



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL
TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS**

**RECARGA DE AQUÍFERO EM ALUVIÃO NO SEMIÁRIDO:
ESTUDO DE CASO EM PESQUEIRA – PE**

**Mestrando:
Cleber Gomes de Albuquerque**

**Orientadora:
Prof^ª Dr^ª Suzana Maria Gico Lima Montenegro**

**Orientador Externo
Prof. Dr. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro**

RECIFE, PE – 2013

CLEBER GOMES DE ALBUQUERQUE

Eng. Agrícola e Ambiental, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2009

**RECARGA DE AQUÍFERO EM ALUVIÃO NO SEMIÁRIDO:
ESTUDO DE CASO EM PESQUEIRA – PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, Orientada pela Prof^a Suzana Maria Gico Lima Montenegro, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil.

RECIFE, PE
Janeiro de 2013



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa da Dissertação de Mestrado

**“RECARGA DE AQUÍFERO EM ALUVIÃO NO SEMIÁRIDO: ESTUDO DE CASO EM
PESQUEIRA – PE”**

defendida por

Cláber Gomes de Albuquerque

Considera o candidato APROVADO

Recife, 16 de janeiro de 2013

Prof.^a Dr.^a Suzana Maria Gico Lima Montenegro – UFPE
(Orientador)

Prof. Dr. Anderson Luiz Ribeiro de Paiva – UFPE
(Examinador externo)

Prof.^a Dr.^a Sylvana Melo dos Santos – UFPE
(Examinador interno)

“I’m the darkness,
You’re the starlight
Shining brightly from afar.

Through hours of despair,
I offer this prayer
To you, my evening star.

(...)

I am thankful, my beloved,
For your tenderness and grace.
I see in your eyes, so gently and wise,
All doubts and fears erased!

Though the hours take no notice
Of what fate might have in store
Our love, come what may,
Will never age a day.
I’ll remember forevermore.”

Aria di Mezzo Carattere – Nobuo Uematsu e Yoshinori Kitase

Dedicatória

À minha família e amigos, que me ampararam quando mais precisei. Ao meu querido Tiaggio Morais (*in memorian*), a quem agradeço os ensinamentos, para vida toda e à minha amiga Aline Siqueira (*in memorian*), O “ser humano” mais bonito que conheci.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao criador pelas provações e deveres com as quais nos permite colher (re)conhecimento, valioso bem que levamos desta vida, além do amor dos nossos entes queridos.

Minha Mãe Rosimere, por toda paciência comigo, por sempre estar presente em todos os momentos de dificuldades e alegrias. Meu Querido Pai Clodomir, por toda a admiração que tenho pelo homem mais trabalhador, forte e inteligente que eu conheço e que será sempre aquele que vou querer ser quando crescer. Minha irmã Cecília, que por mais que cresça e se torne esta pessoa bondosa, gentil, independente e inteligente, será sempre minha caçula, que eu tenho de proteger.

À todos da minha família em especial a todos os meus “velhinhos”.

À mãe Tonha, mulher forte e trabalhadora, mãe de Tiaggo Moraes (*in memoriam*) que serão sempre a minha família de coração.

À minha orientadora, Professora Suzana Montenegro, por ter me concedido a chance de realizar este estudo sob sua coordenação. Grande é o respeito e admiração que estimo pela sua dedicação e profissionalismo, além da sua gentileza de sempre.

Ao meu co-orientador, Professor Abelardo Montenegro, por ter me concedido mais uma chance de realizar esta pesquisa nesta área de estudo. Identifiquei-me com as “águas subterrâneas” desde o primeiro momento em que ele me convidou a estudá-las, no meu primeiro ano de iniciação científica. Obrigado por acreditar em mim.

À Professora Soraya El-Deir, acima de tudo uma amiga, que me concedeu a chance de crescimento profissional e pessoal, além de poder conhecer todos meus amigos “old-school” do Gampe. Se estou hoje neste mestrado, foi por incentivo de vocês.

À todos meus queridos amigos e companheiros da PPGEC/GRH: Rafaella Matos, Laercio Leal, Leidijane Oliveira, Simone Preuss, Simone Soares, Edberto Silva, Edneida Cavalcanti, Janaína Nascimento, Dona Walquíria, Fernandha Batista, Antônio Freire, Artur Coutinho, Tatiane Veras, Tássia dos Anjos, Dayana Freitas, Albert Einstein, Flaviana Ferraz, Edivania Lima, Ana Cláudia Villar, Andréa Negromonte e Claudiana Santiago.

Aos professores que integram o programa de pós-graduação em Engenharia Civil, área de Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da Bolsa de mestrado, ao CISA (Cooperação Internacional do Semiárido) pelo financiamento do projeto e à UFPE pelo apoio institucional.

RESUMO

A água subterrânea é paulatinamente reconhecida como alternativa viável aos usuários e tem apresentado uso crescente nos últimos anos. O cerne na exploração desse tipo de recurso está na renovação das águas retiradas, ou recarga do aquífero, que não se faz na mesma proporção da extração. Isso pode resultar em uma exploração de partes das reservas permanentes do aquífero, com riscos de exaustão, quando a captação não é devidamente monitorada. Este estudo visa a determinação da recarga do aquífero aluvial na zona Rural do Município de Pesqueira (PE). A área está localizada na Bacia do Rio Ipanema, na transição entre o Agreste e o Semiárido do estado. A metodologia utilizada foi a do balanço hídrico e variação do nível de água para quantificar a recarga, sistema típico utilizado na região semiárida do Nordeste Brasileiro que utilizam águas subterrâneas para agricultura familiar. Foram analisadas a pluviometria da região, temperatura média mensal, nível d'água em poços do tipo Amazonas e piezômetros em toda extensão do vale aluvial, da área de Flexeira Velha, mais a montante à área de Nossa Senhora do Rosário. A região possui o clima definido como “seco inicial” (Janeiro e Fevereiro), chuvoso (Março à Agosto) e “seco final” (Setembro à Dezembro). A recarga acumulada no período em análise foi de 1501,5 mm pelo método do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather, que foi suficiente para suprir o déficit hídrico do solo. O método de variação do nível d'água quantificou uma recarga acumulada de 1652,4mm distribuída ao longo dos anos do período considerado. A diferença nos resultados dos métodos apresentados se justifica pelo primeiro considerar elementos climatológicos e de solos para a análise do aquífero e o segundo método analisa diretamente a variação no nível sendo mais apropriado na estimativa da recarga.

Palavras-chave: Aquífero aluvial, balanço hídrico, armazenamento de água.

ABSTRACT

Groundwater is gradually recognized as a viable alternative for users and has shown increasing use in recent years. The core in the exploitation of this resource is in the renovation of water withdrawals, or aquifer recharge, which does not happen at the same rate of extraction. This can result in an exploration of parts of the aquifer permanent reserves, with risk of exhaustion, when the uptake is not properly monitored. This Study aims to determine the Alluvial aquifer recharge in the rural área of the city of Pesqueira (PE). The area is located in Ipanema River Basin, the transition between the Semiarid and Agreste of this State. The methodology was based on water budget and water table fluctuation to quantify the recharge, typical system used in the semiarid region of Northeast Brazil that use groundwater for family farming. It was analysed the region's rainfall, monthly temperature mean, and groundwater levels wells (Amazonas type) and piezometers in all extension of the alluvial valey, from the area of Flexeira Velha (further upstream) to the area of Nossa Senhora do Rosário. During the year, the region may be characterized according to rainfall occurrence as: "initial dry" (January to February), "rainy" (March to August) and "final dry" (September to December). The accumulated recharge in the period was 1501,5 mm, estimated by the Thornthwaite and Mather water budget method, which was enough to fulfill the soil water deficit. The method of groundwater level variation quantified an accumulated recharge of 1652,4mm distributed over the years period. The difference between the methods presented is justified by the first one considering climatological and soil elements for the analysis of recharge, and the second approach directly examining groundwater level, being more appropriate in estimating recharge.

Keywords: Alluvial aquifer, water budget, water storage.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	iii
ABSTRACT.....	iv
SUMÁRIO.....	v
ÍNDICE DE FIGURAS.....	7
ÍNDICE DE TABELAS.....	9
1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1 RELEVÂNCIA DO TEMA.....	10
1.2 OBJETIVOS.....	12
1.2.1 Objetivo Geral.....	12
1.2.2 Objetivos Específicos.....	12
2. REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	13
2.1 USO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	13
2.1.1. Os diversos tipos de uso.....	15
2.1.2. Uso de água subterrânea no mundo e no Brasil.....	16
2.2. BALANÇO HÍDRICO.....	16
2.3. RECARGA E METODOLOGIAS DE ESTIMATIVAS.....	17
2.3.1. Lisímetro.....	19
2.3.2. Métodos baseados no balanço hídrico.....	19
2.3.3. Método CRD.....	20
2.3.4. Método de flutuação de superfície livre.....	20
2.3.5. Aproximação de Darcy.....	21
2.3.6. Método dos traçadores.....	22
2.3.7. Métodos numéricos-matemáticos.....	23
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	24

3.1.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	24
3.1.1	Águas Superficiais.....	26
3.1.2	Águas Subterrâneas	26
3.2.	INSTALAÇÃO DE CAMPO E DADOS	26
3.2.1.	Reinstalação dos Piezômetros.....	27
3.3.	ESTIMATIVA DA RECARGA	30
3.3.1.	Aquisição de dados pluviométricos	31
3.3.2.	Metodologia de variação do nível d'água	31
3.3.3.	Metodologia de Thornthwaite e Mather.....	32
3.3.4.	Estimativa da Recarga Lateral	36
3.3.5.	Uso e Ocupação do solo	37
4.	RESULTADO E DISCUSSÕES	39
4.1.	PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA	39
4.2.	BALANÇO HÍDRICO PELO MÉTODO DE THORNTHWAITE E MATHER	40
4.3.	MÉTODO DE VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.....	48
4.4.	COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE RECARGA	54
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	56
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58
	ANEXO	63

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. CICLO HIDROLÓGICO COMO SISTEMA. ADAPTADO DE TUCCI (2009).....	17
FIGURA 2. DETERMINAÇÃO DO Δh COM A SUBIDA DO NÍVEL D'ÁGUA (ADAPTADO DE HEALY E COOK, 2002)	21
FIGURA 3. LOCALIZAÇÃO DA CIDADE DE PESQUEIRA NO ESTADO DE PERNAMBUCO.....	24
FIGURA 4. BACIA DO ALTO IPANEMA E RECARGA LATERAL NA ÁREA EM ESTUDO.(ADAPTADO DE MONTENEGRO E RAGAB (2010)).	25
FIGURA 5. LOCALIZAÇÃO DE FLEXEIRA VELHA E DA FAZENDA NOSSA SENHORA DO ROSÁRIO. FONTE: GOOGLE EARTH.....	27
FIGURA 6. REINSTALAÇÃO DOS NOVOS PIEZÔMETROS EM FLEXEIRA VELHA NAS REGIÕES MARCADAS COM UM "X"	28
FIGURA 7. TRADAGEM DOS PONTOS PARA INSTALAÇÃO DOS PIEZÔMETROS.....	28
FIGURA 8. INSERÇÃO DO TUBO DE FERRO COM PIEZÔMETRO NO SOLO.	29
FIGURA 9. DETALHE DO PIEZÔMETRO INSTALADO.	29
FIGURA 10. PROTEÇÃO DE CONCRETO E TUBO DE ACESSO COM TAMPA DE FERRO.....	30
FIGURA 11. ESTAÇÃO CLIMATOLÓGICA LOCALIZADA NA FAZENDA NOSSA SENHORA DO ROSÁRIO. FONTE: SILVA JUNIOR (2010).....	31
FIGURA 12. FLUXOGRAMA COM O MÉTODO DE THORNTHWAITE E MATHER (1955).....	34
FIGURA 13. MAPA DO VALE DE Nª SENHORA DO ROSÁRIO E FAIXAS DE RECARGA LATERAL NORTE (AZUL) E SUL (VERDE). FONTE: MONTEIRO (2003).....	37
FIGURA 14. MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DO VALE ALUVIAL. FONTE: FONTES JÚNIOR (2012)	37
FIGURA 15. PRECIPITAÇÃO TOTAL ANUAL (MM) E TEMPERATURA MÉDIA ANUAL DO PERÍODO DE 2002 À 2011.....	39
FIGURA 16. EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL TOTAL ANUAL DO PERÍODO DE 2002 À 2011.	39
FIGURA 17. VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (P), EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL (ETP) E TEMPERATURA (T) A PARTIR DE DADOS DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO INMET E UFRPE.....	41
FIGURA 18. RECARGA DO LENÇOL FREÁTICO ENTRE 2002 E 2011 (THORNTHWAITE & MATHER).....	41
FIGURA 19. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2002 POR THORNTHWAITE & MATHER.	42
FIGURA 20. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2003 POR THORNTHWAITE & MATHER.	42
FIGURA 21. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2004 POR THORNTHWAITE & MATHER.	43
FIGURA 22. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2005 POR THORNTHWAITE & MATHER.	43
FIGURA 23. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2006 POR THORNTHWAITE & MATHER.	44
FIGURA 24. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2007 POR THORNTHWAITE & MATHER.	44
FIGURA 25. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2008 POR THORNTHWAITE & MATHER.	44
FIGURA 26. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2009 POR THORNTHWAITE & MATHER.	45
FIGURA 27. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2010 POR THORNTHWAITE & MATHER.	45
FIGURA 28. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2011 POR THORNTHWAITE & MATHER.	46
FIGURA 29. RECARGA DO LENÇOL FREÁTICO ENTRE 2002 E 2011 (VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA).....	48
FIGURA 30. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2002 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	48
FIGURA 31. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2003 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	49
FIGURA 32. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2004 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	49
FIGURA 33. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LOGO DO ANO 2005 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	50
FIGURA 34. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2006 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	50
FIGURA 35. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2007 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	50
FIGURA 36. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2008 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	51
FIGURA 37. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2009 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	51
FIGURA 38. VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2010 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.	52

