

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**RECARGA DE AQUÍFERO EM ÁREA URBANA:  
ESTUDO DE CASO DE URÂNIA (SP)**

Carlos Henrique Maldaner

Orientador: Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO  
2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio,  
para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e  
Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Maldaner, Carlos Henrique

Recarga de aquífero em área urbana: estudo de  
caso de Urânia (SP) / Carlos Henrique Maldaner. -  
São Paulo, 2010.

95 p. : il. + anexos.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Hirata, Ricardo César Aoki

1. Urânia (SP): Recarga de aquíferos 2.  
Hidrogeoquímica 3. Isótopos 4. Urânia (SP): Espaço  
urbano I. Título

Aos meus pais,  
Anildo e Bernadete.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao orientador Prof. Ricardo Hirata pela oportunidade, idéias e discussões.

Ao Prof. Reginaldo Bertolo pela companhia, ajuda nas etapas de campo e discussões com os dados.

Ao Leonardo Marcolan, Prof. Luiz Fernando Scheibe, Diego Pacheco, Astrid Vatne, Miguel Angel Martin del Campo pela ajuda nas etapas de campo em Urânia.

Ao Ingo Wahnfried pela amizade, conversas, ajuda nos trabalhos de campo e na finalização desta dissertação.

Ao Carlos Guedes pela disposição e contribuições ao revisar esta dissertação.

Ao Sérgio, Benedito (Dito) e demais funcionários da SABESP de Urânia pelo apoio na cessão de dados e por permitir o uso do espaço para a o tratamento das amostras.

Ao Sr. Gilberto e família da Estância Nayara em Urânia pela grande ajuda na coleta de água de chuva para análises de isótopos estáveis, por ceder os dados de precipitação e permitir a instalação do transdutor de pressão em seu poço desativado.

Aos diversos moradores de Urânia que gentilmente permitiram a entrada em suas propriedades para a coleta de água em seus poços.

À Profa. Veridiana Martins e Profa. Marly Babinski pelo incentivo no uso dos isótopos radiogênicos.

Aos funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP pelas análises isotópicas.

À todos os funcionários do IGc-USP, em especial à seção de Pós-Graduação e Gráfica por toda ajuda nestes anos.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pelos dados cedidos.

À FAPESP pelo auxílio financeiro através da bolsa de mestrado (07/51992).

Aos colegas do Laboratório de Modelos Físicos pela companhia e amizade.

À minha família, Anildo, Bernadete e Daniel pelo carinho e dedicação.

À Lia pelo amor, companhia e grande ajuda na reta final deste projeto.

## RESUMO

MALDANER, C.H. 2010. *Recarga de aquífero em área urbana: estudo de caso de Urânia (SP)*. 95 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Este projeto visou quantificar e determinar a origem da recarga do aquífero freático na zona urbana do município de Urânia (SP). A área está localizada no extremo noroeste do Estado de São Paulo, sobre sedimentos arenosos da Formação Vale do Rio do Peixe, do Grupo Bauru. A metodologia usada foi de balanço hídrico e variação de nível de água para a quantificação da recarga e técnicas hidroquímicas e isotópicas para o estudo de origem da água. Foram analisadas águas da chuva, poços cacimbas, poços tubulares, poços que exploram o Aquífero Bauru e Sistema Aquífero Guarani, esgoto e água distribuída pela SABESP. O clima na região é dividido em duas estações: a úmida, de outubro a maio, e a seca, de junho a setembro. A precipitação acumulada, entre setembro de 2007 e agosto de 2008, foi de 2498 mm. Pelo método do balanço hídrico, 10% deste total (247 mm) correspondem ao escoamento superficial, 69% (1734 mm) voltam diretamente à atmosfera por evapotranspiração, restando 21% (517 mm) para recarga. Através do método de variação do nível d'água, monitorado em dois poços de profundidades distintas, foi calculada a recarga para o período de setembro de 2008 a abril de 2010. O volume de precipitação registrado foi de 2742 mm, e a recarga calculada somou 20% deste total (544 mm) para o poço mais raso, e 16% (456 mm) para o mais profundo. Os dados de nível de água mostraram também que apenas chuvas maiores de 100 mm por mês são capazes de elevar os níveis de água. Através da coleta de amostras mensais de chuva para análises de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio foi determinada a reta meteórica local ( $\delta D = 8,5 \delta^{18}O + 17$  (‰ VSMOW)). Através dos isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio foi possível definir que a recarga da água subterrânea é predominantemente proveniente da água de chuva, podendo ter contribuição pequena proveniente de vazamentos da rede de água da SABESP e do esgoto. Os isótopos radiogênicos de chumbo não mostraram nenhum resultado significativo para o estudo de origem da água subterrânea. Os resultados dos isótopos radiogênicos de estrôncio e de hidroquímica indicaram a existência de um zoneamento do aquífero, que pode ser dividido em raso, intermediário e profundo. Isto possibilita a identificação da contribuição de cada zona para os poços tubulares. A maioria das amostras apresentou contribuição menor do que 8% da água classificada hidroquimicamente e isotopicamente como rasa, e o restante de água profunda. Porém a contribuição pode chegar a 49% de água rasa, indicando alta vulnerabilidade à contaminação. Portanto, os isótopos de estrôncio tem potencial para ser uma ferramenta importante em estudos de vulnerabilidade e gestão de águas subterrâneas.

**Palavras-chave:** Balanço hídrico, Variação de nível de água, Hidrogeoquímica, Isótopos.

## ABSTRACT

MALDANER, C.H. 2010. *Recarga de aquífero em área urbana: estudo de caso de Urânia (SP)*. 95 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Urban aquifer recharge: case study in Urânia (Sao Paulo State, Brazil).

The focus of this project is to identify the source and quantify the recharge of the unconfined portion of the Bauru aquifer, present in the urban area of Urania, a small city located at the northwestern corner of São Paulo State, Brazil. The aquifer is composed by sandy sediments of the Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group. Water balance and water table fluctuation were used to quantify the recharge. Hydrochemistry and isotopes, both stable and radioactive, were used to determine recharge sources. Rain water samples were collected, as well as from shallow and deep wells tapping the Bauru aquifer and the confined Guarani Aquifer System (GAS), and from the public water supply system, which is a mixture of both aquifers. Climate is tropical, with two well defined seasons: the humid, from October to May, and the dry, from June to September. The total accumulated precipitation between September 2007 and august 2008 was 2498 mm. Using the water balance method, runoff accounted for 10% of this amount (247 mm), evapotranspiration 69% (1734 mm) and recharge 21% (517 mm). Water table was monitored in two wells with different depths in the unconfined aquifer, between September 2008 and April 2010. The total precipitation during this period was 2742 mm. Using the water table fluctuation method, recharge in the shallower well was 20% of this total (544 mm), and 16% in the deeper well (456 mm). Only rainfalls in excess of 100 mm/month caused an elevation in the water table. The local meteoric line was established ( $\delta D = 8,5 \delta^{18}O + 17$  (‰ VSMOW)). The stable hydrogen and oxygen isotopes indicated that the main recharge source is rainfall, and a secondary source is leakage from water and sewage mains. Radioactive Pb isotopes were not useful for recharge source definition. Water samples collected at different depths in gravel-packed wells show both distinctive radioactive Sr isotope and hydrochemical signatures. Thus, groundwater can be classified as shallow, intermediary and deep. Most samples collected at gravel-packed wells had less than 8% of water coming from the shallow zone, but a few wells had up to 49% of shallow water, which indicates high vulnerability to contaminants. Therefore, Sr isotopes may be used as a tool in unconfined aquifer vulnerability assessments.

**Keywords:** Water balance, Water table fluctuation (WTF), Hydrogeochemistry, Isotopes.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 3.1. LOCALIZAÇÃO DO MUNICÍPIO DE URÂNIA NO ESTADO DE SÃO PAULO. ....	12
FIGURA 4.1. MAPA DO MUNICÍPIO DE URÂNIA COM A LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS E PONTOS DE INTERESSE. ....	17
FIGURA 4.2. MAPA POTENCIOMÉTRICO DE URÂNIA (SP). ....	21
FIGURA 4.3. ORIGEM DA RECARGA EM REGIÃO (SEMI)-ÁRIDA (LERNER, 1997). ....	23
FIGURA 4.4. CÁLCULO DO $\Delta H$ , DIFERENÇA ENTRE O PICO DA SUBIDA DO NÍVEL DE ÁGUA E O MENOR PONTO DA CURVA EXTRAPOLADA DA ÚLTIMA RECESSÃO (MODIFICADO DE HEALY E COOK, 2002). ....	31
FIGURA 6.1. VARIAÇÃO DA TEMPERATURA MÉDIA MENSAL E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO MÊS PARA JALES E URÂNIA. ....	41
FIGURA 6.2. VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (P), EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL (ETP) E TEMPERATURA A PARTIR DE DADOS DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO INMET EM JALES (SP). ....	42
FIGURA 6.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, ESCOAMENTO SUPERFICIAL, RECARGA (EXCEDENTE HÍDRICO) E PRECIPITAÇÃO MENSAL NA REGIÃO DE URÂNIA (SP). ....	44
FIGURA 6.4. BALANÇO HÍDRICO NA REGIÃO DE URÂNIA (SP), NOTAR OS PERÍODOS DE RECARGA POTENCIAL DE DEZEMBRO DE 2007 A ABRIL DE 2008 E DEZEMBRO DE 2008 A FEVEREIRO DE 2009. ....	46
FIGURA 6.5. HIDROGRAMA DA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO E PRECIPITAÇÃO DIÁRIA. ....	48
FIGURA 6.6. HIDROGRAMA DA ESTÂNCIA NAYARA E PRECIPITAÇÃO DIÁRIA. ....	49
FIGURA 6.7. VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA DOS DOIS POÇOS MONITORADOS. ....	50
FIGURA 6.8. HIDROGRAMA DOS DOIS POÇOS MONITORADOS. ....	50
FIGURA 6.9. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO E SUBIDA, DESCIDA E VARIAÇÃO TOTAL (DH) DO NÍVEL DE ÁGUA POR MÊS NO POÇO DA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO. ....	52
FIGURA 6.10. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO E SUBIDA, DESCIDA E VARIAÇÃO TOTAL (DH) DO NÍVEL DE ÁGUA POR MÊS NO POÇO DA ESTÂNCIA NAYARA. ....	53
FIGURA 6.11. CÁLCULO DO DH NO HIDROGRAMA DA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO. ....	54
FIGURA 6.12. CÁLCULO DO DH NO HIDROGRAMA DA ESTÂNCIA NAYARA. ....	55
FIGURA 6.13. CÁLCULO DE DH PARA O ANO 2000 A PARTIR DE DADOS DE NÍVEL DE ÁGUA DA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO (BERTOLO, 2001). ....	56
FIGURA 6.14. CÁLCULO DE DH PARA O ANO 2004/2005 A PARTIR DE DADOS DE NÍVEL DE ÁGUA DE VARNIER (2007) EM POÇO PRÓXIMO À ESTÂNCIA NAYARA. ....	57
FIGURA 6.15. DIAGRAMAS PIPER DAS ÁGUAS AMOSTRADAS EM URÂNIA (SP). ....	61
FIGURA 6.16. RETA METEÓRICA DE URÂNIA (SP). ....	65
FIGURA 6.17. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO E $D^{18}O$ . ....	65
FIGURA 6.18. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO E $DD$ . ....	66
FIGURA 6.19. RELAÇÃO ENTRE OS VALORES DE $\delta^{18}O$ E $\delta D$ DAS ÁGUAS DOS DIFERENTES TIPOS DE POÇOS. ....	70
FIGURA 6.20. PRECIPITAÇÃO MENSAL EM URÂNIA (SP). ....	71
FIGURA 6.21. RELAÇÃO ENTRE A CONCENTRAÇÃO DE CHUMBO E $^{207}Pb/^{206}Pb$ E $^{208}Pb/^{206}Pb$ . ....	73
FIGURA 6.22. RELAÇÃO ENTRE AS RAZÕES DE $^{207}Pb/^{206}Pb$ E $^{208}Pb/^{206}Pb$ . (A) ESTÃO REPRESENTADAS AS ÁGUAS DA SABESP, ESGOTO, CHUVA, SAG E POÇOS TUBULARES PROFUNDOS DA SABESP (OS POLÍGONOS REPRESENTAM ESTAS ÁGUAS), (B) POÇOS CACIMBAS, TUBULARES E MONITORAMENTO NA ETAPA DE SETEMBRO DE 2008, (C) POÇOS CACIMBAS E TUBULARES NA ETAPA DE MARÇO DE 2009. ....	75
FIGURA 6.23. GRUPOS DE ÁGUAS DA RELAÇÃO ENTRE AS RAZÕES DE $^{207}Pb/^{206}Pb$ E $^{208}Pb/^{206}Pb$ PARA TODAS AS AMOSTRAGENS. ....	76
FIGURA 6.24. LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM E RESPECTIVOS VALORES DE $^{87}Sr/^{86}Sr$ . ....	78

FIGURA 6.25. DISTRIBUIÇÃO DA RAZÃO ISOTÓPICA DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ENTRE OS DIFERENTES POÇOS, O NÚMERO ENTRE PARÊNTESES REPRESENTAM O NÚMEROS DE AMOSTRAS.	79
FIGURA 6.26. RELAÇÃO ENTRE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ E A PROFUNDIDADE DOS POÇOS, O COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ( $R^2$ ) OBTIDA FOI -0,62.	79
FIGURA 6.27. RELAÇÃO ENTRE A CONCENTRAÇÃO DE SR E A PROFUNDIDADE DOS POÇOS, O COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ( $R^2$ ) OBTIDO FOI 0,62.	80
FIGURA 6.28. SEÇÕES HIDROGEOLÓGICAS COM A DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .	82
FIGURA 6.29. RELAÇÃO ENTRE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , SR E 1/SR.	83
FIGURA 6.30. RELAÇÃO ENTRE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ E LOG $\text{NO}_3$ .	83
FIGURA 6.31. RELAÇÃO ENTRE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ E NA ( $R^2= 0,36$ ), CL ( $R^2= 0,71$ ), PH ( $R^2= -0,72$ ) E CA ( $R^2= -0,29$ ).	84



## LISTA DE TABELAS

TABELA 4.1. POROSIDADE TOTAL, DE RETENÇÃO E EFETIVA PARA A ZONA NÃO-SATURADA EM URÂNIA (MODIFICADO DE BERTOLO, 2001). .....	16
TABELA 4.2. IMPACTOS DOS PROCESSOS DA URBANIZAÇÃO NA RECARGA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA (MODIFICADO DE FOSTER ET AL. 1998). .....	25
TABELA 4.3. FONTES DE RECARGA E SEUS IMPACTOS NA QUALIDADE DA ÁGUA SUBTERRÂNEA (MODIFICADO DE FOSTER ET AL. 1998). .....	26
TABELA 4.4. VALORES DE RECARGA EM ÁREA URBANA NO BRASIL. ....	27
TABELA 4.5. CONTRIBUIÇÃO ANTRÓPICA À RECARGA EM ÁREAS URBANAS. ....	27
TABELA 4.6 - VALORES DE $C$ E $\alpha$ EM FUNÇÃO DO TIPO DE SOLO, DECLIVIDADE E ESTAÇÃO DO ANO. ....	29
TABELA 4.7 - ÁGUA DISPONÍVEL NA ZONA NÃO-SATURADA EM FUNÇÃO DO TIPO DE SOLO (EM MM). .....	30
TABELA 5.1. PROFUNDIDADE E POSIÇÃO DO FILTRO DOS POÇOS AMOSTRADOS. ....	38
TABELA 5.2. PARÂMETROS ANALISADOS. ....	40
TABELA 6.1. CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL (ETP) MENSAL PARA A REGIÃO DE URÂNIA PELO MÉTODO DE THORNTHWAITTE (1948). ....	42
TABELA 6.2. BALANÇO HÍDRICO DA REGIÃO DE URÂNIA (SP). ....	44
TABELA 6.3. RESULTADOS DO BALANÇO HÍDRICO PARA O PERÍODO DE SETEMBRO DE 2007 A AGOSTO DE 2008. ....	45
TABELA 6.4. RESULTADOS DO BALANÇO HÍDRICO PARA O PERÍODO DE SETEMBRO DE 2008 A AGOSTO DE 2009. ....	45
TABELA 6.5. RESULTADO DO BALANÇO HÍDRICO (SETEMBRO DE 2007 A AGOSTO DE 2009). ....	46
TABELA 6.6. CÁLCULO MENSAL DE SUBIDA, DESCIDA E VARIAÇÃO TOTAL DO NÍVEL DE ÁGUA NO POÇO DA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO. ....	51
TABELA 6.7. CALCULO MENSAL DE SUBIDA, DESCIDA E VARIAÇÃO TOTAL DO NÍVEL DE ÁGUA NO POÇO DA ESTÂNCIA NAYARA. ....	52
TABELA 6.8. VALORES DE RECARGA NA ESTAÇÃO DE MONITORAMENTO. ....	54
TABELA 6.9. VALORES DE RECARGA NA ESTÂNCIA NAYARA. ....	55
TABELA 6.10. RECARGA ANUAL EM URÂNIA (SP), CALCULADA PELO MÉTODO DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA. ....	57
TABELA 6.11. ESTATÍSTICA DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DE CAMPO. ....	59
TABELA 6.12. ÍNDICES DE SATURAÇÃO DAS DIFERENTES ZONAS HIDROGEOQUÍMICAS CALCULADOS ATRAVÉS DO SOFTWARE PHREEQC (PARKHURST ET AL., 1980). ....	62
TABELA 6.13. RAZÕES ISOTÓPICAS DAS ÁGUAS DE CHUVA MENSAIS. ....	64
TABELA 6.14. RESULTADOS DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS $\delta^{18}\text{O}$ E $\delta\text{D}$ . ....	67
TABELA 6.15. CORRELAÇÃO ( $R^2$ ) ENTRE OS PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS E $\text{D}^{18}\text{O}$ E $\text{D}\text{D}$ . ....	67
TABELA 6.16. RAZÕES ISOTÓPICAS DE CHUMBO EM ÁGUA COLETADAS EM SETEMBRO DE 2008. ....	72
TABELA 6.17. RAZÕES ISOTÓPICAS DE CHUMBO EM ÁGUA COLETADAS EM MARÇO DE 2009. ....	73
TABELA 6.18 . VALORES DA CONCENTRAÇÃO DE SR E DA RAZÃO $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$ . ....	77
TABELA 6.19. CORRELAÇÃO (R) ENTRE $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$ E OS DE MAIS PARÂMETROS. ....	85
TABELA 6.20. VALORES DE SR E $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$ PARA ROCHAS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU, SERRA GERAL E DO GRUPO BAURU. ....	86
TABELA 6.21. SÉRIE DE ESTABILIDADE DOS MINERAIS (GOLDICH, 1938). ....	86
TABELA 6.22. PROVENIÊNCIA DA ÁGUA DOS POÇOS TUBULARES, PROFUNDAS DA SABESP E DE MONITORAMENTO ATRAVÉS DO CÁLCULO DE MISTURA DE ÁGUA COM A RAZÃO DE $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$ . ....	88

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>4</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>5</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>6</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>7</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>9</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>10</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>11</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	<b>11</b>
<b>3 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>12</b>
<b>4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>13</b>
4.1 GEOLOGIA REGIONAL .....	13
4.2 HIDROGEOLOGIA REGIONAL .....	14
4.3 GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA DE URÂNIA (SP) .....	15
4.4 RECARGA DE AQUÍFEROS .....	22
4.5 RECARGA DE AQUÍFEROS EM ÁREAS URBANAS .....	24
4.6 TÉCNICAS DE AVALIAÇÃO DA RECARGA .....	28
4.6.1 <i>Balanço hídrico no solo</i> .....	28
4.6.2 <i>Variação dos níveis de água do aquífero</i> .....	30
4.6.3 <i>Isótopos estáveis</i> .....	33
4.6.4 <i>Isótopos radiogênicos – estrôncio e chumbo</i> .....	35
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>37</b>
5.1 DADOS METEOROLÓGICOS .....	37
5.2 DEFINIÇÃO DOS POÇOS PARA AMOSTRAGEM .....	37
5.3 AMOSTRAGEM DE ÁGUA DA CHUVA .....	38
5.4 AMOSTRAGEM, ANÁLISE QUÍMICAS E ISOTÓPICA DE ÁGUA .....	39
5.5 TRATAMENTO DOS DADOS HIDROGEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS.....	40
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>41</b>
6.1 QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA POR BALANÇO HÍDRICO DO SOLO .....	41
6.2 QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA POR VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA.....	47
6.3 HIDROGEOQUÍMICA .....	58
6.4 ISÓTOPOS .....	63
6.4.1 <i>Isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio</i> .....	63
6.4.2 <i>Isótopos radiogênicos de chumbo</i> .....	71
6.4.3 <i>Isótopos radiogênicos de estrôncio</i> .....	77
<b>7 CONCLUSÕES</b> .....	<b>89</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>91</b>
<b>ANEXO I – RESULTADOS ANALÍTICOS</b> .....	<b>96</b>
<b>ANEXO II – MATRIZ DE CORRELAÇÃO DE PERSON</b> .....	<b>100</b>

## **1 INTRODUÇÃO**

Por muito tempo acreditou-se que a impermeabilização da superfície em áreas urbanas reduzisse a recarga dos aquíferos. Entretanto, sabe-se que a recarga em uma área urbanizada tende a ser maior que em uma área equivalente agrícola, devido às perdas de água pela rede de água e esgoto, irrigação de jardins, entre outros (FOSTER et al., 1999). Conhecer a contribuição deste tipo de recarga é, portanto, fundamental, pois permite estabelecer as vazões seguras e sustentáveis de exploração subterrânea e minimizar possíveis impactos por contaminação.

A cidade de Urânia (SP) é totalmente abastecida por água subterrânea e possui características semelhantes a outros municípios do Estado de São Paulo, assim como do Brasil. No Estado de São Paulo, aproximadamente 80% dos municípios são total ou parcialmente abastecidos por águas subterrâneas (CETESB, 2007).

Em Urânia sabe-se que há recarga por água servida, já que foram identificadas altas concentrações de nitrato provenientes de fossas negras ativas e inativas (CAGNON, 2003). Outras fontes de recarga até então não estudadas, além da chuva, são a rede de abastecimento e vazamentos da rede de esgoto que atualmente cobrem toda a área urbana.

Esta dissertação visa quantificar a recarga através de métodos hidráulicos (variação do nível de água do aquífero e balanço hídrico) e estudar a origem da água subterrânea através de métodos hidroquímicos (íons maiores e menores) e isotópicos (isótopos estáveis - oxigênio e hidrogênio - e radiogênicos - estrôncio e chumbo).

## **2 OBJETIVOS**

Os principais objetivos desta dissertação são:

- Estimar a recarga do Aquífero Vale do Rio do Peixe (anteriormente denominado Aquífero Adamantina) no município de Urânia (SP), utilizando-se do método hidráulico de variação piezométrica do aquífero e balanço hídrico do solo.
- Estudar a origem da água subterrânea (perda das redes de distribuição de água, de coleta de esgoto e/ou infiltração natural da chuva), através da hidroquímica e geoquímica isotópica (isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio e radiogênicos de estrôncio e chumbo).

### 3 ÁREA DE ESTUDO

O projeto foi desenvolvido no município de Urânia localizado na região noroeste do Estado de São Paulo, a 600 km da capital São Paulo (Figura 3.1). O acesso, da capital, pode ser feito através da rodovia dos Bandeirantes (SP 348) até Cordeirópolis, seguindo pela rodovia Washington Luiz (SP 310) até Mirassol e por fim pela rodovia Euclides da Cunha (SP 320) até a cidade de Urânia.

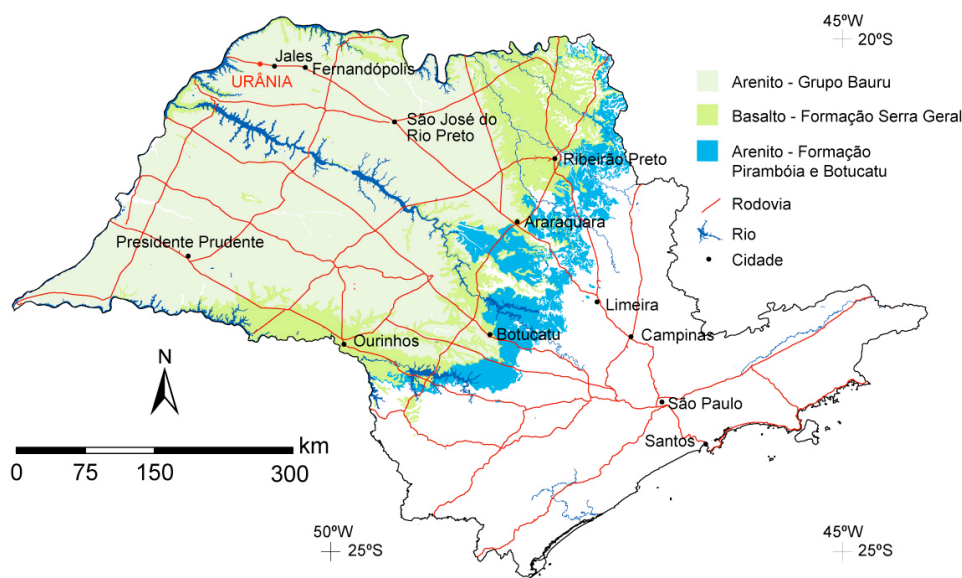


Figura 3.1. Localização do município de Urânia no Estado de São Paulo.

Urânia limita-se a norte com os municípios de Santa Albertina e Paranapuã, a sul com São Francisco, a leste com Jales e a oeste com o município de Aspásia. O município possui área territorial de aproximadamente 208 km<sup>2</sup>, população de 8.727 habitantes, distribuídos em 3.346 domicílios (IBGE, 2007). A área de estudo abrange a zona urbana e parte da zona rural, perfazendo um total de aproximadamente 5 km<sup>2</sup>.

A totalidade da população é abastecida por água subterrânea, com consumo de 42.000 m<sup>3</sup>/mês, perfazendo uma média diária de 160 L/pessoa, com índice de perdas em torno de 22% ou 13 m<sup>3</sup>/h (SABESP, 2009). Do volume total, mensalmente 2800 m<sup>3</sup> são provenientes de três poços profundos da SABESP de Urânia e o restante é aduzido de Jales, produzidos a partir de dois poços profundos que captam água do Sistema Aquífero Guarani e outros diversos instalados no Aquífero Bauru. Apesar da SABESP ser a única responsável pela distribuição de água na cidade, muitas casas possuem poços cacimbas e tubulares com profundidades entre 4 e 19 m e 40 e 100 m, respectivamente. A rede de esgoto foi implantada em 1970 e atualmente, cobre toda a

área urbana. Todo volume coletado é enviado à estação de tratamento, localizada no próprio município.

## **4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **4.1 Geologia regional**

A área de estudo está inserida na bacia sedimentar intracratônica – Bacia Bauru (FERNANDES, 2004), formada sobre os extensos derrames de basaltos da Formação Serra Geral e arenitos das formações Botucatu e Pirambóia da Bacia do Paraná.

Na região de Urânia (SP) afloram rochas sedimentares da Formação Vale do Rio do Peixe (Grupo Bauru) (PERROTA et al., 2005), anteriormente denominada por Formação Adamantina (IPT, 1981).

A Formação Vale do Rio do Peixe definida por Fernandes (1998) é a unidade com maior área de afloramento no Estado de São Paulo, de idade neocretácea (em torno de 100 Ma), constituída por camadas tabulares de arenitos muito finos a finos, de cor marrom, rosa e alaranjada, exibindo seleção boa a moderada. Podem ser maciços ou exibir estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte ou estratificação/laminação plano-paralela grossa, intercalados com siltitos ou lamitos arenosos. Intercalam-se camadas também tabulares de siltitos maciços de cor creme a marrom. Localmente podem ocorrer lentes de arenito conglomerático com estratificação cruzada de pequeno porte com intraclastos argilosos ou carbonáticos. O ambiente deposicional é caracterizado como essencialmente eólico, constituído por lençóis de areia e pequenas dunas eólicas, alternados com depósitos de *loess*. Localmente depositariam os lamitos relacionados a corpos aquosos rasos e efêmeros, criados em períodos de elevação do nível freático (FERNANDES, 1998; FERNANDES; COIMBRA, 2000). As espessuras descritas foram de 208 m no município de Guzolândia, 130 m em Fernandópolis, 85 m em Jales (ALMODOVAR, 1995) e 165 m em Urânia (CAGNON, 2003).

Em Urânia, sob a Formação Vale do Rio do Peixe, ocorrem os basaltos da Formação Serra Geral, do Grupo São Bento (138 a 127 Ma), constituídos principalmente por rochas toleífticas e andesi-basaltos toleífticos, com augita e pigeonita (PICCIRILLO e MELFI, 1988). As espessuras descritas de basaltos próximo à Urânia foram de 1207 m em Fernandópolis e 901 m em Jales (ALMODOVAR, 1995).

Abaixo dos basaltos encontram-se os arenitos da Formação Botucatu que compõem, em conjunto com a Formação Pirambóia, o Sistema Aquífero Guarani no Estado de São Paulo. A Formação Botucatu é composta por arenitos finos a grossos,

de coloração avermelhada, foscas, bem arredondadas e com alta esfericidade, dispostos em *sets* e/ou *closets* de estratificações cruzadas, planar ou acanaladas, de porte grande a muito grande. São interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas crescentes e lineares acumuladas em extenso mar de areia. A ausência de depósitos de interdunas úmidos permite interpretar a Formação Botucatu como um sistema eólico seco (SCHERER, 1998). As espessuras da Formação Botucatu descritas por Almodovar (1995), baseadas em descrições de poços tubulares municipais, são 143 m e 219 m para os municípios de Fernandópolis e Jales respectivamente.

A Formação Pirambóia é constituída por arenitos médios e finos com cores esbranquiçadas, avermelhadas e alaranjadas, com geometria lenticular bem desenvolvida. Estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e laminações cruzadas transladantes subcríticas são as estruturas primárias mais freqüentes. Aceita-se, hoje, que a unidade possui contribuição de fluvial na base, passando a eólico no topo. Sua idade é bastante discutida, sendo usualmente considerada como Neotriássica (PERROTA et al., 2005). A espessura da Formação Pirambóia em Fernandópolis é de 165 m (ALMODOVAR, 1995).

## **4.2 Hidrogeologia regional**

O Aquífero Vale do Rio do Peixe é do tipo livre a semi-confinado, com as superfícies potenciométricas influenciadas pela geomorfologia. A recarga ocorre em toda a área exceto nas próximas aos rios e córregos que caracterizam-se por serem zonas de descarga (HIRATA et al., 1997). A condutividade hidráulica varia entre  $10^{-6}$  e  $10^{-3}$  m/s, a transmissividade entre  $4 \times 10^{-4}$  a  $6 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s e a capacidade específica entre 0,5 a 1 m<sup>3</sup>/h/m (ROCHA et al., 1982).

O Sistema Aquífero Serra Geral é formado pela seqüência de derrames basálticos e intrusivas associadas. Esse aquífero possui extensão limitada, é do tipo fraturado, livre a confinado, descontínuo, anisotrópico, heterogêneo. Sua potencialidade hídrica está relacionada à densidade e espessura do fraturamento, ao grau de alteração dos horizontes vesiculares e aos sistemas de alimentação e inter-relação com outros aquíferos. Os coeficientes de transmissividade medidos encontram-se entre 1 e 700 m<sup>2</sup>/dia. As vazões predominantes nos poços variam de 5 a 70 m<sup>3</sup>/h e capacidade específica entre 0,01 a 10 m<sup>3</sup>/h/m (HIRATA et al., 1997).

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) abrange parte da Bacia do Paraná e da Bacia do Chaco – Paraná, totalizando aproximadamente 1.195.500 km<sup>2</sup> em quatro países (Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai), o que o torna um dos maiores sistemas aquíferos do mundo. No Brasil, a soma de suas áreas confinadas e livres totaliza

aproximadamente 839.800 km<sup>2</sup> (ARAÚJO et al., 1999). O SAG é constituído pela Formação Botucatu em sua parte superior, e pela Formação Pirambóia, na inferior, com contato gradual entre ambas. É sotoposto, em sua maior parte, pela Formação Corumbataí e sobreposto pelos basaltos da Formação Serra Geral.

As águas do SAG em sua porção aflorante são pouco mineralizadas, com valores de sólidos totais dissolvidos inferiores a 100 mg/L (DAEE, 1974). Na região de Ribeirão Preto, onde o aquífero é livre ou é sobreposto por basaltos de pequena espessura, o teor salino é, em geral, inferior a 200 mg/L (SILVA, 1983). O teor salino das águas do SAG tende a aumentar no sentido do confinamento, chegando a atingir cerca de 650 mg/L no oeste do Estado de São Paulo.

Silva (1983) mostra a evolução hidroquímica do SAG, controladas pelo confinamento do aquífero, pelas direções do fluxo e tempo de residência das águas, identificando águas predominantemente bicarbonatadas magnesianas e cálcio-magnesianas na região de afloramento, que evoluem para bicarbonatadas cálcicas e cálcio-magnesianas nas porções imediatamente recobertas pelos basaltos, e para bicarbonatadas sódicas nas porções francamente confinadas, chegando a apresentar águas cloro-sulfatadas sódicas no extremo sudoeste do Estado de São Paulo. A evolução hidroquímica do SAG, baseada na reavaliação dos dados de Silva (1983), foi apresentada por Sracek e Hirata (2002).

### **4.3 Geologia e hidrogeologia de Urânia (SP)**

No município de Urânia são exploradas duas unidades hidro-estratigráficas: o Sistema Aquífero Bauru (representado pela Formação Vale do Rio do Peixe) e o Aquífero Serra Geral (representado pela Formação Serra Geral). O Aquífero Vale do Rio do Peixe (anteriormente denominado Aquífero Adamantina) é o mais explorado devido às maiores facilidades de captação, com poços relativamente rasos. Os poços perfurados apenas nos basaltos são poucos, ocorrendo em locais de afloramento destas rochas. O restante é composto por poços que exploram conjuntamente os aquíferos Vale do Rio do Peixe e Serra Geral.

Devido aos altos teores de cromo hexavalente, cerca de 0,08 mg/L (o limite de potabilidade é 0,05 mg/L, de acordo com a Portaria MS 518/2004), encontrados nas águas dos poços da SABESP em Urânia (ALMODOVAR, 1995), a água distribuída atualmente na rede de abastecimento é proveniente do município adjacente Jales (SP) e aduzida por adutora até Urânia. Apenas em dias de alta demanda são usados três poços da SABESP em Urânia. A água é captada do Sistema Aquífero Guarani em Jales através de dois poços tubulares com cerca de 1300 m de profundidade e de diversos poços com dezenas a centenas de metros do Sistema Aquífero Bauru.

Em Urânia afloram os sedimentos da Formação Vale do Rio do Peixe com espessura variando de 66 a 165 m (CAGNON, 2003; HIRATA; CAGNON, 2004). Nos primeiros metros predominam solos compostos por areia fina argilo-siltosa de coloração marrom escuro a vermelha dependendo da quantidade de matéria orgânica, com constante presença de raízes e macroporos (ALMODOVAR, 2000; BERTOLO, 2001). Estes gradam para arenito composto por areia fina a média silto-argilosa de coloração predominantemente avermelhada, estrutura maciça com cimentação de carbonatos e óxidos de ferro, esparsamente ocorrem concreções carbonáticas centimétricas de cor branca (GUTIERREZ, 2003; MARCOLAN, 2006).

Na estação de monitoramento da zona não saturada, instalada por Bertolo (2001) (Figura 4.1), a 8 m de profundidade, a análise granulométrica resultou em 9% de areia média e grossa, 49% areia fina e 42% silte. Para a profundidade entre 14 e 15 m dos sedimentos coletados para a instalação do PM1/2 (Figura 4.1) a análise granulométrica resultou em 2% areia média, 20% areia fina, 66% silte e 12% argila (MARCOLAN, 2006). A mesma tendência de maiores porcentagens da fração fina nos primeiros metros é apresentada por Almodovar (2000) e Varnier (2007). Em maiores profundidades diminui a fração fina e aumenta a fração areia, sendo que a distribuição da granulometria é em média 13% areia média e grossa, 72% areia fina, 12% silte e 3% argila (GUTIERREZ, 2003; MARCOLAN, 2006).

A condutividade hidráulica saturada do solo, obtida a partir de amostras indeformadas, foram apresentadas por Bertolo (2001), Bertolo et al. (2006) e Varnier (2007). Até 9 m de profundidade a condutividade hidráulica vertical é em média  $2 \times 10^{-3}$  cm/s, enquanto que a condutividade horizontal média é  $1 \times 10^{-3}$  cm/s.

A porosidade efetiva do solo foi calculada por Bertolo (2001) de amostras indeformadas das seguintes profundidades: 1, 3, 5, 7, 9 e 9,5 m. Subtraiu-se a porosidade de retenção (capacidade de campo), calculado a partir de curvas de retenção, da porosidade total. Foram feitas triplicatas para aumentar a confiabilidade nos resultados. A Tabela 4.1 resume os valores obtidos.

Tabela 4.1. Porosidade total, de retenção e efetiva para a zona não-saturada em Urânia (modificado de BERTOLO, 2001).

