



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E
AMBIENTAL**
– MESTRADO –

**MONITORAMENTO E ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL
D'ÁGUA PARA ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQUÍFERO
LIVRE DA BACIA DO RIO GRAMAME – PB**

Por

Victor Hugo Rabelo Coelho

*Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal da Paraíba
para obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – Paraíba

Março de 2011



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E
AMBIENTAL
– MESTRADO –**

**MONITORAMENTO E ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL
D'ÁGUA PARA ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQUÍFERO
LIVRE DA BACIA DO RIO GRAMAME – PB**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Victor Hugo Rabelo Coelho

Orientador: Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida

João Pessoa – Paraíba

Março de 2011

C672m Coelho, Victor Hugo Rabelo.

Monitoramento e análise da variação do nível d'água para estimativa da recarga do aquífero livre da bacia do Rio Gramame - PB/ Victor Hugo Rabelo Coelho.- João Pessoa, 2011.

146f. : il.

Orientador: Cristiano das Neves Almeida
Dissertação (Mestrado) – UFPB/CT

1. Engenharia Urbana. 2. Engenharia Urbana e Ambiental.
3. Monitoramento – aquífero livre – bacia hidrográfica – rio Gramame. 4. Água subterrânea. 5. Recarga direta.

UFPB/BC

CDU: 62:711(043)

VICTOR HUGO RABELO COELHO

**MONITORAMENTO E ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL
D'ÁGUA PARA ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQUÍFERO
LIVRE DA BACIA DO RIO GRAMAME – PB**

Dissertação aprovada em ___/___/___ como requisito para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Urbana e Ambiental do Centro de Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida – UFPB

(Orientador)

Prof. Dr. Alain Marie Bernard Passerat de Silans – UFPB

(Examinador Interno)

Prof. Dr. José Carlos de Araújo – UFC

(Examinador Externo)

Ao meu querido tio Zé Marcos (*in memorian*), que sempre acreditou no meu potencial e encheu meus dias de alegria. E àquelas pessoas que fazem parte da minha vida.

Dedico!

AGRADECIMENTOS

Este trabalho envolveu muitas atividades de campo e laboratório, realizadas graças à ajuda de uma série de pessoas e suporte financeiro. Os ensinamentos, companheirismo e transmissão de alegria também foram essenciais para que esta dissertação de mestrado, que parece a primeira vista uma odisséia pessoal, fosse concretizada. Por isto, aproveito esta página para prestar meus sinceros agradecimentos.

Ao Professor Cristiano das Neves Almeida, pela orientação deste trabalho, amizade, transmissão de conhecimentos, dedicação à pesquisa, e acima de tudo, pelas intensas cobranças, que fizeram com esta pesquisa avançasse.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental, em especial aqueles da área de recursos hídricos e saneamento ambiental.

A todos os professores, funcionários e alunos que fazem parte do LARHENA (Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental) e do Laboratório de Hidráulica, ambos da UFPB, pela troca de conhecimentos e disponibilização de equipamentos e materiais.

Aos colegas e amigos da turma do mestrado, em especial aqueles que mais conviveram comigo durante as atividades do curso: Yure, Petley e Gerald.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e à FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), pela concessão da bolsa de estudos e apoio financeiro ao projeto BEER (Bacias Experimentais e Representativas do Semi-Árido), respectivamente.

Ao técnico Edilson, que esteve presente em todas as atividades de campo com muita disposição e alegria.

À Uiara, uma pessoa que me ajudou muito na chegada ao mestrado com as atividades de campo e laboratório, e que se tornou uma grande amiga para todos os momentos.

À AESA (Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba), pela disponibilização de dados e parceria durante a coleta dos mesmos, em especial aos técnicos Isnaldo e Carmem.

Aos funcionários Marcos e Robério da Usina Central Olho D'água S.A., pela concessão de dados.

A todos aqueles que participaram comigo durante um ano e meio das freqüentes atividades de campo: André, Juliana, Flávia, Romero, Lucas, Franklin, Diego, Jorge, Davi, Marcelo, Amanda e João.

A todos os amigos que também ajudaram de maneira indireta na realização deste trabalho.

A todos os meus familiares (tios, primos e avós), que muito me apoiaram em todos os momentos da minha vida.

Aos meus pais (José Hugo e Roseane) e minhas irmãs (Vivianna e Vanessa), que sempre estiveram presentes nos momentos em que mais necessitei deles.

A todos os brasileiros, que são os verdadeiros financiadores das universidades públicas, na qual tive a oportunidade de estudar.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo a determinação da recarga direta na bacia hidrográfica do rio Gramame, porção sul do Estado da Paraíba, através da aplicação do método WTF (*water table fluctuation*). Para tanto, foi realizado o monitoramento do aquífero livre da bacia, através de freqüentes medições do nível estático de 27 poços e tratamento de dados de precipitação. Durante o período do monitoramento do nível do lençol freático dos poços, três tipos diferentes de variação foram detectados. Investigações realizadas buscaram correlacionar as variações com alguns fatores, entre eles: precipitação, espessura da camada não-saturada do solo, elevação do terreno, uso do solo, geologia e condutividade hidráulica, que foi obtida a partir da utilização da metodologia Beerkan. A maioria dos fatores exerceu grande influência no comportamento do aquífero, com exceção da geologia, provavelmente pelo baixo nível de detalhes destas informações. A recarga direta calculada para o ano hidrológico do monitoramento (2009/2010) variou entre 53 e 105 mm, o que representa entre 5 e 10% da precipitação média na bacia durante o estudo. Estes valores ficaram abaixo do esperado para uma região úmida, muito provavelmente pelos baixos índices pluviométricos registrados durante a pesquisa, que foi cerca de 42% menor do que média anual da bacia. Recomenda-se o monitoramento sistemático do aquífero por um período mais longo, a fim de dar subsídios na tomada de decisões quanto à utilização da água subterrânea da bacia.

PALAVRAS-CHAVE: monitoramento, água subterrânea, recarga.

ABSTRACT

This study aimed at assessing the direct recharge of the river Gramame basin aquifer, located in the south region of Paraiba state, through the application of the method WTF (*water table fluctuation*). Moreover, the study aimed at understanding the behavior of static level variation of the unconfined aquifer, in terms of space and time. For that, a monitoring program was carried out in the unconfined aquifer. Static levels of 27 wells were measured as well as rainfall data. During the period of static level monitoring, three different types of behavior were detected. Investigations have sought to correlate these variations with different behaviors, including: rainfall, thickness of the unsaturated soil, digital terrain model, land use, geology and hydraulic conductivity. This last property was obtained using Beerkan methodology. Most of the factors have influence on the fluctuation of static level, except the geology, most likely due to the low level of detail of this information. The direct calculated recharge for the monitored hydrological year (2009/2010) ranged between 53 and 105 mm, which represents between 5 and 10% of average rainfall in the basin during the study. These values were lower than expected for a humid region, probably due to the low values of rainfall during the survey, which was about 42% lower than average annual basin. According to the results, a systematic monitoring of the aquifer for a longer period is recommended, in order to provide better input data to decision making regarding the use of the groundwater basin.

KEYWORDS: monitoring, groundwater, recharge.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 17 |
| 2 | REFERENCIAL TEÓRICO | 20 |
| 2.1 | CICLO HIDROLÓGICO | 20 |
| 2.2 | PRECIPITAÇÃO | 23 |
| 2.3 | INFILTRAÇÃO | 24 |
| 2.3.1 | <i>Parâmetros hidráulicos</i> | 27 |
| 2.4 | RECARGA DE AQÜÍFEROS | 28 |
| 2.4.1 | <i>Método do balanço hídrico</i> | 32 |
| 2.4.2 | <i>Métodos físicos</i> | 33 |
| 2.4.3 | <i>Métodos dos traçadores</i> | 37 |
| 2.5 | ESTUDOS DE CASOS | 38 |
| 2.6 | CONSIDERAÇÕES FINAIS SOBRE A REVISÃO LITERÁRIA | 39 |
| 3 | CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO | 40 |
| 3.1 | FORMA DA BACIA | 41 |
| 3.2 | HIDROGRAFIA | 41 |
| 3.3 | GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA | 43 |
| 3.4 | RELEVO | 45 |
| 3.5 | CLIMA E VEGETAÇÃO | 46 |
| 4 | MATERIAL E MÉTODOS | 48 |
| 4.1 | MONITORAMENTO DO NÍVEL ESTÁTICO | 48 |
| 4.2 | DADOS DE PRECIPITAÇÃO | 51 |
| 4.3 | MÉTODO PARA ESTIMATIVA DA RECARGA DIRETA (WTF) | 53 |
| 4.4 | ELABORAÇÃO DO MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DE SOLO | 55 |
| 4.5 | DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO | 55 |
| 4.5.1 | <i>Atividades de Campo</i> | 56 |
| 4.5.2 | <i>Atividades de laboratório</i> | 58 |
| 4.5.3 | <i>O método Beerkan</i> | 60 |
| 4.5.3.1 | Formulação dos parâmetros de forma utilizados pelo programa BEST .. | 62 |
| 4.5.3.2 | Formulação dos parâmetros de normalização utilizados pelo BEST .. | 63 |

| | | |
|---|--|------------|
| 5 | RESULTADOS E DISCUSSÕES | 66 |
| 5.1 | USO E COBERTURA DO SOLO..... | 66 |
| 5.2 | PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO | 68 |
| 5.3 | PRECIPITAÇÃO..... | 78 |
| 5.4 | ANÁLISE DAS VARIAÇÕES DOS NÍVEIS DO AQUÍFERO | 82 |
| 5.5 | RECARGA DIRETA (WTF) | 99 |
| 6 | CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES..... | 106 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | | 108 |
| APÊNDICE A | | 115 |
| APÊNDICE B..... | | 118 |
| APÊNDICE C | | 128 |
| APÊNDICE D | | 137 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Ciclo hidrológico com balanço hídrico médio anual em unidades relativa a um volume de 100 para a taxa de precipitação sobre a terra (Fonte: UNESCO, 1978). | 21 |
| Figura 2 - Distribuição vertical de água no solo e subsolo (Adaptado de Todd & Mays, 2005). | 25 |
| Figura 3 - Tipos de aquífero. | 26 |
| Figura 4 - Mecanismos de recarga para regiões semi-áridas (Fonte: Lerner et al., 1990)... | 29 |
| Figura 5 - Mecanismos de recarga para regiões úmidas proposto por Rabelo (2006)..... | 30 |
| Figura 6 - Aumento hipotético do nível d'água no poço, onde Δh é igual à diferença entre o pico de elevação e o ponto baixo da curva de recessão (Adaptado de Scanlon et al., 2002). | 34 |
| Figura 7 - Aplicabilidade do método CRD (Fonte: Beekman & Xu, 2003). | 36 |
| Figura 8 - Localização da bacia hidrográfica do rio Gramame (BRG).... | 40 |
| Figura 9 - Perfil Longitudinal do rio Gramame (Fonte: PDRH, 2000). | 42 |
| Figura 10 - Bacia Sedimentar Paraíba (Fonte: Barbosa, 2003). | 44 |
| Figura 11 - Estratigrafia da Sub-Bacia Alhandra (Fonte: Furrier, 2006). | 44 |
| Figura 12 - Mapa geológico da bacia do rio Gramame (BRG) (Fonte: SUDENE, 1978). .. | 45 |
| Figura 13 - Curva hipsométrica da bacia do rio Gramame (BRG) (Fonte: PDRH, 2001).... | 46 |
| Figura 14 - Temperatura média mensal de João Pessoa, no período de 1961 a 1990 (Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia – INMET). | 47 |
| Figura 15 - Distribuição espacial dos poços de monitoramento..... | 49 |
| Figura 16 - Medição do nível estático do poço P5 com medidor manual (Foto: Victor Coelho, em 2010)..... | 51 |
| Figura 17 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos..... | 52 |
| Figura 18 - Pluviômetro Ville de Paris (A) e pluviômetro digital (B) instalados na bacia (Fotos: Victor Coelho, em 2010)..... | 52 |
| Figura 19 - Distribuição espacial dos testes de infiltração e coleta de solo. | 56 |
| Figura 20 - Teste tridimensional de infiltração (Foto: Victor Coelho). | 57 |
| Figura 21 - Coletas de amostras para a determinação da umidade inicial (A) e determinação da curva granulométrica (B) (Fotos: Victor Hugo Coelho, em 2010). | 57 |
| Figura 22 - Coleta de amostras para a determinação da massa específica (A) e da umidade gravimétrica final (B) (Fotos: Uíara Araújo, em 2010). | 58 |
| Figura 23 - Estufa para secagem de sedimentos (A) e balança de precisão para pesagem das amostras (B) (Fotos: Victor Coelho)..... | 58 |
| Figura 24 - Peneiras e agitador (Foto: Victor Coelho, em 2011). | 59 |
| Figura 25 - Arquivo de entrada com os dados da granulometria para o programa BEST. Diâmetro das peneiras (mm) na primeira coluna e suas respectivas porcentagens do material não retido na segunda coluna. | 61 |
| Figura 26 - Arquivo de entrada com os dados do diretório a ser utilizado, densidade, massa específica da partícula do solo (constante), umidade inicial, umidade final e raio do cilindro, respectivamente, para o programa BEST. | 61 |
| Figura 27 - Arquivo de entrada com os dados de infiltração para o programa BEST. Lâmina infiltrada (mm) na primeira coluna e tempo (s) na segunda coluna..... | 61 |
| Figura 28 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Gramame. | 67 |
| Figura 29 - Distribuição do uso e cobertura do solo da bacia do rio Gramame. | 68 |

| | |
|--|----|
| Figura 30 - Cultivo de cana-de-açúcar e abacaxi na bacia (Fotos: Victor Coelho)..... | 68 |
| Figura 31 - Curvas de distribuição granulométrica dos pontos 1 a 17..... | 70 |
| Figura 32 - Curvas de distribuição granulométrica dos pontos 18 a 33..... | 70 |
| Figura 33 - Curva de infiltração sem estabilização da vazão em função do tempo. A linha tracejada representa o K_s superestimado e a curva de infiltração calculada não pôde ser gerada pelo BEST..... | 71 |
| Figura 34 - Curva de infiltração com estabilização da vazão em função do tempo gerada pelo programa BEST..... | 71 |
| Figura 35 - Curva teórica (calculada) e curva observada para o ponto 2..... | 72 |
| Figura 36 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram menores valores de umidade em relação à carga hidráulica. | 75 |
| Figura 37 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram valores semelhantes de umidade em relação à carga hidráulica. | 75 |
| Figura 38 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram os maiores valores de umidade em relação à carga hidráulica. | 76 |
| Figura 39 - Curvas de condutividade hidráulica com menores valores em relação à porosidade. | 77 |
| Figura 40 - Curvas de condutividade hidráulica com valores semelhantes em relação à porosidade. | 77 |
| Figura 41 - Curvas de condutividade hidráulica com valores mais elevados em relação à porosidade. | 78 |
| Figura 42 - Determinação da área de influência das estações pluviométricas da bacia pelo método de Thiessen..... | 79 |
| Figura 43 - Comparação da precipitação mensal entre o ano hidrológico de 2008/2009 e 2009/2010..... | 80 |
| Figura 44 - Distribuição espacial da precipitação na bacia para o ano hidrológico 2009/2010..... | 81 |
| Figura 45 - Distribuição espacial da precipitação na bacia para o ano hidrológico 2008/2009..... | 82 |
| Figura 46 - Variação mensal do nível d'água do poço 3 com influência de bombeamento. | 83 |
| Figura 47 - Variação mensal do nível d'água do poço 22 com influência de bombeamento. | 83 |
| Figura 48 - Variação mensal do nível d'água do poço 26 com influência de bombeamento. | 84 |
| Figura 49 - Variação mensal do nível d'água do poço 2 com elevações bruscas..... | 84 |
| Figura 50 - Variação mensal do nível d'água do poço 7 com apenas rebaixamento..... | 85 |
| Figura 51 - Variação mensal do nível d'água do poço 23 com apenas rebaixamento..... | 85 |
| Figura 52 - Variação mensal do nível d'água do poço 5 com respostas lentas à precipitação. | 86 |
| Figura 53 - Variação mensal do nível d'água do poço 6 com respostas lentas à precipitação. | 86 |
| Figura 54 - Variação mensal do nível d'água do poço 12 com rápidas respostas à precipitação..... | 87 |
| Figura 55 - Variação mensal do nível d'água do poço 25 com rápidas respostas à precipitação..... | 87 |
| Figura 56 - Conjunto 1 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação..... | 89 |
| Figura 57 - Conjunto 2 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação..... | 89 |

| | |
|---|-----|
| Figura 58 - Conjunto 3 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação..... | 90 |
| Figura 59 - Conjunto 1 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram respostas lentas à precipitação..... | 91 |
| Figura 60 - Conjunto 2 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram pequenas variações..... | 91 |
| Figura 61 - Conjunto de poços com níveis do lençol freático que apresentaram apenas rebaixamento..... | 92 |
| Figura 62 - Isoietas na bacia e distribuição espacial das condições de variação dos níveis dos poços..... | 94 |
| Figura 63 - Elevação do terreno da bacia e distribuição das condições de variação dos níveis dos poços (Fonte: imagem SRTM disponibilizada pela EMBRAPA). | 95 |
| Figura 64 - Geologia da bacia e distribuição das condições de variação dos níveis dos poços..... | 96 |
| Figura 65 - Distribuição espacial da condutividade hidráulica na bacia e das condições de variação dos níveis dos poços..... | 97 |
| Figura 66 - Distribuição granulométrica do solo da bacia e das condições de variação dos níveis dos poços..... | 98 |
| Figura 67 - Uso do solo na bacia e condições de variação dos níveis dos poços..... | 99 |
| Figura 68 - Nível observado do aqüífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 21..... | 100 |
| Figura 69 - Nível observado do aqüífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 25..... | 101 |
| Figura 70 - Nível observado do aqüífero e curva de recessão extrapolada para o poço 16..... | 101 |
| Figura 71 - Nível observado do aqüífero e curva de recessão extrapolada para o poço 17..... | 102 |
| Figura 72 - Variação mensal do nível d'água do poço 25..... | 119 |
| Figura 73 - Variação mensal do nível d'água do poço 1..... | 119 |
| Figura 74 - Variação mensal do nível d'água do poço 9..... | 120 |
| Figura 75 - Variação mensal do nível d'água do poço 16..... | 120 |
| Figura 76 - Variação mensal do nível d'água do poço 17..... | 121 |
| Figura 77 - Variação mensal do nível d'água do poço 24..... | 121 |
| Figura 78 - Variação mensal do nível d'água do poço 27..... | 122 |
| Figura 79 - Variação mensal do nível d'água do poço 8..... | 122 |
| Figura 80 - Variação mensal do nível d'água do poço 10..... | 123 |
| Figura 81 - Variação mensal do nível d'água do poço 11..... | 123 |
| Figura 82 - Variação mensal do nível d'água do poço 13..... | 124 |
| Figura 83 - Variação mensal do nível d'água do poço 14..... | 124 |
| Figura 84 - Variação mensal do nível d'água do poço 15..... | 125 |
| Figura 85 - Variação mensal do nível d'água do poço 18..... | 125 |
| Figura 86 - Variação mensal do nível d'água do poço 19..... | 126 |
| Figura 87 - Variação mensal do nível d'água do poço 20..... | 126 |
| Figura 88 - Variação mensal do nível d'água do poço 2..... | 127 |
| Figura 89 - Nível observado do aqüífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 5..... | 129 |
| Figura 90 - Nível observado do aqüífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 6..... | 129 |
| Figura 91 - Nível observado do aqüífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 8..... | 130 |

| | |
|--|-----|
| Figura 92 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 9. | 130 |
| Figura 93 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 10. | 131 |
| Figura 94 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 11. | 131 |
| Figura 95 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 12. | 132 |
| Figura 96 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 13. | 132 |
| Figura 97 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 14. | 133 |
| Figura 98 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 15. | 133 |
| Figura 99 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 18. | 134 |
| Figura 100 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 19. | 134 |
| Figura 101 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 20. | 135 |
| Figura 102 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 24. | 135 |
| Figura 103 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 27. | 136 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1 - Estimativa dos recursos hídricos da Terra (Fonte: UNESCO, 1978)..... | 22 |
| Tabela 2 - Variação do rendimento específico de acordo com a textura do material (Fonte: Johnson, 1967)..... | 28 |
| Tabela 3 - Técnicas apropriadas de estimativa de recarga de acordo com as zonas do solo e o clima da região (Fonte: Scanlon et al., 2002)..... | 31 |
| Tabela 4 - Fatores de forma da BRG (Fonte: PDRH, 2000). | 41 |
| Tabela 5 - Coeficientes fluviométricos da BRG (Fonte: PDRH, 2000). | 43 |
| Tabela 6 - Informações dos poços de monitoramento. | 50 |
| Tabela 7 - Informações dos postos pluviométricos da bacia. | 53 |
| Tabela 8 - Classe textural do solo da BRG para cada ponto estudado e seu respectivo uso do solo. | 69 |
| Tabela 9 - Parâmetros de forma das funções de $\theta(h)$ e $K(\theta)$ | 73 |
| Tabela 10 - Parâmetros de normalização das funções de $\theta(h)$ e $K(\theta)$ | 74 |
| Tabela 11 - Precipitações mensais do ano hidrológico pesquisado. | 80 |
| Tabela 12 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram rápidas respostas dos níveis d'água. | 92 |
| Tabela 13 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram respostas lentas dos níveis d'água. | 93 |
| Tabela 14 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram apenas rebaixamento dos níveis d'água..... | 93 |
| Tabela 15 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP2. | 103 |
| Tabela 16 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP4. | 103 |
| Tabela 17 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP8. | 103 |
| Tabela 18 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP5. | 103 |
| Tabela 19 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP3. | 104 |
| Tabela 20 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP1. | 104 |
| Tabela 21 - Valores da recarga mensal do poço 12. | 105 |
| Tabela 22 - Recarga direta durante o ano hidrológico 2009/2010 na bacia do rio Gramame. | 105 |
| Tabela 23 - Medidas de campo dos níveis do poço 1 ao 8..... | 116 |
| Tabela 24 - Medidas de campo dos níveis dos poços 9 ao 16..... | 116 |
| Tabela 25 - Medidas de campo dos níveis do poço 17 ao 24..... | 117 |
| Tabela 26 - Medidas de campo dos níveis do poço 25 ao 27..... | 117 |
| Tabela 27 - Recarga mensal do poço 5. | 138 |
| Tabela 28 - Recarga mensal do poço 6. | 138 |
| Tabela 29 - Recarga mensal do poço 8. | 139 |
| Tabela 30 - Recarga mensal do poço 9. | 139 |
| Tabela 31 - Recarga mensal do poço 10. | 140 |

| | |
|---|-----|
| Tabela 32 - Recarga mensal do poço 11. | 140 |
| Tabela 33 - Recarga mensal do poço 13. | 141 |
| Tabela 34 - Recarga mensal do poço 14. | 141 |
| Tabela 35 - Recarga mensal do poço 15. | 142 |
| Tabela 36 - Recarga mensal do poço 16. | 142 |
| Tabela 37 - Recarga mensal do poço 17. | 143 |
| Tabela 38 - Recarga mensal do poço 18. | 143 |
| Tabela 39 - Recarga mensal do poço 19. | 144 |
| Tabela 40 - Recarga mensal do poço 20. | 144 |
| Tabela 41 - Recarga mensal do poço 21. | 145 |
| Tabela 42 - Recarga mensal do poço 24. | 145 |
| Tabela 43 - Recarga mensal do poço 25. | 146 |
| Tabela 44 - Recarga mensal do poço 27. | 146 |

1 INTRODUÇÃO

Atualmente, a preocupação com a escassez da água tem se tornado cada vez mais freqüente no cenário internacional. No Brasil, a quantidade de estudos a respeito do gerenciamento e planejamento também vem experimentando um crescimento expressivo nos últimos anos, devido à necessidade de suprir a demanda da água para diversos fins, sejam eles o consumo humano e animal, bem como a utilização para a agricultura e a indústria. Desta forma, o entendimento da importância dos recursos hídricos de uma determinada região, bem como o seu monitoramento, pode atestar o compromisso desta região com o crescimento social, político e principalmente econômico, de forma sustentável.

A carência de água superficial em algumas localidades do planeta provocou o crescimento da exploração da água subterrânea, que atualmente representa uma das principais fontes de abastecimento, principalmente nas várias regiões áridas e semi-áridas do mundo (TILAHUN & MERKEL, 2009). A exploração excessiva dos mananciais subterrâneos, em desequilíbrio com o processo de recarga natural, pode provocar o rebaixamento do nível potenciométrico do aquífero, ocasionando o esgotamento desta fonte de água potável. Em decorrência disto, muitos problemas ambientais, sociais e de engenharia podem acontecer (ZHANG, 2003).

Torna-se então necessário um maior conhecimento das propriedades hidráulicas e do comportamento dos aquíferos, para que medidas de proteção sejam tomadas, e sua utilização racional seja feita. Para tanto, é necessário a realização de um monitoramento constante das variáveis hidroclimatológicas, para a obtenção de uma série de dados que ajude na determinação de conclusões decisivas para o correto gerenciamento dos mananciais hídricos. No Brasil, apesar do aumento no número de investimentos das pesquisas em recursos hídricos, o conhecimento das variáveis hidrológicas, através de redes de monitoramento, ainda é limitado, principalmente no que tange aos estudos a respeito dos mananciais subterrâneos (MESTRINHO, 2008).

O aumento dos investimentos no território nacional na área de planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos aconteceu devido à criação da lei federal de número 9.433, de 8 de janeiro de 1997, que institui a Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH) e criou o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos (TOSCANO et al., 2008). Entretanto, a Rede de Hidrologia do Semi-Árido, através do projeto IBESA (2002), afirma que estes avanços alcançados devido à lei não foram seguidos por avanços

na área da hidrologia experimental, pois a obtenção de séries longas de dados hidroclimatológicos é necessária para as tomadas de decisão sobre os recursos hídricos, e muitos desses dados são inexistentes ou incompletos.

A falta de dados freqüentes impõe a necessidade da utilização de modelos matemáticos de simulação hidrológica para suprir esta escassez. Contudo, a dependência de uma base de dados sintética deixa as tomadas de decisão fragilizadas, pois os dados gerados através da modelação podem estar embutidos de erros. Portanto, as informações obtidas através de uma rede de monitoramento subterrâneo são essenciais para detectar os impactos de mudanças do clima e das atividades humanas na quantidade e qualidade dos aquíferos. A implantação das redes de monitoramento das águas subterrâneas deve conter estudos quantitativos e qualitativos, para ampliar a troca de experiências técnico-científicas sobre o assunto.

Esta falta de dados foi lembrada por Carrera-Hernández & Gaskin (2007), que afirmaram que poucos estudos estavam sendo realizados no sistema aquífero da bacia do México, mesmo este sendo responsável por cerca de 70% do abastecimento de toda a Região Metropolitana da Cidade do México. Na Paraíba, o número de pesquisas nesta área da hidrologia também é muito baixo, destacando-se o trabalho de Melo et al. (2009), que analisaram a situação salubre de alguns poços situados em uma pequena região da bacia hidrográfica do rio Gramame. Concomitantemente eles realizaram um monitoramento mensal do nível estático desses poços durante um ano.

Tentando minimizar esta lacuna na falta de dados, este trabalho mostra os resultados obtidos através do monitoramento quantitativo do aquífero livre da bacia do rio Gramame (BRG), que contou com medições do nível estático em poços e tratamento de dados de precipitação da bacia para estimar a taxa de recarga do aquífero. As propriedades hidrodinâmicas da camada superficial do solo também foram determinadas, aplicando uma metodologia específica, para fazer uma relação com os dados dos níveis coletados. Este tipo de pesquisa é importante para a área de estudo, pois poderá ajudar na definição de políticas de uso do aquífero.

Diante do exposto, apresentam-se o objetivo geral e os específicos deste trabalho:

Objetivo Geral

- Estimar a taxa de recarga do aquífero livre da bacia do rio Gramame, através da utilização do método WTF (*water table fluctuation*).

Objetivos Específicos

- Levantar informações sobre alguns poços instalados no aquífero livre da BRG e criar uma base de dados georreferenciada destes poços;
- Monitorar os níveis do lençol subterrâneo do aquífero livre da bacia em estudo, ao longo de um ano, com uma freqüência mensal/quinzenal;
- Criar um mapa de uso de solo atualizado da bacia;
- Realizar testes de infiltração para determinar as propriedades hidrodinâmicas do solo da BRG;

A dissertação encontra-se estruturada da seguinte forma: neste primeiro capítulo (*Introdução*) relata-se uma contextualização abrangendo o tema em estudo, como também são estabelecidos os objetivos que se pretende alcançar com este trabalho. No capítulo 2 (*Referencial Teórico*) são apresentados conceitos a respeito das variáveis do ciclo hidrológico, dando ênfase aos mecanismos de infiltração e recarga de aquíferos. Ainda neste capítulo, faz-se uma abordagem de métodos utilizados para realizar a estimativa de recarga de um aquífero. As características fisiográficas da área de estudo são enfocadas no capítulo 3 (*Caracterização da Área de Estudo*). No quarto capítulo (*Materiais e Métodos*) estão descritas as etapas metodológicas utilizadas para atingir os objetivos propostos no capítulo 1. O capítulo 5 (*Resultados e Discussões*) constitui os resultados e discussões a respeito do uso e ocupação do solo atual da bacia, do monitoramento dos níveis do lençol subterrâneo em relação à precipitação, da estimativa de recarga do aquífero, e dos testes de infiltração realizados. No último capítulo (*Conclusões e Recomendações*) são apresentadas as considerações finais acerca dos resultados obtidos durante a pesquisa, evidenciando a importância da realização do trabalho e deixando algumas recomendações para estudos futuros. Por fim, foram listadas as referências que serviram de aporte para a elaboração da dissertação, e os apêndices, nos quais constam: os valores dos níveis dos poços obtidos em campo, os gráficos mensais dos níveis dos poços utilizados nas análises, os gráficos das curvas de recessão extrapoladas para a aplicação do método WTF, e os valores das recargas mensais de cada poço.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Este capítulo está compartmentado em quatro partes, de acordo com os elementos que serão empregados na metodologia da pesquisa para alcançar os resultados desejados. Na primeira parte será realizada uma conceituação do ciclo hidrológico, dando ênfase às componentes básicas utilizadas na pesquisa. Na segunda parte serão abordados conceitos das propriedades do solo e métodos para sua determinação. Na terceira parte do referencial teórico será abordada a importância de se estimar a recarga em aquíferos, alguns conceitos e a descrição de alguns métodos que podem ser utilizados. Por fim, será realizada uma consideração a respeito dos métodos descritos e a abordagem de alguns estudos de casos.

2.1 Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é considerado o princípio fundamental da ciência hidrológica, cujas variáveis e suas interações são objetos de estudo do hidrólogo (MAIDMENT, 1993). Como todo ciclo, o hidrológico não possui início nem fim, e seus processos podem começar a partir de qualquer ponto do ciclo.

Para sua melhor compreensão, vários autores propõem visualizá-lo a partir da evaporação da água dos oceanos e da superfície terrestre. Partindo deste ponto, a água evaporada através do efeito da radiação solar e do vento torna-se parte da atmosfera, formando as nuvens, que podem resultar em precipitação na terra e nos oceanos. A precipitação na terra pode ser interceptada pelas plantas, escoada superficialmente na terra ou infiltrar no solo. Grande parte da água interceptada pelas plantas e escoada superficialmente retorna para a atmosfera através da evaporação. Quando a evaporação ocorre também pelas plantas esta recebe o nome de evapotranspiração. A água infiltrada no solo reabastece os aquíferos e pode retornar à superfície através de fontes ou reabastecer os rios, pois estes interagem. De volta à superfície a água evapora novamente ou pode ser escoada até os oceanos (Figura 1).

Portanto, qualquer definição dentro do ciclo hidrológico pode ser descrita a partir da equação hidrológica:

$$I - O = \Delta S \quad (1)$$

onde I é o fluxo de entrada da água através da precipitação; O é o fluxo de saída da água através da evapotranspiração, escoamento superficial e subsuperficial; e ΔS a variação no armazenamento nas várias formas de retenção, no volume de controle, ou seja, na bacia hidrográfica .

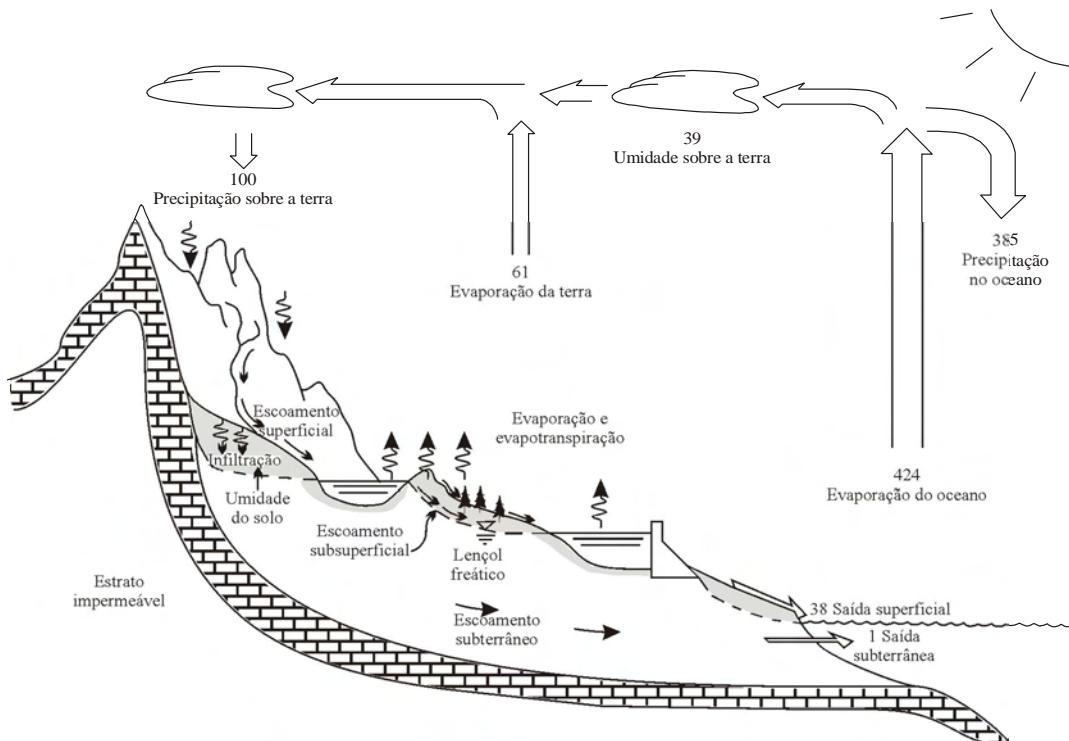


Figura 1 - Ciclo hidrológico com balanço hídrico médio anual em unidades relativa a um volume de 100 para a taxa de precipitação sobre a terra (Fonte: UNESCO, 1978).

Entretanto, Villela & Mattos (1975) enfatizam que apesar de que possa parecer um mecanismo contínuo, com a água se movendo de uma forma permanente e com uma taxa constante, o movimento do ciclo hidrológico pode ser feito de maneira aleatória em cada uma das fases, variando tanto no espaço quanto no tempo. Estas variações podem provocar danos sócio-econômicos à população, através de secas e enchentes inesperadas.

É difícil estimar a quantidade total de água na Terra em todas as fases do ciclo hidrológico, principalmente dividido a escassez de dados quantitativos de algumas partes do globo terrestre, principalmente os oceanos.

A Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura - UNESCO (1978) realizou a estimativa da quantidade de água em várias formas na Terra. A grande maioria se concentra nos oceanos, com aproximadamente 96,5% do total da água da superfície terrestre. Cerca de 3,4% da água está no gelo polar e nas águas subterrâneas,

sendo 1,7% para cada, e apenas 0,1% nas águas do sistema superficial e atmosférico. Da quantidade de água doce na terra, estima-se que dois terços estejam na calota polar sob a forma de gelo e abaixo da superfície terrestre sob a forma de água subterrânea. Apenas uma pequena quantidade desta água doce escoa superficialmente pelos rios, sendo esta representada por apenas 0,006%. Uma quantidade considerável de água doce, cerca de 0,05%, faz parte da umidade do solo. A Tabela 1 mostra a estimativa de água na terra disponibilizada pela UNESCO.

Tabela 1 - Estimativa dos recursos hídricos da Terra (Fonte: UNESCO, 1978).

| Item | Área (10⁶ km²) | Volume (km³) | Água total (%) | Água fresca (%) |
|-------------------|---|------------------------------------|---------------------------|----------------------------|
| Oceanos | 361,3 | 1.338.000.000 | 96,5 | |
| Água subterrânea | | | | |
| - Fresca | 134,8 | 10.513.000 | 0,76 | 30,01 |
| - Salina | 134,8 | 12.870.000 | 0,93 | |
| Umidade no solo | 82,0 | 16.500 | 0,0012 | 0,05 |
| Gelo polar | 16,0 | 24.023.500 | 1,7 | 68,6 |
| Outro gelo e neve | 0,3 | 340.600 | 0,025 | 1,0 |
| Lagos | | | | |
| - Doce | 1,2 | 91.000 | 0,007 | 0,26 |
| - Salgado | 0,8 | 85.400 | 0,006 | |
| Pântanos | 2,7 | 11.470 | 0,0008 | 0,03 |
| Rios | 148,8 | 2.120 | 0,0002 | 0,006 |
| Água biológica | 510,0 | 1.120 | 0,0001 | 0,003 |
| Água atmosférica | 510,0 | 12.900 | 0,001 | 0,04 |
| Água total | 510,0 | 1.385.984.610 | 100 | |
| Água fresca | 148,8 | 35.029.210 | 2,5 | 100 |

As variáveis do ciclo hidrológico, tanto as que fazem parte do fluxo de entrada como de saída, podem ser estudadas separadamente ou em conjunto, visando um melhor conhecimento do ciclo; geração de dados necessários para os projetos e obras hidráulicas; fornecimento de subsídios ao planejamento e gerenciamento racional de recursos hídricos; e estudos sobre previsão (CHOW et al., 1994). A precipitação, infiltração e evapotranspiração são as principais variáveis estudadas e monitoradas nos estudos de recarga de aquíferos, porém alguns métodos utilizados desprezam algumas destas

variáveis. As águas superficiais, por interagirem com as águas subterrâneas, também podem ser estudadas e monitoradas para a aplicação de alguns métodos de recarga.

2.2 Precipitação

A chegada de água atmosférica que atinge a superfície terrestre em estado líquido ou sólido recebe o nome de precipitação. Trata-se de um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico, tendo em vista que constitui a principal fonte das descargas dos rios e da recarga dos aquíferos (MANOEL FILHO, 2008).

A precipitação, ao contrário das outras variáveis meteorológicas, é um fenômeno descontínuo, que varia no espaço e no tempo. Para que a precipitação ocorra é necessário que haja ascensão de uma massa de ar na atmosfera, para que ela resfrie e alguns dos seus conteúdos úmidos condensem e caiam sobre a superfície terrestre. As três principais formas de ascensão das massas são as frontais, onde o ar quente é ascendido sobre o ar mais frio por passagem frontal; as convectivas, onde o ar é puxado para cima por ação convectiva, provocado por um aquecimento das massas de ar nas proximidades da superfície do solo; e as orográficas, onde uma massa de ar sobe para passar sobre uma cadeia de montanhas (VILLELA & MATTOS, 1975; CHOW et al., 1994).

Existem várias maneiras de medir a precipitação em uma determinada área. As formas mais conhecidas e utilizadas são através de aparelhos denominados de pluviômetros e pluviógrafos, sendo o primeiro mais utilizado do que o segundo devido ao baixo custo. Santos et al. (2001) mencionam a utilização de radares e imagens de satélites como outras alternativas para determinar a precipitação, porém muitos erros ainda estão associados a eles quando se deseja uma quantificação exata.

Os pluviômetros são aparelhos destinados a captar e acumular a água da chuva para a posterior medição com proveta graduada. O pluviômetro mais utilizado no Brasil é o Ville de Paris, que consiste de um aro circular de captação com área receptora de 400 cm², dotado de um recipiente com capacidade de 5 litros, o que representa 125 mm de altura de chuva captada. A captação da água contida no pluviômetro deve ser realizada diariamente por um observador em um horário pré-determinado e anotado em uma planilha. Sua instalação deve ser feita a uma altura de 1,5 m acima do nível do solo (TUCCI, 1993).

Os pluviógrafos são semelhantes aos pluviômetros, porém são capazes de registrar de maneira continuada as precipitações, permitindo o estudo da relação duração-intensidade-freqüência.

Os locais de instalação dos postos pluviométricos são definidos de acordo com os estudos a serem realizados e as áreas de interesse de empresas privadas e órgãos públicos, porém, várias precauções devem ser tomadas durante a instalação e operação destes equipamentos. Santos et al. (2001) destacam algumas observações que merecem cuidado:

1. Determinar para a instalação da estação os locais planos e livres de obstáculos, como: árvores, casas, muros, etc. É recomendada uma distância mínima de algum obstáculo de no mínimo 2 vezes a sua altura;
2. Escolher locais que não sejam necessários deslocamentos da posição do equipamento de medição no futuro;
3. Realizar manutenção do sistema de medição para a obtenção de dados de boa qualidade, inclusive para os equipamentos de medição automática.

2.3 Infiltração

A infiltração é o processo em que a água penetra ou é absorvida nas camadas superficiais do solo, através das forças gravitacionais e capilares (HORTON, 1933). O movimento da água no solo desempenha um papel fundamental no escoamento superficial, recarga dos aquíferos, evapotranspiração, erosão do solo e transporte de produtos químicos (RAWLS et al., 1993).

Horton (1933) definiu o conceito de capacidade de infiltração como sendo a taxa máxima em que a chuva pode ser absorvida por um dado tipo de solo em uma determinada condição. Ele admitiu a hipótese de que a capacidade de infiltração seria exponencialmente decrescente com o tempo, de um valor máximo inicial até uma taxa constante. A taxa real de infiltração é sempre menor do que a capacidade de infiltração, exceto quando a intensidade da chuva é igual ou maior do que a taxa máxima que o solo pode absorver a água, ou seja, igual ou maior do que a capacidade de infiltração. A taxa real também diminui exponencialmente com o tempo, à medida que o solo se torna saturado.

O movimento de infiltração da água está relacionado com as condições de umidade do perfil do solo. De acordo com essas condições ele pode ser dividido em duas zonas, denominadas de não saturada e saturada. A zona não saturada, também denominada de zona de aeração, consiste de interstícios ocupados parcialmente por água e ar. Na zona saturada todos os interstícios são preenchidos com água sob pressão hidrostática. Todd &

Mays (2005) descrevem detalhadamente a distribuição vertical da água subterrânea, como mostra a Figura 2.

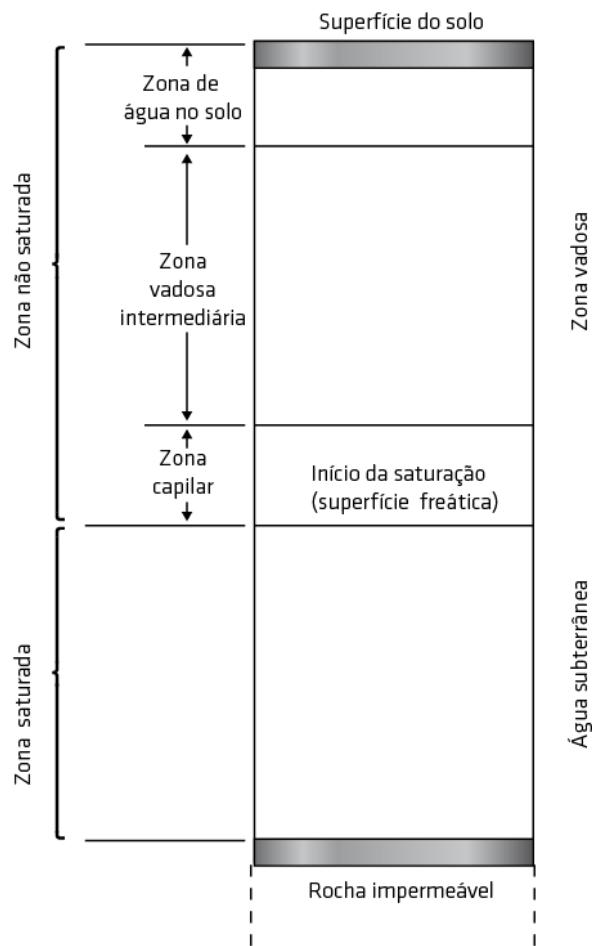


Figura 2 - Distribuição vertical de água no solo e subsolo (Adaptado de Todd & Mays, 2005).

A zona não-saturada é ocupada por água vadosa, sendo geralmente subdividida em zona de água no solo, zona vadosa ou intermediária e zona capilar. A zona de água no solo fica situada entre os extremos radiculares da vegetação e a superfície do terreno. Sua espessura varia de acordo com a cobertura vegetação, e a água contida nela é mantida por forças de tensão superficial, muitas vezes referida como água capilar. A zona vadosa intermediária se estende desde a borda inferior da zona de água no solo até o limite superior da zona capilar. Sua espessura é bastante variável, podendo muitas vezes fundir-se com um lençol freático, quando este for alto. Quando há excesso temporário de água vadosa esta pode migrar verticalmente por forças gravitacionais. A zona capilar se estende

da superfície freática até o limite de ascensão capilar da água. Sua espessura depende da distribuição de tamanho dos poros e da homogeneidade do terreno. As partes inferiores desta zona encontram-se praticamente saturados, já nas partes superiores, apenas os menores poros estão preenchidos com água, fazendo com que o seu limite superior seja irregular.