FIGURA 39 VARIAÇÃO DA RECARGA AO LONGO DO ANO 2011 PELA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA.....	52
FIGURA 40. COMPARAÇÃO ENTRE AS RECARGAS POR VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA E THORNTHWAITE E MATHER.....	54
FIGURA 41 CORRELAÇÃO ENTRE OS VALORES DE RECARGA DE VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA E THORNTHWAITE & MATHER (1955).....	55

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 – POTENCIALIDADE HÍDRICA MUNDIAL. FONTE: FEITOSA E MANOEL FILHO (2008).....	13
TABELA 2 – DADOS DOS POÇOS INSTALADOS EM 2010 EM FLEXEIRA VELHA	27
TABELA 3. ESTIMATIVA PARA RECARGA ADICIONAL APLICADA AO AQUIFERO NOS LIMITES NORTE E SUL. .	36
TABELA 4 TIPOS DE USO E OCUPAÇÃO PARA O VALE ALUVIAL. ADAPTADO DE FONTES JÚNIOR (2012)	38
TABELA 5. PRECIPITAÇÃO MENSAL (MM) NO PERÍODO DE 2002 A 2011.....	40

1. INTRODUÇÃO

1.1 RELEVÂNCIA DO TEMA

A água subterrânea é paulatinamente reconhecida como alternativa viável aos usuários e tem apresentado uso crescente nas últimas décadas. Além dos problemas de facilidade de poluição, inerentes às águas superficiais, o maior interesse pelo uso da água subterrânea vem sendo despertado pela maior oferta desse recurso em decorrência do desenvolvimento tecnológico, o que promoveu uma melhoria na produtividade dos poços e aumento da sua vida útil. A recarga de aquíferos é comumente definida como a introdução natural ou artificial de água para as camadas do subsolo, aumentando a quantidade de água subterrânea. A variabilidade temporal e espacial da recarga é um dos problemas mais importantes dentro das pesquisas hidrológicas devido sua importância para gestão dos recursos hídricos subterrâneos (RABELO & WENDLAND, 2009; DRIPPS & BRADBURY, 2010).

A possibilidade da água subterrânea ser extraída varia de local para local, dependendo das condições de precipitação e das propriedades dos aquíferos. Em geral, a água subterrânea pode ser extraída durante o ano inteiro desde que o seu reabastecimento (recarga) seja adequado e que a mesma encontre-se protegida da poluição (MANZIONE et al., 2007; SOUZA, 2009).

Gómez et al. (2010) afirmam que o conhecimento da recarga das águas subterrâneas é necessário na resolução de questões relacionadas a qualidade das águas, ecologia e bem-estar humano e ambiental, além de modelagem de fluxo subterrâneo e transporte de contaminantes.

O cerne na exploração desse tipo de recurso está na renovação das águas retiradas, ou recarga do aquífero, que não se faz na mesma proporção da extração, sobretudo na região semiárida do Brasil. Isso pode resultar em uma exploração de partes das reservas permanentes do aquífero, com riscos de exaustão, quando a captação não é devidamente controlada. No interior do Estado de Pernambuco, as áreas aluvionares são as principais fontes de água subterrânea, em geral de boa qualidade e elevada vazão, visto que nas formações cristalinas os poços captam águas salobras, que são usadas apenas para dessedentação de animais ou dessalinizadas para o abastecimento humano e onde devido à fertilidade dos solos, a principal atividade econômica desenvolvida é a agricultura irrigada (GOMES, 2009).

Burte et al. (2011) citam a utilização de aquíferos aluviais como uma alternativa interessante e de baixo custo para o desenvolvimento do meio rural no Nordeste brasileiro. Devido às suas características, as águas de aquífero aluvial podem ser utilizadas para irrigação desde que exista um manejo integrado que controle a qualidade deste recurso, minimizando o risco de salinização e sodificação dos solos e perdas por evaporação.

Muitos métodos de estimativa de recarga têm sido desenvolvidos. A resposta de um aquífero a uma mudança na taxa de recarga traduz-se por um aumento ou diminuição no gradiente hidráulico através de uma mudança nos níveis piezométricos, o que por sua vez se traduz numa alteração do armazenamento subterrâneo (NNC, 2002).

O método da variação do nível utiliza informações potenciométricas como indicadores da recarga efetiva. Baseia-se na premissa de que o aumento do nível de água é causado pela chegada da recarga à zona saturada do aquífero, ou seja, sempre que há variações positivas do nível se está perante um episódio de recarga possível de se quantificar (BARRETO et al., 2009). É um sistema característico empregado na região semiárida do Nordeste Brasileiro onde se explora água subterrânea para abastecimento de populações difusas e para irrigação em agricultura familiar ou de pequena escala.

Thornthwaite & Mather (1955) estimam o balanço hídrico em ambientes agrícolas, podendo-se obter a recarga através do cálculo das entradas (precipitação) e saídas (escoamento superficial e evapotranspiração) da água ao longo do tempo no perfil do solo (MALDANER, 2010).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Avaliar o processo de recarga do aquífero no vale aluvial da Fazenda Nossa Senhora do Rosário, sistema típico empregado na região semiárida do Nordeste Brasileiro para abastecimento de populações difusas e para irrigação em agricultura familiar ou de pequena escala.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Interpretar a variação da recarga através dos métodos do balanço hídrico e o método de variação do nível d'água;
- Avaliar a recarga em diferentes períodos climáticos característicos da área em estudo: seco inicial (Janeiro e Fevereiro), chuvoso (Março à Agosto) e seco final (Setembro à Dezembro);
- Avaliar a recarga e sua variação sazonal através de observações de nível d'água em poços de monitoramento e de produção;
- Avaliar os termos do balanço hídrico para estimativa da recarga.

2. REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 USO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

Em termos mundiais, os estoques de água subterrânea são estimados em 8,4 milhões de km³, aproximadamente 67 vezes o volume total das águas doces de superfície. (MARETTI, 2008) A Tabela 1 mostra a distribuição estimada da potencialidade de água a nível mundial, segundo o Serviço Geológico dos Estados Unidos (U.S. Geological Survey).

Tabela 1 – Potencialidade hídrica mundial. Fonte: Feitosa e Manoel Filho (2008)

Localização	Ocorrência	Área (km ²)	Volumes (km ³)	Volume (%)
Água doce superficial	Lagos de água doce	8,5.10 ⁵	1,25.10 ⁵	0,01
	Rios	-	1,25.10 ⁵	0,0001
Água doce subterrânea	Umidade do solo e percolação	1,2.10 ⁸	6,66.10 ⁴	0,005
	Água subterrânea até 800 m		4,17.10 ⁶	0,31
	Água subterrânea abaixo de 800 m		4,17.10 ⁶	0,31
Água doce sólida	Geleiras glaciais	1,8.10 ⁷	2,92.10 ⁷	2,15
Água salgada	Lagos salgados e mares interiores	7,0.10 ⁵	1,05.10 ⁵	0,008
	Oceanos	3,6.10 ⁸	1,32.10 ⁹	97,21
Vapor d'água	Atmosfera (nível do mar)	5,1.10 ⁸	1,29.10 ⁴	0,001
TOTAL			1,36.10 ⁹	100

A qualidade das águas subterrâneas sob o ponto de vista bacteriológico e químico é em geral melhor do que as das águas superficiais, dispensando, na maioria dos aquíferos captados, qualquer tratamento antipolvente. Excetuam-se os casos de águas subterrâneas em regiões semiáridas, zonas costeiras e aquíferos rasos nas áreas urbanizadas (MARCUIZZO, 2009). Segundo Feitosa e Manoel Filho (2008), a exploração de águas subterrâneas apresenta vantagens e desvantagens com relação às águas superficiais, a saber:

Vantagens

Em alguns casos, a captação de águas subterrâneas dispensa tratamento químico, que onera bastante as águas superficiais em dispendiosas ETA's. Outro ponto positivo é que a construção de poços não acarreta inundação de áreas aproveitáveis na superfície, muitas vezes representadas por excelentes solos agricultáveis, assim como não implica desapropriação de grandes áreas como as barragens, que representam vultosos gastos

financeiros. A rede de adução até o reservatório ou caixa d'água é em geral, de pequena extensão, ao contrário das barragens que requerem redes adutoras de vários quilômetros de extensão. Isso significa também que o prazo de execução de um poço é estimada em dias, em contraposição a meses e até anos no caso do barramento de um rio.

A implantação do sistema pode ser efetuada de maneira gradativa, ao longo do tempo, na medida que aumente a demanda, Não se verificando impactos ambientais como os decorrentes do barramento dos cursos d'água superficiais. Esta simplicidade resulta ainda numa manutenção mais segura e por fim, o custo do metro cúbico fornecido pelas águas subterrâneas é substancialmente mais barato que o das águas superficiais.

Desvantagens

A renovação das águas retiradas dos aquíferos, ou recarga do sistema hídrico subterrâneo, não se faz na mesma velocidade da extração, resultando na exploração de parte das reservas permanentes, com risco de exaustão, quando a captação não é devidamente monitorada e controlada. Esta superexploração pode acarretar subsidência de terrenos e provocar salinização da água nos aquíferos costeiros.

Outro problema é que no Brasil, sobretudo na região nordeste, 55% dos terrenos são representados por rochas cristalinas onde as águas acumuladas, devido o clima semiárido, são poucas e na maior parte salinizadas. Apesar de serem menos vulneráveis à poluição, a detecção de um processo contaminante não é, em geral, imediato, acarretando muitas vezes situações de difícil recuperação ou até mesmo irrecuperáveis do aquífero. Isso acarreta numa manutenção periódica preventiva mais cara, devido a multiplicidade de equipamentos de bombeamento e um maior consumo de energia elétrica no sistema.

Feitosa e Manoel Filho (2008) defendem que a exploração do manancial hídrico subterrâneo não deve substituir totalmente o de águas superficiais. Deve haver um planejamento e uma gestão integrada dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos que ocorrem no âmbito de cada bacia hidrográfica no sentido de proporcionar sempre a utilização mais racional, econômica e de qualidade da água a ser servida à população.

2.1.1. Os diversos tipos de uso

O uso dos recursos hídricos tem-se intensificado com o desenvolvimento econômico, tanto no que se refere ao aumento da quantidade demandada para determinada utilização, quanto a variedade dessas utilizações.

Originalmente, a água era usada principalmente para dessedentação, usos domésticos, criação de animais e para usos agrícolas a partir da chuva e, menos frequentemente, por irrigação. À medida que a civilização se desenvolveu, outros tipos de uso foram surgindo disputando os recursos hídricos, muita vezes escassos, e estabelecendo conflitos entre usuários (TUCCI, 2009).

O uso da água pode ser classificado quanto ao consumo em: consuntivo e não consuntivo. A água evaporada, transpirada, assimilada biologicamente ou incorporada a um produto é classificada como de uso consuntivo, como também os usos doméstico, municipal, para irrigação e para a indústria, enquanto que os usos em navegação, geração de energia elétrica, recreação ou conservação da natureza são exemplos de usos não consuntivos.

A grande maioria dos usos da água é, de certa maneira, consuntiva. Excluída a água para geração de energia elétrica, que atinge cerca de 4 a 6 vezes a soma de todas as outras finalidades, pode-se estimar que 25% da água retirada para todas as finalidades é consumida. Considerando as perdas por evaporação e transpiração, que atingem em média cerca de 60%, a irrigação pode ser classificada como atividade de maior consumo de água. Enquanto, normalmente, não mais que 10% da água utilizada para fins municipais e industriais é consumida, os 90% restantes são desenvolvidos ao subsolo ou aos rios. Cerca de 60% da água para fins industriais é usada não consuntivamente. Para a refrigeração dos condensadores das turbinas a vapor ou trocadores de calor de processos industriais (FEITOSA e MANOEL FILHO, 2008).

Segundo Arnaiz (1973 in TUCCI, 2009), a distribuição média mundial do uso consuntivo entre os três principais consumidores é a seguinte:

- Uso agrícola (principalmente irrigação) – 60 a 80%
- Uso urbano (abastecimento público) - 10 a 20%
- Uso industrial – 10 a 20%

As demandas de águas subterrâneas são predominantemente para uso consuntivo. Alguns casos particulares, de uso restrito e de pouca relevância em relação a volumes utilizados, podem ser citados como uso não consuntivo de águas subterrâneas: o uso não consuntivo de determinadas indústrias, sobretudo de refrigeração, o uso de água de pólo para enchimento de piscinas, dentre outros.