<b>Amostra</b>	<b>Porosidade Total</b>	<b>Porosidade de retenção</b>	<b>Porosidade Efetiva</b>
Média	43,35	27,19	16,15
Mediana	43,77	27,70	16,07
Máximo	51,32	37,44	28,60
Mínimo	38,49	16,96	3,69
Desvio Padrão	3,16	4,94	6,41



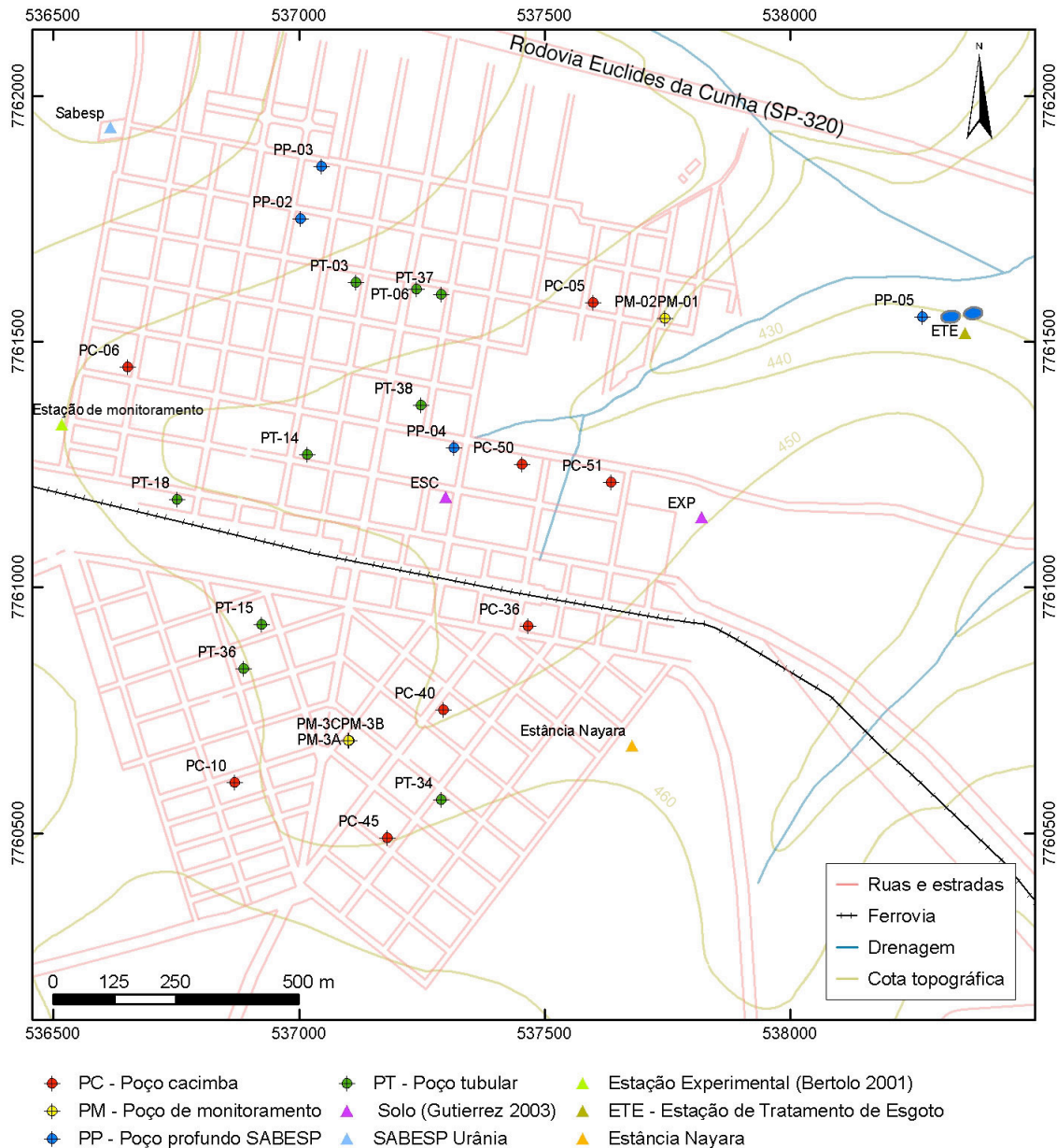


Figura 4.1. Mapa do município de Urânia com a localização dos poços e pontos de interesse.

No ano hidrológico ocorrem dois períodos bem característicos, de seca e chuvoso, marcados pelo monitoramento da zona não-saturada por tensiômetros (BERTOLO, 2001; VARNIER, 2007). O período de seca geralmente estende-se de maio a outubro, seguido pelo período chuvoso até abril. A frente de molhamento promovida pelas chuvas alcança o aquífero freático em 3 meses, em torno do mês de abril, ocasionando uma rápida elevação dos níveis potenciométricos (BERTOLO, 2001). De acordo com Bertolo (2001), de 0,5 a 2 m de profundidade, há influência de variações climáticas e do uso e ocupação do solo, pois verifica-se resposta rápida e intensa a cada pequeno evento de recarga ou secagem pelos potenciais hidráulicos. De 2 a 7 m de profundidade, as pequenas frentes de molhamento sofrem dissipação

possivelmente devido a evapotranspiração nos níveis superiores, portanto os tensiômetros registram apenas longos eventos de recarga ou secagem. De 7 m até o nível de água, os potenciais hidráulicos acompanham basicamente a variação da carga hidráulica do aquífero freático. Este mesmo zoneamento hidráulico foi observado por Varnier (2007).

A composição mineralógica do solo até 9,5 m de profundidade é basicamente quartzo e caulinita (BERTOLO, 2001). Foram descritos também como minerais acessórios feldspato (provavelmente microclínio), braunita, cromita, dolomita, espinélio, gipso, goethita, hematita, ilita, ilmenita, ilmenorutilo, magnesita, magnetita, montmorilonita (provavelmente saponita), muscovita, rutilo, turmalina, ulvoespinélio, zincocronita e zircão (ALMODOVAR, 2000; BERTOLO, 2001; CHIESSI, 2001).

A composição química (ICP/AES-Plasma) média de amostras totais para solo em perfil até 11,5 m de profundidade é 83% SiO<sub>2</sub>, 6,7% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,9% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,6% K<sub>2</sub>O, 0,5% MgO, 0,1% CaO, 0,03% Na<sub>2</sub>O, 134 ppm Ba, 273 ppm Cr, 32 ppm Ni, 105 ppm V, 311 ppm Zr (BERTOLO, 2001; CHIESSI, 2001). Composições semelhantes foram descritas por Almodovar (2000) em sondagens de até 2 m de profundidade próximo a este perfil.

A partir de 10 m, de acordo com Gutierrez (2003), Marcolan (2006) e Bertolo (2009), a composição mineralógica predominante é quartzo (80%) e feldspato - albita e microclínio - (5%), os minerais acessórios (15%) compreendem, ankerita, augita, diopsídio, granada, cianita, hornblenda, margarita, titanita, turmalina, zircão e minerais opacos (hematita, goetita, cromita, manganocromita, manganosita, maghemita). Na fração fina foi identificado esmectita e calcita.

Entre 10 e 80 m de profundidade, a composição química de amostras totais (ICP/AES) de solo dos poços ESC e EXP (Figura 4.1) é, em média, 76 a 78% SiO<sub>2</sub>, 4 a 10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5 a 7% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,5% CaO, 1,5% MgO, 1% K<sub>2</sub>O e 0,3% Na<sub>2</sub>O (GUTIERREZ, 2003). Para o perfil dos poços PM-1 e PM-3 Marcolan (2006) descreveu valores semelhantes para estes elementos e as seguintes concentrações, em partes por milhão (ppm), dos elementos traços: 515 Ba, 50 Ce, <50 Cl, 59 Co, 218 Cr, 25 Cu, 1116 F, 12 Ga, 36 La, 33 Nb, 27 Nd, 34 Ni, 8 Pb, 40 Rb, <300 S, 18 Sc, 240 Sr, 8 Th, 10 U, 99 V, 17 Y, 37 Zn, 216 Zr.

De acordo com Bertolo (2001) e Chiessi (2001), as análises de capacidade de troca de cátions (CTC) para o solo indicam variação de 4 a 22 meq/100 g, os valores aumentam a partir da profundidade de 6 m. A ordem de adsorção de cátions é Ca > Mg >> Na > K. Os minerais de ferro e secundariamente da caulinita são as principais superfícies adsorventes. A quantidade de matéria orgânica está limitada aos primeiros 3 m, concentrando-se a 0,5 m de profundidade com 1% e a 1 m com 0,8% da massa.

O pH do solo é, em média, baixo (pH 5) e os valores sofrem queda a partir de 7 m de profundidade (pH 4).

De acordo com Gutierrez (2003), no perfil do poço EXP a CTC varia de 3,1 a 32,3 meq/100 g, o pH de 5,2 a 7,5, o conteúdo de matéria orgânica de 2 a 5 g/dm<sup>3</sup>. O mineral montmorilonita é a principal superfície adsorvente, sendo a ordem de adsorção de cátions é Ca > Mg > H > Na > K.

A hidroquímica da zona não-saturada em Urânia foi apresentada por Bertolo (2001), Chiessi (2001) e Bertolo et al. (2006). As amostras de água subterrânea apresentaram temperaturas médias entre 24°C nos meses mais frios e 27°C nos quentes. Em todo o período de estudo as condições encontradas foram oxidantes, com valor de Eh médio de 480 mV. As águas são levemente ácidas a neutras com pH variando de 5,9 a 7,1 e média de 6,5, valor característico de zonas não-saturadas com capacidade de neutralização. Existem poucos sais dissolvidos nas águas que refletem na condutividade elétrica média de 150 µS/cm, variando de 54 a 264 µS/cm. A água da zona não-saturada de forma geral é classificada como bicarbonatadas cálcio-magnesianas, porém pode ser dividida em três grupos de composições químicas diferentes, coincidentes com as zonas hidráulicas. O primeiro horizonte, de 0 a 2 m, caracteriza-se por água bicarbonatadas cálcica, com condutividade elétrica mais elevada em relação aos demais, devido às maiores concentrações dos íons de nitrato, provavelmente de origem antrópica, cálcio e secundariamente magnésio. Eventualmente ocorrem concentrações mais elevadas de sulfato e cloreto. Este horizonte caracteriza-se por apresentar variações temporais dos elementos químicos citados que sugerem ocorrência de mecanismos de evaporação e infiltração. O segundo horizonte, de 2 a 7 m, com águas bicarbonatadas cálcicas-magnesianas diferencia-se pela redução das concentrações de cálcio e nitrato. Até este horizonte há a influência da respiração vegetal e degradação da matéria orgânica observado pelo comportamento variado do pH e dos elementos dióxido de carbono, bicarbonato, cálcio, magnésio e sílica. O terceiro horizonte, de 7 m ao aquífero freático, compreende águas bicarbonatadas-cloretadas cálcicas-magnesianas. É caracterizado pelo menor pH, pouco acima de 5, redução do bicarbonato, aumento do nitrato e por sofrer poucas variações químicas no tempo. O aquífero freático na estação de monitoramento possui composição química distinta. A água é bicarbonatada cálcica com maior pH e condutividade elétrica, devido às maiores concentrações de íons.

Em Urânia o aquífero é do tipo livre a semi-confinado, as superfícies potenciométricas são influenciadas pela geomorfologia da área, onde os divisores de água subterrânea coincidem com os divisores das bacias hidrográficas e os rios caracterizam-se como área de descarga do aquífero. A recarga ocorre em toda a área

de exposição dos sedimentos, muito embora o perímetro urbano seja considerado como área de recarga diferenciada, devido aos efeitos de impermeabilização e de infiltração induzida, provocados pela urbanização.

O nível de água em poços cacimbas variam entre 0,9 e 18,9 m e em poços tubulares, entre 2,9 e 18,0 m dependendo de sua localização (CAGNON, 2003; HIRATA; CAGNON, 2004). Os níveis de água sofrem poucas variações entre períodos secos e chuvosos (ALMODOVAR, 2000). O mapa potenciométrico apresentado na Figura 4.2 é representativo da área urbana de Urânia e foi baseado em medições do nível de água nos poços cacimbas em setembro de 2001. Antes de realizar as medições foi solicitado aos proprietários que os poços não fossem bombeados por 24 horas (GUTIERREZ, 2003). De acordo com o mapa potenciométrico, o fluxo da água subterrânea ocorre em direção nordeste, as linhas de fluxo convergem para a calha do Córrego Comprido e o gradiente hidráulico varia de 1,1 a 2,5% (CAGNON, 2003). Cagnon (2003) realizou testes de bombeamento e chegou aos valores de condutividade hidráulica de  $7,2 \times 10^{-5}$  e  $8,5 \times 10^{-6}$  m/s e transmissividade de  $7,1 \times 10^{-3}$  e  $9,2 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. A velocidade calculada de circulação das águas subterrâneas é de  $6,3 \times 10^{-7}$  a  $1,2 \times 10^{-5}$  m/s.

A hidrogeoquímica do Aquífero Vale do Rio do Peixe em Urânia foi estudado anteriormente por Almodovar (2000), Gutierrez (2003) e Cagnon (2003). Foram definidas três zonas hidrogeoquímicas distintas: zona de recarga ou rasa (ZR), da superfície a 21 m de profundidade, onde predominam água bicarbonatada nitrada, secundariamente cloro-nitrada cálcica e bicarbonatada nitrada sódica. Zona intermediária (ZI), de 21 a 105 m de profundidade caracterizada por água bicarbonatada cálcica e bicarbonatada nitrada cálcica. E zona profunda (ZP), de 150 a 270 m de profundidade caracterizada por água bicarbonatada cálcica sódica, bicarbonatada cálcica e cloretada cálcica. A evolução hidrogeoquímica da ZR para a ZI é caracterizada pela diminuição das concentrações de sódio, cloreto e nitrato, secundariamente de sulfato e potássio, e aumento de cálcio e bicarbonato. Em profundidade há também o aumento do pH e alcalinidade e diminuição da condutividade elétrica e do Eh.

As zonas rasa e intermediária estão contaminadas por nitrato na área urbana de Urânia conforme estudo realizado por Cagnon (2003). As fontes estão relacionadas a fossas negras instaladas na área urbana desde 1950. Hoje em dia toda a área urbana possui rede de coleta de esgoto, que o conduz à estação de tratamento da SABESP. As fossas antigas, mesmo desativadas, continuam a ser fonte de contaminação (VARNIER, 2007). Também não pode ser descartada a hipótese de vazamentos na própria rede de esgoto, além do uso de fertilizantes.

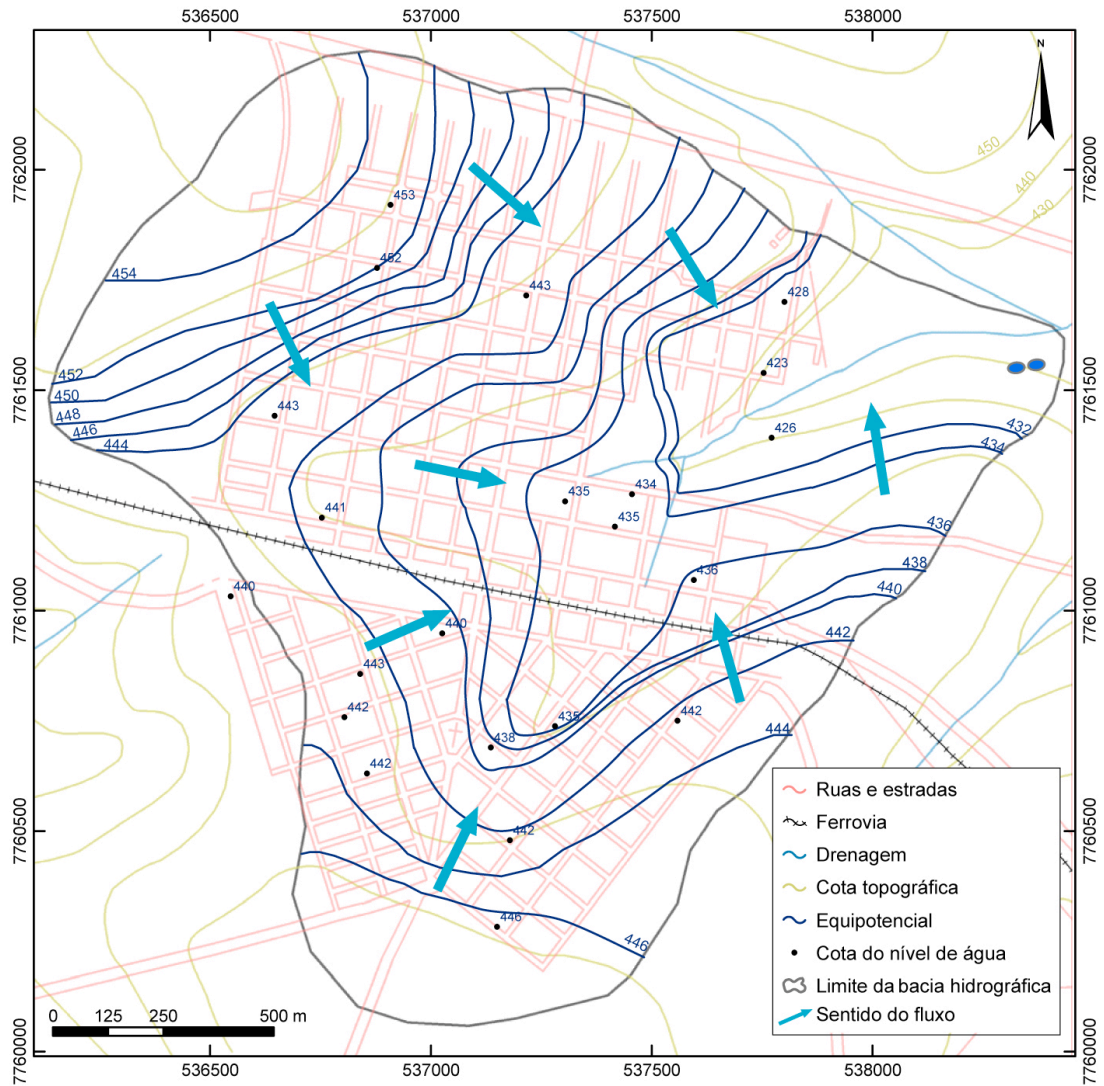


Figura 4.2. Mapa potenciométrico de Urânia (SP).

As zonas intermediária e profunda apresentam contaminação natural por cromo hexavalente detectada em 1977 (ALMODOVAR, 2000), que estende-se também por mais 54 municípios do noroeste do estado de São Paulo (ALMODOVAR, 1995; BOUROTTE et al., 2009). Esta contaminação foi responsável pelo fechamento de poços profundos explorados pela SABESP, cujas concentração de cromo hexavalente ultrapassavam o limite de potabilidade (0,05 mg/L) (Portaria MS 518/2004).

Em projeto específico para determinar a origem do cromo, detectaram-se concentrações de 0,139 mg/L de cromo hexavalente nas águas subterrâneas de Urânia (BERTOLO, 2009). A origem do cromo está relacionada ao intemperismo de minerais de cromo como o diopsídio cromífero, que possui 1000 a 12600 ppm de cromo e cujo índice de saturação no aquífero é negativo, ou seja, tem condições de ser dissolvido pela água. As altas concentrações de cromo em água estão relacionadas à porções profundas do aquífero com alto Eh e pH (acima de 10),

ambiente favorável a solubilidade do cromo hexavalente. O cromo é encontrado também em argilominerais como óxidos e hidróxidos de ferro que recobrem os minerais da rocha, com concentrações de cromo que variam de 220 a 650 ppm (MARCOLAN, 2009).

Em estudo de extração sequencial de cromo, ferro e manganês, Buchrieser (2006) conclui que estes elementos estão fortemente ligados às estruturas cristalinas dos minerais que compõe a rocha local. Na primeira etapa da extração sequencial, que retira da rocha os íons trocáveis e minerais adsorvidos, a concentração média de cromo encontrada em amostras de rocha total foi de 0,54 ppm. Caso toda esta concentração de cromo passasse para a água, resultaria em uma concentração de 7,15 mg/L, muito acima do limite de potabilidade.

#### **4.4 Recarga de aquíferos**

O termo recarga de aquíferos é definido como a água que infiltra no solo e que consegue atingir o nível de água, adicionando um volume extra ao aquífero (DE VRIES E SIMMERS, 2002). A recarga pode ser natural proveniente da chuva, rios e lagos e não-natural proveniente da irrigação, vazamentos da rede de distribuição de água, coleta de esgoto, fossas.

Segundo Lerner et al. (1990) e Beekman e Xu (2003) a recarga natural ocorre de três principais formas (Figura 4.3):

- Recarga direta: a água proveniente da chuva infiltra e flui pela zona não-saturada até atingir o nível de água do aquífero. Nem toda a água que infiltra chega ao aquífero, parte pode ser retida como umidade na zona não-saturada ou retirada do sistema por evapotranspiração.
- Recarga indireta: água adicionada ao aquífero através da infiltração proveniente de corpos de água superficiais, como rios e lagos.
- Recarga localizada: a água proveniente de precipitação acumula-se em pequenos corpos de águas superficiais, como poças e bacias de infiltração, e em seguida infiltra-se até atingir o aquífero.

Em regiões de clima úmido predomina a recarga direta (DE VRIES E SIMMERS, 2002), já que os rios, córregos, lagos e pântanos são geralmente zonas de descarga do aquífero.

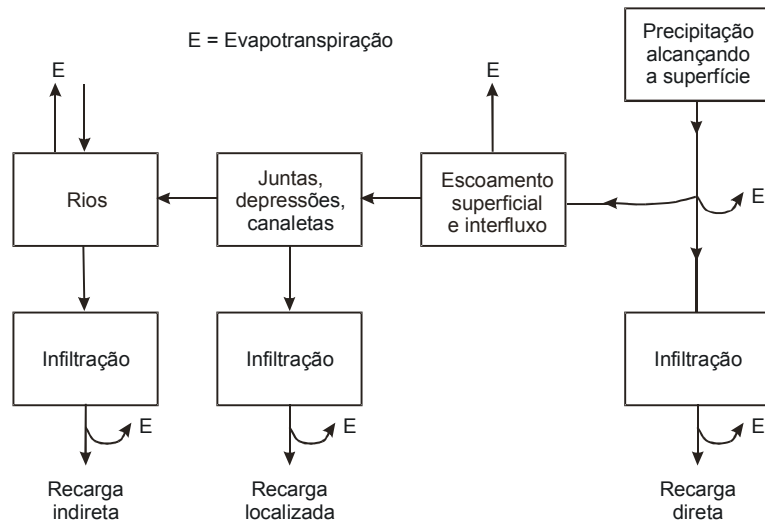


Figura 4.3. Origem da recarga em região (semi)-árida (LERNER, 1997).

Para se estimar a recarga é importante conhecer e entender os fatores que controlam na área de estudo. De acordo com Lerner et al. (1990) os principais fatores são:

- Ambiente externo: precipitação (magnitude, intensidade, duração e distribuição espacial), topografia, escoamento, formação de poças de água, uso e ocupação do solo e evapotranspiração;
- Irrigação: frequência, perda d'água proveniente de canais, forma de aplicação, preparação do terreno;
- Rios: se entram ou saem da área de estudo e se são influentes ou efluentes em relação ao aquífero;
- Solo: composição, espessura, características hidráulicas, umidade, profundidade da zona de raízes;
- Zona não-saturada: mecanismo de fluxo, condutividade hidráulica e heterogeneidade;
- Aquífero: profundidade do nível de água, capacidade de armazenar água.

A topografia pode ser o fator dominante na taxa de recarga em uma área onde o clima, padrão de chuvas, geologia e cobertura superficial são similares. Em estudo de detalhe da variação do nível de água em uma seção com desnível de 20 m entre o topo e a planície, a recarga na porção superior foi de 24,3% da precipitação, 14% para a encosta e 44% para a planície (SCHILLING, 2009).

#### **4.5 Recarga de aquíferos em áreas urbanas**

Em áreas rurais as fontes de recarga são precipitação, rios e outros corpos de água superficial, fluxos entre aquíferos e irrigação (LERNER et al., 1990). As mesmas fontes existem em áreas urbanas, porém os caminhos são mais complexos e numerosos e outras fontes são adicionadas. A instalação da rede de distribuição de água, coleta de esgoto e de drenagem são requisitos básicos da urbanização. Estas estruturas, aliadas à impermeabilização do terreno e as demais obras de engenharia modificam e influenciam a dinâmica dos fluxos de águas subterrâneas (FOSTER et al. 1998; LERNER, 2002).

De acordo com Yang et al. (1999), existem duas principais fontes de recarga em áreas urbanas: precipitação e vazamentos da rede de distribuição de água e coleta de esgoto. A recarga proveniente da precipitação é reduzida a princípio pela impermeabilização, porém em contrapartida o mesmo ocorre com evapotranspiração (VÁZQUEZ-SUÑÉ et al., 2005). Haase (2009) calculou o balanço hídrico para a cidade de Leipzig na Alemanha entre os anos de 1870 e 2003 e demonstrou os efeitos da impermeabilização na recarga. Os resultados mostraram que a evapotranspiração foi reduzida em 25%, o escoamento superficial aumentou 182% e a recarga diminuiu 4%. De acordo com Foster et al. (1998) a redução da recarga direta pela impermeabilização é compensada pela recarga indireta, caso a água dos telhados, ruas e pavimentos forem drenadas para bacias de infiltração, ao invés de para cursos de água como córregos e rios (Tabela 4.2). Esta prática traz benefícios onde há extração de água subterrânea, mantendo o balanço hídrico, porém aumenta o risco de contaminação caso existam fontes potenciais.

Vazamentos nas tubulações de distribuição de água e rede de coleta de esgoto são geralmente da ordem de 20-25% do volume total distribuído (LERNER, 2002). A rede de distribuição pode contribuir com a maior parte, pois funciona sob pressão. Em cidades onde não há rede de esgoto e a disposição é feita em fossas, estas podem ser consideradas as principais fontes (YANG et al. 1999). Porém há exceções, Rueedi et al. (2009) calcularam que, para uma recarga anual de cerca de 200 mm em uma área urbana de Doncaster, Reino Unido, 28 mm/ano são provenientes de vazamentos da rede de esgoto, 12 mm/ano da rede de drenagem de águas pluviais e 22 mm/ano da rede de distribuição de água. Portanto, apesar de não trabalhar sob pressão, a rede de esgoto, devido a problemas de manutenção, pode ter grande participação na recarga. Para a cidade de Nottingham na Inglaterra Chisala e Lerner (2008), através de modelo proposto, estimam que 10 mm/ano de recarga são



provenientes de vazamentos da rede de esgoto e que cerca de 67% da cidade receba mais de 500 L/dia de recarga desta fonte.

Tabela 4.2. Impactos dos processos da urbanização na recarga de água subterrânea (modificado de FOSTER et al. 1998).

Processo de urbanização	Impacto na infiltração	
	Taxa	Duração temporal
<i>A) Modificação do sistema natural</i>		
Impermeabilização da superfície e implementação da rede de drenagem		
• Bacias de infiltração	Aumenta	Intermitente
• Drenagem pluvial	Reduz	Intermitente a contínuo
• Canalização da água superficial	Reduz	Variável
Irrigação	Aumenta	Sazonal
<i>B) Instalação da rede de distribuição de água e coleta de esgoto</i>		
Extração local de água subterrânea	Mínimo	Contínuo
Vazamento da rede de distribuição de água	Aumenta	Contínuo
Fossas negras e sépticas	Maior aumento	Contínuo
Rede de coleta de esgoto - área urbana	Algum aumento	Contínuo

A recarga da cidade de Nottingham no Reino Unido foi quantificada por Yang et al. (1999) utilizando técnicas de balanço de solutos combinada com modelagem matemática de fluxo e transporte de contaminantes. Foram usados os solutos Cl, SO<sub>4</sub> e N para a quantificação de recarga proveniente da chuva, rede de distribuição de água e coleta de esgoto entre os anos de 1850 e 1995. Neste período os autores concluem que a recarga do aquífero livre diminuiu 8%, variação que, de acordo com os autores, pode estar dentro do erro do método. Dos cerca de 230 mm/ano de recarga, 93 a 162 mm/ano são provenientes da rede de distribuição de água e 6-13 mm/ano da rede de coleta de esgoto. Há muitas incertezas no uso do método de balanço de solutos devido a falta de dados durante o período, portanto o sucesso da ferramenta depende de um bom histórico de dados. Outros traçadores para o estudo de recarga são discutidos por Barrett et al. (1999) para a mesma localidade, como por exemplo, compostos orgânicos e isotópicos.

Como discutido anteriormente, a recarga em áreas urbanizadas pode ser danosa à qualidade da água subterrânea, uma vez que os processos podem favorecer à contaminação difusa por compostos de nitrogênio, enxofre e aumento da salinidade. Contaminações pontuais podem também ocorrer por produtos de petróleo, hidrocarbonetos clorados, compostos sintéticos, bactérias patogênicas e vírus (FOSTER et al. 1998). A Tabela 4.3 resume a importância de diferentes fontes para a recarga e os principais poluentes associados.

Tabela 4.3. Fontes de recarga e seus impactos na qualidade da água subterrânea (modificado de FOSTER et al. 1998).

Fonte de recarga	Importância	Qualidade	Poluentes indicadores
Vazamentos da rede de distribuição de água	Grande	Boa	Nenhum indicador óbvio
Irrigação de jardins	Moderada a Grande	Boa geralmente (depende da fonte)	Nenhum indicador óbvio
Fossas	Grande	Ruim	N, B, Cl, Coliformes Fecais (CF)
Vazamento da rede de esgoto	Menor	Ruim	N, B, Cl, CF, SO <sub>4</sub> , produtos químicos industriais
Bacias de drenagem de água superficial	Menor a maior	Boa a ruim	N, Cl, CF, HC, COD, produtos químicos industriais
Infiltração proveniente de canais e rios	Menor a maior	Moderado a ruim	N, B, Cl, SO <sub>4</sub> , CF, COD, produtos químicos industriais

B	Boro	HC	Hidrocarbonetos
Cl	Cloreto e geralmente salinidade.	N	Componentes nitrogenados (nitrato ou amônio)
COD	Carbono orgânico dissolvido	SO <sub>4</sub>	Sulfato
CF	Coliformes fecais		

As cidades em um estágio avançado de desenvolvimento geralmente perdem grandes exploradores de água subterrânea, como as indústrias, que deslocam-se dos centros urbanos para regiões periféricas, acarretando no aumento dos níveis potenciométricos (FOSTER et al., 1998; YANG et al., 1999; LERNER, 2002; VÁZQUEZ-SUÑÉ et al., 2005). Foster et al. (1998) descreve detalhadamente o crescimento de uma cidade e a dinâmica dos níveis de água do aquífero. Alguns autores descrevem o incremento dos níveis de água em cidades afetando construções como a inundação de edifícios subterrâneos, garagens e túneis. Porém, caso a extração supere a recarga este fenômeno pode ser mascarado, observando-se apenas a deterioração da qualidade da água subterrânea. Vázquez-Suñé et al. (2005) descreve que o uso da água subterrânea em Barcelona (Espanha), teve como ponto culminante o início da década de 1970, quando eram extraídos, entre 60 e 70 milhões m<sup>3</sup> (Mm<sup>3</sup>) por ano. Nesta época a profundidade do nível de água variava de poucos metros a mais de 15 m de profundidade. Com a contaminação do aquífero e a saída das indústrias, o nível de água recuperou a níveis registrados há um século. Porém muitos edifícios subterrâneos e túneis foram construídos justamente no período entre 1950 e 1975, coincidindo com o máximo volume extraído. Na época os projetistas não imaginavam que o nível de água pudesse subir, gerando atualmente a necessidade de bombeamento de 15-20 Mm<sup>3</sup> por ano de água subterrânea dos túneis do metrô e alguns Mm<sup>3</sup> em garagens subterrâneas e outros edifícios.

No Brasil poucos estudos foram realizados sobre recarga de aquíferos em áreas urbanas. A recarga foi estimada para a região central da cidade de São Carlos (SP) por Maziero e Wendland (2008). Na cidade de São Paulo (SP) Lima (2002)

estudou a recarga em uma área industrial, Wahnfried e Hirata (2005) aplicaram diversos métodos de quantificação na Cidade Universitária da Universidade de São Paulo em São Paulo (SP), uma área urbanizada e pouco impermeabilizada (Tabela 4.4).

Viviani-Lima (2007) comparou a recarga desta mesma área com outra densamente ocupada e altamente impermeabilizada e definiu, através de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, a contribuição antrópica à recarga. Estas duas áreas foram estudadas também por Martins (2008) que utilizando isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio e radiogênicos de chumbo, definiu a contribuição para a recarga entre a água proveniente da fuga da rede de distribuição, da rede de coleta de esgoto (recarga antrópica) e natural (chuva) (Tabela 4.5).

Tabela 4.4. Valores de recarga em área urbana no Brasil.

Local	Recarga (mm/ano)	% da precipitação	Método	Referência
São Paulo (área urbana industrial)	121	9,2	BH	Lima (2002)
São Paulo (área urbana industrial)	244,5	16%	VNA	Lima (2002)
São Paulo (área urbana)	187 (total de cinco meses)	33%	VNA	Wahnfried e Hirata (2005)
São Carlos (área urbana)	263	16,5	Média: BH, VNA, AD	Maziero e Wendland (2008)
São Paulo (área urbana)	246	-	VNA	Viviani-Lima (2007)
São Paulo (área urbana, densamente ocupada)	183	-	VNA	Viviani-Lima (2007)

BH: balanço hídrico, VNA: variação do nível de água, AD: aproximação darciniana.

Tabela 4.5. Contribuição antrópica à recarga em áreas urbanas.

Área urbana	Recarga antrópica	Método	Referência
Densamente ocupada	67%	O e H	Viviani-Lima (2007)
	41%	O e H	Martins (2008)
	65%	Pb	Martins (2008)
Área urbana pouco ocupada	14%	O e H	Viviani-Lima (2007)
	30%	O e H	Martins (2008)
	47%	Pb	Martins (2008)

## 4.6 Técnicas de avaliação da recarga

Existem diversas técnicas para avaliar a recarga, porém cada uma possui um erro associado. Para obter um resultado mais consistente e confiável recomenda-se que a estimativa seja feita através de técnicas diferentes e independentes, comparando-as (LERNER et al., 1990; LERNER, 2002; SCANLON et al., 2002).

### 4.6.1 Balanço hídrico no solo

A utilização do balanço hídrico na estimativa de recarga é bastante difundida devido aos trabalhos e simplificações adotados por Thornthwaite (1948), Thornthwaite e Mather (1955) e mais recentemente Pereira (2005). O balanço hídrico estima a recarga direta, através do cálculo das entradas (precipitação) e saídas (escoamento superficial e evapotranspiração) de água ao longo do tempo no perfil de solo, onde é definida como o excedente desse balanço.

Embora seja um método fácil, devido à simplicidade do conceito, sua precisão é bastante baixa. Há muitos erros na estimativa de fluxos em tempestades e em fortes chuvas tropicais, na avaliação da evapotranspiração e no estabelecimento do escoamento superficial (LERNER et al., 1990).

O balanço hídrico definido por Thornthwaite e Mather (1955) é definido como:

$$P = ESC + ETR + ARM + R$$

onde  $P$  é precipitação (mm), ESC são fluxos superficiais para fora da área de estudo (mm), ETR é evapotranspiração real (mm), ARM é variação no armazenamento de água na zona não-saturada (mm) e R é recarga (mm).

O escoamento superficial é estimado aplicando-se o coeficiente de escoamento superficial ( $C'$ ) à precipitação mensal:

$$ESC = C' \cdot P$$

onde:

$$C' = \alpha \cdot C$$

$C$  é o coeficiente que determina o volume da precipitação que escorrerá em superfície, em função do solo. O  $\alpha$  é determinado em função da declividade e da estação do ano, seca ou úmida (Tabela 4.6).

Tabela 4.6 - Valores de C e  $\alpha$  em função do tipo de solo, declividade e estação do ano.

Tipo de solo	Declividade (%)	Coeficiente $\alpha$	
		Estação seca	Estação úmida
Arenoso C=0,30	0 a 2	0,17	0,34
	2 a 7	0,34	0,50
Argiloso C=0,40	0 a 2	0,33	0,43
	2 a 7	0,45	0,55

A evapotranspiração real deve ser calculada através de um dos muitos métodos existentes, escolhido em função dos dados existentes. Neste projeto adotou-se o método de Thornthwaite (1948), que de acordo com Camargo (1962) tem um bom desempenho no Estado de São Paulo. A equação empírica é dada por:

$$ETP = 16 b (10 T/I)^a \quad (0 < T < 26,5^\circ\text{C})$$

$$ETP = -415,85 + 32,24 T - 0,43 T^2 \quad (T \geq 26,5^\circ\text{C})$$

onde ETP é evapotranspiração (mm), T é a temperatura média mensal ( $^\circ\text{C}$ ), I é o índice de calor disponível para a região, o expoente a é a função cúbica de I calculado a partir da soma dos índices de calor dos 12 meses e b é um fator de correção referente ao período de insolação durante o dia que varia em função da latitude em que se localiza a estação de meteorológica. Para o cálculo de I é usada a equação:

$$I = \sum i$$

Onde i é:

$$i = (T/5)^{1,514}$$

O termo a é uma função cúbica de I:

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,7 \times 10^{-5} I^2 + 0,018 I + 0,49$$

O termo b é calculado da seguinte forma:

$$b = (ND/30) \cdot (N/12)$$

onde ND é o número de dias no mês e N o fotoperíodo em horas.

A variação de armazenamento de água na zona não saturada vai depender da quantidade inicial de água armazenada (ARM), cujos limites máximo (capacidade de

campo) e mínimo (ponto de murchamento) variam em função do tipo de solo e sua espessura (Tabela 4.7).

Tabela 4.7 - Água disponível na zona não-saturada em função do tipo de solo (em mm).

Tipo de solo	Capacidade de campo	Ponto de murchamento	Água disponível
Arenoso	200	50	150
Siltoso	300	100	200
Argiloso	375	125	250

A água que efetivamente estará disponível para a recarga dependerá da espessura da camada de solo e pela profundidade das raízes. Deve-se então multiplicar a água disponível pela espessura para obter a água disponível no solo.

Portanto a recarga é definida pela seguinte equação:

$$R = P - ESC - ETR - ARM$$

#### **4.6.2 Variação dos níveis de água do aquífero**

O método de variação do nível de água, ou como conhecido em inglês *Water Table Fluctuation (WTF)*, baseia-se na premissa de que a elevação do nível de água em um aquífero livre é proveniente da adição de um volume extra de água ao aquífero (HEALY e COOK, 2002). Este método é amplamente difundido por gerar bons resultados, é simples e de fácil aplicação e pode ser usado em qualquer tipo de poço.