Como na zona saturada a água subterrânea preenche todos os interstícios, a porosidade efetiva fornece uma medida direta da água contida por unidade de volume, por isso, parte desta água pode ser removida da subsuperfície por drenagem ou bombeamento em um poço.

As águas subterrâneas na zona saturada formam os aquíferos, definido por Tucci (1993) como sendo “a formação ou grupo de formações geológicas que contêm água e permite que a mesma se movimente em condições naturais e quantidades significativas”. Essa quantidade deve ser suficiente para o aproveitamento econômico (LINSLEY, 1978). Os aquíferos podem ser classificados como confinados e não confinados, como apresentado na Figura 3.



Figura 3 - Tipos de aquífero.

Os aquíferos não confinados, também denominados de freáticos ou livres, são aqueles cujo limite superior é a superfície de saturação e todos os pontos se encontram à pressão atmosférica. Os confinados ocorrem quando um estrato permeável está confinado

entre duas unidades pouco permeáveis ou impermeáveis (LINSLEY, 1978; TODD & MAYS, 2005; KARMANN, 2008; MANOEL FILHO, 2008).

2.3.1 Parâmetros hidráulicos

Os parâmetros hidráulicos do solo definem a capacidade de água que pode ser infiltrada e armazenada nas zonas não saturadas e saturadas do solo (VILELLA & MATTOS, 1975). A dinâmica da água no solo está relacionada com diversas propriedades hidráulicas, entre elas estão à condutividade hidráulica (K) e o coeficiente de armazenamento específico (S_y). Vários autores, entre eles Smith & Wheatcraft (1993), Leap (1999), Todd & Mays (2005), Manoel Filho (2008) e Cabral (2008), descrevem detalhadamente estes parâmetros, que são apresentados a seguir.

A condutividade hidráulica (K) leva em consideração as características do meio e do fluído que está escoando, ou seja, a viscosidade e a massa específica. Este parâmetro tem a dimensão de velocidade (m/s, cm/s ou mm/s). Seu significado físico foi indicado por Leap (1999) como sendo “o volume de líquido fluindo perpendicularmente a uma unidade de área do meio poroso por unidade de tempo sob a influência de um gradiente hidráulico da umidade.” As características do solo (meio) que mais influenciam na condutividade hidráulica são a porosidade total e a distribuição e o tamanho dos poros. Quando a umidade é igual ou superior ao ponto de saturação é denominada condutividade hidráulica saturada, já para o conteúdo de água abaixo dos teores de saturação ela é chamada de condutividade hidráulica não saturada. Em geral a condutividade hidráulica pode ser determinada através de ensaios de campo, métodos de laboratório ou formulações matemáticas.

O coeficiente de rendimento específico (S_y) do solo ou rocha, também denominado de porosidade útil, é a taxa de volume de água que após a saturação pode ser drenada pela gravidade para seu próprio volume, pois:

$$S_y = \frac{V_g}{V_T} \quad (2)$$

onde V_g é o volume de água drenada e V_T é o volume total da rocha ou solo. Johnson (1967) determinou a média e o intervalo de variação do S_y utilizando diferentes técnicas e vários experimentos para cada classe de textura dos materiais, como apresentado na Tabela 2. A grande variabilidade do coeficiente de rendimento específico, mais acentuada nos

materiais mais grosseiros, é atribuída à heterogeneidade natural dos materiais geológicos, aos métodos utilizados e à quantidade de tempo destinada para a sua determinação. Portanto, este coeficiente não é constante, variando principalmente de acordo com a profundidade do lençol freático.

Tabela 2 - Variação do rendimento específico de acordo com a textura do material (Fonte: Johnson, 1967).

| Material | Rendimento específico (%) | | | Número de determinações |
|-----------------|---------------------------|-------|--------|-------------------------|
| | Mínimo | Média | Máximo | |
| Argila | 0 | 2 | 5 | 15 |
| Argilo-arenoso | 3 | 7 | 12 | 12 |
| Silte | 3 | 18 | 19 | 16 |
| Areia fina | 10 | 21 | 28 | 17 |
| Areia média | 15 | 26 | 32 | 17 |
| Areia grossa | 20 | 27 | 35 | 17 |
| Cascalho | 20 | 25 | 35 | 15 |
| Cascalho fino | 21 | 25 | 35 | 17 |
| Cascalho médio | 13 | 23 | 26 | 14 |
| Cascalho grosso | 12 | 22 | 26 | 13 |

Assim como a condutividade hidráulica, o rendimento específico pode ser determinado através de vários métodos, dentre eles: a equação do balanço hídrico, técnicas de laboratório e ensaios de campo. Healy & Cook (2002) descreveram várias técnicas para determinação do rendimento específico de um aquífero não confinado, entre estas técnicas se inclui os testes de bombeamento, realizado durante um período de horas ou dias. Maréchal et al. (2006) utilizaram o método do balanço hídrico para estimar o rendimento específico da zona saturada de uma região semi-árida da Índia com intenso bombeamento das águas subterrâneas para a irrigação. Uma das alternativas que também pode ser utilizada para determinar este parâmetro é através de dados já disponíveis na literatura, como mostrado na Tabela 2, para as diferentes formações geológicas.

2.4 Recarga de aquíferos

O fluxo de água subterrânea que atinge o aquífero, provocando um aumento da quantidade de água na zona freática é denominado de recarga. A partir deste conceito, três

mecanismos de recarga foram estabelecidos por Lerner et al. (1990), são eles: recarga direta, recarga indireta e recarga localizada (Figura 4).

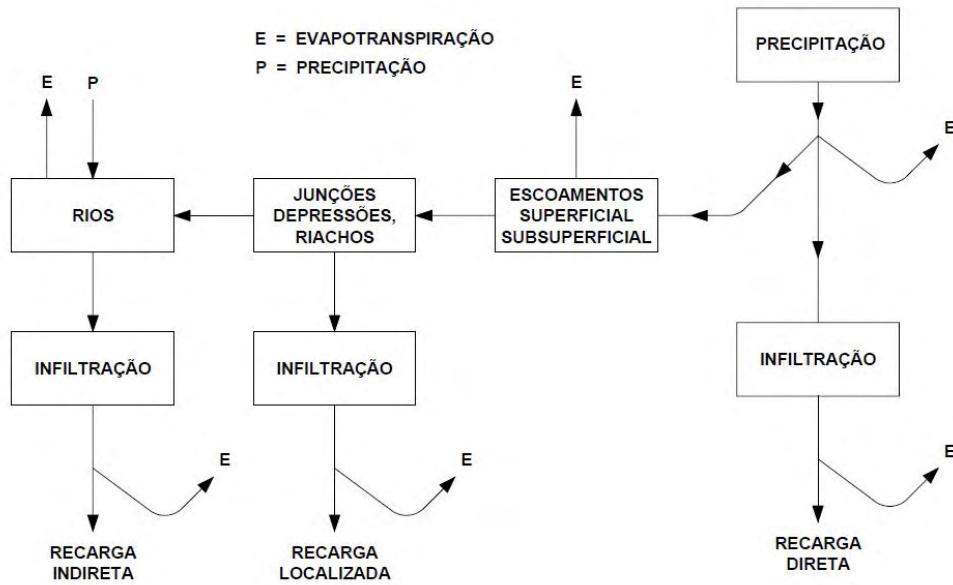


Figura 4 - Mecanismos de recarga para regiões semi-áridas (Fonte: Lerner et al., 1990).

A recarga direta é aquela que abastece de água o aquífero por meio da percolação da água da chuva através da zona não-saturada. A recarga indireta corresponde à percolação da água para os aquíferos por meio dos cursos d'água superficiais. A recarga localizada é feita pelo acúmulo de água próximo ao solo, em superfícies planas, com ausência de canais bem definidos.

As definições dos mecanismos de infiltração estabelecidas por Lerner et al. (1990) foram mais adequadas para as regiões semi-áridas, onde a evapotranspiração é elevada, as precipitações são baixas e os solos rasos. Rabelo (2006) propôs uma adaptação destes três mecanismos de infiltração estabelecidos por Lerner et al. (1990) para as regiões úmidas, onde ele desenvolveu seu trabalho (Figura 5), são eles:

1. Recarga direta: corresponde ao fluxo descendente de água que atinge o lençol freático em suas regiões de afloramento.
2. Recarga indireta: corresponde à recarga fornecida ao aquífero através do fluxo descendente de água através de falhas e fraturas.
3. Recarga localizada: corresponde à recarga do aquífero, através de falhas e fraturas nos leitos dos rios, pelas condições favoráveis de diferença

piezométrica rio-aquífero. Esta seria uma forma localizada de recarga, pois nas regiões úmidas os rios são abastecidos, em sua maioria, pelos aquíferos.

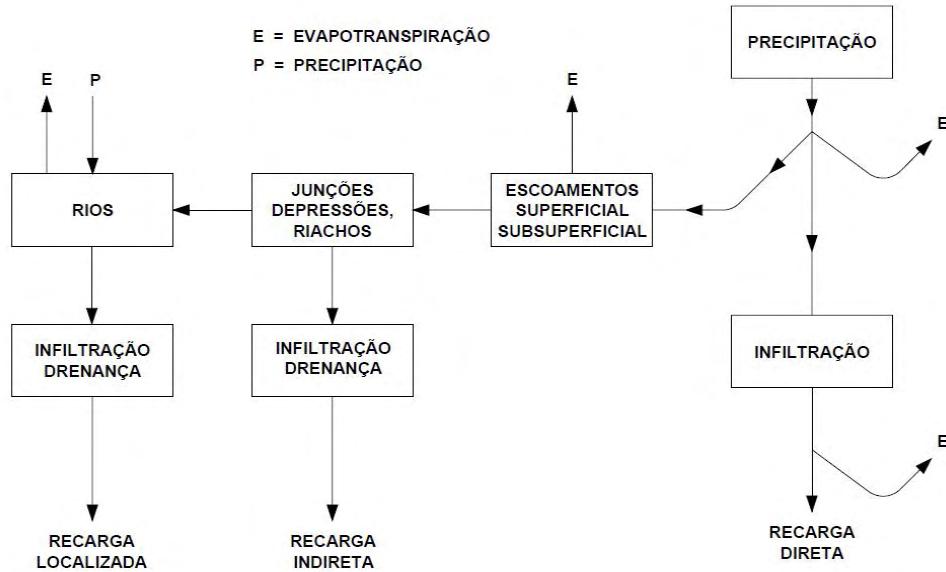


Figura 5 - Mecanismos de recarga para regiões úmidas proposto por Rabelo (2006).

Tendo em vista que nem toda água excedente abastece os aquíferos, devido ao escoamento superficial e a evapotranspiração, deve ser realizado uma distinção conceitual entre as que realmente chegam a abastecê-los, daquelas que estão disponíveis, mas não conseguem alcançar a zona saturada do solo. Estes termos são denominados, respectivamente, de recarga real e recarga potencial (VRIES & SIMMERS, 2002).

O uso das águas subterrâneas é de fundamental importância para a expansão urbana, agrícola e industrial de uma região, principalmente quando estas estão localizadas em zonas áridas e semi-áridas. O conhecimento da taxa atual de recarga e o monitoramento dos aquíferos são, portanto, pré-requisitos para uma gestão eficiente e sustentável das águas subterrâneas, onde tais fontes são a chave para o desenvolvimento econômico em algumas regiões (VRIES & SIMMERS, 2002; BANERJEE et al., 2009).

Nas últimas décadas, mais precisamente a partir da década de 1980, muitos hidrólogos vêm tentando estimar a recarga natural de aquíferos (VRIES & SIMMERS, 2002; SANFORD, 2002). Desde então, vários processos vêm sendo empregados para atingir esse objetivo. No entanto, vários fatores são determinantes para a escolha de um método adequado para cada região, sendo muitas vezes necessária a utilização de vários

deles para realizar uma comparação entre os resultados (VRIES & SIMMERS, 2002; SCANLON et al., 2002; HEALY & COOK, 2002; MAZIEIRO, 2005).

Para escolher um método adequado devem ser levados em consideração, além da influência de cada região, os objetivos a serem alcançados. Estes objetivos estão diretamente relacionados com o nível de exigência, no que se refere à precisão dos resultados, à dimensão do sistema envolvido e às características hidrogeológicas locais (BARRETO, 2006; WENDLAND et al., 2007).

Buscando sanar qualquer dúvida quanto à aplicação do método adequado para cada região, de acordo com os objetivos a serem alcançados, foram realizadas revisões destes métodos de estimativa de recarga por Lerner et al. (1990), Vries & Simmers (2002), Sanford (2002), Scanlon et al. (2002), Barreto (2006), Rabelo (2006) e Gomes (2008).

Scanlon et al. (2002) classificou as técnicas de estimativa de recarga natural de acordo com a distribuição de água no solo e o clima da região, como mostra a Tabela 3.

Tabela 3 - Técnicas apropriadas de estimativa de recarga de acordo com as zonas do solo e o clima da região (Fonte: Scanlon et al., 2002).

| Zona Hidrológica | Técnica | |
|-------------------|---|--|
| | Climas áridos e semi-áridos | Clima úmido |
| Água superficial | Balanço hídrico de canal Medidores de Seepage Traçadores de calor Traçadores isotópicos Modelos de bacia | Balanço hídrico de canal Medidores de Seepage Descarga de base Traçadores isotópicos Modelos de bacia |
| Zona não saturada | Lisímetros Plano de fluxo nulo Lei de Darcy Traçadores [histórico (^{36}Cl , ^3H), ambiental (Cl)] Modelagem numérica | Lisímetros Plano de Fluxo nulo Lei de Darcy Traçadores aplicados Modelagem numérica |
| Zona Saturada | Traçadores [histórico (CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$), ambiental (Cl, ^{14}C)] Modelagem numérica | Flutuação do nível freático Lei de Darcy Traçadores [histórico (CFC's, $^3\text{H}/^3\text{He}$)] Modelagem numérica |

De acordo com a Tabela 3, os métodos utilizados nas regiões (semi) áridas e úmidas podem ser divididos em técnicas físicas; baseadas no balanço hídrico; técnicas dos traçadores; e da modelagem numérica. Scanlon et al. (2002) não incluiram o método da flutuação do nível freático entre as técnicas aplicáveis para climas áridos e semi-áridos, entretanto, ele é utilizado nestas regiões, com resultados satisfatórios (MARÉCHAL et al., 2006; SHARDA et al., 2006; SIBANDA et al., 2009). Scanlon et al. (2002) também descreveram detalhadamente vários métodos baseados nestas técnicas.

2.4.1 Método do balanço hídrico

O método baseado no balanço hídrico é amplamente utilizado, principalmente nas regiões úmidas. Ele considera as principais variáveis do ciclo hidrológico como entrada e saída do sistema. A aplicação deste método leva em consideração que as variáveis extra-aquífero são mais fáceis de serem determinadas do que a recarga. A partir dos dados destas variáveis, a obtenção da estimativa da recarga direta é considerada como sendo o termo residual de todos os outros termos da formulação.

Este método permite avaliar quantitativamente as componentes do balanço hídrico através da equação (SCANLON et al., 2002):

$$P + Q_e = ET + Q_s + \Delta S \quad (3)$$

onde P é a precipitação; Q_e é o fluxo de água que entra no sistema; Q_s é o fluxo de água que sai do sistema; ET é a evapotranspiração; e ΔS é a variação no armazenamento de água.

Na Equação 3 os componentes podem ser divididos em vários sub-componentes. A entrada e saída de água são separadas entre superficial e subterrânea; a fonte da evapotranspiração e o armazenamento da água podem ocorrer na zona superficial, não saturada e saturada, como está descrito abaixo:

$$P + Q_e^{sl} + Q_e^{zs} = ET^{sl} + ET^{ns} + ET^{zs} + R_0 + Q_s^{zs} + Q_b + \Delta S^{sl} + \Delta S^{ns} + \Delta S^{zs} \quad (4)$$

em que os itens subscritos são identificados também em superficial (sl), zona não saturada (ns) e zona saturada (zs); R_0 é o fluxo superficial de saída na área; e Q_b é o fluxo de base

(descarga para as nascentes e/ou rios). A recarga subterrânea, R, inclui toda água que atinge a zona saturada e pode ser descrita como (SCHICHT & WALTON, 1961 apud SCANLON et al., 2002):

$$R = Q_s^{zs} - Q_e^{zs} + Q^b + ET^{zs} + \Delta S^{zs} \quad (5)$$

sendo: $Q_s^{zs} - Q_e^{zs}$ o fluxo líquido subsuperficial da área de estudo; Q^b o fluxo de base; ET^{zs} a evapotranspiração subterrânea; e ΔS^{zs} o armazenamento subsuperficial. Esta equação estabelece que toda água que chega ao lençol freático sai da bacia como fluxo subterrâneo, descarga de superfície, evapotranspiração, ou é retida no armazenamento. Substituindo a Equação (5) na Equação (4) têm-se a seguinte versão do balanço hídrico:

$$R = P + Q_e^{sl} - R_0 - ET^{sl} - ET^{ns} - \Delta S^{ns} - \Delta S^{zs} \quad (6)$$

Scanlon et al. (2002) afirmam que este método é de simples utilização, pois necessita de dados bastante disponíveis em bacias experimentais (precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e níveis d'água), porém, para que haja uma precisão nos resultados, estas variáveis precisam ter exatidão.

2.4.2 Métodos físicos

➤ Método WTF (*Water Table Fluctuation*)

O método da Flutuação da Superfície Livre é bastante utilizado para estimar a recarga de um aquífero em regiões úmidas, devido ao pequeno número de parâmetros necessários para sua aplicação. Este método usa a flutuação dos níveis d'água subterrânea ao longo do tempo para estimar a recarga e só é aplicável aos aquíferos livres. Além do conhecimento dos níveis d'água subterrânea este método necessita do conhecimento do rendimento específico do solo, apresentado no item 2.3.1, e que pode ser determinado a partir de técnicas de campo, laboratório ou pela literatura (HEALY & COOK, 2002; SCANLON et al., 2002).

Healy & Cook (2002) fazem uma revisão completa da aplicação deste método, que é baseado na premissa de que as elevações dos níveis d'água em aquíferos não confinados

são referentes à água de recarga que atinge a superfície livre, e apresentam a seguinte equação:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} \cong S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (7)$$

onde R é a recarga; S_y é o coeficiente de rendimento específico; h é a altura; e t é o tempo. O método WTF assume que todos os outros componentes do balanço hídrico (fluxo de base, entrada e saída subsuperficial e evapotranspiração) são nulos durante a recarga.

A aplicação da Equação 7 para cada elevação individual do nível d'água determina uma estimativa da recarga total, onde Δh é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente extrapolada é o traço que a curva do poço teria na ausência de elevação de nível d'água, como mostra a Figura 6. O desenho do traço é subjetivo e tenta adaptar a função de defasagem entre o início da precipitação e o início da recarga.

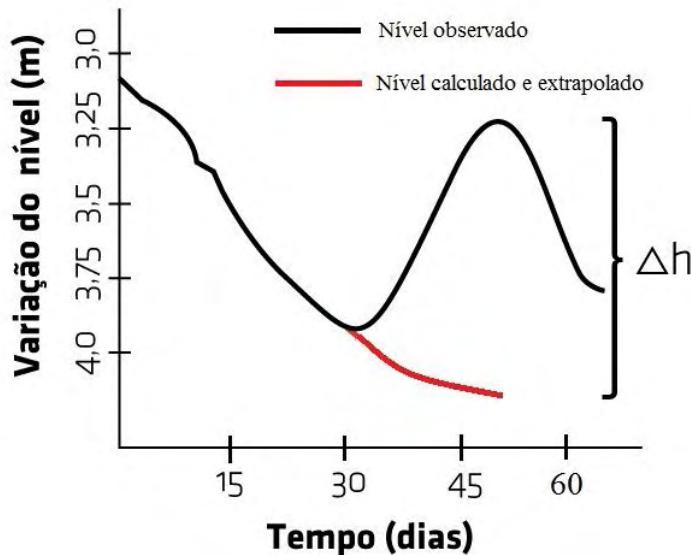


Figura 6 - Aumento hipotético do nível d'água no poço, onde Δh é igual à diferença entre o pico de elevação e o ponto baixo da curva de recessão (Adaptado de Healy & Cook, 2002).

Este método pode ser usado em grandes áreas, desde que os níveis freáticos apresentem súbitas elevações e declínios de níveis d'água, o que é mais comum em aquíferos rasos. Quando o aquífero não apresenta respostas às precipitações o método estimará uma taxa de recarga nula. A principal incerteza na aplicação deste método está

associada à precisão na determinação do rendimento específico (HEALY & COOK, 2002; SCANLON et al., 2002).

Delin et. al. (2006) aplicaram quatro métodos de estimativa de recarga para calibrar o modelo RRR (*Recharge Regression Regional*) em uma região semi-úmida do Estado de Minnesota, nos Estados Unidos. Entre os métodos utilizados estava o WTF, considerado por eles como o método mais simples e fácil de ser aplicado, desde que os dados das flutuações estejam disponíveis. Os valores encontrados a partir deste método apresentaram boa convergência quando comparados com os outros métodos utilizados.

➤ Lei de Darcy

A Lei de Darcy pode ser aplicada para as zonas saturadas e não saturadas. No meio saturado a velocidade de percolação da água no solo é proporcional ao gradiente hidráulico e a constante de proporcionalidade denominada de condutividade (RAWLS, et al., 1993), como mostra a Equação 8.

$$v = -k \frac{dh}{dl} \quad (8)$$

em que v é a velocidade de Darcy ou descarga específica; k é a condutividade hidráulica; e dh/dl é o gradiente hidráulico. O sinal negativo indica que o fluxo da água é na direção da carga decrescente.

Esta lei pode ser aplicada para estimar a taxa de recarga através de uma secção transversal de um aquífero livre ou confinado. Este método assume um fluxo contínuo e sem extração (SCANLON et al., 2002). O fluxo de água subterrânea v é calculado multiplicando a condutividade hidráulica pelo gradiente hidráulico.

Em meio saturado a recarga R pode ser estimada por:

$$R = \frac{vA}{S} \quad (9)$$

onde A é a seção transversal do aquífero; e S é a área de contribuição da recarga. O gradiente hidráulico é, na prática, calculado entre contornos potenciométricos. A imprecisão deste método está associada na alta variabilidade da condutividade hidráulica, assim como acontece com o rendimento específico utilizado no método WTF.

➤ Método CRD (*Cumulative Rainfall Departure*)

O método CRD é baseado na premissa de que as flutuações dos níveis d'água são causadas pelos eventos de precipitação. Beekman & Xu (2003) afirmaram que este método só é aplicável em regiões onde há flutuações dos níveis subterrâneos, e possui uma grande confiabilidade nos resultados quando as informações necessárias para a sua aplicação são precisas. Suas incertezas são elevadas de acordo com o aumento da profundidade do lençol freático, devido às menores respostas do aquífero aos eventos chuvosos.

O CRD foi proposto por Bredenkamp (1995), que o aplicou na África do Sul. Foi classificado por Beekman & Xu (2003) como sendo de boa aplicabilidade, pois pode ser utilizado para pequenas e grandes áreas em diferentes escalas de tempo (Figura 7).

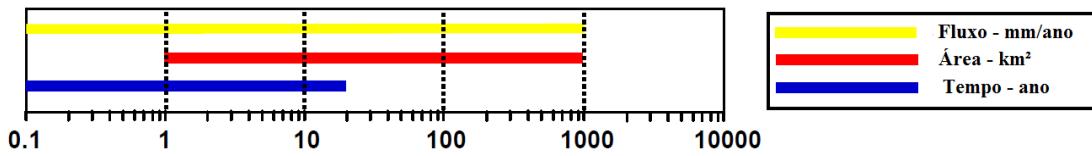


Figura 7 - Aplicabilidade do método CRD (Fonte: Beekman & Xu, 2003).

A formulação de Bredenkamp (1995) para o método é a seguinte:

$${}_{av}^1CRD_i = \sum_{i=1}^n P_i - k \sum_{i=1}^n P_{av} \quad (i = 0, 1, 2, 3, \dots, N) \quad (10)$$

onde P é a precipitação, com o índice “ i ” indicando o mês e “ ${}_{av}$ ” indicando a média; e $k = 1 + (Q_p + Q_{out})/(A \cdot P_{av})$. $k = 1$ indica que não houve bombeamento e $k > 1$ ocorreu bombeamento ou saída natural. A é a área do aquífero.

Bredenkamp (1995) assumiu que um CRD tem uma relação linear com uma mudança do nível d'água mensal, originando a Equação 11.

$$\Delta h_i = \left(\frac{r}{S_y} \right) \cdot ({}_{av}^1CRD_i) \quad (i = 0, 1, 2, 3, \dots, N) \quad (11)$$

sendo, r a porcentagem do CRD que resulta em recarga pela precipitação; S_y é o rendimento específico; e Δh_i a mudança do nível d'água no mês.

Uma nova formulação para o método foi proposta por Xu & van Tonder (2001), que tentaram incluir uma maior série de dados pluviométricos e evitar tendências, porém trabalhos mais recentes ainda utilizam a formulação proposta por Bredenkamp (1995) (BAALOUSH, 2006).

Barreto (2006) ressalta que uma das vantagens na aplicação do método CRD é a necessidade de uma pequena quantidade de dados para o entendimento da variabilidade espacial da recarga. São eles: precipitação mensal, níveis d'água, exploração subterrânea (caso seja considerado) e propriedades do aquífero (rendimento específico e área). Paiva (2006) menciona este método como sendo um dos mais promissores na estimativa de recarga atualmente, juntamente com o WTF.

2.4.3 Métodos dos traçadores

A determinação da estimativa de recarga através dos traçadores reúne uma série de técnicas, como foi apresentado na Tabela 3. As técnicas baseadas neste método estimam a recarga de um aquífero a partir das concentrações de substâncias na água ou proporções entre concentrações destas substâncias.

Um dos métodos de traçadores mais utilizados é o CMB (*Chloride Mass-Balance*), que se baseia na premissa do aumento da concentração de cloreto no solo proveniente da precipitação. A equação do balanço de massa de cl é descrita como (SCANLON et al., 2002; HOUSTON, 2007; GATES et al., 2007; SIBANDA et al., 2009):

$$R = P \left(\frac{Cl_P}{Cl_G} \right) \quad (12)$$

sendo que R é a recarga; P é a precipitação; Cl_P é a concentração de cl na precipitação; e Cl_G é o cl contido na água subterrânea.

Kinzelbach et al. (2002, apud Rabelo, 2006) apontam algumas desvantagens na aplicação deste método, relacionadas à interferência da concentração de cloreto no solo devido à presença de minerais e vegetação, bem como a indisponibilidade de séries de concentração de cl na chuva.

2.5 Estudos de casos

A respeito do que foi apresentado neste item, destinado à estimativa de recarga de aquíferos, alguns estudos de casos utilizando os métodos vistos anteriormente são citados a seguir.

Wendland et al. (2007) realizaram estudos na bacia hidrográfica de Ribeirão da Onça, inserido no Sistema Aquífero Guarani, utilizando os métodos WTF e WB. Os resultados obtidos através do método WTF apontam para uma estimativa de recarga anual entre 313 e 407 mm, o que corresponde a 22-29% da precipitação total (1410 mm). Já a estimativa da taxa de recarga profunda, utilizando o método WB para o ano de 2005, variou entre 10 e 13%. Esta variação apresentada por eles corresponde aos valores estimados do coeficiente de rendimento específico, que foram obtidos através da literatura.

Gomes (2008) também utilizou os métodos WTF e WB para estimar a recarga direta e profunda, respectivamente, também da bacia de Ribeirão da Onça. A recarga direta anual para o período de 2004 a 2007 variou entre 164 mm e 656 mm, ou seja, 14% a 38% das respectivas precipitações. Diferentemente de Wendland et al. (2007) e Barreto (2006) ele determinou o coeficiente de rendimento específico através de técnicas de laboratório. O valor médio de S_y encontrado por ele mostrou-se coerente com o da literatura.

Bons resultados também foram adquiridos por Maziero e Wendland (2008) aplicando os métodos WTF, Darcy e WB para uma área urbanizada. Os dois primeiros métodos apresentaram uma taxa média de recarga praticamente igual e uma similaridade em relação à taxa individual de recarga nos poços de monitoramento, devido aos dois métodos utilizar dados de flutuação do nível freático. Em termos de valores os três métodos apresentaram uma aparente convergência, com taxas de 14,3%, 16,3% e 17,2% da precipitação anual, respectivamente.

Sharda et al. (2006) aplicaram os métodos WTF e CMB para estimar a recarga em uma região semi-árida da Índia ocidental. Os valores encontrados utilizando o método WTF foram de 7,3% e 9,7% da precipitação para os anos de 2003 e 2004, respectivamente, enquanto que para os dois anos a média da recarga foi estimada em 7,5% utilizando o método CMB.

Vários métodos foram utilizados por Sibanda et al. (2009) no aquífero Nyamandhlovu, região semi-árida do Zimbábue, entre eles o WTF e o CMB. Sendo a precipitação anual durante o período estudado de 550 mm para a região, o método baseado

na flutuação do nível freático do aquífero apresentou uma variação de 2-50 mm/ano, enquanto que o método baseado no balanço de massa do cloreto foi de 19-62 mm/ano.

Baalousha (2005) aplicou o método CRD na região semi-árida da Faixa de Gaza, Palestina. Os dados obtidos por ele foram comparados com outros métodos e apresentaram resultados satisfatórios para uma recarga anual na região de aproximadamente 43 milhões de metros cúbicos.

2.6 Considerações finais sobre a revisão literária

A revisão literária realizada neste capítulo da dissertação foi de grande importância para expor alguns conceitos e métodos utilizados na área da pesquisa a que se propõe este trabalho. Como foi visto nos itens anteriores, existem vários métodos para se estimar a taxa de recarga de um aquífero, e a aplicação de cada um deles está associada com os dados disponíveis, pois todos eles apresentam vantagens e desvantagens.

Entre as técnicas apresentadas, as que são baseados na flutuação do nível do aquífero têm sido amplamente utilizadas para estimar a recarga direta subterrânea, e apresentam resultados satisfatórios quando comparadas com outros métodos. Entre estas técnicas baseadas na flutuação do nível freático, destaca-se o método WTF como sendo o mais empregado. A maior dificuldade na utilização deste tipo de método é na determinação dos valores do coeficiente de rendimento específico do solo, necessários para a aplicação destas metodologias. Uma alternativa que pode ser levada em consideração é a utilização de dados provenientes da literatura, como foi realizado em alguns trabalhos citados nos estudos de casos desta revisão.

O método do balanço hídrico também é bastante aplicado para a estimativa da recarga profunda, porém a grande quantidade de dados hidrológicos necessários para a sua aplicação, muitas vezes indisponíveis em algumas bacias, torna-se um empecilho para a sua utilização.

Além das abordagens citadas na revisão, existem muitas outras maneiras de determinar a estimativa de recarga em aquíferos. Ultimamente, muitos pesquisadores vêm utilizando modelos matemáticos e Sistemas de Informação Geográfica (SIG's) para ajudar na tomada de decisões hidrológicas. A determinação da recarga por meio destas ferramentas muitas vezes é realizada levando-se em consideração métodos do balanço hídrico.

3 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo para a realização desta pesquisa foi a bacia hidrográfica do rio Gramame (BRG), que possui uma área de drenagem aproximada de 590 km², banhando os municípios paraibanos de Pedras de Fogo, Santa Rita, Alhandra, Conde, São Miguel de Taipu, Cruz do Espírito Santo e a capital do Estado, João Pessoa. Abrange importantes centros urbanos e industriais, bem como atividades agro-pecuárias. Está localizada entre os paralelos 7°11' e 7°24' de latitude sul e 34°48' e 35°10' de longitude oeste, de acordo com a Figura 8.

É considerada de grande importância para a região metropolitana de João Pessoa, devido à sua contribuição para o abastecimento d'água de cerca de um quarto da população do Estado da Paraíba, inseridos, além da capital, nos municípios de Cabedelo, Santa Rita, Bayeux e Conde. Este abastecimento é realizado através do açude Gramame-Mamuaba, com capacidade de armazenamento na ordem de 56 milhões de m³ (PDRH, 2000).

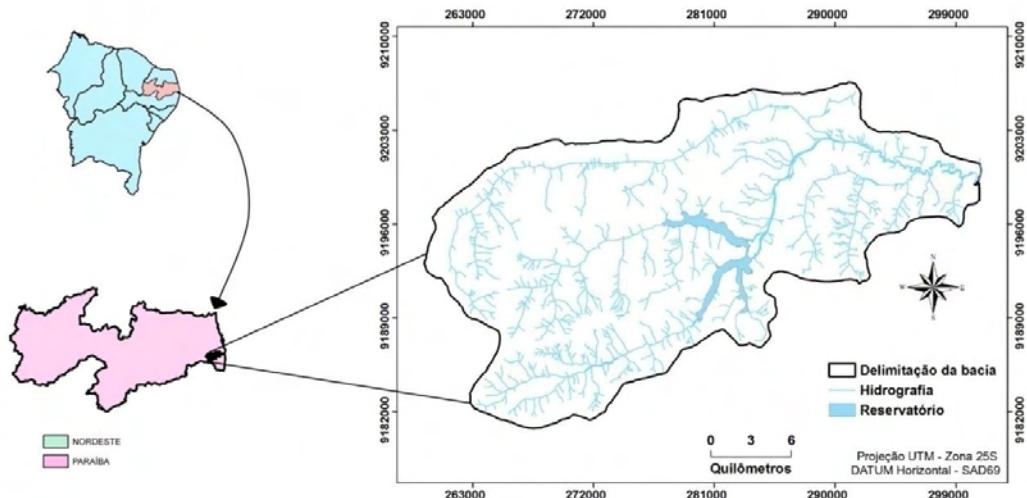


Figura 8 - Localização da bacia hidrográfica do rio Gramame (BRG).

As características físicas da BRG foram descritas em detalhe no Plano Diretor de Recursos Hídricos (PDRH), elaborado em 2000, devido às preocupações com a falta d'água para o abastecimento humano, indústria e irrigação, provocadas pelas sucessivas secas na região. Algumas dessas características serão apresentadas a seguir.

3.1 Forma da bacia

O conhecimento da forma da bacia é de fundamental importância, pois determina o tempo que a água leva, a partir da precipitação, dos limites da bacia, até a saída da mesma (Villela & Mattos, 1975). Existem vários índices utilizados para determinar a forma das bacias, procurando relacioná-las com formas geométricas conhecidas. As características da forma, calculadas para a BRG, são apresentadas na Tabela 4.

Tabela 4 - Fatores de forma da BRG (Fonte: PDRH, 2000).

| A (km²) | P (km) | Lp (km) | F | Kc | L (km) | I (km) |
|---------------------------|---------------|----------------|----------|-----------|---------------|---------------|
| 589,1 | 123,3 | 54,3 | 0,20 | 1,43 | 50,30 | 11,71 |

A = Área da bacia

P = Perímetro da bacia

Lp = Comprimento do rio principal

F = Fator de forma

Kc = Índice de compacidade

L = Lado maior do retângulo equivalente

I = Lado menor do retângulo equivalente

Os valores dos coeficientes encontrados para a BRG indicam que a mesma é ligeiramente arredondada, relativamente compacta e regular, sendo assim, pouco sujeita a processos de enchentes sob suas condições naturais, ou seja, sem a interferência humana.

3.2 Hidrografia

A rede hidrográfica da BRG é formada pelo rio principal, o Gramame, e seus afluentes. O rio principal nasce no município de Pedras de Fogo, a uma altitude aproximada de 150 metros, como mostra o perfil longitudinal da Figura 9. Sua foz limita a divisão entre os municípios de João Pessoa e Conde, na praia de Barra de Gramame. Seus principais afluentes são: o rio Água Boa, rio Pau Brasil, rio Utinga, rio Mamuaba, rio Mumbaba e rio Camaço.

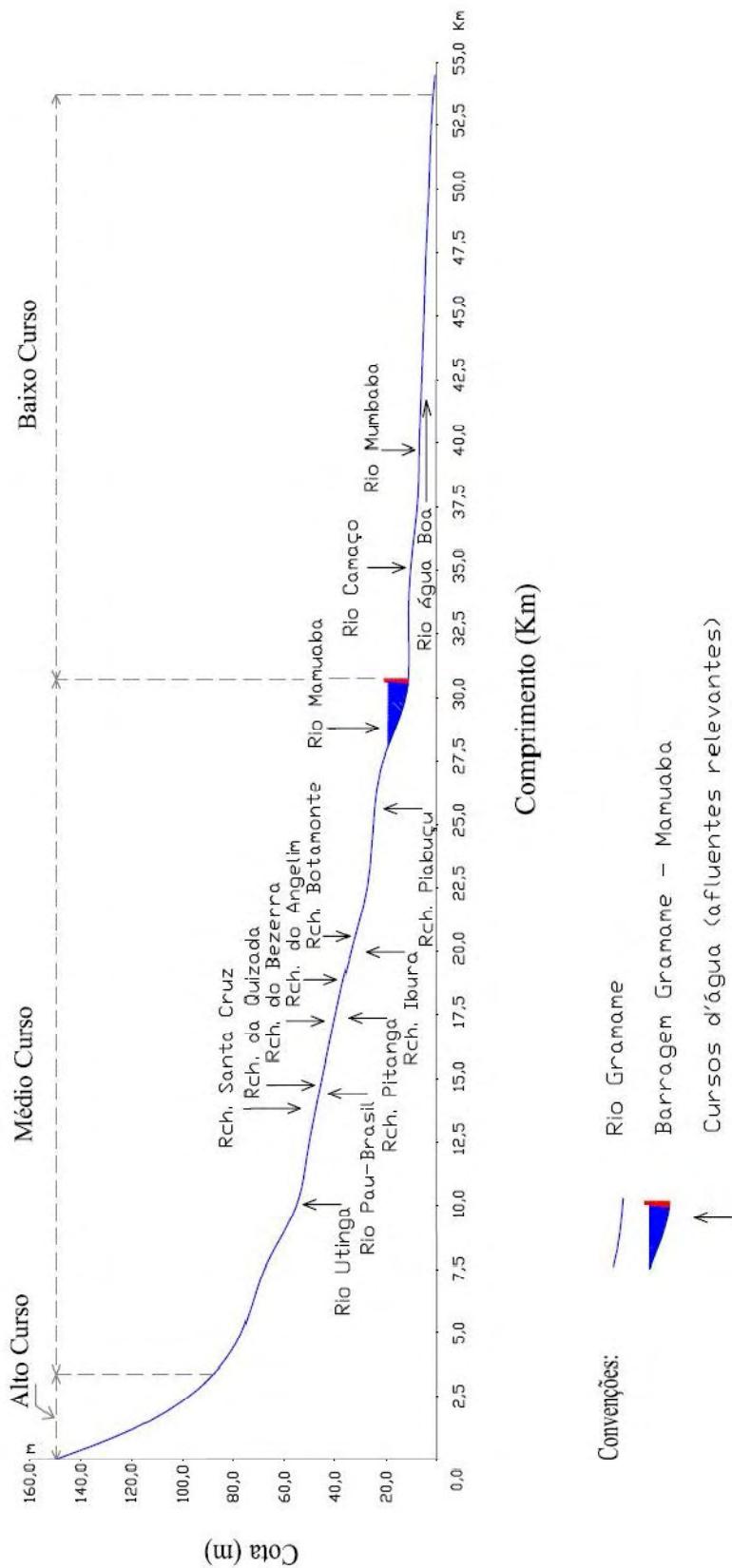


Figura 9 - Perfil Longitudinal do rio Gramame (Fonte: PDRH, 2000).

Os coeficientes fluviométricos da BRG são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 - Coeficientes fluviométricos da BRG (Fonte: PDRH, 2000).

| Rc | Ri | Dd (Km/Km ²) | Ordem |
|------|------|--------------------------|-------|
| 4,87 | 2,54 | 1,23 | 5 |

Rc = Coeficiente de confluência

Ri = Coeficiente de comprimento

Dd = Densidade de drenagem

Ordem = Ordem do curso d'água principal

3.3 Geologia e hidrogeologia

A faixa costeira do Estado da Paraíba encontra-se inserida na Bacia Sedimentar Paraíba. Esta bacia sedimentar marginal se encontra limitada ao sul pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE), e ao norte pela falha de Mamanguape, que representa uma ramificação da Zona de Cisalhamento de Patos (ZCPA) (BARBOSA et al., 2007).

A Bacia Paraíba é subdividida em três sub-bacias, compartimentadas, respectivamente, no sentido norte-sul em: Miriri, Alhandra e Olinda. A BRG encontra-se inserida na Sub-Bacia Alhandra, limitada ao sul pela falha de Goiana e ao norte pela falha de Itabaiana (Figura 10).

Inserido na Sub-Bacia Alhandra se apresentam dispostas quatro unidades litoestratigráficas, depositadas em períodos geológicos distintos. A unidade litoestratigráfica basal é denominada de Formação Beberibe, representada por um espesso pacote de arenitos com granulação variável e espessuras médias de 230 a 280 m. Acima da formação Beberibe repousa de forma concordante a Formação Gramame, de ambiente marinho raso, espessura média inferior a 55 m e predominância de calcários argilosos cinzentos. A continuação da seqüência calcária da Formação Gramame, diferenciada apenas pelo conteúdo fossilíreo, cuja espessura máxima é de 30 m, é denominada de Formação Maria Farinha. Recobrindo de forma discordante o embasamento cristalino pré-cambriano e as rochas sedimentares da Bacia Sedimentar Paraíba, encontram-se os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras, como mostra a Figura 11 (FURRIER et

al., 2006). Na Paraíba, os sedimentos da Formação Barreiras são provenientes basicamente da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino do Planalto da Borborema.

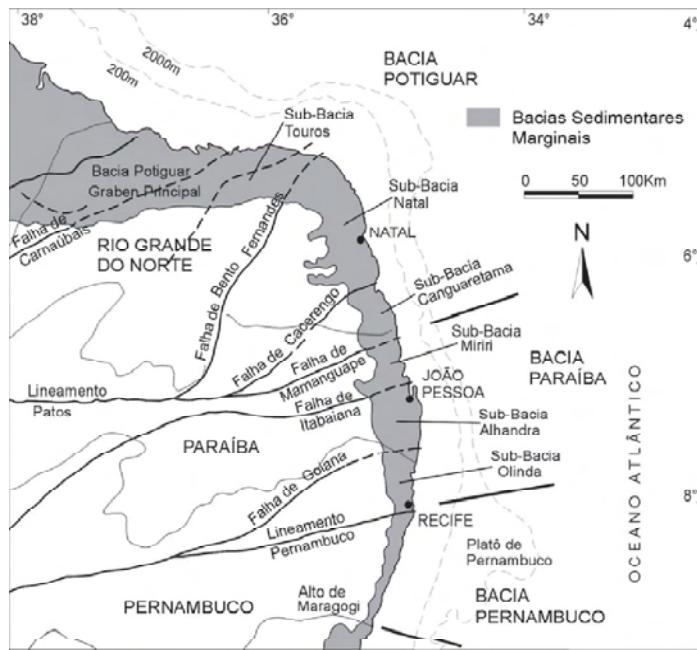


Figura 10 - Bacia Sedimentar Paraíba (Fonte: Barbosa, 2003).

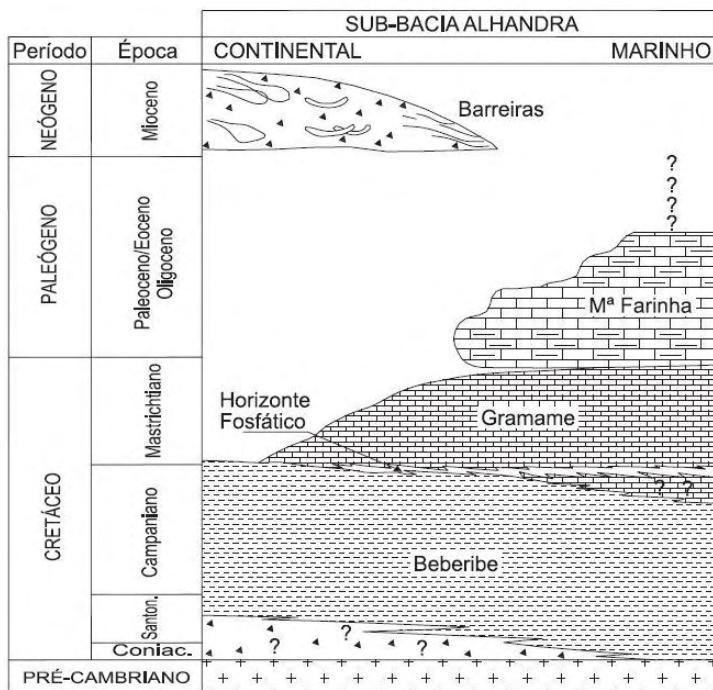


Figura 11 - Estratigrafia da Sub-Bacia Alhandra (Fonte: Furrier, 2006).

De acordo com Alheiros et al. (1988) a Formação Barreiras, caracterizada por areias quartzosas subarcoseanas e argilas, possui espessura bastante variável no Estado da Paraíba, podendo atingir até 80 m. Aluviões e coberturas arenosas mais específicas também se fazem presentes na BRG. Na parte alta da bacia, próximo as nascentes dos rios Gramame, Mumbaba e Mamuaba, afloram, espaçadamente, corpos graníticos e granitóides, alongados e laminados, caracterizados por falhas e fraturas (Figura 12).