2.1.2. Uso de água subterrânea no mundo e no Brasil

Até o final da década de 50, a água subterrânea apresentava um baixo percentual de uso em relação às águas superficiais. Nos Estados Unidos, em 1960, de um total consumido de $1,010 \times 10^3$ m³/dia, as águas subterrâneas participavam com apenas 176×10^3 m³/dia, ou seja, 17,4% do consumo total. O uso consuntivo da água subterrânea era assim distribuído (WALTON, 1970).

- irrigação → 114×10^3 m³/dia (64,8%)
- indústrias → 27×10^3 m³/dia (15,3%)
- abastecimento urbano → 24×10^3 m³/dia (13,6%)
- abastecimento rural → 11×10^3 m³/dia (6,2%)

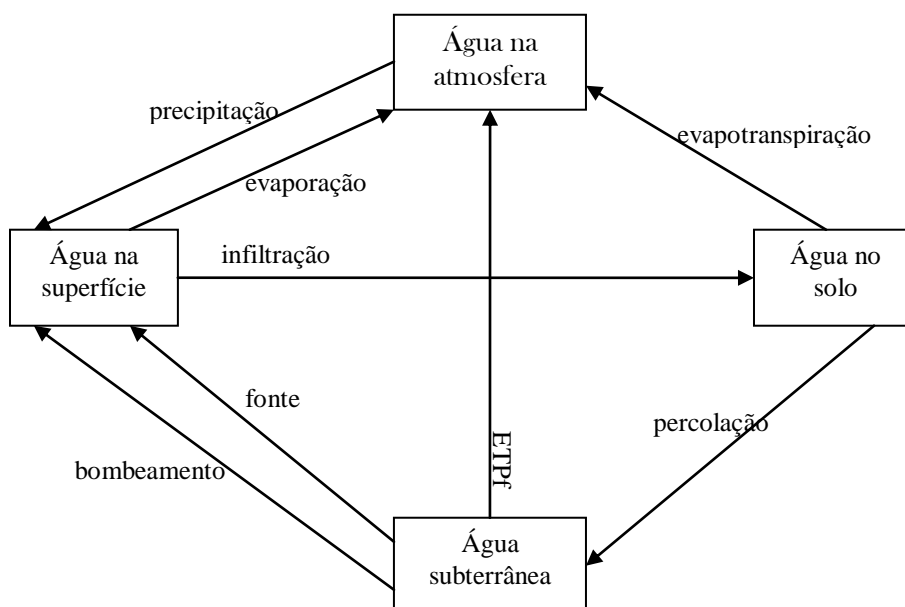
Verifica-se que, mesmo com as águas subterrâneas, o uso na irrigação representa a maior parcela do total captado.

2.2. BALANÇO HÍDRICO

Tucci (2009) afirma que o ciclo hidrológico é um sistema fechado e que armazena água em superfícies, de terrenos a oceanos, na atmosfera e no subsolo.

A força gravitacional é em parte responsável pelo processo de precipitação (P) de água sobre o solo e o oceano, para daí a água retorna à atmosfera através da evaporação (E). Também sob o subsolo age a evaporação, além da água daí retirada pelas plantas através da transpiração (T). Como a evaporação e a transpiração ocorrem concomitantemente, denomina-se então de evapotranspiração (ET). Da água que atinge a superfície do solo, parte transforma-se em escoamento ou deflúvio superficial (D) e parte é armazenada em depressões (S₁), e outro montante se infiltra no solo (I). Parte da água infiltrada alimenta os reservatórios subterrâneos (W) que irão escoar e atingir rios e oceanos (Figura 1).

Figura 1. Ciclo Hidrológico como sistema. Adaptado de Tucci (2009).



Tucci (2009) Escreve a equação do balanço hídrico (Eq. 1), para o volume de controle definido pela superfície do terreno da bacia hidrográfica e a atmosfera, em certo intervalo de tempo, como:

$$(P - ET - D - I)\Delta t = \Delta S_1 \quad (1)$$

Onde: ΔS_1 representa a variação do volume armazenado na superfície.

2.3. RECARGA E METODOLOGIAS DE ESTIMATIVAS

A recarga de aquíferos é comumente definida como a introdução natural ou artificial de água para as camadas do subsolo, aumentando a quantidade de água subterrânea. O processo de recarga pode ocorrer de maneira natural ou induzida. A recarga natural do aquífero varia normalmente em resposta aos efeitos climáticos sazonais e de longo prazo. A resposta de um aquífero a uma mudança na taxa de recarga traduz-se por um aumento ou diminuição no gradiente hidráulico através de uma mudança nos níveis piezométricos, o que por sua vez se traduz numa alteração do armazenamento subterrâneo (NNC, 2002).

A infiltração de água no solo é necessária para que haja recarga tanto dos aquíferos rasos que em alguns casos realimentam os cursos d'água com o escoamento de base, como para os aquíferos mais profundos que vêm sendo bombeados intensamente

em muitos locais. Ao longo de um período de chuvas a quantidade de água que atinge os aquíferos é grande, elevando o nível de água subterrânea.

Os diversos fatores dos quais depende a penetração de água no solo, podem ser divididos em quatro categorias: relacionados ao solo; à superfície; ao preparo e manejo do solo; entre outros (BRANDÃO *et al.* 2006).

Há várias metodologias que podem ser aplicadas para a estimativa da recarga, como a análise da curva de recessão do hidrograma, o balanço hídrico, o balanço de cloreto, a lei de Darcy aplicada ao meio poroso saturado e as medidas de variação do nível. O método da variação do nível utiliza informações piezométricas como indicadores da recarga efetiva. Baseia-se no aumento do nível de água sendo causado pela chegada da recarga à zona saturada do aquífero, ou seja, sempre que há variações positivas do nível piezométrico, tem-se um episódio de recarga possível de quantificar.

Existem vários métodos alternativos para a estimativa da recarga. Embora a maioria desses métodos forneça valiosas informações sobre recarga, eles nem sempre são diretamente aplicáveis. Há situações onde é necessário estimar a recarga de uma maneira prática. Muitos métodos são citados por Lerner; Issar; Simmers (1990), Allison *et al.* (1994), Kinzelbach (2002) e Scanlon; Healy; Cook (2002) em seus trabalhos.

A opção do método utilizado depende, em princípio, dos objetivos a serem atingidos que 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. Kinzelbach (2002) classifica em métodos diretos, métodos baseados no balanço hídrico, métodos baseados na lei de Darcy e método dos traçadores.

O processo de cálculo de recarga é iterativo e envolve aprimoramentos contínuos da taxa de recarga quando dados adicionais são coletados. A precisão destes métodos são difíceis de serem avaliados. Por isso, a redução das incertezas e o consequente aumento da confiança nas estimativas de recarga, são atingidos quando aplicadas diversas metodologias (LERNER; ISSAR; SIMMERS, 1990; BEEKMAN; GIESKE; SELAOTO, 1996; HEALY e COOK, 2002; SCANLON; HEALY; COOK, 2002; MAZIERO, 2005). Dentre os métodos mais utilizados, incluem-se:

2.3.1. Lisímetro

Um lisímetro consiste em um reservatório impermeável lateralmente, colocado em uma área previamente escavada, com profundidade superior à zona das raízes. O reservatório é preenchido com solo e vegetação, de forma a reconstruir uma condição real. Um sistema de drenagem, instalado no fundo do lisímetro, permite a coleta de água percolada pelo solo.

É um método utilizado para o estudo da evapotranspiração e apresenta um sistema fechado com profundidade limitada. Quando utilizado para estimar a recarga subterrânea, determina-se o volume infiltrado a partir da zona das raízes, obtendo-se uma recarga potencial. Não é um método prático de estimativa de recarga, devido aos custos associados a sua construção e tempo necessário para a sua estabilização. O solo perde suas características macro e microscópicas, além do grau de adensamento. Outro fator negativo é o caráter estritamente localizado dos resultados (EILERS, 2004).

2.3.2. Métodos baseados no balanço hídrico

Atende os principais processos hidrológicos como entradas e saídas de um balanço volumétrico. Estas variáveis são baseadas nos fenômenos hidrológicos de maior importância, controlando o conteúdo volumétrico de um dado solo durante um dado período de tempo. O balanço hídrico para uma bacia (Eq. 2) pode ser descrito como:

$$P + Q_E = ET + Q_S + \Delta S + I \quad (2)$$

Em que P é a precipitação (incluindo irrigação); Q_E e Q_S são os fluxos de água que entram e saem do sistema, respectivamente, ET é a evapotranspiração; ΔS é a variação do armazenamento e I é a infiltração.

O benefício dos métodos de balanço hídrico está no fato da utilização de dados de precipitação, escoamento superficial e níveis d'água. Entretanto, a maior limitação do método do balanço hídrico é que a precisão da estimativa de recarga depende da precisão com que os componentes da equação foram medidos ou estimados (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

2.3.3. Método CRD

O método CRD (*cumulative rainfall departure*) é fundamentado nas flutuações do nível d'água nos aquíferos, que são causadas apenas por eventos de precipitação. Analisa as condições de equilíbrio que desenvolvem-se em um aquífero ao longo do tempo, ou seja, as taxas de perdas igualam à taxa média de recarga do sistema (BREDENKAMP *et al.* 1995).

Xu e Beekman (2003) afirmaram que o método CRD (Eq. 3) não fornece somente resposta temporal do nível freático a um acréscimo de recarga, mas também permite a derivação das características do aquífero.

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

Onde P_i é a precipitação no mês i , P_{av} é a precipitação média e $k=1+(Q_p+Q_{out})/(A.P_{av})$, onde Q_p é a exploração subterrânea, Q_{out} é a saída natural por escoamento e A é a área do aquífero, que para este caso é igual a área da bacia hidrográfica. Para $k = 1$ não ocorre bombeamento e para $k > 1$ ocorre bombeamento e/ou saída natural por escoamento.

2.3.4. Método de flutuação de superfície livre

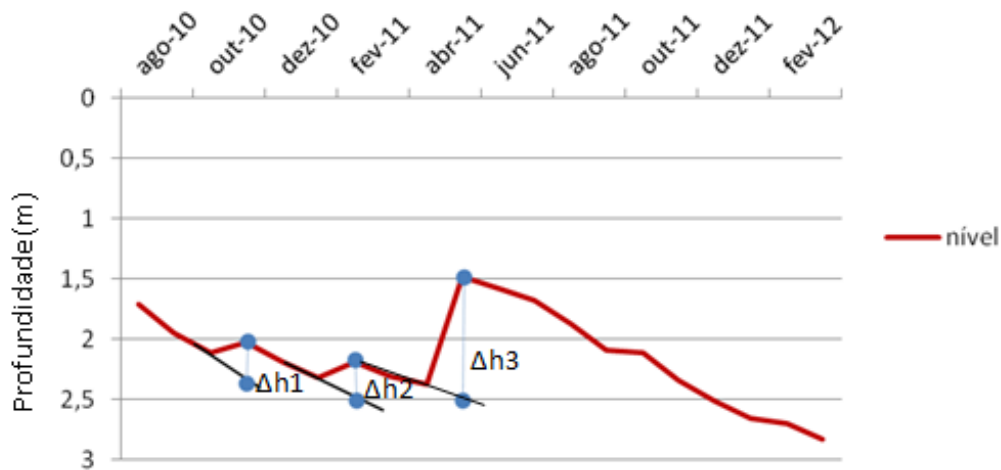
O método de flutuação da superfície livre (WTF – *water table fluctuation*) é o procedimento mais amplamente usado para estimativa da recarga (MAZIERO, 2005). Só é aplicável aos aquíferos não-confinados e requer noção do rendimento específico das variações nos níveis d'água ao longo do tempo. Os benefícios desta aproximação incluem sua simplicidade e uma sensibilidade aos mecanismos do movimento da água na zona não-saturada (HEALY e COOK, 2002). É fundamentado na premissa de que as ascensões nos níveis d'água em aquíferos não-confinados são devidas à água de recarga subterrânea chegando na superfície livre (HEALY e COOK, 2002; SCANLON; HEALY; COOK, 2002). A recarga (Eq. 4) é calculada como:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (4)$$

Em que S_y é o rendimento específico, h é a altura do nível freático e t é o tempo. O rendimento específico de um aquífero livre é geralmente igual ao coeficiente de armazenamento, sendo da ordem da porosidade útil do meio. Esta equação admite que a água que atinge o nível freático entra prontamente em armazenamento e que todos os outros componentes do balanço hídrico subterrâneo (evapotranspiração subterrânea, fluxo de base, entrada e saída de fluxo subsuperficial) são nulos durante período da recarga.

Healy e Cook (2002) definiram que a aplicação da equação WTF para cada elevação individual do nível d'água determina uma estimativa da recarga total, onde Δh é igual a diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente, extrapolada até o instante do pico. A manipulação desta reta (Figura 2) é subjetiva e tenta traçar a defasagem entre o início da precipitação e o conseqüente início do processo de recarga.

Figura 2. Determinação do Δh com a subida do nível d'água (adaptado de HEALY e COOK, 2002)



A diferença entre a recarga total e a recarga líquida é igual à soma da evapotranspiração subterrânea, do escoamento básico e do fluxo líquido subsuperficial da bacia. Com algumas suposições adicionais, o método WTF pode ser usado para calcular quaisquer desses parâmetros (HEALY e COOK, 2002).