O posicionamento espacial dos poços é fundamental para que o monitoramento seja representativo da área de estudo. O método WTF é recomendado para aquíferos livres, com níveis de água rasos, com rápida resposta à recarga. Idealmente os hidrogramas devem mostrar fortes subidas e descidas do nível de água. Em monitoramentos de longo prazo é possível relacionar a variação dos níveis de água a possíveis mudanças climáticas (HEALY e COOK, 2002).

A recarga poderá ser estimada pelo método WTF desde que o volume de água adicionado ao aquífero seja maior do que o volume que sai, ocasionando a elevação do nível de água. Nos casos em que o volume de água que chega ao aquífero seja constante, igual ou inferior ao volume que sai, ou seja, não há variação ou rebaixamento do nível de água, a recarga não poderá ser estimada por este método.

A variação dos níveis de água de um aquífero livre está suscetível a outros fenômenos além da recarga. A evapotranspiração pode ocasionar flutuações no nível de água próximo à superfície durante o dia, o que não ocorre durante a noite, quando esta tende a zero (HEALY e COOK, 2002; CROSBIE et al., 2005). Variações na pressão atmosférica influenciam os níveis de água, pois a transferência de pressão nos poros abertos é rápida. Este fenômeno é facilmente corrigido com medidores

barométricos, cujos dados de variação de pressão são usados para compensar a variação dos níveis de água. Um único aparelho barométrico é suficiente para toda uma área de estudo. O aprisionamento de ar entre a frente de molhamento e o nível de água de um aquífero, de difícil detecção, é outro fenômeno que pode ocasionar mudanças no nível de água (HEALY e COOK, 2002). Geralmente está relacionado à subida abrupta do nível de água, maior do que a esperada pela recarga. Isto ocorre devido a transferência rápida de pressão pelo ar aprisionado.

Segundo Lerner (2002), a aplicação do método para estimar recarga em áreas urbanas deve ser vista com reservas, pois não apresenta sensibilidade necessária para identificar recargas contínuas como as provocadas pela fuga da rede de água e esgoto. Entretanto, essa característica de detectar somente recargas não contínuas, faz com que o método possa distinguir a recarga natural (não contínua) da contínua (fuga da rede) quando é comparada a um método como o baseado na Lei de Darcy (VIVIANI-LIMA e HIRATA, 2007).

O método WTF considera como premissa que a elevação do nível de água em um aquífero livre é consequência da chegada da água de recarga que atinge o topo do aquífero. Portanto a recarga (R) pode ser estimada pela seguinte equação:

$$R = S_y \Delta h / \Delta t$$

onde  $S_y$  é a vazão específica;  $h$  nível de água e  $t$  tempo. O  $\Delta h$  é a diferença entre o ponto máximo na elevação do nível de água registrado no hidrograma e o ponto no mesmo tempo da curva extrapolada da última recessão (Figura 4.4). O desenho da curva extrapolada pode ser subjetivo, ele corresponde ao traço que o hidrograma teria seguido caso não tivesse ocorrido a elevação dos níveis de água devido a um evento de recarga.

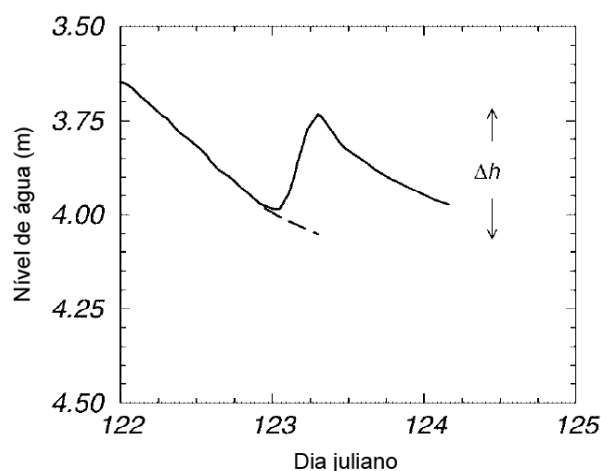


Figura 4.4. Cálculo do  $\Delta h$ , diferença entre o pico da subida do nível de água e o menor ponto da curva extrapolada da última recessão (modificado de HEALY e COOK, 2002).

Uma das limitações associada ao método é a determinação da vazão específica ( $S_y$ ), que é a razão entre o volume de água drenada pela gravidade de uma rocha ou solo, após ser saturada, e seu volume total. Healy e Cook (2002) descrevem em detalhe as principais dificuldades para se determinar a vazão específica. Os autores descrevem que em laboratório pode-se determinar a vazão específica através do método de (1) retenção específico onde uma coluna é saturada e mede-se o volume drenado pela gravidade, (2) pela curva de retenção de água onde uma pressão de vácuo é aplicada para drenar a água até atingir a capacidade de campo e (3) pela análise granulométrica dos sedimentos. As técnicas de campo são (1) teste de bombeamento cuja interpretação não é única (FREEZE e CHERRY, 1979), (2) balaço de volume através da razão entre o volume de água bombeada e o volume do cone de rebaixamento, (3) métodos geofísicos e (4) teste de capacidade de campo em que se saturada o solo *in situ* e após 48 horas analisa-se o conteúdo de umidade de uma amostra de volume conhecido. Geralmente os valores de vazão específica determinados em laboratório são maiores que em campo e são aconselhados para se estimar o efeito de longos períodos de bombeamento, porém não para estudos de recarga (HEALY e COOK, 2002).

Crosbie et al. (2005) utilizaram três métodos diferentes para determinar  $S_y$ : em laboratório através da curva de retenção de água, no campo pela resposta do nível de água em fortes chuvas e por testes de bombeamento. O método por variação do nível de água demonstrou gerar resultados mais aceitáveis na área de estudo aplicado em relação aos outros dois métodos, que resultaram em valores muito altos ou muito baixos.

Heppner et al. (2007) utilizaram um valor constante de  $S_y$  (0,01) para cálculo de recarga usando o método WTF na Pensilvânia (EUA) e compararam os resultados obtidos com lisímetros. O método WTF estima maior recarga no verão e menor no inverno, em relação aos lisímetros, que tendem a zero no verão. O autor então calculou os valores de  $S_y$  necessários para que o cálculo através do método WTF igualassem aos resultados dos lisímetros. Os valores de  $S_y$  no verão tendem a zero e nos meses de inverno são iguais ou superiores à porosidade (0,02). Estes valores não condizem com a realidade, portanto a principal hipótese do autor neste caso é que os lisímetros subestimaram a recarga no verão.

Portanto, o método WTF é um dos mais recomendados para o estudo de recarga pela sua simplicidade de operação e confiabilidade nos resultados. Sempre que possível o valor  $S_y$  deverá ser estimado através de métodos diferentes e em diversas amostras para se obter um valor médio mais representativo do meio.



### 4.6.3 Isótopos estáveis

Isótopos são elementos químicos de mesmo número atômico e diferente número de massa, devido a variações no número de nêutrons. Estes possuem características químicas semelhantes, porém físicas diferentes. Os isótopos estáveis não se desintegram como os radiogênicos que são gerados a partir de isótopos radioativos, através do decaimento radioativo.

Os isótopos dos elementos hidrogênio, carbono, nitrogênio, oxigênio e enxofre, são considerados os principais isótopos ambientais pela sua abundância e por serem os principais componentes do ciclo hidrológico, geológico e biológico. São elementos leves e portanto a diferença de massa entre os isótopos é maior, que possibilita a detecção de diferenças razões isotópicas mais facilmente. Com a evolução dos equipamentos analíticos outros isótopos começaram a ser usados em questões ambientais como bromo, cloro, chumbo e estrôncio.

Segundo Clark e Fritz (1997), os isótopos estáveis são fracionados em reações termodinâmicas como evaporação, condensação, solidificação e fusão. As ligações químicas entre os elementos mais leves são mais fracas e possuem pressão de vapor maior, portanto na evaporação passam primeiro para a fase vapor os elementos de massa menor, gerando um volume líquido residual enriquecido do elemento mais pesado. Já ao passar da fase vapor para a líquida, como na formação de chuvas, os elementos de massa maior são os principais componentes das primeiras precipitações, diminuído gradativamente.

Os isótopos estáveis usados nesta pesquisa foram de hidrogênio,  $^1\text{H}$  e  $^2\text{H}$  (deutério ou D) cuja abundância na natureza é 99,985 e 0,015% respectivamente, e de oxigênio,  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , 99,796 e 0,204% de abundância respectivamente.

O cálculo da razão isotópica em águas não é simples e a comparação entre os dados de diferentes laboratórios pode ser problemática. Para tanto nas análises em espectrômetro de massa, além da amostra, é medido um padrão de referência mundialmente difundido e aceito, que no caso do oxigênio e hidrogênio é o VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). A concentração isotópica é expressada pela notação delta ( $\delta$ ) e em partes por mil (‰) devido aos baixos valores conforme a equação abaixo:

$$\delta^{18}\text{O}_{amostra} = \left[ \frac{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{amostra}}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{padrão}} - 1 \right] \bullet 1000 \text{ (‰ VSMOW)}$$

A razão isotópica da água no ciclo hidrológico é modificada por processos meteorológicos. O ciclo global é considerado praticamente em equilíbrio dinâmico onde cada etapa (evaporação, condensação/chuva, escoamento etc) é responsável por fracionar isotopicamente o  $^{18}\text{O}$  e D, conferindo uma assinatura isotópica característica para cada reservatório.

A razão isotópica de oxigênio e hidrogênio da precipitação é afetada predominantemente pela temperatura. Em regiões localizadas em maiores latitudes, geralmente mais frias, as águas das chuvas possuem razões isotópicas mais negativas em relação às zonas equatoriais e tropicais. As regiões costeiras são mais enriquecidas em relação a regiões continentais, geralmente mais frias e com forte variação sazonal. As regiões com maior altitude recebem também chuvas mais empobrecidas.

Isso permite correlacionar certas características isotópicas da água a uma zona de recarga específica, pois ao entrar no aquífero não ocorre mais fracionamento preservando sua assinatura original. Deve-se atentar ao fato de que podem ocorrer misturas de águas e, neste caso, as razões isotópicas serão uma média de cada fonte de recarga. Portanto, a assinatura isotópica da água pode servir como um traçador natural para definir sua proveniência em um aquífero (CLARK e FRITZ, 1997; EL BAKRI et al., 1992; TAYLOR et al., 1989).

As razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio de águas de chuva de todo o mundo foram reunidas por Rozanski et al. (1993) que definiu a reta meteórica global verdadeira, com maior precisão que a reta meteórica global definida por Craig (1961), pois conta com dados de 219 estações da rede GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) da Agência Internacional de Energia Atômica. A reta meteórica global verdadeira é corrigida em relação ao padrão VSMOW e é dada por:

$$\delta^2\text{H} = 8,13 \delta^{18}\text{O} + 10.8 (\text{‰ VSMOW})$$

De acordo com Clark e Fritz (1997), para os estudos locais de razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio em águas superficiais e subterrâneas é necessário comparar com a reta meteórica local.

Em áreas urbanizadas a recarga do aquífero está associada não somente à infiltração direta da chuva, mas também à fuga das redes de água e esgoto e de canais de água pluvial. A estimativa da proporção da recarga advinda de uma ou outra fonte é sempre bastante difícil. Os isótopos estáveis têm auxiliado nesta identificação, pois pode distinguir as águas de fuga da rede como as da recarga direta, através das

diferenças em suas composições isotópicas, caso existam (IRIARTE et al., 2006; SEILER e ALVARADO, 1999; LERNER et al., 1990; LERNER, 1990).

Estudos bem sucedidos com isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio foram desenvolvidos no Brasil por Dias (2005), Viviani-Lima (2007) e Martins (2008) no estudo da origem da recarga na Bacia do Alto Tietê, município de São Paulo (SP). Dias (2005) chegou à proporção de 43,7% da recarga proveniente da chuva, recarga natural, e 56,3% de fonte antrópica, como vazamentos de águas distribuída e esgoto. A Tabela 4.5 apresenta outros resultados.

#### **4.6.4 Isótopos radiogênicos – estrôncio e chumbo**

De acordo com Banner (2004) os isótopos radiogênicos são úteis como traçadores de fontes e transporte de elementos dissolvidos e detríticos no ciclo sedimentar, hidrológico e biogeoquímico, na reconstrução das variações químicas no oceano ao longo do tempo e na datação de rochas e minerais.

O estrôncio (Sr) possui quatro isótopos:  $^{84}\text{Sr}$  (0,6%),  $^{86}\text{Sr}$  (9,9%),  $^{87}\text{Sr}$  (7%) e  $^{88}\text{Sr}$  (82,5%). O isótopo  $^{87}\text{Sr}$  é o único formado pelo decaimento radioativo do isótopo  $^{87}\text{Rb}$ ; por convenção as razões isotópicas são relativas ao isótopo estável  $^{86}\text{Sr}$  ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). A diferença de massa entre o isótopo  $^{87}\text{Sr}$  e o  $^{86}\text{Sr}$  é de 1%, o que reduz a faixa de fracionamento, comparada com os isótopos mais leves como oxigênio e deutério.

Como o estrôncio é um elemento não volátil, durante a evaporação tende a permanecer dissolvido na água. Sua concentração em águas de chuva, portanto, é baixa. Como possui características semelhantes ao cálcio, durante a formação de minerais, pode substituí-lo na estrutura cristalina.

O estrôncio passa da rocha para a água principalmente através dos processos de intemperismo, que ocorre em função do tipo de rocha, clima, tipo de solo e espessura, tipo de vegetação, porosidade e influências antropogênicas. Em águas superficiais a composição isotópica do Sr é controlada pela geologia (tipo de rocha e idade). Em águas subterrâneas o mesmo controle é válido com maior ênfase, pois a temperatura, pressão e força iônica em águas subterrâneas profundas são maiores, além do longo tempo de trânsito e maior superfície de contato entre a água e a rocha.

Portanto, os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  podem variar em águas superficiais e subterrâneas em função dos seguintes fatores: mineralogia, idade e fonte das rochas ígneas e metamórficas, proveniência e maturidade das rochas sedimentares e composição do solo, pelo clima, volume de recarga e fluxo.

O chumbo possui quatro isótopos  $^{204}\text{Pb}$  (1,4%),  $^{206}\text{Pb}$  (24,1%),  $^{207}\text{Pb}$  (22,1%) e  $^{208}\text{Pb}$  (52,4%). A partir do decaimento radioativo do  $^{238}\text{U}$  são formado os isótopos  $^{206}\text{Pb}$

e  $^{207}\text{Pb}$ , já o  $^{208}\text{Pb}$  é formado a partir do decaimento radioativo do  $^{232}\text{Th}$ . O chumbo é um elemento tóxico e não essencial à saúde, cujo ciclo biogeoquímico é afetado pelo homem (KOMÁREK et al., 2008). Naturalmente o chumbo entra em solução através dos processos de intemperismo em ambientes ácidos, geralmente com pH abaixo de 3,1, quando este se torna móvel. Acima deste pH é facilmente adsorvido ou precipita-se como mineral, que dependendo do meio, pode ser carbonato, óxido/hidróxido ou sulfeto em condições redutoras. Em áreas contaminadas por chumbo quando o limite de imobilização é ultrapassado, torna-se móvel. A adsorção ocorre principalmente em matéria orgânica e óxidos de ferro e manganês.

Desde que a acidez da água do aquífero não seja capaz de mobilizar o chumbo presente na rocha e solo, a razão isotópica de chumbo na água subterrânea tende a ser a mesma da água de recarga do aquífero. Caso seja capaz de mobilizar, a razão isotópica final será uma mescla entre a razão isotópica da água de recarga e do aquífero. Caso haja contaminação que adicione chumbo extra ao ambiente as razões isotópicas poderão detectar a anomalia (MARTINS, 2008).

Komárek et al. (2008) fazem uma revisão dos isótopos de chumbo nas ciências ambientais, cuja maior aplicação é como traçador de contaminações e apresentam extensa lista de razões isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  para as diversas fontes. Cada fonte de chumbo (gasolina, queima de carvão mineral, metalurgia, queima de lixo, etc) possui uma assinatura isotópica característica, esta portanto poderá ser usada para a identificação da fonte em um reservatório, seja o ar, solo, sedimento ou água. No reservatório a razão isotópica encontrada é a mistura de todas as fontes, que se forem muitas, torna a identificação mais complicada. De acordo com Martins (2008), o uso dos isótopos de Pb na avaliação de recarga, em áreas contaminadas, mostraram melhores resultados em relação a O e D, contanto que se conheça todas as fontes.

## **5 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **5.1 Dados meteorológicos**

Os dados meteorológicos utilizados no balanço hídrico são provenientes da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) situada no município de Jales (SP) e foram obtidos na página da internet do próprio instituto ([www.inmet.gov.br](http://www.inmet.gov.br)). Esta estação opera desde agosto de 2007, fornecendo a cada hora dados de temperatura, umidade do ar, ponto de orvalho, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, radiação solar e precipitação. Neste projeto serão utilizados dados de temperatura e precipitação para o balanço hídrico a fim de se quantificar a recarga.

Em Urânia há uma série diária de precipitação desde 2004 realizada pelo Sr. Gilberto, proprietário da Estância Nayara, com pluviômetro tipo cunha, os dados foram gentilmente disponibilizados para este projeto.

### **5.2 Definição dos poços para amostragem**

De acordo com cadastro de poços realizado por Gutierrez (2003) e Cagnon (2003) na zona urbana do município de Urânia (SP) existem 48 poços cacimbas, 35 tubulares e 9 tubulares profundos de propriedade da SABESP. Durante os trabalhos de campo realizados em setembro de 2007 foram identificados novos poços, assim como poços que atualmente estão desativados. Estas informações foram adicionadas ao cadastro, porém não é o enfoque principal do atual projeto a atualização do mesmo. Além destes poços existem mais cinco poços de monitoramento multiníveis construídos em projetos de pesquisa coordenados por pesquisadores do LAMO (Laboratório de Modelos Físicos - IGc - USP). Estes poços multiníveis se diferenciam dos poços de produção por possuírem uma seção filtrante de apenas 6 m, localizada na parte inferior do poço (BERTOLO, 2009).

Foram escolhidos 8 poços cacimbas (PC), 9 poços tubulares (PT), 4 poços tubulares profundos de propriedade da SABESP (PP) e 5 poços de monitoramento multiníveis (PM) (Tabela 5.1 e Figura 4.1).

Tabela 5.1. Profundidade e posição do filtro dos poços amostrados.

Poço	Profundidade (m)	Posição filtro (m)
PC-05	10	-
PC-06	15	-
PC-10	18	-
PC-36	15	-
PC-40	15	-
PC-45	17,5	-
PC-50	15	-
PC-51	15	-
PM-01	40	32-38
PM-02	96	88-94
PM-3A	30	22-28
PM-3B	50	42-48
PM-3C	100	92-98
PP-02	142	30-142
PP-03	150	30-150
PP-04	109	70-109
PP-05	75	44-75
PT-03	50	-
PT-06	60	-
PT-14	45	15-45
PT-15	40	8-40
PT-18	60	16-60
PT-34	60	30-60
PT-36	80	30-80
PT-37	54	30-54
PT-38	44	30-44

(" - " : sem informação)

### 5.3 Amostragem de água da chuva

A amostragem de água da chuva para análise de isótopos estáveis de O e D foi feita em um coletor de chuva que consiste em um funil acoplado a um galão de plástico. A extremidade inferior do funil alcança a base interna do galão, evitando que a volatilização da água saia por este caminho. Uma mangueira com 3 m de comprimento, conectada ao galão, permite que o ar saia. Com o aumento da temperatura e volatilização da água, o vapor entra na mangueira, porém pelo seu comprimento, não tem capacidade de sair, retornando ao galão após condensar com a queda da temperatura. Este tipo de coletor foi usado em diversos outros trabalhos entre eles de Dias (2005), Viviani-Lima (2007) e Martins (2008).

A água do galão foi retirada todo mês e acondicionada em frascos de vidro âmbar de 10 mL para análise das razões isotópicas de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $^2\text{H}/^1\text{H}$  no Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-IGc-USP) em São Paulo (SP), cujo erro analítico é 0.2‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  e 1‰ para  $\delta\text{D}$ .

A amostragem de chuva para isótopos radiogênicos de estrôncio e chumbo foi feita utilizando um funil acoplado a um frasco, ambos previamente descontaminados de acordo com Martins et al. (2008) e Martins (2008). O coletor foi disposto ao ambiente somente alguns minutos após o início da chuva e recolhido logo após o término.

#### **5.4 Amostragem, análise químicas e isotópica de água**

A amostragem dos poços cacimbas e tubulares foi realizada a partir das próprias bombas instaladas nos poços. Não foi realizada a purga completa dos poços. Apenas foi realizado um bombeamento de cinco minutos, antes da amostragem, para retirar a água que poderia estar estagnada na tubulação. Porém todos os poços amostrados estão em funcionamento e de acordo com os proprietários são utilizados diariamente, portanto considera-se que a água seja representativa do aquífero.

As amostras de água distribuída pela SABESP foram coletadas diretamente na sede da SABESP de Urânia em uma torneira situada entre a caixa de água e a rede de distribuição. Esta água é proveniente de Jales, captada do Sistema Aquífero Guarani e misturada com águas do Aquífero Bauru e que, através de adutora chega a Urânia. Por vezes em Urânia, conforme a demanda, é adicionado um volume extra de água captada também do Aquífero Bauru em Urânia.

As amostras para análise de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, foram coletadas em frascos de vidro âmbar de 10 mL, lavados três vezes com a própria amostra e não houve filtragem ou adição de preservante. Todos os frascos foram tampados com batoque, garantindo que não existisse nenhuma bolha de ar no interior, evitando o fracionamento da amostra. As análises isotópicas de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $^2\text{H}/^1\text{H}$  foram realizadas pelo Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-IGc-USP) em São Paulo (SP), cujo erro analítico é 0.2‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  e 1‰ para  $\delta\text{D}$ .

As amostras para isótopos radiogênicos de estrôncio e chumbo foram acondicionadas em frascos de polietileno de baixa densidade, previamente descontaminados pelo método apresentado em Martins et al. (2008). Em laboratório as amostras foram filtradas com filtros de 0,2  $\mu\text{m}$  de abertura em porta-filtro dedicado, previamente descontaminado, e preservadas com  $\text{HNO}_3$ . As análises isotópicas de chumbo e estrôncio foram realizadas por laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-IGc-USP) em São Paulo (SP).

Em campo foram medidos os parâmetros temperatura, pH, Eh, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido e alcalinidade total e parcial. A análise da alcalinidade total foi feita por titulação, utilizando 100 mL de amostra, indicador misto, ácido sulfúrico e

bureta. Nas amostras que apresentaram pH maior que 8,1 foram realizadas análises de alcalinidade parcial utilizando fenoftaleína.

A Tabela 5.2 apresenta a descrição da preservação da amostra de água e laboratório usado para cada parâmetro.

Para o controle de qualidade das análises químicas foi realizado cálculos de balanço iônico, considerando cátions e ânions expressos em meq/L utilizando para o cálculo de desvio a equação:

$$E = (\Sigma \text{cátions} - \Sigma \text{ânions} / \text{cátions} + \Sigma \text{ânions}) \times 100$$

Considerou-se como limite de aceitação erros inferiores a 10% para os estudos hidrogeoquímicos.

Tabela 5.2. Parâmetros analisados.

Parâmetro	Filtragem	Preservante	Método	Laboratório responsável
Amônio	Filtro 0,20 µm	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (pH < 2)	Espectrofotometria por U.V. visível	CTQ Análises Químicas e Ambientais
Cloreto, sulfato, brometo, fluoreto, fosfato, nitrato, nitrito e sílica.	Filtro 0,20 µm	Sem preservante	SMWWE 4110 C (ânions) e Espectrofotometria por U.V. visível (sílica)	CTQ Análises Químicas e Ambientais
Sódio, potássio, cálcio, magnésio, bário, estrôncio, zinco, manganês, cromo, cobre, ferro total, alumínio, fosfato e níquel	Filtro 0,20 µm	HNO <sub>3</sub> (pH < 2)	ICP-OES	Laboratório de Química e ICP-AES (GMG-IGc-USP) e CTQ Análises Químicas e Ambientais
δ <sup>18</sup> O e δ <sup>2</sup> H	Não filtrada	Sem preservante	Espectrometria de massa de fonte gasosa	Laboratório Isótopos Estáveis (LIE-CPGeo-IGc-USP)
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Filtro 0,20 µm	HNO <sub>3</sub> (pH < 2)	Espectrometria de massa (Martins et al. 2008 e Martins 2009)	Laboratório Rubídio/Estrôncio (Rb/Sr) do CPGeo-IGc-USP
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Filtro 0,20 µm	HNO <sub>3</sub> (pH < 2)	Espectrometria de massa (Martins et al. 2008 e Martins 2008)	Laboratório Chumbo / Chumbo (Pb/Pb) do CPGeo-IGc-USP

## 5.5 Tratamento dos dados hidrogeoquímicos e isotópicos

Os resultados das análises químicas e isotópicas foram reunidos em um banco de dados hidrogeoquímico no software AcquaChem 5.1 da Schlumberger Water Service. A partir do banco de dados estruturado é possível fazer cálculos de balanço iônico, gerar diagramas hidrogeoquímicos, diversos tipos de gráficos e, através de análises estatísticas, conhecer a correlação entre os diversos parâmetros.



## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 Quantificação da recarga por balanço hídrico do solo

A partir dos dados meteorológicos de Jales e Urânia foram calculadas as médias mensais de temperatura e precipitação mensal acumulada para o período de setembro de 2007 a agosto de 2009 (Figura 6.1). As temperaturas médias mensais neste período sofreram pouca variação, sendo a mínima de 19°C (junho de 2009) e máxima de 28°C (outubro de 2007).

Existem duas épocas climáticas bem marcadas, uma chuvosa, de outubro a março, e uma seca, de abril a setembro. De setembro de 2007 a agosto de 2008 foi registrado 1525 mm de chuva em Jales e 1381 mm em Urânia, somente o mês de janeiro correspondeu com 34% e 30% da precipitação, respectivamente. De setembro de 2008 a agosto de 2009 em Jales foi registrado 973 mm de chuva e em Urânia 1091 mm. A média de precipitação para a região é de 1340 mm (DAEE, 2005).

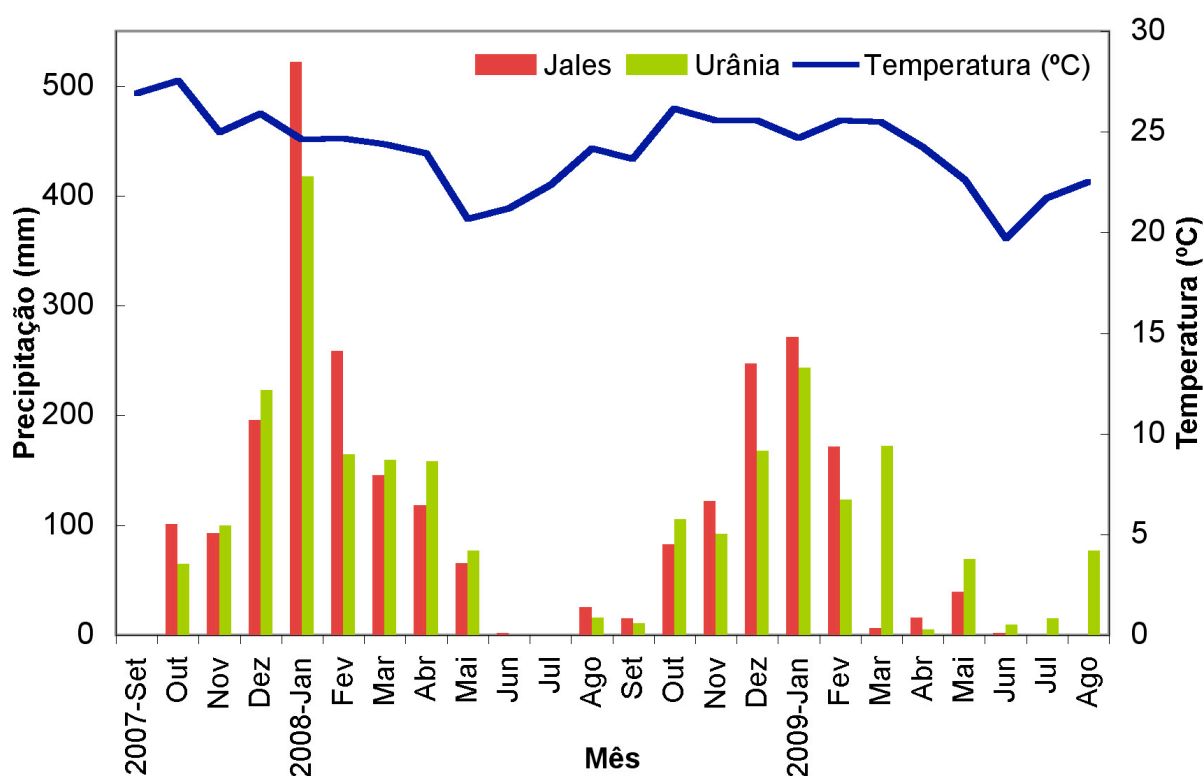


Figura 6.1. Variação da temperatura média mensal e precipitação acumulada no mês para Jales e Urânia.

A partir dos dados da estação meteorológica do INMET localizada em Jales foi calculada a evapotranspiração potencial (ETP) utilizando o método de Thornthwaite (1948) para o período de setembro de 2007 à agosto de 2009 (Tabela 6.1). Neste período, os valores de ETP variaram de 50 a 146 mm, sendo que os meses de maio a julho apresentam os menores valores e de outubro a janeiro os maiores (Tabela 6.1).

A Figura 6.2 apresenta a variação da ETP, precipitação e temperatura para todo o período estudado.

Tabela 6.1. Cálculo da evapotranspiração potencial (ETP) mensal para a região de Urânia pelo método de Thornthwaite (1948).

Mês	N Dias	T °C	N Horas	I	a	b	ETP	P
2007-Set	30	26,9	12	12,8	3,06	0,97	141	0
Out	31	27,5	12	13,2	3,06	1,05	146	101
Nov	30	25,0	13	11,4	3,06	1,06	121	93
Dez	31	25,9	13	12,1	3,06	1,13	144	196
2008-Jan	31	24,6	13	11,2	3,06	1,14	124	522
Fev	28	24,7	13	11,2	3,06	1,00	110	259
Mar	31	24,4	12	11,0	3,06	1,07	113	146
Abr	30	23,9	12	10,7	3,06	0,99	98	118
Mai	31	20,7	11	8,6	3,06	0,97	62	65
Jun	30	21,2	11	8,9	3,06	0,91	62	2
Jul	31	22,4	11	9,7	3,06	0,93	76	0
Ago	31	24,2	11	10,9	3,06	0,95	98	25
Set	30	23,7	12	10,5	3,06	0,97	93	15
Out	31	26,2	12	12,2	3,06	1,05	138	83
Nov	30	25,6	13	11,8	3,06	1,06	130	122
Dez	31	25,6	13	11,8	3,06	1,13	138	247
2009-Jan	31	24,7	13	11,2	3,06	1,14	125	272
Fev	28	25,6	13	11,8	3,06	1,00	123	171
Mar	31	25,5	12	11,8	3,06	1,07	130	7
Abr	30	24,2	12	10,9	3,06	0,99	102	16
Mai	31	22,6	11	9,8	3,06	0,97	82	39
Jun	30	19,7	11	8,0	3,06	0,91	50	2
Jul	31	21,7	11	9,2	3,06	0,93	69	0
Ago	31	23,4	11	10,4	3,06	0,95	89	0

N Dias = número de dias no mês, T °C = temperatura média (°C), N Horas = fotoperíodo (horas), I e a = índice de calor disponível para a região, b = fator de correção referente ao fotoperíodo, ETP = evapotranspiração potencial (mm), P = precipitação (mm).

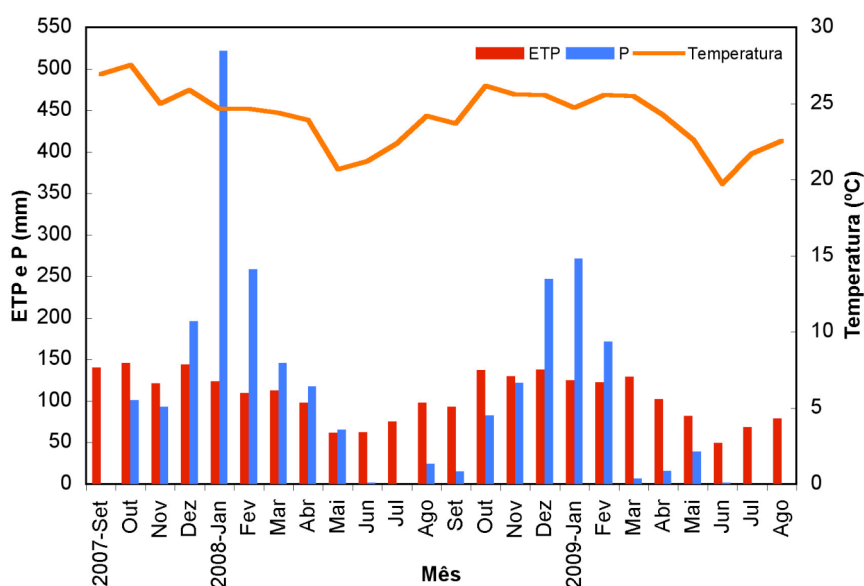


Figura 6.2. Variação da precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETP) e temperatura a partir de dados da estação meteorológica do INMET em Jales (SP).

O balanço hídrico foi realizado pelo método proposto por Thornthwaite e Mather (1955) e simplificado por Pereira (2005) (Tabela 6.2). Foram utilizados os coeficientes de escoamento superficial de 0,10 e 0,05 para as épocas úmidas e secas respectivamente, devido ao solo arenoso e a declividade do terreno ser próxima a 2%. Também devido ao solo arenoso foi determinado que a água disponível na zona não-saturada, a capacidade de campo, é de 150 mm.

Os resultados, apresentados na Tabela 6.2 e a Figura 6.3 mostram predomínio da evapotranspiração real é predominante na maioria dos meses, variando de 3 a 144 mm. Apenas nos meses de janeiro e fevereiro de 2008 a recarga potencial foi maior, devido ao grande volume de chuvas que ocorreram nestes meses. Nos meses de junho, julho e agosto de 2009 a evapotranspiração real é praticamente inexistente. Isto ocorre por que, nos cálculos do balanço hídrico, não há mais água no armazenamento, que poderia ser retirada pela evapotranspiração. O valor da evapotranspiração real no mês de setembro de 2007 é também baixo, devido à este método de balanço hídrico que utiliza o último mês do balanço como referência. Em contraste, a evapotranspiração acumulada para o período de setembro de 2007 a agosto de 2009 foi de 2554 mm, enquanto que a evaporação real foi de 1734 mm. Já o escoamento superficial é inexistente nos meses em que não houve chuva ou nos quais o volume é inexpressivo. Houve excesso de água, recarga potencial, apenas nos meses de dezembro de 2007 a abril 2008 e de dezembro 2008 a fevereiro 2009.

Tabela 6.2. Balanço hídrico da região de Urânia (SP).

Mês	P	ETP	P-ETP	C'	ESC	INF	INF-ETP	ARM	DARM	ETR	DEF	REC
2007-Set	0	141	-140	0,05	0	0	-140	2	-4	4	-137	0
Out	101	146	-45	0,1	10	91	-55	2	-1	92	-44	0
Nov	93	121	-28	0,1	9	84	-37	1	0	84	-28	0
Dez	196	144	52	0,1	20	176	32	2	1	144	0	32
2008-Jan	522	124	398	0,1	52	470	346	150	148	124	0	198
Fev	259	110	149	0,1	26	233	123	150	0	110	0	123
Mar	146	113	33	0,1	15	131	18	150	0	113	0	18
Abr	118	98	20	0,1	12	106	8	150	0	98	0	8
Mai	65	62	4	0,1	7	59	-3	150	0	59	0	0
Jun	2	62	-61	0,05	0	2	-61	100	-50	51	-11	0
Jul	0	76	-76	0,05	0	0	-76	60	-40	40	-36	0
Ago	25	98	-74	0,05	1	23	-75	37	-23	47	-51	0
Set	15	93	-78	0,05	1	15	-79	22	-15	30	-63	0
Out	83	138	-55	0,1	8	74	-63	15	-7	81	-48	0
Nov	122	130	-8	0,1	12	110	-20	15	-1	111	-7	0
Dez	247	138	109	0,1	25	222	84	30	15	138	0	69
2009-Jan	272	125	146	0,1	27	244	119	80	50	125	0	70
Fev	171	123	49	0,1	17	154	32	110	31	123	0	1
Mar	7	130	-123	0,1	1	6	-124	49	-62	68	-61	0
Abr	16	102	-87	0,1	2	14	-88	27	-21	36	-65	0
Mai	39	82	-43	0,1	4	35	-47	20	-7	42	-36	0
Jun	2	50	-48	0,05	0	2	-48	15	-6	7	-42	0
Jul	0	69	-69	0,05	0	0	-69	9	-5	5	-63	0
Ago	0	89	-89	0,05	0	0	-89	6	-3	3	-86	0

P = precipitação (mm), ETP = evapotranspiração potencial (mm), C' = coeficiente de escoamento superficial, ESC = escoamento superficial (mm), INF = infiltração (mm), ARM = armazenamento (mm), ETR = evapotranspiração real (mm), DEF = déficit de umidade (mm), REC = recarga (mm).

