

**ADALBERTO AMANCIO DE SOUZA**

**CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO IGUAÇU, A JUSANTE DO MUNICÍPIO  
DE RESERVA DO IGUAÇU, COMO ÁREA DE DESCARGA DO AqüÍFERO  
GUARANI.**

Dissertação a ser apresentada como requisito parcial à obtenção de grau de Mestre, Curso de Pós – Graduação em Geologia Ambiental, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. André V.L. Bittencourt  
Co-orientador: Prof. Dr. Ernani F. da Rosa Filho.

**CURITIBA  
2004**

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>i</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>ii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>iii</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2 OBJETIVO</b> .....	<b>2</b>
2.1 Objetivos Específicos.....	2
2.2 Hipótese.....	3
<b>3 FISIOGRAFIA</b> .....	<b>3</b>
3.1 Clima.....	3
3.2 Geomorfologia.....	4
3.3 Hidrografia.....	8
3.4 Solos.....	10
<b>4 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>12</b>
4.1 Aspectos Gerais.....	12
4.2 Litoestratigrafia.....	16
4.2.1 Formação Pirambóia.....	18
4.2.2 Formação Botucatu.....	18
4.2.3 Formação Serra Geral.....	19
4.3 História Geológica da Bacia do Paraná.....	20
<b>5 HIDROGEOLOGIA</b> .....	<b>21</b>
5.1 Sistema Aqüífero Guarani.....	22
5.2 Sistema Aqüífero Serra Geral.....	27
<b>6 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>29</b>
6.1 Obtenção dos dados.....	29
6.2 Materiais.....	30
6.3 Metodologia.....	30
<b>7 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS</b> .....	<b>32</b>

7.1	Caracterização química das fontes estudadas.....	32
7.1.1	Potencial Hidrogeniônico - pH.....	33
7.1.2	Bicarbonato/Carbonato.....	34
7.1.3	Temperatura.....	35
7.1.4	Cloreto.....	36
7.1.5	Sulfato.....	36
7.1.6	Cálcio.....	37
7.1.7	Sódio.....	38
7.1.8	Magnésio.....	39
7.1.9	Flúor.....	39
7.2	Diagrama de Piper/Stiff.....	40
7.3	Análises físico-químicas de águas derios.....	41
7.4	Correlação entre as fontes e os lineamentos estruturais.....	44
<b>8</b>	<b>DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>44</b>
<b>9</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>48</b>
<b>10</b>	<b>RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>51</b>

## ANEXOS

### ANEXO I

**Tabela 01.** Relacionando todas as fontes mapeadas na área de estudo.

**Tabela 02.** Relacionando os pontos onde foram amostrados os rios Iguaçu e Chopim.

**Tabela 03.** Mostrando os resultados de parâmetros medidos em campo, de alguns rios da Bacia do Rio Iguaçu.

**Tabela 04.** Mostrando a planilha de dados hidrogeoquímicos das microbacias.

## **ANEXO II**

**FIGURA 02.** Mapa da precipitação anual na área de estudo.

**FIGURA 05.** Mapa pedológico da área de estudo.

**FIGURA 08.** Mapa de distribuição dos pontos amostrados.

**FIGURA 09.** Mapa Hipsométrico.

**FIGURA 10.** Mapa de distribuição das microbacias.

**FIGURA 11.** Mapa de distribuição do cálcio nas microbacias.

**FIGURA 12.** Mapa de distribuição do cloreto nas microbacias.

**FIGURA 13.** Mapa de distribuição da condutividade nas microbacias.

**FIGURA 14.** Mapa de distribuição do flúor nas microbacias.

**FIGURA 15.** Mapa de distribuição do magnésio nas microbacias.

**FIGURA 16.** Mapa de distribuição do potássio nas microbacias.

**FIGURA 17.** Mapa de distribuição do pH nas microbacias.

**FIGURA 18.** Mapa de distribuição do sódio nas microbacias.

**FIGURA 19.** Mapa de distribuição do sulfato nas microbacias.

**FIGURA 20.** Carta imagem Landsat TM5.

**FIGURA 23.** Mapa de lineamentos.

**FIGURA 24.** Mapa esquemático das zonas de recarga e descarga do Aquífero Guarani.

## **ANEXO III**

Fotos de algumas fontes termais da área de estudo.

## AGRADECIMENTOS

Aos Professores Doutores André Virmond Lima Bittencourt, Ernani Francisco da Rosa Filho e Paulo César Soares pela inestimável contribuição ao meu desenvolvimento científico.

Ao Geólogo MSc. Eduardo Chemas Hindi, do Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas da UFPR (LPH), por compartilhar seu conhecimento prático de hidrogeologia, motivação e frutíferas discussões.

À SANEPAR (USHG) – Companhia de Saneamento do Paraná – Unidade de Serviços de Hidrogeologia, por tornar possível esse mestrado, contribuindo com os custos das campanhas de campo e das análises laboratoriais,

Aos colegas de trabalho, João H. Pereira, Jurema Feltrim, Marcos J. Guarda, Carla R. Soares Lima e Arlineu Ribas pelas mais diversas contribuições.

Ao colega Geólogo MSc. Luiz Fornazzari Neto, pela contribuição na interpretação e discussão dos dados, auxílio na operação dos *softwares* e correção de capítulos dessa dissertação.

À minha família, por compreender as minhas ausências.

## RESUMO

O presente trabalho teve como objeto de estudo uma área com 260 km<sup>2</sup> situada na bacia do rio Iguaçu, mais especificamente no Médio Iguaçu. Está delimitada a leste pelos municípios de Pinhão e Guarapuava e a oeste pelo Rio Capanema. Essa área está inserida no Terceiro Planalto Paranaense onde afloram as rochas magmáticas da Formação Serra Geral, caracterizada pela presença de basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, andesitos, latíandesitos e riolitos, que recobrem os arenitos das formações Botucatu e Pirambóia. As principais feições estruturais da área são os lineamentos PQ-1 e PT-2 (ambos na direção N60W), Goioxim e Médio Paraná (ambos na direção N25E). Esses lineamentos estão relacionados aos sistemas de falhamentos Rio Piquiri – Cândido de Abreu/Campo Mourão (NW) e Jacutinga – Taxaquara (NE). Registra-se a ocorrência de nove surgências naturais de águas termais nessa área. As mais conhecidas são Santa Clara e São Francisco, ambas localizadas no município de Cândói e Termas de Sulina e Águas de Verê, localizadas nos municípios homônimos. Essas surgências ocorrem em altitudes que variam de 397 a 745 m, produzindo águas com temperaturas entre 26,7 e 36,5 °C, dos tipos bicarbonatadas-sódicas, bicarbonatadas-mistas e cloretadas-sódicas. Por estarem localizadas em rochas da Formação Serra Geral, era de se esperar águas bicarbonatadas-cálcicas a bicarbonatadas-cálcicas-magnesianas e temperaturas de surgência em torno de 21 °C. Essas características químicas e termais indicam que essas águas estão relacionadas ao Aqüífero Guarani e que essas ocorrências definem uma área de descarga desse aqüífero. Pode-se notar claramente uma diferenciação química e termal entre essas surgências quando se observa a sua distribuição geográfica. As surgências localizadas na margem direita do Rio Iguaçu produzem águas com temperaturas menores (26,7 a 28,9 °C) do tipo bicarbonatadas sódicas, já as localizadas na margem esquerda produzem águas com temperaturas mais elevadas (31,6 a 36,5 °C), também bicarbonatadas-sódicas, porém com teores maiores de cloretos e sulfatos. O volume total produzido pela descarga dessas fontes é de 100 m<sup>3</sup>/h. Esse volume não é representativo quando comparado ao volume total estimado para o Aqüífero Guarani (4,6x10<sup>5</sup> m<sup>3</sup>/h). No entanto, o desnível piezométrico de 348 metros entre as surgências de Santa Clara e Sulina, distantes 75 km uma da outra, indica a existência de alívio de pressão no Aqüífero Guarani da ordem de 35 kg/cm<sup>2</sup>. Esse fato só se justifica pela descarga de significativos volumes de água através de surgências e poços tubulares. Para uma melhor quantificação do volume de água extravasado do aqüífero nessa zona de descarga, sugere-se a aplicação de outros métodos, tais como, balanço hídrico de bacias ou perfis térmicos das drenagens superficiais da área.

Palavras-chave: fontes termais, Aqüífero Guarani, Formação Botucatu, bacia do rio Iguaçu

## ABSTRACT

The study area with 26.000 km<sup>2</sup> is located in the Iguaçu River basin, specifically on its medium portion. It is limited by the municipalities of Pinhão and Guarapuava at East and by the Capanema River at West. The area is included in the "Third Paranaense Plateau" where outcrop the magmatic rocks from Serra Geral Formation. This formation is characterized by alkaline basalts, tholeiitic basalts, andesites, latitandesites and rhyolites that cover the sandstones from Botucatu and Pirambóia Formations. The main structural features are the lineaments PQ-1 and PT-2 (both striking N60W); Goioxim and Médio Paraná (both striking N25E). These lineaments are related to the Rio Piquiri – Cândido de Abreu/Campo Mourão (NW) e Jacutinga – Taxaquara (NE) faulting systems. It was recorded the occurrence of nine thermal springs in the study area. The better known springs among them are Santa Clara and São Francisco springs located in the municipality of Cândói and Termas de Sulina and Termas de Verê, located in the homonymous municipalities. These springs are placed in altitudes ranging from 397 to 745 m. The main water types are Na-HCO<sub>3</sub>, Na-Cl, and mixtures of these two types. The water temperature at the surgence ranges from 26,7 e 36,5 °C. As these springs flow from Serra Geral formation rocks, it was expected to be Ca-HCO<sub>3</sub> or Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> water types and the water temperature average around 21 °C. The observed chemical and thermal characteristics indicate that these waters are related to the Guarani Aquifer that comprises the Pirambóia and Botucatu Formations, and the whole area can be considered as a Guarany Aquifer discharge zone. The chemical and thermal differences of these springs are clearly noted by their geographic position. The springs placed in the right bank of the Iguaçu River have lower water temperatures (26,7 - 28,9 °C) and are Na-HCO<sub>3</sub> type, whereas the ones placed in the left bank have higher temperatures (31,6 - 36,5 °C) and, although are Na-HCO<sub>3</sub> type, they showed higher chloride and sulphate contents. The total discharge rate of these springs is 100 m<sup>3</sup>/h. This discharge rate is not relevant when compared with the estimated Guarani Aquifer discharge rate (4,6x10<sup>5</sup> m<sup>3</sup>/h). Nevertheless, the 348 m difference of level between the Santa Clara and Sulina springs, 75 km apart, represents an hydraulic pressure relieve inside the Guarani Aquifer on the order of 35 Kg/cm<sup>2</sup>. This can be explained only by the discharge of great volumes of water through springs and deep wells. For a better water outflow quantification in the discharge zone it is suggested the use of methods like water balance or thermal profiling along the surface drainage that cross the study area.

Keywords: thermal springs, Guarani Aquifer, Botucatu Formation, Iguaçu River basin

## 1. INTRODUÇÃO

O sistema aquífero Guarani constitui-se num grande reservatório de água subterrânea, atingindo uma extensa área na porção centro leste da América do Sul, permeando os territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Segundo Rocha (1997), o referido aquífero possui um volume de água aproveitável na ordem de 40 Km<sup>3</sup>/ano, o que representa um volume 30 vezes superior à demanda da população assentada em sua área de ocorrência.

A sua exploração sistemática teve início a partir da década de 70, principalmente no Estado de São Paulo, através da perfuração de poços tubulares profundos, utilizando as técnicas empregadas na exploração de petróleo. Atualmente existem poços com até 1.600 m de profundidade, num universo de mais de 2.000 poços em toda a extensão da Bacia do Paraná. Especificamente no Estado do Paraná, os poços existentes em operação encontram-se, na sua maioria, próximos às áreas de recarga. As obras executadas em situações de grande confinamento (acima de 500 metros), resultaram em poços que produziram águas impróprias ao consumo humano. No ano de 2001 foram executados dois poços em Ibiporã (cidade distante cerca de 15 km de Londrina) com profundidade aproximada de 560 m, cuja produção, surgente, é de 360 e 780 m<sup>3</sup>/h. Segundo informações não publicadas, fornecidas pela Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (SUDERHSA), a qualidade da água desses dois poços atende aos parâmetros de potabilidade (Portaria 518/2004 do Ministério da Saúde). No ano de 2002 a Sanepar (Companhia de Saneamento do Estado do Paraná) contratou a perfuração de um poço em Londrina, com 523 metros de profundidade, onde foi obtido um resultado excelente. A vazão de surgência foi de 550 m<sup>3</sup>/h, e a qualidade da água dentro dos parâmetros de potabilidade (Portaria 518/2004 do Ministério da Saúde). No ano de 2003 a Sanepar contratou um outro poço, também em Londrina, com 926 metros de profundidade, resultando em um poço com uma vazão surgente de 150 m<sup>3</sup>/h e qualidade dentro dos padrões de potabilidade.



Um fato bastante comum observado em inúmeros poços perfurados no Aqüífero Serra Geral, é a presença de águas com uma tipologia química Bicarbonatada Sódica. Estudos realizados por BITTENCOURT(1978; 1996), FRAGA (1986) e ROSA FILHO *et al.*(1987) relacionaram o fácies de águas bicarbonatadas sódicas encontradas no Aqüífero Serra Geral a uma possível conexão entre esse e o Aqüífero Botucatu/Pirambóia. As principais características químicas das águas do Aqüífero Guarani, em regiões de franco confinamento, são a baixa relação entre cálcio e sódio, pH alcalino, e temperaturas elevadas (acima de 26 °C).

A interconexão entre os Sistemas Aqüíferos Serra Geral e Guarani pode ser observada na Bacia do Rio Iguaçu, a jusante do Município de Reserva do Iguaçu. Nessa área são notadas várias fontes termais produzindo águas classificadas como Bicarbonatadas Sódicas, cujas temperaturas estão acima de 26 °C

## **2. OBJETIVO**

O presente trabalho tem por objetivo geral identificar e caracterizar a tipologia química das surgências termais existentes na Bacia do Rio Iguaçu, a jusante do município de Reserva do Iguaçu.

### **2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Os objetivos específicos desse trabalho são:

- Fazer o levantamento de todas as surgências termais existentes na Bacia do Rio Iguaçu a jusante do município de Reserva do Iguaçu;
- Realizar análises físico-químicas das águas dessas surgências caracterizando as suas tipologias químicas, bem como as suas respectivas temperaturas *in situ*;
- Medir a vazão de descarga de cada uma dessas surgências;
- Identificar o controle estrutural de cada uma dessas surgências;

- Identificar possíveis influências dessas surgências nas águas de superfície através de análises físico-químicas de águas de rios.

## **2.2. HIPÓTESE**

A ocorrência de inúmeras fontes termais na Bacia do Rio Iguaçu, a jusante do município de Reserva do Iguaçu, sugere a existência de uma zona de surgência de águas do Aqüífero Guarani nessa região. A identificação da tipologia química, da temperatura, do controle estrutural e a quantificação da descarga dessas surgências, podem dar subsídios para a caracterização dessa região como área de descarga do Aqüífero Guarani.

## **3. FISIOGRAFIA**

Nesse item será apresentada uma descrição das características fisioclimáticas do 3º Planalto Paranaense, área onde está inserido o presente estudo.

### **3.1 CLIMA**

De uma forma geral, é aceita pela comunidade científica que o clima e a cobertura vegetal natural de uma região coexistem num estado de equilíbrio dinâmico. A alteração desse estado de equilíbrio é determinada por complexas interações que ocorrem na atmosfera e na interface dessa com a superfície terrestre. A classificação ou delimitação de zonas climáticas leva em conta fatores relacionados às estações de iluminação, temperatura e pluviosidade durante o ano.

MAACK (1968), suplementando os parâmetros de delimitações meteorológicas, apresentados por KOEPPEN (1918; 1936), Sistemas de Classificação de Koeppen, elaborou, inicialmente, um mapa climático para o Estado do Paraná. Embora o sistema de classificação de Koeppen seja estruturalmente simples, permite uma delimitação inequívoca das regiões climáticas do Estado. Esse mapa foi redefinido por outros pesquisadores, através da interpretação e avaliação de séries temporais

hidrometeorológicas mais abrangentes. Assim, foi possível ser melhor quantificada a variabilidade natural do ciclo hidrológico.

Através dos dados pluviométricos disponíveis e das médias de temperaturas estimadas por PINTO & ALFONSI (1974), em função da altitude e latitude, GODOY & CORRÊA (1974) identificaram, para a região em estudo, os tipos climáticos “Cfa” e “Cfb”, sendo:

C - clima mesotérmico (temperatura média do mês mais frio abaixo de 18°C).

Cf - clima subtropical úmido sem estação seca.

Cfa - com verão quente; (a)- temperatura do mês mais quente acima de 22°C.

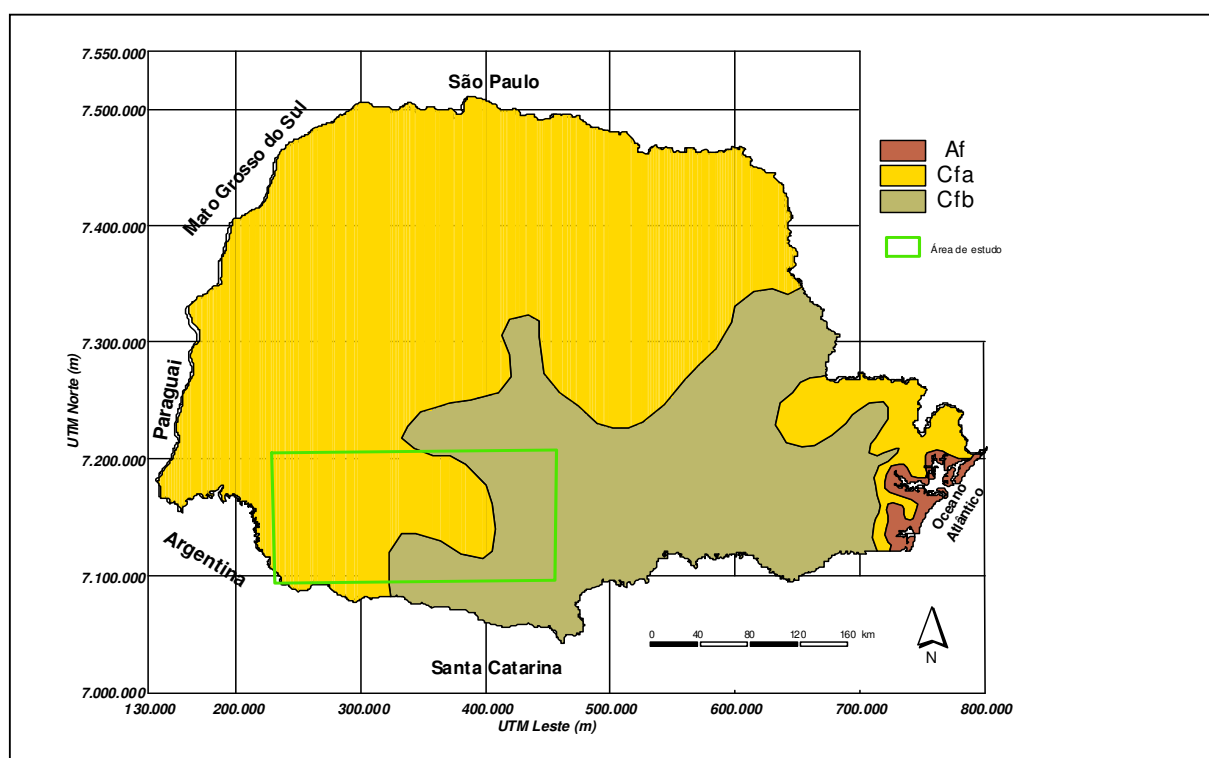
Cfb – com verão fresco; (b)- temperatura do mês mais quente abaixo de 22°C.

A maior parte do 3º Planalto é representado pelo clima “Cfa”. Esse clima abrange as áreas que se estendem às margens dos rios Paranapanema e Paraná, até os limites dessas áreas com as regiões e altitudes situadas entre 600 e 800 metros. Caracterizam-se por apresentar um clima subtropical úmido, mesotérmico, com verão quente, sem estação seca no inverno bem definida e geadas menos freqüentes. O restante da área, que abrange as regiões serranas e de superfície de planalto, caracteriza-se por apresentar estações de verão amenos e chuvosos todos os anos, sendo, portanto, de tipo “Cfb” (Figura 01).

Segundo NERY *et al.* (1995), a precipitação pluviométrica no Estado do Paraná é mais intensa no litoral, e isso ocorre nos meses de janeiro, fevereiro e março. Já na parte continental, na direção oeste, a maior concentração das chuvas ocorre nos meses de novembro, dezembro e janeiro. Segundo dados da SUDERHSA (1998), a precipitação na região varia entre 1.700 e 2.500 mm (Figura 02).

### 3.2 GEOMORFOLOGIA

O relevo do Estado do Paraná é profundamente marcado por lineamentos orográficos e traços de drenagens, representado por uma série de planaltos. Esse caráter fisiográfico é originado por movimentos tectônicos e epirogênicos.



**Figura 01** - Principais zonas climáticas do Estado do Paraná (ITCF, 1987; Corrêa *et al.*, 1994), *apud* LICHT (2001).

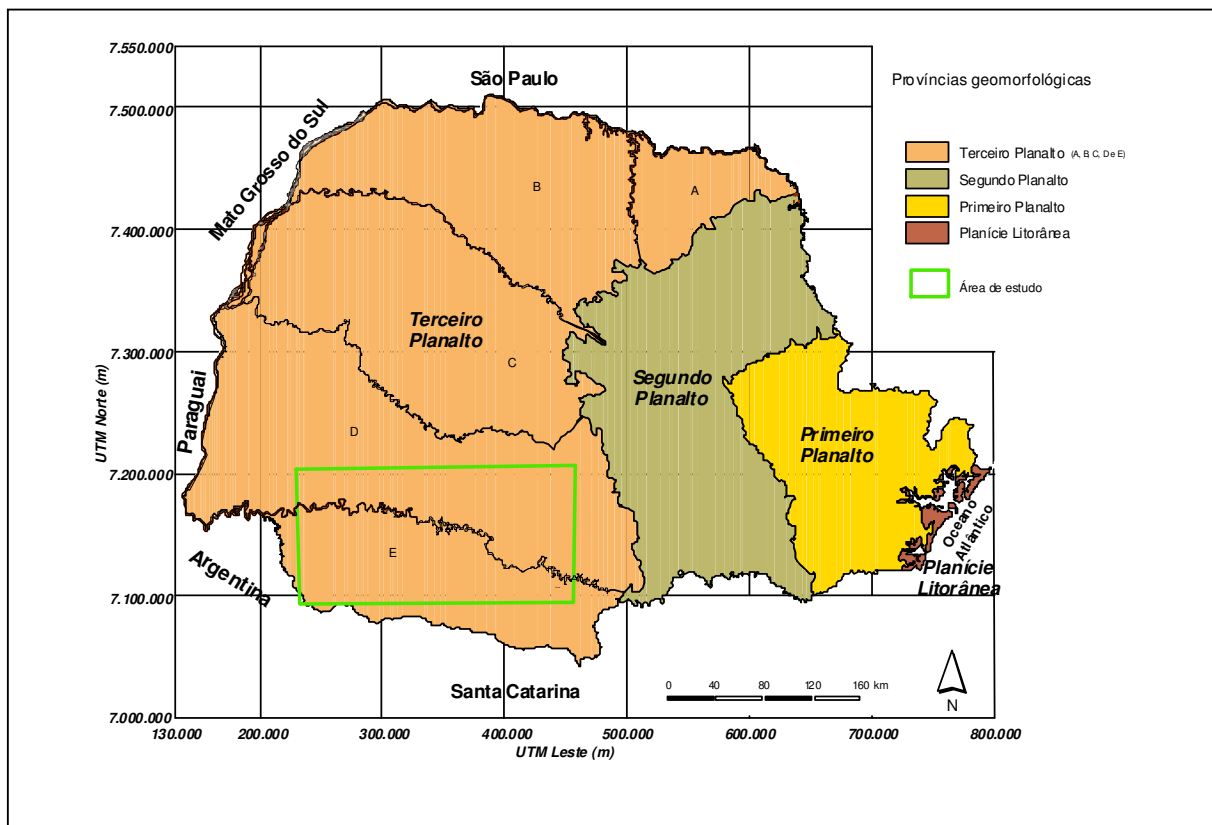
A área de interesse desse trabalho está situada no 3º Planalto Paranaense (MAACK, 1968), correspondendo esse, segundo ALMEIDA (1964), à Província do Planalto Ocidental (Figura 03).

As linhas orográficas principais do 3º Planalto Paranaense são formadas, em suas maiores extensões, por escarpas de estratos e planaltos que declinam suavemente nas direções oeste e noroeste (MAACK, 1968). Essas feições geomorfológicas são delimitadas pelos divisores de água dos principais traços de drenagens: Rio Tibagi, Rio

Ivaí, Rio Piquiri e Rio Iguaçu. De conformidade com esse condicionamento estrutural, o 3º Planalto Paranaense é dividido nas seguintes regiões geográficas naturais:

- A. **Planalto de Cambará e São Jerônimo da Serra** – região que se estende entre os rios Tibagi e Itararé. É relativamente baixa e esculpida em platôs isolados e mesetas pelos rios das Cinzas, Laranjinha e Congonhas. A porção mais elevada do platô situa-se a 1.150 metros de altitude, decrescendo até 300 metros, em direção à calha do Rio Paranapanema.
- B. **Planalto de Apucarana** – constitui o extenso bloco setentrional do Terceiro Planalto Paranaense. Abrange a Bacia do Rio Ivaí e grande parte do Rio Paranapanema. Da escarpa do planalto, em direção ao Rio Paranapanema, declina numa extensão de 150 Km, de 1.125 metros de altitude para 290 metros. Para oeste, numa extensão de 240 Km, as cotas topográficas caem acentuadamente, atingindo, junto às margens do Rio Paraná, 235 metros de altitude.
- C. **Planalto de Campo Mourão** – constitui a região situada entre os rios Ivaí e Piquiri. É separada da porção meridional do 3º Planalto Paranaense pelos vales dos rios Turvo, Cachoeira e Marrecas. A média das cotas topográficas é da ordem de 650 metros. Junto à escarpa da Serra da Boa esperança ocorrem as maiores altitudes (1.150 metros), que declinam, num percurso de 265 Km, junto ao Rio Paraná, até cotas de 225 metros de altitude.
- D. **Planalto de Guarapuava** – constitui a porção meridional do 3º Planalto Paranaense. Abrange a área situada entre os rios Piquiri e Iguaçu. Junto à escarpa da Serra da Boa Esperança, as áreas alcançam cotas de 1.250 metros de altitude, pendendo para 350 metros até a Serra do Boi Preto/São Francisco. A partir desse último acidente topográfico na área correspondente ao Baixo Iguaçu, o declínio topográfico acentua-se ainda mais, atingindo 197 metros de altitude. Segundo MAACK (1968), a base do Cânion do Rio Iguaçu encontra-se entre 45 e 49 metros acima do nível do mar.
- E. **Planalto de Palmas** – essa área pertence ao plano de declive do Planalto Basáltico de Santa Catarina. Constitui, no Estado do Paraná, a porção norte do

divisor de águas Iguaçu/Uruguai. Nesse domínio, observa-se que a ruptura de declive cai de 1.150 metros, junto à escarpa do planalto, para 700 a 300 metros no vale do Rio Iguaçu (Fig. 03).



**Figura 03** - Províncias geológico-geomorfológicas do Estado do Paraná (Maack,1968), *apud* LICHT (2002).

No âmbito regional, o 3º Planalto Paranaense limita-se a leste pela escarpa Triássico-Jurássica, formada pelos arenitos da Formação Botucatu e Pirambóia e pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral. Geomorfologicamente trata-se de uma escarpa sinuosa, formada por uma intensa atuação erosiva da borda do planalto arenítico-rochas ígneas. Localmente, há recuos da escarpa da ordem de alguns quilômetros, as vezes rebaixada e seccionada por rios conseqüentes, que se apresentam como gargalo de amplas áreas afuniladas.