2.3.5. Aproximação de Darcy

De acordo com a lei de Darcy, a velocidade de percolação da água no solo (Eq. 5) é proporcional ao gradiente hidráulico e a um fator de proporcionalidade, denominado condutividade hidráulica.

$$q = -K.i \quad (5)$$

Em que q é a velocidade de Darcy (m.s^{-1}), K é a constante de proporcionalidade ou condutividade hidráulica (m.s^{-1}) e i é o gradiente hidráulico, adimensional. A lei de Darcy pode ser usada para estimar recarga a partir de dois poços de monitoramento alinhados numa perpendicular a um corpo d'água superficial qualquer. O método assume fluxo constante e nenhuma extração de água subterrânea. A recarga (R) (eq. 6) de um aquífero não confinado é igual à velocidade de Darcy (q) multiplicada pelo intervalo de tempo (Δt) entre medidas consecutivas:

$$R = q.\Delta t \quad (6)$$

A recarga estimada é o somatório dos valores positivos encontrados para cada intervalo de tempo considerado. O método é de fácil aplicação, se existirem informações da condutividade hidráulica e do gradiente hidráulico com razoável confiança. Estas estimativas são bastante imprecisas devido ao fato de grande variabilidade da condutividade hidráulica (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

2.3.6. Método dos traçadores

Métodos dos traçadores estima a recarga de um aquífero ou a idade da água em um aquífero, a partir das concentrações de substâncias na água, ou nas proporções entre concentrações dessas substâncias. Barrett *et al.* (1999) dividiram os traçadores potenciais em quatro categorias:

- Inorgânicos cátions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+), ânions (HCO_3^- , SO_4^{2-} e Cl^-), espécies de nitrogênio (NO_3^- , NH_4^+), metais (Fe, Mn e outros) e outros íons (B, PO_4^{3-} , Sr^{2+} , F^- , e Br^-);
- Orgânicos: cloro-fluorcarbono (CFCs), Trihalometanos (THMs), solventes e detergentes;

- Particulados: espécies microbiológicas fecais e várias partículas coloidais; e
- Isótopos: particularmente os estáveis (^2H , ^{15}N , ^{18}O e ^{35}S).

Scanlon; Healy; Cook (2002) argumentaram que traçadores são muito úteis para estimativa da recarga por longos períodos de tempo, porém, geralmente, não detalham as informações temporais das variações na recarga.

2.3.7. Métodos numéricos-matemáticos

Muitos modelos matemáticos têm sido desenvolvidos para prever as flutuações da superfície livre em resposta à recarga de bacias de diferentes formas geométricas.

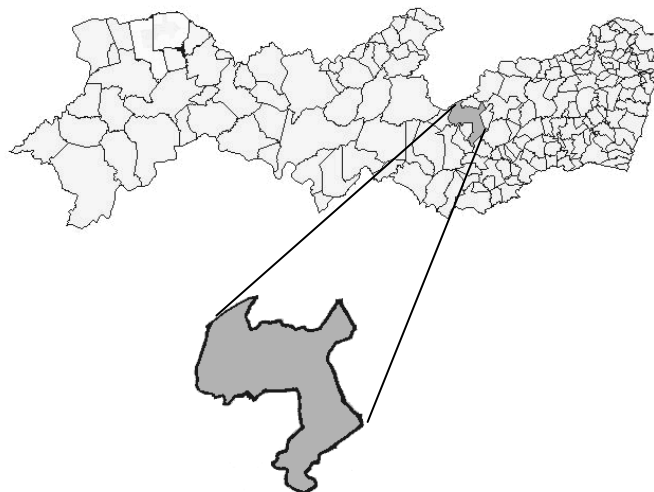
A maioria dos modelos baseia-se na hipótese simplificadora de que a recarga é constante para um dado intervalo de tempo, em que o tamanho do intervalo depende do modelo. De maneira geral, o intervalo usado nestes métodos são da ordem de um mês. Porém, a taxa de recarga na natureza, que depende sensivelmente da taxa de infiltração, varia com o tempo devido diversos fatores. Su (1994), Ostendorf *et al.* (2004), Rai; Manglik; Singh (1994), Sanford (2002) e Gau e Liu (2000) desenvolveram métodos numéricos-matemáticos para estimativa de recarga. Foram desenvolvidos Trabalhos com métodos numérico-matemáticos na área de estudo, como o realizado por Monteiro (2003), onde avaliou o potencial hídrico local, utilizado o Visual Modflow, onde se avaliou os fluxo e distribuições de cargas hidráulicas no vale aluvial, considerando a distribuição real de uso e ocupação do solo. Este trabalho também adotou contribuições da Bacia Hidrográfica circunvizinha para obtenção da recarga total. Outro estudo realizado na região, feito por Fontes Junior (2012), utilizou o modelo BALSEQ_MOD, que mostrou a forte influência da evapotranspiração real (ETR) no comportamento da recarga.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Pesqueira (Figura 3) está localizado na mesorregião Agreste e na Microrregião Vale do Ipojuca do Estado de Pernambuco, limitando-se a norte com Estado da Paraíba e Poção, a sul com os municípios de Venturosa e Alagoinha, a leste com Sanharó, Capoeira, São Bento do Una e Belo Jardim, e a oeste com Arcoverde e Pedra. A área municipal ocupa 995,531 km² e representa 1.05 % do Estado de Pernambuco. Está inserido nas Folhas SUDENE de Pesqueira e Venturosa na escala 1:100.000. A sede do município tem uma altitude aproximada de 654 metros e coordenadas geográficas de 08°35'28'' de latitude sul e 36°41'47'' de longitude oeste, distando 213,7 km da cidade do Recife. (IBGE, 2011).

Figura 3. Localização da cidade de Pesqueira no Estado de Pernambuco

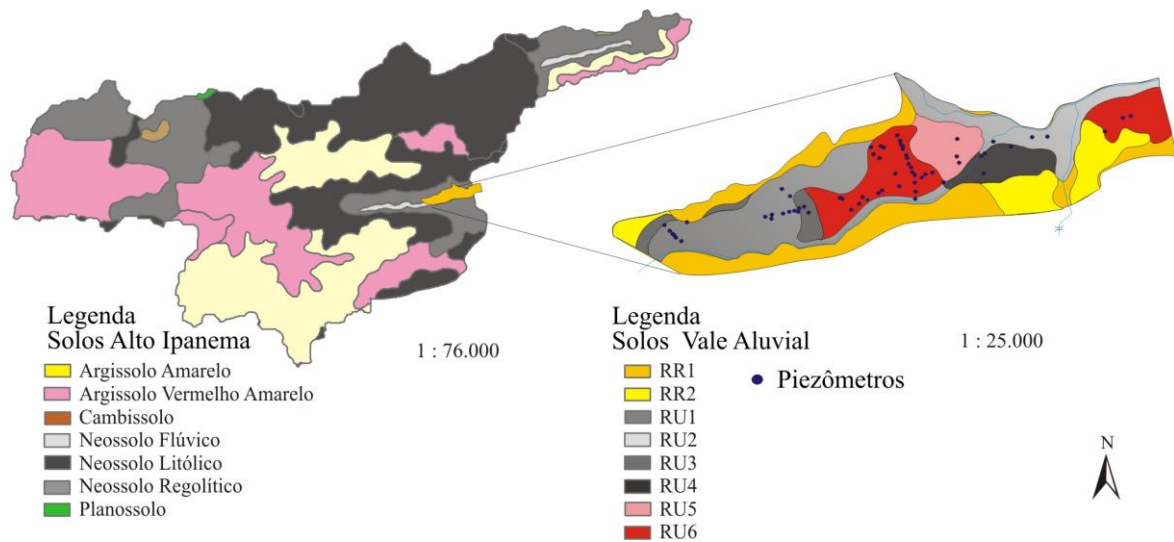


O relevo possui vales profundos e estreitos dissecados. A vegetação desta unidade é formada por *Florestas Subcaducifólica e Caducifólica*, próprias das áreas agrestes (CPRM, 2005).

A área de estudo está localizada no vale aluvial na Fazenda Nossa Senhora do Rosário e na região conhecida como Flexeira velha, ambas na bacia do Alto Ipanema (Figura 4), que fica a 230 km de Recife, PE, com coordenadas geográficas de 08° 10' S e 35° 11' W, de latitude e longitude, respectivamente, e 650 m de altitude. O clima do local é classificado, segundo Köppen, como BShw' semiárido quente, caatinga

hiperxerófila, com temperatura média anual em torno de 27 °C, umidade relativa média anual do ar de 73% e velocidade média do vento de 2,5 m s⁻¹. (MONTENEGRO e MONTENEGRO, 2006). A região da Fazenda Nossa Senhora do Rosário possui uma malha de poços e piezômetros que foram cadastrados e georreferenciados onde cada um possui cerca de 5 metros de profundidade e diâmetros de 100 mm, protegidos com tela e com filtro em cascalho. Na região mais a jusante da bacia, existem aproximadamente 67 piezômetros, 4 poços comunitários e 29 poços particulares (ANDRADE, 2010). Os poços localizados mais a montante da bacia foram instalados em 2010 em colaboração com a equipe de Engenharia de Água e Solo da UFRPE. As configurações destes poços obedeceram as mesmas utilizadas na instalação dos poços anteriores. Alguns destes poços instalados foram depredados, sendo necessária a reinstalação dos mesmos, em Janeiro de 2012. As contribuições de recarga subterrânea no vale (região no centro leste da bacia, com Neossolo Flúvico e Regolítico) provêm lateralmente das regiões de Sucavão, Flexeira Velha, Coité e Caraíbas e superficialmente com os riachos Mimoso, Ipaneminha e Jatobá.

Figura 4. Bacia do Alto Ipanema e recarga lateral na área em estudo.(adaptado de Montenegro e Ragab (2010)).



3.1.1 Águas Superficiais

A região encontra-se inserida nos domínios da bacia hidrográfica do rio Ipanema. Seus principais tributários são: o Rio Ipojuca, além dos riachos: dos Pebas, Cana-Brava, do Boi, Santana, Gravatá, Ceguinha, da Atravessada, do Guerra, Quebra-Roça, do Bálsamo, Baraúnas, Liberal, Papagaio, do Belo e Salobro. Os principais corpos de acumulação são: os açudes Ipaneminha, Carlos de Brito e Tambores, além das lagoas: do Bicheiro, do Jacu, Grande, do Algodão e do Anzol. Todos os cursos d' água no município têm regime de escoamento intermitente e o padrão de drenagem é o dendrítico (CPRM, 2005).

3.1.2 Águas Subterrâneas

O município está totalmente inserido no domínio hidrogeológico fissural. O domínio fissural é composto de rochas do embasamento cristalino que englobam o subdomínio rochas metamórficas constituído do Complexo Belém do São Francisco e do Complexo Cabrobó e o subdomínio rochas ígneas da Suite calcialcalina Itaporanga, Granitóides e da Suite Intrusiva Leucocrática Peraluminosa. Conforme a CPRM (2005), existem 130 poços tubulares profundos no município de Pesqueira, sendo 40 em terrenos públicos e 90 em terrenos particulares. Desses, 27 estão abandonados e 16 foram paralisados por quebra ou por estar em manutenção, e, além disso, 87% dos pontos apresentam água salina, imprópria para consumo humano.

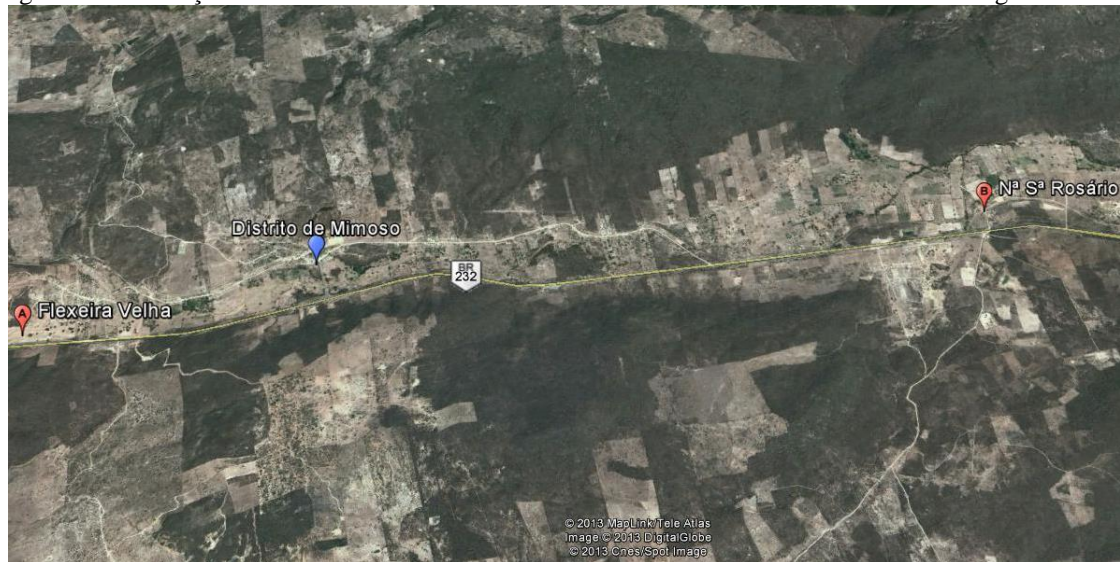
3.2. INSTALAÇÃO DE CAMPO E DADOS

O monitoramento da profundidade dos níveis d'água é realizado mensalmente e também são retiradas amostras de água para caracterização da dinâmica hidro-salina do aquífero. A quantificação da recarga do aquífero desta região compreende os anos de 2002 a 2011. A região de Flexeira velha teve seu monitoramento suspenso em 2010, sendo retomado em Julho de 2011, quando se constatou que alguns piezômetros haviam sido depredados. A Tabela 2 mostra as características dos piezômetros encontrados na área e a Figura 5 mostra a extensão da área de estudo, em torno de 6 km, englobando a Fazenda Nossa Senhora do Rosário, o distrito de Mimoso e Flexeira Velha.