A Bacia Sedimentar Paraíba está inserida na Província Hidrogeológica Costeira, que abrange a extensa faixa litorânea do país, estendendo-se desde o Amapá até o Rio Grande do Sul, sendo que em alguns trechos ela apresenta penetrações para o interior. Os aquíferos mais promissores e bem distribuídos da província correspondem aos clásticos não consolidados a fracamente consolidados de idade cenozóica (Q = Aluviões, sedimentos fluviomarininhos e eólicos; TQb = Barreiras) (MENTE, 2008).

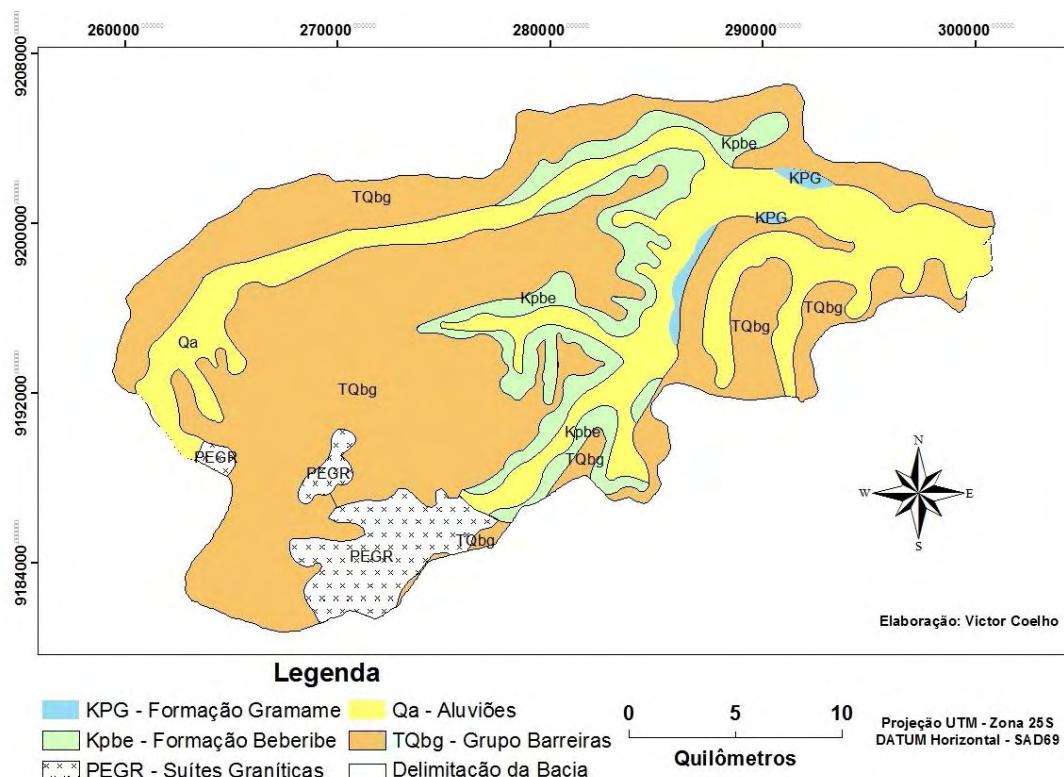


Figura 12 - Mapa geológico da bacia do rio Gramame (BRG) (Fonte: SUDENE, 1978).

3.4 Relevo

O relevo de uma bacia hidrográfica pode modificar os fatores meteorológicos e hidrológicos, tendo em vista que a velocidade do escoamento superficial é determinada

pela declividade do terreno, enquanto que a temperatura, precipitação e evapotranspiração, sofrem grande influência da altitude.

A representação gráfica do relevo da BRG é apresentada na Figura 13, através da curva hipsométrica, obtida através da planimetria das áreas de curva de nível espaçadas de 10 m, acumuladas e expressas em porcentagem da área total da bacia. A partir da curva hipsométrica pode-se definir a altitude mediana e a altitude média, que são de 82 e 80 metros, respectivamente.

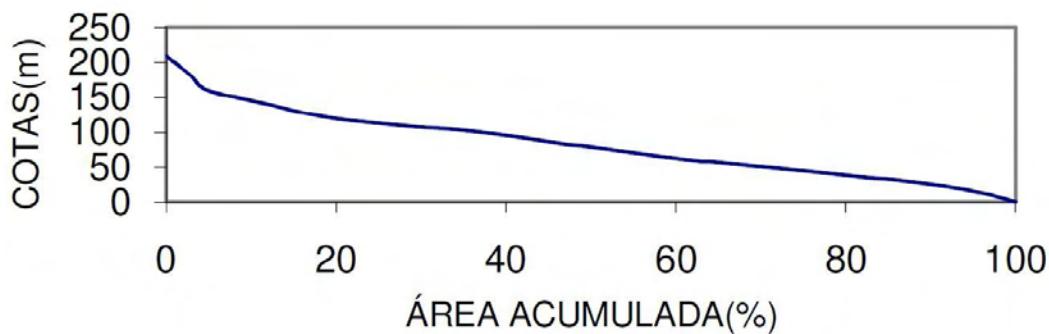


Figura 13 - Curva hipsométrica da bacia do rio Gramame (BRG) (Fonte: PDRH, 2001).

A região apresenta três grandes compartimentos geomorfológicos, são eles: a baixada litorânea, que corta o Estado da Paraíba paralelamente ao litoral, formada por terrenos sedimentares, geralmente quaternários, a partir de processos marinhos, flúvio-marinhos e eólicos; os tabuleiros costeiros, que se estendem por toda faixa litorânea do Nordeste Oriental, representados por baixos planaltos sedimentares que cortam a baixada litorânea no sentido oeste-leste, e formado de material arenoso-argiloso, pouco consolidado, de coloração vermelho-amarelado da Formação Barreiras; e as planícies aluviais, formadas pelo depósito de sedimentos deixados pelas redes hidrográficas (CARVALHO, 1988).

3.5 Clima e vegetação

A classificação climática para a região, de acordo com Köeppen, indica para um clima tropical chuvoso do tipo As', quente e úmido, sem períodos frios e com chuva predominante de outono-inverno. A proximidade da região com a linha do Equador determina as altas temperaturas durante o ano inteiro, com média superior aos 26°C, sendo que a média das máximas atinge 30°C (Janeiro-Abril) e a média das mínimas é de 23°C (junho-agosto) (Paraíba, 1985) (Figura 14).

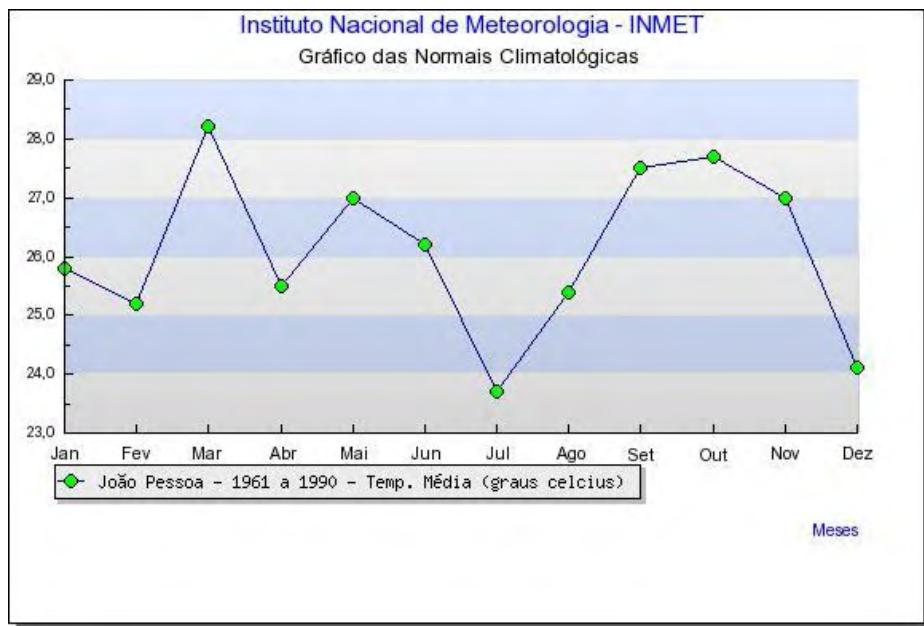


Figura 14 - Temperatura média mensal de João Pessoa, no período de 1961 a 1990 (Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia – INMET).

A bacia do rio Gramame está inserida na região litorânea, que possui a maior média anual de precipitação do Estado, variando entre 1400-1800 mm. Os ventos predominantes são os alíseos de Sudeste, com velocidade moderada.

A BRG possui uma grande diversidade no quadro vegetal, o qual as unidades fitogeográficas são determinadas, além das condições climáticas, pelas condições variadas dos compartimentos morfológicos e pedológicos presentes na região, com destaque para a Mata Atlântica, os Cerrados, os Manguezais, e os Campos de Várzea.

Por outro lado, possui um elevado índice de devastação da vegetação nativa, como consequência das diversas atividades exploratórias desordenadas na região, principalmente para o cultivo da monocultura da cana-de-açúcar e abacaxi, indústrias de mineração, instalação de loteamentos, estruturas viárias e construção do açude Gramame-Mumbaba (SANTOS et al. 2002), como será mostrado no mapa de uso do solo elaborado para a dissertação.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Para a realização desta pesquisa foi realizado um levantamento bibliográfico a respeito da temática proposta, a fim de traçar a metodologia adequada para atingir os objetivos citados anteriormente. Muitas atividades de campo também foram realizadas para coletar dados da variação dos níveis do lençol freático da bacia, da precipitação, das propriedades hidrodinâmicas superficiais do solo, e das informações espaciais para a geração de um mapa atual do uso do solo. Atividades de laboratório também foram necessárias para o armazenamento e processamento dos dados. Para tanto, foram utilizados o Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental (LARHENA) e o Laboratório de Hidráulica, ambos da Universidade Federal da Paraíba (UFPB).

4.1 Monitoramento do nível estático

O monitoramento do nível estático (NE) do aquífero livre da BRG foi realizado em 27 poços do tipo amazonas existente na região, que foram selecionados e cadastrados de maneira bem distribuída espacialmente na bacia (Figura 15). Devido às poucas informações a respeito dos poços instalados na BRG, principalmente na zona rural, várias idas a campo foram necessárias para localizar, selecionar e cadastrar os poços para o monitoramento.

Os poços cadastrados foram identificados com uma numeração de 1 a 27, antecedido da letra P (Tabela 6). A posição geográfica foi adquirida através da utilização de um GPS do tipo GARMIM (Gpsmap76csx), com precisão de 2 metros. Outras informações dos poços, tais como, sua utilização e condições preliminares de salubridade do seu entorno, também foram anotadas em uma planilha. A profundidade dos poços selecionados variou entre 3,5 e 36 metros.

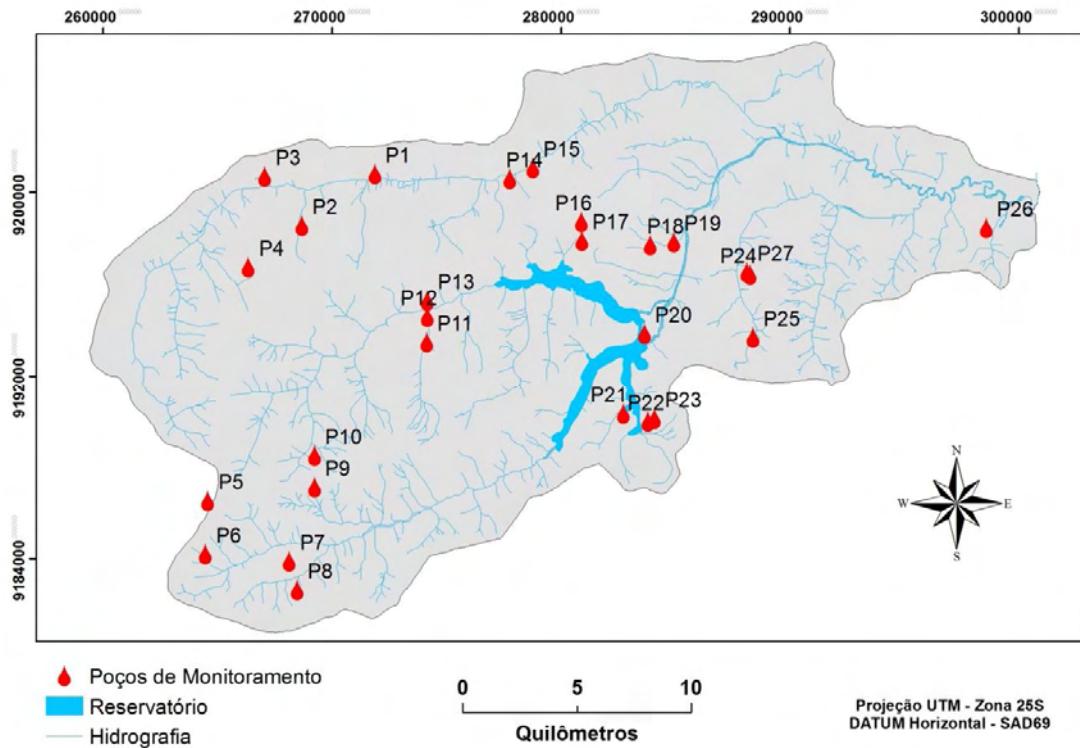


Figura 15 - Distribuição espacial dos poços de monitoramento.

Os dados da variação dos níveis do aquífero livre são correspondentes ao período de um ano hidrológico, sendo iniciado em novembro de 2009 até outubro de 2010. Zhou (1996) estabeleceu uma freqüência de medição mensal dos níveis d'água como sendo ideal para o monitoramento de aquíferos, porém outros trabalhos indicam uma freqüência mais curta na coleta destes dados. Barreto (2006) realizou um monitoramento quinzenal dos níveis para detectar as pequenas oscilações que certamente ocorrem entre sucessivas medições.

Na BRG, como no período do verão as precipitações são relativamente baixas, os dados foram coletados com uma freqüência mensal. Para os meses de maio, junho e julho, quando a precipitação na região é maior, as coletas foram realizadas com uma freqüência quinzenal, com o objetivo de melhor representar as respostas das chuvas a ascensão do nível do aquífero.

Para tanto, foi utilizado um medidor manual de nível d'água da marca Brasbailer, com dispositivo de contato elétrico. O nível do lençol freático é determinado a partir da diferença entre a parte superior do poço e a posição da água no momento da medição,

através da graduação métrica do cabo do medidor, que possui extensão de 100 metros (Figura 16).

Tabela 6 - Informações dos poços de monitoramento.

| Identificação | Localização (UTM - Zona 25S) | | Altitude* | Profundidade** (m) |
|---------------|------------------------------|------------------|-----------|-----------------------|
| | Latitude (m) | Longitude (m) | | |
| P1 | 271868 | 9200823 | 63 | 6,70 |
| P2 | 268670 | 9198581 | 78 | 9,25 |
| P3 | 267056 | 9200729 | 75 | 6,15 |
| P4 | 266336 | 9196776 | 149 | 20,50 |
| P5 | 264560 | 9186535 | 190 | 11,00 |
| P6 | 264458 | 9184209 | 150 | 7,80 |
| P7 | 268132 | 9183893 | 140 | 19,80 |
| P8 | 268467 | 9182638 | 125 | 5,80 |
| P9 | 269231 | 9187134 | 130 | 11,40 |
| P10 | 269233 | 9188520 | 127 | 8,70 |
| P11 | 274134 | 9193506 | 62 | 6,80 |
| P12 | 274162 | 9194609 | 64 | 5,40 |
| P13 | 274161 | 9195314 | 73 | 4,60 |
| P14 | 277764 | 9200633 | 42 | 4,50 |
| P15 | 278777 | 9201104 | 44 | - |
| P16 | 280884 | 9198748 | 85 | 11,00 |
| P17 | 280916 | 9197918 | 83 | 9,70 |
| P18 | 283894 | 9197739 | 34 | 10,00 |
| P19 | 284935 | 9197858 | 32 | 3,50 |
| P20 | 283658 | 9193864 | 39 | 18,00 |
| P21 | 284935 | 9197858 | 48 | 4,70 |
| P22 | 283802 | 9189991 | 65 | 18,00 |
| P23 | 284086 | 9190123 | 86 | 36,00 |
| P24 | 288857 | 9196434 | 63 | 19,40 |
| P25 | 288390 | 9193703 | 45 | 9,60 |
| P26 | 298595 | 9198478 | 30 | 14,00 |
| P27 | 288130 | 9196544 | 58 | 17,35 |

* Altitude determinada com o GPS do tipo GARMIM (Gpsmap76csx), com precisão de 2 metros.

** Profundidade aproximada obtida com uma trena métrica durante as visitas de campo.



Figura 16 - Medição do nível estático do poço P5 com medidor manual (Foto: Victor Coelho, em 2010).

4.2 Dados de precipitação

Os dados de precipitação foram monitorados e coletados através de nove estações pluviométricas inseridas na bacia e seu entorno (Figura 17 e Tabela 7). Do total dos postos pluviométricos, oito são equipados com pluviômetros do tipo Ville de Paris, e apenas um com pluviômetro digital da marca Campbell Scientific, que é conectado a um datalogger alimentado por bateria e painel solar (Figura 18). Sete postos foram instalados na bacia pela AESA (Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba), um pertence à usina pernambucana Olho D’água, e o posto digital foi instalado no âmbito do projeto IBESA (Implantação de Bacias Experimentais do Semi-árido) pela equipe de pesquisadores da UFPB. Os dados de chuva dos postos da AESA e da usina Olho D’água são coletados diariamente por observadores locais, e os dados da estação digital são coletados quinzenalmente por alunos, funcionários e professores da UFPB. Visitas freqüentes foram realizadas nestes postos para verificar possíveis problemas nos aparelhos ou na coleta dos dados. As falhas existentes durante o período de janeiro de 2008 a dezembro de 2010 foram corrigidas e homogeneizadas através do método do vetor regional.

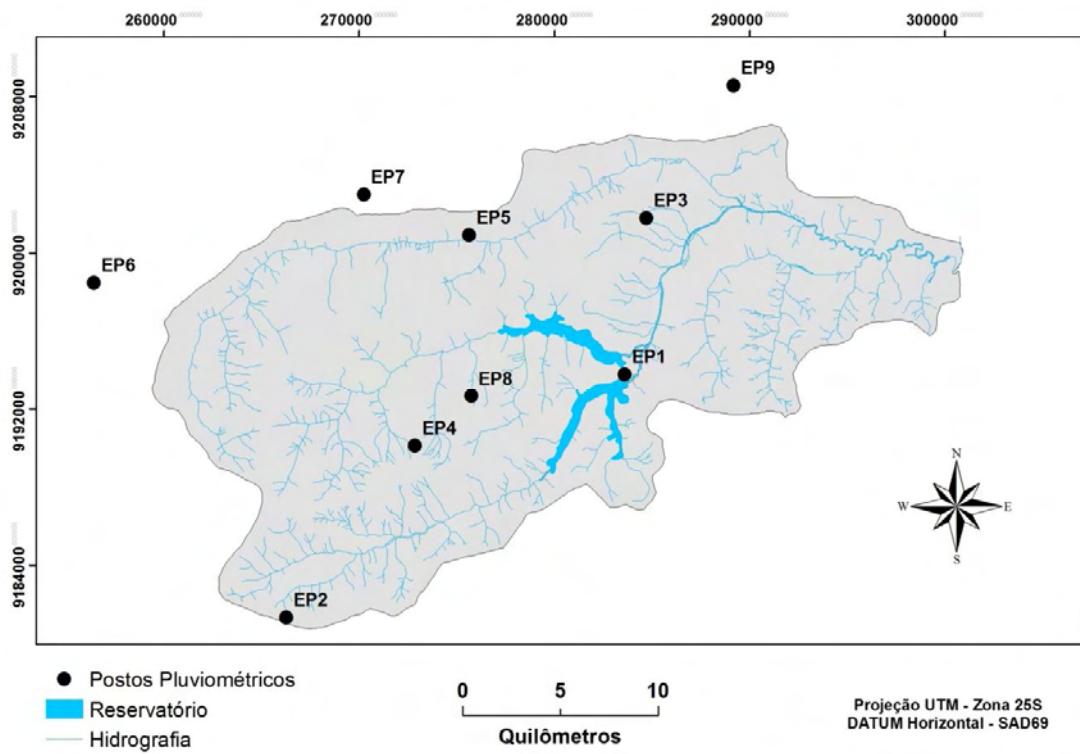


Figura 17 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos.



Figura 18 - Pluviômetro Ville de Paris (A) e pluviômetro digital (B) instalados na bacia
(Fotos: Victor Coelho, em 2010).

Tabela 7 - Informações dos postos pluviométricos da bacia.

| Estação | | Localização (UTM - Zona 25S) | | Administrador | Número de falhas |
|---------|-----------------------------|---------------------------------|--------------|----------------|---------------------|
| ID | Nome | Lat. (m) | Long. (m) | | |
| EP1 | Conde/Açúde | 283609 | 9193808 | AESA | 1 |
| EP2 | Pedras de Fogo | 266271 | 9181320 | AESA | 0 |
| EP3 | João Pessoa/CEDRES | 284723 | 9201788 | AESA | 0 |
| EP4 | Pedras de Fogo/Buraco Fundo | 272856 | 9190114 | AESA | 1 |
| EP5 | Santa Rita/Indaiá | 275635 | 9200919 | AESA | 1 |
| EP6 | São Miguel de Taipu | 256433 | 9198486 | AESA | 5 |
| EP7 | Bela Rosa | 270247 | 9203008 | U. Olho D'água | 0 |
| EP8 | Estação 2 Guaraíra | 275752 | 9192675 | UFPB | 0 |
| EP9 | João Pessoa/Marés | 289191 | 9208587 | AESA | 3 |

Para determinar a precipitação média da bacia e a área de influência de cada posto pluviométrico, foi utilizado o método dos polígonos de Thiessen, que estabelece que a chuva registrada em qualquer ponto da bacia é igual aquela registrada no pluviômetro mais próximo. Neste método, a influência de um determinado posto pluviométrico é aplicado até a metade da distância do seguinte pluviômetro em qualquer direção. Os pesos relativos de cada pluviômetro são determinados de acordo com as áreas de influência da rede de polígonos de Thiessen. A precipitação média da bacia (P_m) é calculada através da Equação 13 (CHOW et al., 1994).

$$P_m = \frac{1}{A} \cdot \sum A_i P_i \quad (13)$$

onde A_i é a área de influência do posto i ; P_i é a precipitação registrada no posto i ; e A é a área total da bacia.

4.3 Método para estimativa da recarga direta (WTF)

O método escolhido para a estimativa da recarga direta foi o WTF, que é baseado na análise da variação temporal do nível freático, como descrito no item 2.5.2 deste

trabalho. Ele foi selecionado pela disponibilidade dos dados necessários para a sua aplicação, facilidade de utilização e registros de bons resultados na literatura.

Para o método WTF, as variações dos níveis do aquífero foram analisadas através da identificação e extração das curvas de recessão, como mostrado na Figura 6. Esta técnica consiste em identificar os períodos em que não há recarga direta, observando a precipitação ocorrida no período e mudanças bruscas na elevação da declividade do nível do aquífero. Gomes (2008) utilizou uma função do tipo exponencial para extrapolar as curvas de recessão dos níveis dos poços, entretanto, Healy & Cook (2002) afirmam não haver um tipo específico de função. Para este trabalho foi adotada a função potencial utilizada por Barreto (2006) e Wendland et al. (2007), apresentada na Equação 14.

$$N_c = a \cdot (P - P_0)^b \quad (14)$$

onde N_c é o nível do aquífero calculado; P é o número de dias contados a partir do primeiro dia de monitoramento no poço; a , b e P_0 são parâmetros a serem determinados. Com a identificação dos parâmetros da função de recessão do poço, aplica-se a função aos outros períodos de recessão, mantendo a e b próximos aos valores encontrados para a primeira curva de recessão do nível do aquífero. A extração da curva é feita até o ponto em que se inicia um novo período recessivo.

Após a extração da curva de recessão, utilizando a função potencial, a recarga direta para cada poço de observação, durante um período de tempo, é igual a:

$$\frac{R_d}{S_y} = (N_{oi} - N_{cei}) - (N_{oj} - N_{cej}) \quad (i > j) \quad (15)$$

onde R_d é a recarga direta; S_y é o coeficiente de rendimento específico; N_{oi} é o nível observado do aquífero no instante i ; N_{cei} é o nível calculado e extrapolado da curva de recessão no instante i ; N_{oj} é nível observado do aquífero no instante j ; e N_{cej} é o nível calculado e extrapolado da curva de recessão no instante j .

A recarga direta para a bacia é dada pela média aritmética da recarga direta encontrada para cada poço de observação considerado.

4.4 Elaboração do mapa de uso e ocupação de solo

O mapa de uso e ocupação do solo foi elaborado a partir de imagens de satélites e visitas in loco. As imagens de satélites foram disponibilizadas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e pelo Google Earth versão 5.0.1. A imagem disponibilizada pelo INPE foi a do satélite LANDSAT-5, equipado com sensor TM (*Thematic Mapper*) de sete bandas espectrais, do dia 26/08/2006. As bandas espectrais agrupadas no SIG para este trabalho foram as de número três, quatro e cinco, pois ofereciam uma melhor categorização do solo. Imagens mais recentes deste e de outros satélites disponibilizados pelo INPE não foram utilizadas devido à grande cobertura de nuvens na área de estudo.

As imagens do Google Earth utilizadas são mais recentes, do ano de 2009. Um mosaico delas teve que ser realizado em ambiente SIG, devido à extensão da área de estudo. Embora forneçam as informações espaciais, as imagens de satélite disponibilizadas para a região não possuem uma boa qualidade, sendo necessárias visitas a campo com a utilização de um GPS do tipo GARMIM (Gpsmap76csx) para abolir qualquer dúvida gerada pela má qualidade das imagens. De posse das informações das imagens e das idas a campo, as classes dos usos do solo foram então agrupadas em polígonos e finalizadas em ambiente SIG.

4.5 Determinação das propriedades hidrodinâmicas do solo

As propriedades hidrodinâmicas da camada superficial da zona não saturada do solo da BRG foram obtidas para realizar uma comparação com a variação dos níveis estáticos dos poços. Os dados utilizados para esta comparação são relativos à condutividade hidráulica e granulometria, porém, todos os parâmetros obtidos são apresentados nos resultados, incluindo as curvas de condutividade hidráulica e retenção de água no solo, pois estes resultados poderão servir para futuros estudos na região. Para tanto, foram realizados ensaios de infiltração e coleta de amostras de solo no campo, além de análises de laboratório utilizando a metodologia Beerkan, desenvolvida por Haverkamp et al. (1999). A aplicação deste método permite determinar as curvas de retenção da água no solo e a condutividade hidráulica, através do ajuste matemático das curvas de infiltração, e será apresentado a seguir.

4.5.1 Atividades de Campo

Foram escolhidos 33 pontos (Figura 19), de maneira bem distribuída na bacia, para a realização de testes tridimensionais de infiltração, utilizando um anel de PVC com raio de 9 cm e coleta de amostras de solo, para caracterização granulométrica. Para cada ponto selecionado foram realizados dois experimentos simultaneamente, com distância de aproximadamente dois metros entre os pontos, como proposto por Silva (2009), pois ele encontrou alta sensibilidade da metodologia às variações encontradas em campo. Isto foi feito também de forma a obter uma melhor representatividade dos resultados desse método. Quando os dois experimentos de cada ponto apresentaram resultados satisfatórios em relação à curva de infiltração, apenas o mais representativo deles foi escolhido. Na escolha dos pontos para a realização dos testes também foram considerados os diversos usos do solo na área de estudo.

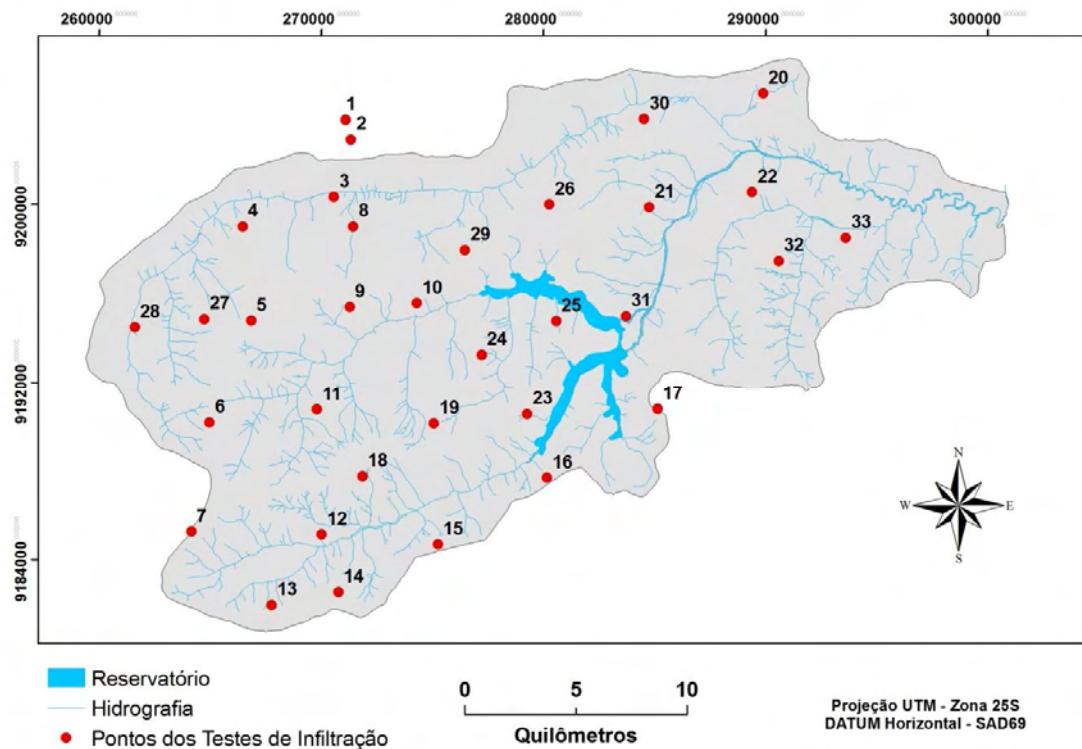


Figura 19 - Distribuição espacial dos testes de infiltração e coleta de solo.

Para os ensaios de infiltração anota-se o tempo que volumes constantes de água (200 mL), adicionados ao anel de PVC, levam para infiltrar (Figura 20). O número de

repetições contínuas utilizados nesta pesquisa variou de acordo com o tipo de solo e foram realizadas até a estabilização do processo de infiltração.



Figura 20 - Teste tridimensional de infiltração (Foto: Victor Coelho).

Amostras do solo foram coletadas anteriormente e logo após os testes, para a determinação da umidade gravimétrica inicial (w_0), da curva de distribuição do tamanho das partículas (Figura 21), da massa específica aparente (ρ_d) (amostra indeformada) e da umidade gravimétrica final (w_f) (Figura 22).



Figura 21 - Coletas de amostras para a determinação da umidade inicial (A) e determinação da curva granulométrica (B) (Fotos: Victor Hugo Coelho, em 2010).



Figura 22 - Coleta de amostras para a determinação da massa específica (A) e da umidade gravimétrica final (B) (Fotos: Uíara Araújo, em 2010).

Todas as informações coletadas em campo foram devidamente anotadas em uma planilha de campo, que continha espaços para preencher as informações de localização do ponto, tempo de infiltração da lâmina d'água, numeração dos recipientes onde as amostras de solo são armazenadas, e observações adicionais relatadas em campo.

4.5.2 Atividades de laboratório

As amostras de solo coletadas para a determinação da umidade gravimétrica inicial, final e a densidade, devidamente acondicionados em recipientes numerados, foram levadas para o Laboratório de Hidráulica e pesadas. Após a pesagem das amostras sob as condições de campo, elas foram colocadas na estufa para secagem durante 24 horas, sob uma temperatura de 110°C e pesadas novamente após estarem secas (Figura 23).



Figura 23 - Estufa para secagem de sedimentos (A) e balança de precisão para pesagem das amostras (B) (Fotos: Victor Coelho).

As umidades gravimétrica inicial (w_0) e final (w_f), e a massa específica do solo ρ_d , são obtidas através das Equações 16 e 17, respectivamente.

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \quad (16)$$

onde V_a é o volume de água da amostra e V_t o volume total da amostra.

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (17)$$

sendo M_s o peso da amostra seca e V_t o volume total da amostra.

As curvas de distribuição do tamanho das partículas são obtidas através do peneiramento das amostras, seguindo as normas estabelecidas pela NBR-7181 da Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT (1984). Primeiramente a amostra coletada em campo era pesada, e em seguida peneirada na peneira #10. O material retido nesta peneira era lavado, secado na estufa a uma temperatura de 110°C durante 24 horas e pesado. Do material que passou pela peneira, eram separados 50 gramas para a determinação da umidade higroscópica e colocado na estufa para secagem. Após a secagem na estufa estes 50 gramas eram novamente pesados.

Ainda do material que passou na peneira #10, retirou-se uma amostra de 100 gramas para ser “lavada” na peneira #200. Após a lavagem, o material retido era secado na estufa. O material seco era então peneirado no conjunto de peneiras de 1,2; 06; 0,42; 0,30; 0,15; e 0,074 mm de abertura (Figura 24).



Figura 24 - Peneiras e agitador (Foto: Victor Coelho, em 2011).

4.5.3 O método Beerkan

A partir dos ensaios empíricos simplificados de infiltração e análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo, o método Beerkan permite determinar a curva de retenção da água no solo, $\theta(h)$, e da condutividade hidráulica, $K(\theta)$. A determinação do $\theta(h)$ e $K(\theta)$ podem ser descritas por cinco parâmetros: dois de forma e três de normalização (Haverkamp et al., 1994; Lassabaterè et al., 2006; Furtunato et al., 2007; Souza et al., 2007; Silva, 2009). Este método utiliza os modelos de Van Genuchten (1980) e Brooks & Corey (1964) para descrever $\theta(h)$ (curva de retenção) e $K(\theta)$ (curva de condutividade hidráulica).

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{Burdine, 1953}) \quad (18)$$

e

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (19)$$

sendo θ a umidade volumétrica [$L^3 L^{-3}$]; θ_r e θ_s as umidades volumétricas residual e saturada [$L^3 L^{-3}$], respectivamente; h o potencial matricial [L]; hg [L] um valor de escala de h ; n e m são parâmetros de forma; K_s a condutividade hidráulica saturada do solo [$L T^{-1}$] e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

As Equações (18) e (19) contêm cinco parâmetros a serem determinados: dois de forma (m ou n e η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s e hg). Os parâmetros de forma e normalização estão relacionados à textura e a estrutura do solo, respectivamente, e foram obtidos através da utilização do programa BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*), desenvolvido por Lassabatère et al. (2006).

Para obter os parâmetros de forma e normalização, bem como as curvas de condutividade hidráulica e retenção de água no solo através do programa BEST, devem ser criados três arquivos de entrada: o Dcum.txt, que possui os dados de granulometria (Figura 25); o inputBESTw.txt, com os valores de densidade, umidade, e raio do cilindro utilizado nos testes de infiltração (Figura 26); e o Iexp_t.txt, que possui os dados de infiltração (Figura 27).

| Dcum - Bloco de notas | | | | |
|-----------------------|--------|----------|--------|-------|
| Arquivo | Editar | Formatar | Exibir | Ajuda |
| 0.15 | 0.143 | | | |
| 0.30 | 0.417 | | | |
| 0.42 | 0.581 | | | |
| 0.60 | 0.756 | | | |
| 1.20 | 0.953 | | | |
| 2.0 | 0.991 | | | |
| 4.8 | 1.000 | | | |
| 9.5 | 1.000 | | | |
| 19.1 | 1.000 | | | |
| 25.4 | 1.000 | | | |
| 38.1 | 1.000 | | | |

Figura 25 - Arquivo de entrada com os dados da granulometria para o programa BEST.
Diâmetro das peneiras (mm) na primeira coluna e suas respectivas porcentagens do material não retido na segunda coluna.

| inputBESTw - Bloco de notas | | | | |
|--|--------|----------|--------|-------|
| Arquivo | Editar | Formatar | Exibir | Ajuda |
| D:\P10\relatório final\TODOS OS PONTOS BONS\2A | | | | |
| 1.635550601 | | | | |
| 2.65 | | | | |
| 0.054787041 | | | | |
| 0.377903265 | | | | |
| 90 | | | | |

Figura 26 - Arquivo de entrada com os dados do diretório a ser utilizado, densidade, massa específica da partícula do solo (constante), umidade inicial, umidade final e raio do cilindro, respectivamente, para o programa BEST.

| Iexp_t - Bloco de notas | | | | |
|-------------------------|--------|----------|--------|-------|
| Arquivo | Editar | Formatar | Exibir | Ajuda |
| 0 | 0 | | | |
| 7.859503363 | 8 | | | |
| 15.71900673 | 25 | | | |
| 23.57851009 | 42 | | | |
| 31.43801345 | 59 | | | |
| 39.29751681 | 75 | | | |
| 47.15702018 | 88 | | | |
| 55.01652354 | 101 | | | |
| 62.8760269 | 115 | | | |
| 70.73553026 | 129 | | | |
| 78.59503363 | 143 | | | |
| 86.45453699 | 157 | | | |
| 94.31404035 | 171 | | | |
| 102.1735437 | 185 | | | |
| 110.0330471 | 198 | | | |
| 117.8925504 | 213 | | | |
| 125.7520538 | 227 | | | |
| 133.6115572 | 241 | | | |
| 141.4710605 | 256 | | | |
| 149.3305639 | 271 | | | |

Figura 27 - Arquivo de entrada com os dados de infiltração para o programa BEST.
Lâmina infiltrada (mm) na primeira coluna e tempo (s) na segunda coluna.

4.5.3.1 Formulação dos parâmetros de forma utilizados pelo programa BEST

Os parâmetros de forma podem ser determinados através da similaridade de forma entre a curva de distribuição do tamanho das partículas $F(D)$ e da curva de retenção da água no solo $\theta(h)$. $F(D)$ então foi definido por Haverkamp & Paralange (1986) pela expressão a seguir:

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{com } M = 1 - \frac{2}{n} \quad (20)$$

onde D é o diâmetro da partícula (L), D_g o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L] e m e n os parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas. Os parâmetros de forma da curva de retenção m e n são obtidos a partir do índice de forma do meio p_m pelas seguintes relações:

$$m = \frac{1}{p_m} \left(\sqrt{1 + p_m^2} - 1 \right) \quad (21a)$$

$$n = \frac{2}{1-m} \quad (21b)$$

p_m é estimado a partir de m e n por Zataráinet et al. (2003):

$$p_m = \frac{MN}{1+M} (1+k)^{-1} \quad (22)$$

sendo k um coeficiente definido por Fuentes et al. (1998):

$$k = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad (23)$$

e s a dimensão fractal relativa. A dependência de s com respeito à porosidade total do solo (ϕ) é definida por Fuentes (1992):

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad \text{com } \frac{1}{2} < s < 1 \quad (24)$$

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica de Brooks & Corey (1964), o seu parâmetro de forma, η , pode ser expresso como uma função do produto dos parâmetros de forma da curva de retenção e do fator de tortuosidade (p):

$$\eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad (25)$$

sendo $p = 1$ para o modelo de Burdine (1953).

4.5.3.2 Formulação dos parâmetros de normalização utilizados pelo BEST

O parâmetro de normalização θ_s é estimado a partir da umidade gravimétrica saturada e da massa específica do solo. Os parâmetros K_s e h_g são obtidos a partir da modelagem dos experimentos de infiltração. Para uma fonte de água circular, com um dado potencial de pressão da água, sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme (θ_0), a infiltração acumulada tridimensional $I(t)$ e a taxa de infiltração $q(t)$ podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Equações 26 e 27) e estacionário (Equações 28 e 29) (Haverkamp et al., 1994):

$$I(t) = S\sqrt{t} + [aS^2 + bK_s]t \quad (26)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [aS^2 + bK_s] \quad (27)$$

$$I_{+\infty}(t) = [aS^2 + K_s]t + c \frac{S^2}{K_s} \quad (28)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = aS^2 + K_s \quad (29)$$

onde

$$a = \frac{\gamma}{r\Delta\theta} \quad (30)$$

$$b = \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta + \frac{2-\beta}{3} \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta\right) \quad (31)$$

$$c = \frac{1}{2\left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\gamma\right](1-\beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (32)$$

sendo S a sorvidade [L.T^{-1/2}], r o raio do cilindro [L]; γ igual a 0,75 e β igual a 0,6 (valores aplicáveis para a maioria dos solos, quando $\theta_0 < 0,25\theta_s$).

Para a determinação de K_s e S o BEST utiliza equações, equivalentes às Equações 26 e 27, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário q_{+∞}, ou seja, a Equação 29 nas Equações 26 e 27:

$$I(t) = S\sqrt{t} + [a(1-b)S^2 + bq_{+\infty}]t \quad (33)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [a(1-b)S^2 + bq_{+\infty}] \quad (34)$$

O ajuste da Equação 34 aos dados experimentais da infiltração acumulada (I_{exp}(t)) é obtido pela minimização da clássica função objeto, dada por:

$$f_1(S, K_s, k) = \sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2 \quad (35)$$

na qual k é o número considerado de pontos no regime transitório. O algoritmo usado na minimização de f₁(S,K_s,k) é o de Marquardt (1963 apud Lassabatère et al., 2006) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM):

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2}{\sum_{i=1}^k (I_{\text{exp}}(t_i))^2}} \quad (36)$$

A sorvidade é estimada para todos os valores de k de no mínimo cinco pontos de N_{tot}. S_{MAX} é considerada o valor máximo de toda a seqüência de pontos. Para se obter os valores positivos de K_s, levam-se em consideração as seguintes condições: S_{MAX}² deve ser menor que a taxa de infiltração no regime estacionário (q_{+∞}) dividido pelo coeficiente da Equação 30. A sorvidade máxima S_{MAX} é então definida por:

$$S_{MAX} = \text{MAX}_{N_{obs}=5\dots N_{tot}-1} \left[\text{MIN} \left(S_{N_{obs}}(b=0), \sqrt{\frac{q_{+\infty}}{a}} \right) \right] \quad (37)$$

O K_S é obtido considerando-se o valor verdadeiro de b da Equação 31. O ajuste é feito minimizando a função objeto definida pela Equação 35. Como os ajustes pela Equação 33 nem sempre são válidos, o BEST ajusta os dados para um mínimo de cinco pontos a um máximo de N_{tot} . O BEST então estima a sorvidade $S(k)$, a condutividade hidráulica $K_S(k)$ em função de $S(k)$ e da Equação 29 para um tempo máximo $t_{max}(k)$ definido como:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-b)^2} \cdot t_{grav} \quad (38)$$

sendo t_{grav} o tempo gravimétrico definido por Philip (1969). $T_{max}(k)$ é o tempo máximo para o qual as expressões para o regime transitório são válidas. Os valores de $S(k)$ e K_S são considerados válidos para t_k menores que $t_{max}(k)$. A partir daí serão escolhidos os valores correspondentes ao maior k . O parâmetro h_g é então obtido pela seguinte equação (Lassabatère et al., 2006):

$$h_g = - \frac{s^2}{C_p(\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad (39)$$

sendo C_p um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de forma n , m e η dos modelos (Haverkamp et al., 1999; De Condappa et al., 2002; Soria et al., 2003):

$$C_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[\frac{\Gamma(n\eta - \frac{1}{n})}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma(n\eta + m - \frac{1}{n})}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad (40)$$

onde Γ é a função gama clássica.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos na pesquisa. Inicialmente são exibidos o mapa de uso do solo e os resultados das propriedades hidrodinâmicas superficiais do solo. Os dados de precipitação, dos níveis estáticos do aquífero e da estimativa de recarga são apresentados logo em seguida.

5.1 Uso e cobertura do solo

O levantamento do uso do solo permite compreender e observar as consequências do uso inadequado da terra em uma bacia hidrográfica, que quase nunca permanece inalterada com o tempo, sendo necessária uma atualização constante de seus registros para que suas modificações possam ser analisadas. Estas modificações podem provocar um possível aumento das áreas impermeáveis e de contaminação da bacia. Com o objetivo de dar início na análise espaço-temporal da região e fazer algumas relações com os outros dados obtidos na pesquisa, foi elaborado um mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Gramame para o ano de 2009. Vale salientar que as mudanças na região são constantes, devido ao rodízio de culturas realizado pelos agricultores locais, principalmente a alternância entre as culturas da cana-de-açúcar e do abacaxi, além da ocupação de áreas com solos parcialmente descobertos e pastos.

A Figura 28 mostra o mapa de uso e cobertura do solo da bacia para o período estudado, onde pode-se observar a predominância da área ocupada pela cana-de-açúcar, com 42,31% da área total (Figura 29). Esta cultura exerce maior domínio na parte oeste e central da bacia. Outra cultura que também possui uma considerável área ocupada na bacia é a do abacaxi (11,19%), sendo este mais presente na porção norte, mais especificamente no município de Santa Rita, um dos maiores produtores de abacaxi do Estado da Paraíba. As classes de vegetação rasteira (11,33%), que correspondem às áreas de pasto e de solos parcialmente descobertos, são maiores do que as áreas urbanas (10,61%). Os conglomerados urbanos de destaque da bacia são partes da cidade de João Pessoa, Pedras de Fogo, Cruz do Espírito Santo, São Miguel de Taipu e Conde. As áreas de mata nativa, ciliar e vegetação de mangue, ocupam juntas, 14,98% da área, o que significa que a bacia é pouco preservada. Os outros usos e coberturas do solo representam juntos 10,17%.