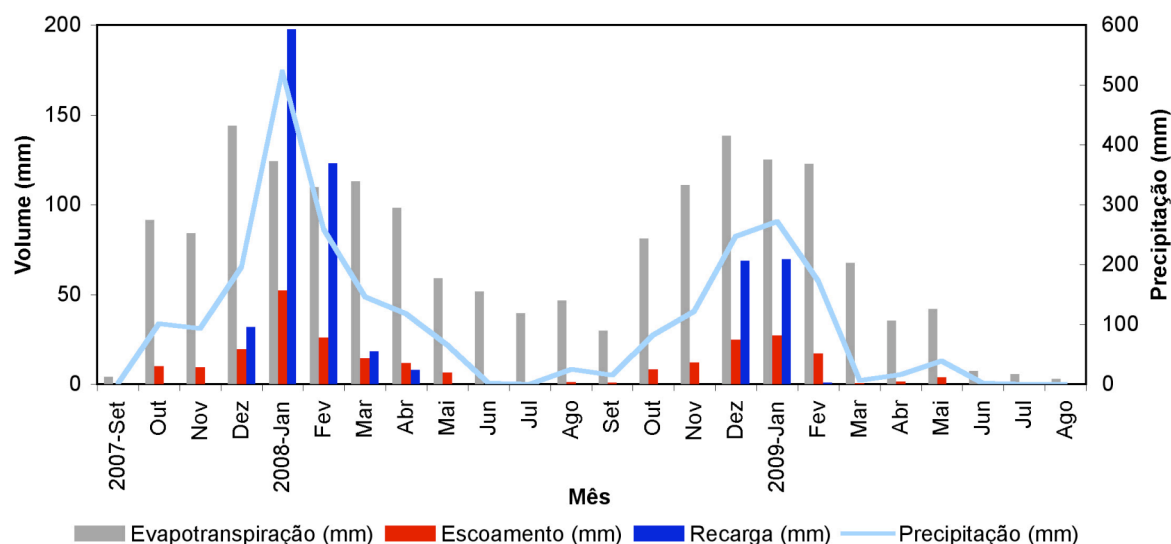


Figura 6.3. Evapotranspiração real, escoamento superficial, recarga (excedente hídrico) e precipitação mensal na região de Urânia (SP).

No período de setembro de 2007 a agosto de 2008 a precipitação acumulada foi de 1525 mm. Deste total de acordo com o balanço hídrico 965 mm de água (63%) retornaram à atmosfera através da evapotranspiração, 151 mm (10%) correspondem ao escoamento superficial, 31 mm (2%) foram adicionados ao armazenamento e 378 mm (25%) são o excedente hídrico que pode recarregar o aquífero (Tabela 6.3).

Tabela 6.3. Resultados do balanço hídrico para o período de setembro de 2007 a agosto de 2008.

	Volume (mm)	% da precipitação
Precipitação	1525	100%
Evapotranspiração real	965	63%
Escoamento superficial	151	10%
Armazenamento	31	2%
<b>Recarga</b>	<b>378</b>	<b>25%</b>

Já para o período de setembro de 2008 e agosto de 2009 a precipitação acumulada foi de 973 mm. Deste total, 769 mm (79%) corresponderam à evapotranspiração real, 96 mm (10%) ao escoamento superficial, 31 mm (3%) são retirados do armazenamento e 139 mm (14%) é adicionado ao aquífero como recarga (Tabela 6.4).

Tabela 6.4. Resultados do balanço hídrico para o período de setembro de 2008 a agosto de 2009.

	Volume (mm)	% da precipitação
Precipitação	973	100%
Evapotranspiração real	769	79%
Escoamento superficial	96	10%
Armazenamento	-31	3%
<b>Recarga</b>	<b>139</b>	<b>14%</b>

De acordo com o balanço hídrico, a recarga potencial da água subterrânea na região de Urânia é, em geral, concentrada nos meses de dezembro a fevereiro, com déficit de umidade no solo na maioria dos outros meses, principalmente próximo ao mês de setembro (Figura 6.4). No período de setembro de 2008 a agosto de 2009, o déficit de umidade já ocorre a partir do mês de março, devido ao menor volume de chuvas em relação ao ano anterior.

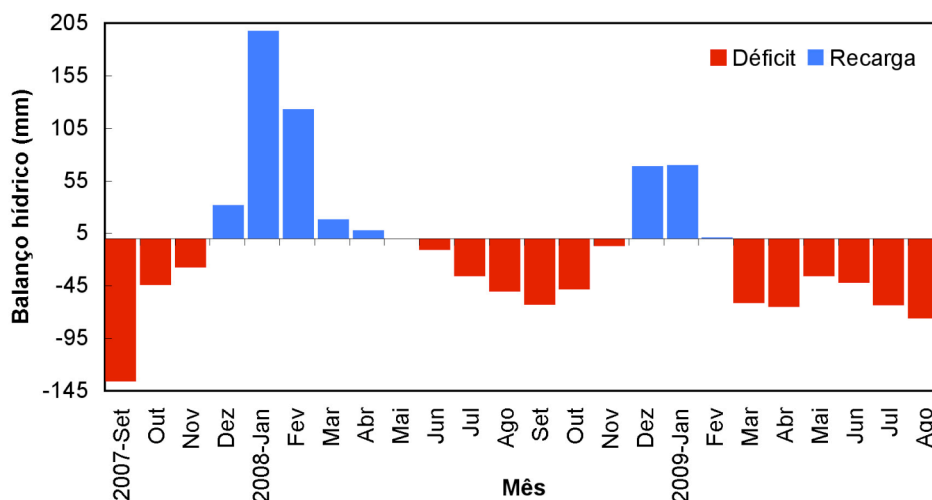


Figura 6.4. Balanço hídrico na região de Urânia (SP), notar os períodos de recarga potencial de dezembro de 2007 a abril de 2008 e dezembro de 2008 a fevereiro de 2009.

Para todo o período estudado, de setembro de 2007 a agosto de 2009, a precipitação total medida pela estação meteorológica em Jales foi de 2498 mm, dos quais 1734 mm (69%) sofreram evapotranspiração, 247 mm (10%) corresponderam ao escoamento superficial e 517 mm (21%) à recarga potencial. Portanto, de acordo com o balanço hídrico, 21% da precipitação pode se transformar em recarga na região de Urânia (Tabela 6.5). Sendo que no período de setembro de 2007 a agosto de 2008 a taxa de recarga foi de 25% da precipitação e de 14% de setembro de 2008 a agosto de 2009.

Tabela 6.5. Resultado do balanço hídrico (setembro de 2007 a agosto de 2009).

	Volume (mm)	% da precipitação
Precipitação	2498	100%
Evapotranspiração real	1734	69%
Escoamento superficial	247	10%
<b>Recarga</b>	<b>517</b>	<b>21%</b>
<b>Recarga Anual Média</b>	<b>258</b>	<b>21%</b>

## 6.2 Quantificação da recarga por variação do nível de água

Em setembro de 2008 foram instalados dois transdutores de pressão modelo Mini-Diver DI-501 da Schlumberger Water Service (SWS), com precisão de 5 mm na variação da coluna de água e configurados para registrar a cada 15 minutos. Os dados de variação do nível de água foram compensados de acordo com a variação da pressão barométrica, a partir de dados coletados pelo transdutor de pressão barométrico, modelo Mini-Diver DI-500 (Baro) da SWS.

Um dos transdutores de pressão e o medidor barométrico foram instalados na estação de monitoramento da zona não-saturada, construída durante os trabalhos realizados em Urânia pelo Prof. Dr. Reginaldo Bertolo, em seu projeto de doutorado (BERTOLO, 2001). A localização é apresentada na Figura 4.1. No piso da estação há um piezômetro, cujo nível de água estava a 9,37 m de profundidade em relação à superfície no momento da instalação. O transdutor da estação de monitoramento, registrou dados do dia 23 de setembro de 2009 ao dia 8 de janeiro de 2010, quando então parou de funcionar. No dia 20 de abril de 2010 o nível de água foi medido manualmente. Estava a 8,61 m de profundidade, ou seja, 1,12 m acima do início do monitoramento.

O segundo transdutor de pressão foi instalado na Estância Nayara (Figura 4.1), em um poço cacimba desativado e sem bomba, cujo nível de água estava a 7,55 m de profundidade da superfície. Este transdutor registrou dados de 23 de setembro de 2008 a 8 de novembro de 2009, quando também quebrou. O nível de água medido manualmente no dia 20 de abril de 2010 estava a 6,68 m de profundidade, 0,87 m acima daquele registrado no início do monitoramento.

A escolha destes pontos deveu-se ao fácil acesso para instalar os aparelhos, a segurança em deixá-los durante todo o projeto e, principalmente, por não estarem sob influência de bombeamento, que poderia ocasionar variação no nível de água. Para cada dia foram obtidas 96 medidas de nível de água, uma a cada 15 minutos. Para os hidrogramas gerados, foram usados apenas os dados referente às três horas da manhã.

No hidrograma da estação de monitoramento (Figura 6.5), no período de setembro de 2008 à janeiro de 2009, há uma queda do nível de água de 9,73 m a 10,45 m de profundidade, indicando que não ocorre recarga neste período. Entre janeiro de 2009 e meados de março também não há recarga. O volume de água que chega ao aquífero é igual ao que flui para fora do sistema, fazendo com que o nível de água se mantenha estável, por volta de 10,45 m. A partir do mês de abril até o final de agosto há nova queda do nível de água é cada vez mais profundo, chegando até a

11,15 m. No mês de agosto inicia-se o período de chuvas, o nível de água de setembro até meados de outubro continua a cair, porém com menor velocidade, como pode ser observado pela menor inclinação da curva, chegando ao menor nível de todo o período com 11,25 m de profundidade, quando então se inicia a subida. Do final de novembro de 2009 até janeiro de 2010 o nível de água apenas sobe, indicando que ocorreu recarga. Entre 08 de janeiro 2010 e 20 de abril do mesmo ano não há dados devido à quebra do transdutor de pressão. Neste dia o nível de água foi medido manualmente a 8,61 m de profundidade. No período também houve, portanto, recarga.

De 23 de setembro de 2008 até 30 de setembro de 2009 o total de chuva registrado foi de 1275 mm, uma média mensal de 106 mm, considerando 12 meses. Para o período de 1º de outubro de 2009 a 20 de abril de 2010 o total de precipitação foi de 1468 mm, sendo 245 mm a média mensal, considerando-se 6 meses. Portanto precipitações mensais médias de 245 mm foram suficientes para recarregar o aquífero, enquanto precipitações médias 106 mm não recarregaram o aquífero. Assim, o volume médio mínimo para haver recarga encontra-se entre estes dois valores.

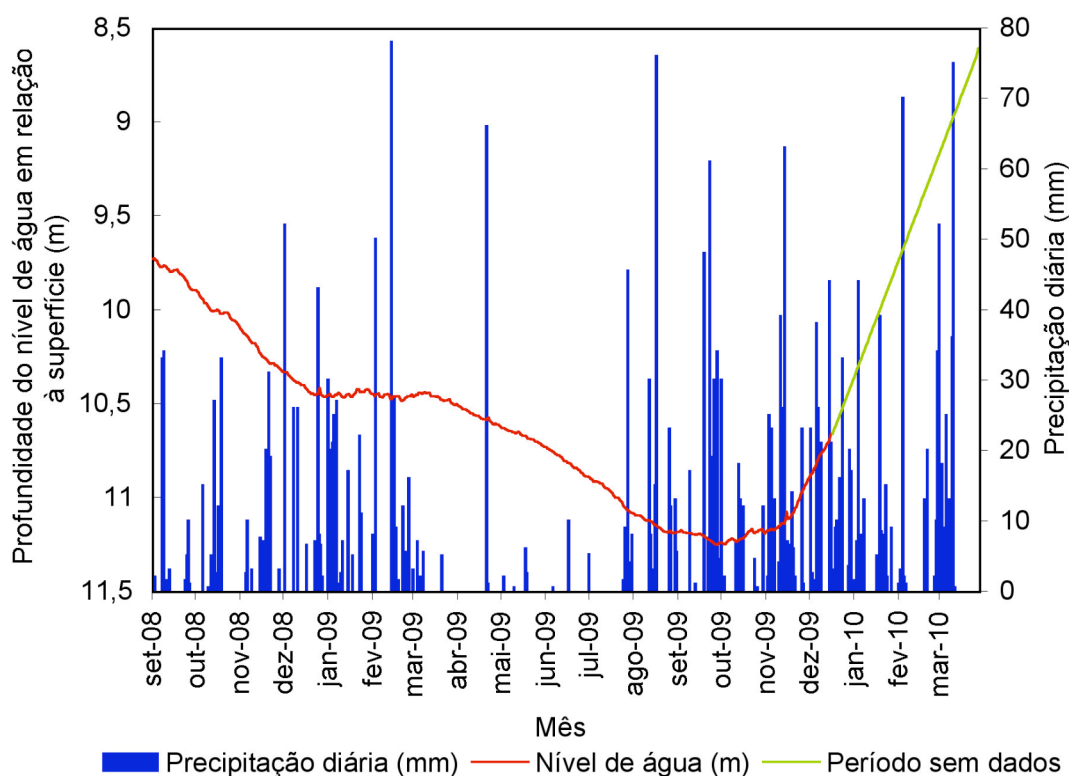


Figura 6.5. Hidrograma da estação de monitoramento e precipitação diária.

Na Estância Nayara (Figura 6.6), entre setembro de 2008 até o final de janeiro de 2009, o nível de água desce de 7,55 m a 7,90 m. Em seguida há dois períodos consecutivos de elevação do nível de água. O primeiro evento ocorre durante o mês de fevereiro, com pico em 7,78 m, e o segundo durante o mês de março com pico em



7,66 m. De abril a agosto o nível de água recua a 8,14 m de profundidade, o mais baixo nível registrado. Em meados de setembro ocorre uma pequena subida do nível de água, que se estabiliza a 8,03 m até meados de outubro. Desde então o nível de água sobe rapidamente até o monitoramento ser interrompido no início de novembro, pela pane no aparelho. O nível de água medido manualmente em 20 de abril de 2010 foi de 6,68 m, nível de água mais raso registrado, indicando elevação desde novembro de 2009.

De 23 de setembro de 2008 a 31 de agosto de 2009 o volume de chuva foi de 1090 mm, constituindo uma média mensal de 99 mm. De 1º de setembro de 2009 a 20 de abril de 2010 o volume de chuva total foi de 1653 mm, gerando uma média mensal de 236 mm. Nesta localidade a média mensal de 99 mm de precipitação foi suficiente para gerar recarga, provavelmente devido à menor profundidade do nível de água.

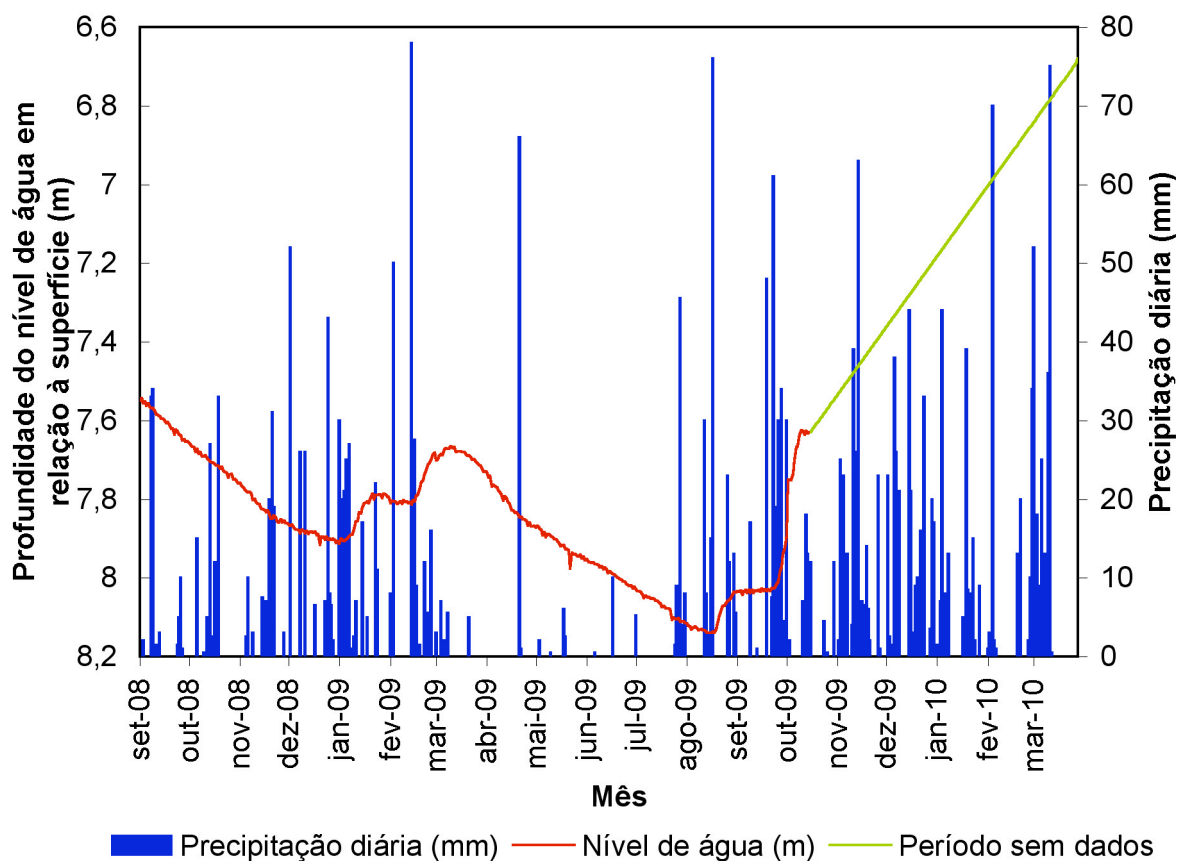


Figura 6.6. Hidrograma da Estância Nayara e precipitação diária.

Comparando os dois hidrogramas verifica-se que se comportam de forma diferente. Considerando o nível inicial de ambos como sendo zero, observa-se que o nível de água da estação de monitoramento cai mais que da Estância Nayara, sendo 1,53 m e 0,59 o maior rebaixamento dos níveis respectivamente (Figura 6.7). No final do monitoramento o nível de água da estação de monitoramento está a 1,12 m acima

do nível inicial, e na Estância Nayara 0,87 m acima. Observa-se também que nos três meses iniciais de 2009 o nível de água da Estância Nayara se eleva, e na estação de monitoramento ele permanece estável.

A queda mais acentuada do nível de água da estação de monitoramento deve-se provavelmente à maior espessura da zona não-saturada, a diferença entre os níveis de água eram em setembro de 2008 de 2,18 m e em março de 2010 de 1,93 m (Figura 6.8). O hidrograma da Estância Nayara na Figura 6.8 mostra que o nível de água varia mais em relação ao da estação de monitoramento, que possui no geral um aspecto mais suavizado, ou seja, os nível de água mais rasos respondem mais rapidamente e intensamente aos eventos de chuva. É possível notar também que para haver recarga nos níveis mais profundos é necessário maior volume de chuva em relação aos mais rasos.

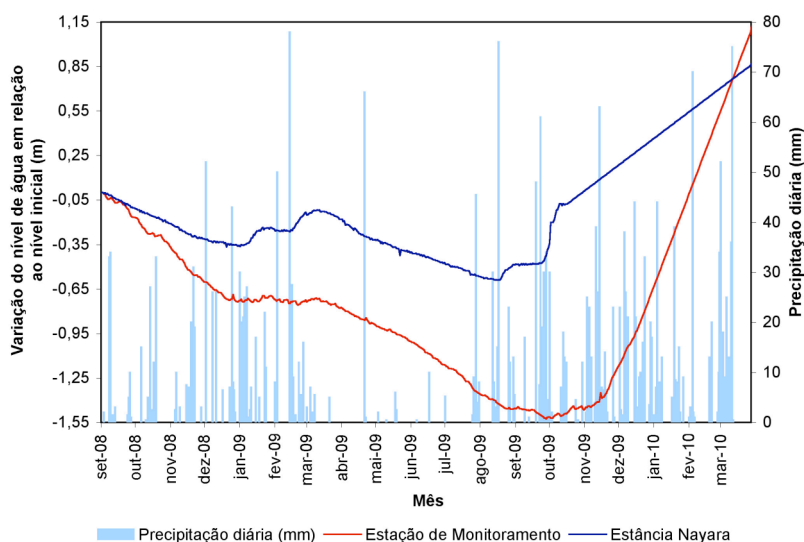


Figura 6.7. Variação do nível de água dos dois poços monitorados.

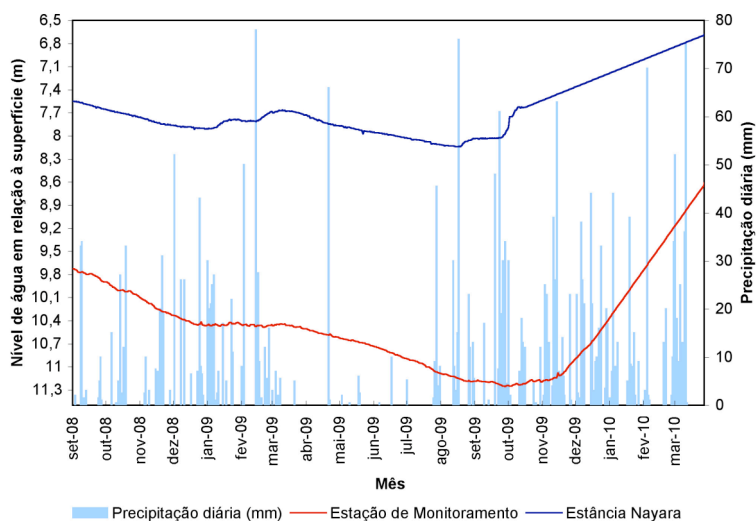


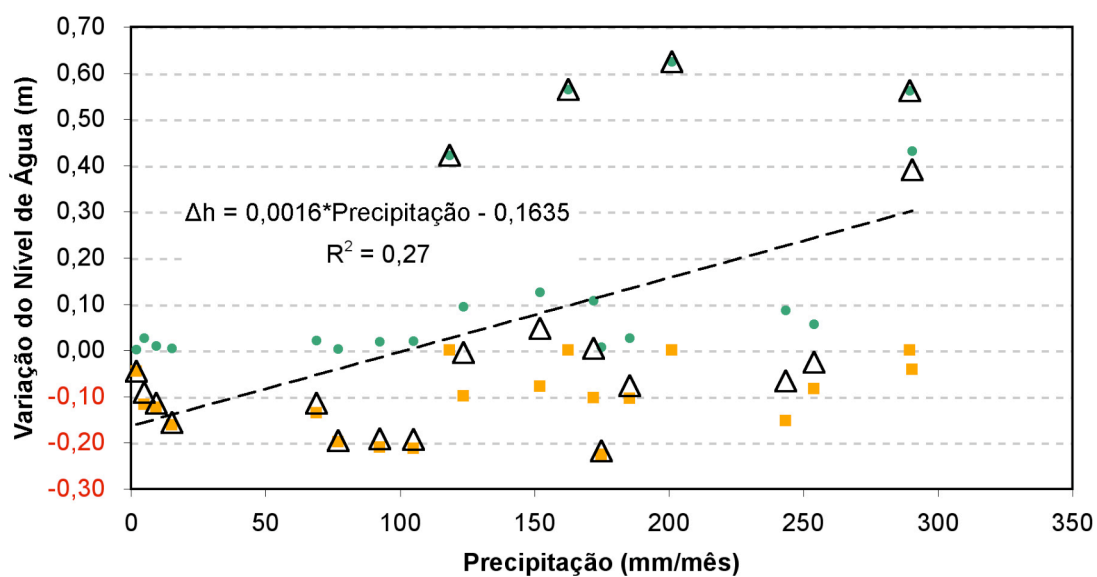
Figura 6.8. Hidrograma dos dois poços monitorados.

Para cada mês foi calculada a variação total do nível de água ( $\Delta h$ ) para ambos os poços (Tabela 6.6 e Tabela 6.7). A correlação ( $R^2$ ) entre o  $\Delta h$  e a precipitação para os dois poços monitorados é positiva, ou seja, quanto maior for o volume de chuva, maior tende a ser a elevação do nível de água. A correlação na Estância Nayara é maior do que na estação de monitoramento (respectivamente,  $R^2=0,48$  e  $0,27$ ), provavelmente devido à menor profundidade do nível de água na primeira, tornando-o mais sensível à precipitação.

Através da correlação entre o  $\Delta h$  e a precipitação (Figura 6.9 e Figura 6.10) foi obtido o volume médio mensal mínimo de chuva para que haja variação do nível de água. Para a Estância Nayara são necessário pelo menos 100 mm e para a estação de monitoramento 102 mm. Uma chuva isolada de 100 mm durante um período seco não será capaz de elevar o nível de água. É necessária uma sequência de meses com chuvas de no mínimo 100 mm para haver elevação do nível de água e, portanto, recarga.

Tabela 6.6. Cálculo mensal de subida, descida e variação total do nível de água no poço da estação de monitoramento.

Mês	Precipitação (mm)	Subida do NA (m)	Descida do NA (m)	$\Delta h$ (m)
set.08	2	0,00	-0,05	-0,05
out.08	105	0,02	-0,21	-0,19
nov.08	93	0,02	-0,21	-0,19
dez.08	175	0,01	-0,23	-0,22
jan.09	244	0,09	-0,15	-0,07
fev.09	124	0,09	-0,10	-0,01
mar.09	172	0,11	-0,10	0,00
abr.09	5	0,03	-0,12	-0,09
mai.09	69	0,02	-0,14	-0,12
jun.09	10	0,01	-0,12	-0,11
jul.09	15	0,00	-0,16	-0,16
ago.09	77	0,00	-0,20	-0,20
set.09	186	0,03	-0,10	-0,08
out.09	254	0,06	-0,08	-0,03
nov.09	152	0,13	-0,08	0,05
dez.09	291	0,43	-0,04	0,39
jan.10	290	0,56	0,00	0,56
fev.10	163	0,56	0,00	0,56
mar.10	201	0,62	0,00	0,62
abr.10	119	0,42	0,00	0,42
<b>TOTAL</b>	<b>2743</b>	<b>3,21</b>	<b>-2,09</b>	<b>1,12</b>



● Subida do NA    ■ Descida do NA    ▲ Variação do NA    - - - Linear (Variação do NA)

Figura 6.9. Relação entre a precipitação e subida, descida e variação total ( $\Delta h$ ) do nível de água por mês no poço da estação de monitoramento.

Tabela 6.7. Calculo mensal de subida, descida e variação total do nível de água no poço da Estância Nayara.

Mês	Precipitação (mm)	Subida do NA (m)	Descida do NA (m)	$\Delta h$ (m)
set.08	2	0,02	-0,03	-0,01
out.08	105	0,03	-0,16	-0,13
nov.08	93	0,03	-0,13	-0,10
dez.08	175	0,04	-0,13	-0,10
jan.09	244	0,09	-0,11	-0,02
fev.09	124	0,15	-0,06	0,09
mar.09	172	0,19	-0,06	0,14
abr.09	5	0,03	-0,12	-0,10
mai.09	69	0,04	-0,17	-0,13
jun.09	10	0,07	-0,14	-0,07
jul.09	15	0,03	-0,11	-0,08
ago.09	77	0,02	-0,10	-0,08
set.09	186	0,13	-0,04	0,10
out.09	254	0,41	-0,05	0,36
nov.09	152	0,18	-0,02	0,16
dez.09	291	0,18	0,00	0,18
jan.10	290	0,18	0,00	0,18
fev.10	163	0,16	0,00	0,16
mar.10	201	0,18	0,00	0,18
abr.10	119	0,13	0,00	0,13
<b>TOTAL</b>	<b>2743</b>	<b>2,28</b>	<b>-1,41</b>	<b>0,87</b>

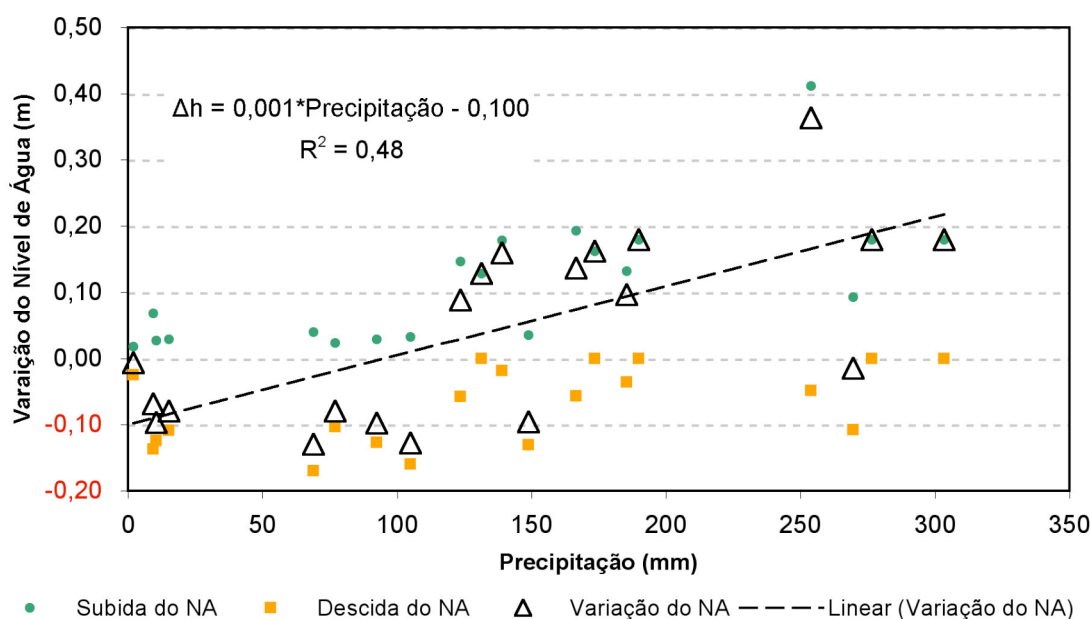


Figura 6.10. Relação entre a precipitação e subida, descida e variação total ( $\Delta h$ ) do nível de água por mês no poço da estância Nayara.

Para quantificar a recarga através do método de variação de nível de água (WTF) foi calculado o  $\Delta h$  a partir do prolongamento da curva de recessão. O valor considerado para a vazão específica ( $S_y$ ) é de 16% e baseia-se no valor médio de porosidade efetiva obtida por Bertolo (2001), em amostras de solo indeformadas coletadas em diferentes profundidade na estação de monitoramento.

A Figura 6.11 apresenta o cálculo feito para o hidrograma da estação de monitoramento. Como apenas há recarga a partir de outubro de 2009 e o monitoramento terminou em abril de 2010, não é possível saber se o nível registrado foi o máximo havendo, desta forma, ressalvas com relação a este cálculo de recarga. O  $\Delta h$  registrado na estação de monitoramento foi de 3,4 m para o período de setembro de 2008 a abril de 2010. Portanto, a recarga é de 544 mm, ou seja, 20% da precipitação para o mesmo período. Considerando 18 meses de monitoramento (23/09/08 à 22/04/10) a recarga anual seria de 363 mm, ou 20% da precipitação (Tabela 6.8).

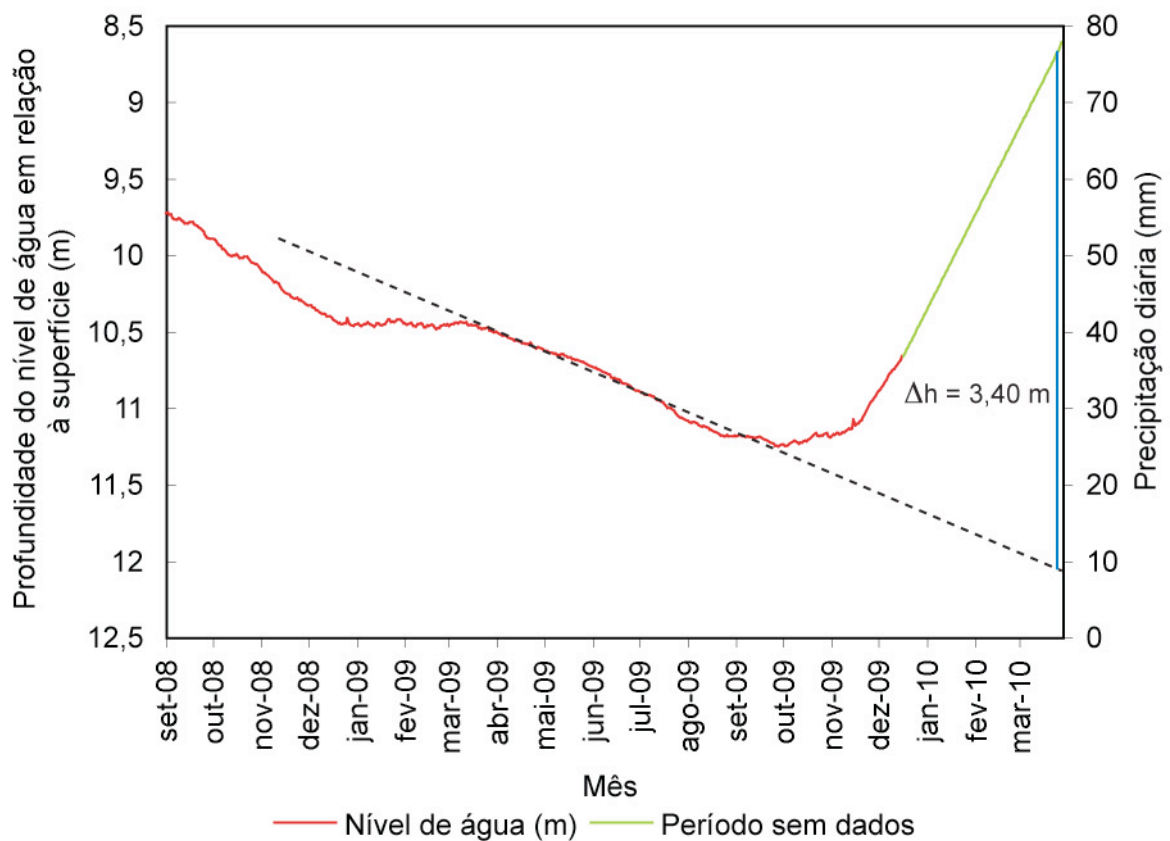


Figura 6.11. Cálculo do  $\Delta h$  no hidrograma da estação de monitoramento.

Tabela 6.8. Valores de recarga na estação de monitoramento.

Período	Precipitação (mm)	Recarga (mm)	Recarga (% precipitação)
23 de setembro 2008 à 31 agosto 2009	1089	0	0
01 setembro 2009 à 21 abril 2010	1653	544	33%
23 setembro de 2009 à 21 abril de 2010	2742	544	20%
Média mensal	152	30	20%
Média anual	1824	363	20%

A Figura 6.12 apresenta o cálculo do hidrograma da Estância Nayara para o período de setembro de 2008 a abril de 2010. De setembro de 2008 a agosto de 2009 o  $\Delta H$  foi de 0,53 m e de setembro de 2009 a abril de 2010 de 2,32 m, portanto a recarga estimada é de 85 mm (8% da precipitação) e 371 mm (22% da precipitação) respectivamente. Considerando os 18 meses de monitoramento a recarga total é de 456 mm (16% da precipitação) e de 300 mm (16% da precipitação) a média para doze meses (Tabela 6.9).

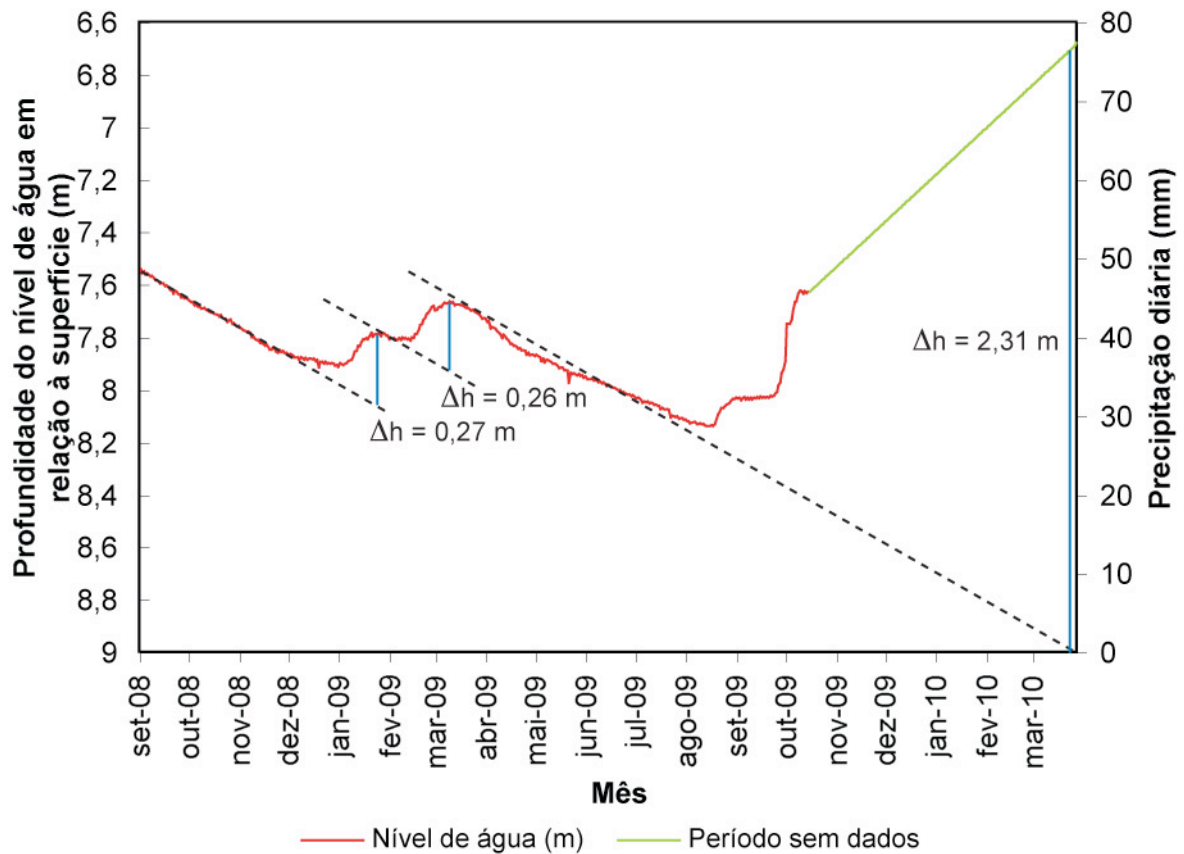


Figura 6.12. Cálculo do  $\Delta h$  no hidrograma da Estância Nayara

Tabela 6.9. Valores de recarga na Estância Nayara.