Tabela 2 – Dados dos poços instalados em 2010 em Flexeira Velha

Nome	Comprimento do piezômetro	Comprimento de ponteira	Altura vertical do piezômetro em relação ao ponto zero	Altura do piezômetro acima do solo
P1a	3,00	0,10	-0,31	0,19
P2a	3,00	0,13	-0,01	0,31
P3a	3,00	0,10	-0,15	0,16
P1b	5,95	0,05	0,31	0,77
P2b	5,95	0,05	-0,17	0,39
P3b	5,95	0,05	-0,15	0,43
P2c	5,95	0,05	0,50	1,12
P3c	5,95	0,05	-0,29	0,40
P1d	2,98	0,10	-0,96	0,44

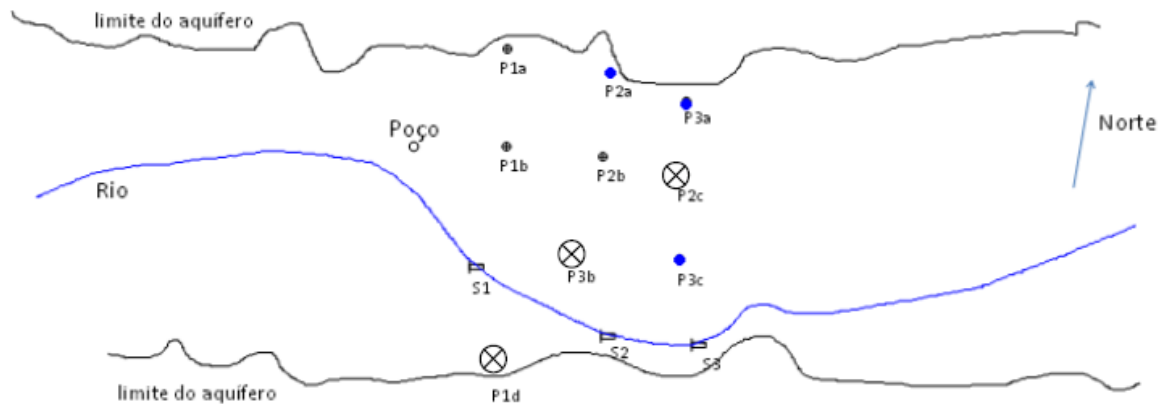
Figura 5. Localização de Flexeira Velha e da Fazenda Nossa Senhora do Rosário. Fonte: Google Earth



3.2.1. Reinstalação dos Piezômetros

A instalação dos 3 novos piezômetros em Flexeira Velha obedeceu o espaçamento preestabelecido por estudos anteriores na Fazenda Nossa Senhora do Rosário (ANDRADE, 2010) como mostrado na Figura 6. Foi feita a reinstalação nos locais onde antes ficavam os pontos P3b, P2c e P1d.

Figura 6. Reinstalação dos novos piezômetros em Flexeira Velha nas regiões marcadas com um “X”



Foi feita tradagem nos pontos especificados anteriormente (Figura 7), com diâmetro de 100 mm até uma profundidade de 5 metros ou pouco antes desta medida, até a textura do solo ficar encharcada (nível freático). Em seguida, após fixação do filtro com uma tela de 14 malhas por polegada linear.

Figura 7. Tradagem dos pontos para instalação dos piezômetros.



Alocou-se o tubo piezométrico de PVC dentro de um tubo de penetração no solo de metal para ajudar na instalação e impedir a quebra do material. As ponteiros dos piezômetros foram do tipo metal para garantir que não se desgastassem facilmente. Com o auxílio de um martelo específico (Figura 8), o tubo foi inserido no solo até a profundidade tradada.

Figura 8. Inserção do tubo de ferro com piezômetro no solo.



Após a completa descida do conjunto (Figura 9), o tubo de ferro de proteção foi retirado com ajuda de uma talha e andaimes. Os espaços em volta do piezômetro foram completados com o solo compactado, trado anteriormente.

Figura 9. Detalhe do piezômetro instalado.



A proteção dos novos poços foi confeccionada com concreto e tubos de acesso com proteção de metal, pintados com zarcão para evitar oxidação, vandalismo ou furto do equipamento (Figura 10). Foi obedecido o padrão já utilizado nos piezômetros do vale aluvial de Nossa Senhora do Rosário.

Figura 10. Proteção de concreto e tubo de acesso com tampa de ferro.



Os poços comunitários da localidade foram construídos pelo governo do Estado de Pernambuco para dar suporte às atividades de irrigação, possuem grande diâmetro (tipo amazonas) com ponteiros radiais (ALMEIDA *et al.*, 2004). Ao longo dos anos, outros poços foram construídos pela própria comunidade para aumentar a captação de água do aquífero a fim de incrementar a prática da irrigação.

Na região de Flexeira Velha existiam 9 piezômetros instalados em 2010, posteriormente depredados pela falta de monitoramento. Com a retomada dos estudos na região e a reinstalação de alguns piezômetros, passaram a 7 pontos, mais um poço tipo amazonas já existente na localidade. Como a série analisada foi do ano 2002 ao 2011 e os dados coletados na região de flexeira velha são escassos (apenas de 2011 e 2012), optou-se por não utilizá-los na estimativa da recarga.

3.3. ESTIMATIVA DA RECARGA

A avaliação da recarga seguiu duas metodologias: a de variação de nível d'água, utilizada pela extinta Companhia Integrada de Serviços Agropecuários (CISAGRO), hoje pertencente à Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural do Estado de Pernambuco (EMATER-PE). Este método foi adotado por Montenegro *et al.* (2003) e por Andrade (2010). A outra metodologia empregada foi a de Thornthwaite e Mather (1955) onde através do cálculo do balanço hídrico, é possível se estimar a recarga.

3.3.1. Aquisição de dados pluviométricos

Os dados meteorológicos utilizados no balanço hídrico são provenientes do Laboratório de Água e Solo da UFRPE (Figura 11) e da estação meteorológica do Instituto de Meteorologia - INMET (OMM 82892) situado no município de Pesqueira, local da área de estudo. Esta estação opera desde Março de 1961, fornecendo dados de temperatura, umidade do ar, ponto de orvalho, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, radiação solar e precipitação.

Figura 11. Estação climatológica localizada na Fazenda Nossa Senhora do Rosário. Fonte: Silva Junior (2010).



3.3.2. Metodologia de variação do nível d'água

Assim como utilizado por Montenegro *et al.* (2003), foram adotados dados mensais do nível dos piezômetros em conjunto com dados mensais de pluviometria da região. Assumiu-se o coeficiente de armazenamento S de 0,10 para a área, obtido com os testes de bombeamento na ocasião da construção dos poços (CISAGRO, 1991). Foram identificados os meses onde ocorre a recuperação geral da piezometria. Pode-se avaliar assim a recarga R (eq. 7) como:

$$R_{total} = \frac{\Delta h}{S} + R_{lateral} \quad (7)$$

Onde Δh representa a variação do nível do lençol entre dois meses consecutivos, em milímetros e S , o coeficiente de armazenamento do aquífero e $R_{lateral}$ a recarga lateral, derivadas dos morros da zona de influência ao norte e Sul da área em estudo, como

parte indispensável da contribuição da recarga total. Esta estimativa foi adotada com êxito por Monteiro (2003), onde assumiu-se que a recarga lateral introduz-se no aquífero ao longo da interface entre o embasamento aflorante e o vale. O critério de calibragem assumiu que 10% da área total das bacias laterais serve de volume de recarga ao aquífero, conforme sugerido por Guiguer (2001)

3.3.3. Metodologia de Thornthwaite e Mather

Este método determina o regime hídrico de um local sem necessidade de medidas diretas das condições do solo. Na sua elaboração foi necessário definir o armazenamento máximo do solo (CAD – Capacidade de Água Disponível) e de se ter a medida da chuva total, e também a estimativa da evapotranspiração potencial em cada período. De posse destas informações, o balanço hídrico climático permite deduzir a evapotranspiração real, a deficiência ou excedente hídrico e o total de água retida no solo.

Estima-se a recarga direta através do cálculo das entradas e saídas de água na bacia hidrográfica ao longo do tempo no perfil do solo. O balanço hídrico é definido na Eq. 8 como:

$$P + ESC = ETR + ARM + R \quad (8)$$

Sendo:

P - precipitação (mm);

ESC - fluxos superficiais para dentro da área de estudo (mm);

ETR - evapotranspiração real (mm);

ARM - variação no armazenamento de água na zona não-saturada (mm);

R - recarga (mm).

O método de Thornthwaite & Mather (1955) foi calculado conforme Pereira (2005). Para uma sequência de “n” meses com estiagem após a estação chuvosa, o armazenamento (ARM_n) ao longo desses meses é calculado pela Eq. 9 na forma condensada, ou seja:

$$ARM_n = CAD \times \exp\left(\frac{Neg\ acum}{CAD}\right) = CAD \times \exp\left(\frac{\Sigma(P - ETP)_n}{CAD}\right) \quad (9)$$

Sendo:

ARM_n - armazenamento no mês “n”

CAD - armazenamento máximo no solo. Segundo Thorntwaite & Mather (1955), CAD varia de 25mm a 400mm.

P - precipitação média mensal no mês “n”(mm)

ETP - evapotranspiração de referência no mês “n” calculado por Penman-Monteith da FAO (mm)

Neg. acum - somatório anual dos negativos acumulados até o mês “n”.

No caso de meses com P-ETP < 0 utiliza-se a Eq 10:

$$ARM_n = ARM_{n-1} \times \exp\left(\frac{(P - ETP)_n}{CAD}\right) \quad (10)$$

Havendo um ou mais meses com P-ETP > 0, mas com valores insuficientes para elevar o ARM até o valor do CAD, segue-se a rotina normal com a Eq. 11:

$$ARM_n = ARM_{n-1} + (P - ETP)_n \quad (11)$$

É necessário escolher um mês no fim das secas e antes do início do período chuvoso. Inicialmente utiliza-se a Eq. 12:

$$ARM = \frac{M}{1 - \exp\left(\frac{N}{CAD}\right)} \quad (12)$$

Sendo

ARM - armazenamento no mês

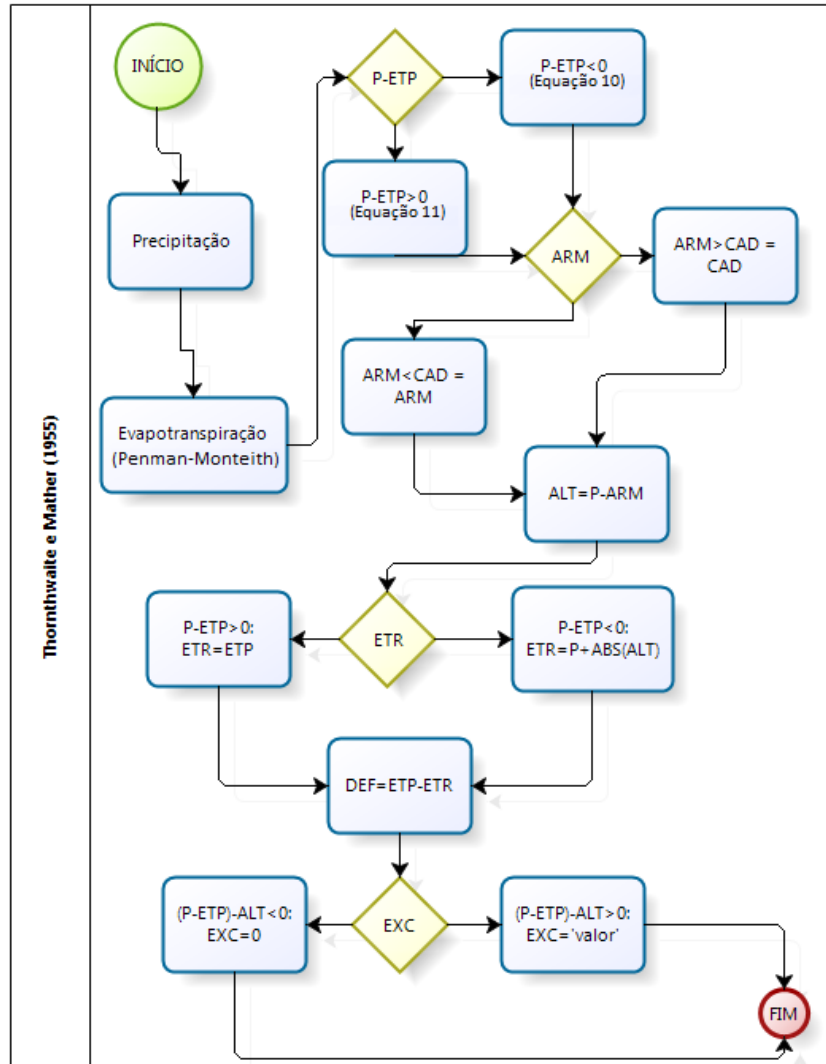
M - somatório de (P-ETP) positivos em mm

N - somatório de (P-ETP) negativos em mm

Se o valor for maior que o CAD, deve-se considerar o próprio valor do CAD no armazenamento do mês. Blackburn *et al.* (2002) encontraram o valor da variação de armazenamento de água no solo da ordem de 110mm na Fazenda Nossa Senhora do

Rosário. A Figura 12 mostra o fluxograma com os procedimentos para cálculo dos valores de armazenamento, evapotranspiração real, déficit e excedente hídrico em milímetros.