Feições menores, próximas ou junto à área de delimitação do 2º e 3º Planaltos, estão relacionadas às características diagenéticas das Formações Botucatu e

Pirambóia, e ao condicionamento geoestrutural das rochas ígneas da Formação Serra Geral. No primeiro caso, há a formação de mesetas pelos arenitos Botucatu que, ocasionalmente, estão sobrepostos pelas rochas ígneas, destacando-se na topografia e constituindo verdadeiros morros testemunhos. No segundo caso, as rupturas de declive estão relacionadas aos contatos entre derrames e/ou a intercalações areníticas. O topo dos patamares forma, às vezes, largas superfícies abauladas que, porém terminam em encostas de acentuado declive sobre vales principais, fortemente encaixado (FRAGA, 1986).

Nas áreas mais distantes da linha de escarpa do 3º Planalto, principalmente em grande parte das bacias dos rios Piquiri e Ivaí, há variações notáveis dos tipos de relevos sobre a mesma unidade geológica. Em que pese o marcante controle estrutural e litoestratigráfico das rochas ígneas, com drenagens fortemente encaixadas, observa-se que, embora possam ocorrer desde morros até amplas colinas na área das rochas ígneas, o relevo torna-se mais uniforme, expondo vastas áreas de “terra roxa”. Há formação de relevos com colinas baixas e muito amplas, com vales algo encaixados, que abrigam numerosos afluentes (FRAGA, 1986).

Na porção noroeste do Estado do Paraná ocorrem os arenitos do Grupo Caiuá (FERNANDES, 1992), recobrimdo as rochas ígneas da Formação Serra Geral. Nesta região ocorre um panorama de colinas amplas de baixa declividade, topos extensos, ligeiramente arredondados e aplainados. As quebras de relevo ficam a cargo do contato com as litologias da Formação Serra Geral. As porções baixas das drenagens são ocupadas pelas rochas ígneas, dando origem a vales mais íngremes, sem planícies aluvionares de grande expressão. Segundo MAACK (1968), essa área de contorno do Grupo Caiuá, onde o relevo é mais suave, sugere uma superfície erosiva cenozóica, possivelmente desenvolvida sob clima semi-árido.

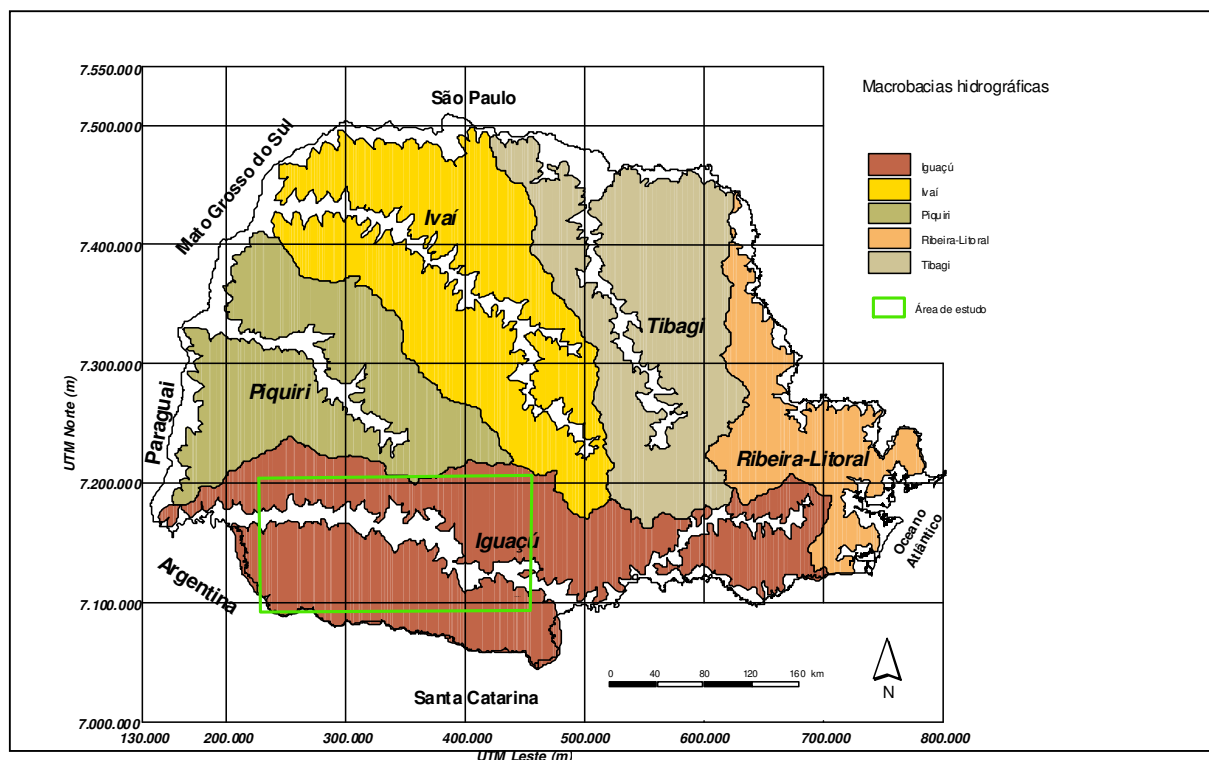
### **3.3 HIDROGRAFIA**

O complexo hidrográfico do Estado do Paraná abrange dois grandes sistemas: a Bacia Atlântica, cuja área representa apenas 7,3% do território paranaense e a Bacia do Rio Paraná. Os cursos dos rios dessa bacia hidrográfica penetram para o interior do

continente formando o complexo hidrográfico da Bacia do Rio da Prata, que deságua no Oceano Atlântico. A área de estudo faz parte do complexo hidrográfico do Rio Paraná, abrangendo grande parte da sub-bacia do Iguaçu (Figura 04).

Os cursos de água de maior destaque do complexo hidrográfico do Rio Paraná/Paranapanema, Tibagi, Piquiri, Ivaí e Iguaçu, são rios antigos que cruzam as escarpas limítrofes do 2º e 3º Planaltos Paranaenses, em vales de rupturas. Normalmente, as linhas de queda desses rios são rejuvenescidas por meio de levantamentos epirogenéticos (MAACK, 1968). O delineamento em altiplanos escalonados, formando sucessivos degraus, representados pelas linhas de escarpa, determina a ocorrência de saltos e corredeiras, que constituem aspectos característicos no maior número de cursos de água do complexo hidrográfico do Rio Paraná.

De maneira geral, esses rios possuem sentido de escoamento para oeste, noroeste ou norte, condicionados fortemente ao aspecto estrutural refletido sobre as rochas da Formação Serra geral. Para SOARES (1981), o padrão de drenagem e relevo, pode definir o arcabouço estrutural regional.



**Figura 04** - As cinco macro-bacias hidrográficas do Estado do Paraná (LICHT, 2001).



### 3.4 SOLOS

Segundo MAACK (1968), as rochas eruptivas do 3º Planalto Paranaense, influenciadas pelo clima do Quaternário, originaram solos predominantemente lateríticos, dentre eles solos argilosos de cor avermelhada, muito coesos, denominados de terra roxa. Tratam-se de solos ácidos, com pH entre 4,2 e 4,5, e relativamente estéreis, atestando a influência de climas semi áridos do Terciário e Pleistoceno. Segundo LARACH *et al.* (1984), esses solos compreendem duas unidades principais, sendo a primeira caracterizada por um horizonte “B” latossólico ou terra roxa legítima, e a segunda caracterizada por um horizonte “B” textural ou terra roxa estruturada.

Conforme GALLO & SINELLI (1980), em estudos realizados na região de Ribeirão Preto – SP, a maior parte das rochas ígneas dessa região é constituída por minerais relativamente instáveis, tais como feldspatos, biotitas, anfibólios, piroxênios, muscovitas, sobre as quais a ação do clima tropical pode gerar solos espessos. MONIZ (1967) *apud* GALLO & SINELLI (1980), definiu que na fração argilosa do solo (horizontes A e B), o predomínio é do argilo mineral caulinita (30 a 46%), seguido pela alofana (23 a 30%), pelas micas (15 a 20%) e gibsita (8 a 10%). No horizonte C, a presença da caulinita decresce para 21%, gibsita para 1% e a illita atingindo 55%. GALLO & SINELLI (1980), com base no princípio de que a maior parte dos minerais das rochas ígneas básicas se alteram para minerais do grupo das argilas, elaboraram uma seqüência de minerais neoformados, conforme segue:

Feldspatos – leucita, vermiculita, montmorilonita, caulinita e gibsita:

Biotitas – clorita, vermiculita, montmorilonita, caulinita, gibsita (?), e goetita:

Anfibólios e Piroxênios – clorita, vermiculita, caolinita e goetita:

Muscovitas – vermiculita, montmorilonita e caolinita (?).

ESPÍNDOLA *et al.* (1994), analisaram os estágios iniciais de alteração das rochas basálticas na região de Barra bonita – Jaú – SP, identificando “basaltos de esfoliação esferoidal”, “basaltos da crosta aderente” e “basalto friável cinza”. Nos primeiros, os

argilominerais que ocorrem são a haloisita e celadonita, uma mistura de metaloisita e esmectita. A argila extraída dos “basaltos de crosta aderente” revelou a presença de gibsita, goetita, caulinita, haloisita e montmorilonita. A análise da argila extraída do “basalto friável cinza” evidenciou a presença de caulinita e montmorilonita associadas a goetita, bem como hematita e magnetita. Nesse último caso “basalto friável cinza” aparece a cristobalita, não presente nos dois primeiros tipos de alteração de basalto.

Segundo LARACH *et al.*(1984), os solos derivados das rochas efusivas ocorrem da seguinte forma:

- A. **Planalto de Cambará e São Jerônimo da Serra** – Latossolo Roxo Eutrófico, Terra Roxa Estruturada Eutrófica, Brunizem Avermelhado e Solos Litólicos Eutróficos, em clima tropical;
- B. **Planalto de Apucarana** – Latossolo Roxo Distrófico e Eutrófico, Terra Roxa Estruturada Eutrófica, Brunizem Avermelhado e Solos Litólicos Eutróficos, em clima tropical;
- C. **Planalto de Campo Mourão** – Latossolo Roxo Álico, Distrófico e algumas vezes Eutrófico, esse em clima tropical e os primeiros em clima tropical ou subtropical, Terra Roxa Estruturada Eutrófica e Distrófica, Brunizem Avermelhado e Solos Litólicos Eutróficos, podendo ocorrer tanto em clima tropical como subtropical.
- D. **Planalto de Guarapuava** – Latossolo Roxo Eutrófico, Distrófico e Álico em clima tropical ou subtropical, Latossolo Bruno Álico em clima subtropical, Terra Roxa Estruturada Eutrófica, Distrófica e Álica, tanto em clima subtropical como em tropical. Terra Bruna Estruturada Álica em clima subtropical, Brunizem Avermelhado, Solos Litólicos Eutróficos, Distróficos e Álicos e Cambissolo Eutrófico, Distrófico e Álico, em clima subtropical ou tropical;
- E. **Planalto de Palmas** – Latossolo Roxo Distrófico e Álico. Terra Roxa estruturada Eutrófica, Distrófica e Álica, Latossolo Bruno Álico, Terra Bruna Estruturada Distrófica e Álica, Cambissolo Eutrófico, Distrófico e Álico e Solos Litólicos Eutróficos, Distróficos e Álicos, todos em clima subtropical.

F. **Região do Arenito Caiuá** – Fazendo parte, principalmente, dos Planaltos de Apucarana e Campo Mourão, a região dos arenitos do Grupo Caiuá, na parte noroeste do Estado, é caracterizada pela presença do Latossolo Vermelho Escuro Distrófico Álico, de textura média ou argilosa e do Podzólico Vermelho Amarelo Eutrófico, abrupto ou não abrupto, não sendo rara, entretanto, a ocorrência dessas mesmas unidades de solo com caráter Distrófico ou mesmo Álico (Figura 05).

## 4. GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 ASPECTOS GERAIS

A área de estudo, em termos geológicos, faz parte da Bacia do Paraná. Nesse contexto, antes de abordar os aspectos cronoestratigráficos e litoestruturais da seqüência aflorante nessa área, julgou-se importante abordar os aspectos gerais, onde serão contempladas a classificação, a configuração, a idade e a evolução dessa bacia.

Nesse capítulo, ênfase será dada aos aspectos estruturais. A integração desses aspectos com informações sobre a potenciometria do Sistema Aquífero Guarani aliadas às características físico-químicas das fontes termais analisadas permitirão caracterizar o trecho médio da Bacia do Rio Iguaçu como área de descarga desse aquífero.

Segundo ZALÁN *et al.* (1987), a Bacia do Paraná, *latu sensu*, é uma vasta Bacia Intracratônica Sul Americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo (438 Ma a 65 Ma). Abrange uma área de cerca de 1.700.000 Km<sup>2</sup>, estendendo-se pelo Brasil (1.100.000 Km<sup>2</sup>), Paraguai (100.000 Km<sup>2</sup>), Uruguai (100.000 Km<sup>2</sup>) e Argentina (400.000 Km<sup>2</sup>).

A Bacia do Paraná ocupa a parte meridional do Brasil, a metade oriental do Paraguai, a parte ocidental de Uruguai e a região mesopotâmica da Argentina. Tem um formato alongado na direção NNE – SSW (1.750 Km de comprimento), com uma largura média de 900 Km. Dois terços da porção brasileira (734.000 Km<sup>2</sup>) são cobertos por derrames de lava basáltica que podem atingir até 1.700 m de espessura e de uma

seqüência de rochas sedimentares que atinge até 4.300 metros de espessura. A espessura máxima de rochas sedimentares e ígneas gira em torno de 6.000 m, no centro geométrico da bacia. Um terço da bacia é representado por um cinturão de afloramentos em torno de capa de lavas, onde podem ser observados os diversos pacotes sedimentares que preenchem a bacia.

Segundo ZALÁN *et al.* (1987), as rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área de escudo do então recém constituído continente do Gondwana, composto de vários núcleos cratônicos, rodeados de vários cinturões móveis orogênicos e dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís, de natureza molássica, todos formados durante o ciclo Brasileiro. Esse ciclo foi um importante evento tectonomagmático, durante o qual a colisão de diversos núcleos cratônicos, juntamente com seus prismas sedimentares adjacentes, levou à formação do Gondwana. A deformação decorrente desse ciclo teve início a 700 – 650 Ma, sendo que a maior parte da granitogênese situou-se no limite entre Proterozóico e o Fanerozóico (610 – 580 Ma), enquanto o resfriamento ocorreu no Cambro – ordoviciano (500 – 450 Ma).

Para ZALÁN *et al.* (1987), não há indicações da existência de um rifte central inicial que estivesse associado à origem e ao desenvolvimento da Bacia do Paraná. Para esses autores há que se considerar, praticamente, a inexistência de cobertura gravimétrica na maior parte da bacia, contudo, nenhuma das outras ferramentas de investigação (aeromagnetometria, poços, mapas de isópacas, trabalhos de campo, etc.) fornece qualquer indicação da presença de tal rifte. A origem da Bacia do Paraná deve estar, de algum modo, relacionada ao fim do ciclo Brasileiro (Ordoviciano Superior), que deixou exposto um expressivo volume "aquecido" de crosta continental recém agrupada. Provavelmente, o subsequente arrefecimento dos esforços, juntamente com o "esfriamento" da crosta, foram suficientes para iniciar a subsidência que levou à deposição da Seqüência Siluriana.

Já para MILANI & RAMOS (1998), a fase de subsidência ordovício-siluriana não pode ser adequadamente avaliada em função do pobre controle bioestratigráfico de sua seção predominantemente arenosa. A geometria da Superseqüência Rio Ivaí, definindo

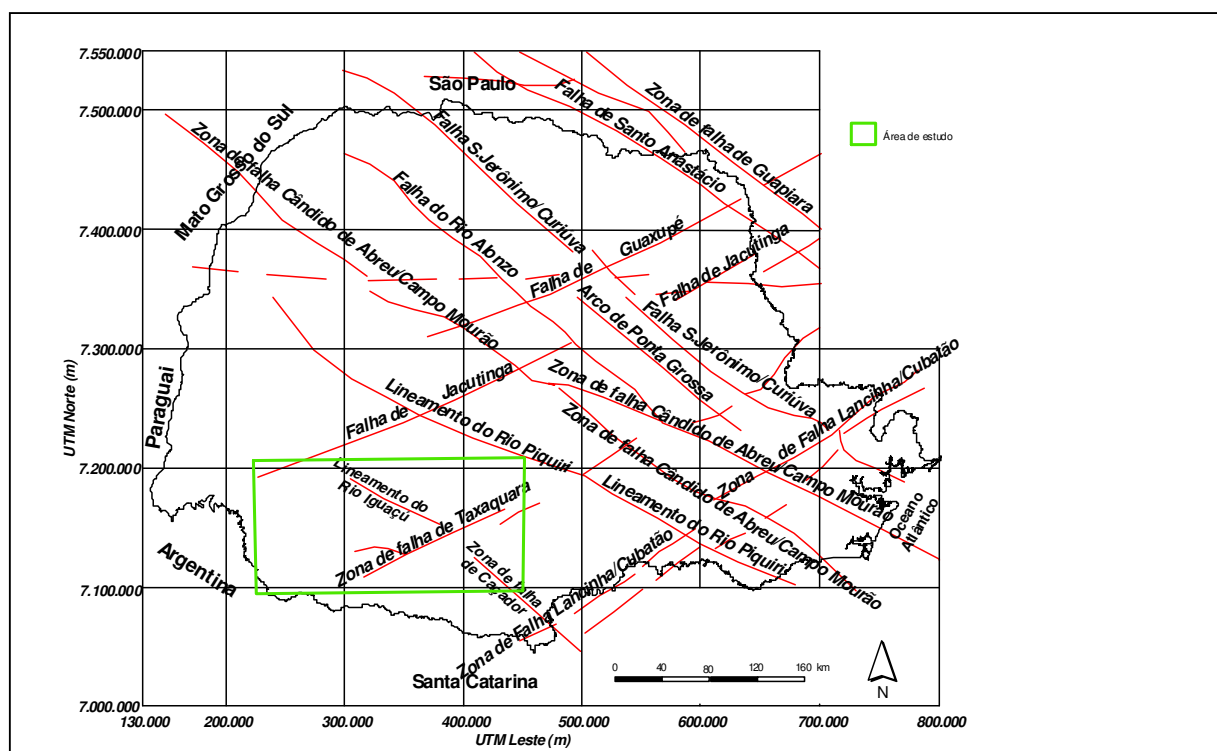
depocentros estreitos, alongados segundo a direção SW-NE de zonas de fraqueza do substrato da bacia, e a associação dessa sedimentação com rochas ígneas básicas, permite a especulação de algum tipo de rifteamento como o mecanismo inicial de subsidência da sinéclise.

A maior parte da evolução estratigráfica-estrutural da Bacia do Paraná foi controlada por *trends* herdados desse embasamento. Tal conjunto de crátons e faixas móveis contém um surpreendente número de zonas de fraqueza, as quais cruzam o embasamento, partindo-o em centenas de megablocos, blocos e sub-blocos. Esse condicionamento estrutural, no Estado do Paraná, está representado na (Figura 06). O histograma de lineamentos obtidos através de estudos aeromagnetométricos, indica nitidamente uma distribuição bimodal das zonas de fraqueza. Os lineamentos NE são claramente derivados de dois cinturões móveis Brasileiros que afloram nas margens Leste e Sudeste da Bacia do Paraná, estendendo-se sob esta, através da sua porção meridional. Esses lineamentos também são proeminentes na parte noroeste da bacia, numa clara influência da faixa Paraguai-Araguaia, assim como do lineamento Transbrasileiro.

Ainda segundo ZALÁN *et al.* (1987), a origem dos lineamentos NW mostra muitas evidências que indicam que eles sejam, pelo menos, tão antigos quanto os lineamentos NE, de idade brasileira, provavelmente até mais antigos. A orientação NW – SE da faixa Uruaçu (mais antiga que o Brasileiro) é uma dessas evidências. RIBEIRO (1980) *apud* ZALÁN *et al.* (1987) concluiu por uma idade arqueana para as estruturas lineares com direção N50W, presentes nas massas rochosas transamazônicas (1.900 – 2.000 Ma) remanescentes nos terrenos pré-cambrianos do extremo sul do Brasil. DAVINO *et al.* (1982) *apud* ZALÁN *et al.* (1987) concluíram igualmente por uma idade arqueana para os lineamentos NW da parte nordeste da bacia.

Um marcante padrão de feições lineares em forma de **X** pode ser observado. Estas feições podem ser divididas em três grupos, de acordo com suas orientações (NW-SE, NE-SW e E-W). As duas mais importantes são as orientações NW-SE e NE-SW, que podem constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas (centenas de quilômetros de comprimento e poucas dezenas de quilômetros de largura). Como foi

comentado, esses dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraqueza antigas que foram recorrentemente ativas durante a evolução da bacia. A evolução de todos os aspectos geológicos da Bacia do Paraná deve ser entendida no âmbito da distribuição dessas zonas de falhas, da situação temporal dos movimentos recorrentes ao longo delas e do conseqüente controle estabelecido pelas estruturas instáveis.



**Figura 06** - Arcabouço estrutural do Estado do Paraná (Zalán *et al.*, 1984), *apud* LICHT (2001).

O padrão estrutural atual de cada um desses grupos é diferente, principalmente porque as falhas com orientação NW foram fortemente reativadas durante o quebramento juro-cretáceo do Gondwana, enquanto as de direção NE não o foram. Esse evento tectônico do juro-cretáceo foi o mais forte dentre aqueles que, de alguma maneira, afetaram a Bacia do Paraná. Ele reativou vigorosamente as falhas NW pré-existentes, criando, provavelmente, várias outras paralelas a essa direção, promovendo o condicionamento de milhares de corpos ígneos intrusivos na forma de diques e sills, e a extrusão do mais volumoso derrame de lavas do planeta (ZALÁN, *et al.*, 1987).

O padrão estrutural das zonas de falha NW é bem exemplificado pela zona de falha Curitiba/Maringá, que é limitada por duas falhas principais: a falha de São Jerônimo/Curiúva, ao norte, e a falha do Rio Alonzo, ao Sul. O eixo do Arco de Ponta Grossa está inteiramente inserido dentro dessa zona de falha (Figura 06), paralelo às falhas limítrofes, sendo detectado até cerca de 150 Km na direção noroeste, a partir do limite da bacia. Os milhares de lineamentos NW que representam a zona de falha Curitiba/Maringá estão normalmente preenchidos por diques de diabásio. Esse padrão estrutural de uma zona retilínea, com concentração de falhas e diques, formando uma extensa zona de falha que pode se alargar ou estreitar significativamente ao longo do seu *trend* é típico da maioria das zonas de falhas NW, como as de Guapiara, Cândido de Abreu/Campo Mourão e Rio Piquiri. A ocorrência de grandes diques, alguns com espessura da ordem de centenas de metros, e deformações associadas são típicas das zonas de falhas com direção NW.

O padrão estrutural das zonas de falha NE é diferente. Elas são constituídas ou por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea (com exceção das zonas de falha Lancinha/Cubatão e Transbrasiliano). Geralmente ocorre uma ausência significativa de diques e, conseqüentemente, das deformações associadas a eles. Entretanto, estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes são muito mais comuns ao longo dos lineamentos NE, muito embora também sejam freqüentes ao longo dos lineamentos NW.

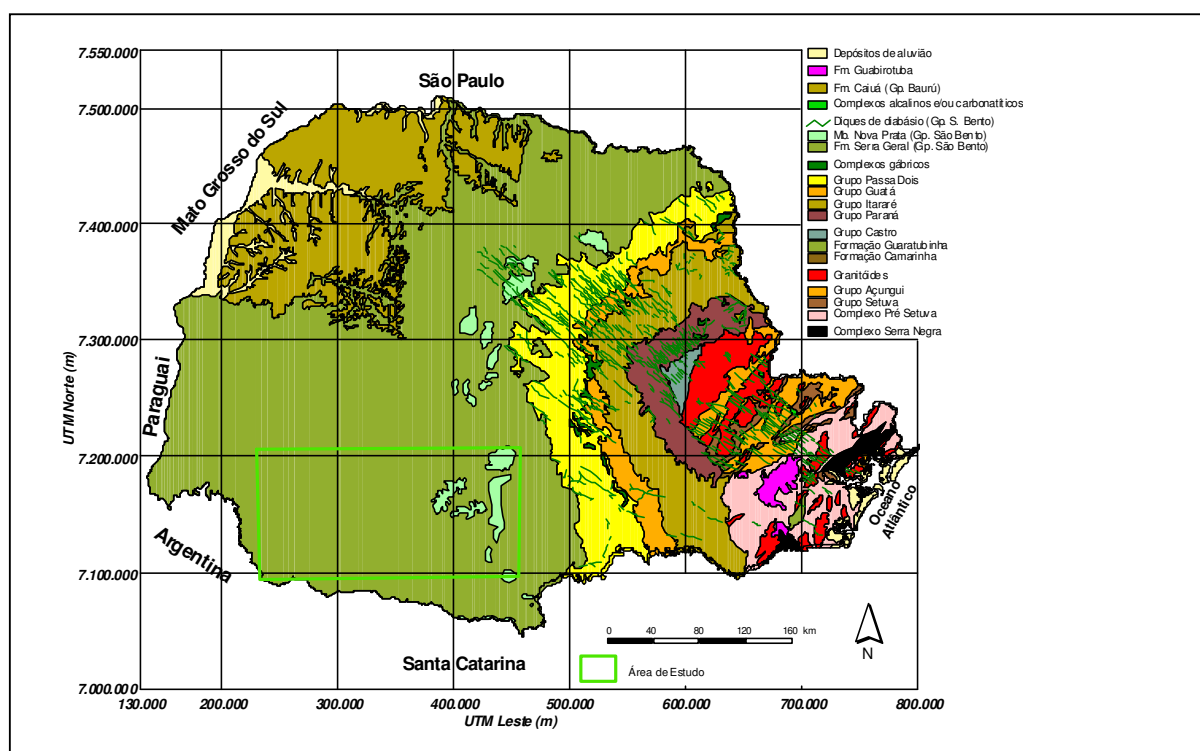
## **4.2 LITOESTRATIGRAFIA**

A seqüência estratigráfica, objeto desse estudo, abrange as seguintes unidades: Formação Pirambóia, Formação Botucatu e Formação Serra Geral (Figura 07).

Segundo SOARES (1975), o contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu reflete uma brusca mudança nas condições de sedimentação, perfeitamente mapeável. Entretanto, esse fato não significa necessariamente uma discordância. Feições como concentração de seixos e superfícies de contato retrabalhadas podem ser também

interpretadas como reflexos naturais da mudança ambiental do regime fluvial para o desértico. Para GONÇALVES & MUHLMANN (1980), *apud* PETRI & FÚLFARO (1983), as Formações Pirambóia e Botucatu coexistiram, pertencendo a um mesmo ciclo, que encerrou com a sedimentação eólica sobrepondo-se à fluvial.

Recobrimo essa seqüência sedimentar está a Formação Serra Geral composta por rochas ígneas vulcânicas, 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.



**Figura 07** - Mapa geológico simplificado do Estado do Paraná. (modificado Mineropar, 1986), *apud* LICHT (2001).



#### **4.2.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA**

A Formação Pirambóia é formada por camadas predominantemente arenosas, ocorrendo clásticos finos, em repetição cíclica, o que significa uma alternância, na vertical, da fácies fluvial de canal e de transbordamento (SOARES, 1975).

O levantamento detalhado de algumas seções e a análise estratigráfica de feições geomorfológicas, realizadas por SOARES (1975), permitem caracterizar o comportamento faciológico dessa formação. De acordo com esse autor, reconhecem-se duas unidades dentro da Formação Pirambóia, informalmente denominadas de Membro Inferior e Membro Superior, ambas com diferenças sutis nas características texturais e estruturais. O Membro Inferior apresenta litotipos mais argilosos, onde predominam as estratificações plano-paralelas e cruzada de pequeno porte. São freqüentes as camadas de argila, folhelhos arenosos e sílticos. Já o Membro Superior é caracterizado pela disposição dos bancos de arenitos, pouco a muito argilosos, com estratificação cruzada planar tangencial de médio a pequeno porte, sucedidas por bancos de arenitos muito argilosos, com estratificação plano-paralela, lamitos e argilitos arenosos, numa clara repetição cíclica.