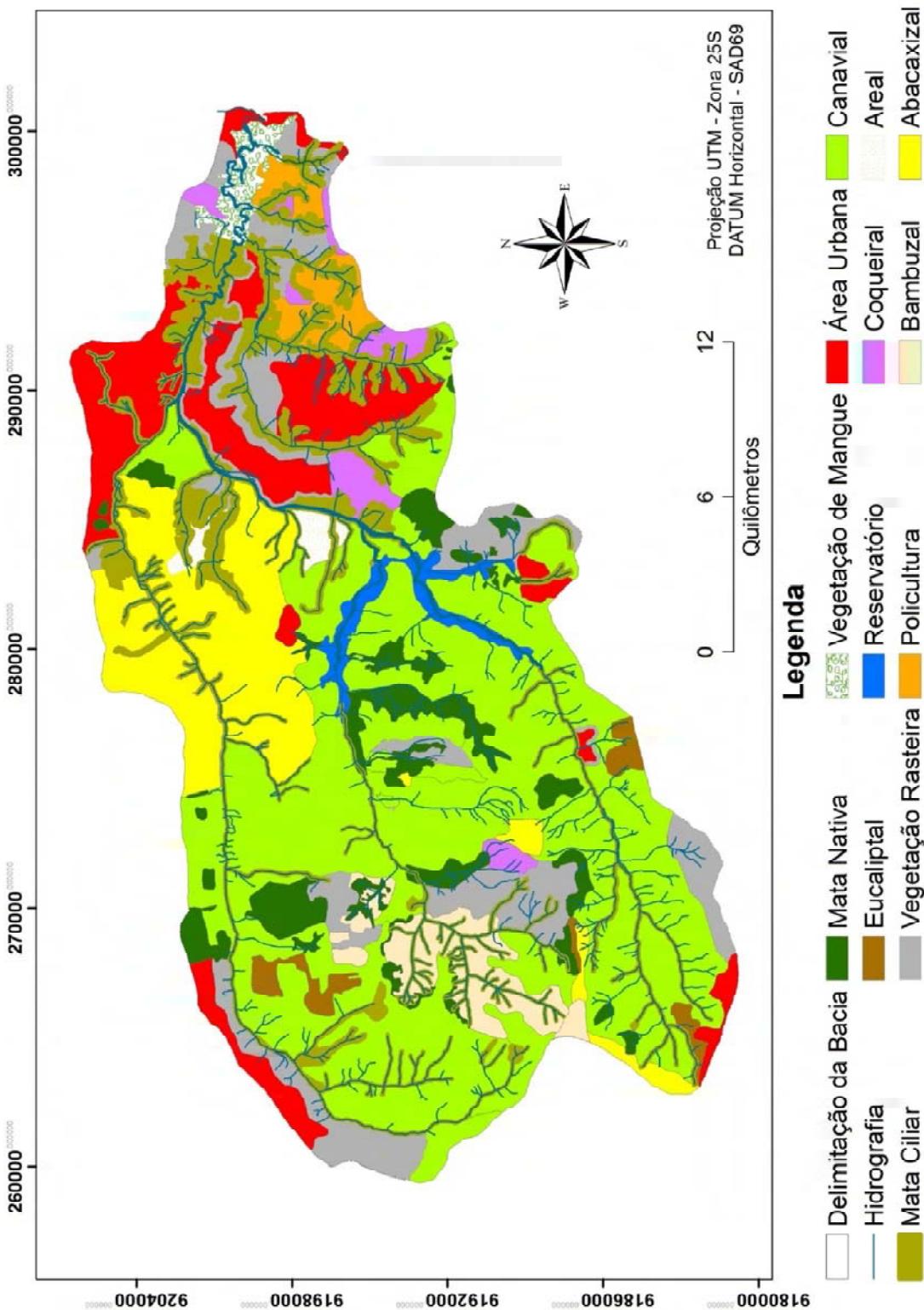


Figura 28 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Gramame.

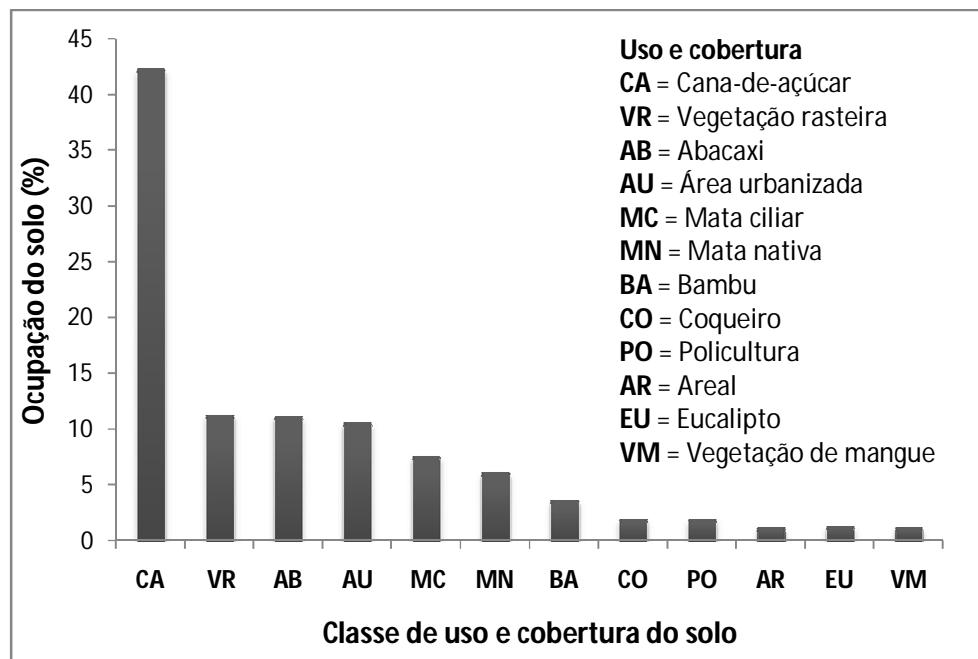


Figura 29 - Distribuição do uso e cobertura do solo da bacia do rio Gramame.



Figura 30 - Cultivo de cana-de-açúcar e abacaxi na bacia (Fotos: Victor Coelho, em 2010).

5.2 Propriedades hidrodinâmicas do solo

Para este trabalho foram realizados ensaios de infiltração e coleta de amostras de solo para análise granulométrica em 33 pontos distribuídos pela bacia do Gramame, como apresentado na Figura 19 deste trabalho. A partir dos ensaios granulométricos realizados através de peneiramento a seco, obedecendo às normas estabelecidas pela ABNT (1984), foram determinadas as frações de seixo, areia grossa, areia fina e silte/argila para todos os pontos da bacia. A Tabela 8 mostra a classificação dos solos para todos os pontos onde foram realizados os testes de infiltração. A classificação, realizada a partir do sistema de

classificação da SBCS (Sociedade Brasileira de Ciências do Solo), mostra uma predominância da classe textural areia, com 85% do total das amostras. Os pontos classificados como sendo de textura areia franca representam os outros 15,16% do total das amostras.

Tabela 8 - Classe textural do solo da BRG para cada ponto estudado e seu respectivo uso do solo.

| Ponto | Areia (%) | Uso e cobertura do solo | Classe Textural | Ponto | Areia (%) | Uso e cobertura do solo | Classe Textural |
|-------|-----------|-------------------------|-----------------|-------|-----------|-------------------------|-----------------|
| 1 | 89 | MN | Areia | 20 | 79 | VR | Areia |
| 2 | 87 | CA | | 21 | 92 | AB | |
| 3 | 82 | CA | | 22 | 88 | VR | |
| 4 | 88 | EU | | 23 | 89 | CA | |
| 5 | 97 | BA | | 24 | 93 | MN | |
| 6 | 86 | BA | | 25 | 88 | MN | |
| 7 | 87 | CA | | 26 | 89 | AB | |
| 8 | 80 | BA | | 27 | 86 | CA | |
| 9 | 86 | CA | | 29 | 91 | AB | |
| 11 | 91 | VR | | 30 | 85 | CA | |
| 12 | 76 | CA | | 32 | 88 | AU | |
| 13 | 91 | CA | | 10 | 74 | MN | Areia Franca |
| 14 | 91 | VR | | 15 | 72 | VR | |
| 16 | 91 | CA | | 28 | 73 | CA | |
| 17 | 83 | VR | | 31 | 68 | VR | |
| 18 | 83 | CA | | 33 | 65 | CA | |
| 19 | 93 | MN | | | | | |

As curvas de distribuição granulométrica foram divididas em dois gráficos, devido à grande quantidade de informações. A Figura 31 mostra as curvas do ponto 1 até o 17, enquanto que a Figura 32 exibe as curvas do ponto 18 até o 33. De maneira geral as curvas de todos os pontos onde foram coletadas as amostras possuem distribuição granulométrica semelhantes, sendo classificadas como arenosas.

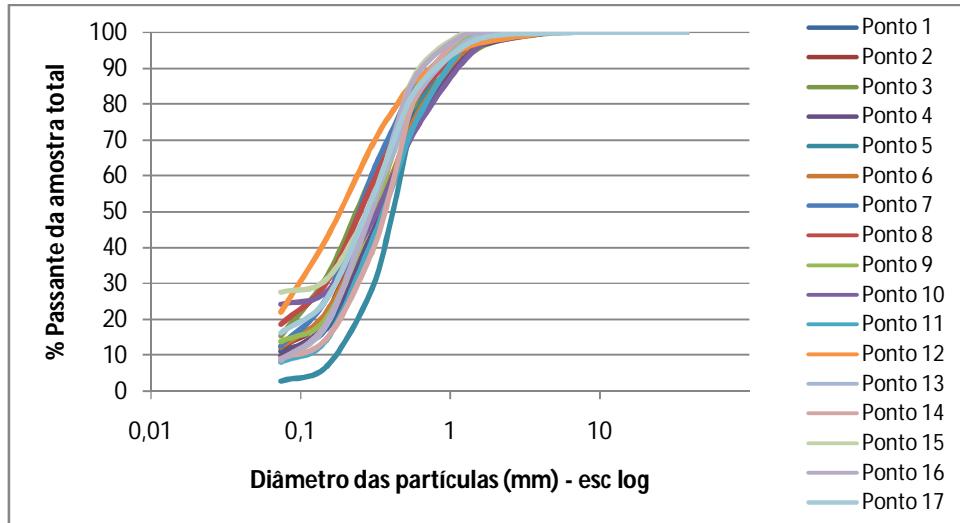


Figura 31 - Curvas de distribuição granulométrica dos pontos 1 a 17.

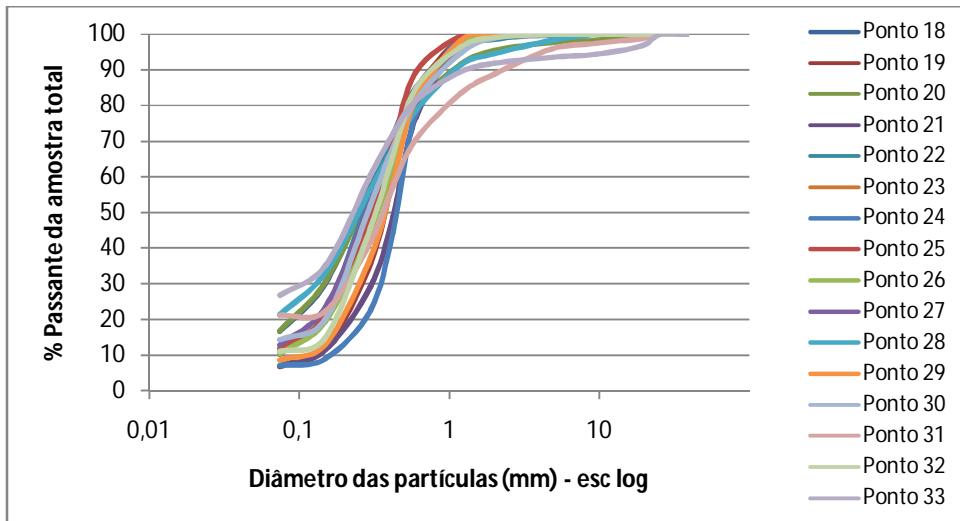


Figura 32 - Curvas de distribuição granulométrica dos pontos 18 a 33.

Os testes de infiltração, utilizando a metodologia Beerkan, apresentaram alguns comportamentos fora da normalidade. Em várias amostras coletadas as curvas de infiltração não obedeceram a um padrão específico, sem estabilização da lâmina infiltrada após várias repetições do teste. Sem esta estabilização da curva de infiltração, os valores dos parâmetros não puderam ser determinados, pois o programa pode superestimá-los durante a modelagem, como citou Lassabatère et al. (2006). A Figura 33 mostra uma curva de infiltração sem estabilização da lâmina infiltrada gerada pelo BEST, onde a linha tracejada representa a condutividade hidráulica saturada superestimada. Através desta figura podemos observar também que a curva de infiltração calculada não pôde ser gerada

devido a não estabilização destes dados experimentais, ou seja, os dados de infiltração obtidos em campo. A Figura 34 exibe uma boa curva de infiltração modelada pelo BEST.

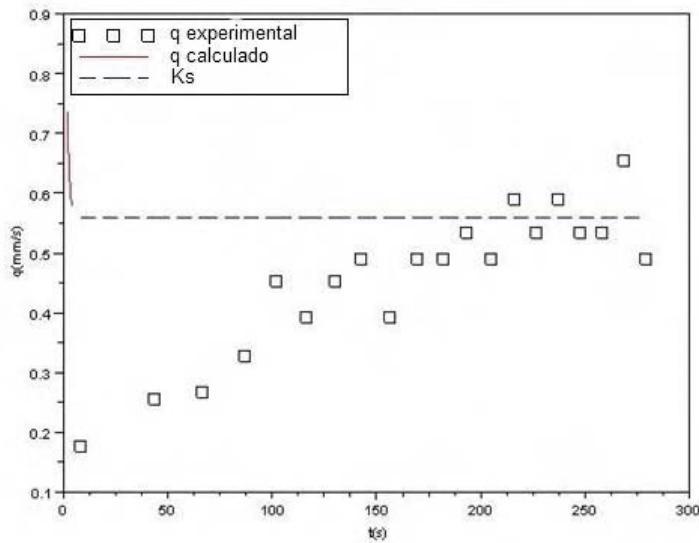


Figura 33 - Curva de infiltração sem estabilização da vazão em função do tempo. A linha tracejada representa o K_s superestimado e a curva de infiltração calculada não pode ser gerada pelo BEST.

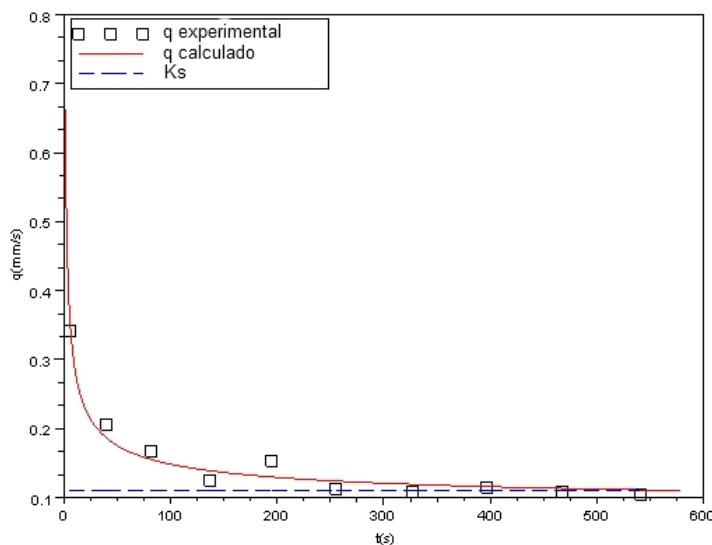


Figura 34 - Curva de infiltração com estabilização da vazão em função do tempo gerada pelo programa BEST.

Silva (2009) encontrou este mesmo problema da não estabilização da curva de infiltração utilizando a metodologia Beerkan em uma sub-bacia do Gramame, onde ele

aponta uma possível causa para esta anormalidade. De acordo com ele, trata-se do fenômeno de repelência à água em solos arenosos, provocado por substâncias orgânicas hidrofóbicas e/ou anfifílicas, derivadas de restos vegetais, atividades microbianas, fungos e compostos orgânicos alifáticos. Estas curvas também podem ter apresentado comportamentos não-satisfatórios devido aos caminhos preferenciais encontrados pela água após várias repetições do teste, já que a troca de culturas na BRG, principalmente entre cana-de-açúcar e abacaxi, é freqüente, e alguns pontos também foram realizados na mata.

Tentando amenizar este tipo de problema foram realizados dois ensaios simultâneos em cada ponto, como proposto por Silva (2009). Mesmo efetuando dois ensaios simultâneos alguns pontos precisaram ser refeitos, pois as duas curvas adquiridas não obedeceram ao padrão. Mesmo refazendo estes pontos, sete deles tiveram que ser descartados, pois mesmo o re-teste não foi suficiente para apresentar bons resultados. Desta forma, apenas 26 pontos foram utilizados para a determinação da condutividade hidráulica saturada e retenção de água no solo. Daqueles pontos que apresentaram resultados satisfatórios nos dois experimentos realizados simultaneamente, apenas um foi considerado para este estudo.

Através da Equação 20 é possível se retirar os parâmetros de forma que são obtidos através do ajuste da curva teórica com a curva experimental (Figura 35), portanto, a partir das curvas teóricas de distribuição do tamanho das partículas, foi possível obter os parâmetros de forma apresentados na Tabela 9.

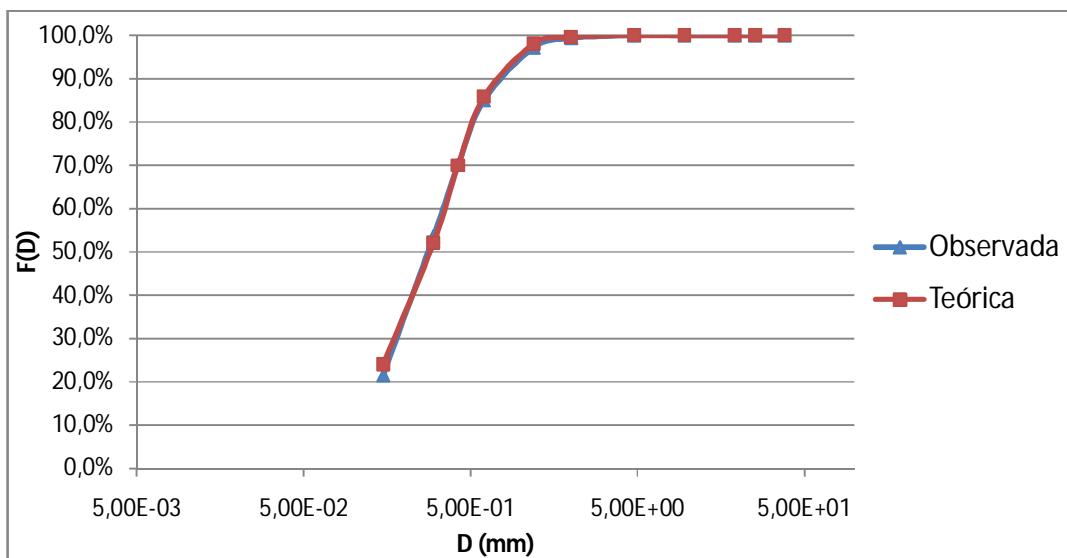


Figura 35 - Curva teórica (calculada) e curva observada para o ponto 2.

Tabela 9 - Parâmetros de forma das funções de $\theta(h)$ e $K(\theta)$.

| Pontos | n | m | η | % de areia |
|--------|-------|-------|--------|------------|
| 2 | 2,845 | 0,297 | 5,368 | 87,32 |
| 3 | 2,411 | 0,171 | 7,863 | 82,09 |
| 4 | 2,504 | 0,201 | 6,967 | 87,59 |
| 5 | 3,613 | 0,301 | 5,322 | 97,21 |
| 7 | 2,520 | 0,206 | 6,849 | 86,78 |
| 8 | 2,383 | 0,161 | 8,225 | 79,83 |
| 9 | 2,599 | 0,230 | 6,341 | 85,92 |
| 10 | 2,297 | 0,129 | 9,739 | 74,02 |
| 11 | 2,615 | 0,235 | 6,252 | 91,04 |
| 12 | 2,322 | 0,139 | 9,219 | 75,69 |
| 13 | 2,653 | 0,246 | 6,063 | 90,52 |
| 16 | 2,730 | 0,267 | 5,742 | 91,33 |
| 18 | 2,457 | 0,186 | 7,375 | 82,74 |
| 20 | 2,357 | 0,151 | 8,602 | 78,64 |
| 21 | 2,863 | 0,301 | 5,318 | 92,28 |
| 22 | 2,624 | 0,238 | 6,203 | 88,41 |
| 23 | 2,654 | 0,246 | 6,057 | 88,82 |
| 24 | 3,213 | 0,378 | 4,648 | 92,87 |
| 25 | 2,620 | 0,237 | 6,224 | 88,12 |
| 26 | 2,646 | 0,244 | 6,097 | 89,30 |
| 27 | 2,557 | 0,218 | 6,592 | 86,19 |
| 28 | 2,322 | 0,139 | 9,215 | 73,08 |
| 29 | 2,752 | 0,273 | 5,658 | 91,26 |
| 30 | 2,539 | 0,212 | 6,713 | 84,53 |
| 32 | 2,738 | 0,269 | 5,712 | 88,03 |
| 33 | 2,308 | 0,133 | 9,500 | 65,30 |

Como era de se esperar, os parâmetros m e n, por dependerem da textura do solo, apresentaram maiores valores para frações mais arenosas, como por exemplo, para o ponto 5, que possui 97,21% de areia, enquanto que o parâmetro η teve uma relação inversa, isto se deu pelo próprio procedimento matemático para a sua obtenção (Equação 25).

Os parâmetros de normalização, referentes aos valores de θ_0 , θ_s , S, K_s e h_g , gerados pelo programa BEST, são apresentados na Tabela 10. Os valores de K_s apresentaram grande variação entre os pontos estudados, mas ficaram na faixa de valores obtidos por Silva (2009) em uma sub-bacia da BRG. Esta grande variabilidade da condutividade também foi detectada por Dalbianco (2009), que mencionou inúmeros trabalhos que apresentaram resultados semelhantes.

Tabela 10 - Parâmetros de normalização das funções de $\theta(h)$ e $K(\theta)$.

| Pontos | θ_0 (cm.cm ⁻³) | θ_s (cm.cm ⁻³) | S (mm.s ^{-1/2}) | Ks (mm.s ⁻¹) | hg (mm) |
|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|--------------------------|----------|
| 2 | 0,055 | 0,378 | 1,168 | 0,107 | -22,747 |
| 3 | 0,000 | 0,360 | 1,205 | 0,025 | -79,474 |
| 4 | 0,027 | 0,320 | 1,134 | 0,076 | -30,463 |
| 5 | 0,028 | 0,268 | 1,034 | 0,220 | -11,723 |
| 7 | 0,065 | 0,340 | 1,368 | 0,218 | -16,483 |
| 8 | 0,014 | 0,260 | 1,805 | 0,135 | -47,829 |
| 9 | 0,014 | 0,410 | 1,765 | 0,091 | -46,287 |
| 10 | 0,055 | 0,320 | 2,068 | 0,237 | -32,367 |
| 11 | 0,035 | 0,368 | 2,528 | 0,375 | -27,951 |
| 12 | 0,099 | 0,389 | 1,675 | 0,026 | -179,693 |
| 13 | 0,037 | 0,388 | 1,332 | 0,063 | -43,972 |
| 16 | 0,101 | 0,339 | 1,307 | 0,050 | -80,889 |
| 18 | 0,014 | 0,412 | 1,307 | 0,024 | -90,418 |
| 20 | 0,135 | 0,483 | 1,016 | 0,004 | -359,010 |
| 21 | 0,081 | 0,456 | 1,281 | 0,152 | -16,681 |
| 22 | 0,103 | 0,373 | 0,877 | 0,008 | -196,160 |
| 23 | 0,051 | 0,504 | 1,366 | 0,079 | -28,836 |
| 24 | 0,008 | 0,414 | 3,094 | 0,517 | -27,587 |
| 25 | 0,048 | 0,516 | 2,884 | 0,743 | -13,090 |
| 26 | 0,007 | 0,417 | 1,622 | 0,126 | -28,085 |
| 27 | 0,007 | 0,144 | 1,149 | 0,106 | -48,812 |
| 28 | 0,023 | 0,453 | 1,527 | 0,033 | -77,391 |
| 29 | 0,061 | 0,400 | 1,693 | 0,166 | -28,837 |
| 30 | 0,006 | 0,340 | 1,876 | 0,036 | -156,001 |
| 32 | 0,008 | 0,370 | 2,497 | 0,073 | -134,603 |
| 33 | 0,009 | 0,400 | 1,835 | 0,020 | -205,113 |

Definidos os parâmetros, tanto de forma quanto de normalização, para as Equações 20 e 21, foram construídas as curvas de retenção e condutividade hidráulica para a bacia do rio Gramame. As curvas de retenção para os pontos utilizados foram divididas em três gráficos diferentes, separadas de acordo com a umidade do solo. A Figura 36 apresenta os pontos que apresentaram os menores valores de umidade em relação ao potencial matricial (h). Os quatro pontos agrupados neste gráfico apresentaram umidades do solo variando entre 0,14 a 0,26 cm³ cm⁻³ para $h=0,001$ m.

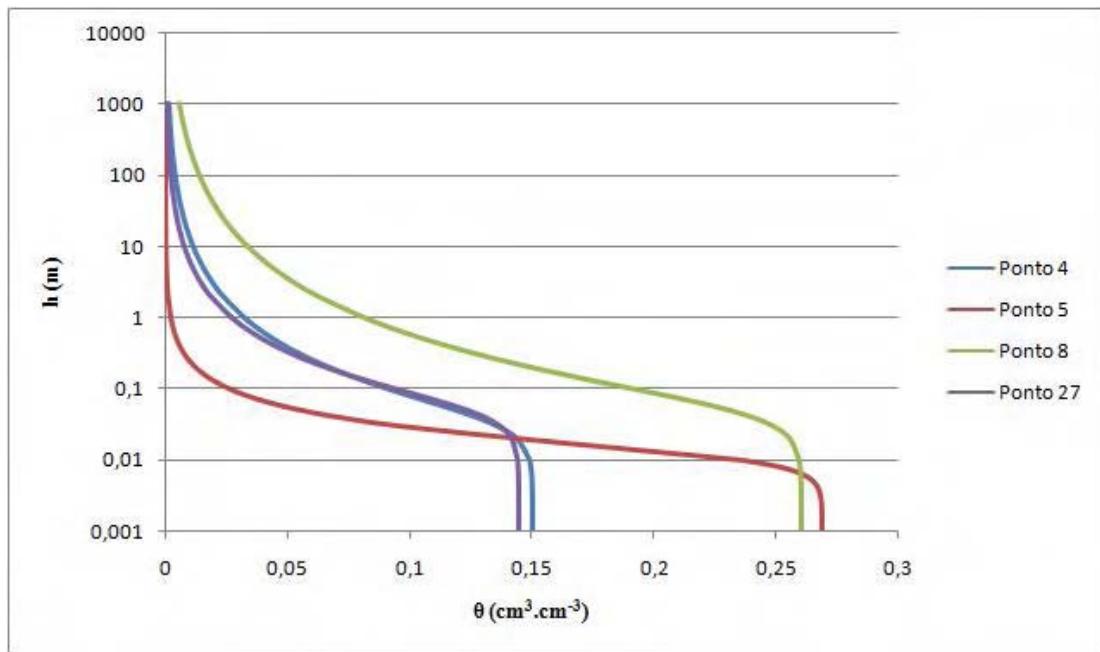


Figura 36 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram menores valores de umidade em relação ao potencial matricial.

A Figura 37 apresenta os valores de umidade em relação ao potencial matricial (h) para a maioria dos pontos, que variou de $0,32$ a $0,42 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para um valor de $h=0,001 \text{ m}$.

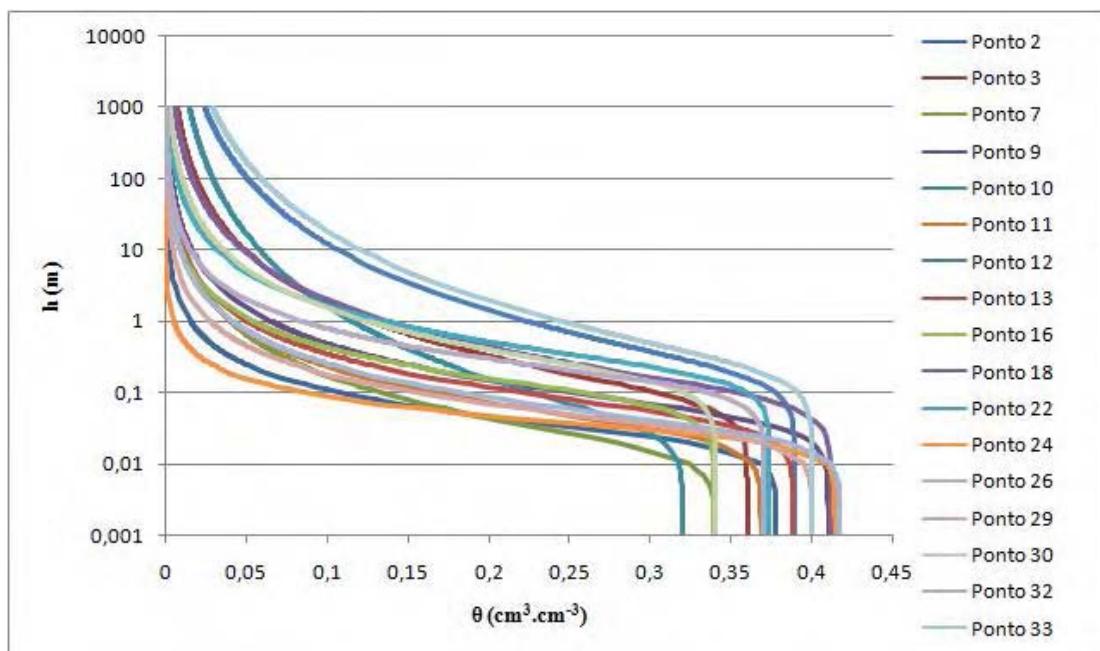


Figura 37 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram valores semelhantes de umidade em relação ao potencial matricial.

A Figura 38 mostra as curvas de retenção que apresentaram os maiores valores de umidade do solo em relação à h . Os valores destes 5 pontos foram de 0,45 a 0,51 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ de umidade para o potencial matricial de 0,001 m.

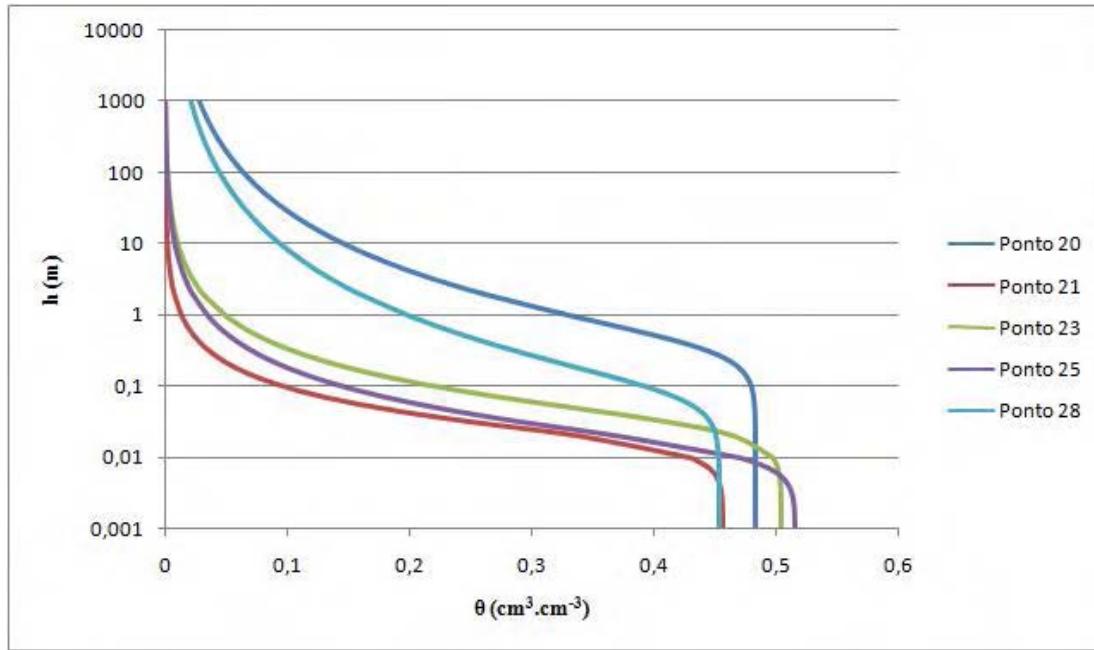


Figura 38 - Curvas de retenção dos pontos que apresentaram os maiores valores de umidade em relação ao potencial matricial.

As curvas de condutividade hidráulica são apresentadas na Figura 39, Figura 40 e Figura 41. As curvas apresentam comportamento semelhante, muito relacionado às características arenosas de solo encontradas para todos os pontos da bacia. As curvas foram separadas em três gráficos, de acordo com os valores de condutividade, como foi feito nas curvas de retenção, devido à grande quantidade de informações para plotar em um único gráfico.

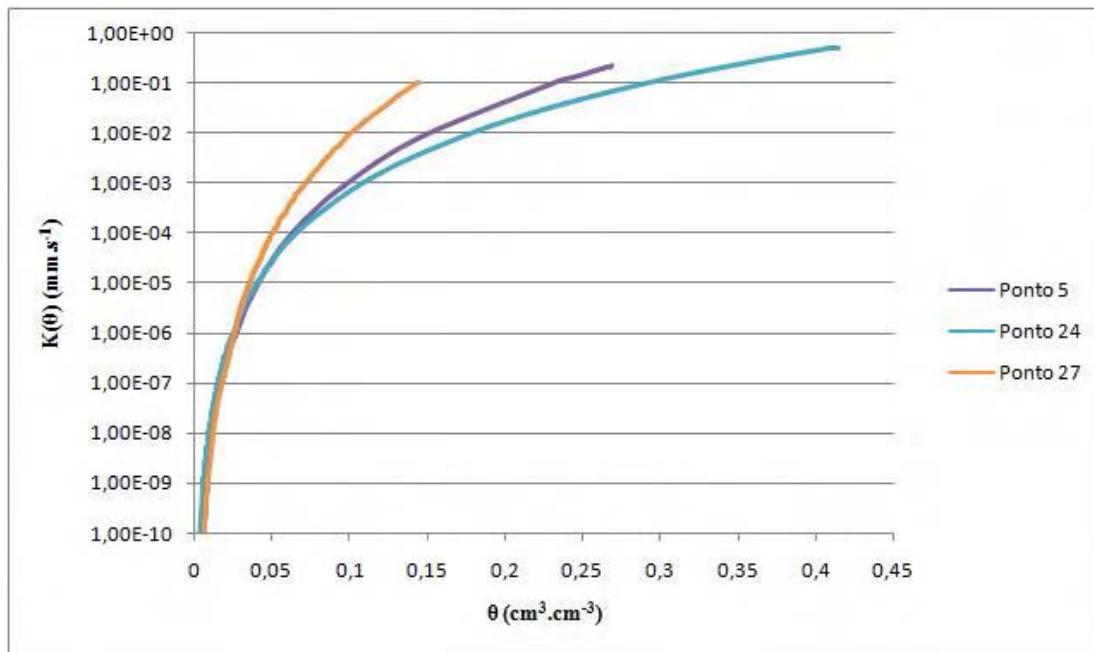


Figura 39 - Curvas de condutividade hidráulica com menores valores em relação à umidade.

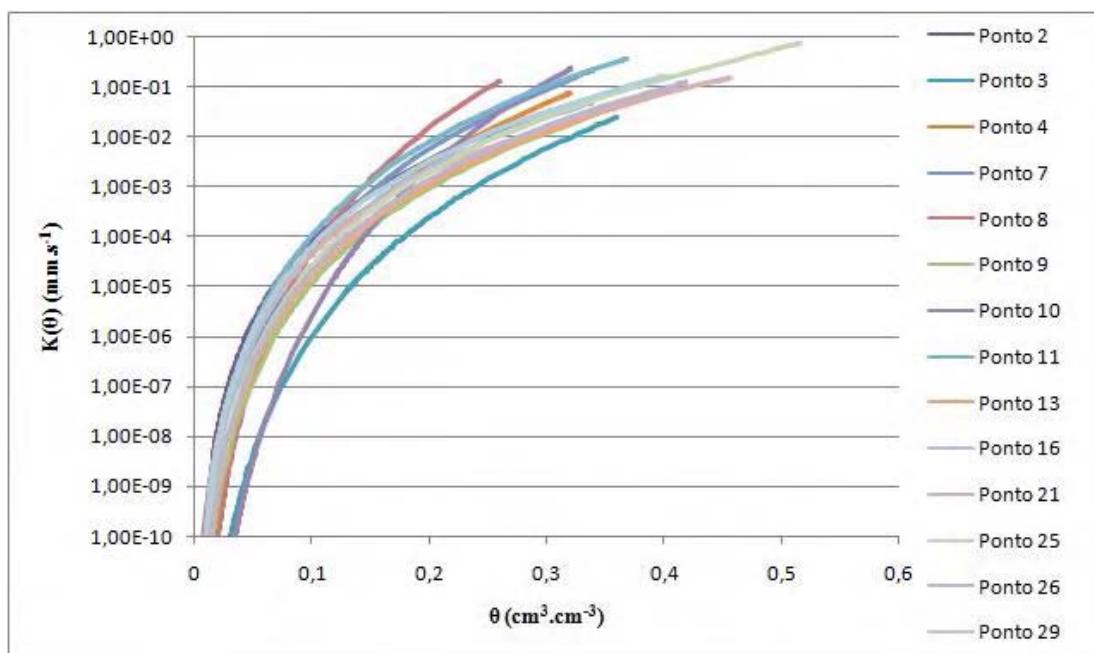


Figura 40 - Curvas de condutividade hidráulica com valores semelhantes em relação à umidade.

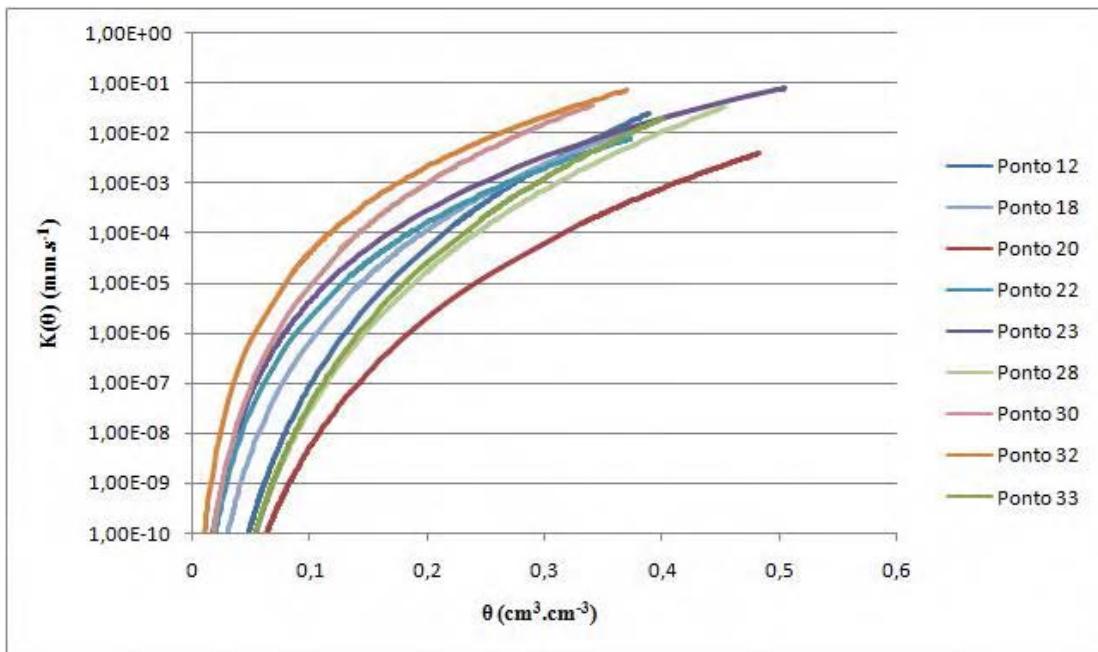


Figura 41 - Curvas de condutividade hidráulica com valores mais elevados em relação à umidade.

5.3 Precipitação

Os dados de precipitação foram obtidos através de nove estações pluviométricas distribuídas na bacia e seu entorno. As áreas de influência da cada posto foram determinadas através do método de Thiessen, como mostra a Figura 42. Quase todas as estações exercem influência em pelo menos um dos poços monitorados, com exceção da EP6, localizada na porção noroeste da bacia, que não possui nenhum poço em sua área de influência. O posto com maior número de poços em sua área de influência é o EP1, com oito.

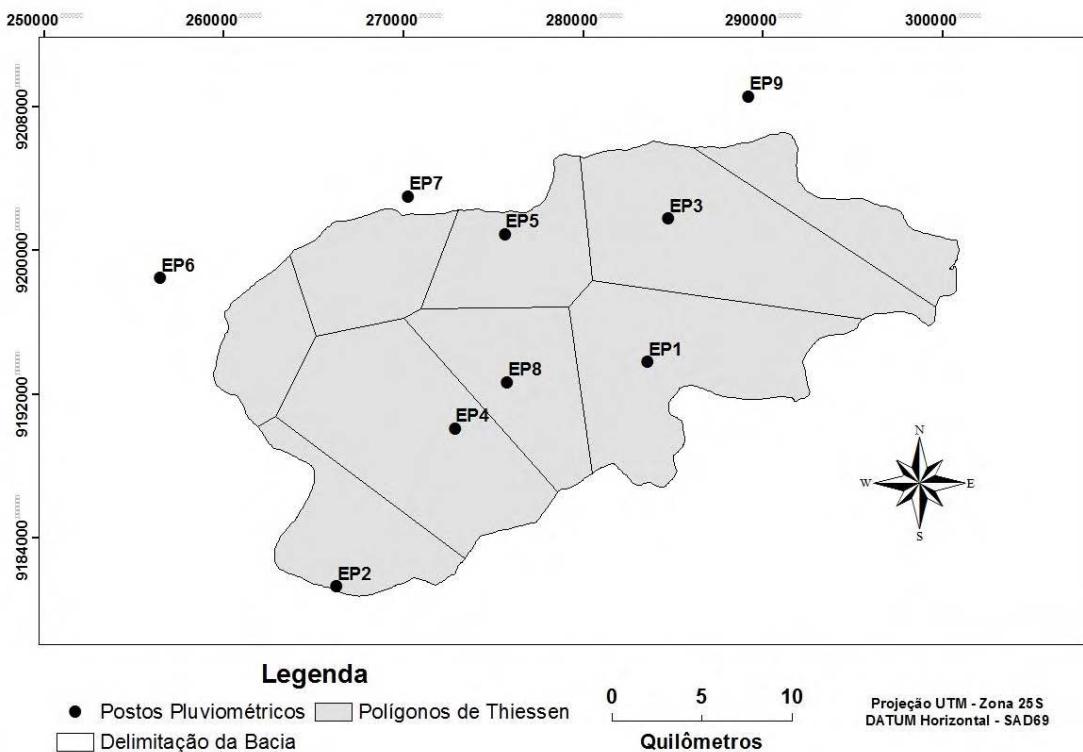


Figura 42 - Determinação das áreas de influência das estações pluviométricas da bacia pelo método de Thiessen.

Os valores das precipitações totais mensais, observadas durante o período de monitoramento, que vai de novembro de 2009 a outubro de 2010, são apresentados na Tabela 11. Vale ressaltar, que para este ano hidrológico, as precipitações foram cerca de 42% abaixo da média anual para a região. A Figura 43 mostra a comparação mensal das precipitações entre os anos hidrológicos de 2009/2010 e 2008/2009, onde apenas os meses de novembro, dezembro, janeiro e junho apresentaram valores maiores (na ordem de poucos milímetros) durante o período do monitoramento. Nos meses de fevereiro, março, maio e julho as precipitações ficaram bem abaixo do ano anterior à pesquisa.