Figura 12. Fluxograma com o método de Thornthwaite e Mather (1955)



Para a evapotranspiração de referência, foi utilizado o método de Penman-Monteith da FAO (Eq. 13), através de dados climatológicos registrados na estação total da fazenda Nossa Senhora do Rosário (Fontes Junior, 2012):

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta \cdot \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (13)$$

Onde:

ET_o = evapotranspiração de referência ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$);

R_n = radiação útil na superfície da cobertura vegetal ($\text{MJ} (\text{m}^2 \text{d}^{-1})^{-1}$)

G = densidade do fluxo de calor no solo ($\text{MJ (m}^2\text{d}^{-1})^{-1}$)

T = temperatura diária média a 2m de altitude ($^{\circ}\text{C}$)

u_2 = velocidade do vento a 2m de altitude (m.s^{-1})

e_s = pressão de vapor de saturação (kPa)

e_a = pressão de vapor (kPa)

$e_s - e_a$ = déficit da pressão do vapor de saturação (kPa)

Δ = tangente da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

O escoamento superficial (Eq. 14) é estimado aplicando-se o coeficiente de escoamento superficial (C') (Eq. 15) à precipitação mensal (MALDANER, 2010):

$$ESC = C' \cdot P \quad (14)$$

Onde

$$C' = \alpha \cdot C \quad (15)$$

C é o coeficiente que determina o volume de precipitação que escorrerá em superfície, em função do tipo do solo. O α é determinado em função da declividade e da estação do ano, seca ou úmida, mostrado no anexo 1

Andrade (2010) cita que a topografia do vale é uniforme com declividade em torno de 0,3% e segundo Costa Netto (2008), os tipos de solo dentro do vale são predominantemente arenosos, podendo-se adotar o coeficiente α com valor de 0,17 na estação seca e 0,34 na estação úmida, além do coeficiente do volume de precipitação C ser igual a 0,30. Santos (2010) enfatiza a má distribuição das chuvas na região, assim como acontece na região semiárida do nordeste, que apresenta o período de estiagem de Setembro a Fevereiro e o chuvoso de Março a Agosto.

A recarga fica então definida pela seguinte equação:

$$R = P + ESC - ETR - ARM \quad (20)$$

Os valores negativos da recarga podem ser interpretados como “saída” de água, ou ainda a retirada de água do balanço hídrico, através de escoamento e evapotranspiração. É importante salientar que o método de Thornthwaite e Mather (1955) não leva em consideração o fluxo de recarga subterrâneo lateral, proveniente das regiões que circunscrevem o vale aluvial. Este valor calculado é apenas uma parte da recarga total, que incide diretamente com a precipitação.

3.3.4. Estimativa da Recarga Lateral

Para a recarga lateral, foi adotada a recarga adicional apresentada na Tabela 3, derivadas dos morros da zona de influência ao Norte e Sul da área em estudo, como parte indispensável da contribuição da recarga total. Esta estimativa foi adotada com êxito por Monteiro (2003), onde assumiu-se que a recarga lateral introduz-se no aquífero ao longo da interface entre o embasamento aflorante e o vale. O critério de calibragem assumiu que 10% da área total das bacias laterais serve de volume de recarga ao aquífero, conforme sugerido por Guiguer (2001) (Figura 13).

Tabela 3. Estimativa para recarga adicional aplicada ao aquífero nos limites norte e sul.

	Km ²	Nº células	Esp cel	esp cel	área faixa	10% área total
Norte	49.79*	72	50	50	180000	4979000
Sul	13.7**	64	50	50	160000	1370000

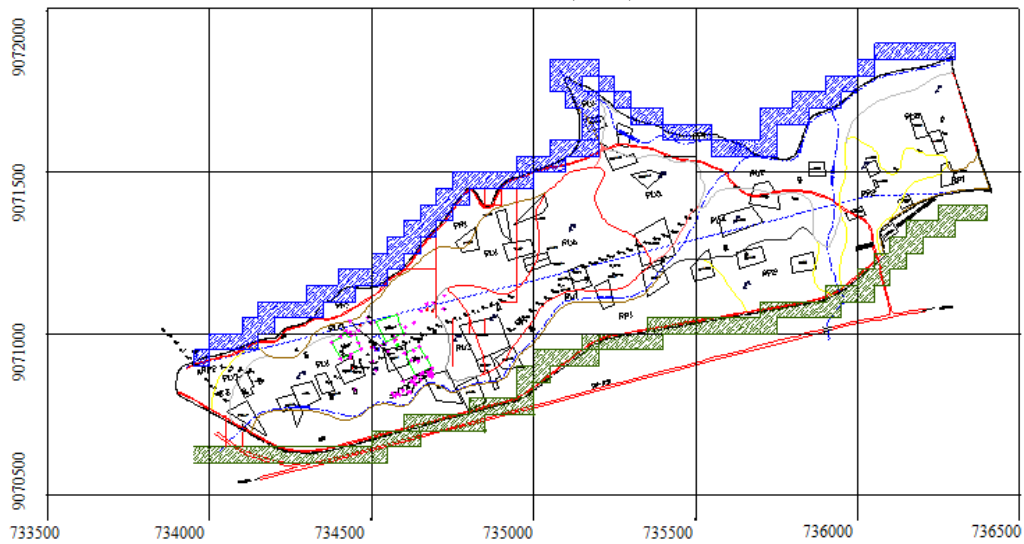
Esp. Cel – espaçamento da célula

*área da bacia do Ipanema (Norte)

**área da bacia do Jatobá (Sul)

Os 10% da recarga das áreas das bacias Ipanema e Jatobá (Figura 13) estão apresentados pelas células azul e verde respectivamente.

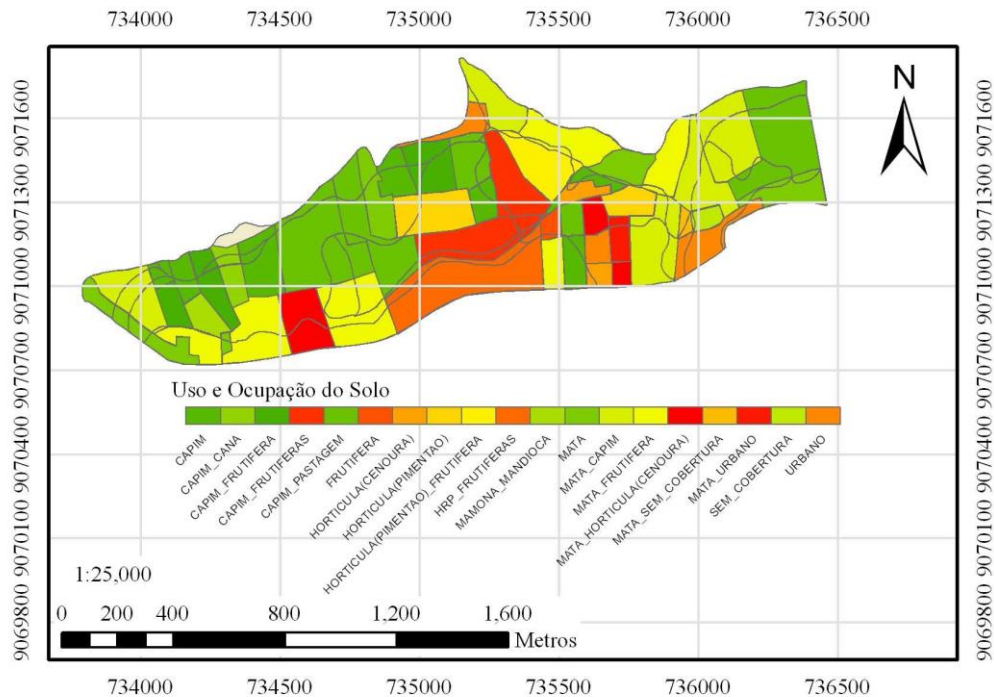
Figura 13. Mapa do vale de N^a Senhora do Rosário e faixas de recarga lateral Norte (azul) e Sul (verde).
Fonte: Monteiro (2003)



3.3.5. Uso e Ocupação do solo

Fontes Junior (2012) realizou levantamento do uso e ocupação do solo no Vale Nossa Senhora do Rosário através de visitas em loco e delimitou o domínio (Figura 14) através de imagem de satélite do software Google Earth © (Google, 2012) em 10 de Fevereiro de 2012.

Figura 14. Mapa de uso e ocupação do solo do Vale Aluvial. Fonte: Fontes Júnior (2012)



A Tabela 4 apresenta os intervalos de valores de CAD e respectivos valores médios para cada tipo de vegetação existente no vale aluvial. Estes valores foram obtidos por Pereira; Angelocci; Sentelhas (2002), que indicam valores entre 25 e 50 mm para hortaliças,

entre 75 e 100 mm para culturas anuais, entre 100 e 125 mm para culturas perenes e entre 150 e 300 mm para espécies florestais.

Tabela 4 Tipos de uso e ocupação para o Vale Aluvial. Adaptado de Fontes Júnior (2012)

Nome	Código	Descrição	CAD	CAD médio
Mata	MT	Mata arbustiva caatinga	25-50	37,5
Mata/Capim	MT_CM	Mata arbustiva de capim	25-50	37,5
Capim	CM	Área com capim	25-50	37,5
Mata/hortícula (cenoura)	MT_HRC	Área de mata com hortaliça	25-50	37,5
Capim/Pastagem	CM_PS	Área com capim e pastagem	25-50	37,5
Hortícula (pimentão)	HRP	Área de cultivo de pimentão	25-50	37,5
Urbano	UR	Vila dos agricultores	25-50	37,5
Cenoura	HRC	Cultivo de cenoura	25-50	37,5
Mata/Urbano	MT_UR	Área de mata próxima à vila	25-100	62,5
Pimentão/Frutífera	HRP_FR	Cultivo de pimentão com árvores	25-125	75
Mata/Frutífera	MT_FR	Mata arbustiva com árvores	25-125	75
Capim/Frutífera	CM_FR	Área com capim e frutíferas	25-125	75
Capim/Cana	CM_CA	Área com capim e cana de açúcar	25-125	75
Mamona/Mandioca	MA_T	Plantações de mamona/mandioca	75-100	87,5
Sem cobertura	SC	Solo sem cobertura	110	110
Frutífera	FR	Árvores frutíferas	100-125	112,5

4. RESULTADO E DISCUSSÕES

4.1. PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA

A partir dos dados meteorológicos da bacia do Rio Ipanema obtidos na UFRPE e INMET, foram calculadas as médias anuais da precipitação e evapotranspiração potencial para o período de Janeiro de 2002 a Dezembro de 2011 como mostram as Figuras 15 e 16. As temperaturas médias mensais neste período tiveram variação de 21°C (mínima) em 25 de Agosto de 2006 e 38,8°C (máxima) em 6 de Janeiro de 2003.

Figura 15. Precipitação total anual (mm) e temperatura média anual do período de 2002 à 2011.