A idade da Formação Pirambóia é atribuída ao intervalo de tempo entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior.

#### **4.2.2 FORMAÇÃO BOTUCATU**

A Formação Botucatu abrange um conjunto de sedimentos depositados em ambiente do tipo continental eólico, localmente fluvial, cuja espessura máxima raramente ultrapassa os 100 metros. Segundo PETRI & FÚLFARO (1983), essa formação é constituída, predominantemente, por arenitos com seleção variando de regular a boa, classe modal dominante de areia fina, ocorrendo pouca matriz. Localmente, ocorrem arenitos conglomeráticos (Fácies Torrencial) que são freqüentes no terço inferior da formação. É característica dessa formação a presença de estratificação de grande porte, correspondendo a um empilhamento de corpos

prismáticos ou cuneiformes, achatados, podendo alcançar espessuras da ordem de 20 metros.

No que tange à idade dessa formação, pode-se dizer que ela ocorreu no período compreendido entre o Neotriássico e o Neojurássico. Isso porque as primeiras manifestações vulcânicas são datadas como Neojurássicas e porque os sedimentos do Grupo Rosário do Sul, correlacionáveis à Formação Pirambóia, contém fósseis Neotriássicos (PETRI & FÚLFARO, 1983).

#### **4.2.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL**

A Formação Serra Geral ocorre sob a forma de derrames, que se constituem numa série de unidades superpostas, representativas de um intenso vulcanismo fissural que ocorreu em condições não explosivas, dando origem a extensos platôs, hoje profundamente dissecados pelos processos de intemperismo (CHANG *et al.*, 1991).

Segundo LEINZ (1949), esse intenso magmatismo com manifestações intrusivas e extrusivas, de variado caráter químico, ocorreu em clima árido de forma intermitente e assincrônica. Assim sendo, no conjunto acima referido são encontradas intercalações de sedimentos que, embora possam ser litologicamente semelhantes aos da Formação Botucatu sotoposta, não podem ser a essa associados, pois representam efêmeros episódios na sedimentação eólica.

Por outro lado, é oportuno lembrar que a conformação dos derrames em *trapps* é proporcionada pelas estruturas peculiares que se desenvolveram nos mesmos, em função do movimento e conteúdo em gases da lava efusiva. Tais feições são observadas, sobremaneira, nas escarpas da Formação Serra Geral, nos limites com a depressão periférica da seqüência sedimentar da Bacia do Paraná.

Embora a Formação Serra Geral seja tradicionalmente reconhecida como de típica ocorrência de rochas toleíticas, com grande variação química (RÜEGG, 1975), segundo WHITE (1908) e DU TOIT (1927), *apud* WASBURNE (1930), alguns dos trabalhos afins, fazem referência à ocorrência de lavas de composição intermediária e ácidas associadas a essa unidade, tais como os de SARTORI & MACIEL FILHO (1976),

SZUBERT *et al.* (1978) e SARTORI & GOMES (1980). Esses “diferenciados ácidos”, a que tudo indica, emergiram a partir de sistemas de fraturas crustais, concentrando-se próximos à área das atuais ocorrências, tendo sua maior viscosidade limitada a sua distribuição. Esse vulcanismo parece ter sido do tipo escudo dômico (SZUBERT *et al.*, 1978).

A idade do conjunto das rochas vulcânicas, obtidas através do método K-Ar em rocha total e em feldspato e biotita, mostra distribuição, no tempo, de 115 a 135 milhões de anos. Assim sendo, pode ser esse magmatismo datado como neojurássico-eocretáceo, tendo as manifestações perdurado, em conjunto, pelo menos 20 milhões de anos (MELFI, 1967).

PICCIRILLO & MELFI (1988), subdividiram a Bacia do Paraná em três setores principais: Paraná Meridional, Central e Setentrional. O primeiro localizado a sul do lineamento do Rio Uruguai, o segundo entre esse e o lineamento do Rio Piquiri e o terceiro a norte do lineamento do Ri Piquiri. No setor Paraná Meridional predominam basaltos toleíticos, andesitos toleíticos, riocacitos e riolitos (Tipo Palmas) com teores menores que 2% de TiO<sub>2</sub>. No setor Paraná Central, onde se localiza área de estudo, ocorrem os termos petrológicos do setor meridional e também basaltos toleíticos, riocacitos e riolitos (Tipo Chapecó) com teores de TiO<sub>2</sub> maiores que 2%. O setor Paraná Setentrional, é caracterizado pelos termos litológicos tipo Chapecó, com teores elevados (>2%) de TiO<sub>2</sub>. Determinaram os seguintes teores médios em óxidos: CaO – 8,88%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO – 16,40%, MnO – 0,20%, TiO<sub>2</sub> – 2,55%, P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,45%.

### **4.3 HISTÓRIA GEOLÓGICA DA BACIA DO PARANÁ**

Conforme ZALÁN *et al.* (1987), a Bacia do Paraná implantou-se no Eosiluriano sobre a crosta continental do recém formado Gondwana, ainda em processo de resfriamento e possível subsidência, como resultado subsequente direto do Ciclo Orogênico Brasileiro. Tal crosta, ainda em processo de cicatrização, consistia de um complexo sistema de placas e micropalacas (cinturões móveis marginais) interpostas. O embasamento da Bacia do Paraná apresentava então um enorme número das mais

variadas zonas de fraqueza concentradas, preferencialmente, segundo duas direções principais: N45° – 65°W e N50° – 70°E.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, principalmente a paleozóica, foi intimamente relacionada às reativações sofridas por esses dois grupos de lineamentos. Tal fato pode ser deduzido à partir de várias linhas de evidência tais como forte controle das curvas de isópacas de algumas unidades litoestratigráficas por certos lineamentos bem conhecidos, conseqüente reflexo na distribuição faciológica dessas unidades, seções verticais paleoestruturais, controles das jazidas de carvão (falhas de direção NE). Tais reativações representam alívio de esforços intraplaca oriundos da margem convergente ocidental do Gondwana. Picos de atividade tectônica na margem pacífica paleozóica (orogênicas) correlacionam-se no tempo, na Bacia do Paraná, com discordâncias regionais ou com volumosos e extensos pacotes de arenitos.

A evolução tectono-sedimentar mesozóica é fortemente influenciada pela ruptura do Gondwana e pela abertura do Atlântico Sul, ao invés dos movimentos orogênicos ocidentais. A fase juro-cretácica da erupção e intrusão de lavas representa a mais violenta fase tectônica da Bacia do Paraná, época das mais importantes estruturações e criação de um terceiro *trend* estrutural de direção NE.

## **5. HIDROGEOLOGIA**

A área de estudo, abordada por esse trabalho, está representada pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral, aflorantes, e pelos sedimentos das Formações Botucatu e Pirambóia confinados, quase na sua totalidade, por aquelas rochas ígneas. Quando essas rochas apresentam condições de armazenamento e transmissão de água, passam a ser chamadas de Aqüíferos ou Sistemas Aqüíferos.

Alguns autores usam o termo Sistema Aqüífero quando há conexão hidráulica entre aqüíferos distintos, compreendendo as áreas de recarga, trânsito, armazenamento e descarga. REBOUÇAS (1976), já havia definido as formações Botucatu e Pirambóia como o Sistema Aqüífero Botucatu. Atualmente, a denominação

Aqüífero Guarani (ANTON, 1994 não publicado, *apud* ROSA FILHO *et al.*, 1998), vem sendo apresentada e aceita pela comunidade científica. Por isso, essa nomenclatura está sendo utilizada no presente trabalho.

## 5.1 SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI

O Sistema Aqüífero Guarani caracteriza-se por englobar duas formações que apresentam propriedades distintas. Essas particularidades estão relacionadas a propriedades granulométricas, texturais e mineralógicas que irão resultar em características hidrogeológicas distintas. A Fácies Flúvio - Lacustre (Formação Pirambóia), que representa a base desse sistema, é caracterizada pelas heterogeneidades litológicas, granulométricas e texturais. Essas heterogeneidades, que são um reflexo do ambiente deposicional, notabilizam-se pela alternância de níveis argilosos que interferem na relação permeabilidade vertical/permeabilidade horizontal, onde a primeira é reduzida, a despeito da pequena espessura dos níveis argilosos. A Fácies Eólica (Formação Botucatu), que representa o topo do Sistema Aqüífero Guarani, é caracterizada pelas homogeneidades litológicas, granulométricas e texturais. Essas homogeneidades permitem, em termos hidrogeológicos, expressivas permeabilidades vertical e horizontal (FRAGA, 1980).

Segundo SOARES (1973), o arcabouço dos sedimentos das formações Botucatu e Pirambóia são formados essencialmente por sílica (97% na Formação Botucatu e 90% na Formação Pirambóia). Os demais constituintes aparecem da seguinte forma: feldspato (5 a 10% na Formação Pirambóia e 3 a 8% na Formação Botucatu), micas (menos de 11%, nas duas formações), fragmentos de rochas (menos de 1%). O cimento é a base de  $\text{SiO}_2$  e/ou limonita quimicamente precipitada. Ainda segundo esse autor, a baixíssima frequência de minerais pesados, feldspatos, micas e ausência de fragmentos de rocha, acima mencionados, revela que o material da área fonte já deveria ter passado por um ou mais ciclos de sedimentação.

No Estado do Paraná o Aqüífero Guarani aflora em estreitas faixas ao longo da escarpa mesozóica. No sentido oeste, a partir desses afloramentos, ocorre um

mergulho sob as rochas ígneas da Formação Serra Geral, pelas quais é confinado. Segundo ROSA FILHO *et al.* (1998), a área de confinamento é de aproximadamente 131.300 Km<sup>2</sup>. A espessura média está em torno de 200 metros.

Segundo Araújo *et al.* (1995), a espessura total do Aquífero Guarani (formações Pirambóia e Botucatu) pode variar de valores superiores a 800 metros (Alegrete-RS) até a ausência completa em áreas internas da bacia (Muitos Capões-RS). O depocentro delineado por espessuras superiores a 500 m ocorre ao longo do eixo NNE-SSW subparalelo e próximo aos Rios Paraná e Uruguai. Os maiores depocentros ocorrem a leste de Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul (>600 m) e ao longo do Rio Uruguai no limite entre a Província de Entre Rios, na Argentina, e o Estado do Rio Grande do Sul. Essas variações na espessura são atribuídas ao controle estrutural durante a deposição, à variação faciológica ambiental e ao controle erosional do ambiente desértico. O comportamento estrutural desse aquífero foi controlado por diversos fatores, destacando-se os depocentros de lavas da Formação Serra Geral que subsidiou o aquífero; a ativação regional de sistemas de falhas; os soerguimentos das atuais bordas da bacia; e a ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

Segundo Araújo *et al.* (1995), o Arco de Ponta Grossa compartimenta o aquífero em dois regimes hidrológicos. O primeiro, ao norte do arco, é caracterizado por um fluxo controlado pelas elevações dos afloramentos que imprimiram um padrão regional de deslocamento hidráulico de norte para sudoeste a partir de afloramentos nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Nos afloramentos da borda leste do Estado de São Paulo, as cotas potenciométricas possuem em média 600 m e podem localmente atingir valores superiores a 800 m. A partir dessa área de recarga ocorre um fluxo regional com deslocamento vetorial para sudoeste. O fluxo se desloca com gradiente de 3 m/Km junto às regiões de recarga e cai para 0,2 m/Km a uma distância aproximada de 50 Km dos afloramentos. A outra área de recarga importante se localiza nos afloramentos existentes nos estados de Goiás e norte do Mato Grosso do Sul, onde as cotas potenciométricas são da ordem de 600 m. Desta região desenvolve-se um fluxo regional cuja direção do vetor de deslocamento é para sul, na porção central da bacia, e para as áreas de afloramento no

Paraguai. O fluxo junto à região de afloramento se desloca segundo um gradiente de 1,5 m/Km, caindo, a 30 Km das áreas limítrofes de recarga, para 0,2 m/Km. Um baixo potenciométrico delineado na calha central da bacia, com cota de 350 m, indica nesta região, uma despressurização do aquífero. Essa queda na pressão foi atribuída a uma comunicação hidráulica do aquífero ao longo do Rio Paraná, que está encaixado nesta região, na Zona de Falha Loanda – Presidente Epitácio. O rebaixamento potenciométrico ocorreria pela descarga regional do aquífero no Rio Paraná na região de Presidente Epitácio – SP (Fig. 24)

O segundo compartimento hidrogeológico, individualizado ao sul do Arco de Ponta Grossa, se distingue do anterior pelos altos gradientes hidráulicos e por proeminentes áreas de descarga. Na região ao sul do Arco de Ponta Grossa, a queda de pressão entre as áreas de afloramento da borda leste e oeste é determinada pela grande diferença entre a cota potenciométrica a leste, de 1200 m, e a oeste, de 50 m. A direção regional do fluxo, a partir da borda leste, é no sentido sudoeste. O fluxo desenvolve-se junto à área de recarga com gradiente de 5 m/Km, caindo em direção à Argentina para 2 m/Km, até atingir valores de 0,3 m/Km ao longo das regiões adjacentes aos rios Uruguai e Paraná, que são constituídas por terrenos pantanosos e que representam a grande área de descarga global do Aquífero Guarani (Fig. 24).

Ainda na borda leste, a área de recarga no Estado de Santa Catarina é responsável por duas direções preferenciais de fluxo. A direção de fluxo sudoeste, coincidente com a global, controla os deslocamentos até a descarga regional encaixada no Rio Uruguai. A direção preferencial para sul, com inflexão para sudeste a partir de Torres (RS), sugere uma descarga localizada junto à linha de praia do Oceano Atlântico.

Descargas localizadas, como a observada ao longo do Rio Pelotas, na região de Piratuba (SC), são sugeridas pela queda abrupta da cota potenciométrica de 650 m para 300 m em uma distância inferior a 40 Km (Fig. 24).

Para REBOUÇAS (1976), as reservas permanentes do Sistema Aquífero Guarani são da ordem de 48.000 Km<sup>3</sup>, constituindo a maior reserva de água subterrânea do continente Sul Americano. Esse mesmo autor menciona valores de

permeabilidade (K) que variam entre  $10^{-3}$  e  $10^{-4}$  cm/s e porosidade entre 16 e 24%. Em relação ao coeficiente de armazenamento (S) TEISSEDRE *et al.* (1982), constatou valores de  $10^{-4}$  a  $10^{-6}$  para condições de confinamento e de  $10^{-1}$  para condições de aquífero livre.

Segundo SRACEK e HIRATA (2002), existe uma evolução de águas Bicarbonatadas Cálcicas nas áreas de afloramento e de baixo confinamento, para águas Bicarbonatadas Sódicas com concentrações significativas de Cloretos e Sulfatos nas zonas de alto confinamento. A adição de Cloretos e Sulfatos parece estar relacionada com a dissolução de evaporitos como NaCl e mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) ou gipsita e difusão de produtos de dissolução da Formação Pirambóia. Os valores de pH também aumentam de valores fortemente ácidos como 4,5 no poço tubular que abastece o sistema de Ribeirão do Pinhal – PR, SANEPAR - relatório inédito, até valores acima de 9,5 nos poços termais de Foz do Iguaçu. As concentrações de Sódio nas zonas aflorantes são menores que 5 mg/L, e podem alcançar valores acima de 200 mg/L nas zonas de alto confinamento. A alcalinidade também aumenta de valores inferiores a 15 mg/L nas áreas de recarga para valores acima de 240 mg/L nas áreas de franco confinamento.

Para SILVA (1983), as águas desse sistema aquífero, com base em estudos realizados no Estado de São Paulo, apresentam um aumento na concentração de sais à medida que aumenta o tempo de residência. Nas áreas de afloramentos, os valores de sólidos totais dissolvidos ficam abaixo de 100 mg/L. Numa faixa intermediária, quando o confinamento ocorre a 60 Km para o interior da bacia, os valores de sólidos totais dissolvidos são superiores a 200 mg/L. Já nas porções francamente confinadas esses valores superam, com frequência, a 1.200 mg/L. São águas classificadas como Bicarbonatada cálcica a cálcica magnesiana nas porções livres ou de baixo confinamento, e de Sulfatada Cloreta Sódica nas porções de alto confinamento, cujas idades, nessa situação, atingem valores de 30.000 anos.

Para TEISSEDRE & BARNER (1981), a temperatura da água aumenta gradativamente com a profundidade de confinamento. Esses autores definiram um gradiente geotérmico de  $35\text{ }^\circ\text{C/Km}$ , podendo atingir temperaturas de até  $63\text{ }^\circ\text{C}$ . No



relatório elaborado por CHANG (2001), relata-se gradientes geotérmicos variando de 10 a 40 °C/Km. Temperaturas registradas em diversos poços profundos, na faixa de 1.500 metros, apresentam valores variando entre 50 e 70 °C, confirmando que altos valores de gradiente geotérmico podem ser aplicados. Segundo esse autor, a temperatura máxima registrada foi de 68 °C num poço perfurado no município de Cianorte – PR, com uma profundidade de 1.565 metros. No entanto, inúmeros poços profundos produzem águas com temperaturas em torno de 40 °C. Essa variação de temperatura é sugestiva de movimento convectivo no Sistema Aqüífero Guarani. HAMZA *et al.* (1978), demonstram que gradientes de 15 a 35 °C/Km são suficientes para provocar convecção no Guarani. HAMZA *et al.* (1978), classificaram esse aqüífero como sistema geotérmico de baixa entalpia (40 a 90 °C) e calcularam a energia armazenada, por unidade de área do aqüífero, de aproximadamente 280 MW ano/Km<sup>2</sup>.

ARAÚJO *et al.* (1995), com base em dados obtidos em poços produtores e na temperatura mensurada por termômetros de máxima em poços de petróleo, apresentaram um gradiente médio de 29 °C/Km, para o Aqüífero Guarani. Para esses autores, as isotermas do aqüífero, de uma maneira geral, distribuem-se segundo o gradiente de temperatura equivalente a 29 °C/Km, e delineiam uma calha de alta temperatura que tem a mesma configuração da calha estrutural, eixo da bacia. Nessa calha individualizam-se três áreas com temperatura acima de 55 °C. Essa mesma isoterma é constatada na região da Província de Entre Rios, na Argentina.

Ainda segundo esses autores, localmente são observadas áreas com anomalias positivas e negativas de gradiente geotérmico. Na região de Aratiba (RS) e Piratuba (SC), na divisa entre Santa Catarina e Rio Grande do Sul, ao longo do Rio Pelotas, o gradiente geotérmico cai para 20 °C/Km, originando temperaturas locais anormalmente baixas. Essa diminuição da isoterma é coerente com a interpretação de que a área constitui uma zona de descarga local, onde haveria mistura com águas mais frias do Aqüífero Serra Geral. Na região de Cachoeira Dourada (MG), onde o aqüífero assenta diretamente sobre o embasamento e é coberto por basalto (característica de toda a porção NW da bacia nos estados de São Paulo e Goiás), verifica-se um aumento do gradiente para 55 °C/Km. Essa anomalia poderia ser explicada pela maior densidade

de fluxo de calor proveniente do cristalino e pela maior estagnação do fluxo causada pelo completo confinamento proporcionado pelo “Sistema Magmático Serra Geral”.

## **5.2 SISTEMA AQÜÍFERO SERRA GERAL**

O Sistema Aqüífero Serra Geral refere-se ao aqüífero constituído pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral. Esse aqüífero transcende os limites do Estado do Paraná, abrangendo os estados de Santa Catarina, Rio Grande do Sul, São Paulo e Mato Grosso, bem como a Argentina, Paraguai e Uruguai. A sua área de ocorrência, no Estado do Paraná, está restrita ao 3º Planalto Paranaense com uma área aproximada de 110.000 Km<sup>2</sup>. O mergulho regional dessas rochas ocorre na direção leste/sudoeste, com cotas de 1.100 metros da borda leste e 49 metros na Foz do Rio Iguaçu. A espessura máxima dessa formação, no Estado do Paraná, é de 1.400 metros, e ocorre na região de Alto Piquiri (ARAÚJO *et al.*, 1995).

A característica básica desse aqüífero é o fato de ser constituído por rochas originalmente impermeáveis. Entretanto, sob a ação de eventos tectônicos e do próprio resfriamento dessas rochas ígneas, criou-se uma porosidade e uma permeabilidade secundárias que permite a circulação e o armazenamento de água nessas estruturas. A partir desse momento instalou-se um aqüífero fissurado caracterizado, fisicamente, por ser heterogêneo e anisotrópico e que, como conseqüência, possui uma condutividade hidráulica muito variável, complexa e de difícil avaliação, FRAGA (1986).

De acordo com LEGRAND (1979), um sistema aqüífero é formado por um conjunto de fraturas cuja densidade é maior próximo à superfície, diminuindo a medida que a profundidade aumenta. ROSA FILHO *et al.*, (1987), constataram esse fato, notadamente, a partir dos 90 metros de profundidade. Segundo esses autores, isso ocorre possivelmente devido à compressão dos sistemas de fraturas pela pressão do maciço sobreposto.

FRAGA (1986) e REBOUÇAS & FRAGA (1988), sugeriram, com base nas variáveis condicionantes de armazenamento e circulação da água subterrânea, a divisão do Sistema Aqüífero Serra Geral, no Estado do Paraná, em duas subprovíncias

hidrogeológicas: Serra Geral Sul e Serra Geral Norte. A primeira abrange a bacia do Rio Iguaçu e a segunda, basicamente, as bacias dos rios Piquiri e Ivaí. O parâmetro principal utilizado por esses autores foi o valor da mediana da capacidade específica que na subprovíncia Serra Geral Norte assumiu valores na ordem de 6,5 vezes superiores aos da subprovíncia Serra Geral Sul (Norte=1,53 m<sup>3</sup>/h/m; Sul=0,235 m<sup>3</sup>/h/m).

Segundo RUEGG (1969), as rochas efusivas da Formação Serra Geral, em termos mineralógicos, são compostas essencialmente por feldspatos, com predomínio An<sub>65</sub> e Al<sub>43</sub> (principalmente labradorita, aparecendo andesina nas rochas mais diferenciadas); piroxênios, preferencialmente augitas, ferro augitas, augitas sub cálcicas e pigeonitas; opacos representados por magnetita e ilmenita. A matriz tem natureza e composição variável, podendo conter clorita, serpentina, piroxênio, substâncias de natureza vítrea, feldspatos álcali cálcicos e potássicos, além de quartzo. De forma generalizada aparecem cristais aciculares de apatita. Os teores de óxidos aparecem da seguinte forma: SiO<sub>2</sub> de 55 a 60%, Al<sub>2</sub> de 12 a 14%, FeO < 10%, FeO<sub>3</sub> + FeO de 13 a 14%, MgO de 5 a 6%, CaO de 8 a 9%, Na<sub>2</sub>O de 2,5 a 3%, K<sub>2</sub>O de 1 a 1,5% e TiO<sub>2</sub> de 2,5 a 3%.

Para RUEGG (1975) ocorre uma diferenciação das rochas efusivas, de maneira a coexistirem séries distintas que abrangem basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, andesitos, latianandesitos e riolitos. Conforme a composição química e mineralógica, o autor dividiu essas rochas efusivas em subprovíncias, que no Estado do Paraná está representada pela “*anomalia do centro oeste paranaense*”. Essa anomalia é configurada pela elevação nos teores de MgO, CaO, Fe total, Ba, Co, Cu, V, Zn e Zr e por uma diminuição nos teores de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Cr, Ni, Rb e Sr.

Segundo KRAUSKOPF (1972), o intemperismo químico atinge essas rochas efusivas de tal forma que os minerais ferromagnesianos se decompõem mais rapidamente que os minerais feldspáticos, liberando magnésio, ferro e em menores quantidades cálcio e os alcalinos (Na e K). A maior parte do ferro é oxidado quase imediatamente em óxido férrico, insolúvel, que permanece com o material intemperizado. Entre os minerais feldspáticos, o plagioclásio intemperiza mais

rapidamente que o K-feldspato, e o plagioclásio cálcico mais rapidamente que o plagioclásio sódico, liberando sódio e cálcio mais rapidamente que o potássio. Com os cátions liberados, as estruturas de Al-Si-O dos minerais originalmente silicatados, são parcialmente decompostas e parcialmente reconstituídas nas estruturas dos minerais argilosos. Assim, só uma parte do silício e uma pequena parte do alumínio são absorvidas pela solução aquosa.

BITTENCOURT (1978), em estudos de sólidos hidrotransportados na bacia hidrográfica do Rio Ivaí, cita a possibilidade da ocorrência de altos teores de álcalis, em certas amostras de águas subterrâneas, estar relacionada com sistemas de fraturamento que alcançaram o Sistema Aquífero Guarani.

A possibilidade de interconexão entre os sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani foi aventada por FRAGA (1986) com base no fato de que a tipologia química das águas do Serra Geral é a Bicarbonatada Cálcica a Cálcica Magnesiana. A fácies de águas Bicarbonatadas Sódicas representaria uma mistura com águas do Guarani, revelando áreas de condicionamento topográfico e estrutural que permitiria uma interconexão hidráulica entre esses dois aquíferos.

CELLIGOI & DUARTE (1994) reafirmam, em estudos realizados no Serra Geral na região de Londrina – PR, a tipologia Bicarbonatada Cálcica para essas águas, relacionando esse fato com a mineralogia e natureza química dessas rochas.

## **6. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **6.1 OBTENÇÃO DOS DADOS**

Os dados utilizados para a elaboração desse trabalho foram obtidos das análises físico-químicas das amostras das águas das fontes termais registradas ou identificadas durante a execução do presente trabalho e de águas coletadas em alguns rios da Bacia do Rio Iguaçu (Fig. 08).

Para a elaboração dos mapas de distribuição geoquímica das microbacias inseridas na área de estudo, utilizaram-se os dados disponibilizados pela MINEROPAR - Minerais do Paraná S/A.

## 6.2 MATERIAIS

Para a realização das análises físico-químicas, foram coletadas amostras de água das fontes termais e de rios utilizando-se frascos de polipropileno de 5 litros.

Para medir os parâmetros temperatura e condutividade utilizou-se um Condutímetro Portátil Digimed Modelo DM-2. O pH foi medido através de um pHâmetro Portátil Digimed Modelo DM-3.

O georreferenciamento das fontes foi feito utilizando-se um GPS Garmin Etrex de 12 canais, com precisão de 7 metros.

Na elaboração do mapa hipsométrico da Bacia do Rio Iguaçu, processado em ArcView 3.2<sup>TM</sup>, foram utilizadas as folhas topográficas de Guarapuava (SG.22-V-C), Guaraniaçu (SG.22-V-D), Pato Branco (SG.22-Y-A) e União da Vitória (SG.22-Y-B), todas do Ministério do Exército – Diretoria de Serviço Geográfico – 1992, na escala 1:250.000. O mapa contendo os principais lineamentos foi obtido com base na imagem de satélite Landsat TM5, cenas 222/78, com data de obtenção em 25.06.98 e 223/78, com data de obtenção em 22.10.98.

## 6.3 METODOLOGIA

O parâmetro utilizado para a seleção das fontes foi a temperatura. Esse parâmetro caracteriza, no contexto estudado, a forte influência das águas do Aquífero Guarani, pois até o momento, desconhecem-se águas termais no Paraná que tenham origem única e exclusivamente no Aquífero Serra Geral, cuja temperatura característica varia em torno de 21 °C (ROSA FILHO *et al.*, 1987). Todas as fontes estudadas possuem temperaturas variando entre 26,7 °C e 36,5 °C.

A primeira fase desse trabalho teve como foco o levantamento bibliográfico de publicações abordando a geologia, a hidrogeologia, a geografia física e a geologia estrutural da área em estudo.

Na segunda fase, foi feita uma primeira campanha de campo com o objetivo de identificar, georreferenciar e coletar amostras de água para a realização de análises

físico-químicas das fontes cadastradas e daquelas conhecidas, mas não cadastradas. Esses dados encontram-se plotados na Tabela 01. Nessa campanha foram coletadas uma amostra de água de cada fonte utilizando-se um frasco de polipropileno de 5 litros. Todas as amostras de água foram encaminhadas ao LPH (Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas) da UFPR (Universidade Federal do Paraná) num prazo máximo de 48 horas.