Tabela 11 - Precipitações mensais do ano hidrológico pesquisado.

| Mês | Precipitação (mm) | | | | | | | | |
|--------------|-------------------|------------|-------------|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|
| | EP1 | EP2 | EP3 | EP4 | EP5 | EP6 | EP7 | EP8 | EP9 |
| Nov/2009 | 33 | 46 | 44 | 29 | 8 | 12 | 28 | 34 | 35 |
| Dez/2009 | 24 | 33 | 29 | 12 | 31 | 0 | 38 | 31 | 38 |
| Jan/2010 | 148 | 126 | 165 | 77 | 93 | 100 | 82 | 171 | 218 |
| Fev/2010 | 74 | 21 | 66 | 49 | 33 | 32 | 28 | 71 | 99 |
| Mar/2010 | 64 | 57 | 75 | 29 | 78 | 13 | 46 | 54 | 29 |
| Abr/2010 | 87 | 100 | 100 | 126 | 104 | 63 | 113 | 138 | 164 |
| Maio/2010 | 44 | 60 | 61 | 53 | 43 | 20 | 56 | 64 | 49 |
| Jun/2010 | 276 | 256 | 228 | 202 | 181 | 141 | 182 | 241 | 269 |
| Jul/2010 | 136 | 104 | 158 | 161 | 100 | 77 | 96 | 141 | 160 |
| Ago/2010 | 181 | 109 | 197 | 132 | 110 | 89 | 68 | 155 | 171 |
| Set/2010 | 43 | 33 | 50 | 38 | 38 | 25 | 15 | 50 | 40 |
| Out/2010 | 18 | 22 | 23 | 35 | 12 | 13 | 11 | 20 | 13 |
| Total | 1128 | 967 | 1195 | 944 | 830 | 584 | 763 | 1177 | 1286 |

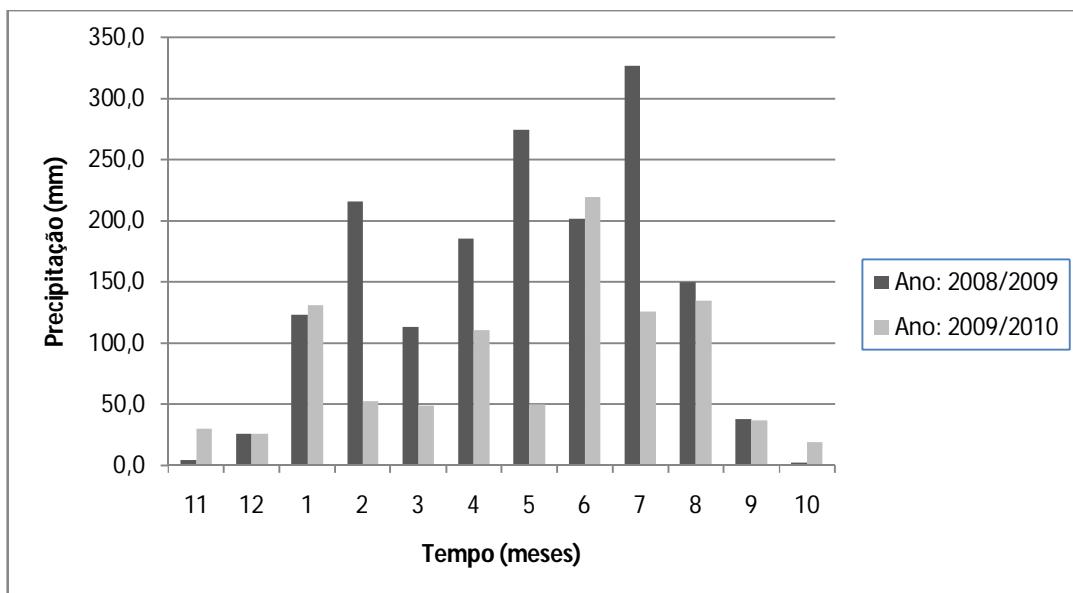


Figura 43 - Comparação da precipitação mensal entre o ano hidrológico de 2008/2009 e 2009/2010.

A Figura 44 mostra a distribuição total da precipitação na bacia de acordo com a área de influência de cada estação pluviométrica para o período em que foi realizado o monitoramento do nível estático dos poços. Através dela pode-se observar uma maior

concentração da precipitação na região norte e leste da bacia, que vai diminuindo gradativamente na direção oeste. Os maiores índices pluviométricos anuais foram registrados nas estações EP9 e EP3, com valores de 1286 e 1195 mm, respectivamente. Já os menores índices anuais foram registrados nas estações EP6 e EP7, com 584 e 763 mm, respectivamente, localizadas na porção noroeste da bacia.

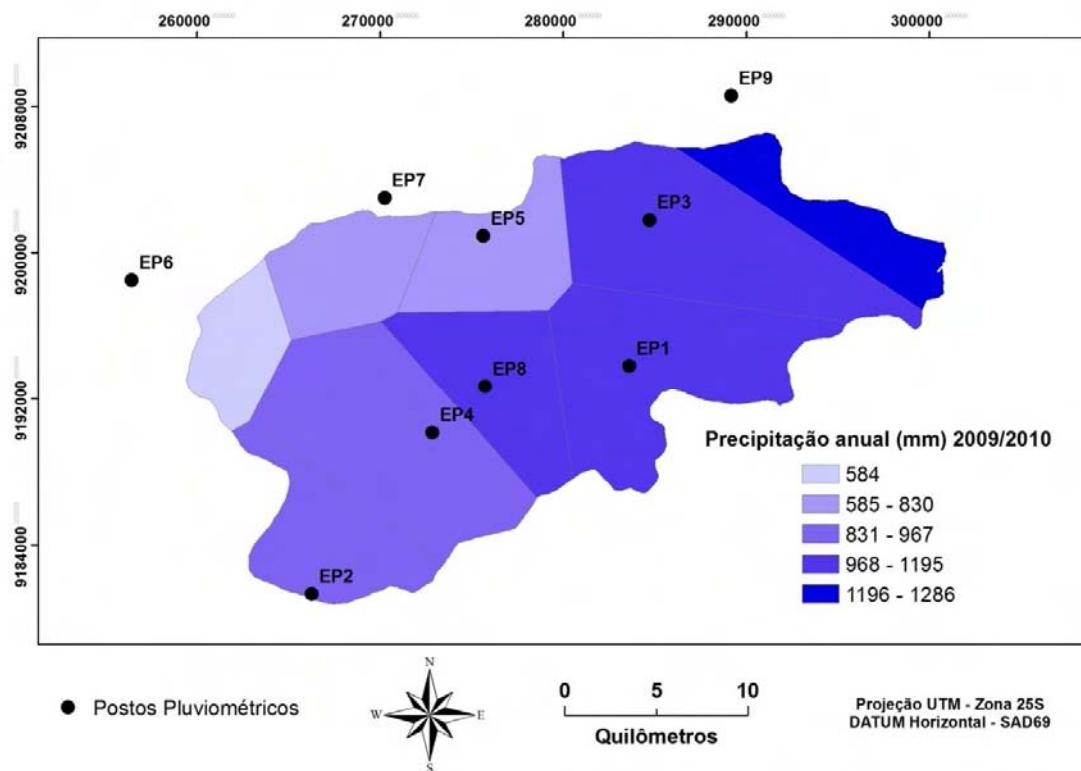


Figura 44 - Distribuição espacial da precipitação na bacia para o ano hidrológico 2009/2010.

O mesmo comportamento na distribuição das chuvas pode ser observado na Figura 45 para o ano hidrológico anterior ao monitoramento dos poços, com os postos EP9 e EP3, com área de influência na porção leste da bacia, registrando os maiores índices pluviométricos, e as estações EP6 e EP7 os menores. A grande mudança entre as duas figuras está na diferença da quantidade de chuva precipitada nos dois anos hidrológicos, como já foi apresentado na Figura 43, cujos valores anuais registrados para o período da pesquisa foram quase a metade daqueles observados no ano anterior.

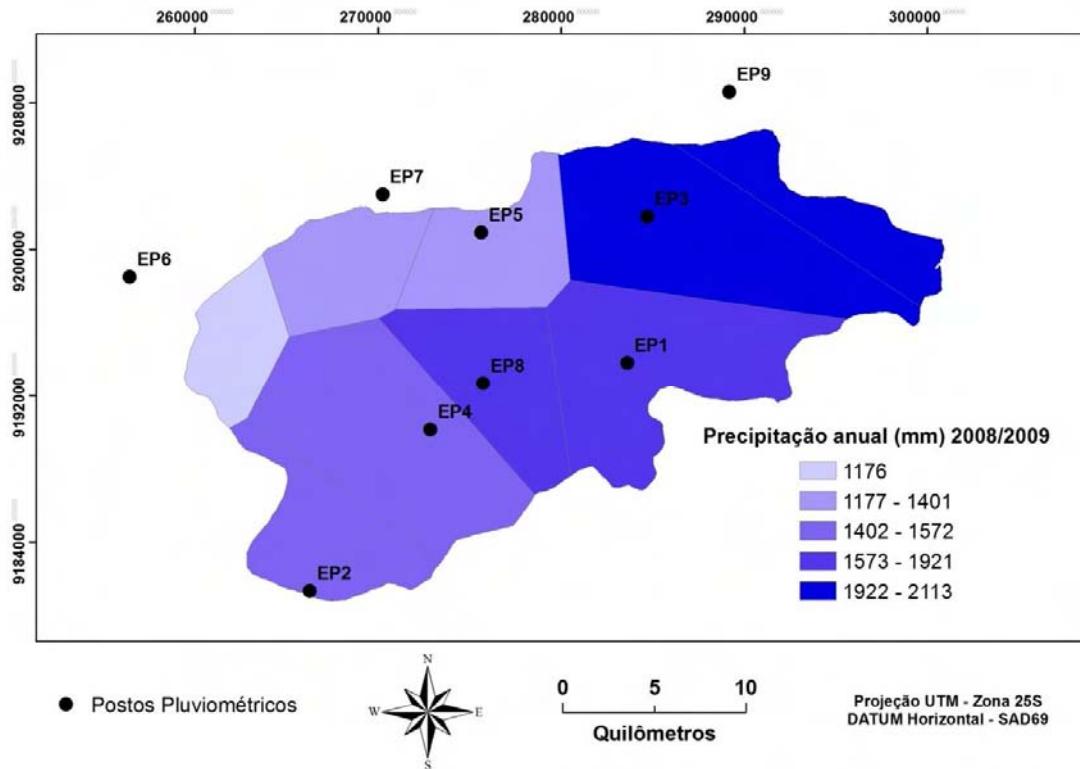


Figura 45 - Distribuição espacial da precipitação na bacia para o ano hidrológico 2008/2009.

5.4 Análise das variações dos níveis do aquífero

Os 27 poços selecionados foram monitorados com uma freqüência mensal durante o período de menor precipitação na região. No período chuvoso, meses de maio a julho, foram realizadas medições quinzenais dos níveis para melhor observar as respostas das precipitações.

Todos os poços monitorados são utilizados para uso humano e algumas atividades domésticas, com pequena retirada de água. Alguns deles não estão sendo utilizados, como é o caso dos poços 6, 8, 10 e 11. Antes das visitas para fazer as medições dos níveis os proprietários dos poços com bombeamento eram comunicados, para que a retirada de água pudesse ser paralisada pelo menos 12 horas antes da medição do nível, como proposto por Feitosa & Feitosa (2008). Esta água é retirada manualmente através de recipientes plásticos ou bombeamento.

Apesar de serem comunicados, os proprietários dos poços 3, 22 e 26 bombearam água algumas horas antes ou durante a coleta dos dados. Este tipo de acontecimento era sempre registrado nas observações da planilha de campo. As Figura 46, Figura 47 e Figura

48 mostram a variação mensal dos níveis que sofreram influências de bombeamento. Estes poços foram então desconsiderados deste estudo.

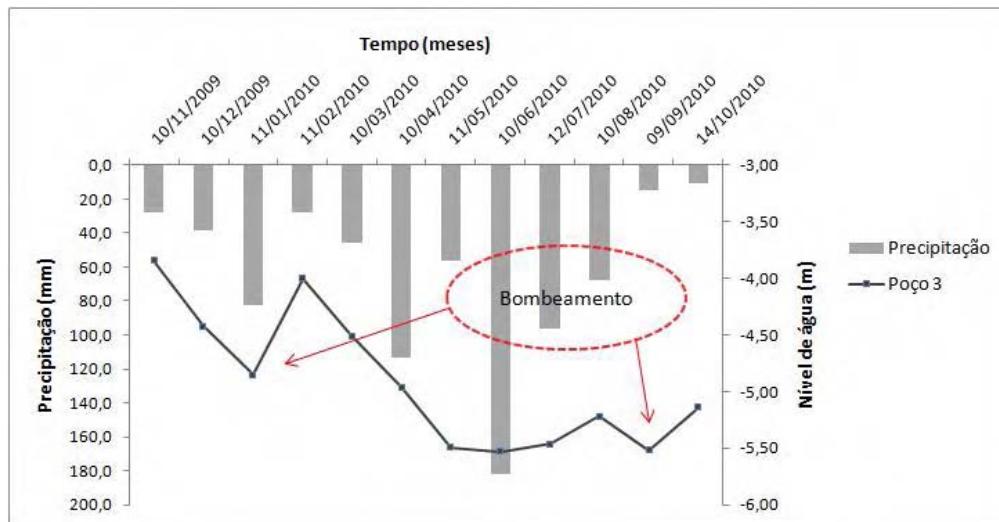


Figura 46 - Variação mensal do nível d'água do poço 3 com influência de bombeamento.

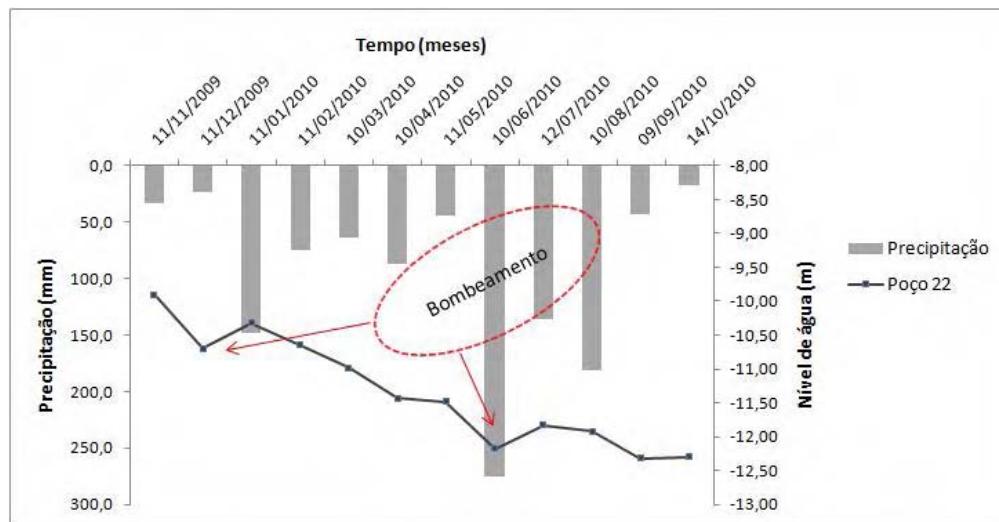


Figura 47 - Variação mensal do nível d'água do poço 22 com influência de bombeamento.

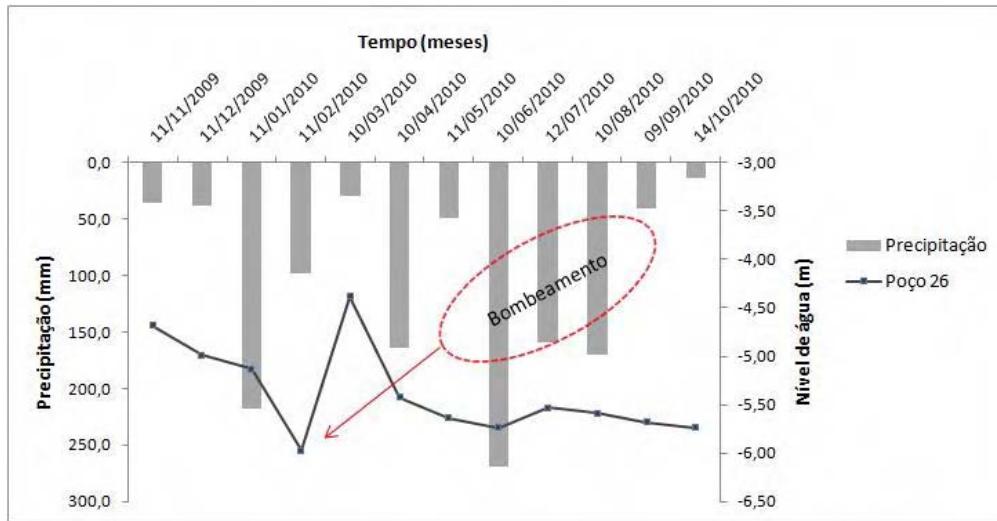


Figura 48 - Variação mensal do nível d'água do poço 26 com influência de bombeamento.

O poço 2 também foi descartado deste estudo, pois apresentou comportamento fora dos padrões durante algumas campanhas, onde o nível do aquífero chegou a subir quase 3 metros no intervalo de trinta dias, como mostra a Figura 49. Neste poço não há bombeamento, e os moradores locais pouco utilizam sua água, pois fazem referência ao alto teor de sais presente nela. Estudos mais detalhados e monitoramento com uma freqüência maior do que mensal e quinzenal precisam ser realizados para saber o motivo destas rápidas elevações do nível, que pode estar associado à interação do aquífero superficial com a camada de calcário ou a caminhos preferenciais encontrados pela água.

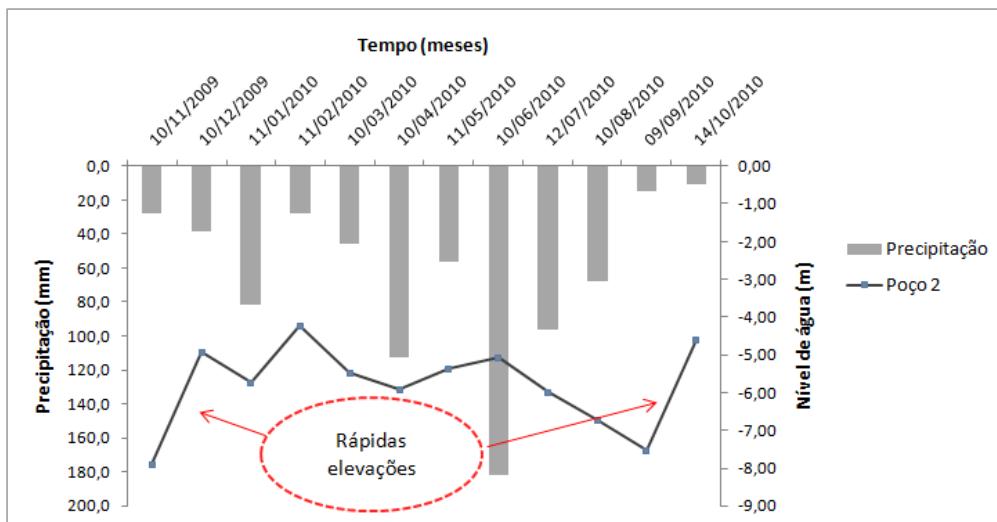


Figura 49 - Variação mensal do nível d'água do poço 2 com elevações bruscas.

Com exceção dos quatro poços apresentados anteriormente, todos os outros foram utilizados para a análise da variação do nível estático do aquífero, totalizando assim 23. Para estes 23 poços foram constatados três diferentes tipos de variação dos níveis. Três deles apresentaram apenas rebaixamento durante o período de monitoramento, sem nenhuma ascensão do nível em relação à medição anterior. As Figura 50 e Figura 51 mostram as variações dos níveis dos poços 7 e 23, respectivamente, onde não ocorreu nenhuma resposta dos níveis às precipitações mensais registradas. O gráfico da variação mensal do poço 4, que também segue este mesma tendência, está no Apêndice B.

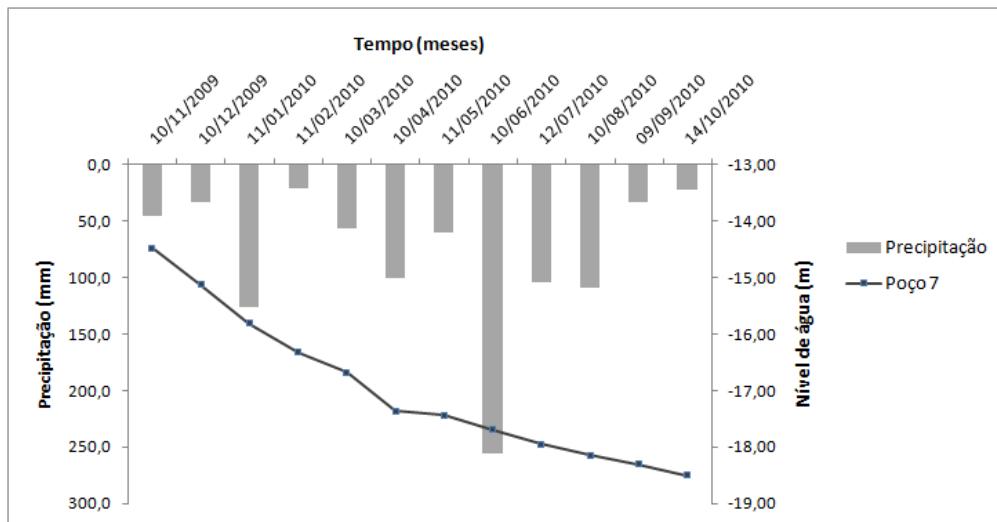


Figura 50 - Variação mensal do nível d'água do poço 7 com apenas rebaixamento.

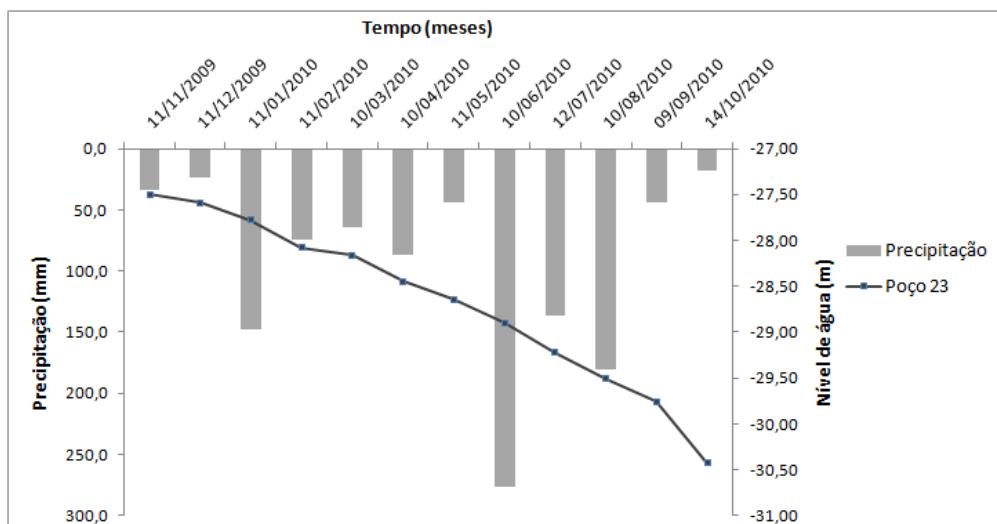


Figura 51 - Variação mensal do nível d'água do poço 23 com apenas rebaixamento.

As Figura 52 e Figura 53 apresentam as variações dos níveis estáticos dos poços 5 e 6, respectivamente. Estes dois poços apresentaram comportamentos semelhantes, com respostas lentas às precipitações. Em geral, apenas os eventos de chuva dos meses de junho, julho e agosto atingiram a zona saturada do solo, provocando elevação do nível. Os poços 1, 9, 16, 17, 24 e 27 apresentaram comportamento semelhante, e seus gráficos mensais de variação estão no Apêndice B.

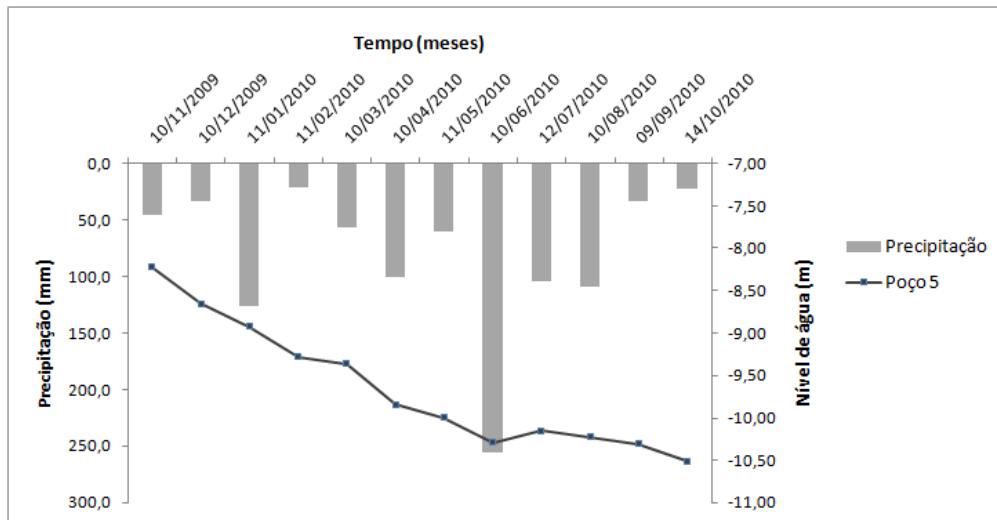


Figura 52 - Variação mensal do nível d'água do poço 5 com respostas lentas à precipitação.

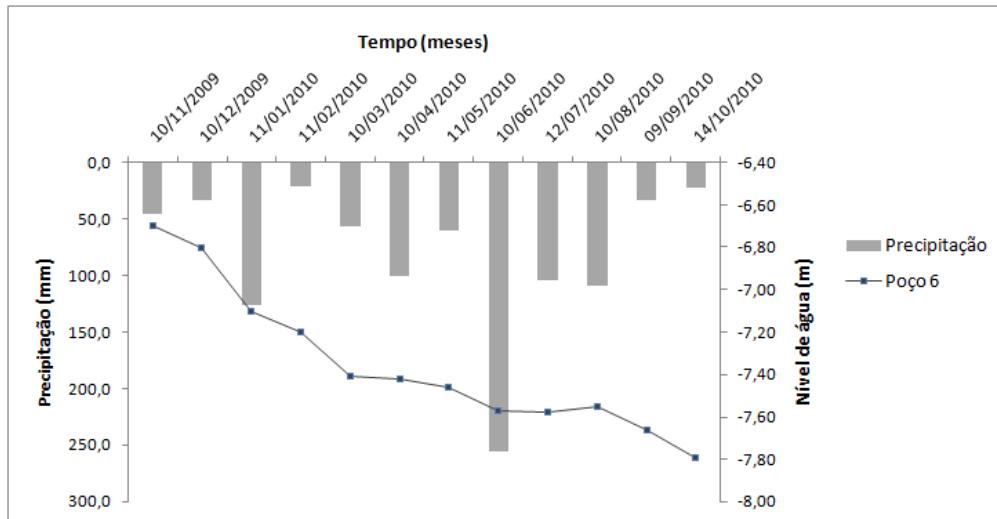


Figura 53 - Variação mensal do nível d'água do poço 6 com respostas lentas à precipitação.

A maioria dos poços apresentou rápidas respostas aos principais eventos de chuva durante o período de estudo. As Figura 54 e Figura 55 mostram os níveis dos poços 12 e

25, respectivamente, que apesar de estarem sob influência de diferentes postos pluviométricos, apresentaram elevações do nível estático provocadas pelas precipitações dos meses de janeiro, abril, junho, julho e agosto. As variações mensais dos níveis em relação às precipitações dos outros 10 poços, que apresentaram comportamento semelhante, são exibidas no Apêndice B deste trabalho.

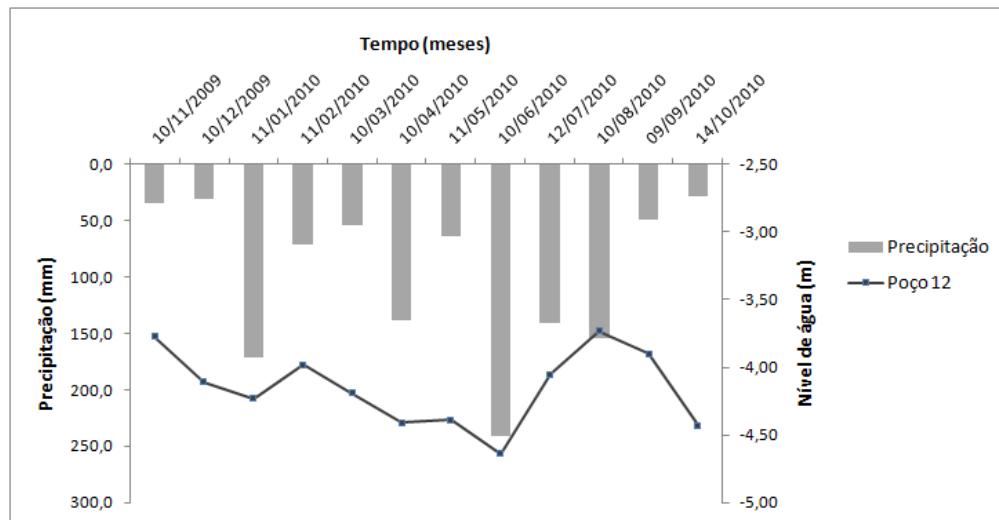


Figura 54 - Variação mensal do nível d'água do poço 12 com rápidas respostas à precipitação.

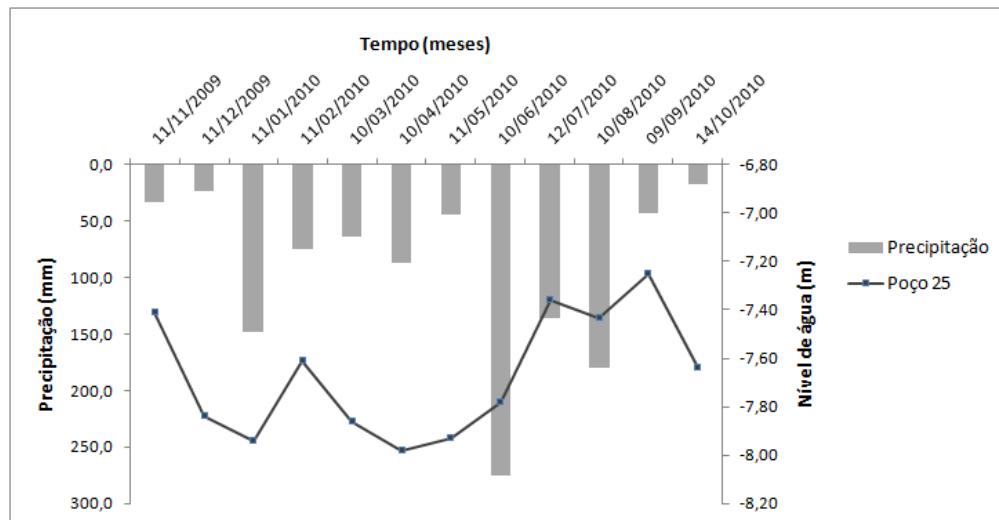


Figura 55 - Variação mensal do nível d'água do poço 25 com rápidas respostas à precipitação.

Uma boa correlação entre os níveis de água em poços de monitoramento está associada a diferentes fatores, além da precipitação (quantidade, duração e intensidade). As

variáveis hidrológicas, a topografia, a espessura da camada não saturada e a composição dos materiais da zona saturada e não saturada da formação, são alguns dos outros fatores que influenciam nas flutuações do nível estático das águas subterrâneas (MOON et al., 2004). Portanto, uma análise mais consistente de pelo menos algumas destas variáveis deve ser realizada para o melhor conhecimento do comportamento do aquífero.

Buscando encontrar as causas pelo qual ocorreram estes três tipos de variações durante o monitoramento, foram realizadas investigações de alguns fatores que podem influenciar na ocorrência destes três diferentes conjuntos de sistemas. Estas são apresentadas a seguir:

➤ Camada não saturada do solo x níveis dos poços

O primeiro passo desta etapa das análises foi agrupar as variações dos níveis dos poços em um gráfico, separados de acordo com os três diferentes conjuntos de variações. Como o número de poços que apresentaram rápidas respostas dos níveis é grande, eles foram agrupados em três gráficos diferentes (Figura 56, Figura 57 e Figura 58), de acordo com a profundidade, para evitar o aumento da escala. Observando a Figura 56, que apresenta a variação dos níveis dos três poços mais rasos monitorados neste estudo, inseridos nesta categoria, nota-se uma semelhança no comportamento deles. Apenas o poço 19, que apresentou maior variação entre os três, não teve uma relação similar aos outros dois poços durante as medições de novembro e dezembro de 2009.

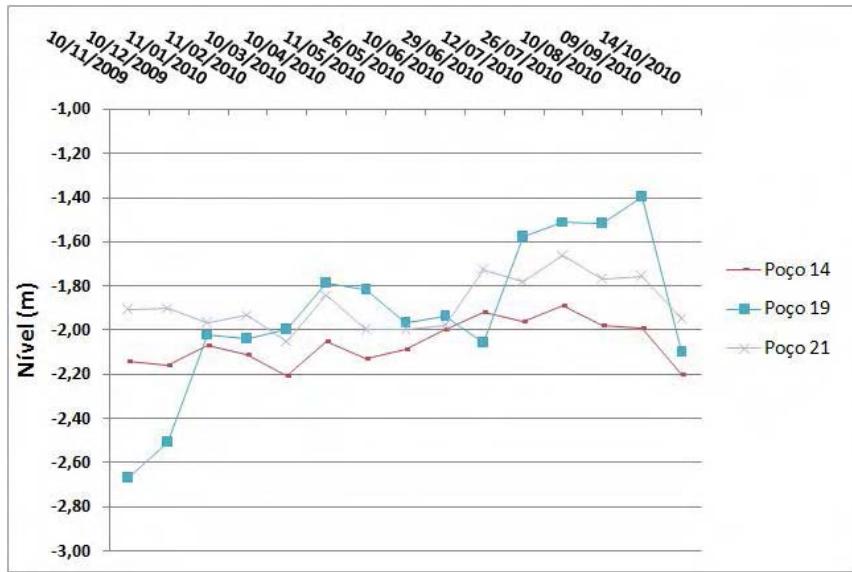


Figura 56 - Conjunto 1 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação.

A Figura 57 mostra o segundo conjunto de poços que apresentaram rápidas respostas à precipitação, e que seguem o mesmo padrão dos poços exibidos anteriormente, com declínio dos níveis nas primeiras campanhas, com exceção do poço 13. As elevações dos níveis destes poços foram, de maneira geral, durante os meses de janeiro, fevereiro, maio, junho, julho e agosto, maiores, quando foram registradas precipitações consideráveis nos postos pluviométricos.

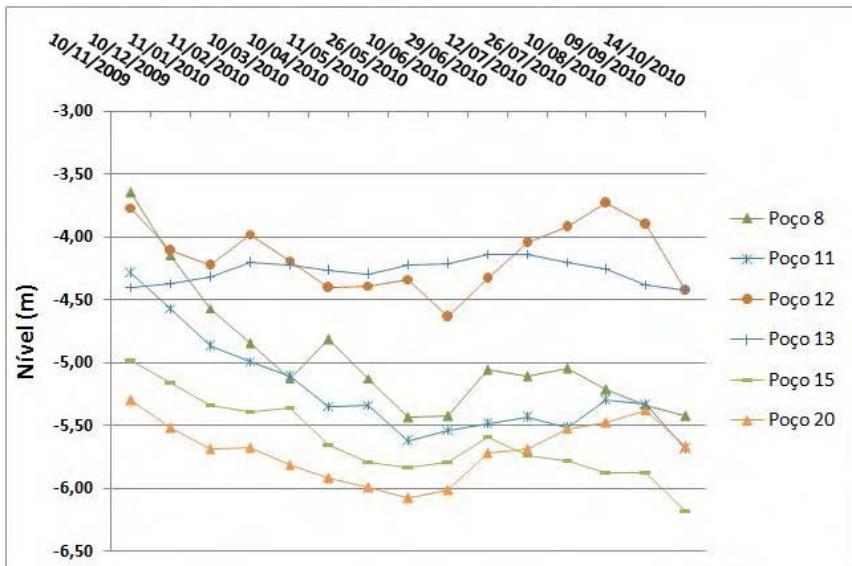


Figura 57 - Conjunto 2 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação.

O terceiro conjunto de poços que apresentaram rápidas respostas na elevação dos níveis é exposto na Figura 58, onde se observa a semelhança no período de elevação dos níveis. O poço 10 apresentou um grande rebaixamento entre a primeira e a segunda visita, cujas causas são desconhecidas.

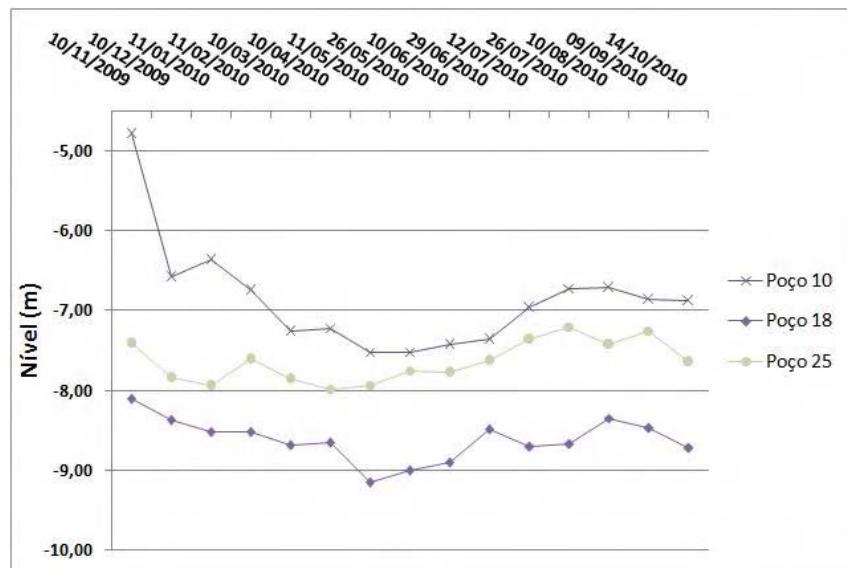


Figura 58 - Conjunto 3 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram rápidas respostas à precipitação.

Os gráficos que apresentaram respostas lentas dos níveis do lençol freático foram divididos em dois grupos, para que não houvesse perda de informações relacionadas à escala, pois dois poços apresentaram profundidades maiores que os demais. Os seis poços da Figura 59 apresentam comportamentos semelhantes, com elevação dos níveis apenas as respostas das chuvas de junho, julho e no máximo agosto.

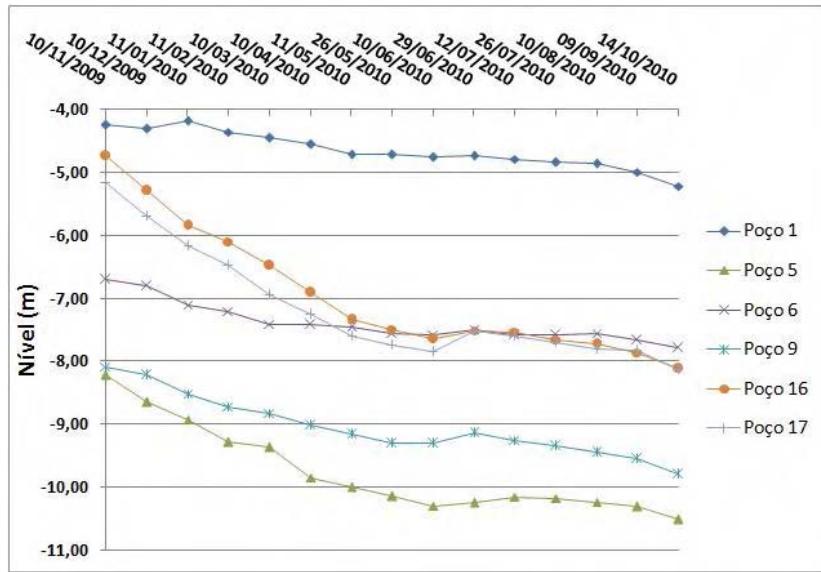


Figura 59 - Conjunto 1 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram respostas lentas à precipitação.

Inseridos na mesma condição, porém em conjuntos diferentes, estão os poços 24 e 27, que por serem mais profundos do que anteriores apresentaram respostas às chuvas de inverno apenas a partir do mês de setembro, como mostra a Figura 60.

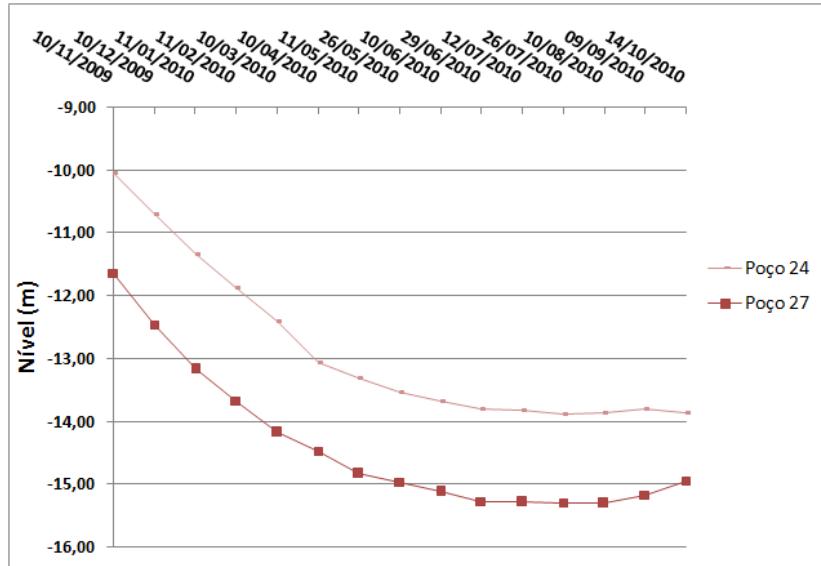


Figura 60 - Conjunto 2 de poços com níveis do lençol freático que apresentaram pequenas variações.

Os três poços que apresentaram apenas rebaixamento foram agrupados na Figura 61 abaixo. Inserido nesta condição está o poço 23, o mais profundo entre os estudados.

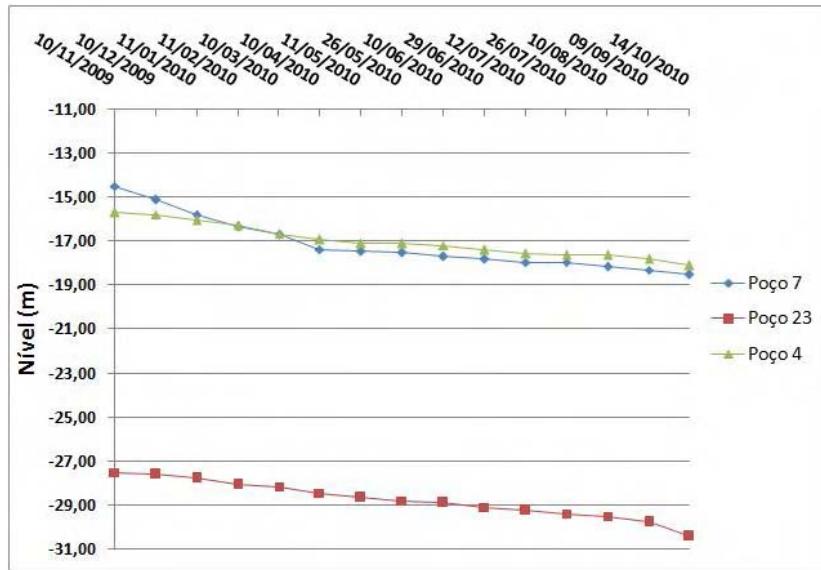


Figura 61 - Conjunto de poços com níveis do lençol freático que apresentaram apenas rebaixamento.

Comparando os níveis agrupados dos três conjuntos de poços, nota-se que a mudança de comportamento acontece de acordo com a espessura da camada não-saturada do solo. No primeiro grupo de poços, representado por aqueles que apresentaram constantes variações, a menor espessura da camada não-saturada foi a do poço 21, com média de 1,88 m, como mostra a Tabela 12. Em geral, a maioria dos poços incluídos nesta categoria não possuía espessura da camada não-saturada média do solo superior a 8 metros, com exceção do poço 18, como representado na Tabela 12, com aproximadamente 8,62 metros.

Tabela 12 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram rápidas respostas dos níveis d'água.

| Poço | Camada não-saturada média (m) | Poço | Camada não-saturada média (m) |
|------|----------------------------------|------|----------------------------------|
| P14 | 2,06 | P13 | 4,27 |
| P19 | 1,93 | P15 | 5,63 |
| P21 | 1,88 | P20 | 5,70 |
| P8 | 4,96 | P10 | 6,86 |
| P11 | 5,23 | P18 | 8,62 |
| P12 | 4,16 | P25 | 7,64 |

No segundo grupo de poços, representado por aqueles que apresentaram elevações dos níveis apenas em resposta as chuvas de inverno, a zona vadosa média da maioria dos poços foi superior a 6,95 metros. Apenas o P1 obteve uma camada não-saturada média inferior a este valor. Analisando as situações extremas, o poço 27 apresentou uma camada média de 14,32 metros (Tabela 13).

Tabela 13 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram respostas lentas dos níveis d'água.

| Poço | Camada não-saturada média (m) | Poço | Camada não-saturada média (m) |
|------|----------------------------------|------|----------------------------------|
| P1 | 4,65 | P16 | 6,95 |
| P5 | 9,75 | P17 | 7,16 |
| P6 | 7,39 | P24 | 12,86 |
| P9 | 9,04 | P27 | 14,32 |

A Tabela 14 mostra que a camada não-saturada média dos poços que apresentaram apenas rebaixamento foi superior a 16 metros, com o poço 23 atingindo valores próximos dos 30 metros.