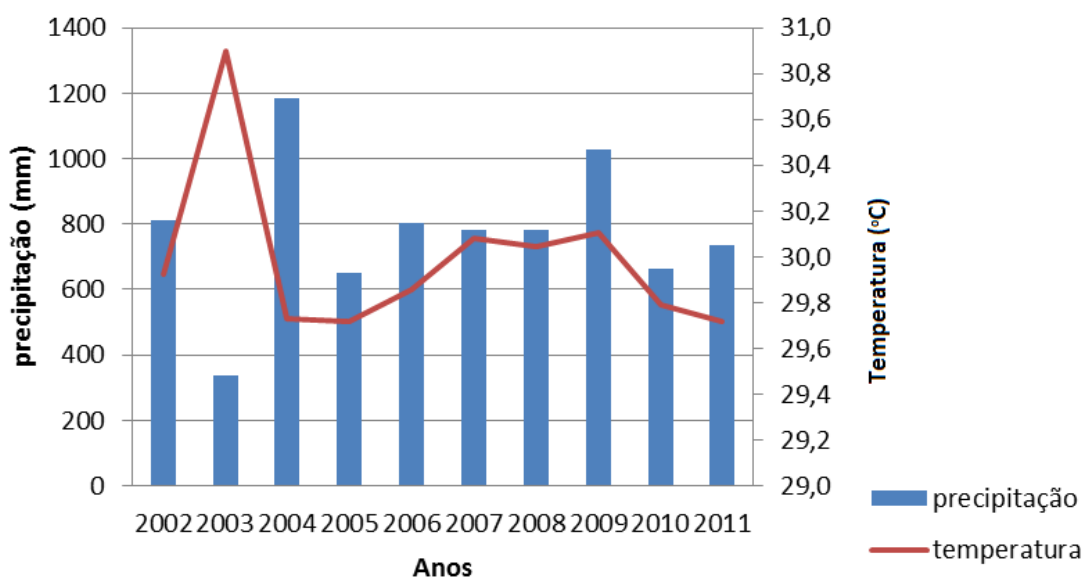
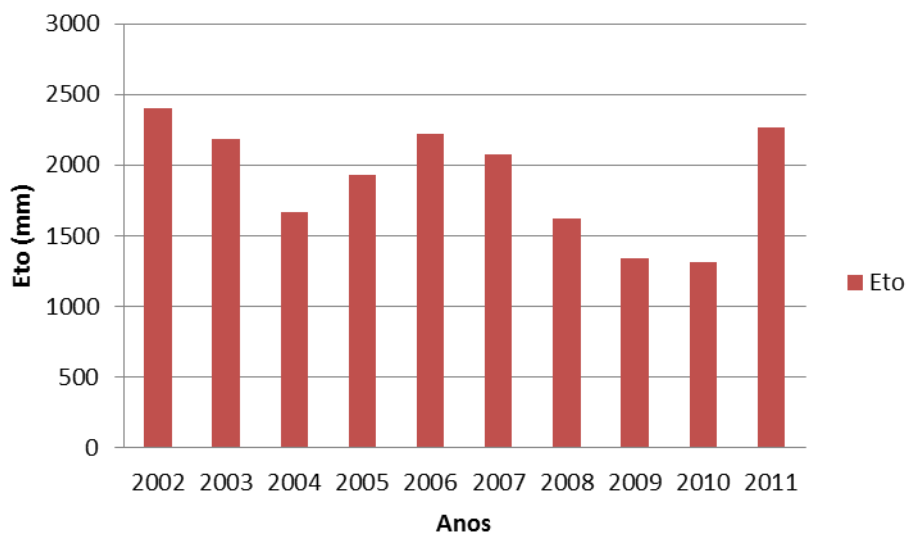


Figura 16. Evapotranspiração potencial total anual do período de 2002 à 2011.



Durante o ano, o local de estudo é classificado, como citado por Santos *et al.* (2008), em que o período de estiagem vai de Setembro a Fevereiro e o período chuvoso vai de Março a Agosto. Essa divisão se justifica pela concentração dos eventos de chuva neste período do ano, como se pode observar na Tabela 5. No período observado, foi registrada uma precipitação total média de 800 mm por ano.

Tabela 5. Precipitação mensal (mm) no período de 2002 a 2011.

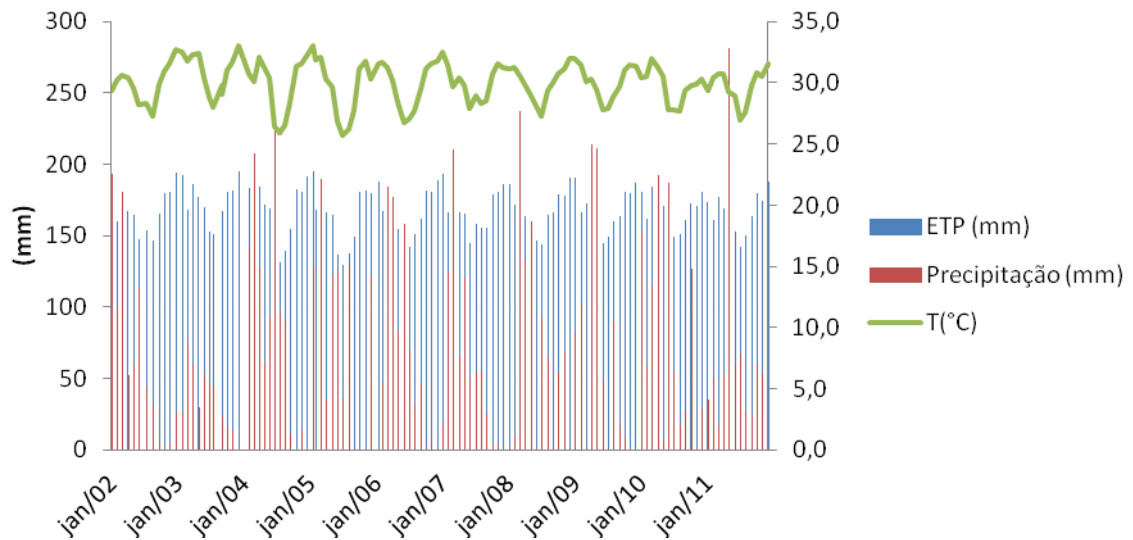
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Média
JAN	193,5	26,5	141,0	127,5	0,0	19,5	1,9	81,8	153,6	35,3	78,1
FEV	101,0	75,5	208,0	0,0	47,0	125,5	9,6	102,9	58,4	50,5	77,8
MAR	181,0	59,5	128,0	189,7	184,0	210,0	237,6	0,0	115,5	17,5	132,3
ABR	52,0	30,0	61,5	34,9	177,5	66,0	133,6	213,9	192,8	52,5	101,5
MAI	59,5	52,5	92,5	122,8	82,5	120,5	159,8	211,6	5,8	281,5	118,9
JUN	114,5	46,0	232,0	124,8	158,5	51,0	0,0	47,8	187,0	59,0	102,1
JUL	44,0	45,0	95,5	35,8	69,5	55,5	92,4	0,0	54,8	67,0	56,0
AGO	31,0	4,5	90,0	130,0	32,0	55,5	63,8	89,0	17,3	27,0	54,0
SET	6,0	23,5	11,0	0,0	47,0	25,6	1,6	17,9	26,0	24,0	18,3
OUT	0,0	16,5	0,0	0,0	0,0	4,3	54,5	9,6	126,6	59,5	27,1
NOV	4,0	14,0	14,0	0,0	6,0	3,6	68,5	0,0	0,2	53,0	16,3
DEZ	26,5	0,0	0,0	122,0	0,0	0,0	0,0	0,0	28,9	0,0	17,7
TOTAL	813,0	393,5	1073,5	887,5	804,0	737,0	823,3	774,5	966,9	726,8	
MÉDIA	67,8	32,8	89,5	74,0	67,0	61,4	68,6	64,5	80,6	60,6	

Em 2003 houve a menor precipitação anual do período, com 393,5 mm e a maior temperatura média, de aproximadamente 31°C. Por outro lado, no ano seguinte foi observada a maior precipitação registrada, com 1073,5 mm. A evapotranspiração potencial tem boa correlação com a temperatura média anual como esperado, além de ser maior nos anos de baixa pluviometria e menor nos anos de alta pluviometria.

4.2. BALANÇO HÍDRICO PELO MÉTODO DE THORNTHWAITE E MATHER

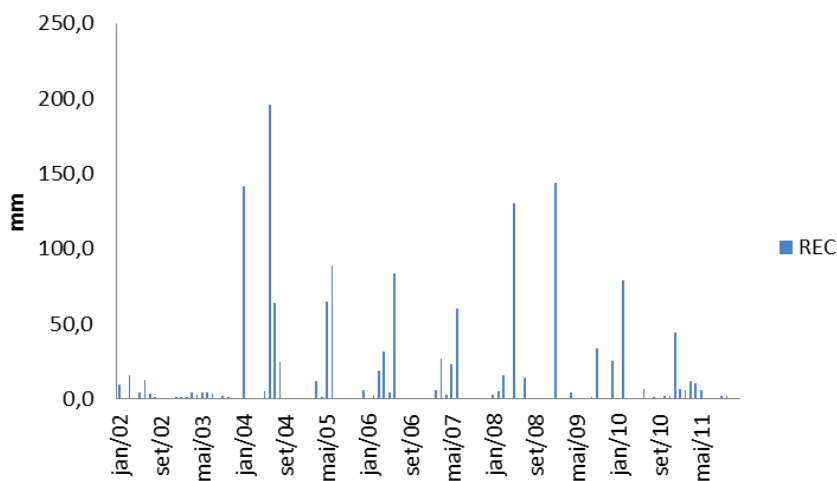
A evapotranspiração potencial (ETP) foi calculada utilizando-se o método de Penman-Monteith. A Figura 17 apresenta a variação da ETP, precipitação e temperatura para todo o período estudado. Pode-se observar no decorrer dos 10 anos em estudo que a variação da evapotranspiração responde diretamente a variação da temperatura e que a precipitação é maior nos períodos de decréscimo de temperatura.

Figura 17. Variação da precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETP) e temperatura (T) a partir de dados da estação meteorológica do INMET e UFRPE.



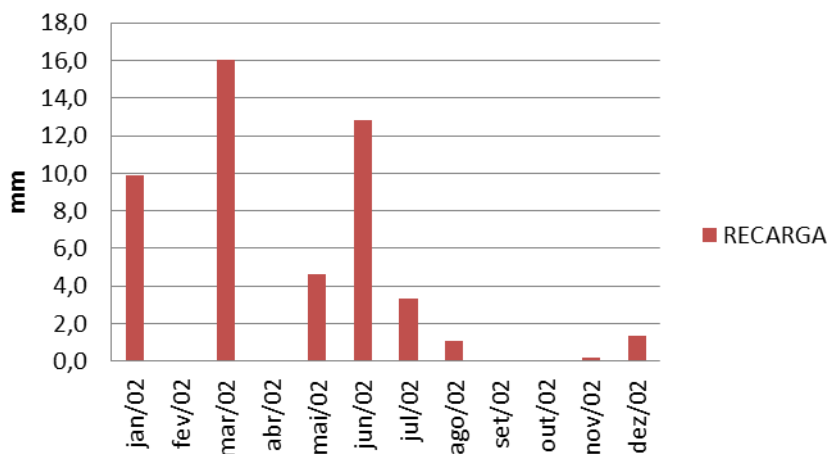
De acordo com o balanço hídrico, pelo método de Thornthwaite & Mather (1955), o total precipitado no período estudado serviu para diminuir o déficit hídrico e a perda d'água, promovendo a recarga principalmente no período chuvoso local, como esperado. Foram necessários eventos chuvosos em que o acumulado mensal atingisse 100 mm. Este valor foi observado como a quantidade mínima de precipitação para que houvesse acréscimo no armazenamento de água no solo capaz de promover uma recarga efetiva no aluvião. Este valor foi o mesmo encontrado por Andrade (2010) (Figura 18).

Figura 18. Recarga do lençol freático entre 2002 e 2011 (Thornthwaite & Mather)



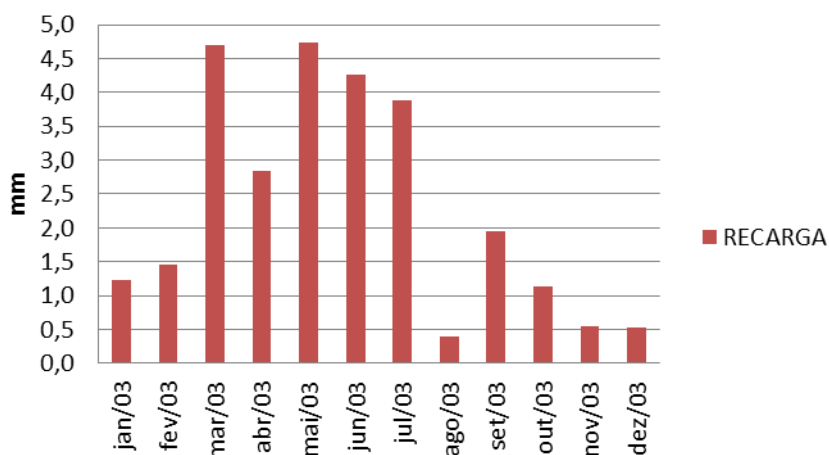
O ano de 2002 registrou um pequeno excedente hídrico de 1,15 mm no mês de junho (período chuvoso). A recarga aconteceu durante o período chuvoso e seco inicial, decrescendo durante o período seco final (Figura 19).

Figura 19. Variação da Recarga ao longo do ano 2002 por Thornthwaite & Mather.



No período seco final de 2002, a pluviometria também diminuiu, chegando ao ano de 2003, onde ocorreu um ano atípico seco. Observou-se que toda precipitação deste ano foi praticamente perdida por evapotranspiração e a recarga total foi de apenas 27,7mm. Esse foi o ano com o maior registro de déficit hídrico e perda de água da região de Nossa Senhora do Rosário (Figura 20).

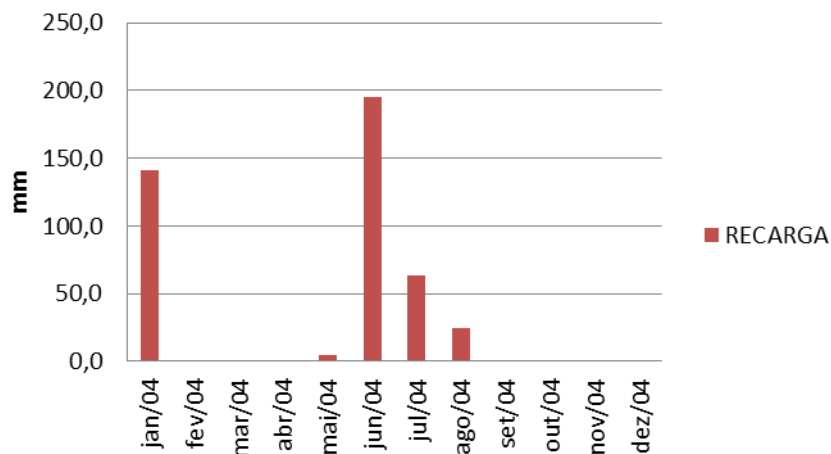
Figura 20. Variação da Recarga ao longo do ano 2003 por Thornthwaite & Mather.