Na terceira fase, foi realizada uma segunda campanha de campo com medição das vazões de cada uma das fontes. Nessa mesma campanha de campo foram coletadas amostras de água de rios. A Tabela 02 mostra os pontos coletados bem como os parâmetros analisados. Para a coleta dessas amostras, o método utilizado foi o de enxaguar o frasco com a água do rio, promovendo assim a ambientação do recipiente de coleta, e em imergir completamente o frasco nessas águas, e proceder ao fechamento com o frasco ainda submerso, com isso evitando o contato com o ar. Foram feitas duas coletas em cada ponto amostrado: uma coleta para a análise físico-química (frasco de 5 L), outra para a análise da alcalinidade total (frasco de 1 L). A alcalinidade total foi feita no laboratório da Sanepar localizado em Cascavel, em função da necessidade de se analisar esse parâmetro no menor tempo possível. Também foram analisados alguns parâmetros, *in locu*, de rios pertencentes à Bacia do Rio Iguaçu. Os resultados estão apresentados na Tabela-03.

De posse de todos os pontos amostrados, devidamente georreferenciados, procedeu-se a sistematização e inserção em ambiente SIG através do programa ArcView 3.2<sup>TM</sup> para sua integração e interpretação.

A superfície do terreno foi modelada a partir das cartas topográficas vetorizadas, através da interpolação *Triangulated Irregular Network* - TIM, módulo 3D-Analyst do referido programa, gerando um modelo digital, permitindo uma visualização da textura de relevo e sua variação hipsométrica (Fig. 09).

Com o objetivo de verificar alguma influência dessa zona de surgência nas águas superficiais da área de estudo, foram elaborados mapas de distribuição geoquímica dos mesmos elementos utilizados na caracterização das fontes termais, com exceção do Carbonato. Nesses mapas foram plotadas as microbacias com os respectivos teores de

cada elemento, bem como os pontos amostrados para o presente estudo, com os seus respectivos teores (Figuras 10 a 19).

Por último foi elaborado um mapa relacionando as fontes termais com lineamentos geológicos utilizando-se imagens do Satélite Landsat TM5 bandas 5,4 e 3, cenas 222/78, com data de obtenção em (25.06.98) e 223/78, com data de obtenção em (22.10.98) (Fig. 20).

## **7. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.**

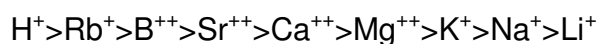
Vários autores até aqui citados (BITTENCOURT 1978,1996; ROSA FILHO *et al.*, (1987); FRAGA (1986); REBOUÇAS (1976)) demonstraram através de seus estudos, a conexão existente entre os sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani, e até a possibilidade da interconexão com aquíferos mais profundos tais como Itararé e Rio Bonito. Essas demonstrações utilizaram ora modelos tectônicos, ora modelos hidrogeoquímicos, conforme o enfoque de cada trabalho.

Como já foi dito, a hipótese desse trabalho é caracterizar a Bacia do Rio Iguaçu, a jusante do Município de Reserva do Iguaçu, como uma área de descarga do Sistema Aquífero Guarani. A demonstração dessa hipótese será feita através de um modelo relacionando as tipologias químicas das águas de fontes termais existentes na área em apreço, com a tipologia química das águas do Aquífero Guarani.

### **7.1 CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS FONTES ESTUDADAS**

Na caracterização química das águas das fontes estudadas, serão apresentadas as abordagens de alguns trabalhos em relação aos parâmetros, aqui considerados como relevantes na comprovação da hipótese dessa dissertação. Os parâmetros mencionados são: Temperatura, pH, Carbonatos, Bicarbonatos, Cloreto, Cálcio, Magnésio, Sódio, Flúor e o Sulfato. Considerou-se conveniente apresentar uma revisão bibliográfica focada especificamente em cada parâmetro nesse capítulo, em função, acredita-se, de uma melhor percepção dos resultados obtidos.

O principal agente de intemperismo químico que percola as rochas é a água da chuva. Essa água, rica em  $O_2$ , em interação com o  $CO_2$  da atmosfera, adquire caráter ácido, que em contato com a matéria orgânica em decomposição (oxidação) assume valores de pH mais baixos ainda. Nesse ambiente, os silicatos que constituem as rochas sofrem ataques químicos (hidrólise) dessas águas através do íon  $H^+$ . Esse íon acaba por deslocar os cátions alcalinos ( $K^+$  e  $Na^+$ ) e alcalinos-terrosos ( $Ca^{2+}$  e  $Mg^{2+}$ ), que irão enriquecer a solução aquosa. Outra reação hidroquímica de grande importância é a dissolução de sais como, por exemplo:  $CaCO_3$  (carbonato de cálcio),  $CaCO_3.MgCO_3$  (dolomita),  $MgCO_3$  (magnesita),  $NaCl$  (halita),  $CaSO_4$  (sulfato de cálcio),  $CaSO_4.2H_2O$  (gipsita). Assim, os íons predominantes nas águas subterrâneas são:  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  e  $HCO_3^-$ . Dessa forma, as águas subterrâneas vão se enriquecendo nesses elementos ao longo do tempo de residência. Durante esse trajeto ocorre a formação de novos minerais que utilizam o  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  e o  $K^+$  em detrimento do  $Na^+$ , o que se deve, principalmente, a sua baixa carga iônica. Segundo FENZL (1986), geralmente temos a seguinte escala de intensidade de ligações:



Isso mostra porque as águas antigas, como as do Aqüífero Guarani, possuem uma baixa relação entre cálcio e sódio. O contrário é observado nas águas mais jovens como, por exemplo, as águas do Aqüífero Serra Geral, ou mesmo nas áreas de recarga do Guarani, onde a relação cálcio/sódio é elevada.

### 7.1.1 POTENCIAL HIDROGENIÔNICO –pH

A água de percolação, inicialmente ácida, vai, com o tempo, tornando-se alcalina porque o hidrogênio proveniente da ionização do ácido carbônico acaba sendo utilizado na formação de novos minerais. Por isso as águas subterrâneas apresentam pH próximo de 7.



O DAEE (1976), no caso do Aqüífero Serra Geral, considerou anômalos valores acima de 7, e quando essas ocorrências são observadas, normalmente estão relacionadas com eixos de alinhamentos e conseqüentemente com contribuições do Aqüífero Guarani subjacente. Da mesma forma BITTENCOURT (1978), ROSA FILHO *et al.*, (1987) consideram que poços com teores de pH básicos refletem influência da água do Botucatu sobre a do Serra Geral.

Todas as fontes analisadas nesse trabalho possuem pH variando no intervalo entre 8,81 e 9,56 (Tabela 01).

### **7.1.2 BICARBONATO/CARBONATO – $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$**

O bicarbonato é um ânion proveniente da dissolução do dióxido de carbono atmosférico e, principalmente, biogênico presente nos solos, combinado com a água (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983). Possui uma relação direta com o pH da solução. Com pH variando no intervalo entre 7 e 8,3 a presença de bicarbonato é muito superior à do carbonato. A partir de um pH de 8,3 a concentração de carbonato aumenta. Quando a solução aquosa atinge valores de pH acima de 10, a presença de bicarbonato é nula, passando a existir somente carbonato (LOGAN, 1965).

A dissociação do ácido carbônico no processo de carbonatação impõe um caráter ácido à água, favorecendo a dissolução dos minerais formadores da rocha. Dessa forma é produzida uma carga residual que resulta na formação de minerais de argila, e uma carga solúvel que contribui para o enriquecimento das águas, principalmente em cálcio, magnésio, ferro, sílica e bicarbonato. Para FRAGA (1986), o teor médio de bicarbonato, no Aqüífero Serra Geral, para a unidade Iguaçu é de 69,43 mg/L; para a unidade Piquiri é de 63,64 mg/L; para a unidade Ivaí é de 74,15 mg/L e para a unidade Tibagi é de 80,21 mg/L.

No estudo realizado pelo DAEE (1976) as águas do Aqüífero Serra Geral, no Estado de São Paulo, apresentam valores de 92,2 mg/L para bicarbonatos, podendo atingir um máximo de 250 mg/L.

As fontes analisadas nesse trabalho apresentaram concentrações de bicarbonato variando no intervalo de 55,55 a 361,72 mg/L (Tabela 01).

### 7.1.3 TEMPERATURA

A água subterrânea encontra-se sujeita a variações de temperatura, que ocorrem proporcionalmente ao aumento da profundidade do aquífero. TEISSEDRE & BARNER (1981) em estudo realizado com poços no Sistema Aquífero Guarani no Estado de São Paulo, observaram o aumento de temperatura, mostrando uma relação linear com o topo da Formação Botucatu, definindo um gradiente geotérmico de 1 °C por 35 metros, em média.

Segundo SZIKSZAY (1993) a temperatura nas águas subterrâneas está relacionada ao gradiente geotérmico de 1 °C para cada 30 a 35 metros de profundidade. ARAÚJO *et al.* (1995) calcularam, com base em poços de petróleo, um gradiente de 29 °C/Km, referenciados ao topo do Sistema Aquífero Guarani.

O DAEE (1976) apresenta uma temperatura média de 24,75 °C para as águas de poços perfurados na Formação Serra Geral no Estado de São Paulo. Segundo esses autores, seguindo a direção de SE para NW, há um aumento dessa temperatura ocorrendo anomalias de até 31,4 °C. Esse estudo diz que tais anomalias estão relacionadas a aquíferos inferiores, e que essas águas utilizariam grandes fraturas para atingirem níveis mais próximos da superfície.

No Paraná, a temperatura média para as águas de poços perfurados no Aquífero Serra Geral é de 20,83 °C, onde a variação vai de 17 a 23,5 °C (BUCHMANN FILHO, 2002).

As fontes de água utilizadas na elaboração do presente trabalho possuem temperatura variando no intervalo de 26,7 a 36,5 °C (Tabela 01).

#### 7.1.4 CLORETO – Cl<sup>-</sup>

Segundo CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), o íon cloreto é bastante solúvel. Provém de terrenos de origem marinha, rochas evaporíticas e mistura com água marinha. Pode também ter origem em outras fontes como efluentes urbanos e industriais. Ainda para esses autores, as rochas porosas propiciam maior aporte de sais para a água, devido a maior área de contato. O aporte de sais também é favorecido pelo aumento da profundidade, da temperatura e da pressão. Relacionam a seguinte ordem de saturação para os ânions: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup>.

Para SILVA (1983), o cloreto pode ter origem por meio da precipitação meteórica e/ou dissolução de micas (sericita e biotita) presentes em pequena quantidade nas Formações Botucatu e Pirambóia, bem como cloritas e minerais secundários de alteração dos basaltos.

FRAGA (1986), em estudo realizado no Estado do Paraná, definiu, no Aquífero Serra Geral, os seguintes teores médios para cloreto: 1,37 mg/L para a unidade Iguaçu; 4,51 mg/L para a unidade Piquiri; 3,06 mg/L para a unidade Ivaí e 4,76 mg/L para a unidade Tibagi.

Nas fontes utilizadas para a elaboração do presente trabalho o cloreto aparece em concentrações variando entre 0,33 e 141 mg/L (Tabela 01).

#### 7.1.5 SULFATO – SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

O íon sulfato é bastante solúvel. Provém originalmente de gases magmáticos. Pode ocorrer pela dissolução de sulfetos presentes em rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares. Também pode ter origem na lixiviação de terrenos formados em condições de aridez ou ambiente marinho. Atividades urbanas, industriais e agrícolas também podem aportar sulfatos para a água (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983).

Para SILVA (1983), os teores em sulfatos podem ser aumentados a partir da água das chuvas e por dissolução de sulfetos que podem ocorrer em pequena quantidade nos basaltos.

De acordo com os estudos do DAEE (1976), existem algumas anomalias, no Estado de São Paulo, em poços perfurados no Serra Geral. As concentrações superiores a 50 mg/L ocorrem segundo alinhamentos NW e SE, admitindo a possibilidade de influência das águas do Aqüífero Guarani, que atingiriam o Serra Geral através de grandes fraturas.

Para FRAGA (1986), foram definidos, no Aqüífero Serra Geral, os seguintes teores médios em sulfato: 1,0 mg/L para a unidade Iguaçu; 1,32 mg/L para a unidade Piquiri; 1,82 mg/L para a unidade Ivaí e 3,73 mg/L para a unidade Tibagi.

Nesse trabalho, as fontes analisadas apresentaram teores de sulfato com valores <1 mg/L até um máximo de 58,91 mg/L (Tabela 01).

#### **7.1.6 CÁLCIO – Ca<sup>2+</sup>**

O cálcio está presente em muitos minerais formadores de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, podendo ocorrer também como cimento carbonático em rochas sedimentares. A água, em contato com essas rochas, faz com que haja liberação de cálcio através de dissolução e lixiviação.

De acordo com CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), o íon cálcio está freqüentemente em estado de saturação, sendo que sua estabilidade em solução depende do equilíbrio  $\text{CO}_2 / \text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ . Ainda segundo esses autores, podem precipitar-se com facilidade, e é muito afetado por trocas iônicas.

Para SILVA (1983), o cálcio deve ser proveniente das águas da chuva e/ou da dissolução de plagioclásios e minerais secundários dos basaltos, como a calcita.

Para BITTENCOURT (1996), a presença de calcita é fundamental no controle dos teores de cálcio, sendo que as zeólitas, também minerais secundários no basalto, podem concorrer com a calcita no controle dos teores de cálcio nas águas.

De acordo com os estudos do DAEE (1976), no Estado de São Paulo, as médias de concentração do cálcio são de 17,9 mg/L com um mínimo de 0 mg/L e um máximo de 117 mg/L para as águas do basalto.

FRAGA (1986), definiu, no Aqüífero Serra Geral, os seguintes teores médios para o cálcio: 9,98 mg/L para a unidade Iguaçu; 9,72 mg/L para a unidade Piquiri; 12,19 mg/L para a unidade Ivaí e 15,44 mg/L para a unidade Tibagi.

CELLIGOI & DUARTE (1994), citam o predomínio da tendência cálcica sobre a sódica na água de poços na região de Londrina-PR em função da grande solubilidade do cálcio, e pelo fato de encontrar-se presente em grande número de minerais da rocha basáltica tais como augitas e pigeonitas, bem como plagioclásios cálcicos e sub cálcicos.

Nas fontes estudadas nesse trabalho, o cálcio apresentou teores variando entre o intervalo de 0,85 e 3,45 mg/L (Tabela 01).

#### **7.1.7 SÓDIO – Na<sup>+</sup>**

Em relação ao sódio, CUSTÓDIO & LLAMAS (1983) dizem que as principais fontes de sódio encontram-se nos feldspatos e os feldspatóides. Para SILVA (1983) os feldspatos constituem a principal fonte de sódio juntamente com o solo. Segundo BITTENCOURT (1996), águas de fontes termais da Bacia do Paraná, em equilíbrio com argila caolinítica, com albita e minerais micáceos, mostram a influência destes no controle dos teores de sódio, especialmente em condições de confinamento hídrico.

Nos estudos do DAEE (1976), o teor médio de sódio para as águas do Aqüífero Serra Geral é de 20,66 mg/L com um mínimo de 0,4 e um máximo de 176,00 mg/L. Ainda segundo esses estudos, o sódio pode servir de indicador para determinar a origem das águas e evidenciar as circulações das mesmas mostrando que aqüíferos superficiais podem ser alimentados por aqüíferos profundos. ROSA FILHO *et al.*, (1987), associam os teores elevados de sódio a pH superiores a 8, atribuindo esse fato à influência de águas do Aqüífero Botucatu/Pirambóia subjacente às rochas basálticas.

FRAGA (1986), admite em alguns pontos, um leve predomínio do sódio sobre o cálcio, confrontando a característica principal das águas do Serra Geral que é bicarbonatada cálcica. Esse autor definiu, no Aqüífero Serra Geral, os seguintes teores

médios para o sódio: 16,19 mg/L para a unidade Iguaçu; 14,92 mg/L para a unidade Piquiri; 16,98 mg/L para a unidade Ivaí e 15,04 mg/L para a unidade Tibagi.

Nas fontes termais utilizadas para a elaboração do presente trabalho os teores de sódio variaram no intervalo de 47,20 até 158 mg/L (Tabela 01).

#### **7.1.8 MAGNÉSIO – Mg<sup>2+</sup>**

Para CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), o magnésio da água, provém da hidrólise de minerais ferromagnesianos e magnesianos. Já para SILVA (1983), o magnésio é oriundo de águas de chuva e possivelmente da dissolução dos piroxênios dos basaltos.

BITTENCOURT (1996) avaliou o controle dos teores de magnésio em águas termais da Bacia do Paraná, como sendo feito pelos minerais clorita, caolinita e montmorilonita. Obteve uma concentração de pontos próxima a um duplo equilíbrio caolinita – montmorilonita com outro grupo de águas próximo ao campo da clorita.

Para o DAEE (1976), no Estado de São Paulo, o magnésio possui teor médio de 4,8 mg/L com um mínimo de 0 mg/L e um máximo de 20,9 mg/L nas águas dos basaltos. Para as águas do Aquífero Guarani o teor médio de magnésio é de 3,81 mg/L com um mínimo de 0 mg/L e um máximo de 10 mg/L.

Para FRAGA (1986), os teores médios de magnésio nas águas dos poços perfurados no basalto no Estado do Paraná são: 2,48 mg/L na unidade Iguaçu; 2,13 mg/L na unidade Piquiri; 3,34 mg/L na unidade Ivaí e 5,83 mg/L na unidade Tibagi.

Os teores de magnésio encontrados nas águas das fontes elencadas nesse trabalho, apresentam valores variando de 0,05 a 0,36 mg/L (Tabela 01).

#### **7.1.9 FLÚOR – F<sup>-</sup>**

Segundo FENZL (1986), os principais minerais de flúor são: fluorita (CaF<sub>2</sub>) e apatita (Ca<sub>5</sub>(F,Cl).(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>). O flúor, freqüentemente, é encontrado em pequenas concentrações nas águas subterrâneas. Para FEITOSA e MANOEL FILHO (1997), esse elemento possui solubilidade limitada e pouco contribui para a alcalinidade da água,

pois se hidrolisa rapidamente. Ocorre com concentrações entre 0,1 mg/L e 1,5 mg/L nas águas naturais, podendo chegar, às vezes, até 10 mg/L e, raramente, a 50 mg/L em águas muito sódicas com pouco cálcio. Nas águas dos oceanos, seus valores estão situados entre 0,6 e 0,7 mg/L. Em regiões áridas, os fluoretos podem aparecer em quantidades elevadas.

A origem do flúor nas águas dos Aquíferos Serra Geral e Guarani ainda não está totalmente esclarecida. Observações de campo feitas pelo autor durante a perfuração de poços artesianos, tem mostrado que a presença de flúor ocorre, em concentrações variáveis, nos mais diversos aquíferos, como por exemplo, o Aquífero Rio Bonito na região de Quatiguá-PR, que apresenta poços produzindo água com teores de flúor de até 4,00 mg/L (SANEPAR – Relatório de Poço Tubular Vila Rural, inédito). Poços perfurados nos riolitos do Membro Nova Prata na região de Guarapuava também produzem água com teores de flúor variando em torno de 0,5 mg/L. Os dois piezômetros perfurados em Londrina (contratados pela Sanepar) apresentaram contribuição de água no basalto com teores de flúor de 10 mg/L no piezômetro do Limoeiro, e 1,9 mg/L no piezômetro da região norte.

Conforme a Tabela-01 as concentrações de flúor encontradas nas fontes utilizadas na elaboração do presente estudo apresentaram valores variando entre 0,34 e 1,24 mg/L.

## **7.2 DIAGRAMAS DE PIPER E STIFF**

Tanto o Diagrama de Piper com o de Stiff, são utilizados para comparar os distintos grupos de águas quanto aos íons dominantes. O Diagrama de Piper também é utilizado para classificar um tipo de água. Para plotar dados nesses diagramas, transformam-se os valores de cada íon expresso em meq/L, em porcentagem do total de ânions e do total de cátions, separadamente.

Assim, todas as amostras de água das fontes utilizadas nesse trabalho estão representadas no Diagrama de Piper da Figura 21, onde é possível notar a quase totalidade dessas fontes produzindo águas bicarbonatadas sódicas, com apenas uma

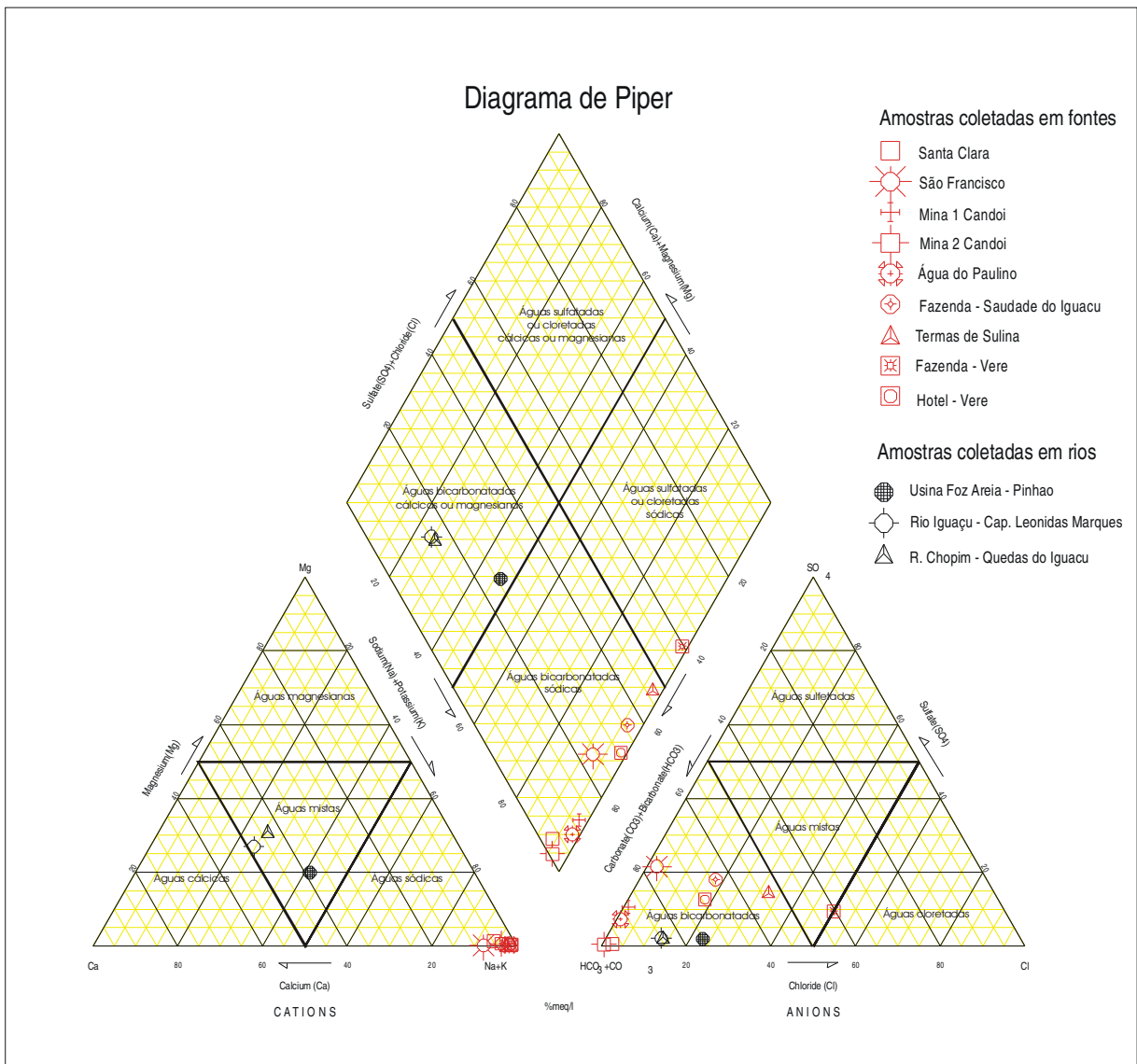
exceção referente à amostra identificada como Verê-Fazenda, que se apresentou como cloretada sódica. É notável um agrupamento de fontes produzindo águas bicarbonatadas sódicas, a saber: fontes de Santa Clara, Candói Minas 1 e 2, São Francisco e Águas do Paulino. As outras fontes possuem uma composição tendendo a águas mistas surgindo concentrações maiores de cloretos e sulfatos. Outra observação interessante diz respeito à localização geográfica dessas fontes. Com exceção da fonte águas do Paulino, todas as fontes fortemente bicarbonatadas estão situadas na margem direita do Rio Iguaçu. As fontes com águas onde aparecem concentrações maiores de cloretos e sulfatos estão situadas na margem esquerda do Rio Iguaçu. O mesmo condicionamento geográfico pode ser observado quando é utilizado o parâmetro temperatura. As menores temperaturas estão relacionadas às fontes da margem direita do Rio Iguaçu (26,7 a 28,9 °C), e as maiores temperaturas às fontes da margem esquerda (31,6 a 36,5 °C). Essa disposição geográfica pode ser visualizada no Diagrama de Stiff da Figura 22.

Ainda não há dados científicos para elaborar uma hipótese que justifique essas observações. Esse condicionamento tanto pode estar relacionado a cotas mais elevadas das surgências da margem direita do Rio Iguaçu, como a uma maior mistura das águas do Guarani com águas do Serra Geral, ou mesmo a influência desses dois fatores.

### **7.3 ANÁLISES FÍSICO-QUÍMICAS DE ÁGUAS DE RIOS**

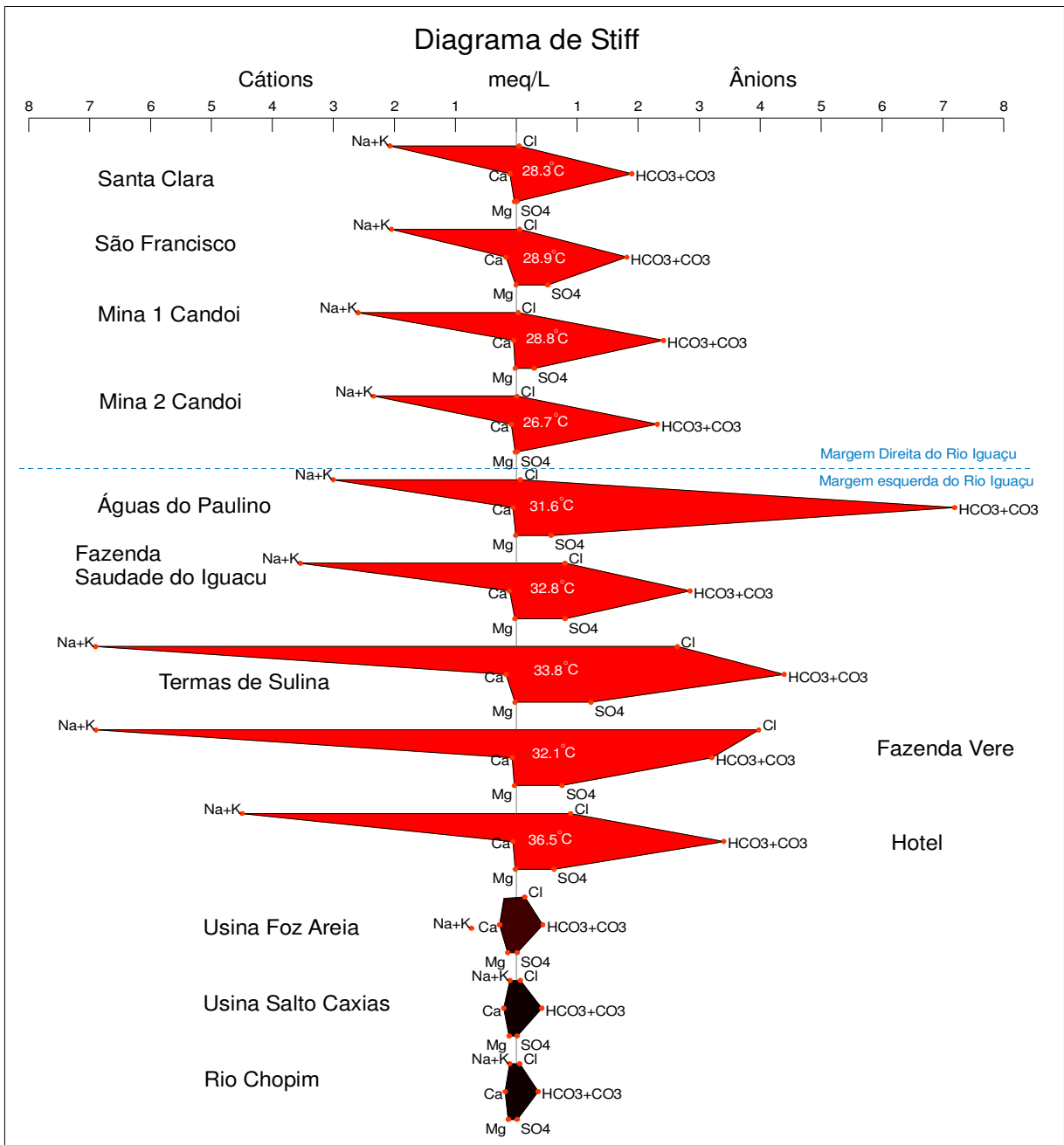
Com o intuito de verificar a existência de descargas do Aquífero Guarani nos leitos dos rios Chopinzinho e Iguaçu, foram realizadas coletas de água, em pontos considerados estratégicos, para identificar possíveis alterações na composição físico-química dessas águas. De acordo com a Tabela-02, foram coletadas três amostras sendo duas no Rio Iguaçu e uma no Rio Chopim. Também com o mesmo propósito, foram analisados alguns parâmetros, obtidos em campo, de outros afluentes do Rio Iguaçu, os quais estão apresentados na Tabela-03.