Tabela 14 - Camada não-saturada média do solo dos poços que apresentaram apenas rebaixamento dos níveis d'água.

| Poço | Camada não-saturada média (m) | Poço | Camada não-saturada média (m) |
|------|----------------------------------|------|----------------------------------|
| P4 | 16,99 | P23 | 28,75 |
| P7 | 17,14 | - | - |

Os dados apresentados anteriormente mostram uma forte correlação entre os níveis de água dos poços e a espessura da camada não-saturada. Isso acontece por que a água precipitada que chega a zona saturada necessita de umidade para permitir a formação de água gravitacional, necessária para vencer as tensões superficiais entre a água e os grãos, atingindo assim níveis mais profundos pela força da gravidade. Como no período de estiagem a umidade da zona não-saturada do solo é menor, as camadas mais espessas necessitam de uma maior quantidade de água para atingir a camada saturada do solo.

➤ Precipitação x níveis dos poços

Como foi apresentado no item 6.3 deste trabalho, a precipitação na bacia para o ano hidrológico do monitoramento foi bem abaixo da média, o que possivelmente impossibilitou que a frente de molhamento atingisse as camadas mais profundas do solo e recarregasse alguns poços, como aconteceu com o P4, P7 e P23. A fim de analisar a influência da precipitação nos níveis dos poços, as informações das condições de variação foram cruzadas com a distribuição espacial da chuva durante o período hidrológico estudado, através da utilização de SIG.

A Figura 62 mostra as isoietas na bacia, obtidas através do método do inverso da distância ao quadrado, a partir das informações dos postos pluviométricos utilizados. Com as informações das condições de variação sobrepostas, pode-se notar uma maior concentração de poços que apresentaram rápidas respostas às precipitações na região onde a chuva foi maior. Na região de maior concentração das precipitações está inserido apenas o poço 23, o mais profundo dentre os monitorados. Nas regiões mais claras do mapa, onde as chuvas foram menores, apenas quatro poços apresentaram respostas rápidas.

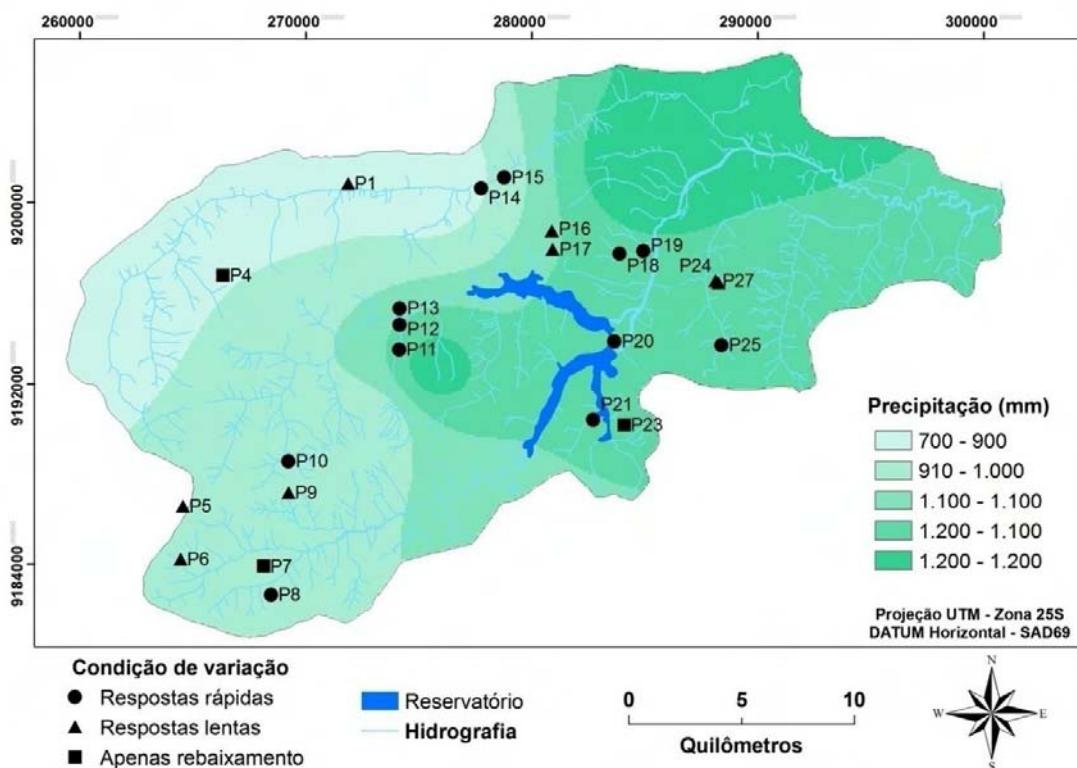


Figura 62 - Isoietas na bacia e distribuição espacial das condições de variação dos níveis dos poços.

➤ Topografia x níveis dos poços

A Figura 63 mostra a relação entre as condições de variação dos níveis dos poços e a topografia da bacia. O mapa topográfico foi obtido através do modelo digital de elevação do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução de 90 metros. Em geral, as partes menos elevadas, representadas na maioria das vezes pelos aluviões, apresentam o maior número de poços enquadrados na condição de variação de respostas rápidas de elevação dos níveis. Grande parte dos poços que exibiram poucas respostas está localizada nas regiões de elevação intermediária. Nas regiões com altitudes mais elevadas encontram-se os poços mais profundos, que não apresentaram recarga.

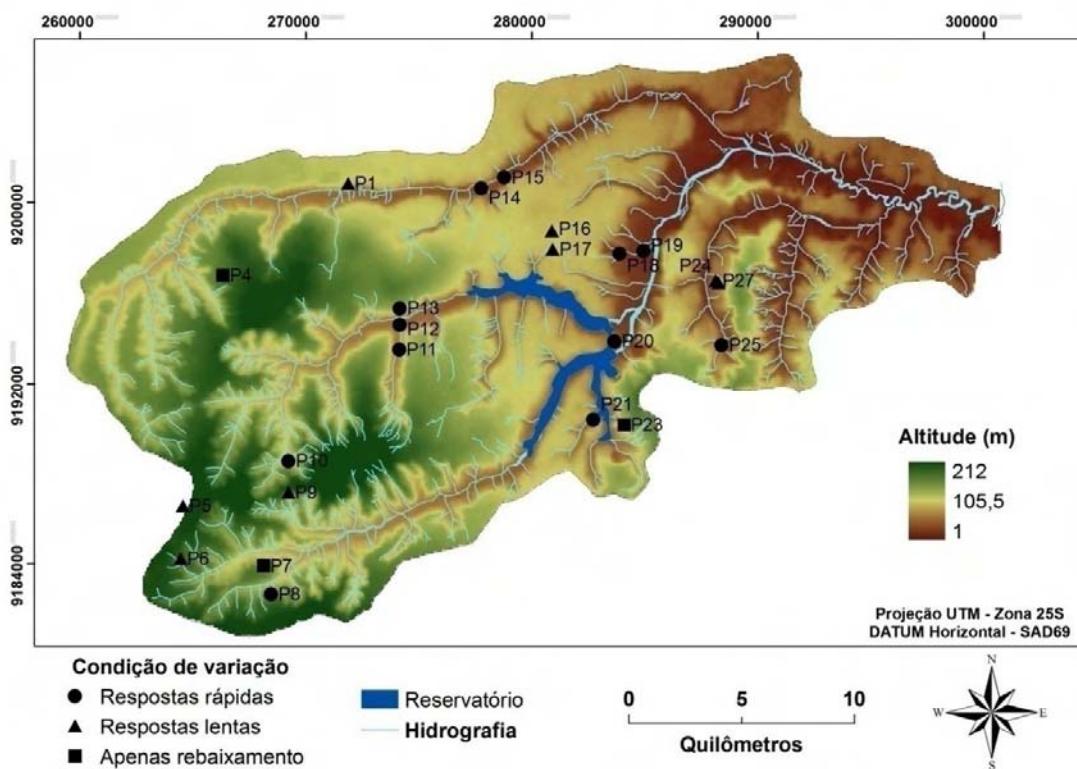


Figura 63 - Elevação do terreno da bacia e distribuição das condições de variação dos níveis dos poços (Fonte: imagem SRTM disponibilizada pela EMBRAPA).

➤ Geologia x níveis dos poços

A relação entre os níveis dos poços e o mapa geológico da bacia do rio Gramame é apresentada na Figura 64. As duas informações acabaram não tendo uma boa correlação, provavelmente devido ao baixo nível de detalhes das informações pontuais da geologia

disponibilizadas pelo Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, elaborado pela SUDENE (1978). Ainda assim, nota-se uma maior presença de poços com maior variação nos aluviões.

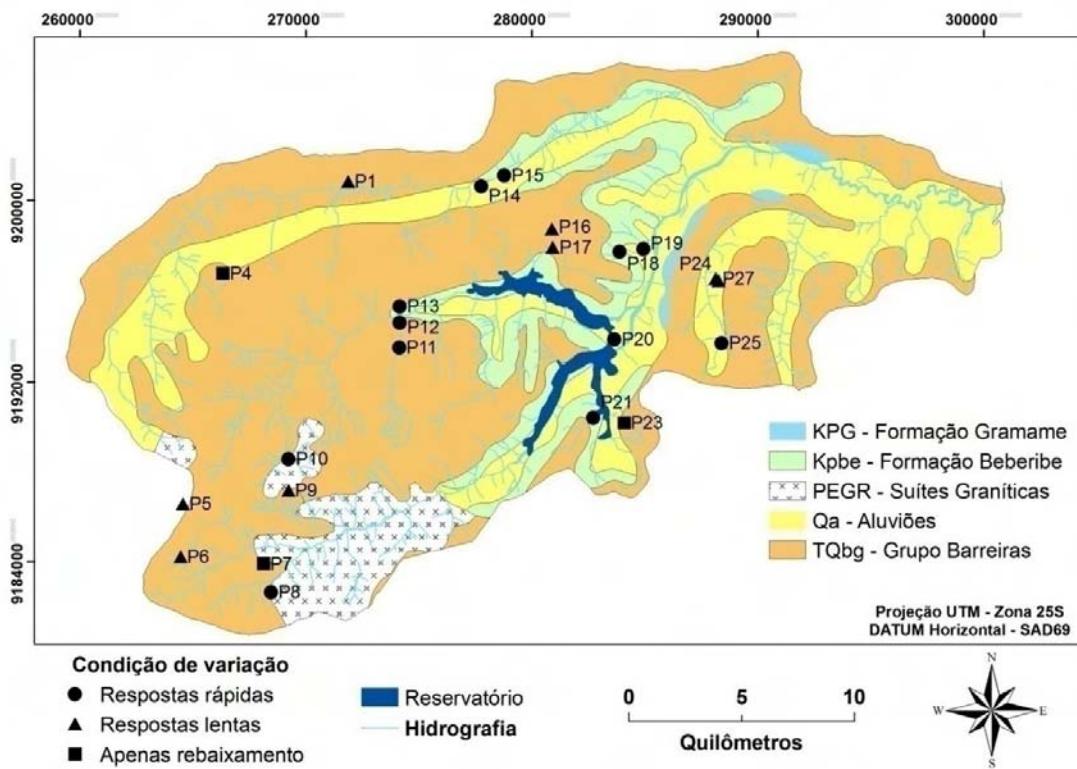


Figura 64 - Geologia da bacia e distribuição das condições de variação dos níveis dos poços.

➤ Condutividade hidráulica x níveis dos poços

Os dados de condutividade hidráulica da camada não-saturada do solo, obtidos através dos testes de infiltração e coleta de sedimentos, foram espacializados para serem comparados com os dados das variações dos níveis. O conhecimento desta propriedade é de grande importância, pois as condições da camada superficial do solo irão determinar o início da infiltração da água no solo, que poderá atingir as camadas mais profundas através do processo de percolação. Assim como os dados de chuva, as interpolações foram feitas através do método do inverso da distância ao quadrado.

A condutividade hidráulica exerceu uma boa influência na variação dos níveis, como mostra a Figura 65. Em geral, os maiores valores de condutividade hidráulica estão na parte central da bacia, área que apresentou maiores respostas dos níveis. O oposto

aconteceu com os níveis que apenas rebaixaram, como foi o caso do poço 7 e 23, locados na região onde a condutividade hidráulica foi menor.

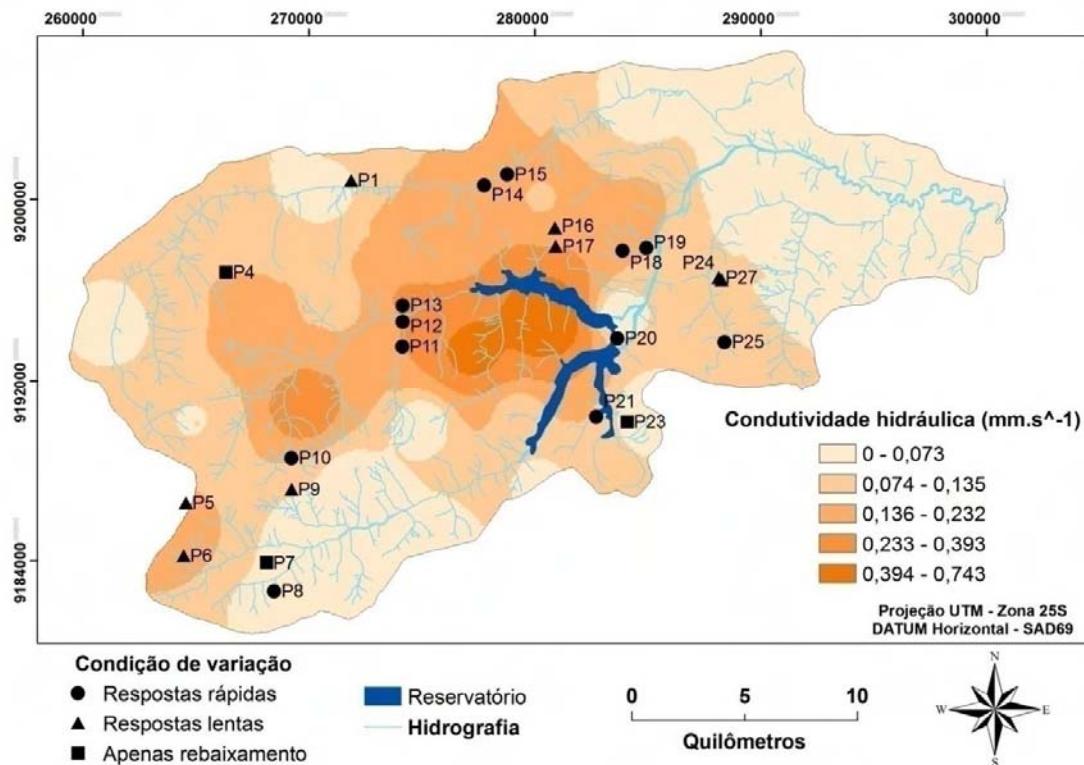


Figura 65 - Distribuição espacial da condutividade hidráulica na bacia e das condições de variação dos níveis dos poços.

➤ Granulometria x níveis dos poços

A Figura 66 mostra a distribuição granulométrica da bacia, que de maneira geral apresenta características arenosas. Por apresentar classe textural semelhante não foram detectados maiores influências desta propriedade nos níveis dos poços, pois poços que apresentaram apenas rebaixamento estão inseridos em áreas com elevada porcentagem de areia e poços com muita variação em áreas com quantidade de areia mais baixa, como é o caso do poço 13 e 20.

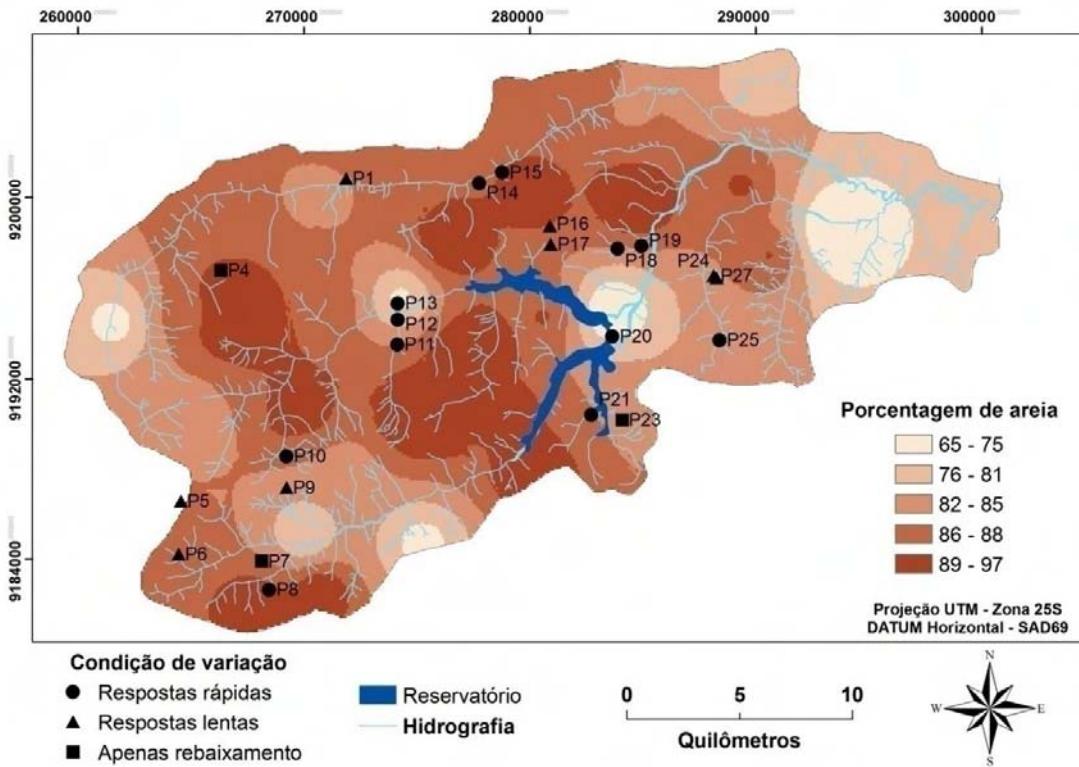


Figura 66 - Distribuição granulométrica do solo da bacia e das condições de variação dos níveis dos poços.

➤ Uso do solo x níveis dos poços

O tipo de uso do solo o qual está inserido o poço pode influenciar no comportamento do nível do aquífero, já que os processos de urbanização, agricultura intensiva e desmatamento modificam o processo de infiltração. Certas culturas também absorvem mais água do que outras, provocando assim a diminuição da água infiltrada. A Figura 67 mostra a distribuição das condições de variação do nível estático dos poços no mapa de uso do solo que foi elaborado. Grande parte dos poços está inserida nas proximidades da cultura de cana-de-açúcar, mas nenhuma relação pôde ser determinada entre esta cultura e as condições de variação. Os poços P4, P7 e P23, que apresentaram apenas rebaixamento, por exemplo, estão locados nas proximidades de três culturas diferentes (eucalipto, cana-de-açúcar e vegetação rasteira, respectivamente). Em geral, os poços que apresentaram maiores variações estão mais próximos das matas ciliares, que representam os pontos com elevação mais baixa, como mostrado na Figura 63.

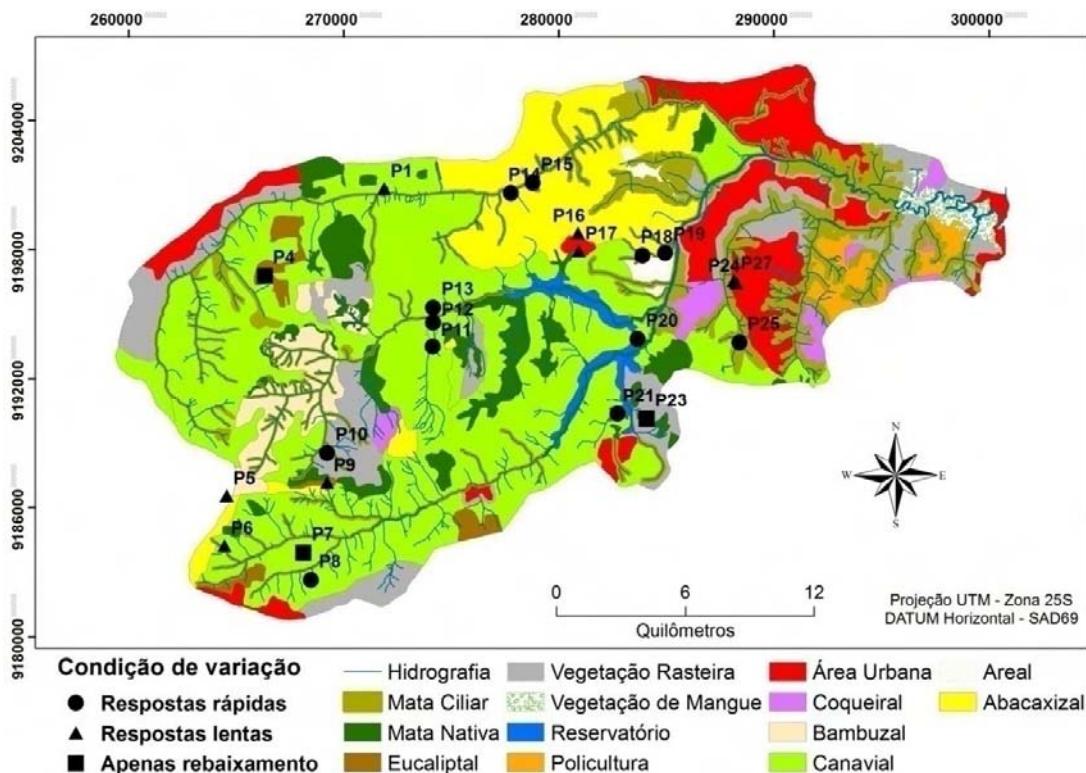


Figura 67 - Uso do solo na bacia e condições de variação dos níveis dos poços.

Através do que foi apresentado neste item, buscou-se analisar os dados obtidos em campo para entender a variação espacial do nível estático do aquífero livre da bacia. Nota-se que as diferentes condições de variação dos níveis foram mais influenciadas pela espessura da camada não-saturada do solo, pela topografia, pela distribuição espacial da precipitação e da condutividade hidráulica.

5.5 Recarga direta (WTF)

A recarga direta do aquífero livre da bacia foi estimada para o ano hidrológico (2009/2010) de estudo utilizando o método WTF, que é baseado nas variações do nível do lençol freático. A aplicação deste método necessita da extração das curvas de recessão, por isto, foram utilizados os dados quinzenais dos níveis coletados em campo no período de maior precipitação, para melhor representar as respostas das chuvas. As extrações foram feitas utilizando a Equação 14, apresentada no item 4.3.

Os poços que só apresentaram rebaixamento do nível durante o período estudado foram descartados para a aplicação do método WTF, pois como não houve elevação do

lençol freático a recarga estimada pelo método seria nula. O poço 1 também não foi utilizado, pois a elevação do nível d'água foi mínima. Os poços com influência de bombeamento e o poço 7, que já haviam sido descartados para a análise dos níveis, também foram desprezados para a estimativa de recarga. Sendo assim, foi estimada a recarga direta de 19 poços monitorados.

As Figura 68 e Figura 69 mostram a extração das curvas de recessão dos poços 21 e 25 e suas respectivas equações. Vale à pena ressaltar a semelhança entre a variação do nível observado dos dois poços, enquadrados entre aqueles que apresentaram rápidas respostas à precipitação diária. Como apresentaram várias elevações do nível após períodos recessivos, várias extrações das curvas de recessão tiveram que ser realizadas para os dois poços (Figura 68 e Figura 69).

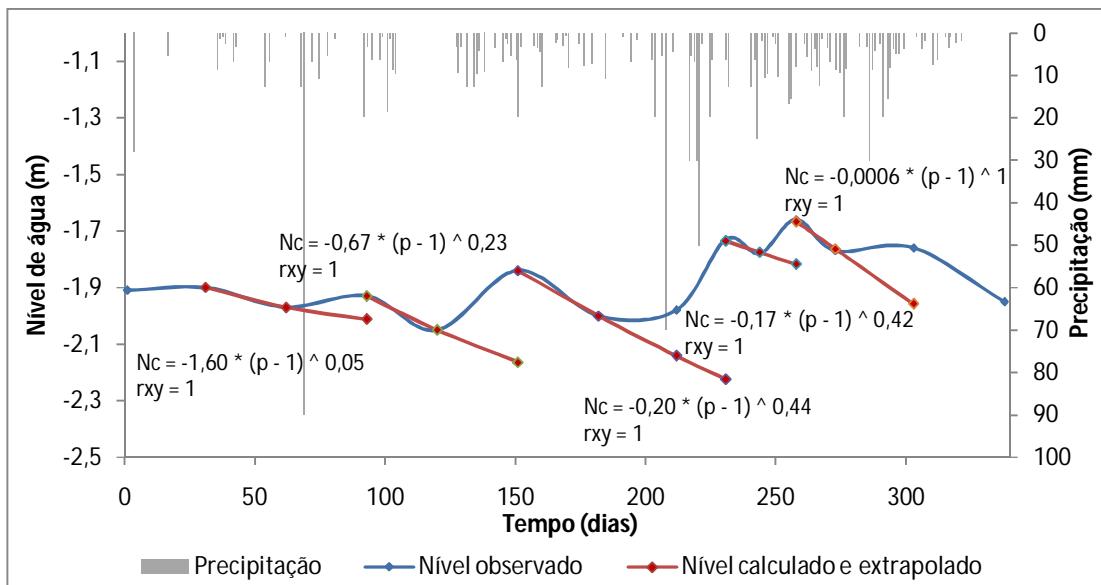


Figura 68 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 21.

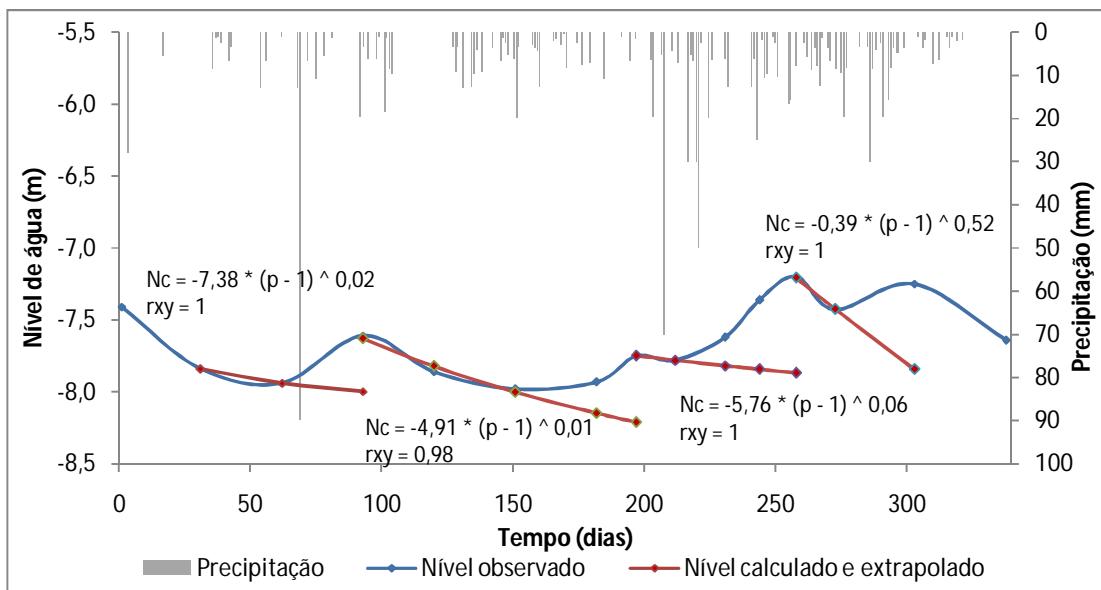


Figura 69 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 25.

As extrações das curvas de recessão dos poços 16 e 17 são apresentadas nas Figura 70 e Figura 71, juntamente com as suas respectivas equações. Estes dois poços apresentaram elevação do nível freático apenas no período mais chuvoso, como mostram as figuras, sendo necessária apenas a extração de uma curva de recessão para cada poço. As curvas extraídas de todos os poços utilizados para a estimativa da recarga direta estão no Apêndice C.

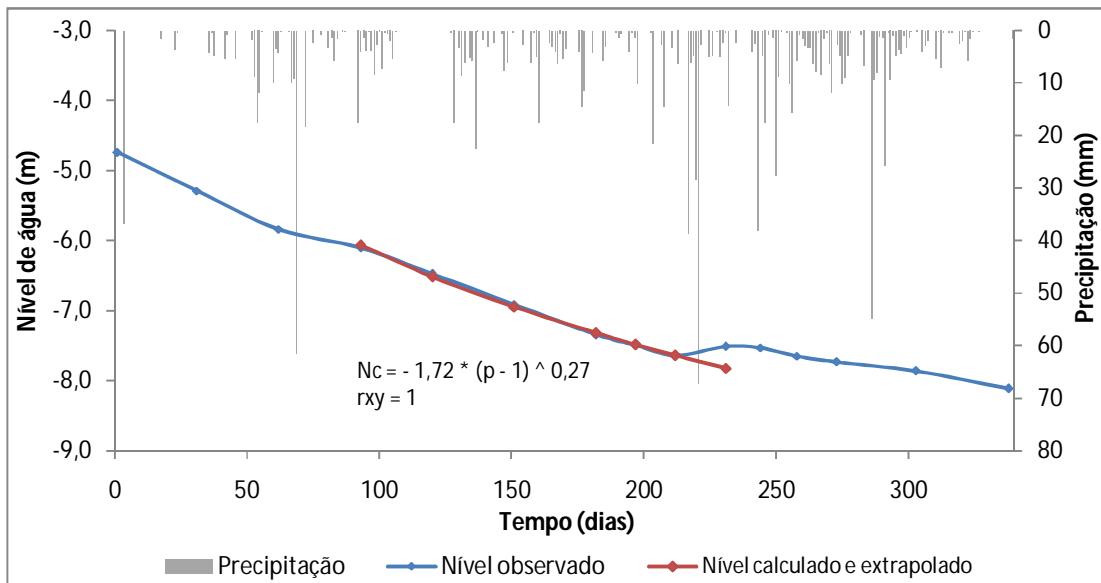


Figura 70 - Nível observado do aquífero e curva de recessão extrapolada para o poço 16.

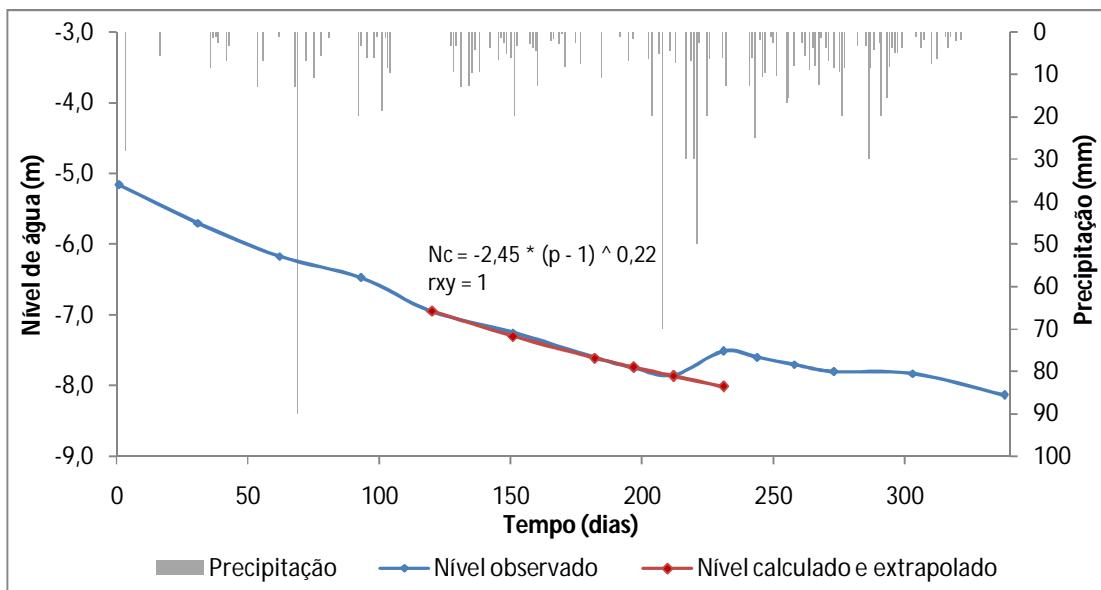


Figura 71 - Nível observado do aquífero e curva de recessão extrapolada para o poço 17.

Com as curvas de recessão extrapoladas, os valores de Δh , representados pela diferença entre a curva de recessão e o nível observado do aquífero, foram obtidos. De posse destes dados a recarga direta da bacia pode ser calculada através da Equação 7, exibida no item 2.5.2 deste trabalho. Os valores do coeficiente de rendimento específico (S_y) utilizados foram obtidos através de dados da literatura, assim como fizeram Barreto (2006) e Wendland et al. (2007).

O coeficiente de rendimento específico para as Formações Gramame e Beberibe, descritos na literatura, varia entre 5 e 10% (LUCENA et al., 2006; SILVA et al., 2008; MELO et al., 2010; BORBA et al., 2010). Estes valores representam uma faixa de variação bem menor do que aquela utilizada por Barreto (2006) para a Formação Botucatu, cujos valores variam entre 10 a 30%. Isto acontece devido às próprias características dos materiais da formação, como foi mostrado na Tabela 2.

Utilizou-se, portanto, para análise da estimativa da recarga direta, valores para o S_y de 5, 7 e 10%. Os valores da recarga direta e da diferença entre os níveis observado do aquífero e as curvas de recessão de cada poço para o ano hidrológico (2009/2010) da pesquisa são apresentados nas Tabela 15 a Tabela 20, separados de acordo com o posto pluviométrico de influência de cada poço. As informações da profundidade e da camada não-saturada média de cada poço também foram inseridas nas tabelas.

Tabela 15 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP2.

| Estação Pluviométrica EP2 (967 mm) | | | | | | |
|------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P5 | 565,0 | 28,3 | 39,6 | 56,5 | 11,0 | 9,75 |
| P6 | 205,9 | 10,3 | 14,4 | 20,6 | 7,8 | 7,39 |
| P8 | 1796,3 | 89,8 | 125,7 | 179,6 | 5,8 | 4,96 |

Tabela 16 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP4.

| Estação Pluviométrica EP4 (944 mm) | | | | | | |
|------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P9 | 238,9 | 11,9 | 16,7 | 23,9 | 11,4 | 9,04 |
| P10 | 1727,9 | 86,4 | 121,0 | 172,8 | 8,7 | 6,86 |

Tabela 17 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP8.

| Estação Pluviométrica EP8 (1177 mm) | | | | | | |
|-------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P11 | 1651,8 | 82,6 | 115,6 | 165,2 | 6,8 | 5,23 |
| P12 | 2720,83 | 136,0 | 190,5 | 272,1 | 5,4 | 4,16 |
| P13 | 198,61 | 9,9 | 13,9 | 19,9 | 4,6 | 4,27 |

Tabela 18 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP5.

| Estação Pluviométrica EP5 (830 mm) | | | | | | |
|------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P14 | 595,34 | 29,8 | 41,7 | 59,5 | 4,5 | 2,06 |
| P15 | 464,51 | 23,2 | 32,5 | 46,5 | - | 5,63 |

Tabela 19 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP3.

| Estação Pluviométrica EP3 (1195 mm) | | | | | | |
|-------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P16 | 312,2 | 15,6 | 21,9 | 31,2 | 11 | 6,95 |
| P19 | 1319,09 | 66,0 | 92,3 | 131,9 | 3,5 | 1,93 |

Tabela 20 - Recarga direta nos poços de monitoramento sob influência do posto pluviométrico EP1.

| Estação Pluviométrica EP1 (1128 mm) | | | | | | |
|-------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------------------|
| Poço | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | | Profundidade (m) | Camada não-saturada média (m) |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% | | |
| P17 | 502,4 | 25,1 | 35,2 | 50,2 | 9,70 | 7,16 |
| P18 | 2280,7 | 114,0 | 159,6 | 228,1 | 10 | 8,62 |
| P20 | 960,68 | 48,0 | 67,2 | 96,1 | 18 | 5,70 |
| P21 | 1256,2 | 62,8 | 87,9 | 125,6 | 4,7 | 1,88 |
| P24 | 405,1 | 20,3 | 28,4 | 40,5 | 19,4 | 12,86 |
| P25 | 2107,4 | 105,4 | 147,5 | 210,7 | 9,6 | 7,64 |
| P27 | 718,2 | 35,9 | 50,3 | 71,8 | 17,3 | 14,32 |

O poço que apresentou maior recarga foi o P12, com valores variando entre 136 a 272,1 mm, dependendo do valor estimado do Sy, o que representa entre 11,5 e 23% da precipitação. Os valores mensais de recarga deste poço são apresentados na Tabela 21. Os valores mensais de recarga dos outros poços estão no Apêndice D.

Tabela 21 - Valores da recarga mensal do poço 12.

| Poço 12 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|--------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 311,08 | 15,6 | 21,8 | 31,1 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 314,3 | 15,7 | 22 | 31,4 |
| Junho | 683,85 | 34,2 | 47,9 | 68,4 |
| Julho | 934,05 | 46,7 | 65,4 | 93,4 |
| Agosto | 477,55 | 23,9 | 33,4 | 47,8 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 2720,83 | 136,0 | 190,5 | 272,1 |

De acordo com o método WTF a recarga direta para a bacia pode ser estimada através da média aritmética da recarga direta encontrada para cada poço de observação considerado. Estes valores são então apresentados na Tabela 22 para a bacia do rio Gramame durante o ano hidrológico estudado.

Tabela 22 - Recarga direta durante o ano hidrológico 2009/2010 na bacia do rio Gramame.

| Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
|---------|---------|----------|
| 52,7 mm | 73,8 mm | 105,4 mm |

Estes valores representam cerca de 5 a 10% da precipitação média na bacia durante o período do estudo, que foi de 1026 mm. Os números encontrados para a recarga direta foram abaixo do esperado para uma região úmida, muito provavelmente pelos baixos índices pluviométricos durante o ano hidrológico da pesquisa, que foi cerca de 42% menor do que média anual da bacia.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

No presente trabalho foi determinada a recarga direta do aquífero livre da bacia do rio Gramame, utilizando o método WTF (*water table fluctuation*). Para a aplicação do método foi necessário o freqüente monitoramento dos níveis de poços espalhados pela bacia. Durante este monitoramento foram detectados três grupos de poços, que apresentaram comportamentos distintos da flutuação dos níveis estático, marcados pelo constante rebaixamento, pelas respostas lentas aos eventos de precipitação e pelas variações maiores. Investigações buscaram correlacionar estes diferentes comportamentos com alguns fatores, entre eles: a precipitação, a espessura da camada não-saturada do solo, a elevação do terreno, o uso do solo, a geologia e a condutividade hidráulica. A maioria dos fatores exerceu grande influência no comportamento do aquífero, com exceção da geologia, muito provavelmente pelo baixo nível de detalhes destas informações.

A freqüência do monitoramento dos níveis adotada nesta pesquisa foi satisfatória para acompanhar as mudanças na elevação do aquífero provocadas pelas chuvas, principalmente quando as campanhas foram quinzenais.

A aplicação do método Beerkan mostrou-se adequada para modelar a infiltração tridimensional no campo e permitir a caracterização hidrodinâmica dos solos da bacia em estudo. Sua fácil aplicação e baixo custo de execução, quando comparados a outros métodos, são algumas de suas vantagens. As recomendações feitas por Silva (2009) em relação à aplicação da metodologia em campo foram adotadas, ainda assim, foram observadas sensibilidades do método, pois alguns dados coletados em campo não apresentaram bons resultados, sendo necessário o re-teste. Através da espacialização dos resultados obtidos pelo método Beerkan foi possível visualizar o comportamento da condutividade hidráulica na área de estudo. De forma semelhante foi possível a caracterização granulométrica da bacia, podendo assim inferir sobre a zona de recarga da área estudada.

A recarga direta, calculada pelo método WTF para o ano hidrológico do monitoramento (2009/2010), variou entre 53 e 105 mm, o que representa entre 5 e 10% da precipitação média na bacia durante o estudo. A função potencial utilizada por Barreto (2006) e Wendland et al. (2007) para a extração da curva de recessão mostrou-se adequada, tendo em vista que os valores entre os dados observados e calculados ficaram muito próximos de 1.

Os resultados obtidos permitem fazer algumas recomendações para os trabalhos subsequentes e para um melhor gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneo da bacia estudada, são elas:

- O cadastramento de novos poços em substituição daqueles que foram desprezados por causa do efeito do bombeamento. O mais recomendado seria a perfuração de piezômetros em locais estratégicos da bacia, para que não haja nenhuma interferência que possa comprometer a qualidade dos dados.
- A instalação de algumas sondas para a medição automática diária do nível do aquífero, a fim de detectar as mudanças que possam ocorrer na variação da água em um intervalo de tempo menor do que quinzenal, principalmente nos poços que possuem uma zona não-saturada delgada.
- A determinação do coeficiente de rendimento específico dos poços monitorados, através da coleta de amostras indeformadas do solo nas profundidades que compreendem as faixas de variação do nível do aquífero freático, para que os resultados da recarga pontual sejam mais exatos.
- A aplicação de outras técnicas de estimativa de recarga, concomitantemente ao WTF, para que os resultados possam ser comparados.
- O monitoramento sistemático do aquífero por um período mais longo, a fim de dar subsídios na tomada de decisões quanto à utilização da água subterrânea da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (1984). **Solo: Análise granulométrica.** NBR 7181: método de ensaio. Rio de Janeiro.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. (1988). **Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, v.2, p.753-760.
- BAALOUSH, H. (2005). **Using CRD method for quantification of groundwater recharge in the Gaza Strip, Palestine.** Environ. Geol. v.48, p.889-900.
- BANERJEE, P.; PRASAD, R. K.; SINGH, V. S. (2009). **Forecasting of groundwater level in hard rock region using artificial neural network.** Environ. Geol. v.58, p.1239-1246.
- BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M. de.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. (2003). **A Estratigrafia da Bacia Paraíba: uma Reconsideração.** Estudos Geológicos. v.13, p.89-108.
- BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H.; LIMA FILHO, M. F.; SOUZA, E. M. de.; MORAES, M. A. de. (2007). **Estratigrafia da Faixa Costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil.** Estudos Geológicos. v.17, p.3-30.
- BARRETO, C. E. A. G. (2006). **Balanço Hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa.** Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 249p.
- BEEKMAN, H. E.; XU, Y. (2003). **Review of groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa.** In: Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa. Org. Xu, Y.; Beekman, H. E. UNESCO IHP series n.64, 207p.
- BORBA, A. L. S.; COSTA FILHO, W. D.; MASCARENHAS, J. C. (2010). **Configuração geométrica dos Aquíferos da Região Metropolitana do Recife.** Anais do XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, São Luís – MA.
- BREDENKAMP, D. B.; BOTHA, L. J.; VAN TONDER, G. J. van RENSBURG, H. J. (1995). **Manual of quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity.** Water Research Commission, Pretoria.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1964). **Hydraulic properties of porous media.** Hydrology Paper, n.3, Colorado State University, Fort Collins.
- BURDINE, N. T. (1953). **Relative permeability calculations from pore-size distribution data.** American Institute Mining and Metallurgy engineering, v.198, p.71-77.

CABRAL, J. J. S. P. (2008). **Movimento das águas subterrâneas**. In: Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.77-91.

CARRERA-HERNÁNDEZ, J. J.; GASKIN, S. J. (2007). **The Basin of Mexico aquifer system: regional groundwater level dynamics and database development**. Hydrogeology Journal, v.15, p.1577-1590.

CARVALHO, M. G. F. (1988). **Classificação geomorfológica do Estado da Paraíba**. Ed. Universitária/UFPB, João Pessoa.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. (1994). **Applied Hydrology**. McGraw-Hill: New York, 584p.

DALBIANCO, L. (2009). **Variabilidade especial e estimativa da condutividade hidráulica e caracterização físico-hídrica de uma microbacia hidrográfica rural**. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo), Universidade Federal de Santa Maria, 115p.

DE CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J. M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. (2002). **Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés**. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE, Grenoble: Université de Grenoble, 82p.

DELIN, G. N.; HEALY, R. W.; LORENZ, D. L.; NIMMO, J. R. (2006). **Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA**. Journal of Hydrology, v.334, p.231-249.

FEITOSA, E. C.; FEITOSA, F. A. C. (2008). **Metodologia básica de pesquisa de água subterrânea**. In: Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.179-206.

FUENTES, C. (1992). **Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés**. Tese Doutorado, Université Joseph Fourier, Grenoble, 444p.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M; PARLANGE, J. Y.; HAVERKAMP, R. (1998). **Soil water conductivity of a fractal soil**. Fractals in Soil Science. v.142, p. 325-335.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E. de.; MENESSES, L. F. (2006). **Geomorfologia e Tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba**. Geologia USP Série Científica. v.6, p.61-70.

FURTUNATO, O. M.; SOUZA, E. S.; SOARES, W. A.; ANTONINO, A. C. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M.; SILVA, A. M. (2007). **Características hidrodinâmicas de solos numa parcela da bacia experimental do riacho Gameleira – PE**. In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo. Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, p.1-18.

GATES, J. B.; EDMUNDS, W. M.; MA, J.; SCANLON, B. R. **Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride.** Hydrogeology Journal, v.16, p.893-910.