Período	Precipitação (mm)	Recarga (mm)	Recarga (% precipitação)
23 de setembro 08 à 31 agosto 2009	1089	85	8%
01 setembro 2009 à 21 abril 2010	1653	371	22%
23 setembro de 2009 à 21 abril de 2010	2742	456	16%
Média mensal	152	25	16%
Média anual	1824	300	16%

Durante 23 meses, de fevereiro de 1999 a março de 2001, Bertolo (2001) também monitorou a nível da estação de monitoramento. Neste período foi registrado um evento de recarga cujo nível de água mais raso registrado foi de 9,11 m, em maio de 2000. O  $\Delta h$  estimado foi de 2,02 m, e adotando-se  $S_y=16\%$ , o volume de recarga calculado é 323 mm, para o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2000 (Figura 6.13).

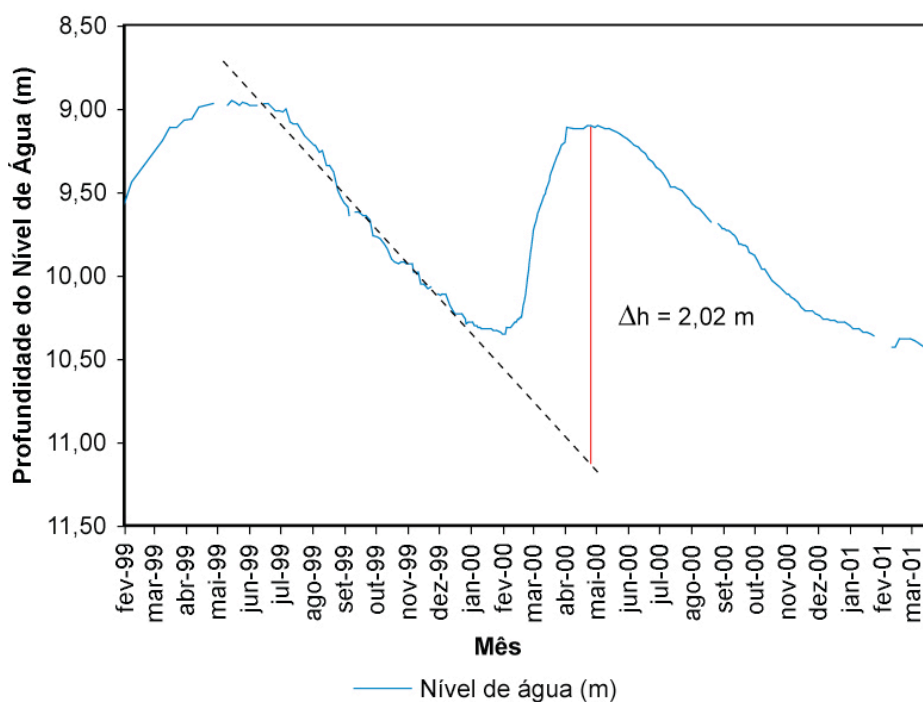


Figura 6.13. Cálculo de  $\Delta h$  para o ano 2000 a partir de dados de nível de água da estação de monitoramento (BERTOLO, 2001).

Próximo à Estância Nayara o nível de água de um poço foi monitorado de janeiro de 2004 a fevereiro de 2006 por Varnier (2007). Neste período são observados três picos de subida do nível de água, em fevereiro e maio de 2005 e janeiro de 2006. O pico de maio de 2005 não foi contabilizado, pois a subida abrupta, indica ter havido algum problema na obtenção do dado. O  $\Delta h$  de novembro de 2004 a outubro de 2005 foi de 1,82 m, utilizando-se  $S_y=16\%$ , a recarga calculada é de 291 mm (Figura 6.14).

Os valores de recarga obtidos neste projeto são próximo aos valores calculados com base nos dados dos anos de 2000 e 2004/2005. O ano de 2008 teve precipitação inferior àquela registrada nos outros anos, e a proporção de recarga é de apenas 8%. Isto mostra que a relação precipitação – recarga não é linear. Portanto, a recarga em Urânia está relacionada ao volume e principalmente à constância das chuvas. Como calculado com base nos valores de variação do nível de água é necessário uma média de 100 mm de chuva por mês para que haja recarga. Por fim, um resumo dos valores de recarga da água subterrânea em Urânia (SP) é apresentado na Tabela 6.10.



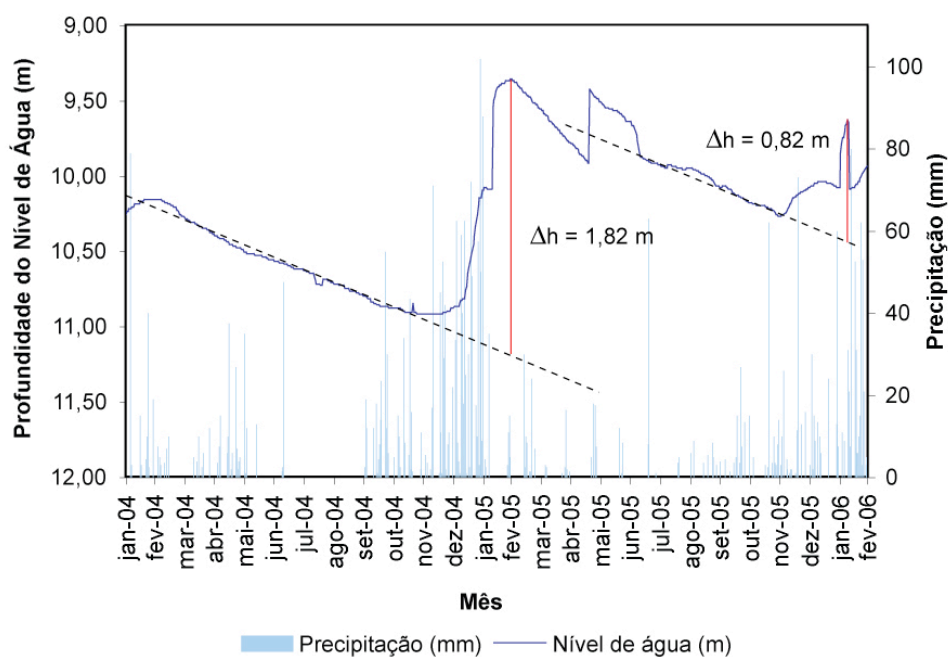


Figura 6.14. Cálculo de  $\Delta h$  para o ano 2004/2005 a partir de dados de nível de água de Varnier (2007) em poço próximo à Estância Nayara.

Tabela 6.10. Recarga anual em Urânia (SP), calculada pelo método de variação do nível de água.

Período anual	Recarga (mm/ano)
Janeiro a dezembro de 2000 (BERTOLO, 2001)	323
Novembro de 2004 a outubro de 2005 (VARNIER, 2007)	291
Setembro de 2007 a agosto de 2008	85
Média anual de 18 meses (estação monitoramento)	363
Média anual de 18 meses (Estância Nayara)	300
<b>Média Recarga Anual em Urânia</b>	<b>272</b>

### 6.3 Hidrogeoquímica

A partir dos resultados de análises químicas de três campanhas de amostragem de água subterrânea (setembro de 2007, setembro de 2008 e março de 2009) (Anexo I) foi feita a caracterização hidroquímica do Aquífero Vale do Rio do Peixe em Urânia. Foram amostrados poços particulares cacimbas (PC) e tubulares (PT), além de poços tubulares profundos da SABESP (PP) em Urânia. Foram utilizados dados de Bertolo (2001) para caracterizar a água da chuva. Também foi analisada quimicamente a água distribuída pela Sabesp em Urânia, que é composta por diferentes fontes: (1) dois poços tubulares situados em Jales, denominados Poço 1 e Poço 2, que exploram o Sistema Aquífero Guarani (SAG), (2) diversos poços tubulares que exploram o Aquífero Bauru, também situados em Jales e (3) três poços tubulares profundos (PP) instalados em Urânia, que exploram o Aquífero Bauru. Destas diferentes fontes foram individualmente amostradas o Poço 1 e Poço 2 em Jales, no mês de março de 2009, e os três PP em Urânia nas três campanhas.

O controle de qualidade das análises foi feito através do balanço iônico, cujo limite de erro considerado admissível foi de  $\pm 10\%$ . Para as análises de setembro de 2007 os erros variaram entre 1,7% e 6,1%. Para a campanha de setembro de 2008 os erros variaram entre 2,8 e 15,8%, duas amostras apresentaram erros acima de 10%, PP-04 (11,5%) e PT-37 (15,8%), portanto estas amostras não foram consideradas nas interpretações. Os resultados referentes à amostragem de março de 2009 apresentaram erros entre -12,4 e 9,4%. As amostras PC-51 e PT-06 foram desconsideradas das interpretações por apresentarem erros iguais a -10,6 e -12,4% respectivamente.

As amostras de água subterrânea coletadas em Urânia apresentaram temperaturas variando entre 24,4 e 28,9°C (Tabela 6.11), sem correlação com a época do ano. As águas coletadas dos dois poços que exploram o Aquífero Guarani em Jales, Poço 1 e Poço 2 chegam à superfície com temperatura de 43,8 e 49,5°C respectivamente, estas águas passam por processo de resfriamento antes de entrar no sistema de distribuição. O pH das águas subterrâneas de Urânia tende a ser ácido em poços cacimbas (pH de 4,41 a 6,57), assim como em poços tubulares (PT) com conexão hidráulica com níveis mais rasos do aquífero (pH de 5,31 a 7,85). Já os poços profundos (PP) apresentem valores de pH maiores (pH de 7,33 a 8,78), sendo 10,96 o máximo obtido, a 90 m de profundidade no PM-3C. Todas as amostras de água subterrânea coletadas encontram-se em ambiente oxidante, como observado nos valores médios de Eh, que entre os diferentes tipos de poços variam de 343 a 513 mV. O Eh também não apresenta variação temporal ou pela profundidade. Com relação à

condutividade elétrica chama a atenção a grande variação entre os poços cacimbas. O desvio padrão é de 329 uS/cm, com valores mínimo e máximo de 106 e 1645 uS/cm. Os valores médios entre os diferentes tipos de poços indicam que em maiores profundidades a condutividade elétrica tende a ser menor, como pode ser observado pela média decrescente entre os PTs, PMs e PPs.

Tabela 6.11. Estatística dos parâmetros físico-químicos de campo.

PC		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	24,40	28,10	26,66	0,88	23
pH		4,41	6,57	5,47	0,59	23
OD	mg/l	1,30	5,60	3,10	1,52	15
CE	uS/cm	106,50	1645,00	388,30	329,28	23
Eh	mV	421,00	666,00	513,04	57,85	23

PT		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	25,30	29,20	27,06	0,88	24
pH		5,31	7,85	6,99	0,69	24
OD	mg/l	2,00	6,20	4,08	1,74	16
CE	uS/cm	111,20	428,00	299,95	96,82	24
Eh	mV	176,00	585,00	453,21	74,86	24

PM		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	25,10	28,90	27,46	1,21	10
pH		6,37	10,96	8,39	1,63	10
OD	mg/l	0,70	4,10	1,91	1,15	10
CE	uS/cm	135,80	413,00	276,12	101,95	10
Eh	mV	195,00	434,00	343,80	94,58	10

SABESP		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	27,60	29,40	28,50	0,90	3
pH		8,18	8,37	8,26	0,10	3
OD	mg/l	2,30	6,10	4,20	2,69	2
CE	uS/cm	327,00	336,00	331,00	4,58	3
Eh	mV	778,00	833,00	803,00	27,84	3

PP		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	25,00	28,20	26,18	0,81	12
pH		7,33	8,78	8,00	0,59	12
OD	mg/l	2,10	6,60	4,09	1,99	8
CE	uS/cm	154,70	367,00	238,88	78,18	12
Eh	mV	371,00	491,00	425,00	36,85	12

SAG		Min	Max	Média	DP	n
Temp	°C	43,80	49,50	46,65	4,03	2
pH		8,97	9,16	9,06	0,13	2
OD	mg/l	1,60	1,80	1,70	0,14	2
CE	uS/cm	337,00	393,00	365,00	39,60	2
Eh	mV	305,00	308,00	306,50	2,12	2

Min: valor mínimo, Max: valor máximo, DP: desvio padrão, n: numero de amostras, Temp: temperatura, OD: oxigênio dissolvido, CE: condutividade elétrica.

Na Figura 6.15 são apresentados os diagramas de Piper para cada campanha de amostragem. Não há variações significativas na composição química das águas entre as três amostragens. Os pontos referentes aos poços cacimbas estão mais dispersos em relação aos demais poços. Concentram-se predominantemente próximo ao vértice do cloreto, com alguns pontos distribuídos em direção ao vértice do bicarbonato e carbonato. No triângulo dos cátions observa-se que os pontos alinham-se desde composições com cálcio e magnésio até ricas em sódio. Todas as amostras têm altas concentrações de nitrato (Anexo I). Portanto, a água dos poços cacimbas pode ser classificada como cloretada-nitrata-cálcica-magnésiana a cloretada-nitratada-sódica. Os pontos relativos aos poços tubulares estão concentrados no vértice dos ânions bicarbonato e carbonato e entre os cátions cálcio e magnésio. A exceção está por conta dos pontos PT-03 e PT-15, que possuem água com característica próxima ao dos poços cacimbas. Os poços tubulares possuem altos valores de nitrato também com exceção dos poços PT-34 e PT-36. A água dos poços tubulares, portanto, podem

ser predominantemente classificada como bicarbonatada-nitratada-cálcica-magnésiana.

Os poços tubulares profundos da Sabesp (PP) possuem duas características hidroquímicas distintas. Os poços PP-02 e PP-03 caracterizam-se por possuir água bicarbonatada-nitratada-cálcica-magnésiana, assim como os poços tubulares (PT). Esta característica se deve por captarem água de níveis rasos, em função da posição dos filtros, e por estarem em zona de recarga onde predominam fluxos descendentes. A água dos poços PP-04 e PP-05 caracteriza-se como sendo bicarbonatada-sódica, estes poços estão situados espacialmente em área de descarga regional do aquífero, portanto a água captada provavelmente é proveniente de fluxos ascendentes. Esta hipótese é corroborada pelo artesianismo observado no PP-05, que está desativado e apresenta constante saída de água.

Os poços de monitoramento também apresentam características distintas em relação à profundidade do filtro. Todos os PMs possuem filtros de 6 m de extensão posicionados na porção inferior do poço. A água dos poços PM-1 (32-38 m), PM-3A (22-28 m) e PM-3B (42-48 m) caracteriza-se como bicarbonatada-cálcica-magnésiana. Já a água dos poços PM-2 (88-94 m) e PM-3C (92-98 m) é bicarbonatada-sódica.

As águas dos poços que exploram o Aquífero Guarani (Poço 1 e Poço 2) e a água distribuída pela Sabesp é caracterizada como bicarbonatada-sódica. O esgoto possui característica semelhante, porém com incremento de cloreto.

Destaca-se na matriz de correlação de parâmetros químicos analisados dos poços de Urânia (Anexo II) que há correlação positiva entre a condutividade elétrica, cloreto, nitrato e sódio, negativa entre nitrato e pH, assim como entre nitrato e bicarbonato.

Considerando a descrição realizada é possível dividir o aquífero em Urânia em três zonas distintas, conforme já apresentado em trabalhos anteriores por Almodovar (2000), Gutierrez (2003) e Cagnon (2003).

A primeira zona, denominada zona rasa (ZR), é caracterizada por água que variam de cloretada-nitrata-cálcica-magnésiana a cloretada-nitratada-sódica, com grande variação na condutividade elétrica desde próximo de 100 uS/cm a até superiores a 1500 uS/cm, e pH ácido, entre 4,4 e 6,5. Destaca-se neste nível a alta concentração de nitrato, com máximo de 422 mg/L (PC-40 em set-2007). Vale ressaltar que o limite de potabilidade definido pela Portaria MS 518/2004 é de 45 mg/L como nitrato e 10 mg/L como nitrogênio.

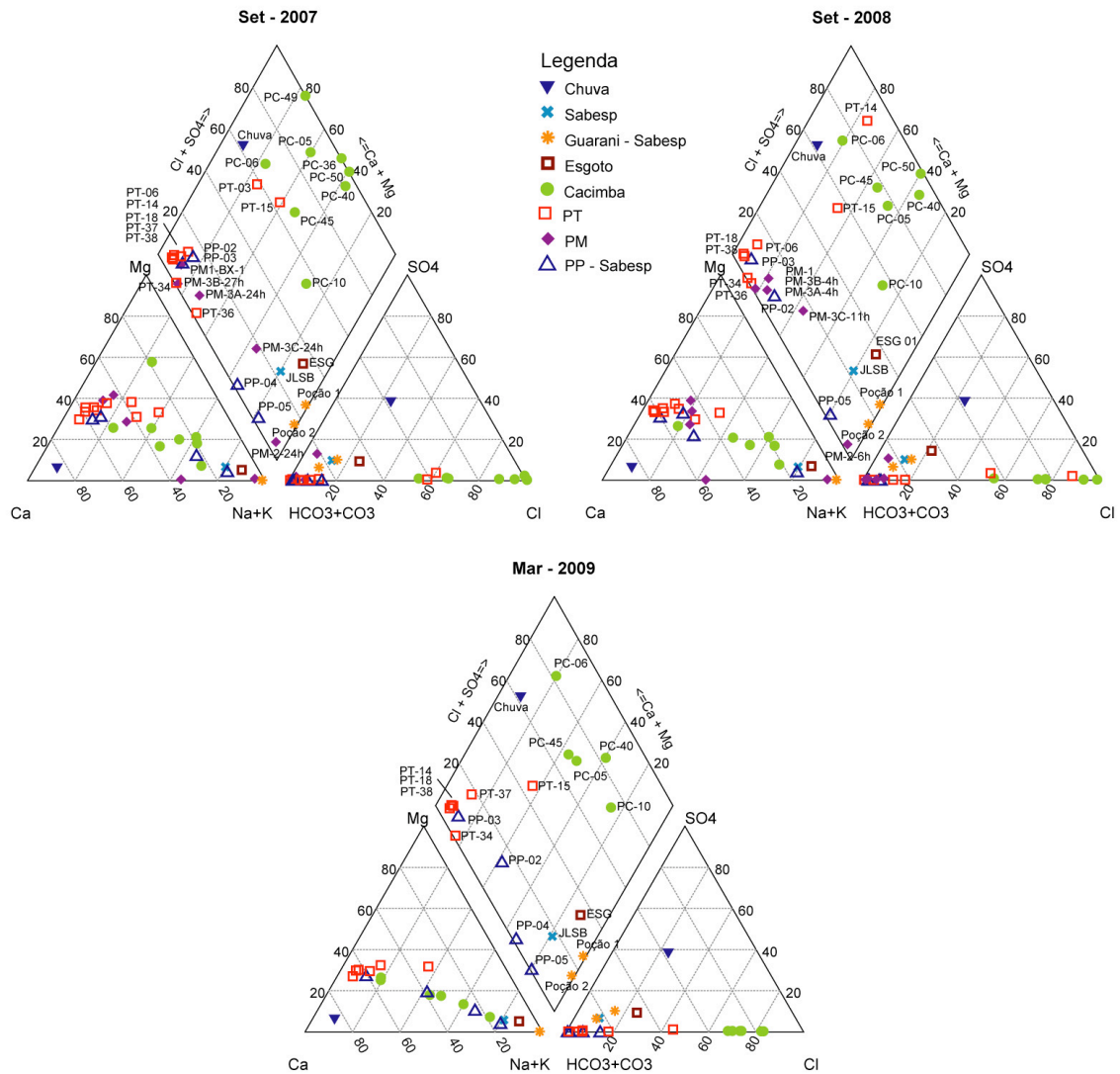


Figura 6.15. Diagramas Piper das águas amostradas em Urânia (SP).

A segunda zona denominada zona intermediária (ZI) é composta por água bicarbonatada-nitratada-cálcica-magnésiana, com pH variando próximo a neutro e a condutividade elétrica de 100 a 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , e diminuição da concentração de nitrato com a profundidade.

E por fim a zona profunda (ZP) é caracterizada por água bicarbonatada-sódica e alto pH, variando entre 8,5 e 11. A redução da concentração de cálcio e magnésio na ZP e o incremento de sódio podem ser explicados pela provável ocorrência de troca catiônica nesta porção do aquífero.

Através da modelagem hidrogeoquímica no software PHREEQC (PARKHURST et al., 1980) obteve-se os índices de saturação dos seguintes minerais: albita, anidrita, barita, calcita, calcedônia, dolomita, fluorita, goethita, gipso, feldspato potássico e manganita. A fim de facilitar a interpretação, os dados foram reunidos em grupos e separados de acordo com as zonas hidrogeoquímicas (Tabela 6.12).

De forma geral, os minerais albita, anidrita, barita, calcita, dolomita, fluorita, gipso, feldspato potássico e manganita apresentam índices de saturação negativos, sendo este ambiente hidrogeoquímico propício para dissolução destes minerais. A goethita apresentou índices positivos, portanto possui condições favoráveis à precipitação. A calcedônia possui também índices positivos, porém próximo a zero, indicando estar em equilíbrio, apenas nos dados dos PM-2 e PM-3C apresenta índice negativo, em condições de dissolução. Observa-se que os valores de índice de saturação dos minerais albita, fluorita, feldspato potássico e manganita tornam-se menos negativos com o aumento da profundidade. A calcita e a dolomita apresentam o mesmo comportamento, porém no caso da calcita, na zona profunda, o índice de saturação é positivo, portanto está em condições favoráveis à precipitação. A precipitação de calcita foi observada ao se retirar a bomba na amostragem de longa duração de bombeamento no PM-3C, que apresentou incrustações carbonáticas em seu corpo. Os índices de saturação para a anidrita, barita, goethita e gipso não mostram nenhuma tendência, somente com pequenas oscilações em torno de um valor médio.

Tabela 6.12. Índices de saturação das diferentes zonas hidrogeoquímicas calculados através do software PHREEQC (PARKHURST et al., 1980).

Zona	Amostras	Albita	Anidrita	Barita	Calcita	Calcedônia	Dolomita	Fluorita	Goethita	Gipso	K-Feldspato	Manganita
ZR	PCs	-4,38	-5,29	-1,91	-3,29	0,20	-6,70	-5,31	4,83	-5,07	-2,68	-6,58
ZI	PTs		-4,86	-1,86	-1,00	0,48	-2,03	-2,96	5,92	-4,65		-5,52
ZI	PM1, 3A e 3B	-6,53	-4,70	-1,76	-0,59	0,16	-1,15	-2,84	6,30	-4,49	-4,45	-4,11
ZI	PP2 e 3				-0,36	0,42	-0,89	-2,46				
ZP	PM2 e 3C	-2,45	-4,14	-1,17	0,62	-0,63	-0,28	-2,85	5,84	-3,93	-0,88	
ZP	PP-4 e 5	-2,13	-6,25	-3,83	0,06	0,17	-0,14	-3,38		-6,03	-1,49	-2,10
-	Guarani	-2,10	-4,28		-0,01	-0,14	-1,64	-3,33		-4,19	-1,96	

## 6.4 Isótopos

No estudo de origem da água subterrânea é necessário conhecer as diferentes fontes de água que podem participar da recarga do aquífero. No caso do município de Urânia as potenciais fontes são a água de chuva, água proveniente de vazamentos da rede de esgoto e de distribuição de água da SABESP. A água da SABESP, por sua vez, possui também diferentes fontes: (1) dois poços profundos que captam água do Sistema Aquífero Guarani (SAG), (2) poços tubulares que exploram o Aquífero Bauru instalados em Jales (SP), (3) três poços em Urânia (PP), que são usados somente quando há pico de demanda. Outras fontes potenciais de recarga são águas usadas na irrigação de jardins e gramados, lavagem de calçadas, etc, além de fugas da rede de esgoto e possíveis fossas, que ainda podem estar em operação, apesar da cobertura de 100% da área urbana por rede de esgoto. O esgoto pode ser proveniente de água da SABESP e também de poços cacimbas e tubulares.

Portanto, as principais fontes de recarga em Urânia são: (1) água da chuva, (2) fugas da rede de abastecimento da SABESP, (3) água usada para irrigação e lavagem proveniente da SABESP, de poços particulares cacimbas e tubulares, e por fim, (4) esgoto. O uso dos isótopos no estudo da origem de água subterrânea parte do princípio que as fontes potenciais de recarga possuem razões isotópicas diferentes uma das outras, ou seja, é possível identificá-las e que a água subterrânea possui razões que correspondem a mistura destas diferentes fontes.

### 6.4.1 Isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio

Para estabelecer a reta meteórica local foram coletadas amostras mensais de água de chuva desde outubro 2007 a março de 2009. Foram coletadas no total 15 amostras, desconsiderando os meses sem chuva. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  para as águas das chuvas variaram de -13,9 a -0,3‰ e de -100 a 11‰ respectivamente, sendo os valores mais negativos referentes aos meses com maior volume de chuva (Tabela 6.13). A reta meteórica local é obtida ao ajustar uma reta na distribuição dos pontos formados pela relação entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  das águas das chuvas. A reta meteórica de Urânia (Figura 6.16) para este período monitorado pode ser expressa pela seguinte equação:

$$\delta\text{D} = 8,5 \delta^{18}\text{O} + 17 \text{ (‰ VSMOW)}$$

A reta meteórica de Urânia localiza-se acima tanto da reta meteórica global (ROZANSKI et al., 1993) quanto da reta meteórica da cidade de São Paulo (DIAS,

2005). Ou seja, as chuvas na região de Urânia são mais enriquecidas em deutério que a média das chuvas mundiais e da cidade de São Paulo.

São apresentadas médias aritméticas e ponderadas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  das águas de chuva para todo o período monitorado (12 de outubro de 2007 a 12 de março de 2009) e para o período anual de 13 de março de 2008 a 12 de março de 2009 (Tabela 6.13). A média ponderada anual deste período é considerada representativa para a água de chuva, pois as razões dos primeiros meses (12 de outubro de 2007 a 11 de outubro de 2008) são muito negativas, devido ao volume de chuva (1539 mm) que ocorreram acima da média. A correlação entre o volume de precipitação e os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  é negativa, ou seja, quanto maior o volume de chuva mais negativa é a razão (Figura 6.17 e Figura 6.18).

Tabela 6.13. Razões isotópicas das águas de chuva mensais.

Período	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	Volume de chuva (mm)
Chuva de 12/10 a 11/11/2007	-2,5	-6,1	105
Chuva de 12/11 a 11/12/2007	-10,1	-70	204
Chuva de 12/12 a 12/01/2008	-4,9	-24	223
Chuva de 13/01 a 11/02/2008	-13,9	-100	360
Chuva de 12/02 a 12/03/2008	-12,0	-85	224
Chuva de 13/03 a 11/04/2008	-5,1	-29	130
Chuva de 12/04 a 11/05/2008	-7,0	-40	155
Chuva de 12/05 a 11/06/2008	-6,0	-34	40
Chuva de 12/07 a 11/08/2008	-0,3	11	15
Chuva de 12/09 a 11/10/2008	-1,6	10	83
Chuva de 12/10 a 12/11/2008	-1,9	4	113
Chuva de 13/11 a 12/12/2008	-4,9	-25	56
Chuva de 13/12 a 12/01/2009	-12,3	-86	163
Chuva de 13/01 a 12/02/2009	-11,8	-84	243
Chuva de 13/02 a 12/03/2009	-7,1	-44	209
<b>Média aritmética de todo o período (12/10/07 a 12/03/2009)</b>	<b>-6,8</b>	<b>-40</b>	<b>2324</b>
<b>Média ponderada de todo o período (12/10/07 a 12/03/2009)</b>	<b>-8,6</b>	<b>-56</b>	<b>2324</b>
<b>Média aritmética anual (13/03/08 a 12/03/09)</b>	<b>-5,8</b>	<b>-32</b>	<b>1208</b>
<b>Média ponderada anual (13/03/08 a 12/03/09)</b>	<b>-7,4</b>	<b>-46</b>	<b>1208</b>



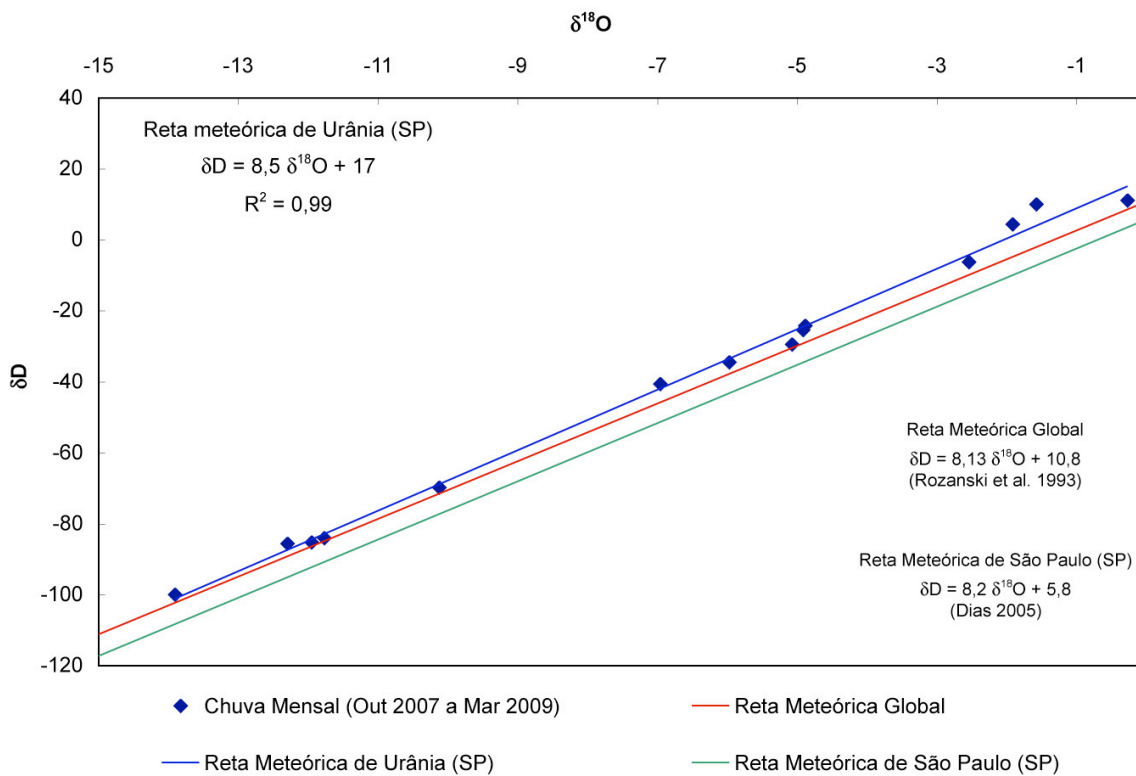


Figura 6.16. Reta meteórica de Urânia (SP).

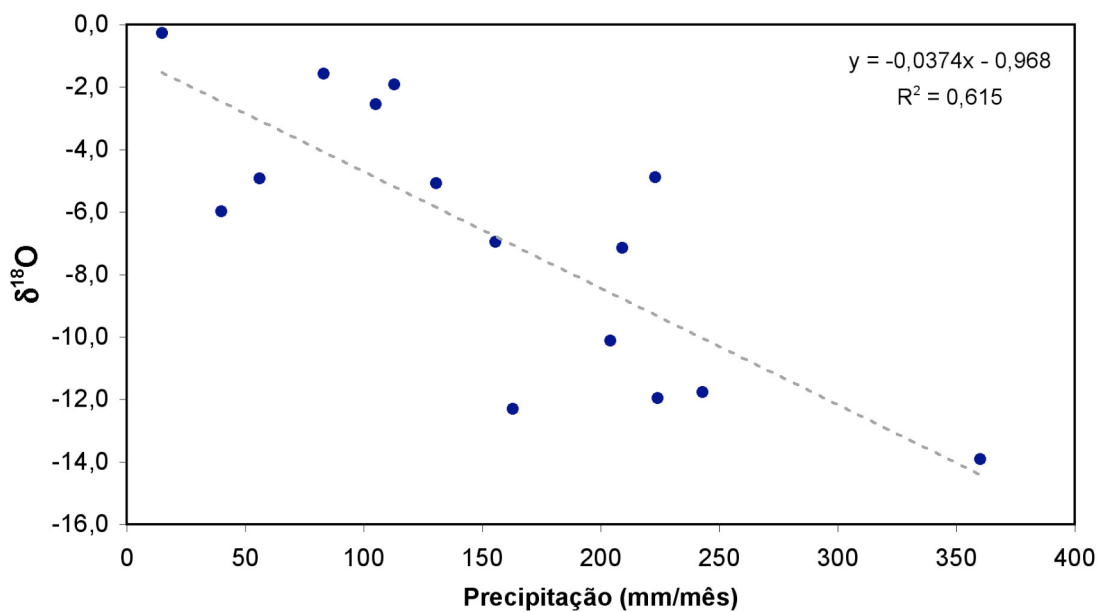


Figura 6.17. Relação entre a precipitação e  $\delta^{18}\text{O}$ .

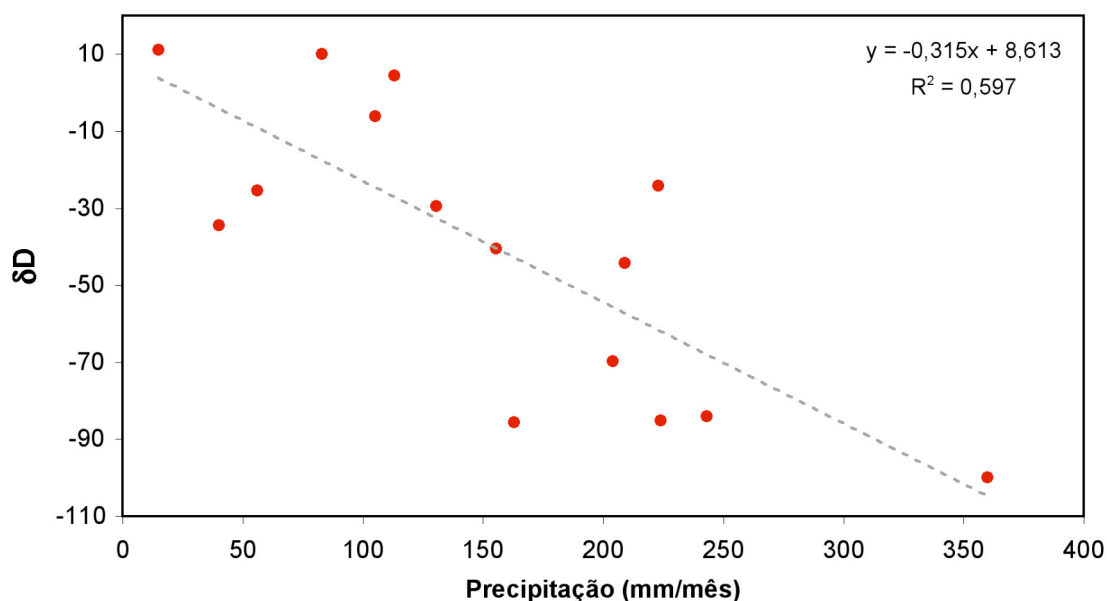


Figura 6.18. Relação entre a precipitação e  $\delta D$ .

Foram obtidas razões isotópicas de águas coletadas em poços cacimbas, poços de monitoramento, poços tubulares, poços profundos da SABESP, da água distribuída pela SABESP e do esgoto (Tabela 6.14) em três campanhas de amostragem: setembro de 2007, setembro de 2008 e março de 2009. A correlação entre os valores de  $\delta^{18}O$  e  $\delta D$  e os demais parâmetros analisados é apresentada na Tabela 6.15.

A relação entre os valores de  $\delta^{18}O$  e  $\delta D$  para as três etapas de amostragem é apresentada na Figura 6.19. De forma geral, as razões isotópicas das águas coletadas ficam entre as razões da reta meteórica local e global. O fato de estarem posicionados abaixo da reta meteórica local, indica que parte da água sofreu evaporação secundária antes a água atingir o aquífero. Não é possível observar características de razões isotópicas específicas para cada tipo de poço. Apesar de possuírem profundidade de captação distintas, estão agrupados, formando uma nuvem de pontos.

Nas colunas verticais da Figura 6.19 estão representadas as três campanhas de amostragem (setembro de 2007 e 2008, março de 2009) e na horizontal os diferentes tipos de poços amostrados. Na primeira linha encontram-se as principais fontes que podem contribuir com a recarga da água subterrânea: água de chuva, água distribuída pela SABESP, esgoto e adicionalmente é a água do Sistema Aquífero Guarani (SAG). Nas demais linhas (Figura 6.19) são apresentadas as razões dos poços cacimbas, tubulares, poços profundos da SABESP e poços de monitoramento, este último apenas para as duas primeiras campanhas de amostragem.

Tabela 6.14. Resultados dos isótopos estáveis  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ .

	Poço	Setembro 2007		Setembro 2008		Março 2009	
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$
Poços cacimbas	PC-05	-	-	-7,8	-51	-7,9	-51
	PC-06	-7,1	-44	-7,4	-48	-7,2	-45
	PC-10	-7,2	-44	-7,5	-49	-7,5	-46
	PC-36	-6,9	-43	-7,5	-49	-	-
	PC-40	-7,2	-44	-8,1	-55	-7,7	-48
	PC-45	-6,9	-43	-7,2	-48	-7,1	-45
	PC-49	-7,0	-46	-	-	-	-
	PC-50	-7,4	-49	-7,7	-50	-7,6	-46
	PC-51	-7,1	-47	-7,4	-49	-7,3	-46
Poços tubulares	PT-03	-7,0	-47	-	-	-	-
	PT-06	-7,1	-46	-7,3	-48	-7,2	-46
	PT-14	-7,1	-46	-7,6	-51	-7,2	-46
	PT-15	-7,4	-48	-7,4	-49	-7,2	-46
	PT-18	-7,1	-45	-7,4	-48	-7,2	-45
	PT-34	-7,1	-47	-7,4	-48	-7,3	-46
	PT-36	-6,6	-42	-7,0	-46	-	-
	PT-37	-7,1	-44	-7,3	-48	-7,1	-45
	PT-38	-7,1	-44	-7,4	-48	-7,4	-47
Poços profundos - SABESP Urânia	PP-02	-6,9	-46	-7,3	-48	-7,1	-45
	PP-03	-7,0	-45	-7,3	-47	-6,9	-44
	PP-04	-7,1	-47	-7,4	-48	-7,3	-46
	PP-05	-7,5	-48	-7,6	-49	-7,5	-48
Poços de monitoramento	PM1	-7,1	-46	-7,6	-47	-	-
	PM2	-8,1	-56	-8,4	-57	-	-
	PM-3A	-6,9	-46	-7,2	-48	-	-
	PM-3B	-6,9	-45	-7,3	-47	-	-
	PM-3C	-6,9	-46	-7,4	-48	-	-
Poços profundos - SABESP Jales - Sistema Aquífero Guarani (SAG)	Poço 1	-	-	-	-	-8,2	-56
	Poço 2	-	-	-	-	-8,6	-57
Água distribuída pela SABESP de Urânia	JLSB	-7,8	-53	-8,0	-54	-8,1	-53
Esgoto - Entrada Estação de Tratamento da SABESP Urânia	ESG	-	-	-7,7	-52	-7,8	-51

Tabela 6.15. Correlação ( $R^2$ ) entre os parâmetros hidroquímicos e  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ .

		Temp	pH	OD	CE	Eh	HCO3	CO3	Cl	F	PO4	NO3	SO4
Setembro 2007	$\delta^{18}\text{O}$	-0,33	<b>-0,40</b>	0,13	0,04	-0,28	-0,07	<b>-0,76</b>	0,01	<b>-0,43</b>	-0,36	0,10	<b>-0,54</b>
	$\delta\text{D}$	-0,27	<b>-0,51</b>	0,06	0,22	-0,24	-0,21	<b>-0,74</b>	0,20	<b>-0,55</b>	-0,32	0,30	<b>-0,54</b>
Setembro 2008	$\delta^{18}\text{O}$	0,10	-0,08	0,12	-0,19	0,01	0,07	0,32	-0,33	-0,21	-0,15	-0,12	-0,13
	$\delta\text{D}$	0,21	-0,06	0,04	-0,24	-0,07	0,07	0,35	<b>-0,40</b>	-0,28	-0,23	-0,16	-0,22

		Al	Ba	Ca	Cr	Sr	Fe	Mg	Mn	K	Si	Na
Setembro 2007	$\delta^{18}\text{O}$	<b>0,44</b>	0,15	0,37	<b>-0,44</b>	0,35	0,12	0,33	-0,13	0,28	0,18	-0,26
	$\delta\text{D}$	<b>0,61</b>	0,31	<b>0,46</b>	<b>-0,52</b>	0,33	0,19	0,39	0,30	<b>0,41</b>	0,18	-0,09
Setembro 2008	$\delta^{18}\text{O}$	0,38	-0,10	<b>0,43</b>	<b>-0,41</b>	0,36	<b>-0,63</b>	<b>0,40</b>	0,24	-0,02	<b>0,48</b>	<b>-0,56</b>
	$\delta\text{D}$	0,39	-0,14	<b>0,48</b>	-0,38	<b>0,45</b>	<b>-0,75</b>	<b>0,47</b>	0,20	-0,02	<b>0,53</b>	<b>-0,64</b>

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  obtidos da água de chuva são apresentados de quatro formas distintas: média ponderada e aritmética de todo o período (setembro de 2007 a fevereiro de 2009) e também média ponderada e aritmética para o período de um ano (março de 2008 a fevereiro de 2009). A média ponderada de todo o período é mais negativa do que a média do período anual, de março 2008 a fevereiro de 2009. Isto deve-se ao maior volume de chuva no verão de 2007/2008, em relação ao de 2008/2009, proporcionando chuvas mais negativas (Figura 6.20). Considera-se os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  da média ponderada anual, -7,4 e -46 respectivamente, como representativos da água de chuva, pois o volume total aproxima-se das médias históricas de 1340 mm.

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  da água dos poços cacimbas, tubulares, profundo da SABESP e monitoramento são semelhantes entre si, formando um grande grupo e podem ser considerados representativos do Aquífero Bauru.

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  da água dos poços cacimbas em relação aos demais poços possuem maior espalhamento, mas mesmo assim formam um grupo relativamente homogêneo. Em setembro de 2007 os valores variam de -7,4 a -6,8‰ e -49 a -43‰, em setembro de 2009 de -8,1 a -7,2‰ e -55 a -48‰, em março de 2009 de -7,9 a -7,1‰ e -51 a -45‰, respectivamente. A variação das razões nas diferentes campanhas é em torno da média ponderada anual da água de chuva. Em setembro de 2007 a água dos poços cacimbas são relativamente mais positivas, no ano seguinte, em setembro de 2008, se tornam mais negativas, provavelmente devido ao grande volume de chuva que ocorreu entre estas duas campanhas, com chuvas bastante negativas. No mês de março de 2009 as razões tornam-se mais positivas, recuperando um pouco os valores, mas não chegam às razões obtidas em 2007.

Os poços tubulares possuem valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  que variam respectivamente de -7,4 a -6,6‰ e -48 a -42‰ em setembro de 2007, de -7,6 a -7‰ e -46 e -51‰ em setembro de 2008, de -7,3 a -7‰ e -47 a -45‰ em março de 2009. Os poços tubulares possuem filtros longos e portanto captam tanto águas rasas como profundas. As razões isotópicas são semelhantes àquelas medidas nos poços cacimbas, mas formam um grupo mais coeso, principalmente as razões de março de 2009.

Os poços profundos da SABESP e de monitoramento possuem razões semelhantes aos poços cacimbas e tubulares. Dentro destes dois grupos destacam-se os poços PP-05 e PM-2, cujas razões são mais negativas em relação aos outros poços de seu grupo e não variam entre as diferentes campanhas de amostragem.

A água do SAG destaca-se por ter valor de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  mais negativos em relação à água da chuva e do Aquífero Bauru (poços cacimbas, tubulares, profundos

da SABESP e de monitoramento). A razão da água da SABESP encontra-se entre a da água do SAG e do Aquífero Bauru, pois é composta por estas duas fontes. O esgoto, por ser formado pela água da SABESP e também por águas captadas de poços particulares cacimbas ou tubulares, possui razão intermediária entre a razão da SABESP e do Aquífero Bauru.

Pode-se concluir que as águas das chuvas possuem grande variação de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  dependendo do volume de precipitação. Os poços cacimbas são bastante sensíveis a variações da assinatura isotópica de água de chuva. Isso pode ser observado nos valores médios mais negativos na amostragem de setembro de 2008, resultado das fortes chuvas entre setembro de 2007 a setembro de 2008. Este efeito também é, em menor intensidade, observado em alguns poços mais profundos, como os tubulares. É de se notar, entretanto, que esse comportamento de poços pode ser explicado muito mais pela posição dos filtros que pelos efeitos da água da chuva em grande profundidade em uma estação chuvosa. A assinatura isotópica das águas do poço PP-05, que capta as águas profundas, não variou entre as diferentes campanhas de amostragem. As características hidráulicas desse poço, como descrito anteriormente, indicam claramente que estas águas são provenientes das porções profundas do aquífero com pouco (ou nenhum) impacto antrópico.

Os valores da média ponderada da chuva apontam que esta é a origem principal da recarga do Aquífero Bauru em Urânia. Isso é corroborado pela assinatura isotópica observada em poços tubulares profundos que devem representar melhor o valor característico da água de recarga (sobretudo o PP-05). As contribuições de outras fontes, como fugas da rede de água e esgoto, podem também ocorrer em algumas áreas, mas seu efeito é menor que o da chuva (valor médio ponderado de chuva entre março de 2008 e fevereiro de 2009). A presença de nitrato, sobretudo em poços cacimba, atesta a influência de fugas de saneamento *in situ* e/ou fuga da rede de esgoto nessa recarga. Em termos de quantidade, porém, este valor é significativamente menor que aquele da chuva direta. Ainda assim o efeito desta recarga pode causar a dispersão e a tendência à negatividade das águas resultantes nos poços, uma vez que tanto da água de esgoto, assim como a água da rede pública da SABESP são mais negativas que aquelas advindas da chuva.

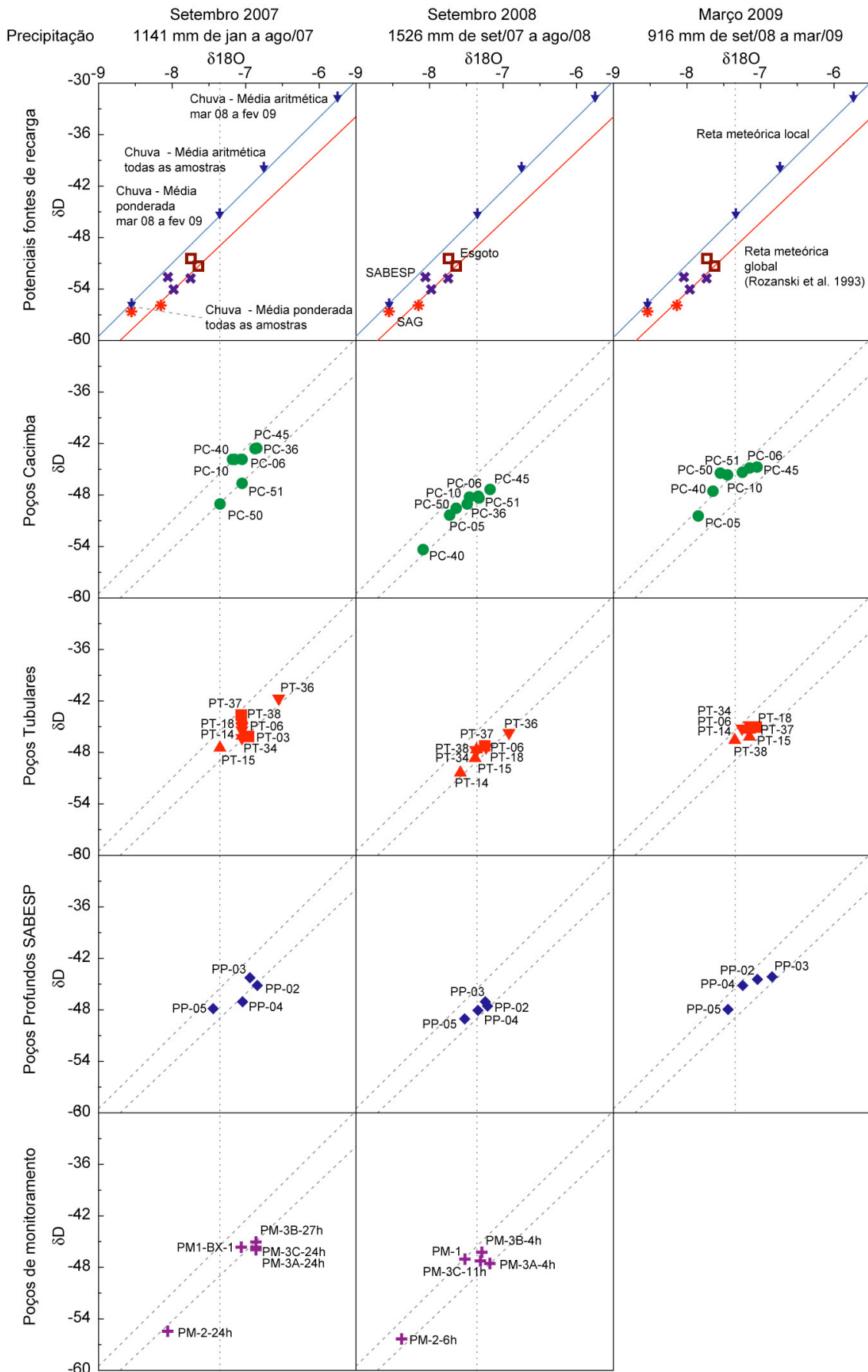


Figura 6.19. Relação entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  das águas dos diferentes tipos de poços.

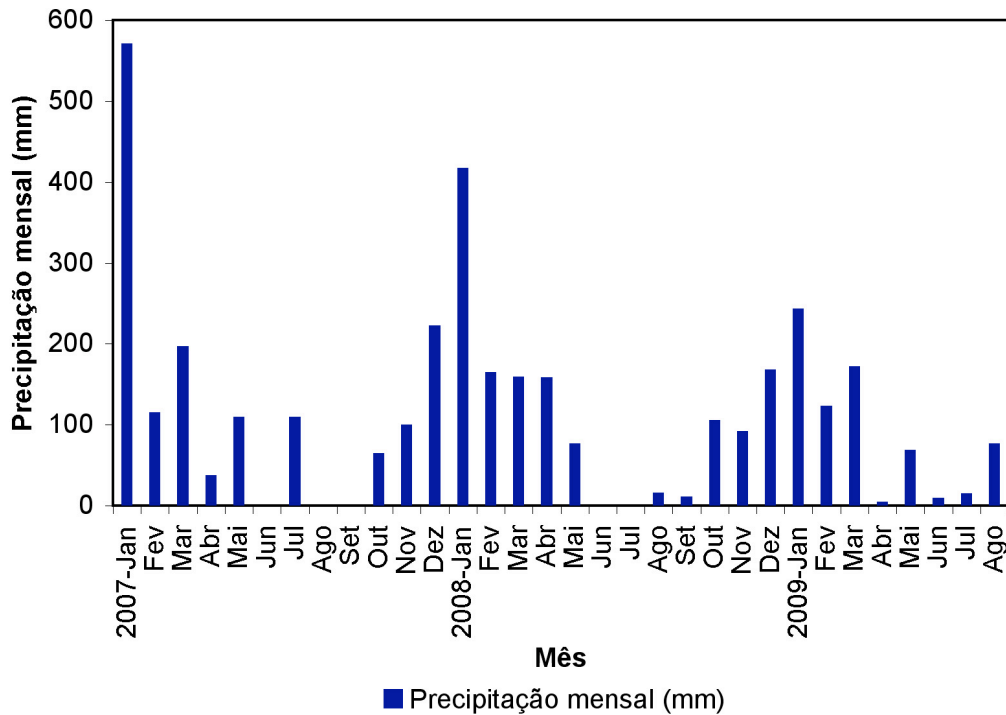


Figura 6.20. Precipitação mensal em Urânia (SP).

#### 6.4.2 Isótopos radiogênicos de chumbo

Foram realizadas 45 análises de razões isotópicas de chumbo em água, em duas etapas de amostragem, a primeira no mês de setembro de 2008 e a segunda no mês de março de 2009. Na primeira etapa foram analisadas uma amostra de chuva do dia 20.09.2008, uma amostra de esgoto, uma da água distribuída pela SABESP, sete de poços cacimbas, seis de poços tubulares, quatro de poços profundos da SABESP e três de poços de monitoramento. Na segunda etapa foram analisadas uma amostra de água da SABESP, uma de esgoto, duas dos poços que captam água do Sistema Aquífero Guarani em Jales, sete de poços cacimbas, sete de poços tubulares e quatro de poços profundos da SABESP. A Tabela 6.16 e Tabela 6.17 mostram os resultados obtidos das razões isotópicas da primeira e segunda etapa, respectivamente.

Tabela 6.16. Razões isotópicas de chumbo em água coletadas em setembro de 2008.

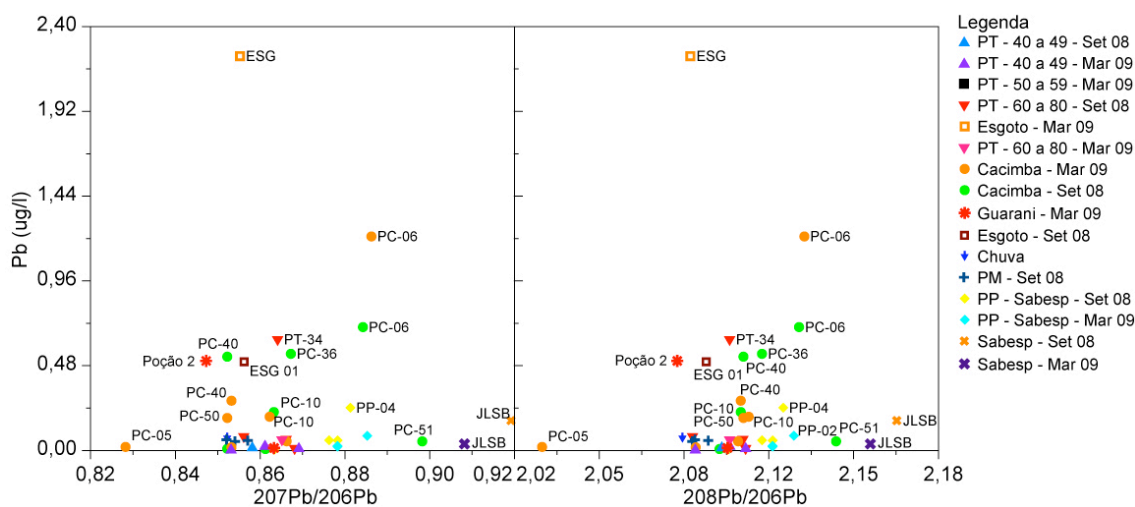
AMOSTRA	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	Pb (ng/ml)
CH-20.09.08	18,337	0,029	15,621	0,030	38,194	0,030	0,852	0,005	2,083	0,007	0,070
ESG-01	18,233	0,016	15,609	0,016	38,149	0,016	0,856	0,002	2,092	0,002	0,500
JLSB	16,836	0,011	15,472	0,010	36,434	0,010	0,919	0,002	2,164	0,002	0,16685
PC06	17,575	0,010	15,541	0,011	37,376	0,011	0,884	0,002	2,127	0,002	0,69587
PC10	18,083	0,015	15,599	0,013	38,059	0,014	0,863	0,003	2,105	0,003	0,21503
PC36	17,976	0,012	15,577	0,013	38,008	0,013	0,867	0,002	2,113	0,002	0,54464
PC40	18,364	0,011	15,647	0,010	38,665	0,010	0,852	0,002	2,106	0,002	0,52822
PC45	18,124	0,037	15,607	0,039	38,008	0,039	0,861	0,005	2,097	0,005	0,0055
PC50	18,304	0,055	15,588	0,057	38,427	0,060	0,852	0,055	2,100	0,006	0,00706
PC51	17,285	0,019	15,517	0,018	37,002	0,019	0,898	0,003	2,141	0,004	0,04907
PM-03A	18,347	0,158	15,665	0,166	38,315	0,164	0,854	0,013	2,087	0,009	0,049
PM-03B	18,196	0,120	15,593	0,119	38,080	0,120	0,857	0,010	2,093	0,008	0,054
PM-03C	18,212	0,365	15,513	0,366	38,016	0,364	0,852	0,038	2,088	0,022	0,058
PP02 R2	17,747	0,039	15,560	0,039	37,551	0,039	0,877	0,005	2,116	0,005	0,054
PP03	17,775	0,072	15,564	0,072	37,559	0,073	0,876	0,009	2,113	0,007	0,05552
PP04	17,644	0,136	15,542	0,136	37,418	0,137	0,881	0,014	2,121	0,009	0,240
PP05	18,108	0,208	15,628	0,210	38,018	0,209	0,863	0,023	2,100	0,014	0,001
PT06	18,207	0,072	15,576	0,072	38,000	0,071	0,856	0,008	2,087	0,006	0,07582
PT14	18,196	0,106	15,604	0,011	38,169	0,110	0,858	0,010	2,098	0,013	0,02116
PT18	17,971	0,065	15,605	0,065	37,865	0,065	0,868	0,006	2,107	0,004	0,00823
PT34	18,052	0,009	15,600	0,009	37,933	0,009	0,864	0,002	2,101	0,003	0,62527
PT36	18,001	0,016	15,590	0,016	37,914	0,017	0,866	0,003	2,106	0,005	0,06036
PT37	18,058	0,070	15,585	0,070	37,904	0,070	0,863	0,008	2,099	0,008	---



Tabela 6.17. Razões isotópicas de chumbo em água coletadas em março de 2009.

AMOSTRA	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	Pb (ng/ml)
ESG	18,284	0,078	15,625	0,077	38,136	0,078	0,855	0,009	2,086	0,007	2,230
JLSB	17,117	0,110	15,550	0,129	36,877	0,147	0,908	0,019	2,154	0,047	0,034
PC05	18,885	0,063	15,639	0,063	38,333	0,061	0,828	0,009	2,030	0,006	0,017
PC06	17,538	0,008	15,540	0,009	37,346	0,010	0,886	0,002	2,129	0,003	1,209
PC10	18,115	0,052	15,610	0,049	38,193	0,049	0,862	0,008	2,108	0,006	0,188
PC40	18,346	0,012	15,645	0,013	38,624	0,012	0,853	0,003	2,105	0,003	0,279
PC45	18,297	0,118	15,596	0,124	38,205	0,123	0,853	0,013	2,088	0,010	0,015
PC50	18,380	0,019	15,659	0,021	38,712	0,023	0,852	0,005	2,106	0,008	0,181
PC51	18,001	0,043	15,590	0,047	37,878	0,049	0,866	0,007	2,104	0,008	0,049
POÇÃO 1	18,057	0,100	15,583	0,100	37,928	0,100	0,863	0,009	2,100	0,006	0,011
POÇÃO 2	18,459	0,012	15,627	0,014	38,408	0,015	0,847	0,003	2,081	0,004	0,504
PP02	17,554	0,066	15,536	0,067	37,289	0,069	0,885	0,008	2,125	0,009	0,081
PP03	17,676	0,121	15,519	0,121	37,421	0,121	0,878	0,011	2,117	0,008	0,019
PP04	17,653	0,102	15,492	0,099	37,367	0,101	0,878	0,010	2,117	0,007	0,023
PP05	18,195	0,508	15,663	0,494	38,137	0,512	0,860	0,051	2,096	0,034	-
PT06	18,041	0,099	15,570	0,106	37,894	0,105	0,863	0,016	2,100	0,021	0,011
PT14	18,334	0,063	15,635	0,067	38,285	0,064	0,853	0,006	2,088	0,005	0,009
PT15	17,955	0,083	15,601	0,080	37,826	0,083	0,869	0,011	2,107	0,013	0,017
PT18	18,101	0,223	15,617	0,219	38,025	0,223	0,863	0,021	2,101	0,016	-
PT34	18,024	0,035	15,582	0,036	37,860	0,035	0,865	0,003	2,101	0,004	0,058
PT37	18,044	0,486	15,582	0,488	37,903	0,489	0,864	0,049	2,100	0,033	0,002
PT38	18,166	0,084	15,640	0,081	38,164	0,080	0,861	0,011	2,101	0,009	0,030

A concentração de chumbo não tem relação com os valores de  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Figura 6.21). A maior parte das amostras possui concentração próxima a zero. A amostra do esgoto ESG de março de 2009 possui maior concentração, pois não foi filtrada, já a ESG 01 de setembro de 2008, foi filtrada e sua concentração é menor. As razões isotópicas de ambas são semelhantes.



A relação entre a razão isotópica em água de  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  das amostras analisadas é apresentada na Figura 6.22. Na Figura 6.22-A estão representadas a água da SABESP, da chuva, do esgoto, dos poços profundos que captam água do SAG e dos poços tubulares profundos da SABESP; na Figura 6.22-B água dos poços cacimbas, tubulares e de monitoramento coletadas em setembro de 2008, no final do período seco; e na Figura 6.22-C água dos poços cacimbas e tubulares amostrados em março de 2009, logo após o período chuvoso.

Observa-se na Figura 6.22-A que as águas formam três grupos bem distintos. A água da SABESP, mais radiogênica, localiza-se em uma extremidade, enquanto que da chuva, do SAG, do esgoto e do PP-05, águas menos radiogênicas, na outra extremidade. Entre estes dois grupos encontram-se os poços tubulares profundos da SABESP em Urânia.

Na Figura 6.22-B observa-se que a maior parte das águas possui razões próximas ao grupo menos radiogênico, ou seja, com razões próximas as da água da chuva, esgoto e do SAG. Os poços PC-06 e PC-51 destacam-se, pois são mais radiogênicos, em relação aos demais, ficando próximos às razões da água da SABESP.

Na Figura 6.22-C a distribuição das razões é semelhante àquela apresentada na Figura 6.22-B, indicando que a sazonalidade não influencia a razão isotópica do chumbo. A maioria dos poços possuem razões próximas ao grupo menos radiogênico, com exceção novamente do PC-06.

Observa-se na Figura 6.23 que as razões da água da SABESP, dos poços profundos da SABESP, poços tubulares, poços de monitoramento e esgoto formam grupos coesos. Já os poços cacimbas possuem ampla distribuição de razões isotópicas, formando, desta forma, um grande grupo alongado, distribuído entre o grupo menos radiogênico e a água da SABESP, mais radiogênica.

A água da SABESP e da chuva encontram-se distantes uma das outras, formando dois possíveis *end-members*. Esta distribuição é compatível com o modelo conceitual, pois estas duas águas são as principais fontes de recarga e, se possuem assinaturas isotópicas distintas, podem ser usadas no estudo de origem da água subterrânea. Porém, a razão obtida para o SAG e esgoto, de acordo com o modelo conceitual, deveria ser próxima à da SABESP e, no entanto, encontra-se próximo à da chuva. É importante ressaltar que a razão obtida para a água da chuva é de um único dia, não é uma média anual, portanto, seu uso como *end-member* é restrito.

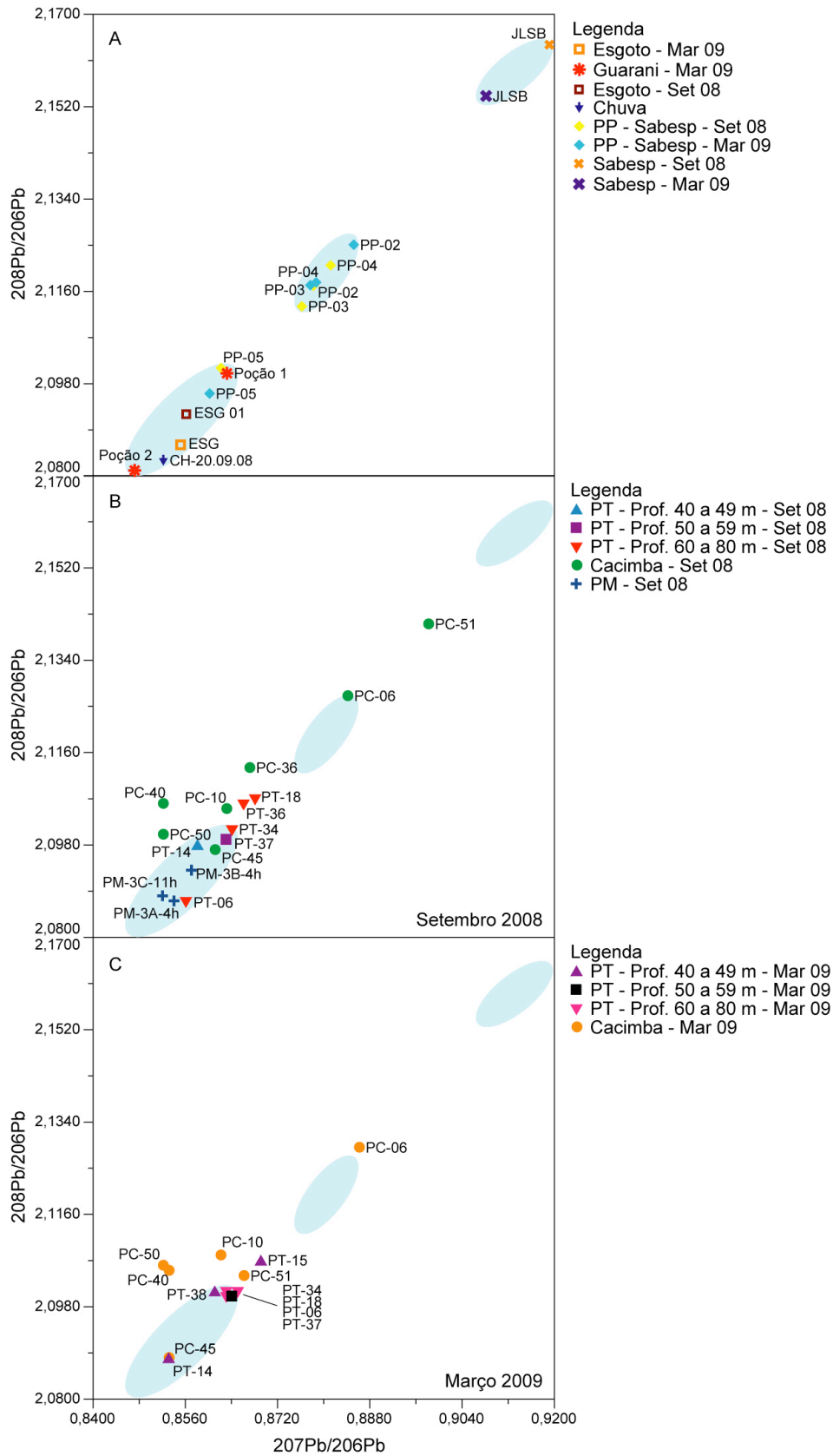


Figura 6.22. Relação entre as razões de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . (A) Estão representadas as águas da SABESP, esgoto, chuva, SAG e poços tubulares profundos da SABESP (os polígonos representam estas águas), (B) poços cacimbas, tubulares e monitoramento na etapa de setembro de 2008, (C) poços cacimbas e tubulares na etapa de março de 2009.

Aily (2001) e Martins (2008) analisaram amostras de chuva durante um ano no município de São Paulo e verificaram variações nas razões isotópicas de chumbo durante este período. Especificamente Martins (2008) verificou que, em uma das áreas de seu estudo, a variação na razão  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  entre 1,972 e 2,141 e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  entre 0,806 e 0,899. Para obter uma média representativa é importante o monitoramento de longo prazo da razão isotópica da água da chuva. Neste projeto não foi realizado tal monitoramento devido à especificidade no procedimento de amostragem e a localização da área de estudo.

Portanto, os resultados obtidos com os isótopos de chumbo não se encaixam no modelo conceitual proposto e não foi possível definir a contribuição de cada fonte para a recarga da água subterrânea. Pode haver algum outro fator, ainda desconhecido, que está influenciando as razões isotópicas, ou este método não é adequado à área de estudo.

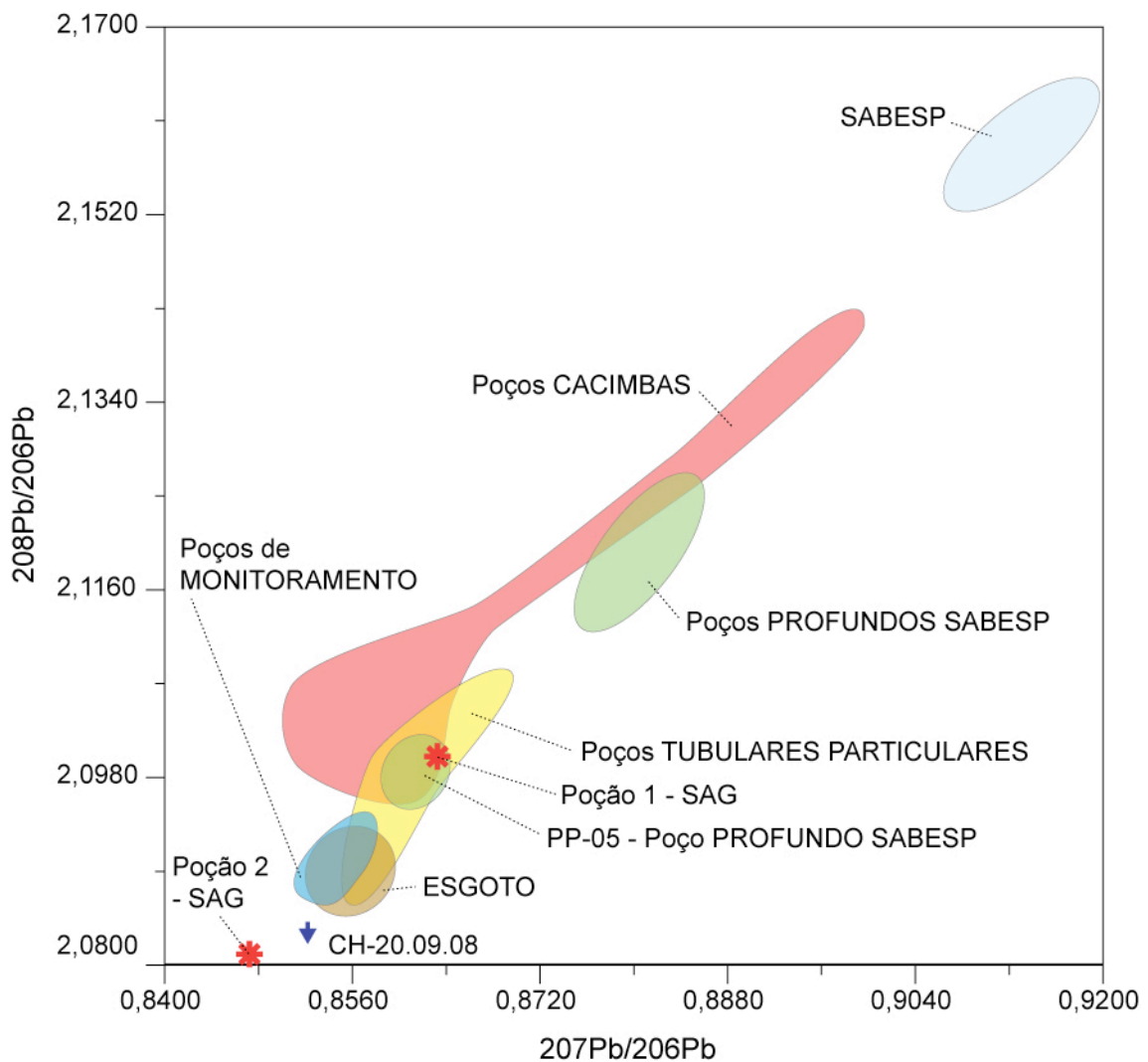


Figura 6.23. Grupos de águas da relação entre as razões de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para todas as amostragens.

### 6.4.3 Isótopos radiogênicos de estrôncio

Foram realizadas 23 análises isotópicas de estrôncio em águas coletadas em Urânia no mês de setembro de 2008, sendo uma amostra de chuva coletada no dia 20.09.08, uma de esgoto coletada na entrada da estação de tratamento de esgoto do município, uma de água distribuída pela SABESP, sete de poços cacimbas, três de poços de monitoramento profundos, quatro de poços profundos da SABESP e seis de poços tubulares particulares. O Tabela 6.18 apresenta os resultados da razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em água. Na Figura 6.24 observa-se a distribuição espacial dos pontos de amostragem na área urbana de Urânia e a respectiva razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Tabela 6.18 . Valores da concentração de Sr e da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

	<b>Amostra</b>	<b>Sr ppm</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b>erro (2s)</b>
<b>Chuva</b>	CH-20.09.08	0	0,710851	0,000056
<b>Esgoto</b>	ESG	0,15	0,709602	0,000028
<b>SABESP</b>	JLSB	0,15	0,708909	0,000041
<b>Poços Cacimbas</b>	PC06	0,19	0,710549	0,000067
	PC10	0,047	0,710549	0,000062
	PC36	0,14	0,715052	0,000082
	PC40	0,23	0,717666	0,000089
	PC45	0,4	0,712014	0,000098
	PC50	0,065	0,713745	0,000039
	PC51	0,12	0,714150	0,000075
<b>Poços de Monitoramento</b>	PM-03A	0,1	0,710447	0,000028
	PM-03B	0,8	0,708476	0,000041
	PM-03C	0,95	0,708622	0,000049
<b>Poços Profundos</b>	PP02	0,47	0,708799	0,000020
	PP03	1,1	0,708792	0,000059
	PP04	0,49	0,708683	0,000060
	PP05	0,14	0,708502	0,000023
<b>Poços Tubulares</b>	PT06	0,84	0,708811	0,000068
	PT14	0,2	0,710915	0,000058
	PT18	0,47	0,708894	0,000058
	PT34	0,42	0,708636	0,000045
	PT36	0,11	0,710577	0,000058
	PT37	0,46	0,708939	0,000075

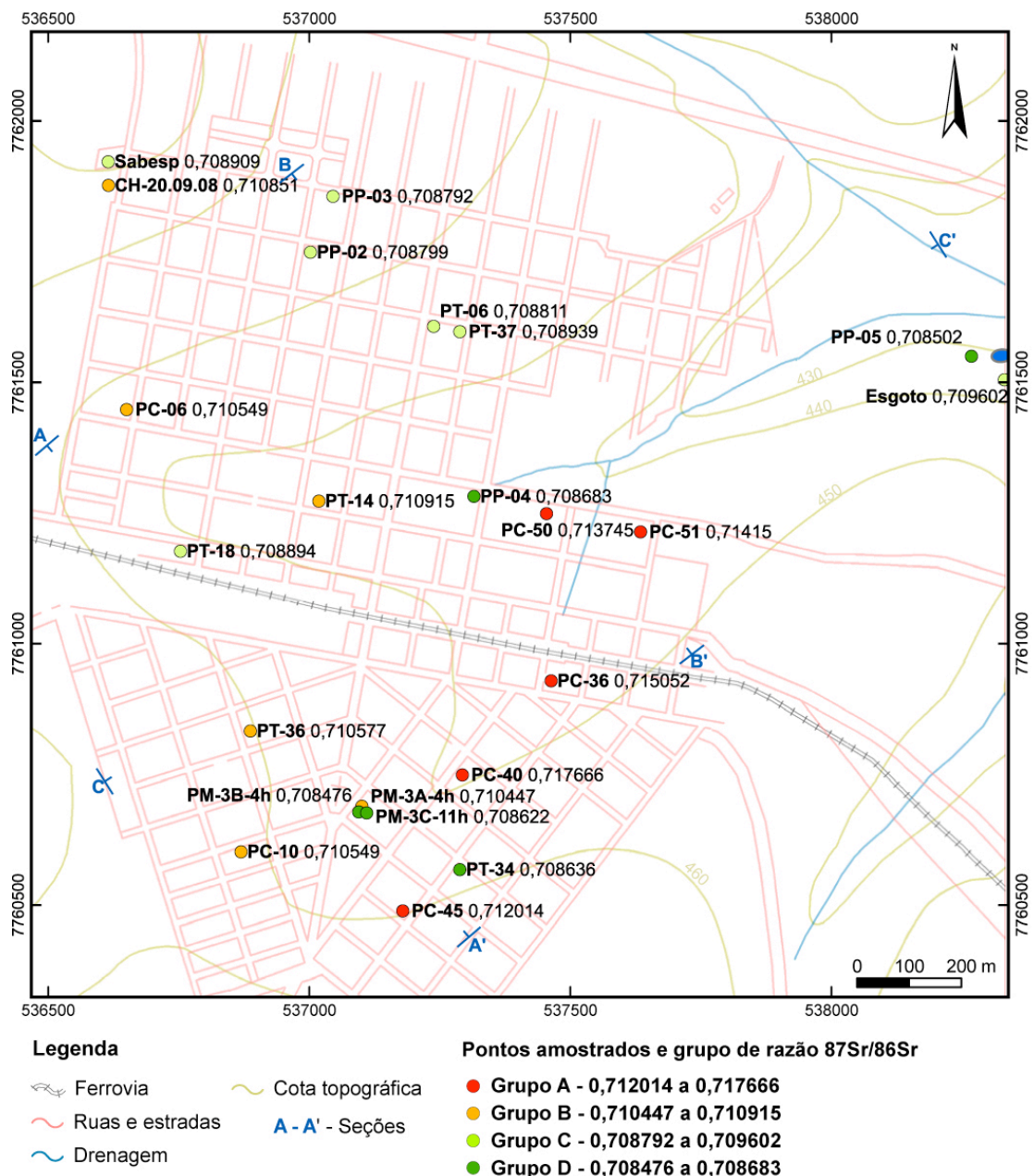


Figura 6.24. Localização dos pontos de amostragem e respectivos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

As razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nas águas coletadas em Urânia variaram de 0,708476 a 0,717666. As águas com as razões mais altas, mais radiogênicas, são provenientes dos poços cacimbas, cuja razão isotópica média é 0,713389 e desvio padrão (DP) 0,002575, seguida pela água de chuva, esgoto, poços tubulares (razão média 0,709462 e DP 0,001005), poços de monitoramento (razão média 0,709182 e DP 0,001098), água distribuída pela SABESP em Urânia e, por fim, água dos poços profundos da SABESP (razão média 0,708694 e DP 0,000138) (Figura 6.25). Fica claro que as maiores razões são provenientes dos poços mais rasos e tornam-se

menores a medida que os poços são mais profundos (Figura 6.26). Já a concentração de estrôncio aumenta com a profundidade dos poços (Figura 6.27).