**Figura 21.** Diagrama de Piper com os resultados das análises referentes às fontes termais e às coletas feitas nos rios.

Os resultados dessas análises apresentaram valores dentro da normalidade (Figura 21). Não se observou nenhum parâmetro anômalo. A temperatura, em alguns pontos, (ver Tabela-03), poderia ser considerada anômala (elevada), mas esse efeito é atribuído ao fato de que o Rio Chopim, nessa localidade, está escoando sobre rocha sã (basaltos) e no ponto amostrado a espessura da lâmina de água é pequena, em torno de 5,0 metros, permitindo o seu aquecimento pelos raios solares.



**Figura 22.** Diagrama de Stiff, mostrando as claras diferenças químicas e termais entre as fontes localizadas na margem esquerda e direita do Ri Iguazu.

#### **7.4 CORRELAÇÃO ENTRE AS FONTES E OS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS**

A área abrangida pelo presente estudo apresenta os alinhamentos estruturais PQ-1 e PT-2 (Rio Iguaçu e São Jorge do Oeste, respectivamente), definidos por SOARES *et al.*, (1982). Segundo esses autores, a faixa PQ-1 representa a faixa estrutural Médio Piquiri de direção N60W. Constitui uma zona com alta densidade de traços de fratura e lineamentos bem definidos em imagem de satélite, porém sem dados comprobatórios de campo. A faixa PT-2 representa a faixa estrutural Pitanga de direção N60E. Essa faixa estrutural está bem caracterizada como feixes de lineamentos. Poucas falhas foram mapeadas nesta faixa. Secundariamente são observados lineamentos referentes à direção Goioxim (N25W) e à direção Médio Paraná (N25-35E).

Com base na imagem de satélite, não foi possível relacionar as surgências com um lineamento específico. De um modo geral, com maior ou menor intensidade, todos os lineamentos descritos por SOARES *et al.* (1982) estão presentes nessas surgências. Os lineamentos N60E e N60W são os mais marcantes nas áreas de ocorrência dessas fontes.

Dentro do contexto acima descrito, apresentam-se de forma diferenciadas, as surgências de Candói situadas na fazenda de propriedade do Sr. Luiz Carlos Lima de Paula. Pode-se observar nitidamente na imagem de satélite, a participação de um dique de diabásio (NW) na surgência da mina 02. Já a mina 01 está relacionada a um fraturamento NS, provavelmente relacionado ao evento tectônico que possibilitou a intrusão desse dique. Esse fraturamento é representado no ponto da surgência por duas pequenas fendas alinhadas na direção NS, onde se percebe o fluxo da água saindo de cada uma delas (Fig. 23).

#### **8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS**

Os resultados do Potencial Hidrogeniônico-pH mostraram valores variando entre 8,81 e 9,56. Esses valores são compatíveis com águas provenientes do Aqüífero

Guarani, excluindo-se assim sua origem no Aqüífero Serra Geral que apresenta valores de pH em torno de 7.

Em relação ao bicarbonato, pode-se dizer que esse parâmetro, por si só não indica a origem de uma determinada água. Nas águas das fontes aqui estudadas o bicarbonato coexiste com o carbonato indicando um caráter alcalino dessas águas. Nesse contexto pode-se dizer que a coexistência entre o carbonato e o bicarbonato mostra que essas fontes de água têm sua origem no Aqüífero Guarani.

As temperaturas observadas nessas fontes, apresentaram valores variando entre 26,7 °C e 36,5 °C, o que remete, sem sombra de dúvidas, ao fato de que essas águas tem sua origem no Aqüífero Guarani, pois as águas do Aqüífero Serra Geral, no Estado do Paraná, apresentam valores variando entre 17 °C e 23,5 °C.

Em relação ao cloreto, essas fontes apresentaram valores variando entre 0,33 e 141,00 mg/L. Esses valores, quando considerados no contexto, mostram que essas fontes têm como origem o Aqüífero Guarani. Observe-se que os menores teores de cloreto estão relacionados às menores temperaturas, podendo refletir duas possibilidades: a primeira relacionaria esses teores menores com a precipitação desses cloretos frente a queda da temperatura (variação da saturação desse elemento). A segunda estaria relacionada a misturas com águas do Aqüífero Serra Geral, o que provocaria uma simples diluição do sistema.

Em relação ao sulfato, os valores encontrados foram de <1 mg/L até 58,91 mg/L. Esses teores permitem relacionar essas fontes como tendo sua origem no Aqüífero Guarani, pois, comparativamente, os basaltos possuem menos minerais de enxofre (sulfetos e sulfatos) em sua constituição do que os arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia, pois esses arenitos foram formados em ambiente desértico e flúvio-lacustre onde é comum a formação de depósitos de precipitados salinos, onde se incluem os sulfatos.

No contexto apresentado pelos Aqüíferos Guarani e Serra Geral, o cálcio só pode ser usado como indicador da origem (Aqüífero) a que pertence uma determinada amostra de água, quando puder ser comparado ao sódio. Com base nos teores de cálcio e sódio encontrados nas águas das fontes aqui estudadas é possível afirmar,

com certeza, que elas não pertencem ao Aquífero Serra Geral, pois as águas desse aquífero são bicarbonatadas cálcicas a cálcicas magnesianas, e as águas encontradas nas fontes são bicarbonatadas sódicas. Por outro lado, também não poderia, a rigor, ser afirmado que essas fontes produzem águas cuja origem estaria relacionada, unicamente, ao Aquífero Guarani, pois como já foi dito, existem falhamentos geológicos profundos que, em tese, poderiam interconectar todos os aquíferos da Bacia do Paraná. Dessa forma, a presença de altos teores de sódio e outros elementos poderia estar relacionada a seqüências sedimentares da bacia que tiveram sua formação em ambientes marinhos como, por exemplo, as Formações Mafra e Rio do Sul do Grupo Itararé (ZALÁN *et al.*, 1987). O Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito também se apresentam como excelentes aquíferos.

Em função da falta de conhecimento detalhado do comportamento e influência dessas zonas de falhas na hidráulica e composição química das águas desses aquíferos, o presente trabalho propõe que a baixa relação entre cálcio e sódio nas águas dessas fontes tem sua origem no Aquífero Guarani. Essa proposta se baseia no fato de que nesse aquífero ocorre uma relação constantemente decrescente entre cálcio e sódio das áreas de recarga para as áreas de franco confinamento. Não há conhecimento de pontos ou lineamentos a partir do qual ocorra um aumento abrupto da concentração de sódio, em detrimento do cálcio. Todas as fontes termais utilizadas na elaboração desse trabalho encontram-se numa situação geográfica onde a espessura mínima da Formação Serra Geral é de 800 metros, comprovados por poços tubulares perfurados em Francisco Beltrão, Matelândia, Itaipulândia e Foz do Iguaçu.

Os teores de magnésio encontrados nas águas das fontes termais apresentaram valores entre 0,05 e 0,36 mg/L. Esse parâmetro não é conclusivo na determinação da origem (aquífero) de uma determinada amostra de água. No caso em questão, utilizando apenas esse parâmetro, seria possível vincular essas águas tanto ao Aquífero Serra geral como ao Aquífero Guarani.

O flúor também não pode ser usado como parâmetro distintivo, tendo em vista a presença desse íon em águas provenientes de diversas formações da Bacia do Paraná. Portanto, esse parâmetro fica aqui apresentado como uma referência para utilização

em futuros estudos visando à utilização do Aquífero Guarani no abastecimento público de água, com a reserva de que esses resultados não refletem, necessariamente, uma condição desse aquífero.

O Diagrama de Piper da Figura 21 mostra um claro lineamento dos resultados químicos das fontes estudadas, sugerindo um “blend” de águas dos aquíferos Guarani e Serra Geral, cujos extremos são, de um lado a surgência de Candói – Mina 2 (águas menos salinizadas), e do outro a surgência de Verê – Fazenda (águas mais salinizadas). A tipologia química da surgência de Candói – Mina 2, apesar de menos salinizada, ainda é classificada como bicarbonatada-sódica, indicando uma mistura de águas desses dois aquíferos. Esse alinhamento ocorre por conta da variação da concentração dos ânions  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Cl}^-$ .

Como pode ser observado na Tabela 01, foram medidas as vazões de cada uma das fontes utilizadas nesse trabalho, com o objetivo de mensurar o volume de água produzido por esse sistema de fontes. O valor total de descarga obtido foi de  $100 \text{ m}^3/\text{h}$ .

As surgências utilizadas na elaboração desse trabalho ocorrem em cotas que variam de 397 m (Termas de Sulina) a 745 m (Candói – Santa Clara). RAMOS *et al.*, (1989), *apud* ARAÚJO *et al.*, (1995), dizem que, teoricamente, o nível estático ou cabeça hidráulica de um aquífero pode ser obtido pela interpolação do segmento de reta definido pela altura da coluna de água da área de recarga e da área de descarga. Para ARAÚJO *et al.*, (1995), no compartimento individualizado a sul do Arco de Ponta Grossa, o Aquífero Guarani apresenta na borda leste cotas em torno de 1.200 m, e na oeste cotas de 50 m. Segundo esses autores, a justificativa para a diferença entre a potenciometria das áreas de recarga e descarga é a existência de zonas de alívio de pressão entre essas áreas. Entre as surgências de Santa Clara e Termas de Sulina, cuja distância em planta é de aproximadamente 100 Km, ocorre uma queda na potenciometria de 348 m, o que, com base em ARAÚJO *et al.*, (1995), poderia ser justificado com a existência de zonas de alívio de pressão (surgências/descargas) entre esses dois pontos. Relatos verbais dão conta da existência de inúmeras surgências no leito do Rio Chopim que podem ser observadas após longos períodos de estiagem, o mesmo acontecendo na região de Sulina e Saudade do Iguaçu.

Com o intuito de verificar possíveis influências das surgências do Guarani nas águas superficiais, foram confeccionados mapas geoquímicos da distribuição dos seguintes parâmetros: cloretos, pH, magnésio, cálcio, sódio, flúor, sulfato e condutividade. Para a confecção desses mapas, utilizaram-se os dados adquiridos da MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A). A forma de apresentação desses dados foi a de mostrar os teores por microbacias, por uma questão de melhor visualização (Figuras 10 a 19).

Não foi possível observar a existência de influências das surgências sobre águas de superfície. Os mapas geoquímicos mostraram uma distribuição aleatória, em relação aos pontos de surgência. A única correlação observada foi a do pH, que apresentou os maiores valores alinhados com o Rio Chopim. Na parte oeste da área de estudo ocorrem os maiores valores dos parâmetros Condutividade, Magnésio, Sódio, Cálcio. Quando observadas no contexto do Estado do Paraná, essas anomalias mostram uma direção NE/SW, coincidente com o rifteamento proposto por MILANI (1997).

## **9. CONCLUSÃO**

Os parâmetros químicos observados nas fontes termais utilizadas na elaboração desse estudo indicam que essas águas possuem sua origem no Aqüífero Guarani. Alguns dos parâmetros analisados como, por exemplo, o Flúor e o Sódio, poderiam sugerir uma relação com aqüíferos sotopostos ao Aqüífero Guarani. No caso do Sódio, essa consideração foi aqui descartada em função da existência de uma relação constante e crescente entre Sódio e Cálcio quando observada no sentido da área de recarga para as áreas de franco confinamento.

Em relação ao Flúor, ainda não existe um estudo definitivo elucidando a sua presença no Aqüífero Guarani. Esse elemento já foi observado, com teores anômalos, em vários outros Aqüíferos da Bacia do Paraná (Rio Bonito, Itararé, e mesmo no Serra Geral).

É relevante o fato de que, com exceção da fonte Águas do Paulino situada no município de Coronel Vivida, todas as fontes localizadas na margem direita do Rio

Iguaçu são francamente Bicarbonatadas Sódicas. As águas das fontes situadas na margem esquerda apresentam características químicas onde os teores de cloretos e sulfatos são maiores, imprimindo um caráter de águas mistas a sulfatadas para essas águas. Outra observação relevante diz respeito à temperatura. Todas as fontes localizadas na margem direita do Rio Iguaçu são mais frias que as localizadas na margem esquerda. A justificativa para esse condicionamento pode estar na existência de falhas contidas no lineamento do Rio Iguaçu que resultou no basculamento de blocos, onde o bloco da margem direita do Rio Iguaçu subiu e o bloco da margem esquerda desceu. Esse movimento relativo pode ser sugerido com base nas evidências obtidas nos poços de pesquisa perfurados pela Petrobrás e nos poços tubulares perfurados com fins hidrotermais existentes na região. Os poços da Petrobrás utilizados nessa análise foram os poços de Abelardo Luz – SC, onde a cota do terreno é de 1024 metros e a espessura de basalto é de 1.222 metros, São Miguel do Oeste – SC, onde a cota do terreno é de 642 metros e a espessura de basalto é de 1.206 metros, Laranjeiras do Sul – PR, onde a cota do terreno é de 826 metros e a espessura de basalto é de 1014 metros. Os poços perfurados para fins de hidrotermalismo utilizados foram o poço do Termas de Cascavel - PR, onde a cota do terreno é de 645 e a espessura de basalto é de 1076 metros e o poço de Termas do Sudoeste em Francisco Beltrão – PR, onde a cota do terreno é de 799 metros e a espessura de basalto é de 1.356 metros. A distribuição desses poços é mostrada no mapa da Figura 25. Nesse contexto, pode-se observar que os poços perfurados na margem direita do Rio Iguaçu mostram uma espessura menor para a Formação Serra Geral do que na margem esquerda. Com base nesses dados pode-se estimar um rejeito médio na ordem de 250 metros. Segundo ARAÚJO *et al.* (1995), o gradiente geotérmico para o Aqüífero Guarani é de 29 °C/Km. Considerando o rejeito mencionado de 250 metros, é possível uma variação termal em torno de 7,25 °C entre as surgências da margem direita e esquerda do Rio Iguaçu. Esse condicionamento estrutural, associado a possíveis misturas das águas do Aqüífero Guarani com águas do Aqüífero Serra Geral pode justificar as diferenças termais e químicas entre essas surgências.



A elaboração de mapas de distribuição comparativos dos parâmetros físico-químicos analisados nas águas de microbacias com os determinados nas fontes termais, não apresentou resultados concretos. Esse procedimento teve como objetivo identificar possíveis influências dessas zonas de surgência nas águas de superfície. Optou-se por apresentar esses parâmetros por microbacias, por uma questão de melhor visualização. Os resultados mostram que não há influência dessas zonas de surgências nas águas de superfície. O único parâmetro que permitiu uma leve correlação foi o pH. Observou-se um alinhamento de valores elevados ao longo do Rio Chopim. Para todos os demais parâmetros estudados, existe uma tendência de concentrações maiores na parte oeste da área refletindo, talvez, uma zonalidade litológica.

Não foi possível condicionar estruturalmente essas surgências. A imagem de satélite mostra a presença dos dois lineamentos principais descritos por SOARES *et al.* (1982), PQ-1 (N60W) e PT-2 (N60E), na área de ocorrência dessas fontes. Não obstante, apesar de não ter sido possível individualizar o lineamento responsável por cada uma delas, não pôde ser descartada a correlação entre os lineamentos e as surgências. A única ocorrência que permitiu uma correlação estrutural foi a de Candói, situada na fazenda do Sr. Luiz Carlos Lima de Paula. Ali foi possível identificar que a mina 02 está relacionada à intrusão de um dique de diabásio (NW), e a mina 01 com um fraturamento NS, provavelmente associada à intrusão do dique.

As fontes de Santa Clara e Águas do Paulino são resultado da perfuração de poços tubulares. Segundo informações verbais, a fonte Águas do Paulino corresponde a um poço com 40 metros de profundidade e a fonte de Santa Clara corresponde a um poço com 80 metros de profundidade.

Essas fontes são observadas em cotas de terreno que variam de 397 metros (Sulina) a 745 metros (Santa Clara). Essa diferença potenciométrica de 348 metros ocorre numa distância inferior a 75 Km, demonstrando assim a existência de zonas de alívio de pressão do Aqüífero Guarani entre esses dois pontos. Esse alívio de pressão ocorre na forma de surgências, caracterizadas pelas fontes aqui elencadas.

Os estudos e metodologias aplicados com o objetivo de comprovar a hipótese inicial, concluem pela existência de uma zona de descarga do Aquífero Guarani na área de estudo. Não ficou claramente definido o volume total de água produzido por essas descargas. Acredita-se que o volume de 100 m<sup>3</sup>/h obtido na somatória das vazões de todas as fontes identificadas, não expresse o volume total da descarga do Aquífero Guarani na área de estudo. Outras abordagens se fazem necessárias para quantificar melhor essas descargas, a exemplo do Balanço Hídrico de Bacias Hidrográficas, e obtenção do Perfil Térmico de rios.

## **10. RECOMENDAÇÕES**

Uma sugestão para futuras investigações é a realização de um perfil térmico dos rios Jordão e Chopim. Esse ensaio poderia ser feito no inverno, ou numa estação de clima ameno, para minimizar os efeitos de aquecimento por incidência dos raios solares. Essa sugestão baseia-se nos resultados obtidos em um ensaio realizado, pela Sanepar, no Rio Barigui na região de Tranqueira, onde foi possível identificar os pontos de surgências do Aquífero Carste elaborando o perfil térmico desse trecho do rio. Esse ensaio foi de fácil execução pelo fato de que o Rio Barigui, no trecho pesquisado localiza-se em área de fácil acesso, e pôde ser executado a pé. No caso da proposta para os rios Jordão e Chopim, a logística para a execução dos serviços é muito mais complicada e dispendiosa. Por isso não foi utilizada no presente trabalho. Essa metodologia poderia ser usada para selecionar, por exemplo, um dos afluentes do Rio Iguaçu, e a partir daí efetuar um balanço hídrico nessa sub-bacia. Assim poderiam ser identificadas e avaliadas possíveis anomalias de escoamento superficial, tendo em vista que o volume total de água produzido pelas fontes aqui elencadas é de 100 m<sup>3</sup>/h.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. 1995. Arcabouço hidrogeológico do Aqüífero Gigante do Mercosul (Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai): Formação Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 9º, Curitiba. Anais. Universidade Federal do Paraná, p.110-120.

ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim (41). P.161-263.

BITTENCOURT, A.V. L. 1978. Sólidos transportados na Bacia Hidrográfica do Rio Ivaí: Aplicação de balanços hidrogeoquímicos na conservação da redução de processos da dinâmica externa. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

BITTENCOURT, A. V. L. 1996. Aspectos químicos de águas termais da Bacia do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, 44. p 123-135.

BRASIL. MINISTÉRIO DA SAÚDE. Portaria nº 518, de 25 de Março de 2004. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Brasília, 2004.

BUCHMANN FILHO, A. C. 2002. Características das águas do Sistema Aqüífero Serra Geral no Estado do Paraná. Dissertação, Universidade Federal do Paraná.

CHANG, C.H. 2001. Proteção ambiental e gerenciamento sustentável integrado do Aqüífero Guarani. São Paulo: UNESP/IGCE. Março 2001, 54 p. Atividade 3b: Uso atual e potencial do Aqüífero Guarani.

CELLIGOI, A.; DUARTE, U. 1994. Aspectos hidrogeoquímicos da Formação Serra Geral em Londrina-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8º, Recife. Anais. ABAS, p.425-433.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1991. Significado dos diques do Arco de Ponta Grossa na abertura diferencial do Atlântico Sul. In: UNESP/SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3º, Rio Claro. Boletim de Resumos, p.77-78.

CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. 1983. Hidrologia Subterrânea. Barcelona: Ediciones Omega, p.1007-1061.

DAEE- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA, 1976. Estudo de águas subterrâneas, Regiões Administrativas 7, 8, e 9 (Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba). São Paulo, v.2 (texto).

ESPINDOLA, C.R.; BONI, N.R.; GARCIA, G.J., 1994. Componentes de basaltos alterados sob diferentes condições locais da região de Barra Bonita-Jaú (SP). Geociências, Universidade Estadual Paulista. São Paulo, v.1, p.25-36.

FEITOSA, F.A.C. & MANOEL FILHO, J. 1997. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Fortaleza: CPRM, LABHID – UFPE, 412 p.

FENZL, N., 1986. Introdução à hidrogeoquímica. 1ª ed. Pará: Universidade Federal do Pará.

FERNANDES, L.A., 1992. A cobertura Cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema: Os Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.

FRAGA, C.G., LISBOA, A.A., 1980. Relatório conclusivo subprojeto Botucatu. SUREHMA – Superintendência dos Recursos Hídricos e Meio Ambiente, Curitiba-PR.

FRAGA, C.G., 1986. Introdução ao zoneamento do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

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

GODOY, H.; CORRÊA, A.R., 1974. Carta climática do Estado do Paraná. Departamento da Produção Vegetal / Divisão de Meteorologia.

HAMZA, V.M.; ESTON, S.M.; ARAÚJO, R.L.C., 1978. Geothermal energy prospects in Brazil: A preliminary analysis. Pure and Applied Geophysics, v.117, p.180-196.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E FLORESTAS – ITCF. 1987. Atlas do Estado do Paraná. Curitiba: ITCF/DIOE.

KRAUSKOPF, K.B., 1972. Introdução à geoquímica. São Paulo. Universidade de São Paulo.

LARACH, J.O.I.*et al*, 1984. Levantamento de reconhecimento de solos do Estado do Paraná. Londrina: EMBRAPA: IAPAR.

LAVINA, E.L.; FACCINI, U.F., 1993. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: Um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da bacia do Paraná, 1º, Rio Claro, Resumos, p.94-95.

LEINZ, V., 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Geologia, São Paulo, n.5, p.1-103.

LEGRAND, H., 1979. Evaluation techniques of fractured – rock hidrology. Journal of Hydrology, n 43. p 333-346.

LICHT, O. A. B., 2001. 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. Curitiba: UFPR. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná.

LOGAN, J., 1965. Interpretação de análises químicas da água. Recife. P.1-75.

MAACK, R., 1968. Geografia física do estado do Paraná. Publicação da Universidade Federal do Paraná. Curitiba.

MELFI, A.J., 1967. Potassium – Argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil, Geoch. et Cosmoch, Acta, p. 1079-1089.

MILANI, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre. Tese de Doutorado – CPGG, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

NERY, J.T. *et al.*, 1995. Climatologia da precipitação da Região Sul do Brasil. Maringá. Universidade de Maringá. Apontamento, n.33.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J., 1983. Geologia do Brasil fanerozóico. T.A. Queiroz, Editor Ltda. Editora do Universidade de São.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J., 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenic and Geophysical Aspects, São Paulo: IAG – USP. 600 p.

PINTO, H.S., ALFONSI, R.R., 1974. Estimativas das temperaturas médias e mínimas mensais do Estado do Paraná, em função de altitude e latitude. Caderno de Ciências da Terra, (52), p.1-8.

REBOUÇAS, A.C., 1976. Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná: Análise de pré-viabilidade, São Paulo, Tese de Livre Docência, apresentada ao Instituto de Geociências – USP.

REBOUÇAS, A.C.; FRAGA, C.G., 1988. Hidrogeologia das rochas vulcânicas do Brasil. Revista de Águas Subterrâneas, ABAS, Agosto (12), p.29-55.

ROCHA, G., 1997. O grande manancial do Cone Sul. Estudos avançados, USP, V. 30, p.191-212.

ROSA FILHO, E.F.; SALAMAMUNI, R.; BITTENCOURT, A.V.L., 1987. Contribuição aos estudos das águas subterrâneas nos Basaltos do Estado do Paraná. Boletim paranaense de Geociências, n. 37, p.22-52.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D. A.; NADAL, C.A., 1998. Utilização das águas subterrâneas no abastecimento público das cidades paranaenses. Boletim Paranaense de Geociências, n. 46, p. 13-24.

RÜEGG, N.A., 1969. Aspectos geoquímicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná. São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.

RÜEGG, N.R., 1975. Modelos de variações químicas na província basáltica do Brasil meridional: Características do teor, distribuição geográfica e diferenciação, IG. USP, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência.

SARTORI, P.L.P.; MACIEL FO, C.L., 1976. Petrologia da seqüência vulcânica da Formação Serra Geral no rebordo ocidental do planalto meridional (RS), Anais XIX Congresso Brasileiro de Geologia, v1, p.297.

SARTORI, P.L.P.; GOMES, C.B., 1980. Composição químico-mineralógica das últimas manifestações vulcânicas na região de Santa Maria (RS). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 52 (1), p. 125-133.

SILVA, R.B.G., 1983. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero botucatu no Estado do São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP.

SOARES, P.C., 1973. O mesozóico gondwânico do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro (SP).

SOARES, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do mesozóico no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 5(4), p.229-251.

SOARES, P.C. *et al.*, 1981. Imagens de radar e Landsat na Bacia do Paraná, In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Anais, SBG-NSP, v 1, p.201-216.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO, M.G.; MENESES, P.R., 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: II SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, Brasília. Anais, Brasília, v.1, p.143-167.



SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DOS RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL – SUDERHSA, 1998. Atlas de Recursos Hídricos do Estado do Paraná, Curitiba.

SZIKSZAY, M., 1993. Geoquímica das águas, Boletim IG-USP, Série Didática, n. 5, p.1-166.

SZUBERT, E.C.; KIRCHNER, C.A.; SHINTAKU, I., 1978. Vulcanismo ácido no planalto meridional do Rio Grande do Sul. Anais, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, v. 3, p.1350-1356.

TEISSEDRE, J.M.; BARNER, U., 1981. Comportamento geotérmico e geoquímico das águas do Aquífero Botucatu na Bacia do Paraná. Revista de Águas Subterrâneas, v.4, p.85-95.

TEISSEDRE, J.M.; SANCHES, J.L.; LOPES, M.F.C., 1982. Geometria e condições de exploração do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. Anais, Salvador, II Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, v. 1, p.53-63.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas, SBG, v.1, p. 441-477.

WASHBURNE, C.W., 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. Bol. Com. Gol.