GOMES, L. H. (2008). **Determinação da recarga profunda na Bacia-Piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do sistema Aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada.** Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 167p.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y. (1986). **Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter.** Soil Science, v.142, p.325-335.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. (1994). **Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation.** Water Resources Research, Washington, v.30, p.2931-2935.

HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ANGULO-JARAMILLO, R.; ZAMMIT, C.; DELLEUR, J.W. (1999). **Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone.** In: CRC Groundwater Engineering Handbook. Org. por Deuller, J.W., 120p.

HEALY, R. W.; COOK, P. G. (2002). **Using groundwater levels to estimate recharge.** Hydrogeology Journal, v.10, p.91-109.

HOUSTON, J. (2007). **Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: an evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques.** Journal of Hydrology, v. 334, p.534-544.

HORTON, R. E. (1933). **The role of infiltration in the hydrologic cycle.** EOS Transactions, America Geophysical Union, p.446–460.

IBESA. (2002). **Relatório Preliminar sobre a Instalação de Bacias Experimentais no Semi-Árido.** Projeto financiado pela Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP.

JOHNSON, A. I. (1967). **Specific yield – compilation of specific yields for various materials.** US Geological Survey Water Supply. Paper 1662-D, 74p.

KARMANN, I. (2008). **Ciclo da Água: água subterrânea e sua ação geológica.** In: Decifrando a Terra. Org. por Teixeira, W.; Fairchild, T.; Toledo, C.; Taioli, F. Companhia Nacional, 624p.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA UGALDE, J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. (2006). **Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST.** Soil Science Society of America Journal, v.70, p.521-532.

LEAP, D. I. (1999). **Geological Occurrence of Groundwater.** In: The Handbook of Groundwater Engineering. Org. por Delleur, J. W. p.15-68.

LERNER, D. N.; ISSAR, A. S.; SIMMERS I. (1990). **Groundwater Recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge**. International Contributions to Hydrogeology, vol. 8, 345p.

LINSLEY, R. K.; FRANZINI, J. B. (1978). **Engenharia de Recursos Hídricos**. McGraw-Hill: São Paulo, 798p.

LUCENA, L. R. F.; ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C. (2006). **O controle estrutural no Aqüífero Barreiras – Área da bacia do rio Pirangi-RN**. Águas Subterrâneas, v.20, p.83-98.

MAIDMENT, D. R. (1993). Hydrology cycle. In: **Handbook of Hydrology**. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p.

MANOEL FILHO, J. (2008). Ocorrência das Águas Subterrâneas. In: **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.53-75.

MARÉCHAL, J. C.; DEWANDEL, B.; AHMED, S.; GALEAZZI, L.; ZAIDI, F. K. (2006). **Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture**. Journal of Hydrology, v.329, p.281-293.

MAZIEIRO, T. A. (2005). **Monitoramento de água subterrânea em área urbana: aspectos quantitativos**. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

MAZIERO, T. A.; WENDLAND, E. (2008). **Variabilidade espacial da recarga em área urbana**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.13, n.3, p.35-46.

MELO, D. C. D.; SILVEIRA, J. A.; GADELHA, A. N. LIMA JÚNIOR, V. A.; ALMEIDA, C. N.; PORTO, R. Q.; ARAÚJO, U. T. M.; SANTOS, F. A.; CUNHA, A. A. D. (2009). **Projeto BEER: Análise da situação dos poços rasos da bacia do rio Mamuaba**. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande. Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, p.1-19.

MELO, J. G.; MORAES, S. D.; VASCONCELOS, M. B. (2010). **Potencialidade e qualidade das águas do Aqüífero Barreiras na região da Lagoa de Extremoz, RN**. Revista de Geologia, v.22, p.137-149.

MENTE, A. (2008). **A água subterrânea no Brasil**. In: Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.31-48.

MESTRINHO, S. S. P. (2008). **Monitoramento em água subterrânea**. In: Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.673-685.

MOON, S.; WOO, N. C.; KWANG, G. L. (2004). **Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge**. Journal of Hydrology, v.292, p.198-209.

PAIVA, G. P. (2006). **Estimativa da recarga em unidade detritica de uma micro-bacia do rio Piranga (MG)**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Viçosa, 129p.

PARAÍBA - Secretaria da Educação. (1985). **Atlas geográfico do Estado da Paraíba**. Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa, GRAFSET, 1985.

PDRH. (2000). **Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Gramame**. SEMARH/SCIENTEC.

RABELO, J. L. (2006). **Estudo da recarga do Aqüífero Guarani no sistema Jacaré-Tietê**. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 200p.

RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R., BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. (1993). **Infiltration and soil water movement**. In: Handbook of Hydrology. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p.

SANFORD, W. (2002). **Recharge and groundwater: an overview**. Hydrogeology Journal. V.10, p.110-120.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, D.; LAUTERT, L. F. (2001). **Hidrometria Aplicada**. Curitiba, 372p.

SANTOS, R. B. (2009). **Avaliação de intervenções hidráulicas na bacia do rio Gramame-PB com uso das técnicas de análise multiobjetivo e multicriterial**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 184p.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. (2002). **Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge**. Hydrogeology Journal, v.10, p.18-39.

SHARDA, V. N.; KUROTHE, R. S.; SENA, D. R.; PANDE, V. C.; TIWARI, S. P. **Estimation of groundwater recharge from water storage structures in a semi-arid climate of India**. Journal of Hydrology, v.329, p.224-243.

SIBANDA, T.; NONNER, J. C.; UHLENBROOK, S. (2009). **Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe**. Hydrogeology Journal, v.17, p.1427-1441.

SILVA, S. R.; MONTEIRO, A. B.; CABRAL, J. J. S. P.; BORBA, A. L. S.; FREIRE, P. K. C.; COSTA, W. D.; BARBOSA, G. F. (2008) . **A gestão de águas subterrâneas no Aqüífero Barreiras – Jordão, Jardim Jordão e Ibiura – Recife – Pernambuco**. Anais do XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Natal – RN.

SILVA, J. F. C. B. C. (2009). **Análise espacial das características hidrodinâmicas e do uso e ocupação do solo da bacia experimental do riacho Guaraíra mediante o uso de geotecnologias**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana) - Centro de Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 85p.

SORIA, J.M.; LEIJ, F.J.; ANGULO-JARAMILLO, R.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.-Y. (2003). **Aggregation scenarios to model water fluxes in watersheds with spatial changes in soil texture**. In: 23rd. Hydrology Days AGU, Colorado State University.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. (2007). **Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.12, n.2, p.128-135.

SUDENE – Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. (1978). **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste** - folha 16 - Div. de Reprografia - Recife.

TILAHUN, K.; MERKEL, B. J. (2009). **Estimation of groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model in Dire Dawa, Ethiopia**. Hydrogeology Journal, v.17, p.1443-1457.

TODD, D. K.; MAYS, L. W. (2005). **Groundwater Hydrology**. John Wiley & Sons, Inc., 636p.

TOSCANO, G. L. G.; SANTOS, K. M.; ALMEIDA, C. N.; SILVA, T. C. (2008). **Uma análise sintética sobre a legislação das águas subterrâneas no Brasil**. In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Salvador. Anais do IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste p.1-20.

TUCCI, C. E. M. (1993) **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS: ABRH: EDUSP.

UNESCO – ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS PARA A EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E CULTURA. (1978). **National Committee for the international Hydrological decade**. World water balance and water resources of the earth.

VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980). **A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils**. Soil Science Society of American Journal, v.44, p.892-898.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. (1975). **Hidrologia Aplicada**. MacGraw-Hill: São Paulo, 245p.

VRIES, J. J.; SIMMERS, I. (2002). **Groundwater recharge: an overview of processes and challenges**. Hydrogeology Journal, v.10, p.5-17.

WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L. H. (2007). **Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring**. Journal of Hydrology, v.342, p.261-269, 2007.

WEATHCRAFT, S. J.; SMITH, L. (1993). **Groundwater flow**. In: Handbook of Hydrology. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p.

XU, Y; van TONDER, G. J. (2001). **Estimation of recharge using a revised CRD method**. Water SA, vol.27, p.341-343.

ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. (2003). **Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica.** In: Congresso nacional de Irrigação. Zacatecas. Resumos – Zacatecas: ANEI. Desarrollo y transferência de tecnologia de Riego y drenage, v. 02, p.212-219.

ZHANG, L. (2003). **Sustainable development of groundwater resources in urban areas.** Dissertation (Master of Applied Science) - Graduate Department of Civil Engineering, University of Toronto, 97p.

ZHOU, Y. (1996). **Sampling frequency for monitoring the actual state of groundwater systems.** Journal of Hydrology, v.180, p.301-318.

APÊNDICE A

MEDIDAS DE CAMPO DOS NÍVEIS D'ÁGUA NOS POÇOS DE MONITORAMENTO

Tabela 23 - Medidas de campo dos níveis do poço 1 ao 8.

| Campanhas | Poço | | | | | | | |
|-------------------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|
| | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 |
| 11/11/2009 | 4,24 | 7,90 | 3,84 | 15,68 | 8,22 | 6,70 | 14,48 | 3,65 |
| 11/12/2009 | 4,31 | 4,93 | 4,42 | 15,78 | 8,65 | 6,80 | 15,12 | 4,15 |
| 11/01/2010 | 4,18 | 5,75 | 4,85 | 16,04 | 8,92 | 7,10 | 15,81 | 4,57 |
| 11/02/2010 | 4,36 | 4,24 | 4,00 | 16,27 | 9,28 | 7,20 | 16,32 | 4,85 |
| 10/03/2010 | 4,45 | 5,48 | 4,51 | 16,65 | 9,36 | 7,41 | 16,68 | 5,13 |
| 10/04/2010 | 4,55 | 5,94 | 4,96 | 16,93 | 9,84 | 7,42 | 17,36 | 4,82 |
| 11/05/2010 | 4,72 | 5,37 | 5,49 | 17,09 | 10,00 | 7,46 | 17,44 | 5,13 |
| 26/05/2010 | 4,72 | 4,78 | 4,50 | 17,08 | 10,14 | 7,55 | 17,51 | 5,44 |
| 10/06/2010 | 4,76 | 5,09 | 5,53 | 17,19 | 10,29 | 7,57 | 17,69 | 5,43 |
| 29/06/2010 | 4,74 | 5,29 | 5,52 | 17,38 | 10,24 | 7,49 | 17,79 | 5,06 |
| 12/07/2010 | 4,79 | 6,00 | 5,46 | 17,57 | 10,15 | 7,58 | 17,95 | 5,11 |
| 26/07/2010 | 4,84 | 6,76 | 5,57 | 17,63 | 10,17 | 7,58 | 17,95 | 5,05 |
| 10/08/2010 | 4,86 | 6,74 | 5,22 | 17,61 | 10,23 | 7,55 | 18,14 | 5,22 |
| 09/09/2010 | 4,99 | 7,53 | 5,52 | 17,79 | 10,31 | 7,66 | 18,31 | 5,34 |
| 14/10/2010 | 5,22 | 4,60 | 5,14 | 18,10 | 10,51 | 7,79 | 18,50 | 5,43 |

Tabela 24 - Medidas de campo dos níveis dos poços 9 ao 16.

| Campanhas | Poço | | | | | | | |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | P9 | P10 | P11 | P12 | P13 | P14 | P15 | P16 |
| 11/11/2009 | 8,08 | 4,79 | 4,29 | 3,77 | 4,40 | 2,14 | 4,98 | 4,74 |
| 11/12/2009 | 8,22 | 6,58 | 4,57 | 4,11 | 4,37 | 2,16 | 5,16 | 5,29 |
| 11/01/2010 | 8,51 | 6,36 | 4,87 | 4,23 | 4,32 | 2,07 | 5,34 | 5,84 |
| 11/02/2010 | 8,72 | 6,74 | 4,99 | 3,98 | 4,21 | 2,11 | 5,40 | 6,10 |
| 10/03/2010 | 8,82 | 7,26 | 5,11 | 4,19 | 4,23 | 2,21 | 5,36 | 6,47 |
| 10/04/2010 | 9,02 | 7,22 | 5,35 | 4,41 | 4,27 | 2,05 | 5,66 | 6,91 |
| 11/05/2010 | 9,16 | 7,52 | 5,34 | 4,39 | 4,30 | 2,13 | 5,79 | 7,34 |
| 26/05/2010 | 9,30 | 7,52 | 5,63 | 4,34 | 4,23 | 2,09 | 5,84 | 7,49 |
| 10/06/2010 | 9,30 | 7,43 | 5,54 | 4,64 | 4,22 | 2,00 | 5,79 | 7,64 |
| 29/06/2010 | 9,14 | 7,36 | 5,49 | 4,33 | 4,14 | 1,92 | 5,60 | 7,51 |
| 12/07/2010 | 9,25 | 6,96 | 5,44 | 4,05 | 4,14 | 1,96 | 5,74 | 7,53 |
| 26/07/2010 | 9,34 | 6,72 | 5,52 | 3,92 | 4,20 | 1,89 | 5,78 | 7,65 |
| 10/08/2010 | 9,45 | 6,71 | 5,30 | 3,73 | 4,26 | 1,98 | 5,88 | 7,73 |
| 09/09/2010 | 9,54 | 6,86 | 5,33 | 3,90 | 4,38 | 1,99 | 5,88 | 7,86 |
| 14/10/2010 | 9,79 | 6,88 | 5,69 | 4,43 | 4,43 | 2,20 | 6,19 | 8,11 |

Tabela 25 - Medidas de campo dos níveis do poço 17 ao 24.

| Campanhas | Poço | | | | | | | |
|-------------------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| | P17 | P18 | P19 | P20 | P21 | P22 | P23 | P24 |
| 11/11/2009 | 5,16 | 8,11 | 2,67 | 5,30 | 1,91 | 9,90 | 27,50 | 10,04 |
| 11/12/2009 | 5,70 | 8,37 | 2,51 | 5,52 | 1,90 | 10,70 | 27,59 | 10,70 |
| 11/01/2010 | 6,17 | 8,52 | 2,02 | 5,69 | 1,97 | 10,32 | 27,78 | 11,34 |
| 11/02/2010 | 6,47 | 8,52 | 2,04 | 5,68 | 1,93 | 10,65 | 28,08 | 11,87 |
| 10/03/2010 | 6,95 | 8,69 | 2,00 | 5,82 | 2,05 | 10,98 | 28,16 | 12,40 |
| 10/04/2010 | 7,25 | 8,66 | 1,79 | 5,92 | 1,84 | 11,43 | 28,45 | 13,06 |
| 11/05/2010 | 7,60 | 9,15 | 1,82 | 6,00 | 2,00 | 11,48 | 28,64 | 13,30 |
| 26/05/2010 | 7,75 | 9,00 | 1,97 | 6,08 | 2,00 | 11,87 | 28,80 | 13,53 |
| 10/06/2010 | 7,85 | 8,90 | 1,94 | 6,02 | 1,98 | 12,18 | 28,90 | 13,68 |
| 29/06/2010 | 7,51 | 8,49 | 2,06 | 5,72 | 1,73 | 11,79 | 29,09 | 13,81 |
| 12/07/2010 | 7,60 | 8,70 | 1,58 | 5,69 | 1,78 | 11,83 | 29,22 | 13,82 |
| 26/07/2010 | 7,70 | 8,67 | 1,51 | 5,53 | 1,66 | 12,04 | 29,38 | 13,89 |
| 10/08/2010 | 7,80 | 8,35 | 1,52 | 5,48 | 1,77 | 11,92 | 29,51 | 13,87 |
| 09/09/2010 | 7,83 | 8,47 | 1,40 | 5,38 | 1,76 | 12,32 | 29,76 | 13,80 |
| 14/10/2010 | 8,13 | 8,72 | 2,10 | 5,67 | 1,95 | 12,30 | 30,43 | 13,86 |

Tabela 26 - Medidas de campo dos níveis do poço 25 ao 27.

| Campanhas | Poço | | |
|-------------------|------|------|-------|
| | P25 | P26 | P27 |
| 11/11/2009 | 7,41 | 4,68 | 11,64 |
| 11/12/2009 | 7,84 | 4,99 | 12,46 |
| 11/01/2010 | 7,94 | 5,13 | 13,17 |
| 11/02/2010 | 7,61 | 5,97 | 13,67 |
| 10/03/2010 | 7,86 | 4,38 | 14,17 |
| 10/04/2010 | 7,98 | 5,42 | 14,47 |
| 11/05/2010 | 7,93 | 5,64 | 14,83 |
| 26/05/2010 | 7,75 | 5,67 | 14,96 |
| 10/06/2010 | 7,78 | 5,74 | 15,12 |
| 29/06/2010 | 7,62 | 5,58 | 15,27 |
| 12/07/2010 | 7,36 | 5,53 | 15,28 |
| 26/07/2010 | 7,20 | 5,56 | - |
| 10/08/2010 | 7,43 | 5,59 | 15,30 |
| 09/09/2010 | 7,25 | 5,68 | 15,17 |
| 14/10/2010 | 7,64 | 5,74 | 14,94 |

APÊNDICE B

GRÁFICOS DO NÍVEL MENSAL DOS POÇOS UTILIZADOS NAS ANÁLISES

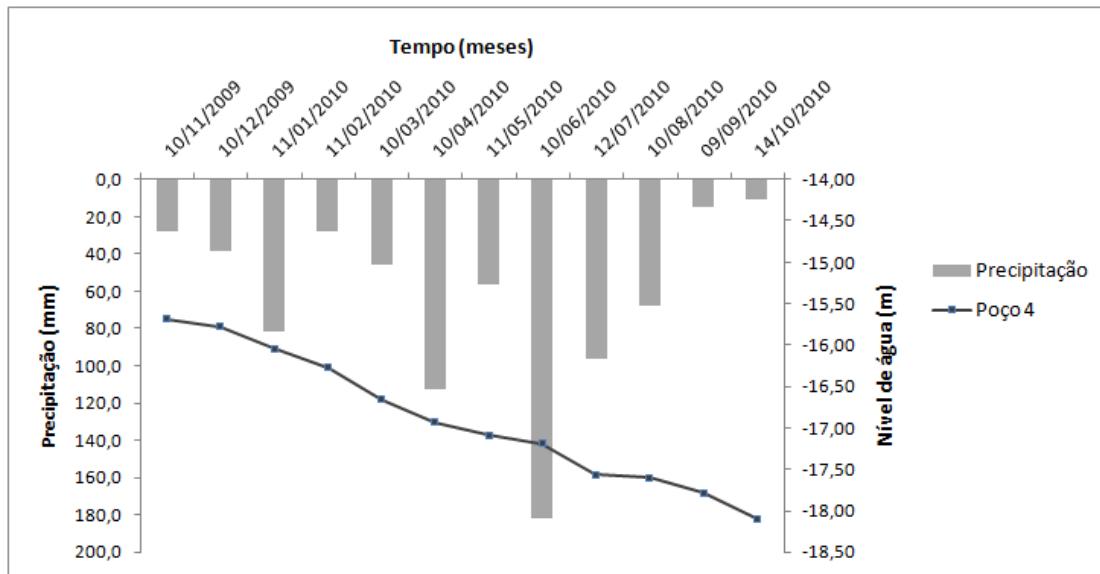


Figura 72 - Variação mensal do nível d'água do poço 25.

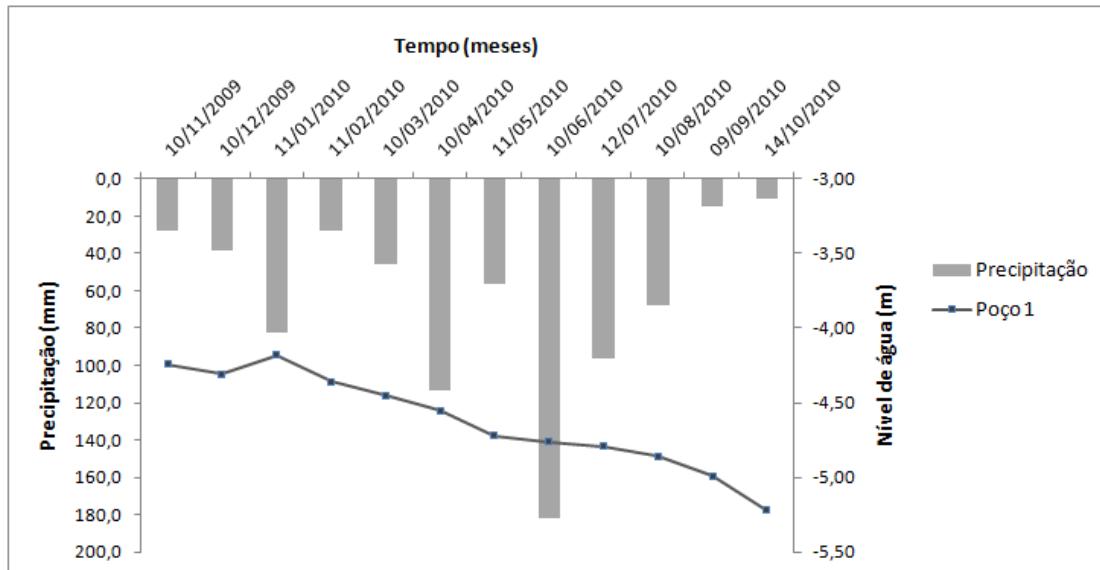


Figura 73 - Variação mensal do nível d'água do poço 1.

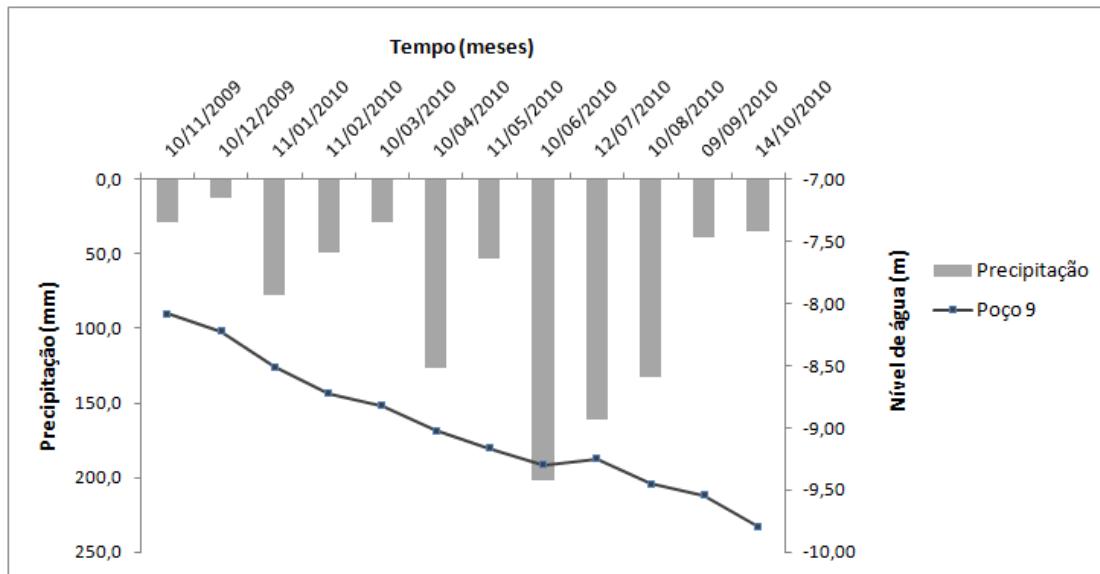


Figura 74 - Variação mensal do nível d'água do poço 9.

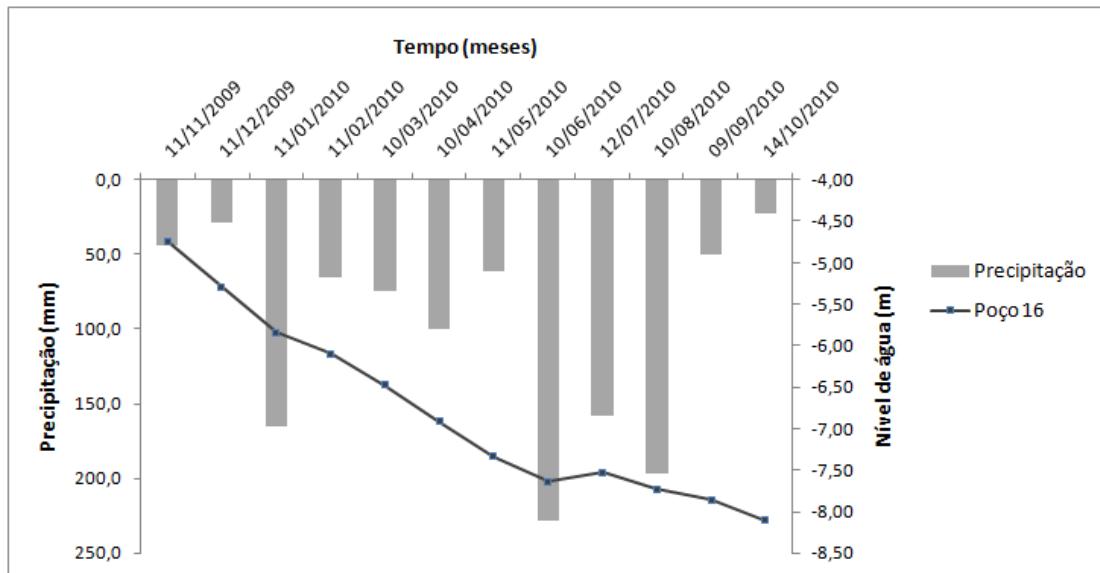


Figura 75 - Variação mensal do nível d'água do poço 16.

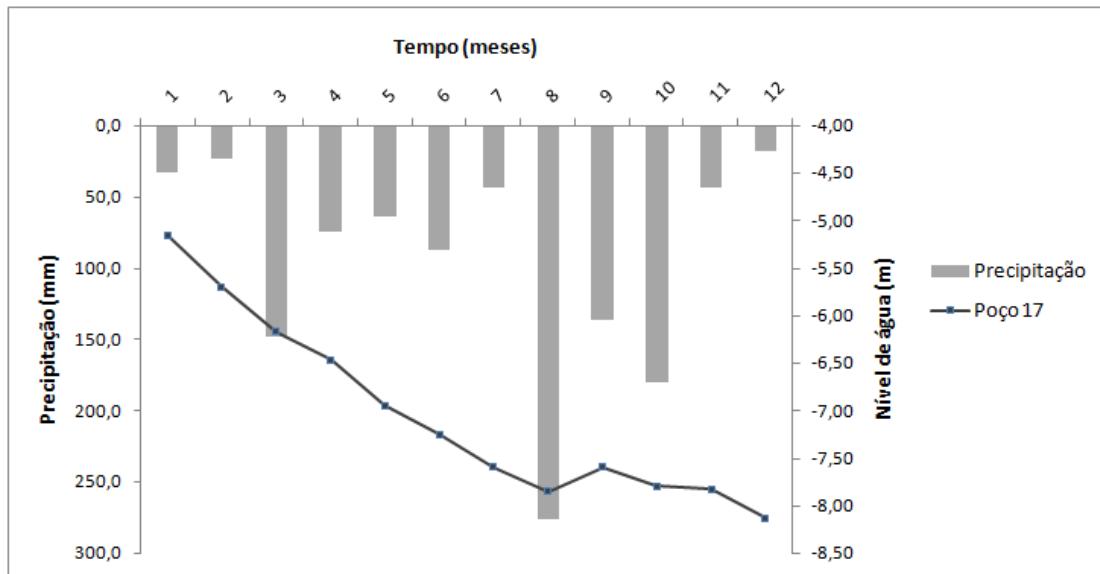


Figura 76 - Variação mensal do nível d'água do poço 17.

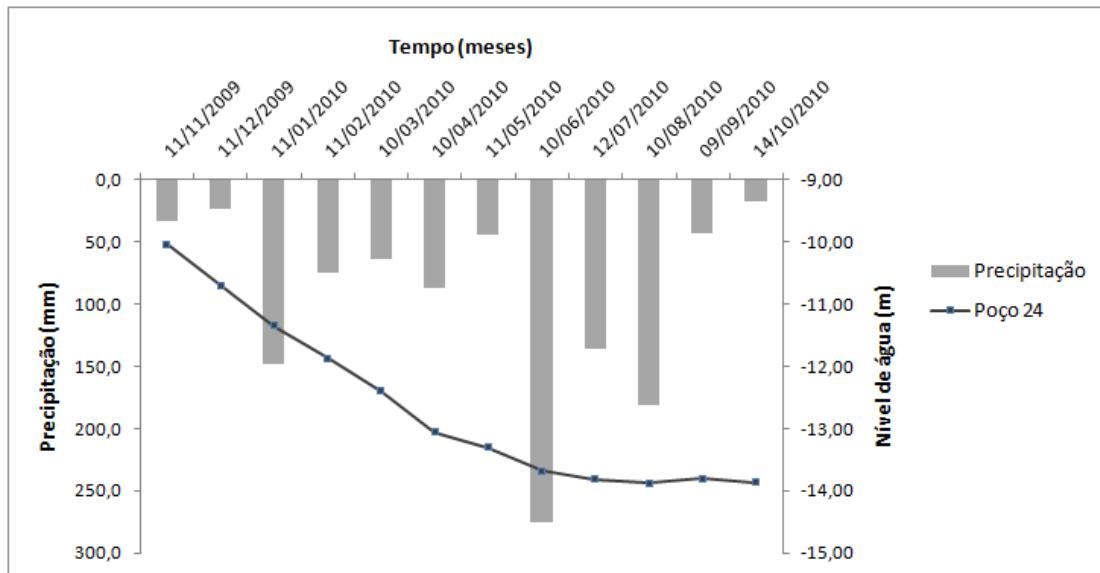


Figura 77 - Variação mensal do nível d'água do poço 24.

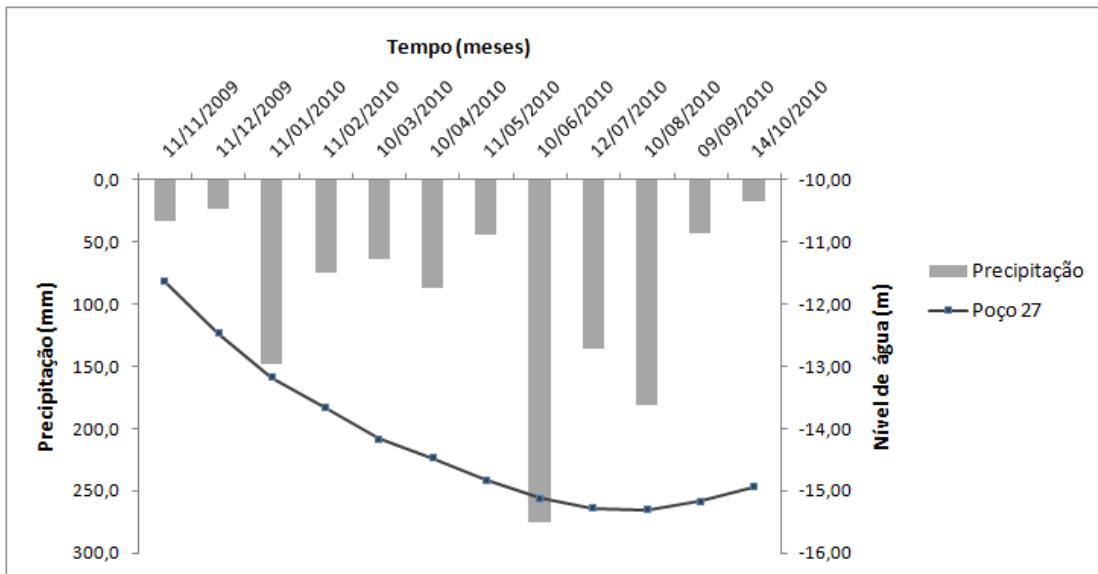


Figura 78 - Variação mensal do nível d'água do poço 27.

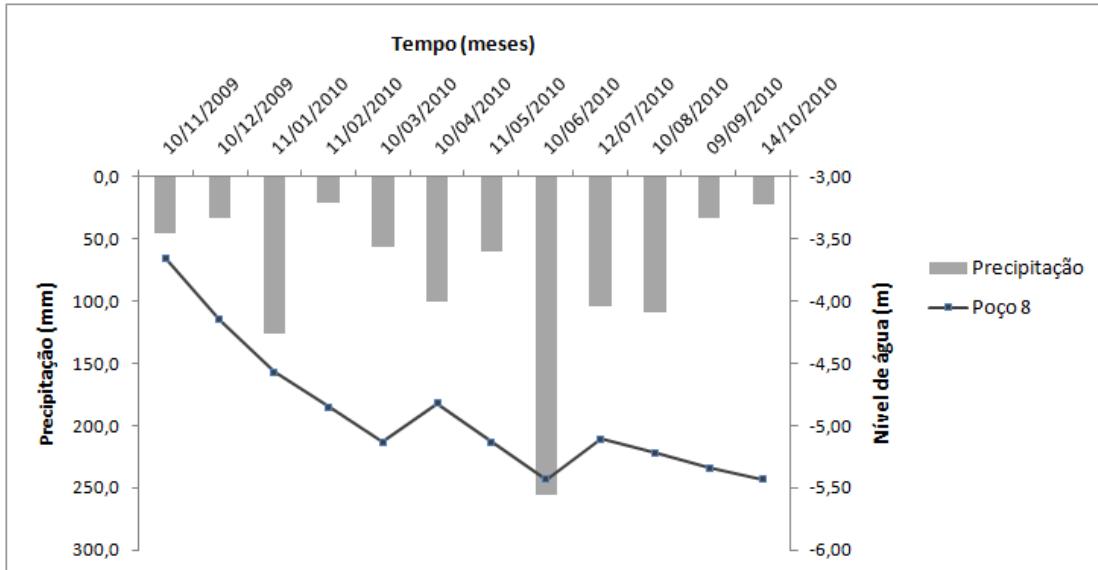


Figura 79 - Variação mensal do nível d'água do poço 8.

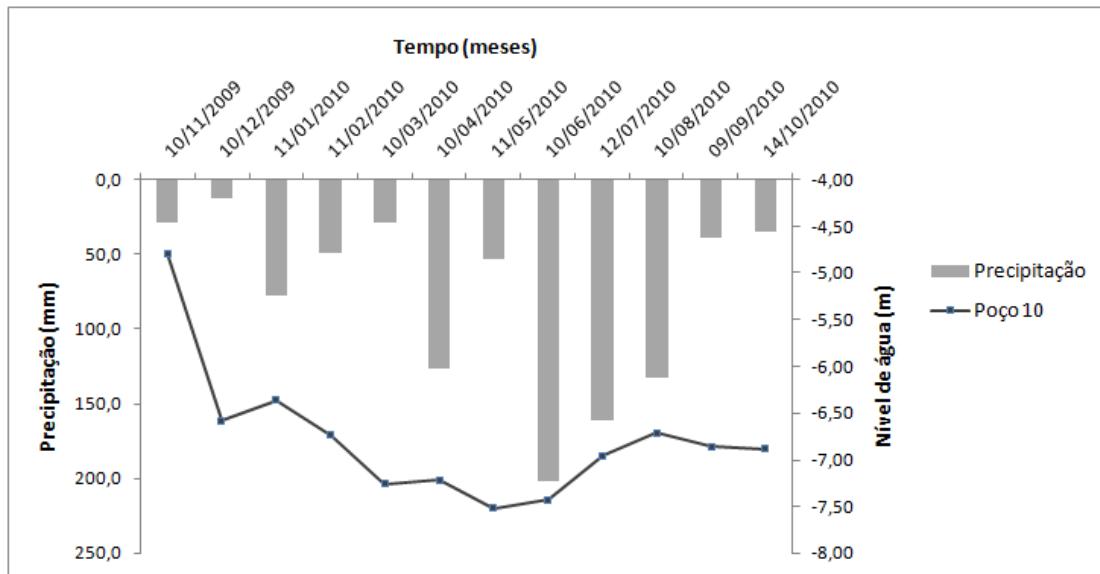


Figura 80 - Variação mensal do nível d'água do poço 10.

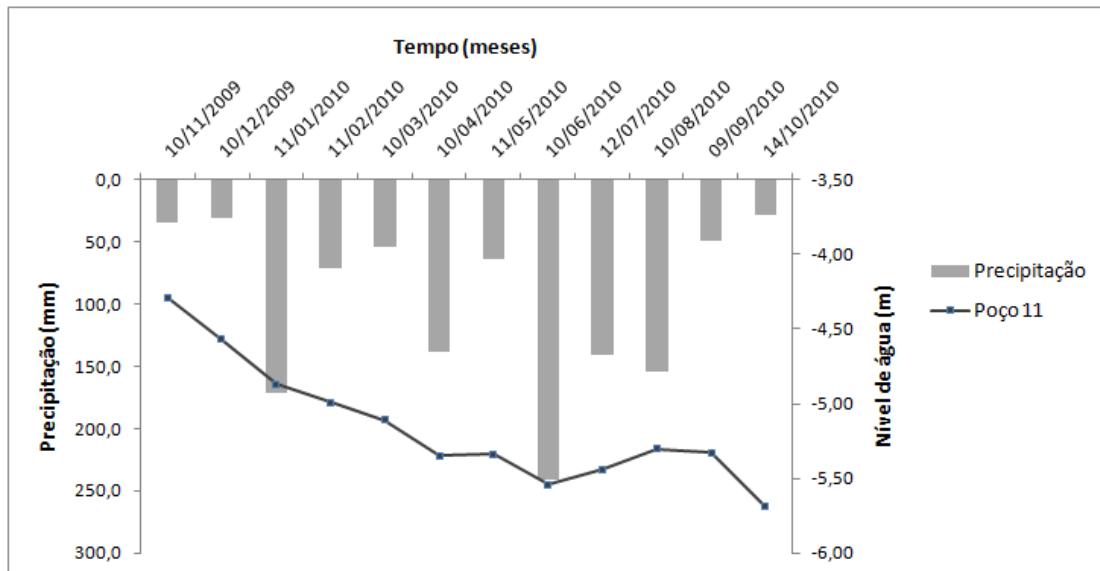


Figura 81 - Variação mensal do nível d'água do poço 11.

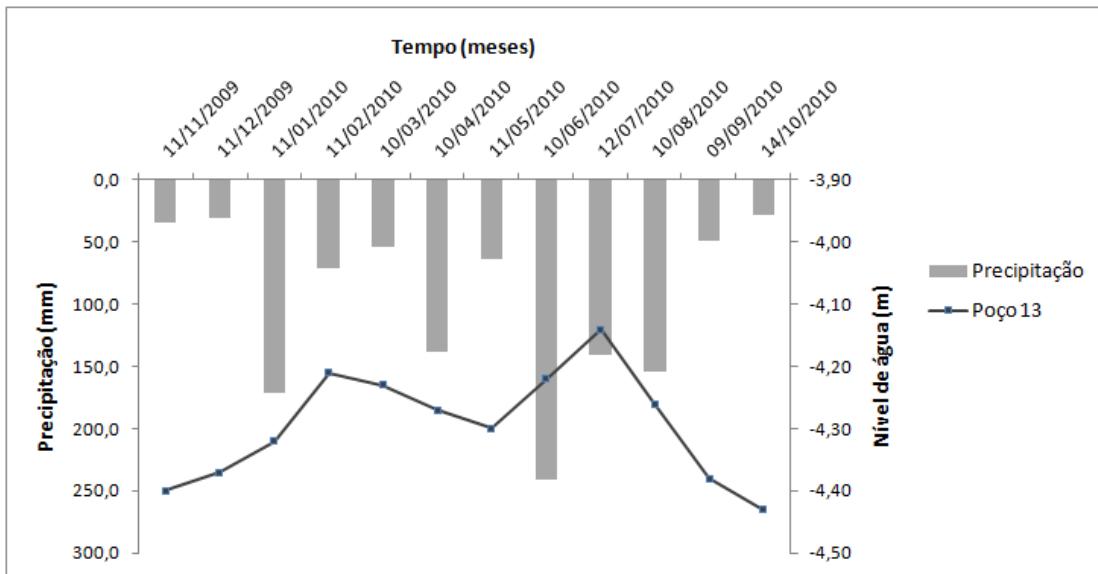


Figura 82 - Variação mensal do nível d'água do poço 13

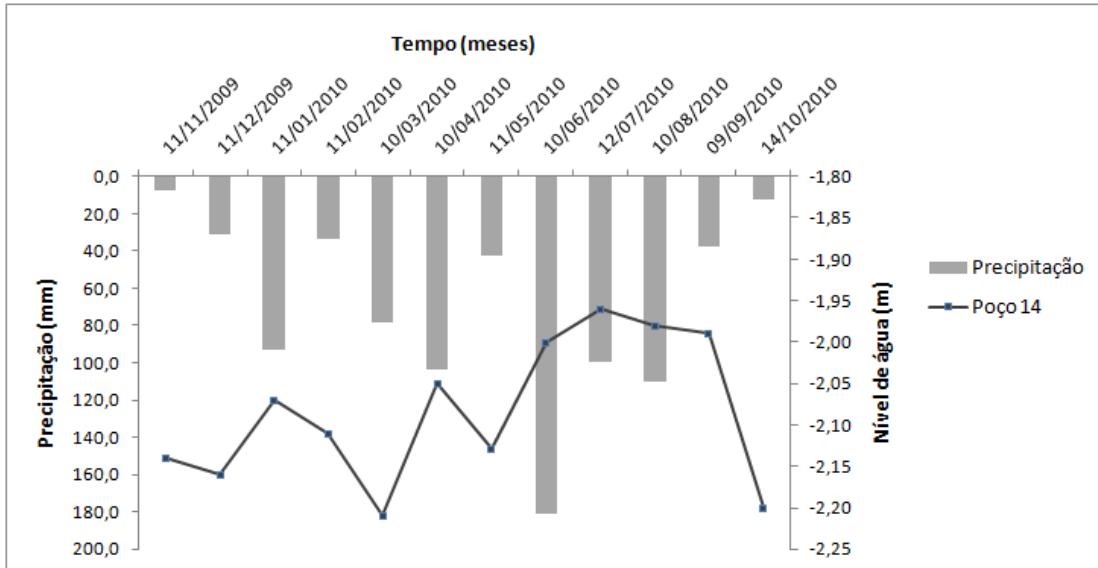


Figura 83 - Variação mensal do nível d'água do poço 14.

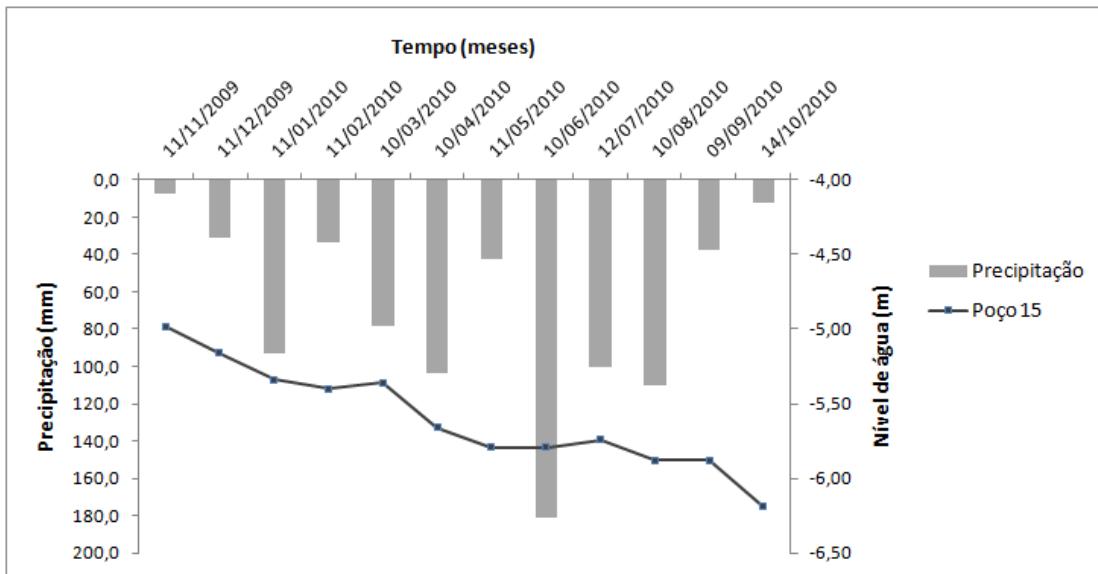


Figura 84 - Variação mensal do nível d'água do poço 15.

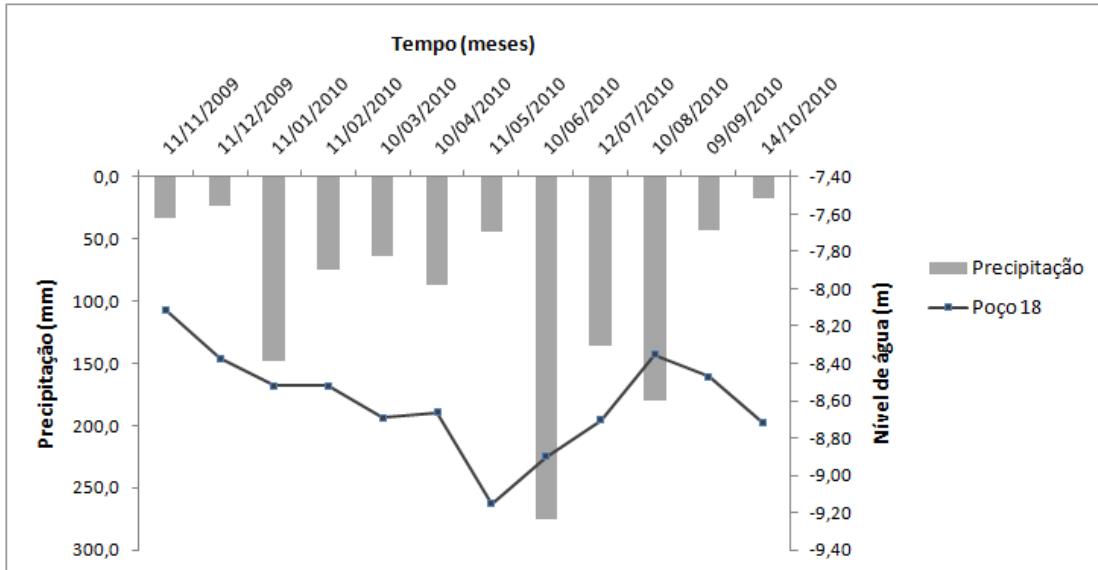


Figura 85 - Variação mensal do nível d'água do poço 18.