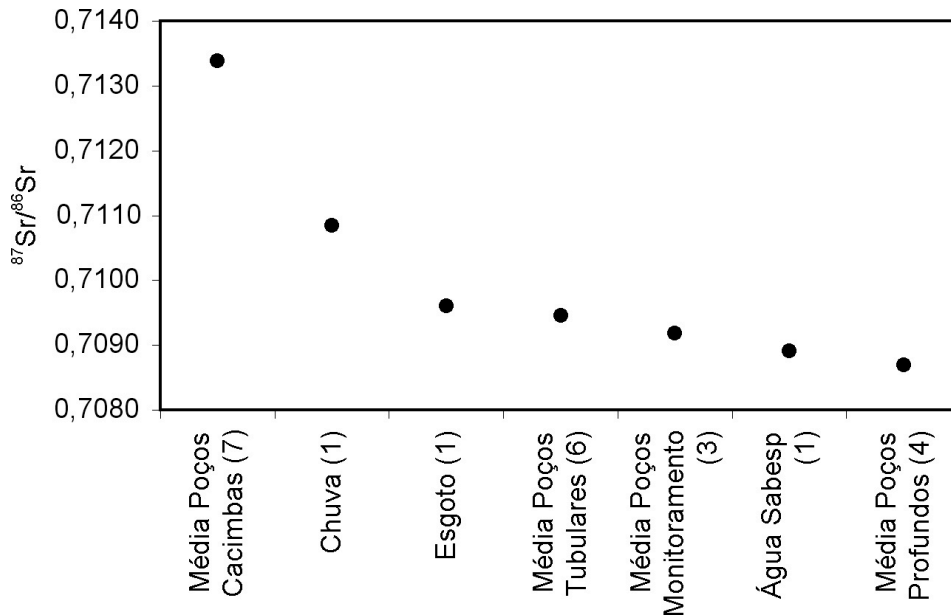


Figura 6.25. Distribuição da razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre os diferentes poços, o número entre parênteses representam o números de amostras.

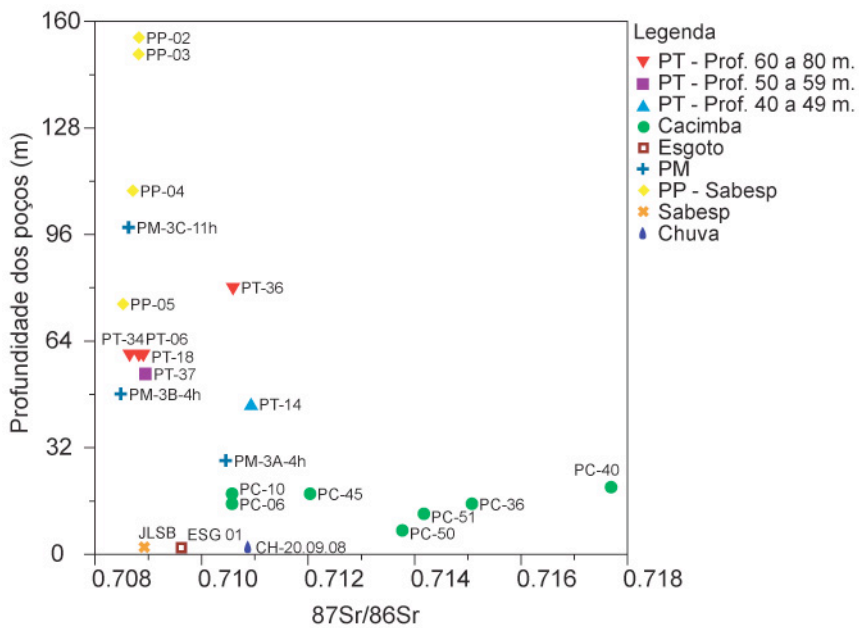


Figura 6.26. Relação entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e a profundidade dos poços, o coeficiente de correlação ( $R^2$ ) obtida foi -0,62.

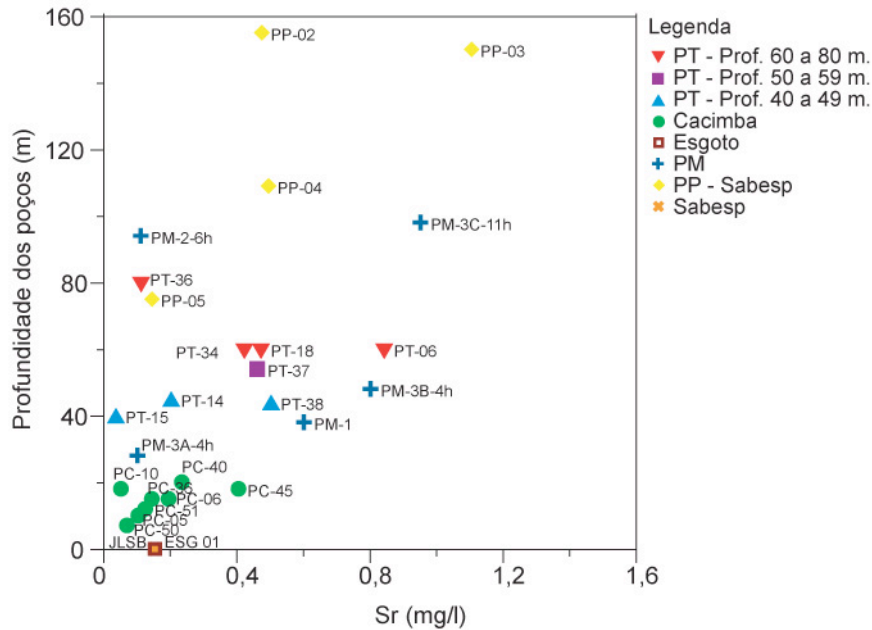


Figura 6.27. Relação entre a concentração de Sr e a profundidade dos poços, o coeficiente de correlação ( $R^2$ ) obtido foi 0,62.

Três seções hidrogeológicas, denominadas A-A' e B-B' com direção NW-SE e C-C' com direção SW-NE, são apresentadas na Figura 6.28, cuja localização em planta encontra-se na Figura 6.24. Nestas seções estão representadas a geologia local, mostrando o contato entre os arenitos do Grupo Bauru e o topo dos basaltos da Formação Serra Geral, os poços com a respectiva posição dos filtros e o nível de água estático, quando disponível. Nas seções estão também representadas as variações em profundidade das razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , que puderam ser reunidas em quatro grupos: Grupo A, B, C e D.

O Grupo A representa as razões mais altas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , variando de 0,712014 a 0,717666, que são águas provenientes exclusivamente de poços cacimbas (PC), portanto são razões encontradas em águas rasas, próximas à superfície. Os poços que captam as águas deste grupo, em especial, localizam-se próximos a drenagens, conforme pode ser observado nas seções (Figura 6.28) e no mapa (Figura 6.24).

O Grupo B possui razões intermediárias a altas variando de 0,710447 a 0,710915, que foram obtidas a partir de águas provenientes dos poços cacimbas, tubulares (PT) e de monitoramento raso, com 28 m de profundidade (PM-3A), além da água de chuva. Os poços cacimbas deste grupo, de acordo com a Figura 6.24, encontram-se em porções topográficas mais altas e distante de drenagens.

O Grupo C possui razões intermediárias a baixas variando de 0,708792 a 0,709602, obtidas de águas de poços tubulares e profundos (PP). A razão isotópica da água distribuída pela Sabesp (amostra JLSB) encontra-se neste grupo, assim como a do esgoto. Os poços tubulares e profundos deste grupo estão localizados em região



topográfica alta (Figura 6.24), sobre um baixo estrutural dos basaltos, ou seja, o topo da Formação Serra Geral nesta porção do município de Urânia é mais profundo e, portanto, a espessura de sedimentos do Grupo Bauru é maior (Figura 6.28).

O Grupo D possui as menores razões isotópicas variando de 0,708476 a 0,708683, obtidas de águas provenientes de poços profundos, de monitoramento intermediário e profundo, assim como de um poço tubular. Ambos os poços profundos (PP-04 e PP-05) adentram nos basaltos alguns metros, portanto, também podem estar captando águas provenientes desta formação, além de estarem localizados próximo à drenagem, sobre um alto estrutural dos basaltos. Vale ressaltar que PP-05 não está em operação e encontra-se tamponado, porém, por ser jorrante, possui um tubo de saída de água para alívio de pressão, por onde é possível coletar a água.

Todas as três seções mostram a mesma variação em profundidade da razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , sendo que as maiores razões são provenientes de águas rasas, cujos poços estão localizados próximos às drenagens e, em profundidade, observa-se a redução dos valores das razões.

Através da visualização em gráfico das razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é possível definir três grupos de águas subterrâneas em Urânia (Figura 6.29). Estes três grupos são semelhantes às três zonas hidroquímicas definidas e aos grupos definidos nas seções hidrogeológicas. A diferença está nos grupos C e D apresentados nas seções, cujas razões isotópicas são pouco diferentes entre si e, portanto, na análise dos gráficos, não é possível distingui-los. Os três grupos são: (A) águas exclusivamente provenientes de poços cacimbas, de profundidade rasa (média de 15 m de profundidade), com ampla variação da razão isotópica; (B) águas provenientes de poços cacimbas, tubulares e de monitoramento, que podem representar águas de profundidades intermediárias, possuem pouca variação das razões isotópicas (média de 40 m de profundidade); e (C e D) águas provenientes de poços tubulares, de monitoramento e profundos, que representam águas profundas do aquífero (média de 80 m de profundidade), também possuem poucas diferenças entre as razões isotópicas.

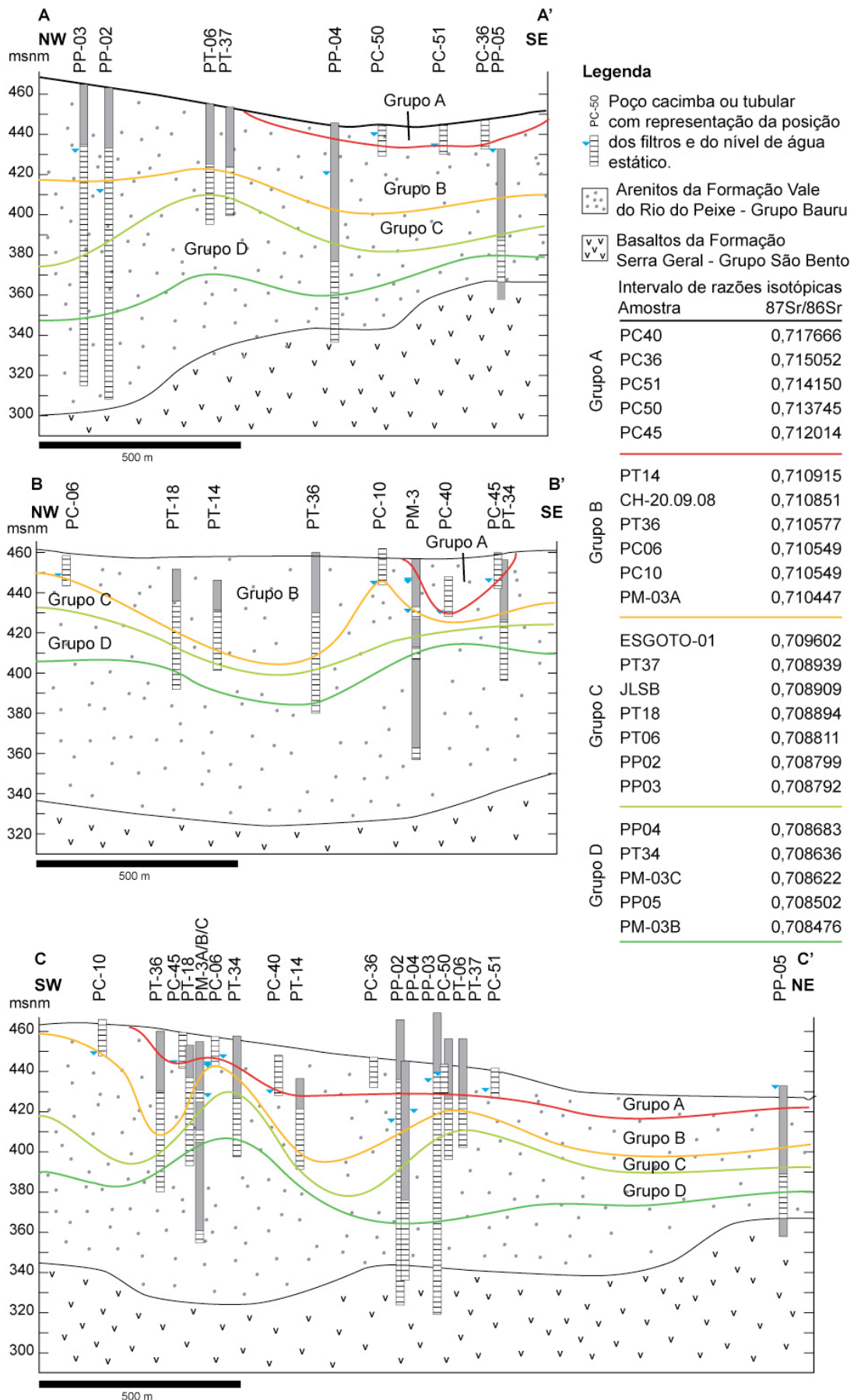


Figura 6.28. Seções hidrogeológicas com a distribuição dos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

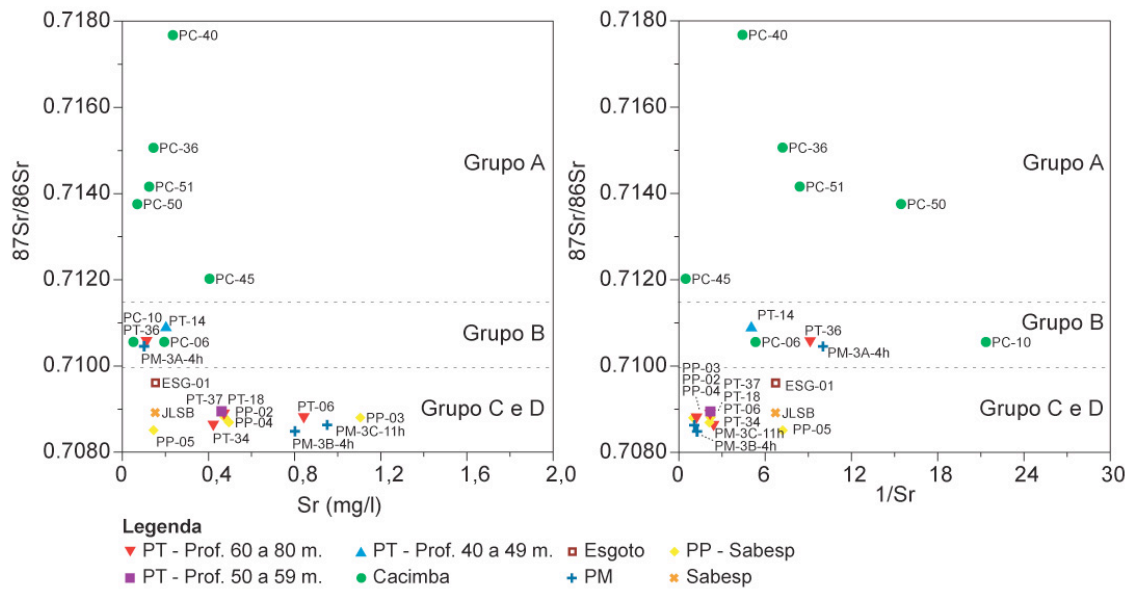


Figura 6.29. Relação entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Sr e  $1/\text{Sr}$ .

A razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  possui relação com o parâmetro nitrato ( $R^2=0,77$ ) (Figura 6.30), uma vez que altas razões isotópicas estão relacionadas a altas concentrações de nitrato. Isto se deve à vulnerabilidade dos poços, poços mais rasos, portanto mais vulneráveis, possuem altos valores de nitrato e altas razões. Já poços mais profundos, menos vulneráveis, possuem menores razões e menor concentração de nitrato.

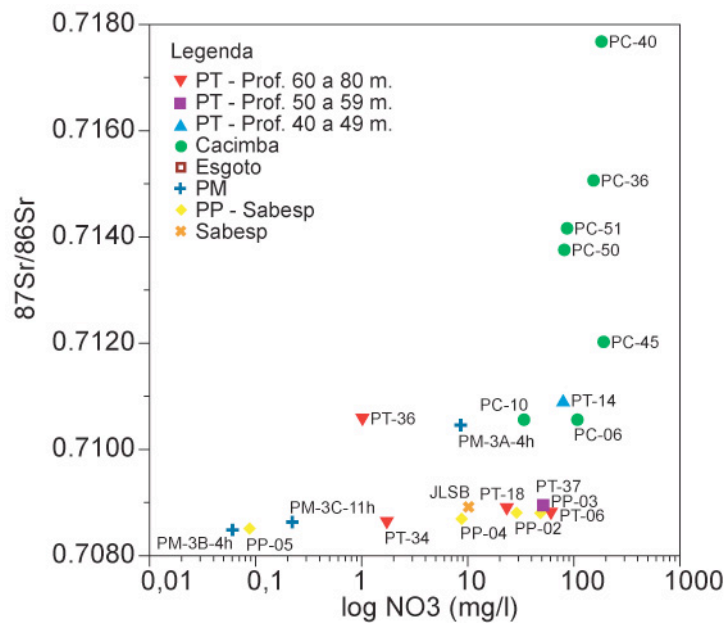


Figura 6.30. Relação entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\log \text{NO}_3$ .

Relação semelhante é observada para os parâmetros sódio e cloreto (Figura 6.31), quanto maior a razão, maior as concentrações destes elementos. Já o pH possui relação negativa, quanto maiores as razões isotópicas, menor o pH. O parâmetro cálcio não possui relação muito clara, mas tende a ter uma relação negativa, quanto maior a concentração deste elemento, menores são as razões isotópicas. A correlação de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  com os demais parâmetros analisados é apresentada na Tabela 6.19.

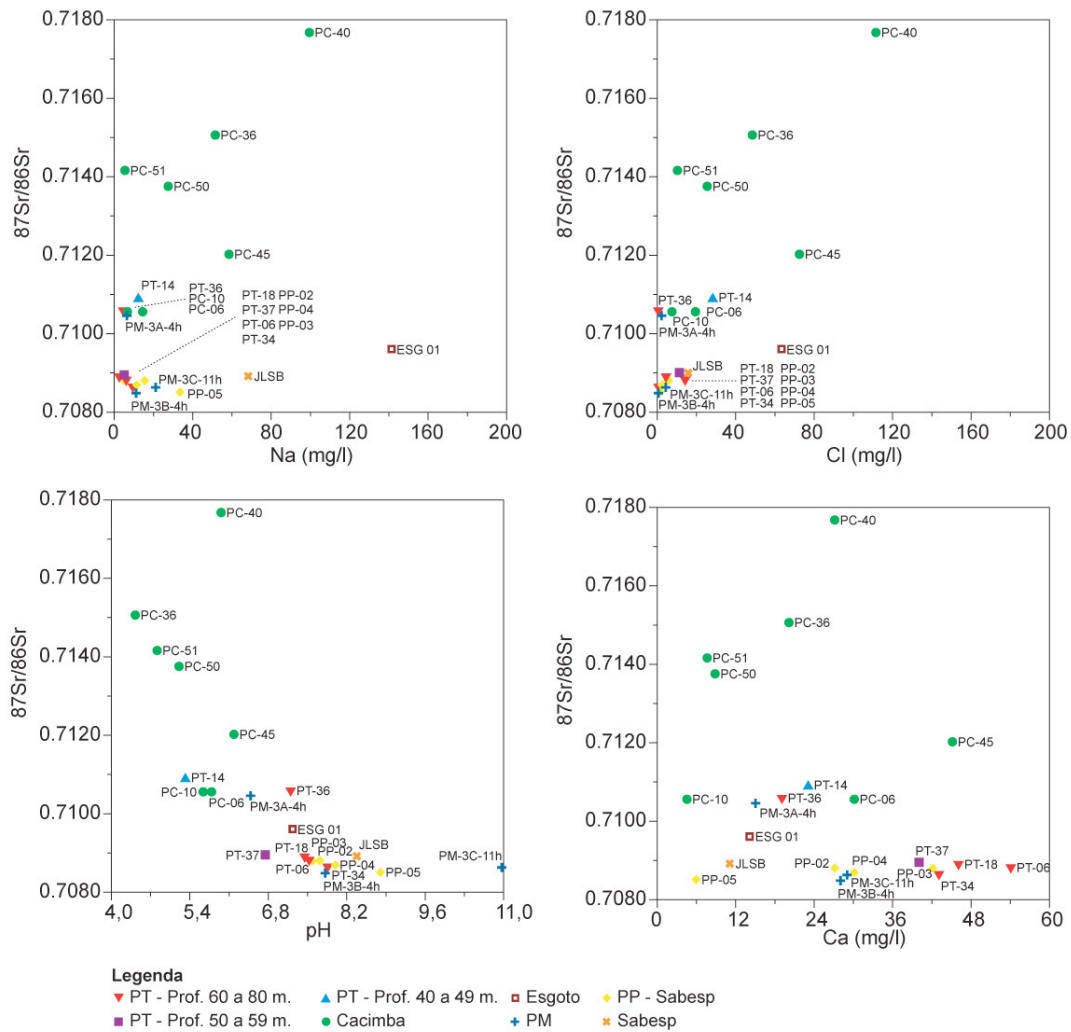


Figura 6.31. Relação entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e Na ( $R^2 = 0,36$ ), Cl ( $R^2 = 0,71$ ), pH ( $R^2 = -0,72$ ) e Ca ( $R^2 = -0,29$ ).

Tabela 6.19. Correlação ( $R^2$ ) entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e os demais parâmetros.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Prof. poços	<b>-0,63</b>	Sr	<b>-0,48</b>
Temp.	-0,39	1/Sr	0,33
pH	<b>-0,72</b>	Pb	0,27
OD	<b>0,94</b>	Fe	-0,39
CE	0,29	Mg	0,00
Eh	0,39	Mn	-0,27
HCO <sub>3</sub>	<b>-0,52</b>	K	0,13
CO <sub>3</sub>	-0,23	Si	<b>-0,53</b>
Cl	<b>0,71</b>	Na	0,36
F	-0,19	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	0,14
PO <sub>4</sub>	0,18	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	0,21
NO <sub>3</sub>	<b>0,77</b>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	0,31
SO <sub>4</sub>	-0,29	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	-0,12
Al	-0,30	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	0,10
Ba	<b>0,72</b>	δD	<b>-0,44</b>
Ca	-0,29	δ <sup>18</sup> O	<b>-0,42</b>
Cr	<b>-0,50</b>		


Neste projeto não foram feitas análises de rocha. As razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  apresentadas para os arenitos do Grupo Bauru, basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu foram obtidas na literatura (Tabela 6.20). A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  média para os arenitos do Grupo Bauru é 0,718875, e a razão média das águas dos poços cacimbas, tubulares, monitoramento e profundos da SABESP é 0,710641.

A variação da razão isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em profundidade nas águas subterrâneas de Urânia pode estar relacionada à taxa de intemperismo. Diversos autores já estudaram o intemperismo do solo através dos isótopos de estrôncio (DASCH, 1969; BRASS, 1975; ABERG et al., 1989; CAPO et al., 1998; KARIM e VEIZER, 2000; BAIN e BACON, 2004). O intemperismo atua mais intensamente próximo à superfície e progressivamente menos em profundidade. Os minerais que compõem a rocha próximo à superfície são mais resistentes e estáveis, já que outros foram lixiviados. A Tabela 6.21 apresenta a Série de Goldich, que mostra a sequência de estabilidade dos minerais.

Tabela 6.20. Valores de Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para rochas das formações Botucatu, Serra Geral e do Grupo Bauru.

Amostra	Localização	Rocha	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Referência
SP0	Presidente Bernardes (SP)	Grupo Bauru	217	0,721724	Silva 2006
SP4	Presidente Bernardes (SP)	Grupo Bauru	164	0,717338	Silva 2006
SP5	Presidente Bernardes (SP)	Grupo Bauru	147	0,717562	Silva 2006
<b>Média</b>		<b>Grupo Bauru</b>	<b>176</b>	<b>0,718875</b>	
15280	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	464,7	0,70575	Gilg et al. 2003
15282	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	468,6	0,70590	Gilg et al. 2003
15332	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	463,6	0,70585	Gilg et al. 2003
15378	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	446	0,70561	Gilg et al. 2003
15320	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	439,8	0,70608	Gilg et al. 2003
15321	Ametista do Sul (RS)	Formação Serra Geral	430,5	0,70595	Gilg et al. 2003
<b>Média</b>		<b>Formação Serra Geral</b>	<b>452</b>	<b>0,70586</b>	
EV01	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	238	0,71060	Fodor et al. 1985
MO2	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	200	0,71427	Fodor et al. 1985
RS20	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	152	0,70759	Fodor et al. 1985
RS73	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	327	0,70663	Fodor et al. 1985
IO2	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	185	0,71285	Fodor et al. 1985
RS60	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	177	0,70875	Fodor et al. 1985
RS80	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	151	0,70877	Fodor et al. 1985
MR03	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	170	0,71624	Fodor et al. 1985
RS65	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	162	0,72292	Fodor et al. 1985
RS50	Rio Grande do Sul	Formação Serra Geral	89	0,74206	Fodor et al. 1985
<b>Média</b>		<b>Formação Serra Geral</b>	<b>185</b>	<b>0,71507</b>	
15384	Salto do Jacuí (RS)	Formação Botucatu	342,6	0,71611	Gilg et al. 2003
15380	Salto do Jacuí (RS)	Formação Botucatu	189,1	0,71617	Gilg et al. 2003
<b>Média</b>		<b>Formação Botucatu</b>	<b>266</b>	<b>0,71614</b>	

Tabela 6.21. Série de estabilidade dos minerais (GOLDICH, 1938).

Estabilidade dos minerais	Velocidade de intemperismo
<b>Mais estável</b>	<b>Menor</b>
Óxidos de ferro (hematita)	
Hidróxidos de alumínio (gibbsite)	
Quartzo	
Argilo minerais	
Muscovita	
Feldspato potássico (ortoclásio)	
Biotita	
Feldspato sódico (albita)	
Anfíbólios	
Piroxênios	
Feldspato cálcico (anortita)	
Olivina	
Calcita	
Halita	
<b>Menos estável</b>	<b>Maior</b>

Em Urânia sabe-se que até os 10 m de profundidade predominam os minerais quartzo e caulinita, além de alguns acessórios (BERTOLO, 2001). A partir desta profundidade encontram-se, além de quartzo, albita, microclínio e acessórios (GUTIERREZ, 2003; MARCOLAN, 2006; BERTOLO, 2009), indicando que o intemperismo ainda não atuou intensamente. Sendo a razão de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da água subterrânea diretamente relacionada à razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos minerais que constituem a rocha, próximo à superfície a razão isotópica obtida é proveniente, predominantemente, de minerais mais estáveis e, em profundidade, de minerais menos estáveis. Portanto, a razão isotópica mais alta da porção mais rasa do aquífero pode estar relacionada à razão mais radiogênica proveniente dos minerais mais estáveis e, nas porções mais profundas, as menores razões são proveniente dos minerais menos estáveis. Esta hipótese deve ser comprovada com trabalhos mais detalhados.

Nas seções hidrogeológicas (Figura 6.28) há, em certos pontos, aprofundamento das razões mais radiogênicas (Grupo B), principalmente próximo aos poços PT-14, PT-36, PP-02, PP-03 e PP-04. Este aprofundamento pode estar relacionado ao intenso bombeamento destes poços, acelerando o fluxo de águas rasas para profundidades maiores, sem que haja tempo para que estas adquiram a razão isotópica característica para a profundidade.

É possível, portanto, relacionar a proporção de mistura de água no poço através da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Partindo do princípio de que a razão média dos poços cacimbas (0,713389) seja representativa de águas rasas e a razão dos poços PP-05, PM-3B e PM-3C (0,708534) seja representativa de águas profundas, é possível calcular, para os poços que possuem filtros longos e captam água de diferentes profundidades, a porcentagem de mistura de acordo com a proveniência da água.

O cálculo foi feito para os poços tubulares, profundos da SABESP e de monitoramento (Tabela 6.22). A maioria possui contribuição de águas rasas menor que 8%, apenas os poços PM-3A, PT-14 e PT-36, possuem contribuição de 39%, 49% e 42% respectivamente. O PM-3A é um poço com 28 m de profundidade e deve receber águas de porções rasas, já os poços PT-14 e PT-36, com 45 e 80 m de profundidade respectivamente, deve-se provavelmente à alta taxa de bombeamento. O poço PT-14 é de um clube e a água é usada na irrigação de gramados, piscina e limpeza e lavagem de calçadas.

Tabela 6.22. Proveniência da água dos poços tubulares, profundas da SABESP e de monitoramento através do cálculo de mistura de água com a razão de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Proveniência	
		% Água Profunda	% Água Rasa
Água Rasa	0,713389	0%	100%
Água Profunda	0,708534	100%	0%
PM-3A	0,710447	61%	39%
PT-06	0,708811	94%	6%
PT-14	0,710915	51%	49%
PT-18	0,708894	93%	7%
PT-34	0,708636	98%	2%
PT-36	0,710577	58%	42%
PT-37	0,708939	92%	8%
PP-02	0,708799	95%	5%
PP-03	0,708792	95%	5%
PP-04	0,708683	97%	3%

Portanto, os isótopos de estrôncio não deram boa resposta com relação ao estudo de origem da água subterrânea, pois não é possível caracterizar as diferentes fontes de recarga. Mas é uma ferramenta potencialmente boa para estudos de vulnerabilidade à contaminação e gestão de águas subterrânea, onde é importante conhecer se as águas são captadas de profundidades rasas, mais vulneráveis, ou profundas, menos vulneráveis. A possibilidade de se avaliar a origem da mistura final de água de um poço faz com que o uso dessa técnica para o gerenciamento da definição de perímetros de proteção de poços seja bastante promissor e inédito cientificamente.



## 7 CONCLUSÕES

Considerando os resultados alcançados por este projeto é possível concluir que:

- Através do método de balanço hídrico foi identificado excedente hídrico apenas entre dezembro de 2007 e abril de 2008, e entre dezembro de 2008 e janeiro de 2009. Nos demais meses os cálculos resultaram em déficit de umidade no solo. De uma precipitação total de 2498 mm ocorrida entre setembro de 2007 e agosto de 2009, 1734 mm, ou 69% da precipitação, correspondem à evapotranspiração, 247 mm, ou 10% da precipitação, ao escoamento superficial e 517 mm, 21% da precipitação, ao excedente hídrico, ou seja, recarga potencial. No período de um ano, portanto, a recarga potencial anual é de 258 mm.
- O método de variação de nível de água foi aplicado na área de estudo de setembro de 2008 a abril de 2010. Neste período foi registrado 2742 mm de chuva. No poço com nível de água mais raso foi calculado 85 mm e 371 mm de recarga, de setembro de 2008 a agosto de 2009 e de setembro de 2009 a abril de 2010 respectivamente, totalizando 456 mm, 16% da precipitação. Já o poço com 2 m a mais de profundidade do nível de água registrou 544 mm de recarga, ou 20% da precipitação, apenas de outubro de 2009 a abril de 2010. Nos meses anteriores não registrou recarga. A recarga média anual calculada é de 272 mm.
- Para haver recarga é necessário que o volume médio mensal de chuva durante o ano hidrológico seja superior à 100 mm.
- Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  para as águas das chuvas variaram de -13,9 a -0,3‰ e de -100 a 11‰ respectivamente, sendo os valores mais negativos referentes aos meses com maior volume de chuva. A reta meteórica de Urânia para este período monitorado pode ser expressa pela seguinte equação:
$$\delta\text{D} = 8,5 \delta^{18}\text{O} + 17 (\text{‰ VSMOW})$$
- Devido à grande variação da assinatura isotópica da água de chuva em diferentes anos, seria mais adequado o monitoramento de vários anos para a obtenção de valores representativos da média ponderada que realmente representa a assinatura da recarga potencial, ao invés do 1,5 ano adotado nesse estudo. Isto minimizaria o impacto de razões isotópicas anômalas nos resultados.

- A origem principal da recarga do Aquífero Bauru em Urânia é a água da chuva. As contribuições de outras fontes, como fugas da rede de água e esgoto, podem também ocorrer em algumas áreas. A presença de nitrato, sobretudo em poços cacimba, atesta a influência de fugas de saneamento *in situ* e/ou fuga da rede de esgoto nessa recarga. Em termos de quantidade, porém, este valor é significativamente menor do que o da chuva direta.
- Os resultados das razões isotópicas de chumbo não se encaixam com o modelo conceitual e, portanto, seu uso no estudo de origem de recarga fica restrito.
- As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são controladas pela profundidade dos poços. Quanto mais profundo o poço, menos radiogênica é a água, e maior é a concentração de estrôncio. Foi possível distinguir três grupos de águas: águas rasas, captadas estritamente por poços cacimbas; intermediárias, captadas por poços cacimbas e tubulares; e profundas, captadas poços tubulares e profundos da SABESP. A razão isotópica encontrada na água da SABESP e no esgoto encaixa-se neste último grupo. Em seção, observou-se que as razões em água variam em profundidade como se fossem camadas. Sabe-se que a razão encontrada em água é proveniente da razão dos minerais que estão sendo dissolvidos pela água subterrânea. Próximo à superfície, devido à maior ação do intemperismo, restam minerais mais estáveis e, em profundidade, com ação menor, estão presentes tanto minerais estáveis como menos estáveis, que serão os primeiros a serem dissolvidos. Portanto, as maiores razões nas profundidades mais rasas podem ser provenientes dos minerais mais estáveis, enquanto que as menores razões dos minerais menos estáveis.
- Os isótopos de estrôncio foram usados para determinar a contribuição de água rasa ou profunda em um poço tubular. Em Urânia a maioria dos poços tubulares captam cerca de 8% de água de profundidades rasas, porém alguns chegam a ter contribuição de até 49%, mostrando que estes estão muito vulneráveis à contaminação. Portanto, os isótopos de estrôncio são uma boa ferramenta para a gestão de águas subterrâneas, pois permitem identificar de qual nível hidroestratigráfico a água é proveniente, identificando maior ou menor vulnerabilidade à contaminação.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aberg, G., Jacks, G., e Hamilton, J. 1989. Weathering rates and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios: an isotopic approach. *Journal of Hydrology*, 109:65-78.
- Almodovar, M.L.N. 2000. A origem natural da poluição por cromo no Aquífero Adamantina, município de Urânia (SP). São Paulo, 199p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Almodovar, M.L.N. 1995. Estudo da anomalia de cromo nas águas subterrâneas da região nordeste do estado de São Paulo. São Paulo, 101 p. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Araújo LM, França AB, Potter PE. 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA, *Hydrogeology Journal* 7:317-336.
- Bain, D.C., Bacon, J.R. 1994. Strontium isotopes as indicators of mineral weathering in catchments. *Catena*. (22) 201-214.
- Banner, J. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*. (65) 141-194.
- Barrett, M.H., Hiscock, K.M., Pedley, S., Lerner, D.N., Tellam, J.H., French, M.J. 1999. Marker species for identifying urban groundwater recharge sources: a review and case study in Nottingham, UK. *Wat. Res.* 33(14):3083-3097.
- Beekman, H.E e Xu, Y. 2003. Review of Groundwater Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Southern África. In: Xu, Y e Beekman, H.E. *Groundwater Recharge Estimation in Southern África*. UNESCO Paris. 206 p.
- Bertolo, R.A. 2009. Complementação da investigação hidrogeoquímica do cromo no aquífero Adamantina em Urânia – SP. Relatório Científico Final FAPESP.
- Bertolo, R.A.; Hirata, R.; Sracek, O. 2006. Geochemistry and geochemical modeling of unsaturated zone in tropical region in Urania, Sao Paulo, Brazil.
- Bertolo, R.A. 2001. Hidrodinâmica e hidrogeoquímica da zona não saturada do Aquífero Adamantina em Urânia – SP. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 218 p.
- Bourotte, C., Bertolo, R., Almodovar, M. e Hirata, R. 2009. Natural occurrence of hexavalent chromium in a sedimentary aquifer in the State of São Paulo, Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*. 81 (2): 227-242.
- Brass, G.W. 1975. The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (39):1647-1653.
- Buchrieser, D. 2006. Extração seqüencial de Cr, Fe e Mn em sedimentos da Formação Adamantina, Grupo Bauru (Cretáceo Superior). (Monografia de Trabalho de Formatura), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 46 p.
- Cagnon, F.A. 2003. Origem e hidrogeoquímica do nitrato nas águas subterrâneas do Aquífero Adamantina em Urânia, SP. São Paulo, 148p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Camargo, A.P. 1962. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, v.21, p.163-203, 1962.
- Capo, R.C., Stewart, B.W., Chadwick, O.A. 1998. Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: theory and methods. *Geoderma*. (82)197-225.
- CETESB. (2007). Relatório de qualidade de águas subterrâneas no Estado de São Paulo - 2004/2006. 199 p.