## **ANEXO I**

MUNICÍPIO	LOCAL	COORD.	Q(m3/H)	T(°C)	pH	STD(mg/L)	CO3(mg/L)	HCO3(mg/L)	Cl(mg/L)	Ca(mg/L)	Mg(mg/L)	Na(mg/L)	K(mg/L)	F(mg/L)	SO <sub>4</sub> (mg/L)	Cond (uS/cm)
Candói	Santa Clara	X=403,207 Y=7.164,223 Z=745,000	60,00	28,3	9,23	105,00	21,96	70,88	1,61	2,08	0,36	47,20	0,80	0,36	<1	185,9
Candói	São Francisco	X=380,131 Y=7.153,986 Z=510,000	7,00	28,9	9,18	109,00	17,4	75,15	1,95	3,45	0,05	46,80	0,60	0,34	24,66	190,5
Candói	Mina 1 Vereador	X=401,682 Y=7.191,840 Z=697,000	4,00	28,8	9,55	184,00	45,14	55,55	1,05	0,85	0,22	59,4	0,50	0,34	13,95	239,00
Candói	Mina 2 Vereador	X=401,089 Y=7.192,676 Z=681	4,00	26,7	9,54	160,00	54,65	30,19	0,33	1,62	0,19	53,60	0,50	0,35	<1	218,00
Coronel Vivida	Águas do Paulino	X=342,151 Y=7.115,188 Z=529,000	6,00	31,60	9,56	152,00	37,90	361,72	2,44	0,97	0,12	68,60	0,80	0,85	27,42	250,00
Saudade do Iguacu	Fazenda	X=335,785 Y=7.161,763 Z=418,000	5,00	32,80	9,54	247,00	39,20	94,09	28,31	2,28	0,29	81,20	0,60	0,57	38,48	412,00
Sulina	Termas de Sulina	X=328,743 Y=7.159,427 Z=397,000	6,00	33,80	8,93	481,00	37,42	191,92	93,75	3,34	0,27	158	1,30	1,24	58,91	802,00
Verê	Fazenda	X=307,216 Y=7.150,313 Z=419,000	3,00	32,10	8,81	370,00	38,88	116,51	141,00	1,40	0,36	158,00	0,90	0,36	36,00	740,00
Verê	Hotel	X=304,462 Y=7.149,305 Z=428,000	5,00	36,50	8,96	212,00	46,56	112,97	31,57	1,12	0,15	103,00	0,70	0,17	29,70	442,00

**Tabela-01.** Essa tabela relaciona todas as fontes mapeadas na área de estudo. Nela estão plotados todos os parâmetros físico-químicos de suas águas, bem como as vazões, coordenadas e os locais de coleta. Esses pontos de amostragens estão representados nos mapas por estrelas.

MUNICÍPIO	LOCAL	COORD.	pH	STD(mg/L)	CO3(mg/L)	HCO3(mg/L)	Cl(mg/L)	Ca(mg/L)	Mg(mg/L)	Na(mg/L)	K(mg/L)	F(mg/L)	SO <sub>4</sub> (mg/L)
Pinhão	Rio Iguaçu Usina Foz do Areia	X=431,920 Y=7.125,084 Z=641,000	7,11	51,00	0	26,57	4,83	5,43	1,68	5,20	2,30	0,05	<1
Capitão Leônidas Marques	Rio Iguaçu Usina de Salto Caxias	X=247,827 Y=7.172,731 Z=267,000	7,26	40,00	0	25,36	2,27	4,13	1,39	2,80	1,70	0,07	<1
Cruzeiro do Iguaçu	R. Chopim	X=287,505 Y=7.170,052 Z=371,000	7,36	37,00	0	21,74	2,00	3,64	1,60	1,90	1,50	0,03	<1

**Tabela-02.** Essa tabela relaciona os pontos onde foram amostrados os rios Iguaçu e Chopim. Nela constam os resultados das análises físico-químicas, obtidos em laboratório. Esses pontos estão representados nos mapas por esferas verdes.

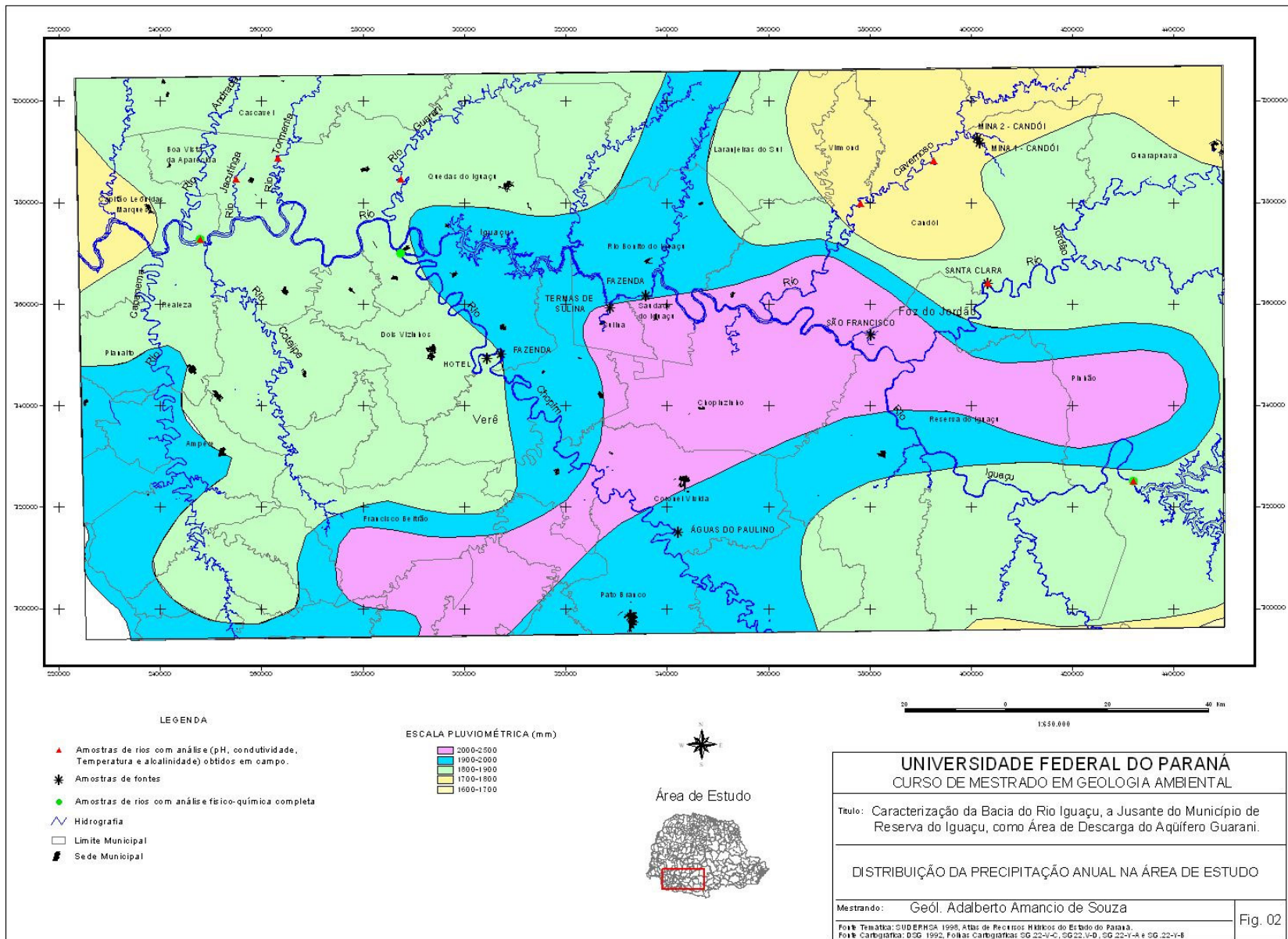
MUNICÍPIO	LOCAL	COORD.	pH	Condut(uS/cm)	Temp Água(°C)	Temp Ambiente(°C)	Alcalinidade(mg/L)	Hora
Pinhão	Rio Iguazu Usina Foz do Areia	X-431,920 Y-7.125,084 Z-641,000	6,11	61,20	20,00	27,00	15,00	16:00
Capitão Leônidas Marques	Rio Iguazu Usina de Salto Caxias	X-247,827 Y-7.172,731 Z-267,000	6,40	42,60	23,30	22,90	18,00	15:00
Quedas do Iguazu	Rio Guarani	X-287,505 Y-7.184,606 Z-329,000	7,13	37,50	27,10	26,30	23,00	13:00
Cadói	Rio Jordão	X-403,207 Y-7.164,223 Z-745,000	6,73	13,81	19,50	19,80	x	09:00
Boa Vista da Aparecida	Rio Jacutinga	X-254,848 Y-7.184,606 Z-329,000	7,73	51,00	22,90	29,00	24,00	14:00
Boa Vista da Boa Vista	Rio Tormenta	X-263,125 Y-7.188,767 Z-365,000	7,75	30,40	24,30	29,00	x	11:00
Cantagalo	Rio Cavernoso P-01	X-392,611 Y-7.188,266 Z-614,000	6,42	30,30	20,10	24,80	x	10:00
Virmond	Rio Cavernoso P-02	X-378,144 Y-7.179,775 Z-544,000	6,55	30,30	24,20	26,30	x	11:00

**Tabela-03.** Essa tabela mostra o resultado de parâmetros medidos em campo, em amostragens de afluentes do Rio Iguazu. Os campos da alcalinidade que estão em branco correspondem a pontos onde não foi possível obter esse parâmetro, em função da não existência de laboratórios nas proximidades da área de coleta. Esses pontos de amostragens estão representados nos mapas por triângulos vermelhos.

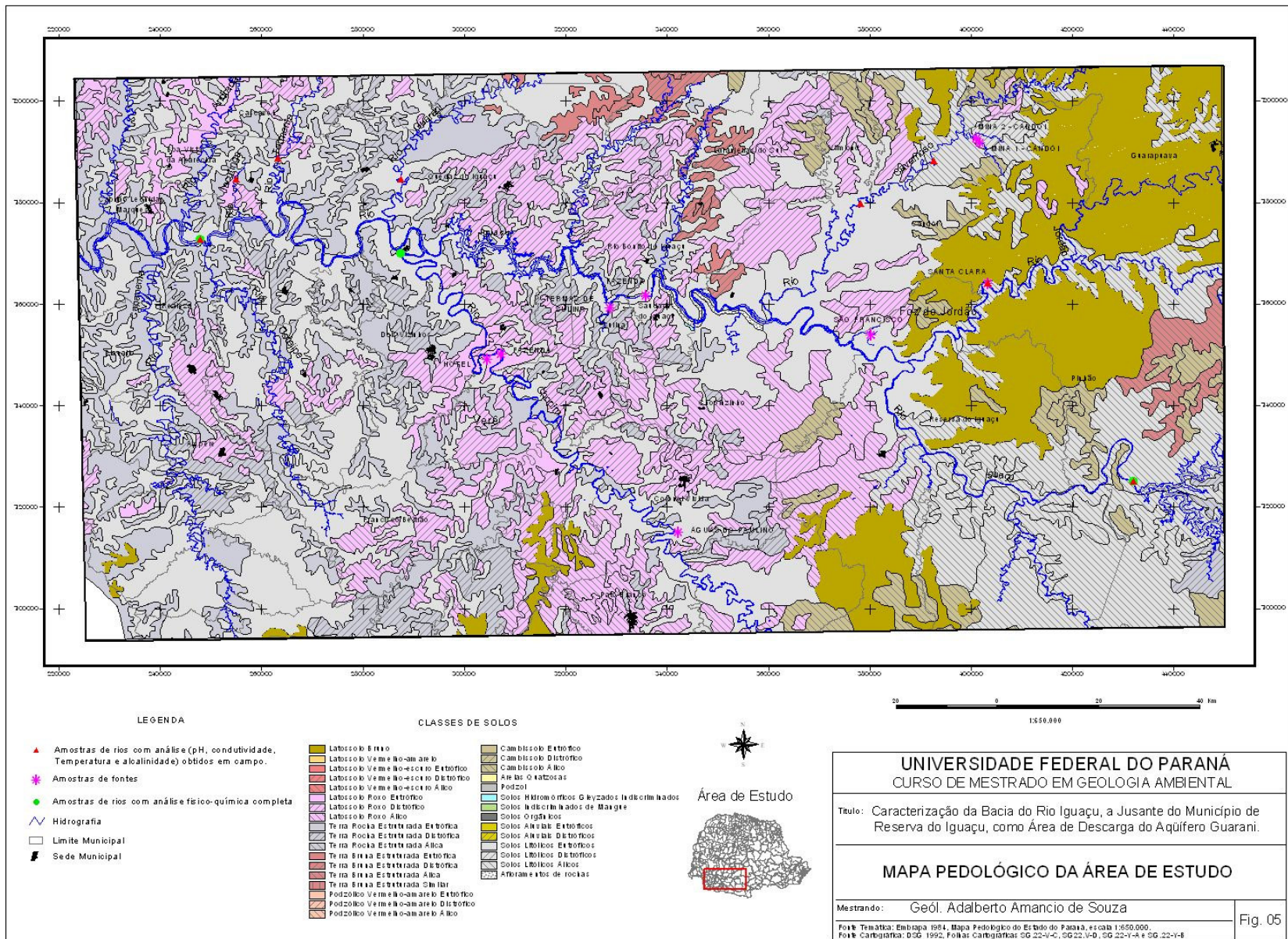
SIGLA	Ca	K	Mg	Na	F	Cl	SO4	Condut	pH	SIGLA	Ca	K	Mg	Na	F	Cl	SO4	Condut	pH
IG-043	3,07	2,74	1,33	1,16	0,01	0,29	0,22	31,9	7	IG-143	1,51	1	0,75	0,9	0,04	0,35	0,11	20,7	6,78
IG-044	1,7	1,51	0,66	0,99	0,01	0,22	0,22	20,4	6,8	IG-144	2,03	2,3	1,09	1,7	0,08	0,56	0,24	25,5	6,72
IG-045	2,29	1,97	1,01	0,94	0,01	0,13	0,23	23,8	6,8	IG-145	1,55	1,5	0,56	1	0,03	0,34	0,13	22,4	6,61
IG-046	1,83	1,06	0,82	1,14	0,01	0,01	0,01	27	6,9	IG-147	1,12	1,1	0,44	0,6	0,01	0,27	0,3	19,4	6,54
IG-049	2,47	0,92	1,12	1,09	0,01	0,01	0,01	32,3	6,9	IG-148	0,74	1,5	0,3	0,6	0,06	0,52	0,21	14,1	6,54
IG-050	1,16	1,14	0,41	0,89	0,01	0,01	0,01	19,8	6,9	IG-149	0,69	3,3	0,29	1,4	0,08	2,45	0,25	13,5	5,76
IG-051	1,47	1,22	0,52	0,94	0,01	0,01	0,01	21,9	6,9	IG-151	2,63	0,3	0,64	0,73	0,01	0,22	2,41	23,1	6,9
IG-052	1,32	0,7	0,59	0,57	0,05	0,21	0,02	15,5	6,7	IG-153	0,49	0,7	0,18	0,5	0,02	0,26	0,03	9,1	5,93
IG-053	1,57	0,44	0,78	0,61	0,01	0,01	0,02	22	6,9	IG-154	0,89	1	0,32	0,8	0,09	0,5	0,05	14,2	5,39
IG-054	1,69	0,67	0,76	0,72	0,01	0,75	0,03	19,5	6,6	IG-155	1,32	1,5	0,43	1,1	0,02	0,78	0,08	19,5	5,84
IG-055	2,73	0,58	1,21	0,8	0,01	0,18	0,05	26,6	6,6	IG-156	2,05	1,2	0,76	1	0,01	0,47	0,09	26,4	6,14
IG-056	3,59	0,62	1,63	0,88	0,01	0,33	0,06	34,2	6,7	IG-157	1,39	1,4	0,48	1	0,05	0,48	0,12	19,4	6,29
IG-057	3,69	0,62	1,7	1	0,01	0,4	0,05	37,2	6,8	IG-158	1,62	1,15	0,77	1	0,01	0,42	0,16	25,4	6,8
IG-058	4,09	0,72	1,77	1,07	0,01	0,53	0,18	41	6,7	IG-159	1,55	0,5	0,77	0,87	0,01	0,39	0,01	18,6	6,8
IG-059	3,14	0,38	1,5	0,94	0,01	0,01	0,01	38,4	6,8	IG-160	2,15	0,36	1,01	1,03	0,01	0,46	0,69	24,3	6,7
IG-067	1,32	0,48	0,63	0,56	0,01	0,01	0,01	20,1	6,9	IG-161	1,68	0,5	0,92	0,7	0,012	0,39	0,05	18,6	6,71
IG-068	2,7	0,68	1,33	0,7	0,013	0,58	0,19	31,8	6,2	IG-162	3,29	1,4	1,35	2,1	0,1	1,18	2,99	39,9	6,44
IG-070	2,47	0,45	1,15	0,91	0,01	0,01	0,01	34,3	6,8	IG-163	2,88	1,3	1,17	1,8	0,04	1,47	1,16	31,5	6,48
IG-071	2,68	0,44	1,31	1,07	0,01	0,02	0,04	41,4	6,9	IG-166	3,22	0,61	1,4	1,18	0,01	0,27	0,08	33,2	6,7
IG-072	3,4	0,56	1,66	1,11	0,01	0,03	0,04	45,6	6,9	IG-168	3,03	0,48	1,54	1,01	0,01	0,1	0,01	31,8	6,7
IG-073	2,21	0,43	1,14	0,77	0,01	0,02	0,01	33,6	6,8	IG-169	3,88	0,67	1,65	2,08	0,01	0,3	0,28	44,5	6,7
IG-074	2,07	0,43	1,06	0,65	0,01	0,03	0,01	32	6,8	IG-170	3,21	0,58	1,67	1,1	0,01	0,26	0,01	36,4	6,7
IG-075	1,4	0,59	0,68	0,71	0,01	0,02	ND	25,3	6,9	IG-171	3,39	0,74	1,57	1,35	0,01	0,34	0,16	37,8	6,7
IG-076	2,29	0,65	1,24	0,8	0,01	0,08	0,02	40,8	6,8	IG-172	3,06	0,53	1,47	1,14	0,01	0,26	0,02	33	6,7
IG-077	3,15	0,56	1,75	1,11	0,01	0,04	0,04	54,1	6,8	IG-173	3,71	0,78	1,94	2,14	0,03	0,68	0,87	40,7	6,8
IG-078	2,95	0,66	1,55	1,54	0,01	0,21	0,04	53,4	6,8	IG-174	2,33	2,1	1,06	1	0,02	1,01	0,68	29,5	6,37
IG-079	2,08	0,6	1,09	1,01	0,01	0,04	0,03	33,8	6,9	IG-175	2,3	0,46	1,15	0,84	0,01	0,2	0,01	25,1	6,7
IG-080	3,52	1,04	1,85	1,58	0,01	0,06	0,01	50	6,8	IG-176	3,39	0,85	1,5	1,35	0,01	1,04	0,15	35,4	6,7
IG-081	4,78	0,84	2,51	1,64	0,01	0,78	0,24	58,8	6,5	IG-177	3,19	0,58	1,58	1,2	0,01	0,48	0,08	35,7	6,5
IG-082	5,65	0,9	2,85	1,78	0,06	0,42	0,21	59,7	6,5	IG-178	3,14	0,62	1,72	1,03	0,01	0,46	0,43	35	6,6
IG-083	6,03	1	3,1	1,93	0,04	0,81	0,35	64,4	6,7	IG-179	2,35	0,51	1,17	0,8	0,01	0,15	0,06	28,1	6,5
IG-084	5,57	1,16	2,84	1,96	0,01	1,53	0,39	63,1	6,8	IG-180	2,13	0,44	1,11	0,81	0,01	0,16	0,22	27	6,5
IG-085	5,21	0,94	2,75	1,75	0,01	0,95	0,34	62,1	6,7	IG-182	6,02	0,86	3,14	1,53	0,03	0,66	0,33	68,2	6,6
IG-086	5,7	0,84	3,01	1,73	0,01	0,6	0,48	64,7	6,5	IG-183	6,05	0,65	3,26	1,79	0,01	0,51	0,34	71,8	6,7
IG-087	6,23	0,83	3,2	2,37	0,01	0,6	0,51	65,2	6,7	IG-184	3,13	0,5	1,75	1,04	0,05	0,77	0,14	38,5	6,7
IG-089	4,86	1,25	2,51	1,89	0,01	1,31	0,56	63,2	6,6	IG-185	4,66	0,68	2,4	1,09	0,04	0,48	0,23	53,6	6,7
IG-090	2,85	0,64	1,64	0,74	0,01	0,57	0,03	34,5	6,7	IG-186	5,05	0,94	2,55	1,47	0,01	0,69	0,63	60,2	6,7
IG-091	5,12	0,54	2,68	1,49	0,01	0,49	0,25	55,5	6,7	IG-187	7,91	1,28	3,97	2,8	0,01	1,15	0,54	94,7	6,8
IG-092	4,74	0,53	2,36	0,94	0,002	0,35	0,16	49,9	6,2	IG-188	5,63	0,83	2,94	1,76	0,01	0,87	0,43	68,5	6,8
IG-093	4,62	0,93	2,55	1	0,01	0,58	0,33	49,9	6,9	IG-189	4,98	0,81	2,51	1,65	0,01	1,28	0,28	59,9	6,9
IG-094	7,7	1,25	3,75	2,62	0,01	1,18	1	87,2	6,8	IG-190	3,19	0,44	1,6	0,89	0,01	0,48	0,02	38,1	6,9
IG-095	7,47	0,95	3,8	2,81	0,01	0,9	0,52	89	6,9	IG-191	1,91	0,21	0,99	0,55	0,09	0,47	0,02	22,5	6,9
IG-096	6,64	0,89	3,49	1,77	0,01	0,87	0,31	74,8	6,9	IG-192	5,22	1,01	2,63	1,56	0,01	1	0,42	63,7	6,9
IG-097	6,32	0,78	3,24	1,89	0,01	1,01	0,44	77,2	7	IG-193	3,76	0,62	1,89	1,09	0,01	0,43	0,1	45,1	6,9
IG-098	5,51	0,88	2,97	1,7	0,01	0,91	0,26	72	7	IG-194	2,54	0,38	1,27	0,76	0,01	0,38	0,08	29,9	7
IG-099	6,67	0,83	2,49	2,17	0,01	0,78	0,5	78,4	6,7	IG-195	2,99	0,47	1,36	1,14	0,01	0,65	0,21	37,4	6,9
IG-100	4,58	0,56	2,36	1,34	0,01	0,93	0,06	52,2	6,8	IG-196	4,92	0,65	2,47	1,38	0,03	0,55	0,17	60,1	6,9
IG-101	7,26	0,8	3,71	2,23	0,01	0,81	0,52	77,5	6,9	IG-197	2,83	0,52	1,25	1,22	0,01	0,4	0,44	36,1	6,9
IG-102	8,56	1,54	4,36	3,47	0,38	2,11	0,82	91,7	6,7	IG-198	3,51	0,48	1,65	1,01	0,01	0,47	0,2	42,7	6,9
IG-104	9,2	1,15	4,34	4,03	0,09	1,78	0,85	98,5	6,9	IG-199	2,23	0,41	1,09	0,68	0,01	0,35	0,09	28,2	6,9
IG-105	5,91	0,67	3,04	1,86	0,01	0,95	0,01	61	6,9	IG-201	5,15	0,71	2,61	1,47	0,01	0,55	0,26	62,6	6,8
IG-106	5,94	0,61	3,11	1,73	0,01	0,55	0,24	62,7	6,9	PQ-008	5,83	1,22	2,61	1,64	0,04	0,44	0,16	54,2	6,6
IG-136	3,2	0,61	1,5	0,97	0,01	0,16	0,22	33,9	6,3	PQ-010	4,5	1	2,25	1,2	0,01	0,33	0,12	47,4	6,75
IG-142	2,41	0,8	0,97	1,1	0,06	0,45	0,19	30,5	6,83	PQ-011	8,15	0,98	3,82	3,04	0,03	0,3	0,37	76,6	6,8

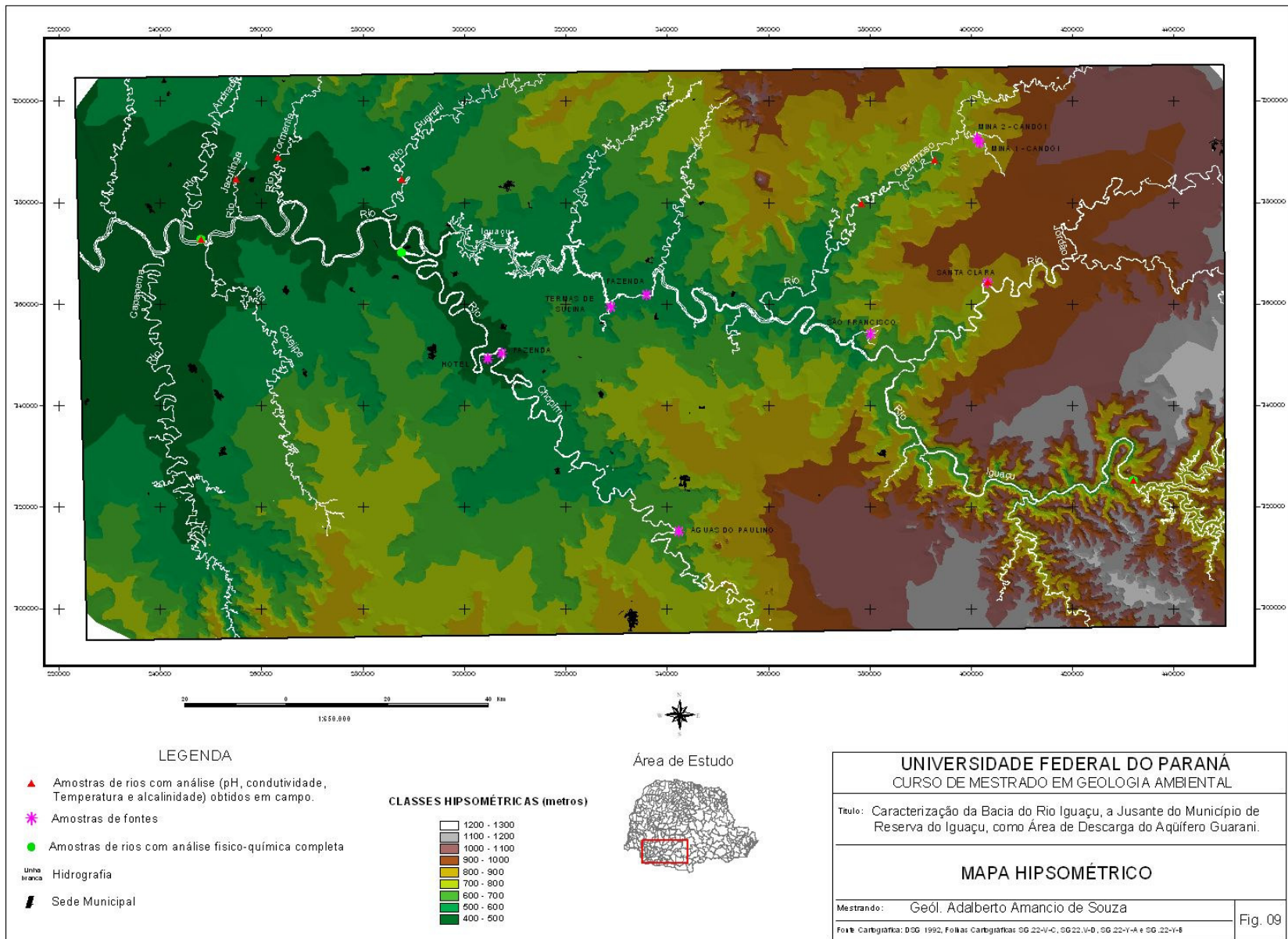
**Tabela 04** – Planilha de dados hidrogeoquímicos das microbacias da área de estudo, com seus respectivos códigos, disponibilizada pela Mineropar – Minerais do Paraná S/A