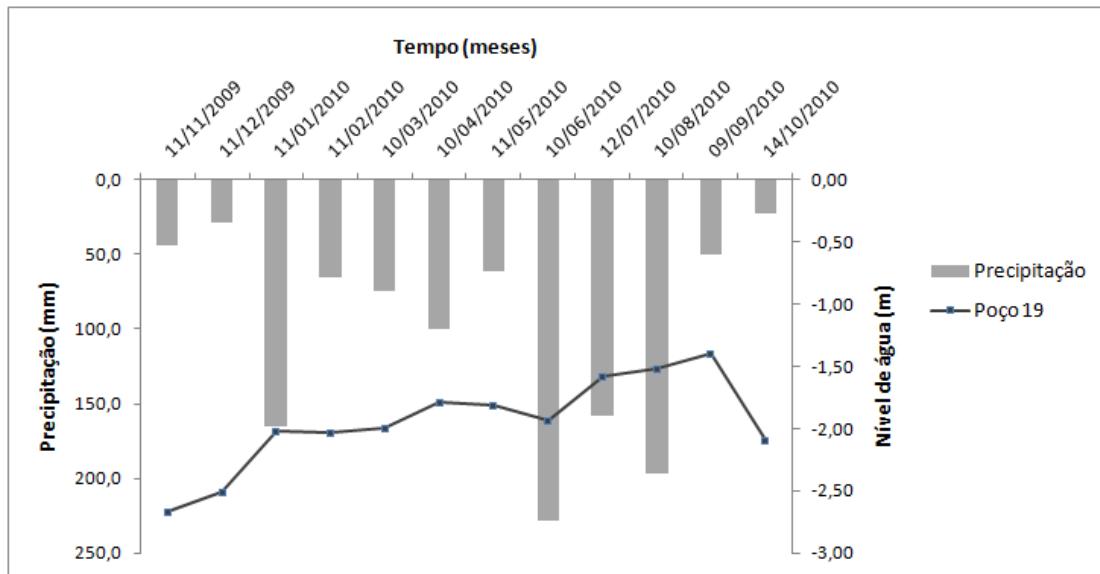


Figura 86 - Variação mensal do nível d'água do poço 19.

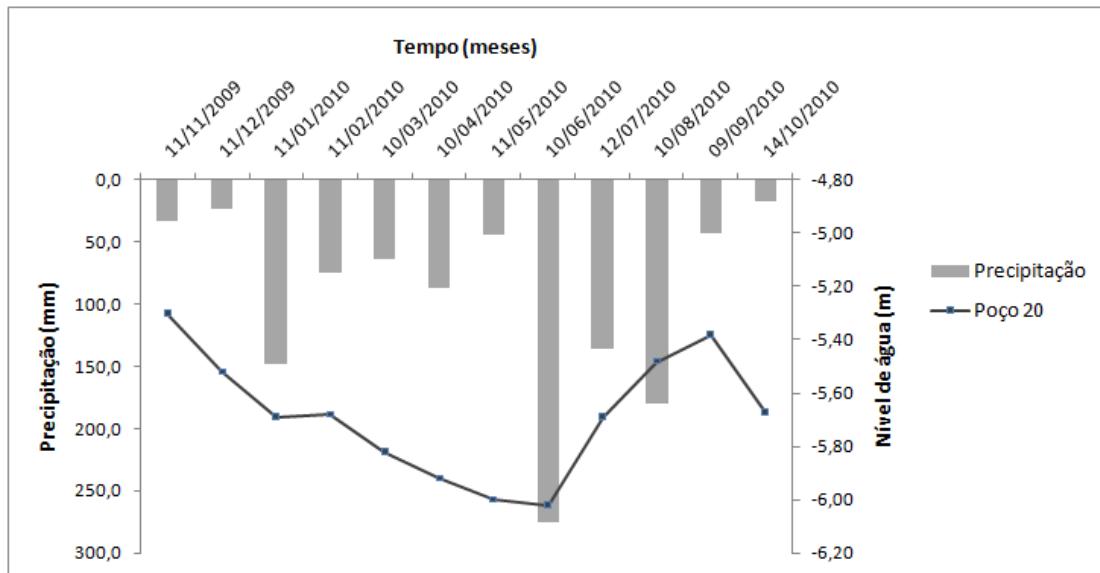


Figura 87 - Variação mensal do nível d'água do poço 20.

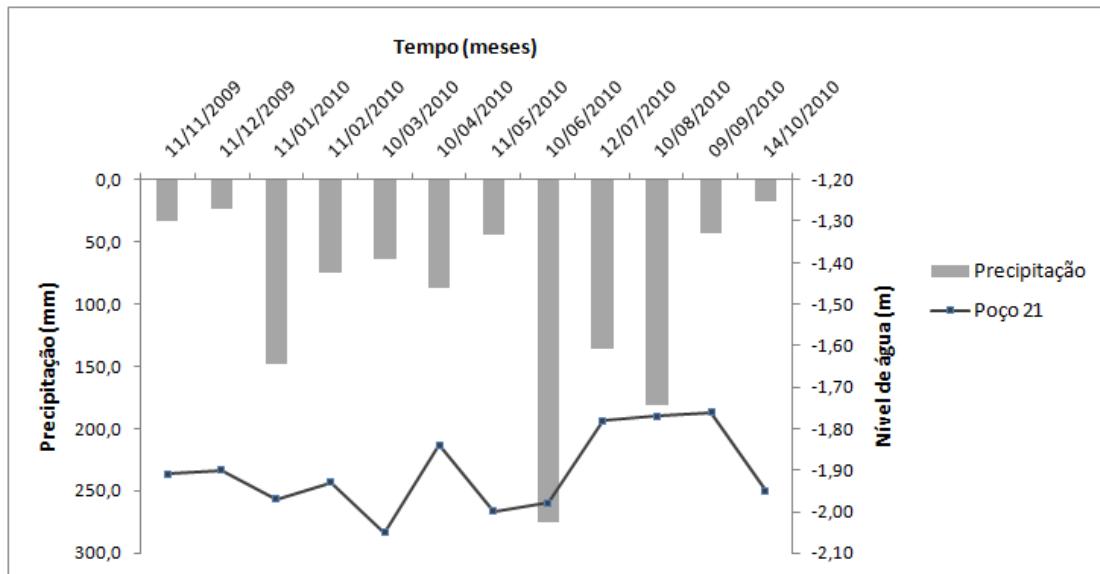


Figura 88 - Variação mensal do nível d'água do poço 2.

APÊNDICE C

**GRÁFICOS COM AS CURVAS EXTRAPOLADAS PARA A APLICAÇÃO DO
MÉTODO WTF**

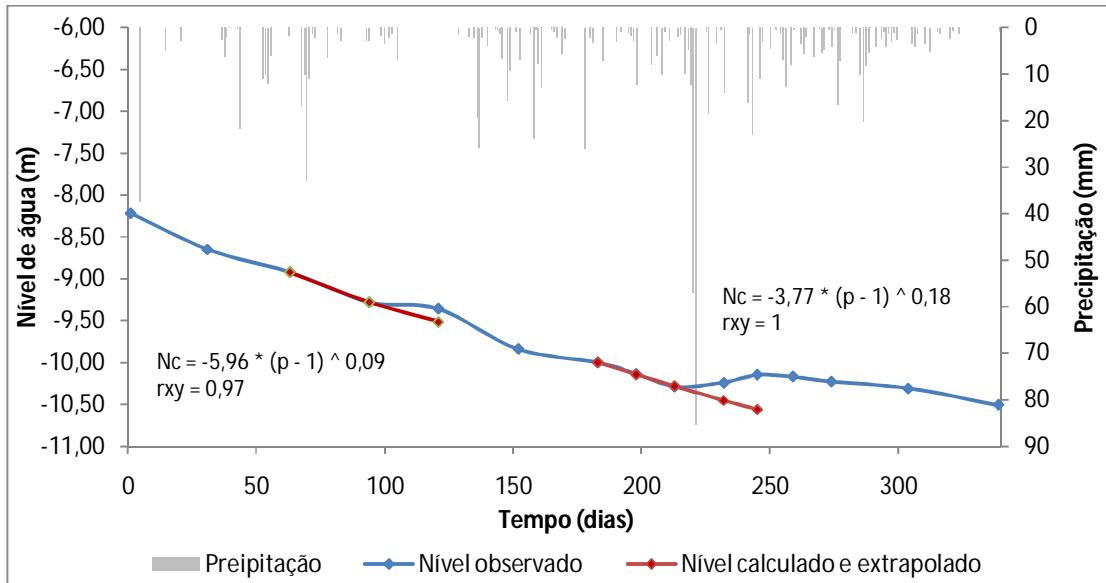


Figura 89 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 5.

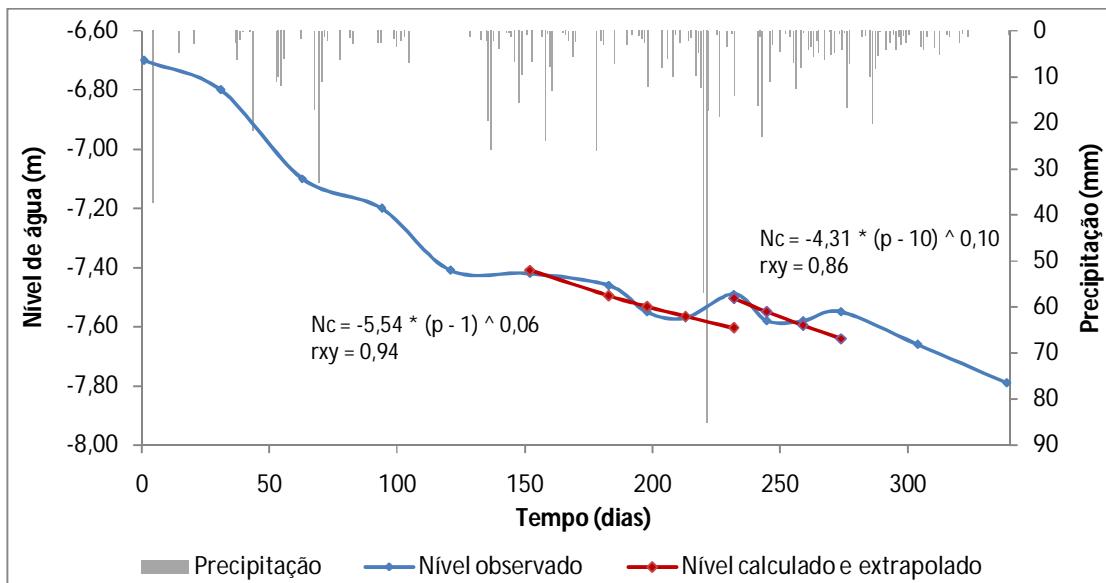


Figura 90 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 6.

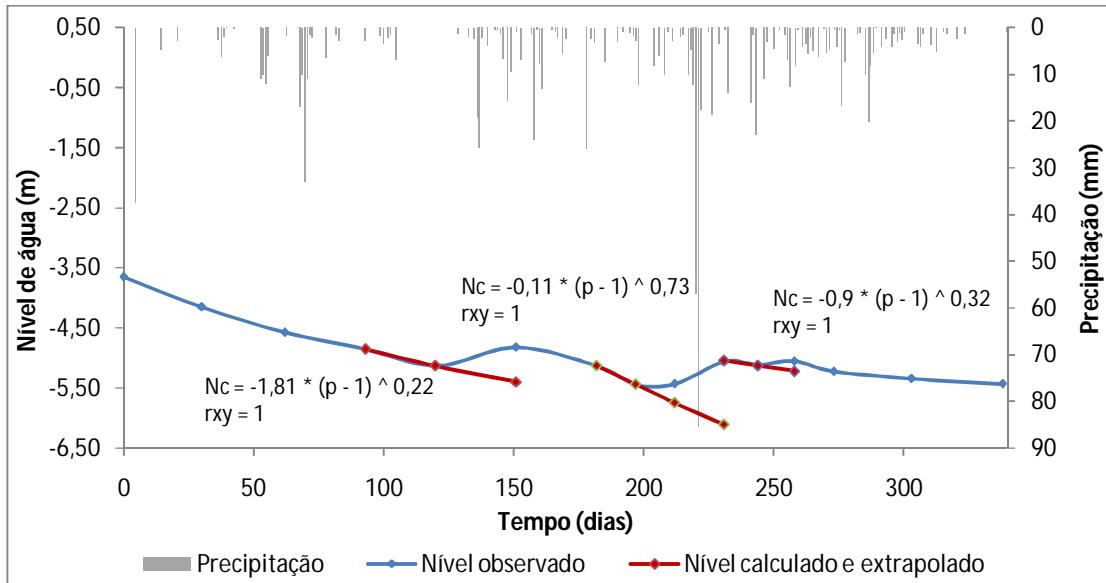


Figura 91 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 8.

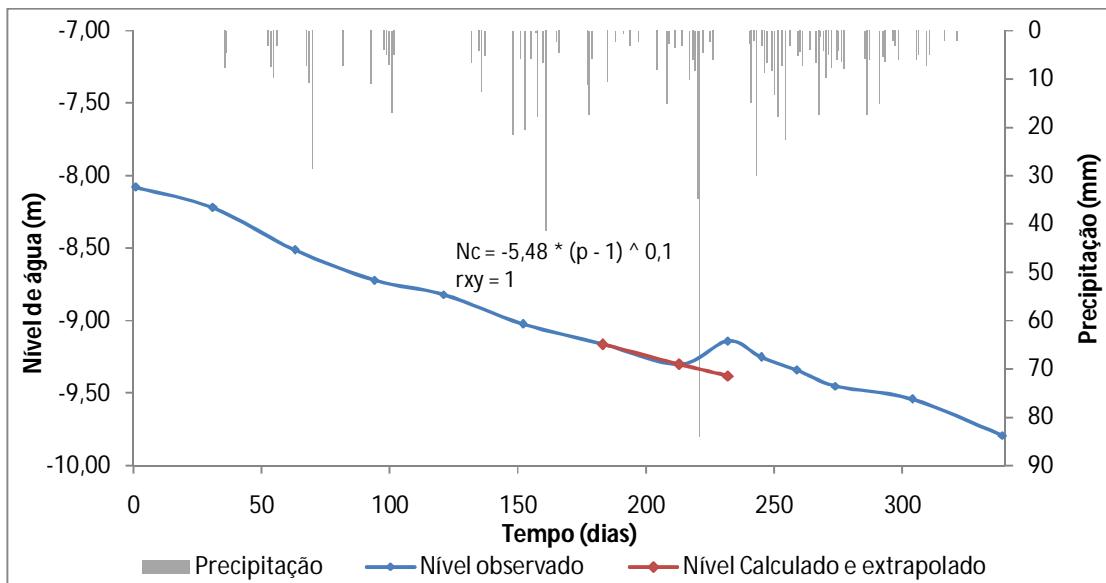


Figura 92 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 9.

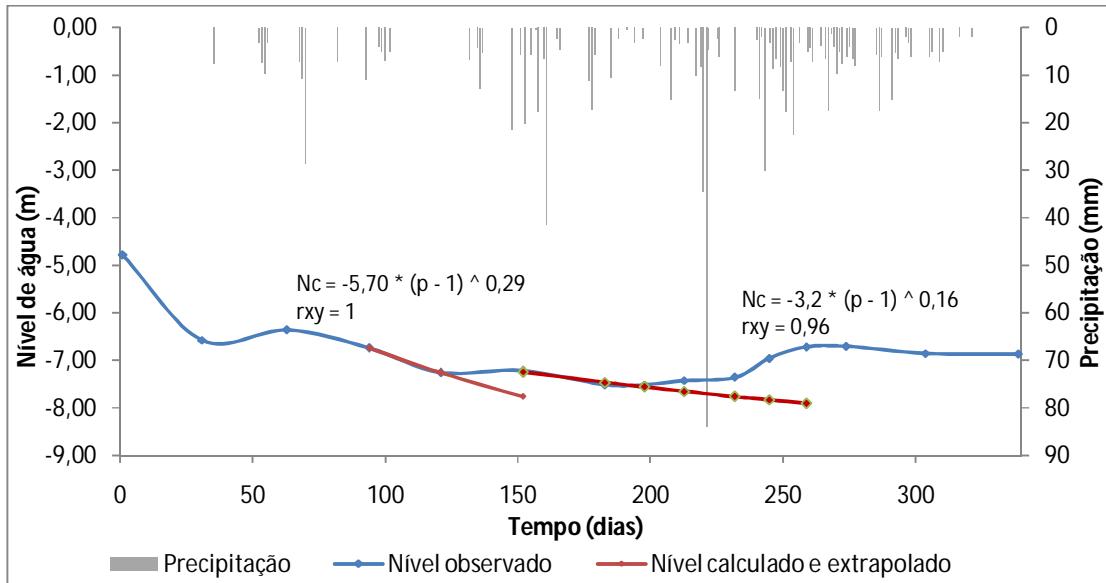


Figura 93 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 10.

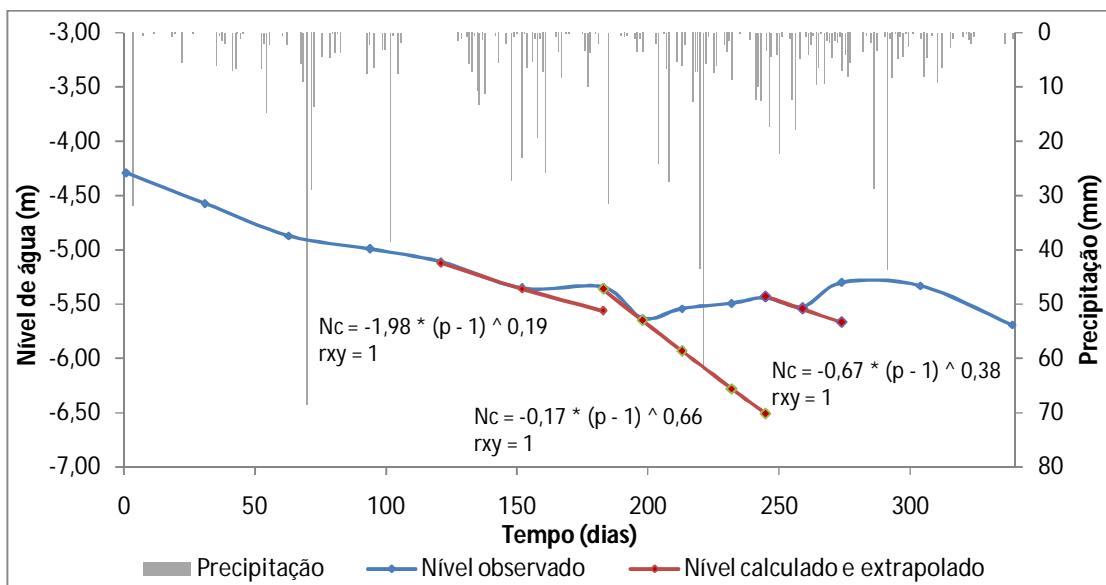


Figura 94 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 11.

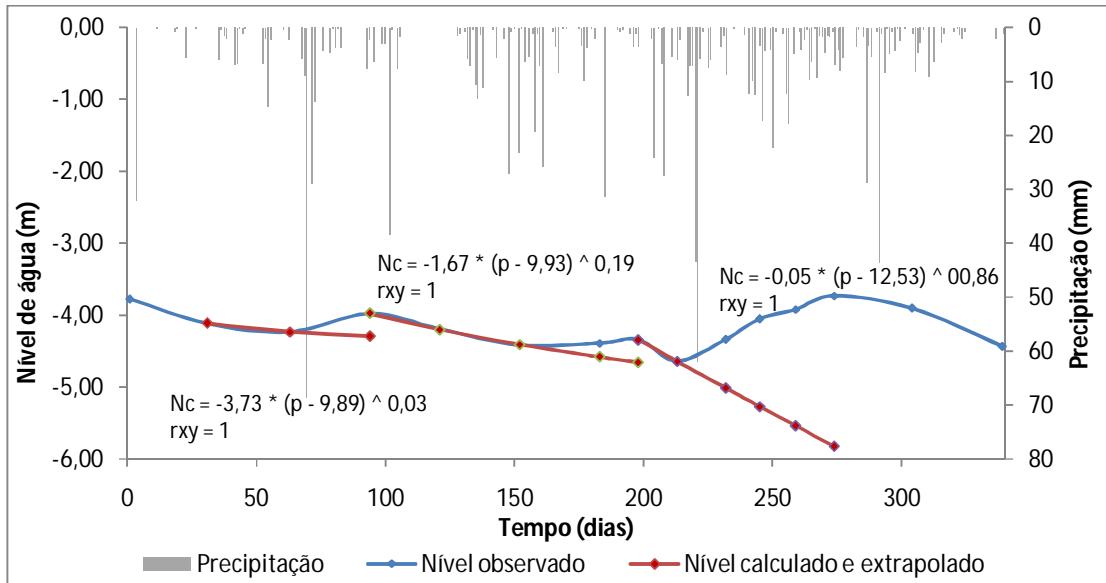


Figura 95 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 12.

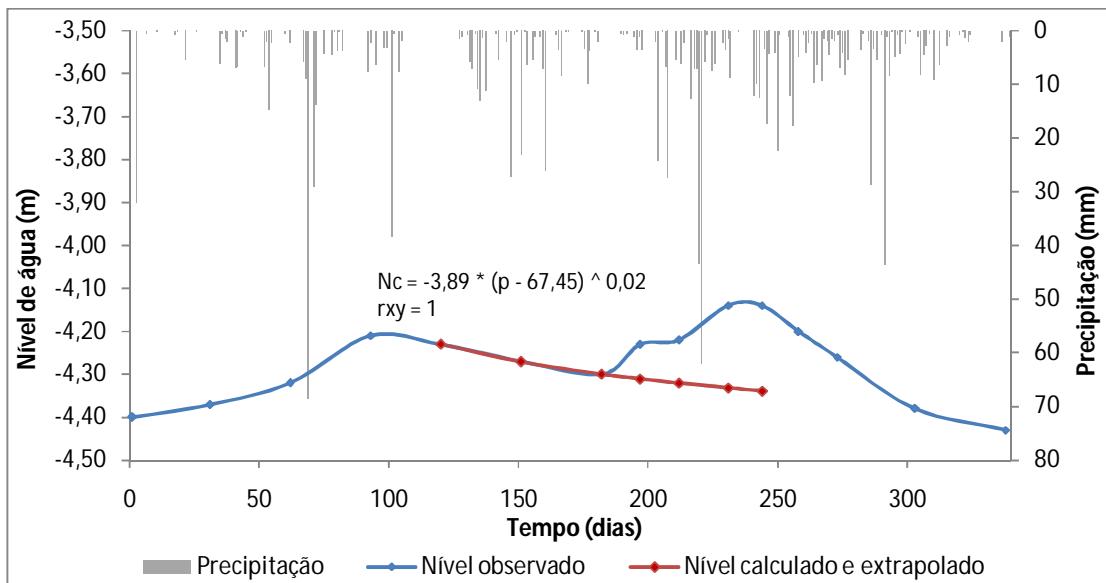


Figura 96 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 13.

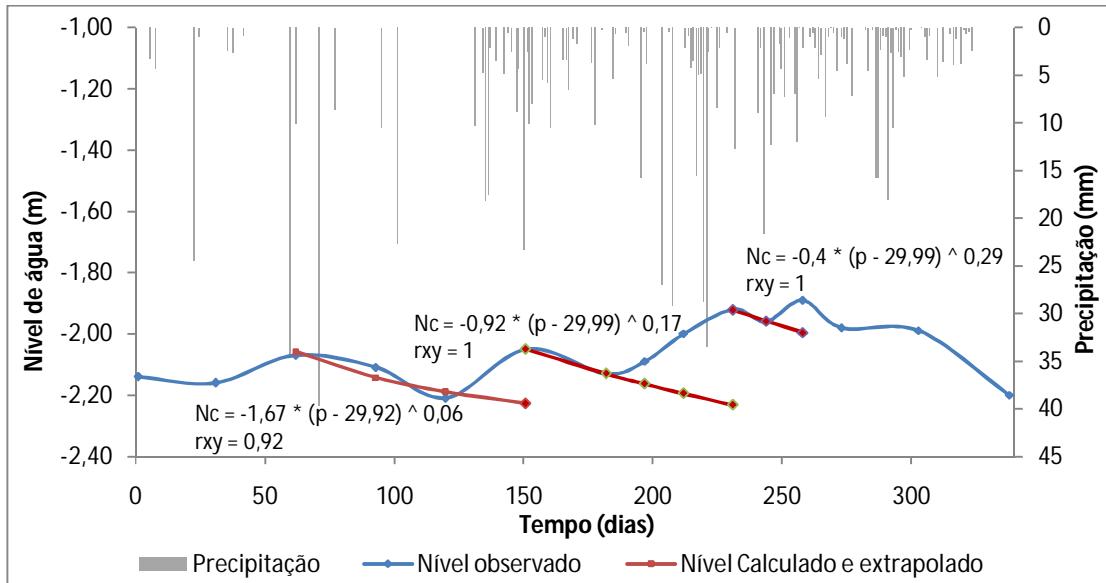


Figura 97 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 14.

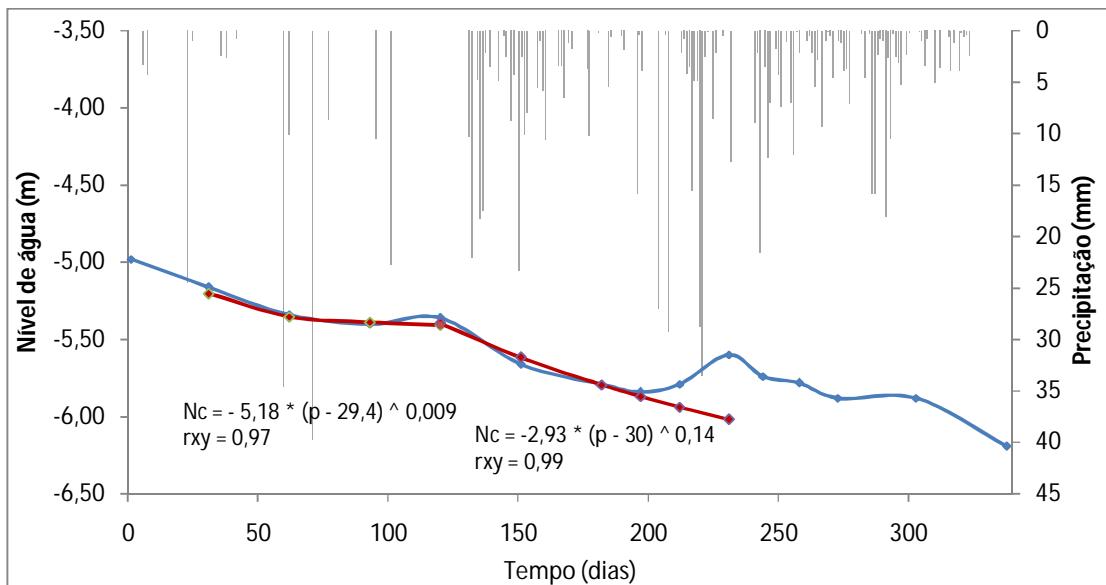


Figura 98 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 15.

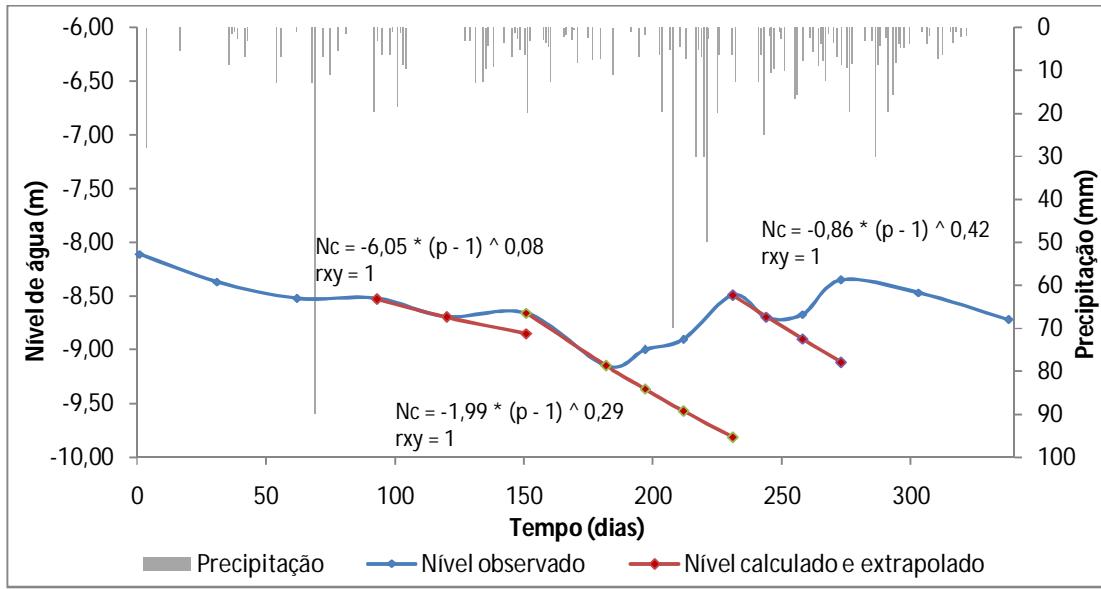


Figura 99 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 18.

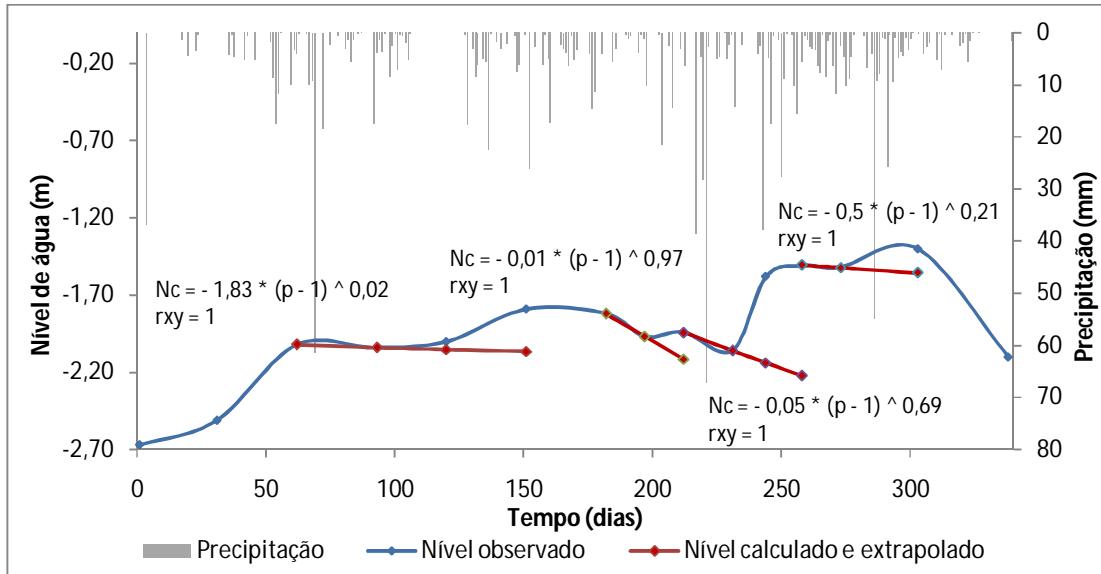


Figura 100 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 19.

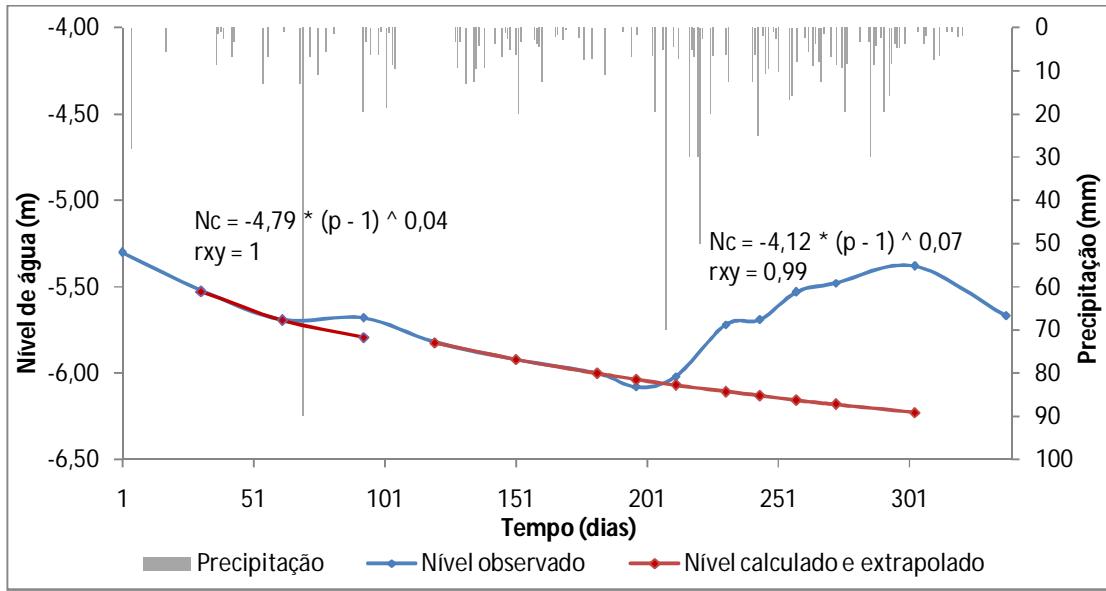


Figura 101 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 20.

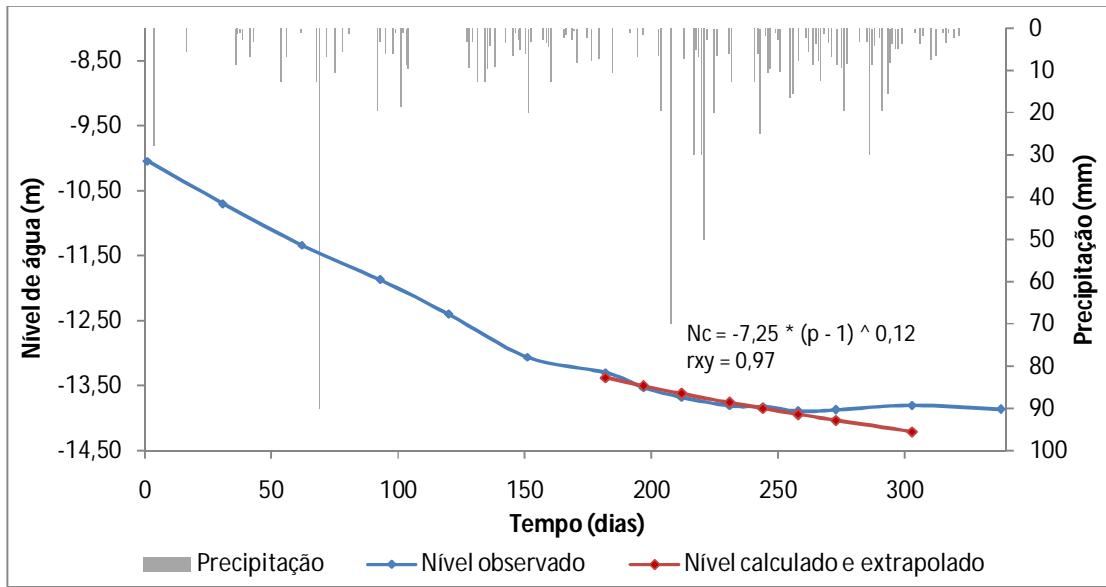


Figura 102 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 24.

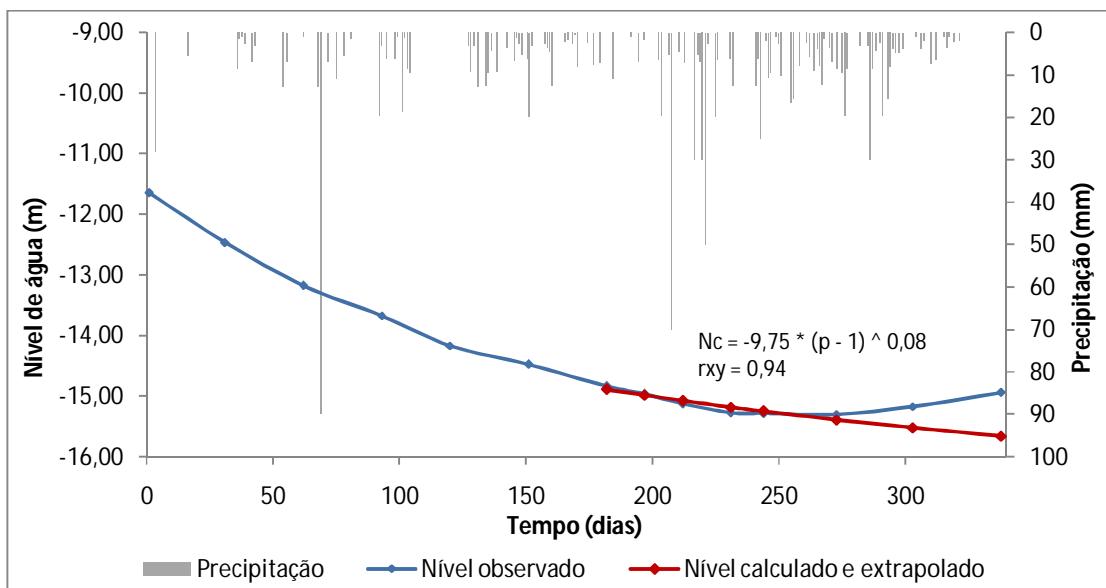


Figura 103 - Nível observado do aquífero e curvas de recessão extrapoladas para o poço 27.

APÊNDICE D

**RECARGAS MENSAIS OBTIDAS DOS POÇOS ATRAVÉS DA APLICAÇÃO DO
MÉTODO WTF**

Tabela 27 - Recarga mensal do poço 5.

| Poço 5 | | | | |
|---------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 15,6 | 21,8 | 31,1 |
| Março | 153,7 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 15,7 | 22 | 31,4 |
| Junho | 213,6 | 34,2 | 47,9 | 68,4 |
| Julho | 197,7 | 46,7 | 65,4 | 93,4 |
| Agosto | 0 | 23,9 | 33,4 | 47,8 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 565,0 | 28,3 | 39,6 | 56,5 |

Tabela 28 - Recarga mensal do poço 6.

| Poço 6 | | | | |
|---------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 213,6 | 5,8 | 8,1 | 11,5 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 90,5 | 4,5 | 6,3 | 9,1 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 205,9 | 10,3 | 14,4 | 20,6 |

Tabela 29 - Recarga mensal do poço 8.

| Poço 8 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|--------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 575,3 | 28,8 | 40,3 | 57,5 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 1053,2 | 52,7 | 73,7 | 105,3 |
| Julho | 167,8 | 8,4 | 11,7 | 16,8 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 1796,3 | 89,8 | 125,7 | 179,6 |

Tabela 30 - Recarga mensal do poço 9.

| Poço 9 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 238,9 | 11,9 | 16,7 | 23,9 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 238,9 | 11,9 | 16,7 | 23,9 |

Tabela 31 - Recarga mensal do poço 10.

| Poço 10 | | | | |
|----------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Abril | 542,8 | 27,1 | 38,0 | 54,3 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Junho | 404,2 | 20,2 | 28,3 | 40,4 |
| Julho | 780,8 | 39,0 | 54,7 | 78,1 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0,0 |
| Total | 1727,9 | 86,4 | 121,0 | 172,8 |

Tabela 32 - Recarga mensal do poço 11.

| Poço 11 | | | | |
|----------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 219,0 | 11,0 | 15,3 | 21,9 |
| Junho | 786,5 | 39,3 | 55,1 | 78,6 |
| Julho | 281,7 | 14,1 | 19,7 | 28,2 |
| Agosto | 364,6 | 18,2 | 25,5 | 36,5 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 1651,8 | 82,6 | 115,6 | 165,2 |

Tabela 33 - Recarga mensal do poço 13.

| Poço 13 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 80,5 | 4,0 | 5,6 | 8,1 |
| Junho | 111,15 | 5,6 | 7,8 | 11,1 |
| Julho | 6,96 | 0,3 | 0,5 | 0,7 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 198,61 | 9,9 | 13,9 | 19,9 |

Tabela 34 - Recarga mensal do poço 14.

| Poço 14 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 177,81 | 8,9 | 12,4 | 17,8 |
| Maio | 73,9 | 3,7 | 5,2 | 7,4 |
| Junho | 238,36 | 11,9 | 16,7 | 23,8 |
| Julho | 105,27 | 5,3 | 7,4 | 10,5 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 595,34 | 29,8 | 41,7 | 59,5 |

Tabela 35 - Recarga mensal do poço 15.

| Poço 15 | | | | |
|----------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 46,11 | 2,3 | 3,2 | 4,6 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 418,4 | 20,9 | 29,3 | 41,8 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 464,51 | 23,2 | 32,5 | 46,5 |

Tabela 36 - Recarga mensal do poço 16.

| Poço 16 | | | | |
|----------------|--------------------|----------------------------|----------------|-----------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 312,2 | 15,6 | 21,9 | 31,2 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 312,2 | 15,6 | 21,9 | 31,2 |

Tabela 37 - Recarga mensal do poço 17.

| Poço 17 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 502,4 | 25,1 | 35,2 | 50,2 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 502,4 | 25,1 | 35,2 | 50,2 |

Tabela 38 - Recarga mensal do poço 18.

| Poço 18 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|--------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 190,0 | 9,5 | 13,3 | 19,0 |
| Maio | 365,9 | 18,3 | 25,6 | 36,6 |
| Junho | 959,4 | 48,0 | 67,2 | 95,9 |
| Julho | 230,4 | 11,5 | 16,1 | 23,0 |
| Agosto | 535,1 | 26,8 | 37,5 | 53,5 |
| Setembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 2280,7 | 114,0 | 159,6 | 228,1 |

Tabela 39 - Recarga mensal do poço 19.

| Poço 19 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 52,98 | 2,6 | 3,7 | 5,3 |
| Abril | 221,27 | 11,1 | 15,5 | 22,1 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 175,2 | 8,8 | 12,3 | 17,5 |
| Julho | 712,59 | 35,6 | 49,9 | 71,3 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 157,05 | 7,9 | 11,0 | 15,7 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 1319,09 | 66,0 | 92,3 | 131,9 |

Tabela 40 - Recarga mensal do poço 20.

| Poço 20 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 112,29 | 5,6 | 7,9 | 11,2 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 387,32 | 19,4 | 27,1 | 38,7 |
| Julho | 239,06 | 12,0 | 16,7 | 23,9 |
| Agosto | 75,22 | 3,8 | 5,3 | 7,5 |
| Setembro | 146,79 | 7,3 | 10,3 | 14,7 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 960,68 | 48,0 | 67,2 | 96,1 |

Tabela 41 - Recarga mensal do poço 21.

| Poço 21 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 81,7 | 4,1 | 5,7 | 8,2 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 324,1 | 16,2 | 22,7 | 32,4 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 494,4 | 24,7 | 34,6 | 49,4 |
| Julho | 157,7 | 7,9 | 11,0 | 15,8 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 198,4 | 9,9 | 13,9 | 19,8 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 1256,2 | 62,8 | 87,9 | 125,6 |

Tabela 42 - Recarga mensal do poço 24.

| Poço 24 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 161,0 | 8,1 | 11,3 | 16,1 |
| Setembro | 244,1 | 12,2 | 17,1 | 24,4 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 405,1 | 20,3 | 28,4 | 40,5 |

Tabela 43 - Recarga mensal do poço 25.

| Poço 25 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|--------------|--------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 388,5 | 19,4 | 27,2 | 38,8 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 460,2 | 23,0 | 32,2 | 46,0 |
| Junho | 198,0 | 9,9 | 13,9 | 19,8 |
| Julho | 468,9 | 23,4 | 32,8 | 46,9 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 591,7 | 29,6 | 41,4 | 59,2 |
| Outubro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 2107,4 | 105,4 | 147,5 | 210,7 |

Tabela 44 - Recarga mensal do poço 27.

| Poço 27 | | | | |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Mês | Δh (mm) | Recarga direta (mm) | | |
| | | Sy = 5% | Sy = 7% | Sy = 10% |
| Novembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Dezembro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Janeiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fevereiro | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Março | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abril | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Maio | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Junho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Julho | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Agosto | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Setembro | 349,3 | 17,5 | 24,5 | 34,9 |
| Outubro | 368,87 | 18,4 | 25,8 | 36,9 |
| Total | 718,2 | 35,9 | 50,3 | 71,8 |