- Chiessi, C.M. 2001. Estudo hidrogeoquímico da zona não saturada do aquífero Adamantina em Urânia (SP). Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 87 p.
- Chisala, B.N., Lerner, D.N. 2008. Distribution of sewer exfiltration to urban groundwater. *Water Management* 161 Issue WM6.
- Clark, I. & Fritz, P. 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers. Boca Raton. pp. 328.
- Craig, H. 1961. Isotopic variation in meteoric waters. *Science*. 133:1702.
- Crosbie, R.S., Binning, P., Kalma, J.D. 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *WATER RESOURCES RESEARCH*, VOL. 41, W01008, doi:10.1029/2004WR003077.
- Dash, E.J. 1969. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (33):1521-1552.
- Departamento de Águas e Energia Elétrica. 1974. Estudo de Águas Subterrâneas – Região Administrativa 6 - Ribeirão Preto, DAEE, São Paulo, 2V.
- Departamento de Águas e Energia Elétrica. 2005. Plano estadual de recursos hídricos 2004-2007. Estado de São Paulo.
- de Vries, J.J. e Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10:5-17.
- Dias, J.P.R.V. 2005. Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio da precipitação e sua relação com as águas subterrâneas na cidade de São Paulo. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 98p.
- El Bakri, A.; Tantawi, A.; Blavoux, B.; Dray, M. 1992. Sources of water recharge identified by isotopes in El Minya Governate (Nile Valley, Middle Egypt). In: *Isotope Techniques in water resource development 1991*, IAEA Symposium 319, March 1991, Vienna: 643-645.
- Fernandes, L.A., 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Mapa Litoestratigráfico da Parte Oriental da Bacia Bauru 1:1.000.000. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 2000. Revisão Estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):717-728.
- Fernandes, L.A., 2004. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. Bol. Parana. Geocienc. 55, 53–66. 1 map (CD rom)
- Fodor, R.V., Corwin, C., Sial, A.N. 1985. Crustal signatures in Serra Geral flood-basalt province, southern Brazil: O- and Sr-isotope evidence. *Geology*. (13):763-765.
- Foster, S., Morris, B.; Chilton, J. 1999. Groundwater in urban development – a review of linkages and concerns. In: Ellis J.B. (ed) *Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality*. IAHS Publ. 259:3-12.
- Foster, S., Lawrence, A., Morris, B. 1998. *Groundwater in Urban Development - Assessing Management Needs and Formulating Policy Strategies*. World Bank Technical Paper. 74 p.
- Freeze, R.A. e Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall. 617 p.
- Gilg, H.A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I., Strieder, A.J. 2003. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*. (38):1009-1025.
- Goldich, S.S. 1938. A study in rock weathering. *J. Geology*, 46: 17-58.
- Gutierrez, AS. 2003. Modelo hidrogeoquímico do Aquífero Adamantina em Urânia – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

- Haase, D. 2009. Effects of urbanisation on the water balance – A long-term trajectory. *Environmental Impact Assessment Review* 29:211–219.
- Healey, R.W, Cook, P.G. 2002. Using ground-water levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*. 10(1): 91-109.
- Heppner, C.S., Nimmo, J.R., Folmar, G.J., Gburek, W.J., Risser, D.W. 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal* 15: 915–927.
- Hirata, R.; Bastos, C.; Rocha, G. 1997. Mapeamento da vulnerabilidade das águas subterrâneas no Estado de São Paulo.. 1. ed. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. v. 2. 95 p.
- Hirata, R.; Cagnon, F. A. 2004. Source of nitrate in the groundwater of Adamantina aquifer in Urânia, SP - Brazil. In: XXXIII IAH Congress / VII ALHSUD, 2004, Zacatecas City.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Contagem da População 2007. In: <http://www.ibge.gov.br>. Acessado em julho 2009.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. (1981) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Nota explicativa, Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais – Pró Minério e Companhia de Promoção de Pesquisa Científica e Tecnológica do Estado de São Paulo – Promocet, São Paulo, 126p.
- Iriarte, S.; Aravena, R.; Rudolph, D. 2006. The use of multiple isotope tracers to evaluate the impact of urban recharge in an alluvial aquifer located underneath the city of Santiago, Chile. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 10264.
- Karim, A. e Veizer, J. 2000. Weathering processes in the Indus River Basin: implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. *Chemical Geology*. (170):153-177.
- Komarrek, M., Ettler, V., Chrastny, V., Mihaljevic, M. 2008. Lead isotopes in environmental sciences: A review. *Environmental International*. (34) 562-577.
- Lerner, D.N. 1990. Groundwater recharge in urban areas. *Atmos Environ* 24B(1):29-33.
- Lerner, D.N. 1997. Groundwater recharge. In: Saether, O.M.; de Carit, P. (eds.). *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. A. A. Bulkma, Rotterdam. p. 109-150.
- Lerner, D.N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal* 10:143-152.
- Lerner, D.; Issar, A.; Simmers, I., 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. *International Association of Hydrogeologists*. Vol. 8. Heise. Hannover, 345p.
- Lima, P.L. 2002. Hidrogeologia urbana : um estudo da recarga em um aquífero livre e raso. (Monografia de Trabalho de Formatura), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 53 p.
- Marcolan, L.N.O. 2009. Investigação hidrogeoquímica do cromo no aquífero Adamantina no município de Urânia – SP. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Marcolan, L.N.O., 2006. Caracterização Química e Mineralógica dos Sedimentos da Formação Adamantina em Urânia – SP. (Monografia de Trabalho de Formatura), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 56 p.
- Martins, V., Babinski, M., Ruiz, I., Sato, K., Souza, S., Hirata, R. 2008. Analytical procedures for determining Pb and Sr isotopic compositions in water samples by ID-TIMS. *Química Nova*. (31) 7:1836-1842.
- Martins, V.T.S. 2008. Aplicação de isótopos de Pb, Sr, H e O como traçadores da recarga e da contaminação de aquíferos metropolitanos: um exemplo da Bacia do Alto Tietê : um exemplo da Bacia do Alto Tietê. 220 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Maziero, T.A.; Wendland, E. 2008. Variabilidade espacial da recarga em área urbana. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 13, p. 35-46.
- Mould, D.J. 2007. High temporal resolution monitoring in a wet grassland (Oxfordshire, UK) for estimation of evaporative loss. Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW Land Reclamation No 38, 2007: 127–137.
- Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., and Plummer, L.N., 1980. Phreeqc - A computer program for geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 80-96, p. 195. (Revised and reprinted August, 1990.)
- Pereira, A.R. 2005. Simplificando o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather. Bragantia, 64(2):311-313.
- Perrotta, M.M.; Salvador, E.D.; Lopes, R.C.; D'Agostino, L.Z.; Peruffo, N.; Gomes, S.D.; Sachs, L.L.B.; Meira, V.T.; Garcia, M.G.M.; Lacerda Filho, J.V. 2005. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil - PGB, CPRM, São Paulo.
- Piccirillo E.M. & Melfi A.J. (eds.) 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geo-physical Aspects. São Paulo, IAG-USP, 600p.
- Rocha, G., Bertachini, A., Campos, H., Caixeta, J., 1982. Tentativa de zoneamento das características hidráulicas e hidrogeoquímicas do Aquífero Bauru. In: ENCONTRO DE GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA. Publicação Especial ABAS/SBG, São Paulo. 1v. p. 37-46.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. e Gonfiantini, R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Climate Change in Continental Isotopic Records, ed. by P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. McKenzie & S. Savin, 1-37. Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union.
- Ruedi, J., Cronin, A.A., Morris, B.L. 2009. Estimation of sewer leakage to urban groundwater using depth-specific hydrochemistry. Water and Environment Journal 23:134–144.
- SABESP. 2009. Relatório interno.
- Scanlon, B.R.; Healy, R.W.; Cook, P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal. 10: 18-39.
- Scherer, C.M.S., 1998. *Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 202p.
- Schilling, KE. 2009. Investigating local variation in groundwater recharge along a topographic gradient, Walnut Creek, Iowa, USA. Hydrogeology Journal 17: 397–407.
- Seiler & Alvarado-Rivas, J. 1999. Recharge and discharge of Caracas aquifer, Venezuela. In: Chilton J (ed) Groundwater in the urban environment – selected city profiles. AA Balkema. Rotterdam, pp 233 – 238.
- Silva, D.R.A., Mizusaki, A.M.P., Anjos, S.M.C., Koester, E., Borba, A.W. 2006. Provenance of fine-grained sedimentary rocks derived from Rb-Sr and Sm-Nd analyses: The example of the Santa Maria Formation (Triassic, Parana Basin, southern Brazil). Latin American Journal of Sedimentology and Basin analysis. 13(2):135-149.
- Silva RBG. 1983. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo, Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 133 p.
- Sracek, O & Hirata, R. 2002. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. Hydrogeology Journal. Vol. 10 n.6. 643-655.
- Taylor, C.B., Wilson, D.D., Brown, L.J., Stewart, M.K., Burden, R.J., Brailsford, G.W. 1989. Sources and flow of North Canterbury Plains groundwater. J Hydrol 106:311-340
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1955. The water balance. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology - Laboratory of Climatology. 104p. (Publications in Climatology, vol. VIII, n.1)

- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, New York, 38(1):55-94.
- Varnier, CL. 2007. Avaliação da contaminação de uma fossa negra desativada na zona não-saturada do aquífero Adamantina em Urânia (SP). São Paulo, 2007. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Vázquez-Suñé, E., Sánchez-Vila, X., Carrera, J. 2005. Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to Barcelona, Spain. *Hydrogeology Journal* 13:522–533.
- Viviani-Lima, J.B. 2007. Estimativa de recarga em áreas urbanizadas: estudo de caso na Bacia do Alto Tietê. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 p.
- Viviani-Lima J.B.; Hirata, R; Aravena, R. 2007. Estimation of groundwater recharge in the Metropolitan Region of São Paulo, SP, Brasil. In: IAH International Congress, 2007, Lisboa. Proceedings of IAH International Congress. Lisboa : International Association of Hydrogeologists.
- Wahnfried, I., Hirata, R. 2005. Comparação de métodos de estimativa de recarga de aquíferos em uma planície aluvionar na Bacia hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 10, n. 2, p. 15-25.
- Yang Y., Lerner D.N., Barrett M.H., Tellam, J.M. 1999. Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. *Environ Geol* 38(3):183-198.

## **ANEXO I – RESULTADOS ANALÍTICOS**



SETEMBRO 2007

Amostra	Data	Temp	pH	Eh	CE	OD	Br	Cl	CO3	F	HCO3	NO2	NO3	PO4	SO4	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	NH4	Ni	SiO2	Sr	Zn	Erro
		°C		mV	uS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
PC-05	9-set-07	26,9	5,5	458	363	5,6	0,05	32	0	0,02	7,23	<0.02	122	<0.05	0,31	0,01	0,417	22	<0.002	<0.001	0,004	4,6	9,5	0,03	25	<0.02	0,03	25	0,25	0,02	1,7
PC-06	10-set-07	27,7	5,7	444	292	5,2	0,03	18	0	0,02	15,78	<0.02	96	<0.05	0,45	<0.01	0,366	26	0,004	0,075	0,012	11	7,8	0,01	6,8	<0.13	0,003	49	0,188	0,18	4,44
PC-10	8-set-07	27	5,85	458	135,1	4,6	0,46	10	0	0,04	14,46	<0.02	46	0,05	0,21	<0.01	0,064	5,6	<0.002	<0.001	<0.002	4,6	1	0,02	16	<0.03	0,001	27	0,065	0,01	-3,8
PC-36	7-set-07	28,1	4,47	526	408	5	0,04	42	0	0,05	0	<0.02	126	<0.05	0,05	0,23	0,546	18	<0.002	0,007	0,01	5,9	8,1	0,41	38	<0.04	0,026	25	0,15	0,03	3,05
PC-40	7-set-07	26,9	5,9	460	1645	3,1	0,16	252	0	0,24	23,01	<0.02	422	<0.05	1,9	0,24	2,547	61	<0.002	<0.001	0,011	12	33	0,45	209	<0.05	0,106	24	0,566	0,05	3,08
PC-45	5-set-07	26,1	6,57	421	589	3,2	0,09	65	0	0,08	55,23	<0.02	149	<0.05	1,1	<0.01	0,658	40	<0.002	<0.001	<0.002	14	11	0,02	51	<0.06	0,03	40	0,397	0,01	3,11
PC-50	10-set-07	27,8	4,97	478	244	4	0,02	26	0	<0.02	0	<0.02	73	<0.05	0,22	0,01	0,235	7,9	<0.002	<0.001	0,02	6,4	5,3	0,1	25	<0.08	0,011	29	0,067	0,01	4,45
PC-51	11-set-07	26,5	4,69	496	222	3,9	0,03	8,2	0	0,02	0	<0.02	93	<0.05	<0.05	0,03	0,623	7,2	<0.002	0,002	0,059	7	13	0,06	5,8	<0.07	0,021	37	0,126	0,04	4,12
PM-1	6-set-07	26,2	7,465	373	413	0,8	<2	8,2	0,35	0,28	201,36	<2	40	<5	0,27	<0.01	0,419	44	0,009	<0.001	<1	6,4	21	<1	8,4	<2	<0.001	65,6	0,548	0,01	2,54
PM-2	11-set-07	26,9	9,172	341	196	3,3	<2	1,2	0,73	0,32	117,97	<2	0,23	0,24	1,7	0,05	0,017	1,9	0,139	<0.001	0,003	3,6	0,2	<0.001	45	<2	<1	17,5	0,088	0,01	5,44
PM-3A	10-set-07	27,6	6,366	404	164,4	4,1	<2	3,1	0,04	0,14	78,54	<2	11	0,12	0,37	<0.001	0,208	15	0,017	<0.001	0,009	4	5,8	0,004	8,1	<2	<0.001	44,7	0,113	0,01	5,92
PM-3B	8-set-07	28,2	7,677	397	264	2,5	<0.02	0,38	0,46	0,18	163,82	<2	0,02	0,15	0,13	0,01	0,155	26	0,089	<0.001	0,006	4,6	15	0,006	7,6	<0.02	<0.001	0,99	0,72	0,01	4,82
PM-3C	6-set-07	28,9	10,71	222	339	0,9	<0.02	3,8	40	0,43	24,3	0,02	0,23	<0.05	13	1,43	0,043	15	0,022	<0.001	<1	10	0,1	<1	25	<0.02	<0.001	19,3	0,882	0,01	4,06
PP-02	12-set-07	25,5	7,37	400	307	6,6	<0.02	9,9	0	0,31	107,54	<0.02	48	0,1	<0.05	<0.01	0,34	34	0,017	<0.001	<0.002	5,7	12	<0.01	7,5	<0.09	0,001	52	0,635	0,05	5,78
PP-03	12-set-07	25,7	7,34	419	295	6,3	<0.02	5,6	0	0,33	116,07	<0.02	43	0,12	<0.05	<0.01	0,3	35	0,018	<0.001	<0.002	5,1	11	<0.01	5,4	<0.1	<0.001	56	0,855	0,01	4,69
PP-04	12-set-07	25	8,57	371	164,7	6,2	<0.02	0,73	0	0,24	99	<0.02	0,58	0,18	<0.05	<0.01	0,024	8,6	0,083	<0.001	<0.002	1,4	2,8	<0.01	27	<0.11	<0.001	38	0,2	0,01	6,02
PP-05	12-set-07	28,2	8,72	396	158,6	4,2	<0.02	1,2	0,36	0,26	95,59	<0.02	0,11	0,17	<0.05	0,01	0,011	5,1	0,097	<0.001	<0.002	0,8	1	<0.01	34	<0.12	<0.001	24	0,138	0,01	6,24
PT-03	12-set-07	27,2	6	442	312	5,4	0,03	24	0	0,08	29,59	<0.02	95	<0.05	<0.05	<0.01	0,57	21	0,004	<0.001	<0.002	10	13	0,03	10	<0.14	0,018	35	0,267	0,04	2,42
PT-06	12-set-07	27,3	7,54	390	399	6	<0.02	10	0	0,35	177,52	<0.02	44	0,05	<0.05	<0.01	0,405	48	0,015	<0.001	<0.002	6	19	<0.01	6,7	<0.15	<0.001	68	0,74	<0.01	6,17
PT-14	12-set-07	27,9	7,18	421	331	5,2	<0.02	6	0	0,11	158,75	<0.02	27	0,28	0,28	<0.01	0,291	46	0,031	<0.001	<0.002	4,4	13	<0.01	3,1	<0.16	0,001	88	0,348	<0.01	5,97
PT-15	12-set-07	27,9	5,8	452	140,9	5,6	0,03	12	0	0,08	12,49	<0.02	39	0,35	1	<0.01	0,102	7,5	0,015	<0.001	<0.002	5,1	5,3	<0.01	8,7	<0.22	0,001	56	0,038	0,01	5,03
PT-18	11-set-07	27,7	7,57	176	312	5,5	<0.02	4,6	0	0,23	158,75	<0.02	22	0,21	0,05	<0.01	0,306	41	0,02	<0.001	<0.002	5,3	14	<0.01	2,8	<0.17	<0.001	81	0,43	0,01	5,71
PT-34	11-set-07	29,2	7,7	395	345	6,2	0,02	0,46	0	0,7	226,82	<0.02	1,6	0,11	<0.05	<0.01	0,286	38	0,069	<0.001	<0.002	5,4	18	<0.01	10	<0.18	<0.001	77	0,4	<0.01	2,33
PT-36	11-set-07	26,1	6,62	421	118,7	6,1	<0.02	0,37	0	0,13	55,88	<0.02	1,36	0,13	<0.05	<0.001	0,113	8,3	0,031	<0.001	0,008	3,3	4	<0.01	5,5	<0.19	<0.001	38	0,07	0,01	6,06
PT-37	11-set-07	27	6,7	431	324	5,1	<0.02	9,2	0	0,17	111,44	<0.02	40	0,17	0,7	<0.001	0,328	34	0,005	<0.001	<0.002	5,5	13	<0.01	5,4	<0.2	<0.001	47	0,419	0,01	6,91
PT-38	12-set-07	28,4	7,18	451	370	4,6	<0.02	5,2	0	0,14	184,35	<0.02	30	0,2	<0.05	<0.01	0,328	46	0,017	<0.001	<0.002	5	17	<0.01	3	<0.21	<0.001	84	0,49	0,01	4,14
Sabesp	12-set-07	29,4	8,22	833	336	6,1	<0.02	15	0	0,79	151,92	<0.02	11	0,15	15	0,02	0,08	10	0,007	<0.001	<0.002	2,2	2,9	<0.01	66	<0.23	<0.001	41	0,131	0,01	3,31

SETEMBRO 2008

Amostra	Data	Temp.	pH	Eh	EC	OD	Cl	CO3	F	HCO3	NO2	NO3	PO4	SO4	Al	Ba	Ca	Cr	Fe	K	Mg	Mn	Na	NH4	SiO2	Sr	Erro
		°C		mV	uS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Esgoto	25-set-08	27,4	7,22		948	-	63	0	3,5	324,32	<0,01	<0,01	16	56	0,03	0,042	14	<0,001	0,15	22	6,4	0,037	141	40	40	0,15	6,3
PC-05	20-set-08	26,6	5,68	487	178,3	-	11	0	<0,003	5,74	<0,01	64	<0,01	0,036	0,09	0,12	9,8	<0,001	0,08	2,1	3,4	0,009	19	<0,02	23	0,099	7,3
PC-06	19-set-08	25	5,77	482	308	-	19	0	<0,003	11,81	<0,01	105	<0,01	0,11	<0,001	0,36	30	0,002	0,003	8,9	8,6	0,006	6,2	<0,02	42	0,19	5,6
PC-10	18-set-08	25,8	5,62	564	110,9	-	7	0	0,017	9,89	<0,01	33	<0,01	0,12	0,007	0,049	4,4	0,002	0,008	3,7	0,9	0,019	14	0,16	23	0,047	6,0
PC-36	18-set-08	26,4	4,41	569	442	-	48	0	0,036	0	<0,01	149	<0,01	<0,02	0,24	0,5	20	0,002	0,003	5,5	8,8	0,42	51	<0,02	21	0,14	4,8
PC-40	18-set-08	25,6	5,94	540	720	-	111	0	0,088	15	<0,01	177	<0,01	0,088	0,038	0,9	27	<0,001	<0,001	5,3	14	0,2	99	<0,02	19	0,23	5,6
PC-45	18-set-08	26,6	6,17	466	640	-	72	0	0,064	37,55	<0,01	186	<0,01	0,5	<0,001	0,8	45	<0,001	<0,001	13	16	0,041	58	<0,02		0,4	6,5
PC-50	19-set-08	27,5	5,19	507	253	-	25	0	<0,003	0,64	<0,01	79	<0,01	0,026	0,005	0,2	8,7	<0,001	0,002	5,4	5,6	0,095	27	<0,02	25	0,065	5,4
PC-51	18-set-08	24,4	4,8	666	209	-	9,8	0	0,017	0	<0,01	84	<0,01	0,028	0,013	0,5	7,5	0,002	0,006	5,2	13	0,052	5	<0,02	32	0,12	5,1
PM-1	25-set-08	28,7	7,68	430	408	1,8	9,3	0	0,26	183,12	0,076	43	0,011	1,2	<0,001	0,35	43	0,007	<0,001	14	19	0,002	14	-	54	0,6	8,0
PM-2-6h	22-set-08	25,1	9,54	195	206	1,4	0,81	11,9	0,33	93,5	0,019	0,58	0,061	0,53	0,079	<0,002	2,4	0,12	<0,001	4,3	0,059	<0,001	46	-	16	0,11	6,1
PM-3A-4h	23-set-08	27,1	6,48	434	135,8	2,4	2,1	0	0,12	66,36	<0,01	8,5	0,097	0,093	<0,001	0,16	15	0,014	<0,001	2,7	4,9	0,002	6,3	-	40	0,1	7,3
PM-3B-4h	23-set-08	28,6	7,81	420	261	1,2	0,47	0	0,22	163,82	<0,01	0,06	<0,01	0,22	<0,001	0,13	28	0,055	0,006	3,2	15	0,014	11	-	56	0,8	8,4
PM-3C-11h	24-set-08	27,3	10,96	222	374	0,7	4,2	50,59	0,4	19,8	0,086	0,22	<0,01	12	1,4	0,032	29	0,036	<0,001	7,3	<0,002	<0,001	21	-	19	0,95	6,3
PP-02	19-set-08	26,2	7,7	436	233	-	5,3	0	0,27	116,07	<0,01	28	0,17	<0,02	<0,001	0,16	27	0,044	<0,001	3	7	<0,001	15	<0,02	37	0,47	2,8
PP-03	19-set-08	26,5	7,57	428	367	-	4,9	0	0,27	121,19	<0,01	47	0,12	<0,02	<0,001	0,25	42	0,018	<0,001	3,9	13	<0,001	4,7	<0,02	46	1,1	9,4
PP-04	19-set-08	25,9	7,98	420	247	-	1,9	0,03	0,073	134,85	<0,01	8,5	<0,01	<0,02	<0,001	0,066	30	0,029	<0,001	2	12	0,002	11	<0,02	45	0,49	11,5
PP-05	19-set-08	25,8	8,78	392	154,7	-	1,1	0,36	0,23	95,59	<0,01	0,085	0,16	<0,02	0,003	0,002	5,8	0,1	<0,001	0,6	0,93	<0,001	33	<0,02	20	0,14	5,7
PT-06	19-set-08	26,9	7,52	451	414	-	14	0	0,28	167,28	<0,01	60	<0,01	<0,02	<0,001	0,39	54	0,012	<0,001	4,7	20	<0,001	5,9	<0,02	56	0,84	7,0
PT-14	19-set-08	27,3	5,31	435	260	-	28	0	<0,003	5,96	<0,01	78	<0,01	0,82	<0,001	0,3	23	0,006	0,04	3,2	8,9	0,04	12	0,02	24	0,2	7,1
PT-15	24-set-08	27,9	6,18	491	117	-	7,8	0	0,061	11,49	<0,01	32	0,22	0,68	<0,001	0,075	7,6	0,018	<0,001	3,4	4,4	0,002	6,4	<0,02	43	0,034	7,9
PT-18	19-set-08	26,5	7,44	505	323	-	4,2	0	0,2	160,45	<0,01	23	0,17	<0,02	<0,001	0,28	46	0,018	<0,001	4	15	<0,001	2,3	<0,02	66	0,47	8,9
PT-34	18-set-08	27,7	7,85	475	335	-	0,4	0	0,66	211,66	<0,01	1,7	0,11	<0,02	<0,001	0,26	43	0,069	<0,001	4,1	19	<0,001	9,2	<0,02	63	0,42	8,8
PT-36	18-set-08	25,7	7,19	519	158	-	0,3	0	0,17	93,88	<0,01	1	0,12	<0,02	<0,001	0,23	19	0,033	<0,001	3,6	7,9	<0,001	4,3	<0,02	36	0,11	8,9
PT-37	19-set-08	27,2	6,74	457	304	-	13	0	0,15	104,12	<0,01	51	0,13	0,061	<0,001	0,33	40	0,003	<0,001	4,4	14	14	4,9	<0,02	39	0,46	15,8
PT-38	20-set-08	26,4	7,26	440	367	-	5	0	0,12	180,94	<0,01	31	0,23	<0,02	<0,001	0,29	54	0,018	<0,001	3,7	18	<0,001	2,3	<0,02	66	0,5	9,6
Sabesp	18-set-08	27,6	8,37	778	327	-	14	0,11	0,78	150,21	<0,01	10	0,1	15	0,009	0,06	11	0,007	<0,001	1,8	2,9	<0,001	68	<0,02	33	0,15	5,8

MARÇO 2009

Amostra	Data	Temp	pH	Eh	EC	DO	Cl	CO3	F	HCO3	NO2	NO3	PO4	SO4	Al	Ba	Ca	Cr	Fe	K	Mg	Mn	Na	NH4	SiO2	Sr	Erro
		°C		mV	uS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Esgoto	24.03.09	29,6	7,052	33	875	0,2	64	0	0,99	293,6	<0,01	<0,01	7,4	32	0,01	0,037	10	0,004	0,11	21	3,9	0,023	117	<0,02	35	0,11	-8,0
PC-05	22.03.09	26,7	5,548	590	133,6	2,2	9	0	0,007	6,77	<0,01	43	<0,01	0,04	<0,001	0,097	6,9	0,003	0,008	1,8	2,1	0,007	10	<0,02	22	0,078	-2,8
PC-06	22.03.09	26,6	5,513	509	314	1,9	22	0	0,007	8,47	<0,01	109	0,18	0,04	<0,001	0,373	25	0,003	0,023	6,8	6,76	0,011	5,7	<0,02	40	0,191	-6,0
PC-10	21.03.09	27	5,349	601	106,5	1,5	7,1	0	0,01	4,57	<0,01	33	<0,01	0,03	0,007	0,055	3,2	<0,001	0,012	3,9	0,718	0,019	12	<0,02	23	0,036	2,2
PC-40	21.03.09	27,1	6,168	497	619	1,3	85	0	0,05	30,65	<0,01	134	<0,01	0,11	<0,001	0,762	28	<0,001	<0,001	4,9	8,3	0,102	68	<0,02	20	0,201	1,1
PC-45	21.03.09	27,1	6,183	498	556	1,4	50	0	0,04	40,97	<0,01	157	<0,01	0,31	<0,001	0,699	34	<0,001	<0,001	14	9,4	0,016	35	<0,02	36	0,348	-2,8
PC-50	21.03.09	27,6	5,015	529	250	1,8	26	0	0,01	0	<0,01	76	<0,01	0,09	0,009	0,207	7,1	<0,001	0,006	6,2	4,5	0,086	24	<0,02	24	0,061	-0,6
PC-51	21.03.09	26,2	4,746	554	192,5	1,8	16	0	0,01	0	<0,01	66	<0,01	0,07	0,006	0,417	5,4	<0,001	0,02	5,2	7,6	0,039	4,3	<0,02	31	0,097	-10,6
PP-02	23.03.09	26,7	7,33	491	317	2,4	11	0	0,24	116,07	<0,01	53	0,11	<0,02	<0,001	0,29	29	0,015	<0,001	48	8,8	<0,001	7	<0,02	41	0,67	9,4
PP-03	23.03.09	26,7	7,493	485	307	2,4	4,7	0	0,18	112,66	<0,01	47	0,11	<0,02	<0,001	0,24	30	0,015	<0,001	4,2	8,2	<0,001	4,2	<0,02	44	0,94	-5,0
PP-04	23.03.09	25,9	8,482	456	159,5	2,5	0,8	0,21	0,14	102,42	<0,01	0,43	0,14	0,02	<0,001	0,017	7,6	0,076	<0,001	1,1	2,1	<0,001	24	<0,02	28	0,18	-2,8
PP-05	23.03.09	26	8,605	406	156,1	2,1	0,16	0,2	0,15	95,59	<0,01	1,2	0,16	<0,02	<0,001	0,008	4,9	0,091	<0,001	0,66	0,79	<0,001	28	<0,02	19	0,13	-1,8
PT-06	23.03.09	26,2	7,386	455	428	2,3	16	0	0,28	163,87	<0,01	79	<0,01	<0,02	<0,001	0,375	40	0,008	0,008	5,2	13	<0,001	5,6	<0,02	52	0,075	-12,4
PT-14	24.03.09	26,7	7,165	465	342	2,1	6,9	0	0,06	170,7	<0,01	29	0,29	<0,02	<0,001	0,27	38	0,032	<0,001	3,5	9,3	<0,001	2,2	<0,02	72	0,33	-9,7
PT-15	23.03.09	27	5,965	585	111,2	2,2	7,2	0	0,04	15,24	<0,01	25	<0,01	0,23	<0,001	0,068	5,4	0,018	<0,001	3,2	3,2	<0,001	5	<0,02	40	0,027	-1,6
PT-18	23.03.09	26,9	7,461	504	320	2,1	6,4	0	0,09	157,04	<0,01	21	<0,01	0,81	<0,001	0,271	34	0,017	<0,001	4,3	9,9	<0,001	2,1	<0,02	64	0,435	-6,6
PT-34	23.03.09	25,3	7,845	491	332	2,5	0,88	0	0,63	208,25	<0,01	2	0,1	<0,02	<0,001	0,249	32	0,061	<0,001	4,5	12	<0,001	8,3	<0,02	61	0,397	-6,5
PT-37	23.03.09	27	6,85	557	371	2	14	0	0,13	112,66	<0,01	54	0,19	0,04	<0,001	0,32	30	0,003	0,003	4,8	9,2	<0,001	4,5	<0,02	36	0,42	-9,4
PT-38	21.03.09	26,1	7,206	468	364	2,3	5,6	0	0,09	180,94	<0,01	31	0,18	0,01	<0,001	0,287	39	0,017	0,002	4	11	<0,001	2,2	<0,02	63	0,465	-8,5
Poço 1	24.03.09	49,5	8,967	308	393	1,6	19	0,96	0,7	160,45	<0,01	0,06	<0,01	17	0,028	<0,002	1,2	<0,001	<0,001	1,1	0,01	<0,001	87	<0,02	28	<0,028	3,9
Poço 2	24.03.09	43,8	9,155	305	337	1,8	10	0,56	0,69	157,04	<0,01	<0,01	<0,01	9,2	0,036	<0,002	1,1	<0,001	<0,001	0,69	0,006	<0,001	73	<0,02	29	0,025	2,4
Sabesp	21.03.09	28,5	8,184	798	330	2,3	13	0,05	0,63	177,52	<0,01	10	<0,01	11	0,015	0,063	8,9	0,005	0,002	2	2,2	<0,001	59	<0,02	32	0,12	-6,5

## **ANEXO II – MATRIZ DE CORRELAÇÃO DE PERSON**

		Temp	pH	Eh	CE	OD	Cl	CO3	F	HCO3	NO2	NO3	PO4	SO4	Al	Ba	Ca	Cr	Fe	K	Mg	Mn	Na	NH4	Si	Sr
Temp	°C	1,00	0,26	-0,21	0,07	-0,16	-0,01	-0,08	0,23	0,19	-0,02	-0,17	-0,02	0,31	0,03	-0,16	-0,22	-0,13	0,00	-0,08	-0,21	-0,01	0,29	-0,02	-0,06	-0,11
pH			1,00	<b>-0,42</b>	-0,01	-0,20	-0,29	<b>0,58</b>	0,33	<b>0,52</b>	0,12	<b>-0,52</b>	0,05	0,26	<b>0,40</b>	-0,38	0,09	<b>0,56</b>	0,25	-0,07	-0,15	0,08	0,08	0,08	0,08	<b>0,40</b>
Eh	mV			1,00	-0,13	0,12	0,04	<b>-0,50</b>	-0,19	-0,20	-0,15	0,19	-0,20	-0,20	-0,33	0,11	-0,11	-0,34	-0,22	-0,15	0,00	-0,09	-0,06	-0,18	-0,07	-0,27
CE	uS/cm				1,00	-0,16	<b>0,88</b>	0,31	0,37	0,24	-0,08	<b>0,67</b>	0,28	<b>0,41</b>	0,10	<b>0,75</b>	<b>0,49</b>	-0,26	0,04	<b>0,41</b>	<b>0,54</b>	0,03	<b>0,79</b>	0,27	0,02	0,23
OD	mg/l					1,00	-0,09	<b>-0,56</b>	-0,07	-0,11	-0,08	0,04	-0,24	-0,29	-0,21	0,06	0,12	0,02	-0,26	-0,14	0,20	-0,24	-0,20	0,01	0,34	-0,04
Cl	mg/l						1,00	-0,18	0,10	-0,17	-0,11	<b>0,86</b>	0,09	0,18	0,03	<b>0,86</b>	0,26	-0,29	-0,06	0,29	0,39	-0,02	<b>0,80</b>	0,09	-0,24	-0,02
CO3	mg/l							1,00	0,16	<b>-0,41</b>	-0,19	-0,22	-0,09	0,44	<b>0,97</b>	-0,21	0,25	-0,05	0,36	<b>0,60</b>	-0,30	0,35	-0,13	-0,12	-0,27	<b>0,75</b>
F	mg/l								1,00	<b>0,60</b>	-0,01	-0,26	<b>0,51</b>	<b>0,90</b>	0,05	-0,18	-0,07	0,04	0,06	0,27	-0,07	-0,01	<b>0,50</b>	<b>0,81</b>	0,06	0,01
HCO3	mg/l									1,00	0,13	<b>-0,43</b>	0,38	<b>0,45</b>	-0,20	-0,21	0,35	0,20	0,04	0,12	0,30	0,01	0,12	0,37	<b>0,52</b>	0,28
NO2	mg/l										1,00	-0,14	0,39	-0,06	-0,04	-0,06	-0,02	0,31	0,33	-0,05	0,07	0,12	-0,06	0,30	-0,10	0,04
NO3	mg/l											1,00	-0,08	-0,20	-0,02	<b>0,92</b>	0,35	<b>-0,40</b>	-0,08	0,25	<b>0,49</b>	0,00	<b>0,46</b>	-0,15	-0,19	0,01
PO4	mg/l												1,00	<b>0,48</b>	-0,02	0,07	-0,10	<b>0,58</b>	0,23	0,14	0,24	0,23	<b>0,65</b>	0,13	0,02	
SO4	mg/l													1,00	0,19	-0,20	-0,21	-0,14	0,10	0,31	-0,23	0,00	<b>0,59</b>	<b>0,70</b>	-0,11	-0,09
Al	mg/l														1,00	-0,02	0,01	0,02	<b>0,49</b>	0,08	-0,17	0,20	0,07	-0,02	-0,21	0,36
Ba	mg/l															1,00	<b>0,52</b>	-0,30	-0,03	0,23	<b>0,69</b>	0,03	<b>0,46</b>	-0,10	0,02	0,18
Ca	mg/l																1,00	-0,18	0,06	0,21	<b>0,86</b>	0,14	-0,08	-0,08	<b>0,65</b>	<b>0,69</b>
Cr	mg/l																	1,00	-0,05	-0,23	-0,19	-0,10	-0,06	0,03	-0,13	0,02
Fe	mg/l																		1,00	0,07	0,04	<b>0,43</b>	-0,03	0,15	0,02	0,24
K	mg/l																			1,00	0,19	0,00	0,23	0,26	0,03	0,20
Mg	mg/l																				1,00	0,12	0,04	-0,03	<b>0,53</b>	<b>0,51</b>
Mn	mg/l																					1,00	-0,06	0,03	-0,01	0,16
Na	mg/l																						1,00	0,34	-0,37	-0,17
NH4	mg/l																							1,00	0,03	-0,09
Si	mg/l																								1,00	0,33
Sr	mg/l																									1,00