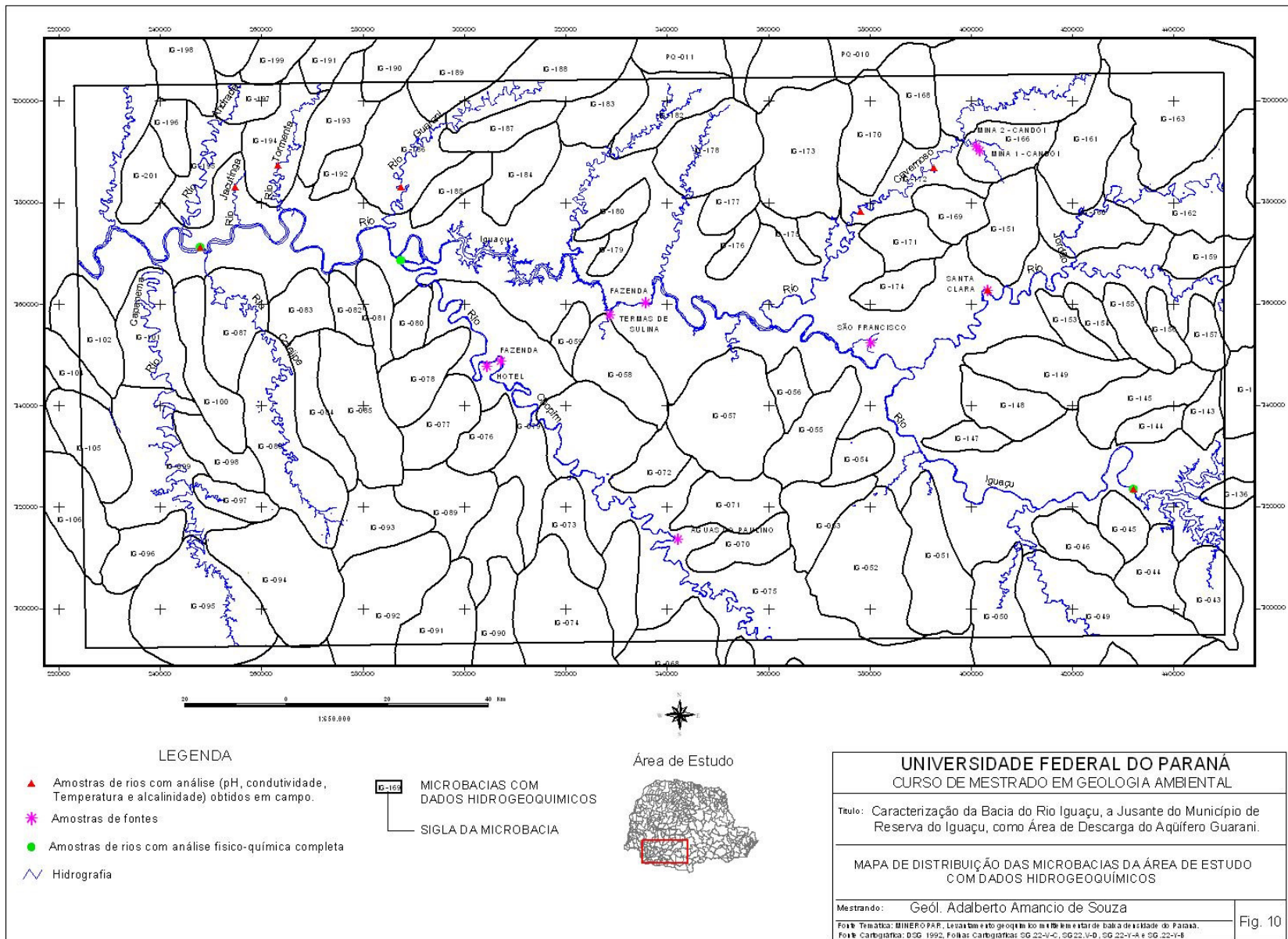
## **ANEXO II**

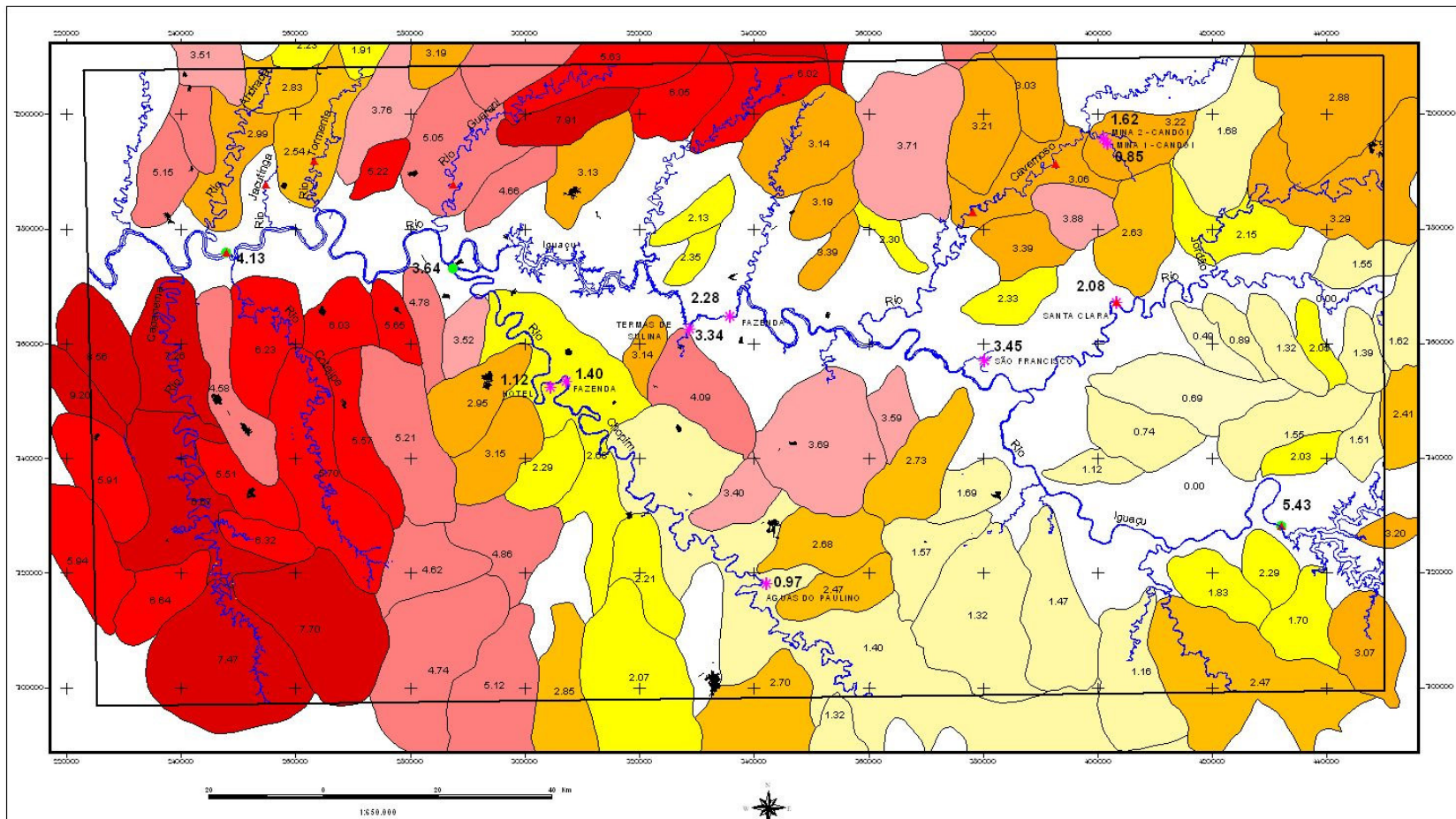








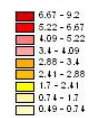




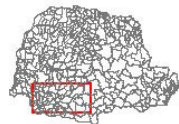
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✳ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

Cálcio (mg/L)



Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguaçu, a Jusante do Município de Reserva do Iguaçu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

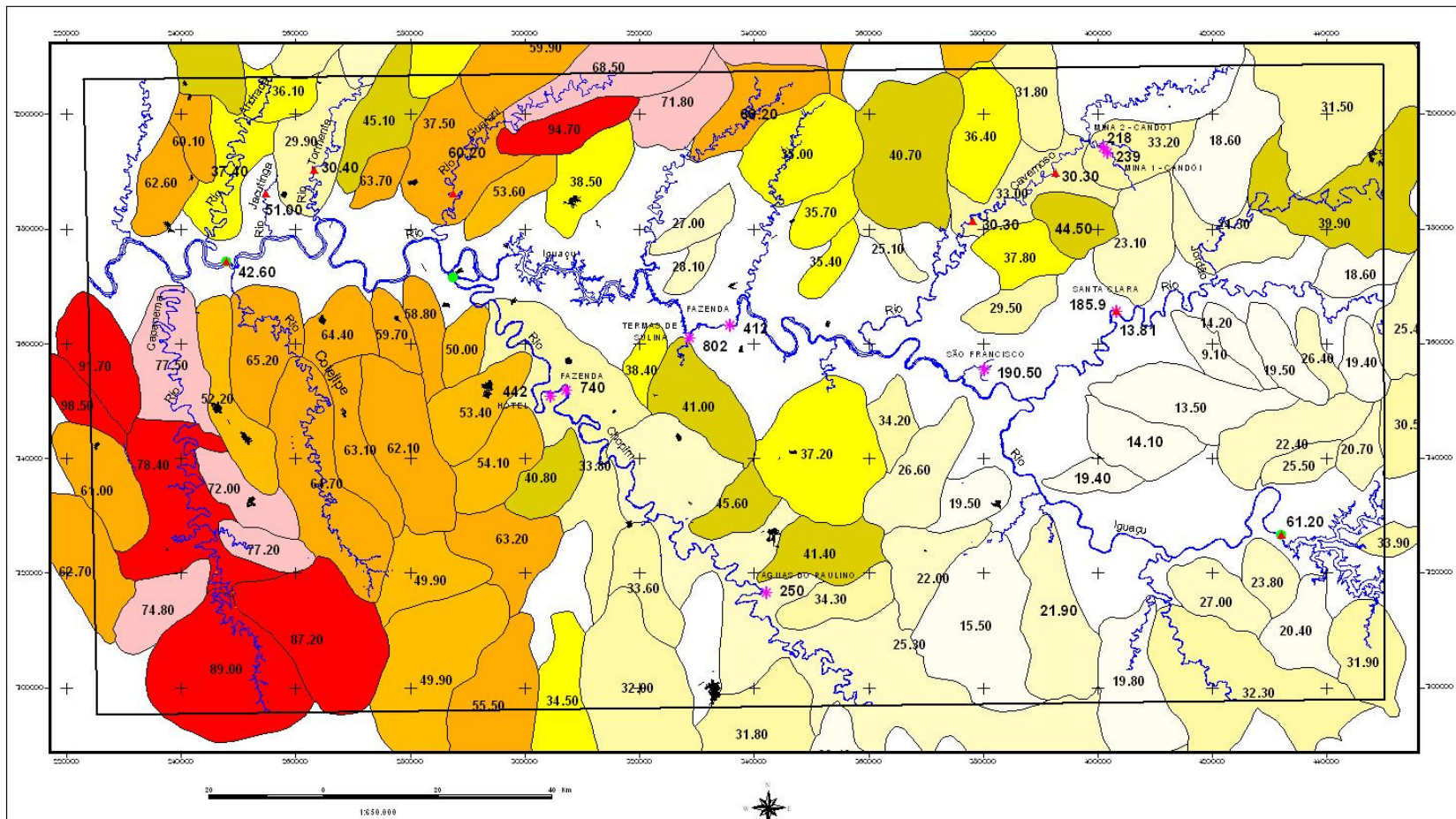
MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DO CÁLCIO DAS ÁGUAS DAS MICROBASIS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Foto Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em escala de 1:50.000 do Estado do Paraná.  
Fonte Cartográfica: DSG 1992. Folhas Cartográficas SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B

Fig. 11

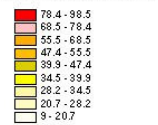




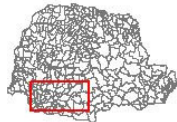
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✳ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

Condutividade (us/cm)



Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

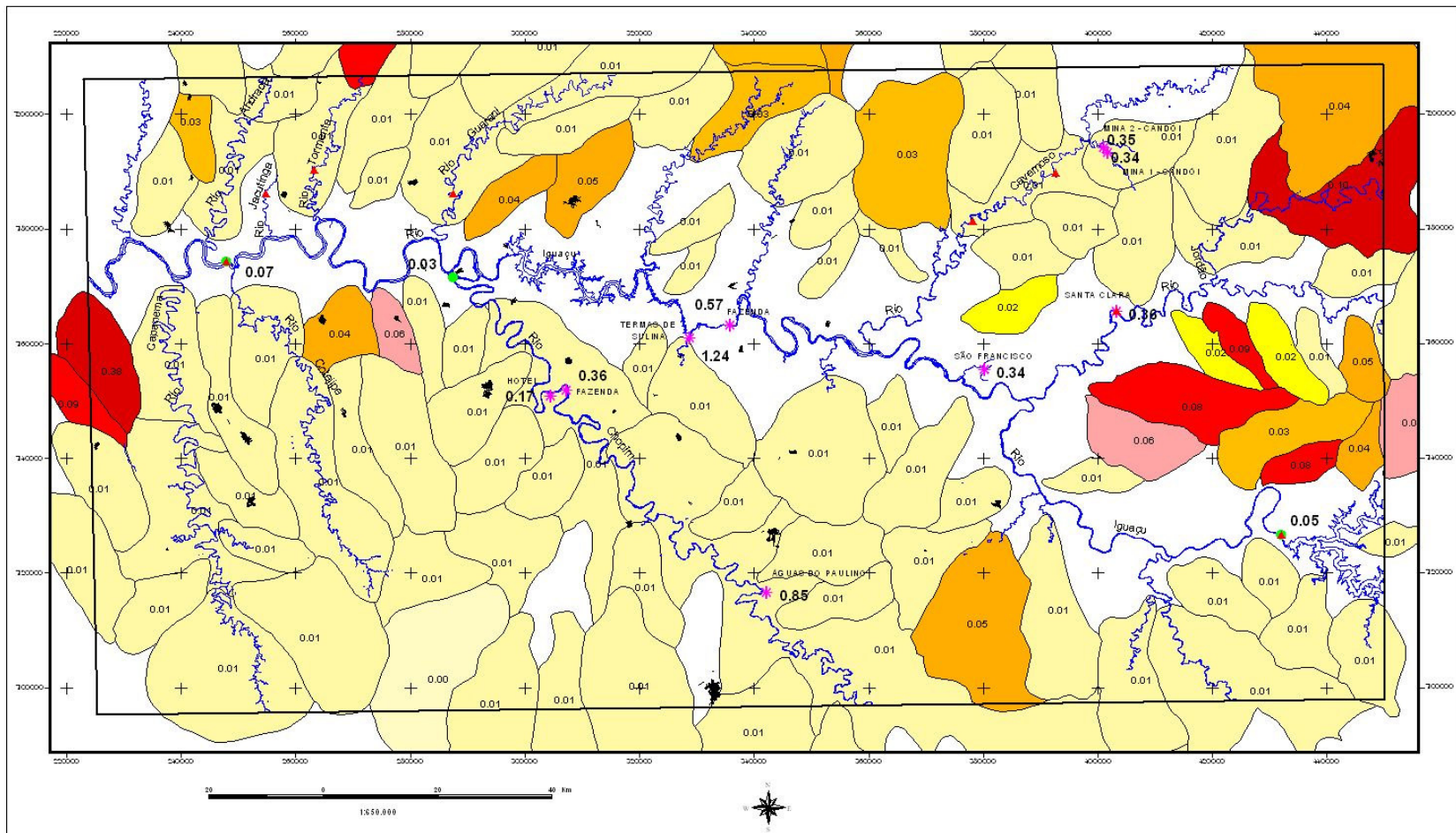
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a Jusante do Município de Reserva do Iguazu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DA CONDUTIVIDADE DAS ÁGUAS DAS MICROBASIAS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Foto Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em escala de 1:50.000 da Bacia de Reserva do Iguazu, Paraná.  
Fonte Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas: SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-E e SG 22-V-F

Fig. 13



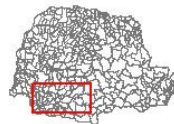
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✱ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

Fluor (mg/L)



Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

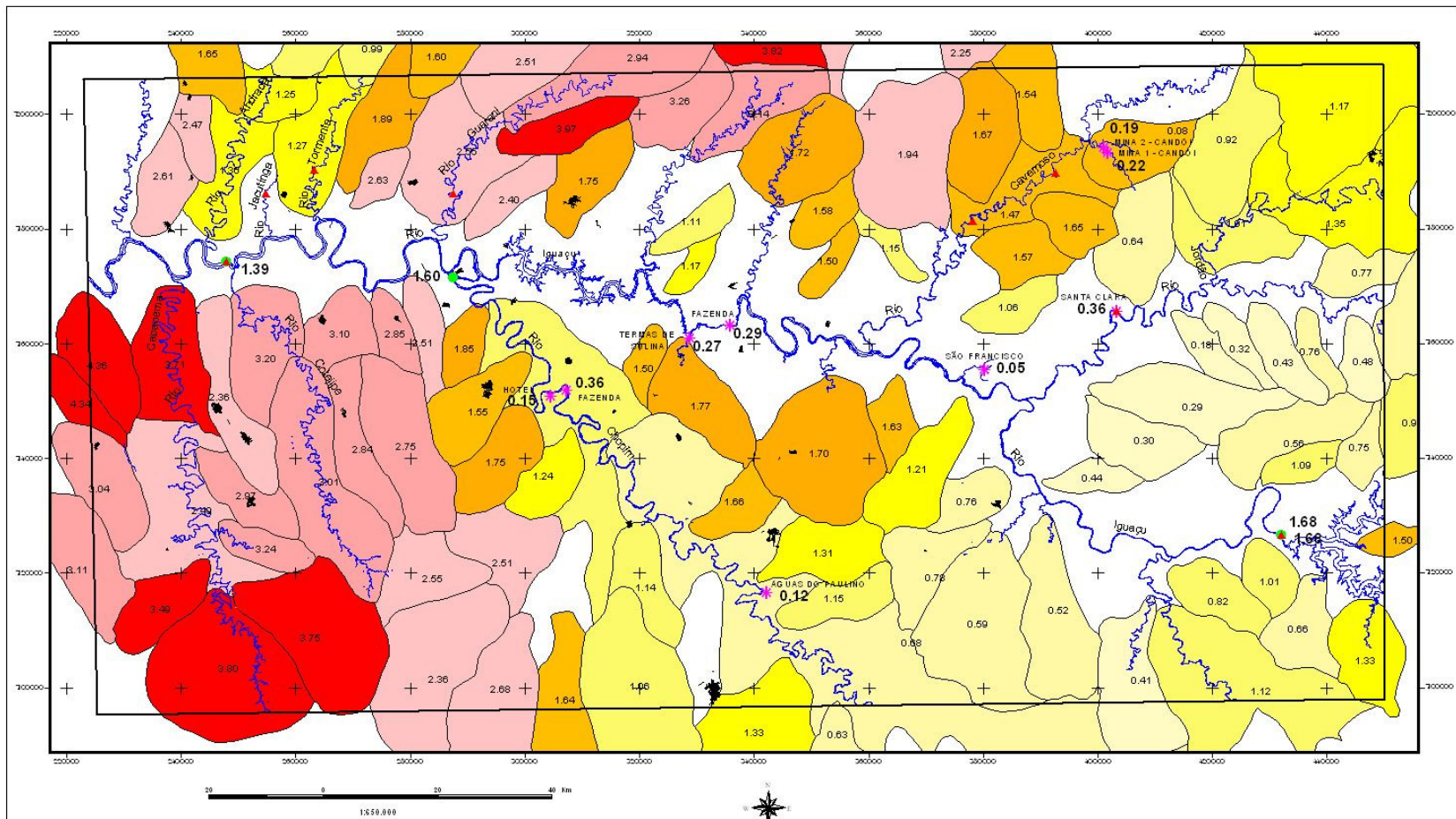
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a Jusante do Município de Reserva do Iguazu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DO FLUOR DAS ÁGUAS DAS MICROBACIAS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Folha Temática: MINERO PAR. Localização do geógrafico no mapa em estado de baixa de estado do Paraná.  
Folha Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas: SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B

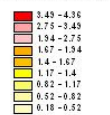
Fig. 14



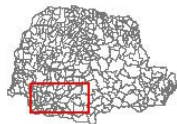
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✳ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

Magnésio (mg/L)



Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a Jusante do Município de Reserva do Iguazu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

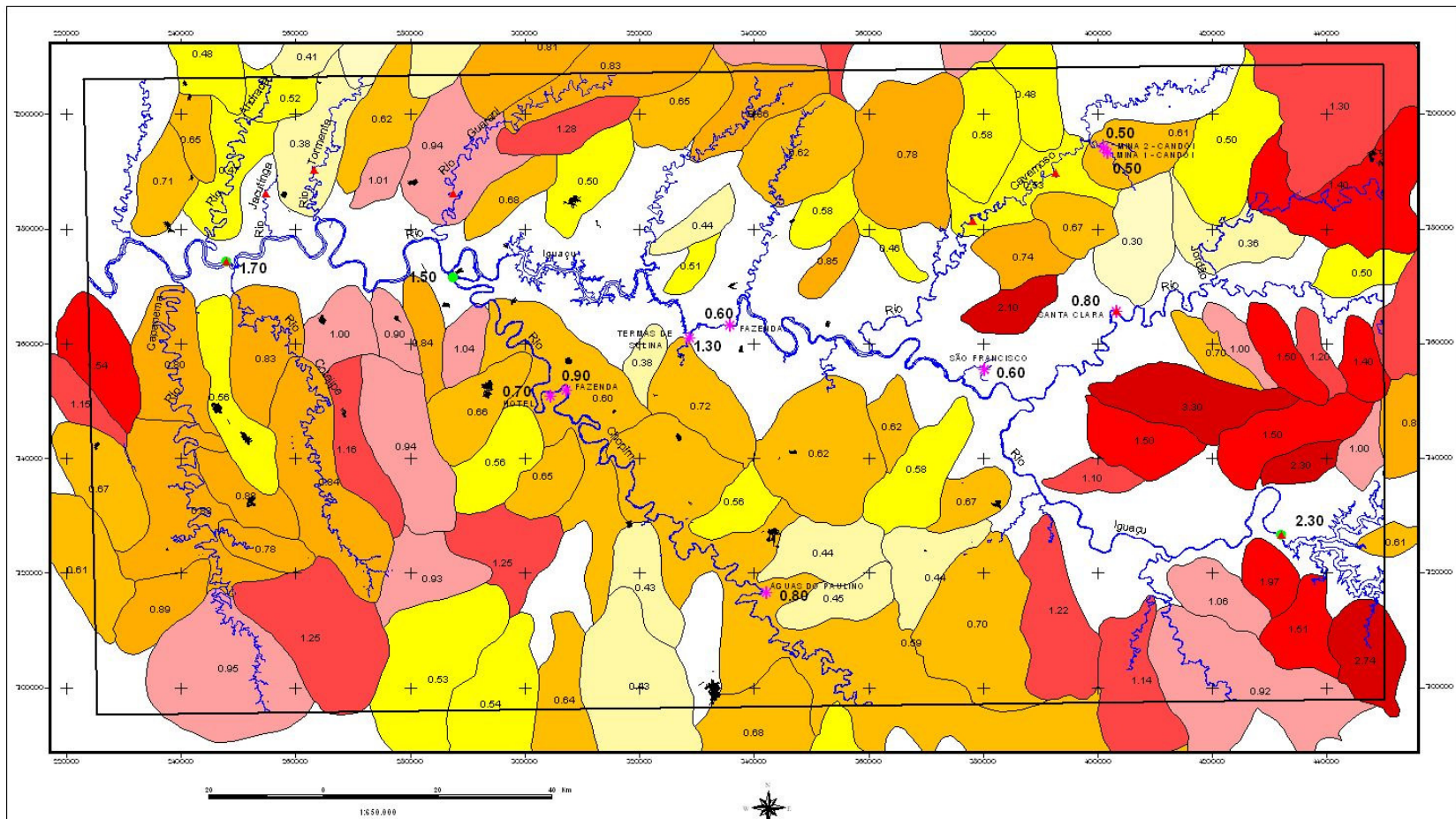
MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DO MAGNÉSIO DAS ÁGUAS DAS MICROBASINS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Folha Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em escala de 1:50.000 da Bacia de Descarga do Paraná. Fonte Cartográfica: DSG 1992, folhas Cartográficas: SG 22-V-C, SG 22-V-B, SG 22-V-A e SG 22-V-E

Fig. 15

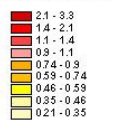




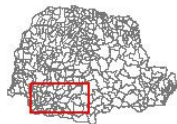
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✳ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

Potássio (mg/L)



Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

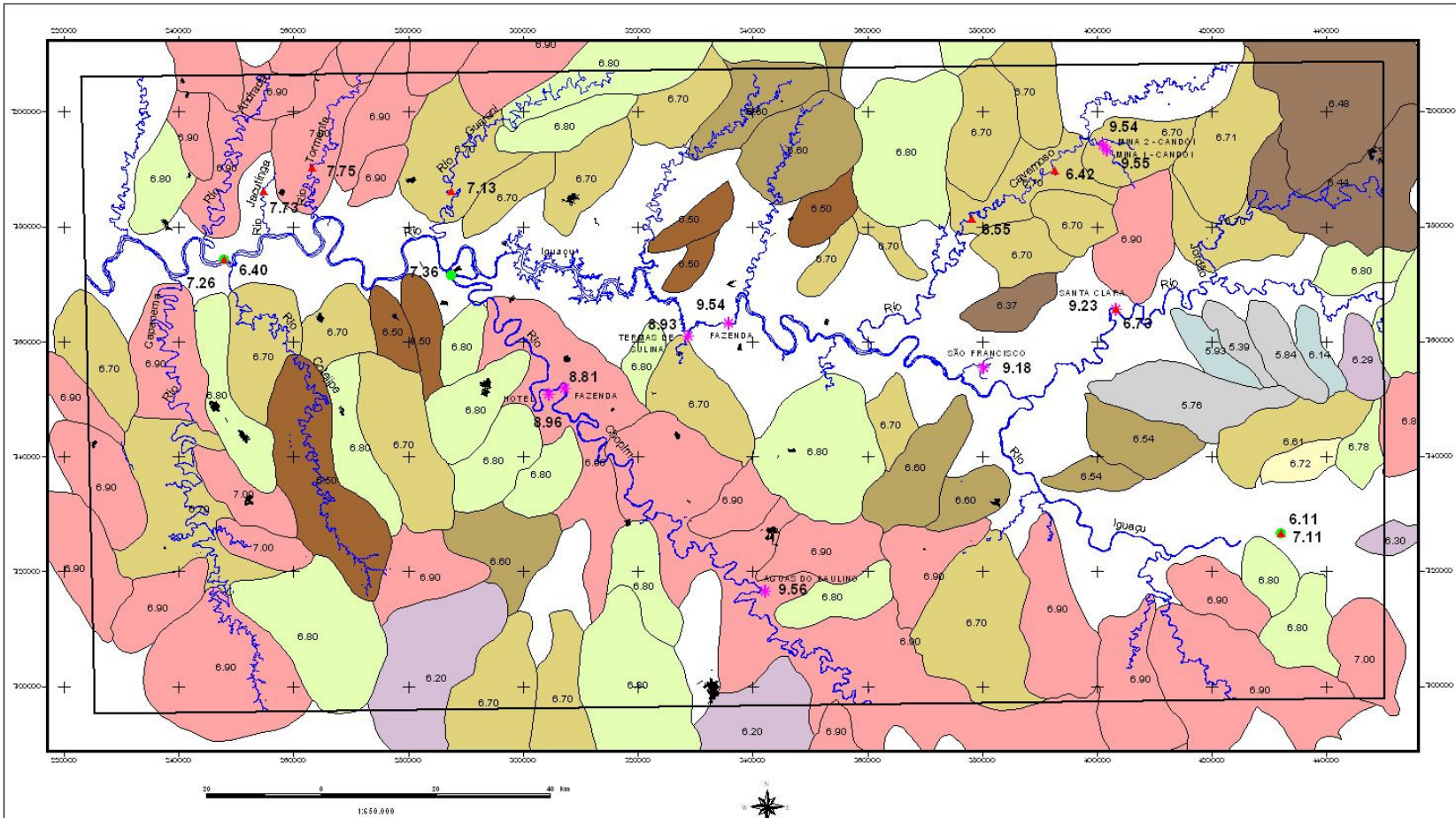
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguaçu, a Jusante do Município de Reserva do Iguaçu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DO POTÁSSIO DAS ÁGUAS DAS MICROBASINS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Fonte Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em 1:50.000 da bacia de descarga do Paraná.  
Fonte Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas: SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B

