11	0,89	388,00	0,10	0,06	9,07	1,04	280,52	2,85	0,46	32,00	1217,00
Mauá da Serra - VR P01	477604	7357284	997	0	55,20	6,12	35,30	26,60	32,45	0,00	0,63	0,32	0,16	0,50	0,02	0,00	4,01	3,21	1,80	2,80	0,09	23,00	32,00
Ribeirão do Pinhal - P02	565071	7411666	598	0	34,50	5,31	9,00	5,22	6,37	0,00	1,49	0,02	0,01	0,50	4,91	0,01	1,74	0,68	0,90	0,90	0,01	22,20	24,00

continua



Localização	UTM E	UTM N	Altitude da boca do poço ou surgência	Profundidade do topo do SAG	Condutividade	pH	Silica dissolvida	Alcalinidade Total	Bicarbonato	Carbonato	Cloreto	Fosfato	Fluoreto	Sulfato	Nitrato	Nitrito	Cálcio	Magnésio	Sódio	Potássio	Ferro	temperatura	Sólidos dissolvidos totais	
S. Jerônimo da Serra	515151	7384844	754			8,66	37,60	82,20	74,42	12,72	0,41		0,18	0,50			4,00	0,27	42,00	0,50				64,00
S. Sebastião da Amoreira	525301	7406489	635	321	147,70	7,20	46,90	73,21	89,32	0,00	0,93	1,97	0,42	0,50	1,28	0,01	13,44	0,80	18,90	1,40	0,02	30,80		140,00
Santa Amélia - Aldeia Laranjinha	560470	7424749	588	36	291,00	8,04	35,10	139,40	170,07	0,00	2,09	0,02	0,24	15,50	0,31	0,01	47,02	3,45	11,60	1,20	0,01	24,60		218,00
Santo Antônio da Platina - P01	593893	7423946	450	0	137,00	6,49	28,90	36,56	44,60	0,00	3,75	0,02	0,40	0,50	20,33	0,01	17,58	1,90	3,23	2,40	0,03	23,30		105,00
Santo Antônio da Platina - P07	592497	7426451			137,60	7,06	39,40	70,53	86,05	0,00	3,82	1,01	0,23	1,30	1,24	0,00	17,27	6,27	6,70	2,70	0,08	23,00		84,00
Santo Antônio da Platina - P08	591100	7428956	632	108	143,90	7,42	58,10	67,08	81,84	0,00	1,80	0,41	0,46	0,50	2,43	0,01	17,45	4,55	8,40	1,48	0,01	22,70		144,00
Santo Antonio do Paraíso	538463	7402231	596	24	45,60	6,91	30,80	13,93	16,99	0,00	1,02	1,10	0,10	0,50	1,95	0,01	3,64	1,14	0,80	1,30	0,10	19,00		53,00
Saudade do Iguazu	418000	7161763	418			9,54		142,46	94,09	39,20	28,31		0,57	38,48			2,28	0,29	81,20	0,60				247,00
Sítio São Jorge	453886	7191164				9,55	15,20	103,93	70,71	27,58	1,00		0,20	3,00	0,31		1,08	0,09	50,00	0,50		30,50		
Sulina	328743	7159427	327		906,00	9,02	24,63	224,87	219,20	27,12	82,10	0,00	0,45	73,00	0,21	0,00	1,95	0,22	185,88	1,17	0,05	35,50		531,00
Tamarana	487199	7373113	612	0	20,50	6,07	17,50	14,95	18,24	0,00	0,41	0,17	0,04	0,50	0,18	0,01	3,57	0,63	0,70	0,90	0,01	20,10		34,00
Verê 1 (hotel)	304462	7149305	428			9,50	21,20	180,88	167,03	26,38	30,00		0,60	25,00	0,22		1,16	0,00	122,70	0,55		36,00		
Verê 2 (fazenda)	307216	7150313	419			9,12	18,00	161,89	160,93	17,99	148,00		0,50	23,00	0,62		1,16	0,46	160,71	1,41		31,50		

Unidades: concentrações em mg.L<sup>-1</sup>  
condutividade em µS.cm<sup>-1</sup>  
temperatura em °C  
coordenadas UTM, altitude e profundidade em m