Fig. 16



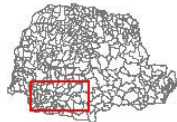
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- \* Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

pH

- 6,63 - 7
- 6,75 - 6,99
- 6,72 - 6,75
- 6,61 - 6,72
- 6,54 - 6,61
- 6,5 - 6,54
- 6,37 - 6,5
- 6,2 - 6,37
- 5,93 - 6,2
- 5,39 - 5,93

Área de Estudo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL

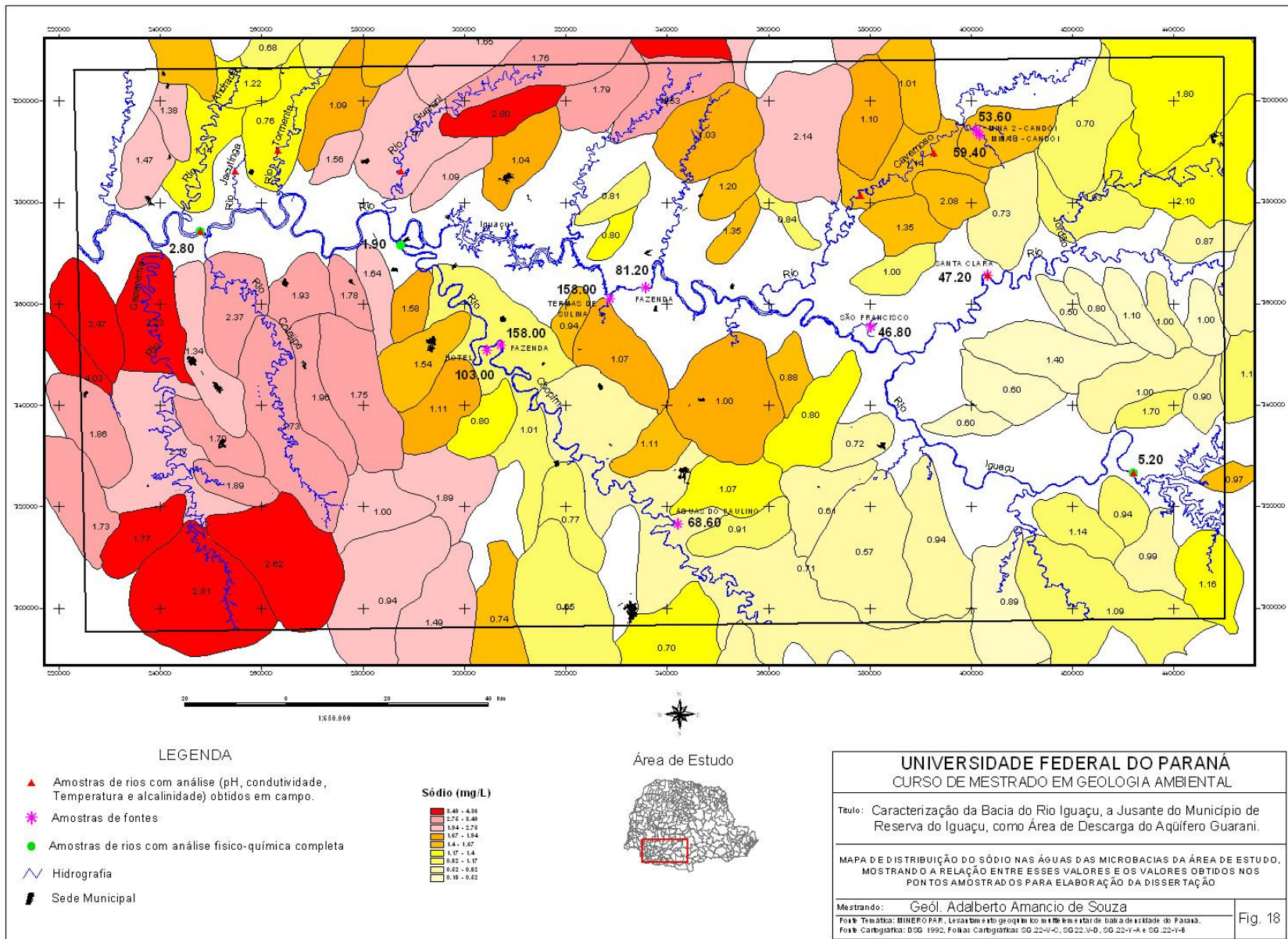
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a Jusante do Município de Reserva do Iguazu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.

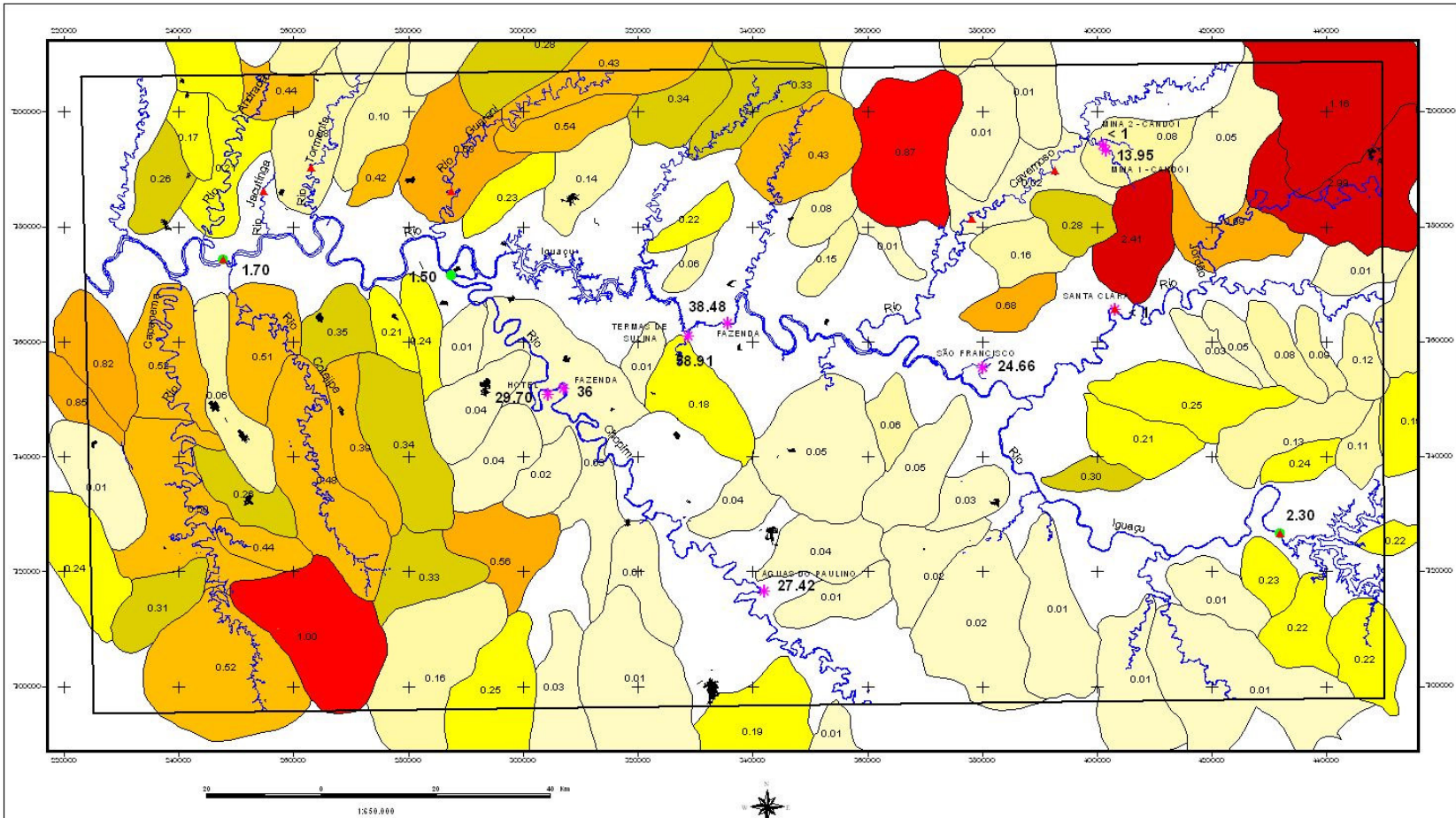
MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE pH DAS ÁGUAS DAS MICRÓBACIAS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza

Fonte Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em 1:50.000 e 1:250.000 da bacia de descarga do Paraná.  
Fonte Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B

Fig. 17

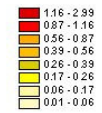




LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- ✳ Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Sede Municipal

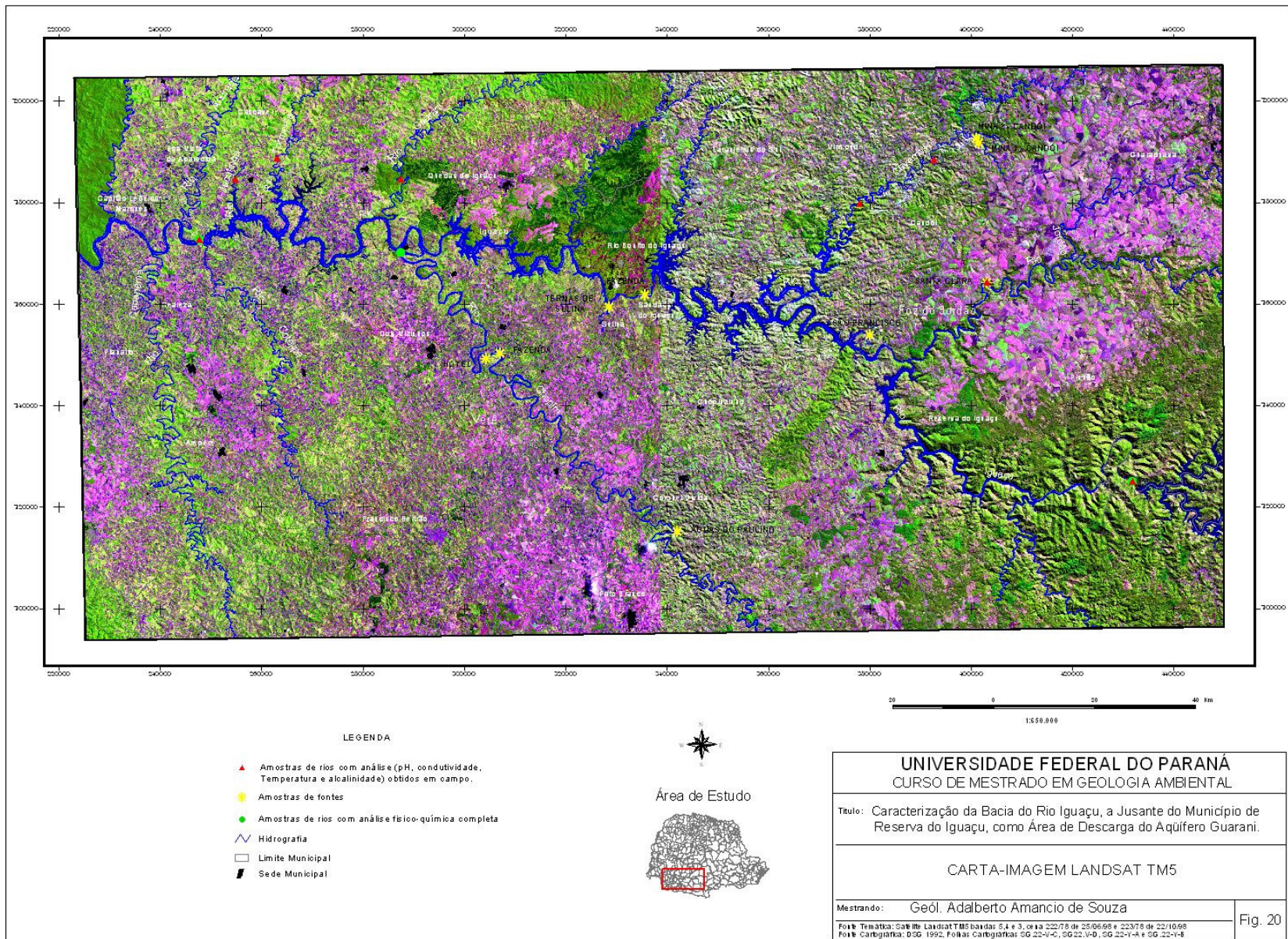
Sulfato (mg/L)



Área de Estudo



<b>UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ</b> CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL	
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguaçu, a Jusante do Município de Reserva do Iguaçu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.	
MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DO SULFATO DAS ÁGUAS DAS MICROBASIAS DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE ESSES VALORES E OS VALORES OBTIDOS NOS PONTOS AMOSTRADOS PARA ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	
Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza	Fig. 19
<small>Fonte Temática: MINERO PAR. Levantamento geológico em 1:100.000 e Mapa de Bacia do Estado do Paraná. Fonte Cartográfica: DSG 1992. Folhas Cartográficas: SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B</small>	

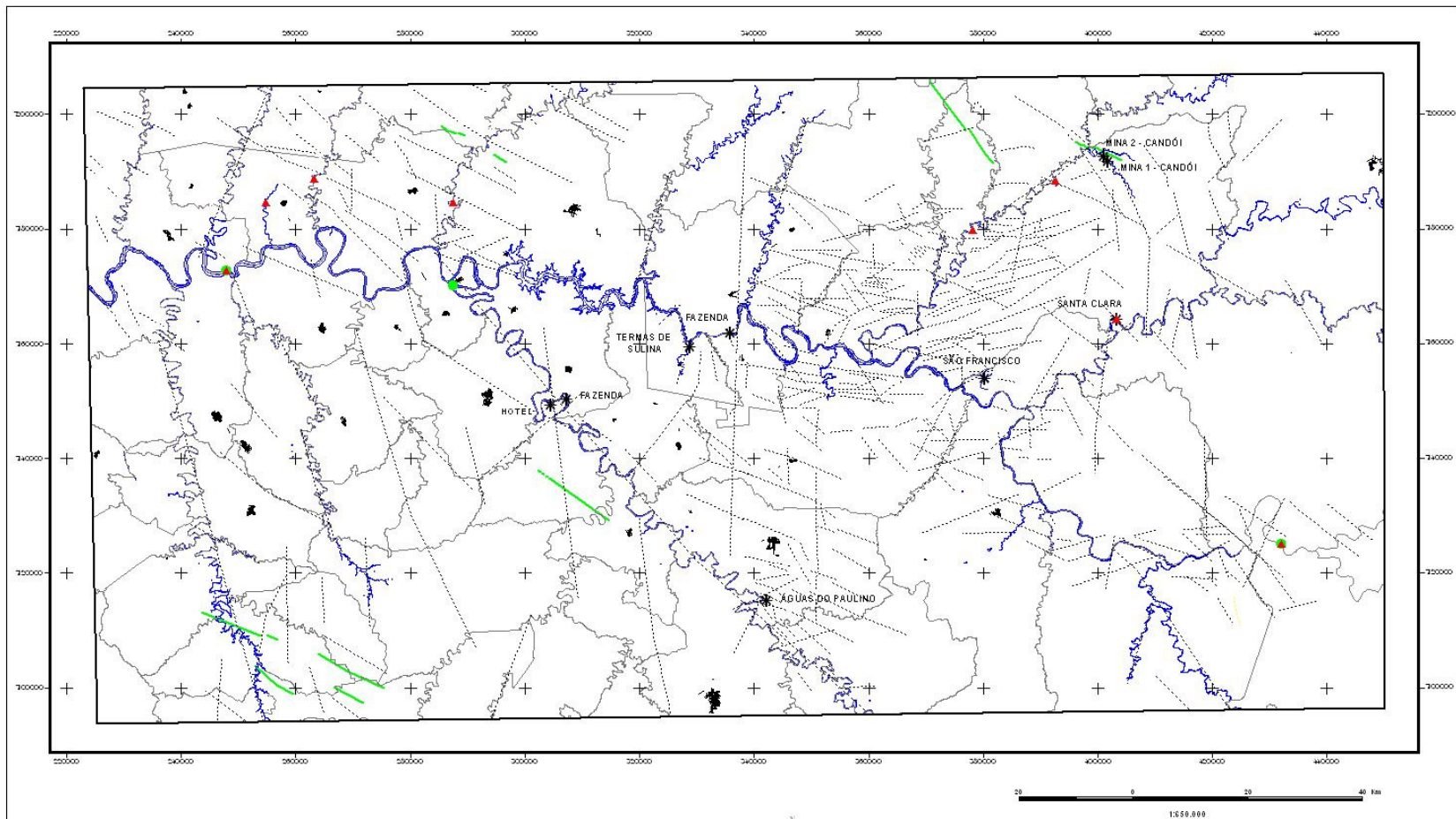


LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Limite Municipal
- Sede Municipal



<b>UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ</b> CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL	
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguaçu, a Jusante do Município de Reserva do Iguaçu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.	
CARTA-IMAGEM LANDSAT TM5	
Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza	Fig. 20
<small>Foto Temática: Satélite Landsat TM5 bandas 5, 4 e 3, de 22/78 de 25/06/98 e 23/78 de 22/10/98 Fonte Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-E</small>	

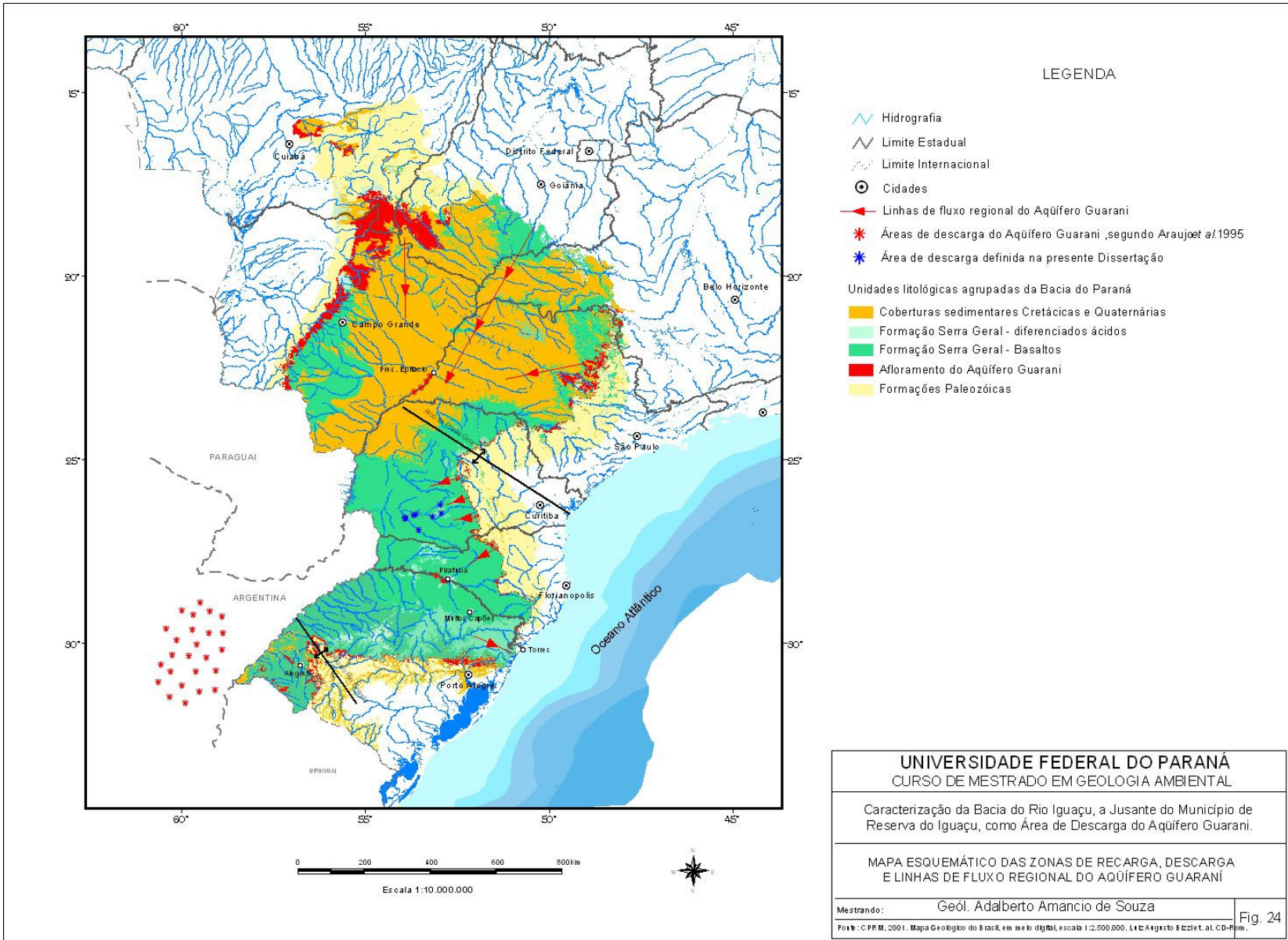


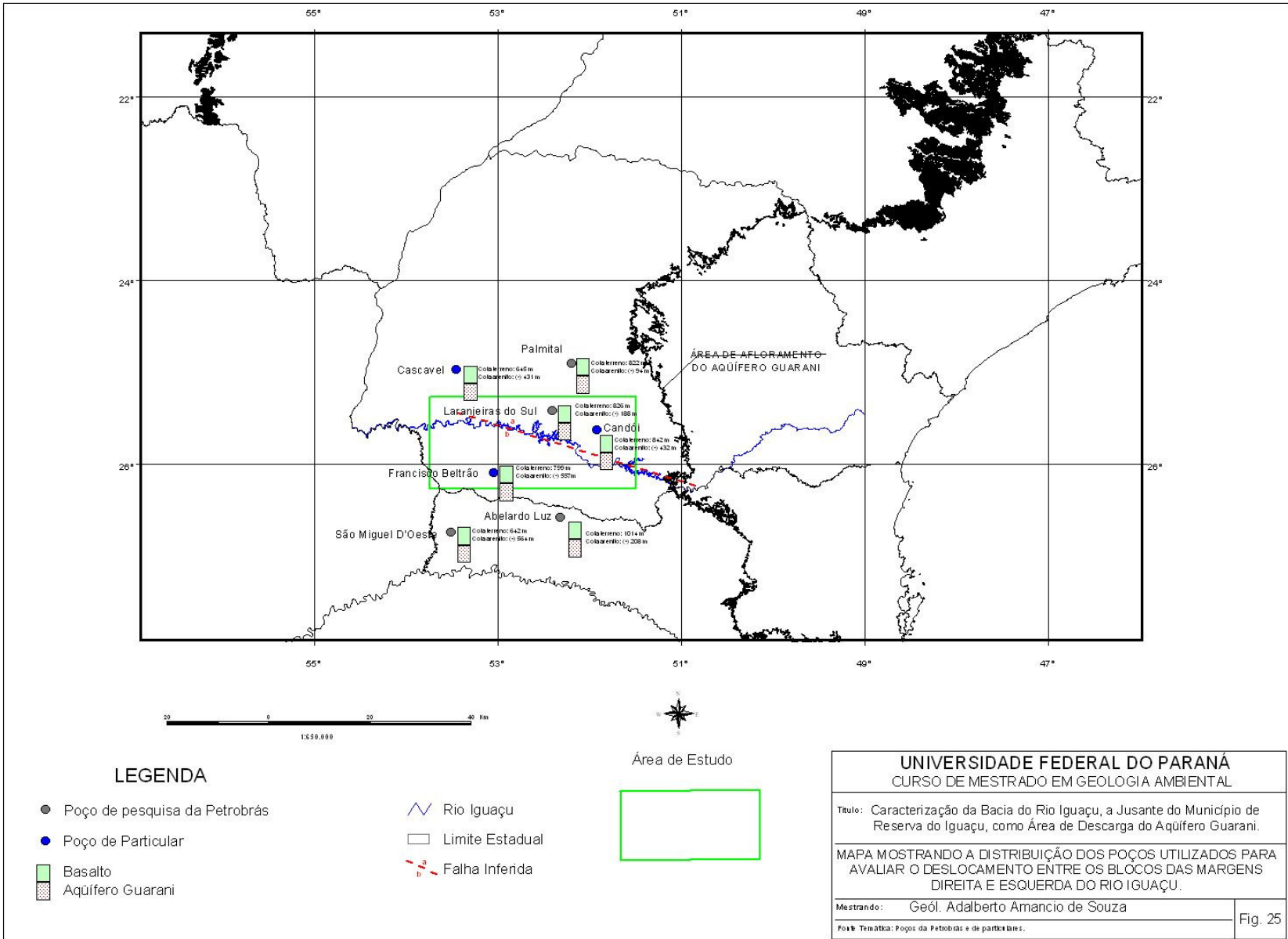
LEGENDA

- ▲ Amostras de rios com análise (pH, condutividade, Temperatura e alcalinidade) obtidos em campo.
- \* Amostras de fontes
- Amostras de rios com análise físico-química completa
- ~ Hidrografia
- Limite Municipal
- Sede Municipal
- Lineamentos extraídos da imagem Landsat 5
- Dique inferido



<b>UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ</b> CURSO DE MESTRADO EM GEOLOGIA AMBIENTAL	
Título: Caracterização da Bacia do Rio Iguazu, a Jusante do Município de Reserva do Iguazu, como Área de Descarga do Aquífero Guarani.	
MAPA DE LINEAMENTOS	
Mestrando: Geól. Adalberto Amancio de Souza	
<small>Foto Temática: Satélite Landsat TMS bandas 5, 4 e 3, de 22/78 de 25/06/98 e 23/78 de 22/10/98          Fonte Cartográfica: DSG 1992, Folhas Cartográficas SG 22-V-C, SG 22-V-D, SG 22-V-A e SG 22-V-B</small>	
	Fig. 23







## **ANEXO III**



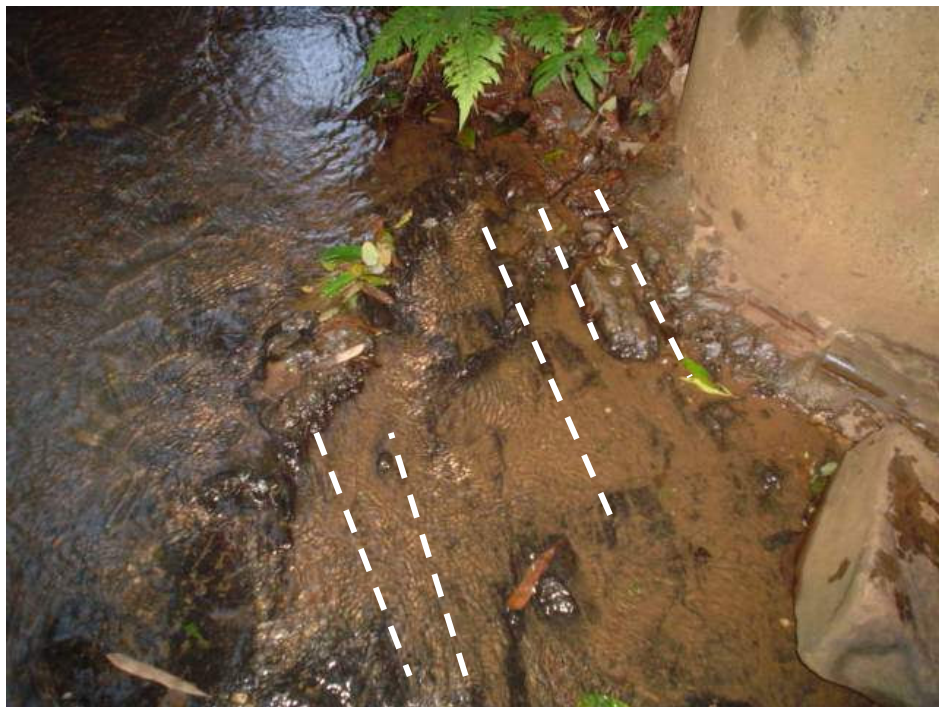
Aspectos da surgência da fonte de Coronel Vivida



Aspectos da surgência de Coronel Vivida



Surgência secundária em Coronel Vivida



Surgência secundária em Coronel Vivida. Observar o fraturamento NE no basalro. O mergulho é para NW.



Aspectos de umas das surgências de Sulina



Aspectos da surgência de Candói – Mina 1. Observar o fraturamento NS responsável pela surgência.