O ano de 2004 teve uma considerável recuperação no armazenamento de água no solo nos meses de janeiro e junho, quando atingiu valores muito acima da capacidade de água disponível calculada por Blackburn et al. (2002). Isto acarretou na diminuição no

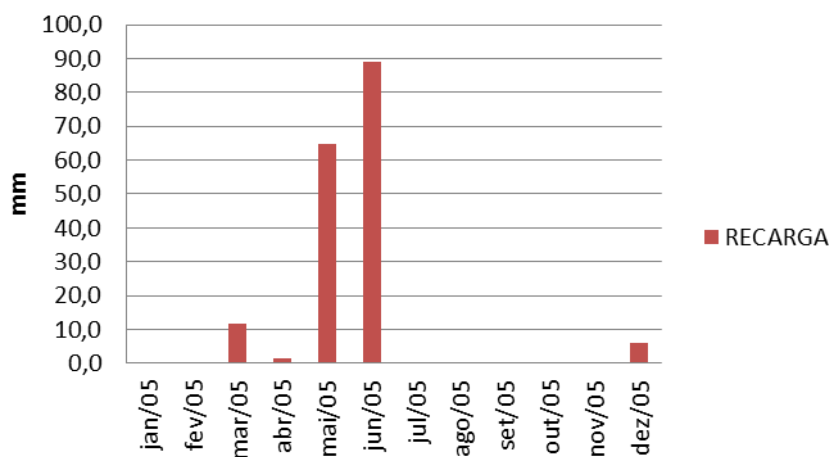
déficit hídrico deste ano, resultando na recarga do lençol freático no início do período seco inicial e da metade pro fim do período chuvoso. (Figura 21).

Figura 21. Variação da Recarga ao longo do ano 2004 por Thornthwaite & Mather.



No ano 2005, houve eventos de recarga apenas no período chuvoso, entre os meses de março e junho (Figura 22).

Figura 22. Variação da Recarga ao longo do ano 2005 por Thornthwaite & Mather.



Em 2006, assim com o ano anterior, houveram acréscimos no armazenamento de água no solo no período de maior precipitação (Figura 23). O ano 2007 apresentou um comportamento de recuperação do lençol freático diferente, pois ocorreu desde o período seco inicial, em janeiro, até o mês de junho (Figura 24). Mesmo comportamento se deu no ano 2008, que concentrou a recarga até o mês de julho (Figura 25).

Figura 23. Variação da Recarga ao longo do ano 2006 por Thornthwaite & Mather.

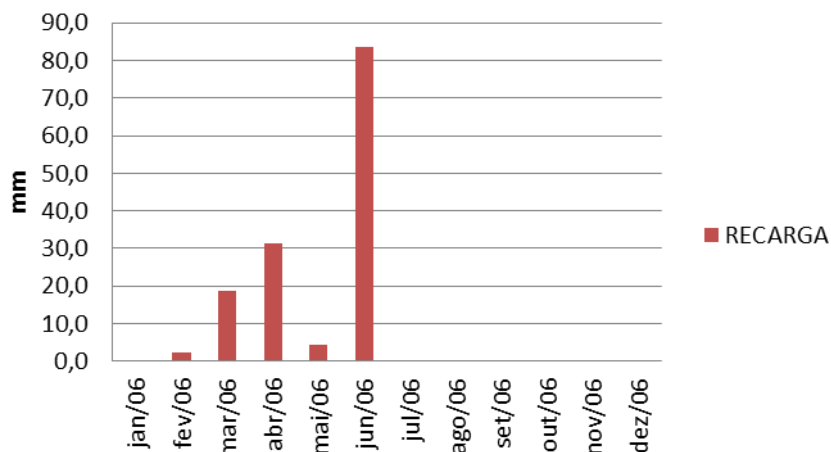


Figura 24. Variação da Recarga ao longo do ano 2007 por Thornthwaite & Mather.

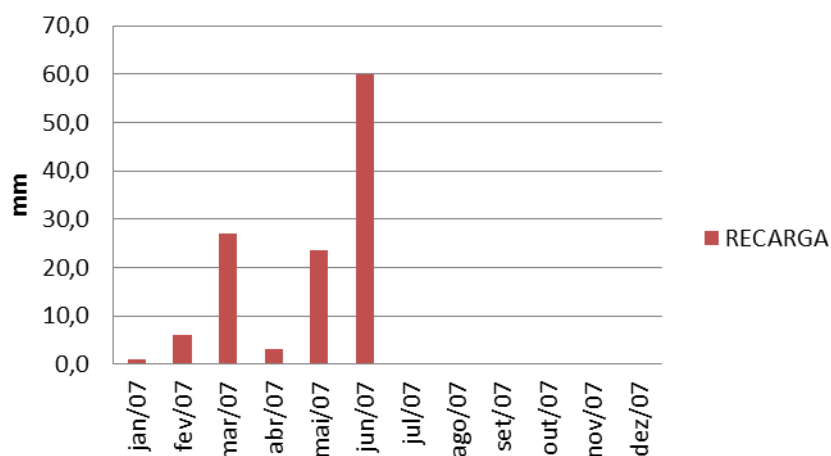
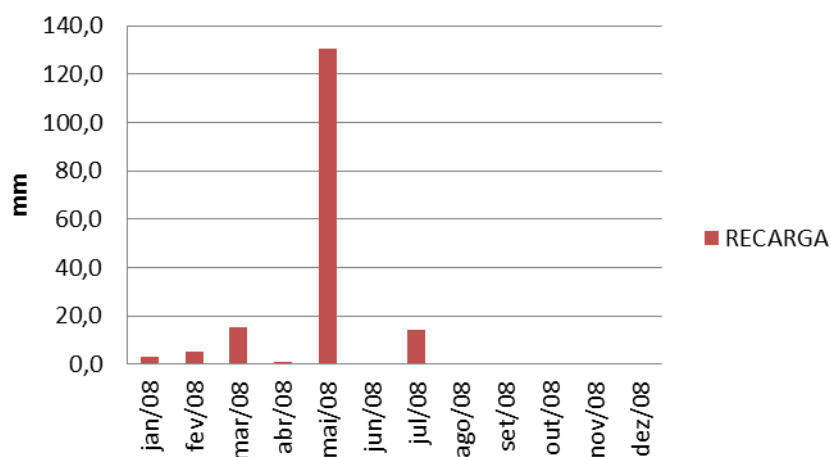


Figura 25. Variação da Recarga ao longo do ano 2008 por Thornthwaite & Mather.



Em 2009, o valor do armazenamento foi um dos maiores do período em estudo (Figura 26), embora os eventos de recarga tenham se concentrado no período seco inicial. Em 2010, a recuperação do armazenamento também se apresentou em sua maior

parte, fora do período chuvoso e se estendeu até dezembro (Figura 27). Em 2011, acompanhando a tendência do ano anterior, registrou eventos de recarga desde o início até maio. Outros acréscimos aconteceram durante o período seco final, de menor amplitude (Figura 28). Foi observado no período estudado, que houve uma tendência à recarga do lençol durante o período chuvoso, como esperado.

Figura 26. Variação da Recarga ao longo do ano 2009 por Thornthwaite & Mather.

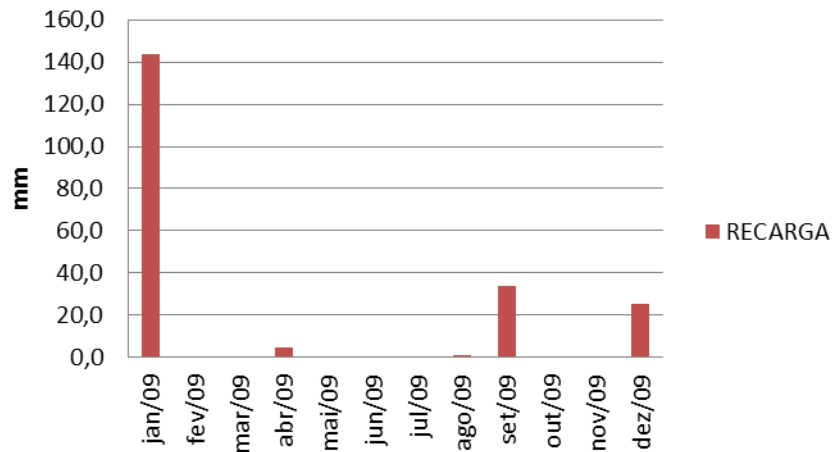


Figura 27. Variação da Recarga ao longo do ano 2010 por Thornthwaite & Mather.

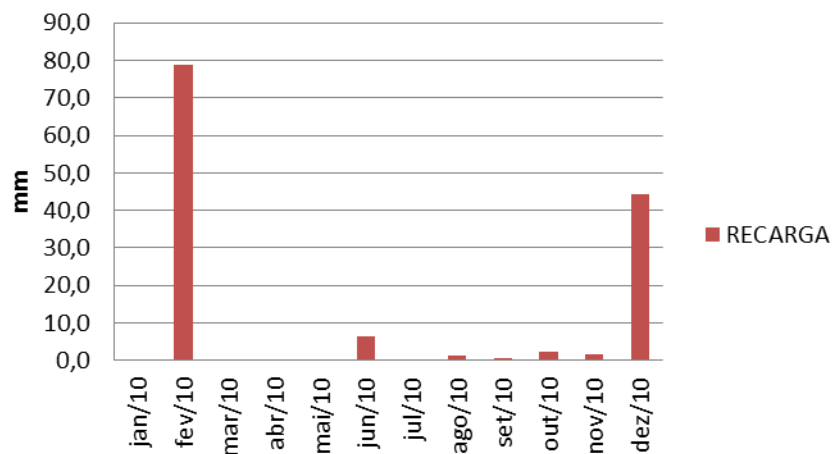
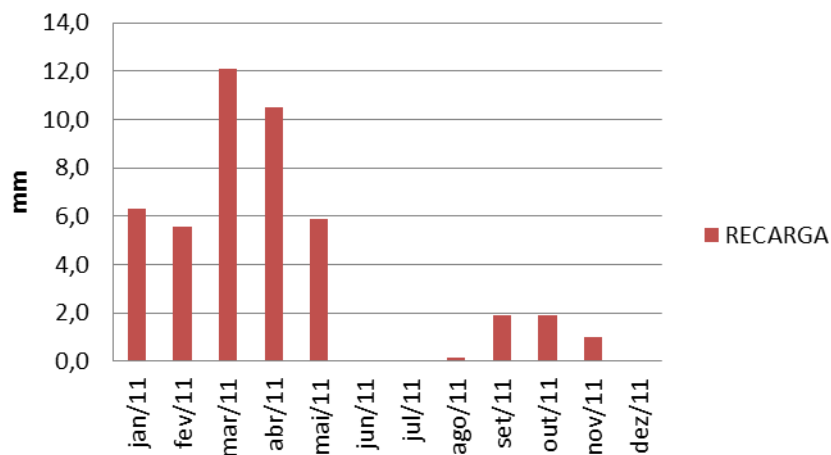


Figura 28. Variação da Recarga ao longo do ano 2011 por Thornthwaite & Mather.



O escoamento superficial, neste método, acompanhou os eventos chuvosos, sendo diretamente proporcional à quantidade precipitada. Por isso, também em Maio de 2011, foi registrado o maior evento de escoamento. Não foram observados eventos de recarga no lençol freático da Fazenda Nossa Senhora do Rosário. De acordo com o balanço hídrico, pelo método de Thornthwaite e Mather (1955), o total precipitado no período estudado serviu para diminuir o déficit hídrico e a perda d'água, promovendo a recarga principalmente no período chuvoso local, como esperado. Foi necessário eventos chuvosos em que a média mensal atingisse 100 mm. Este valor foi observado como a quantidade mínima de precipitação para que houvesse acréscimo no armazenamento de água no solo capaz de promover uma recarga efetiva no aluvião. Este valor foi o mesmo encontrado por Andrade (2010).

Apesar de calculado o valor de CAD por Blackburn *et al.* (2002), Pereira *et al.* (2002) afirmam valores de CAD a serem adotados independente do tipo de solo, com base apenas na cultura: CAD entre 25 e 50 mm para hortaliças, entre 75 e 100 mm para culturas anuais, entre 100 e 125 mm para culturas perenes e entre 150 e 300 mm para espécies florestais. Isto justifica ainda mais o valor de 110 mm utilizado neste estudo, por ser uma área de variadas culturas, de hortaliças a culturas perenes, onde a média ponderada para o CAD no local fica próximo de 100mm.

Métodos mais eficazes, como o Water Table Fluctuation - WTF, utilizado por Coelho (2011) na estimativa da recarga direta do aquífero do rio Gramame - PB, não puderam ser aplicados na área em estudo. Haveria necessidade de se obter dados diários da variação do nível freático, através de um levellogger, processo dificultado pelo baixo

nível d'água nos piezômetros nos anos 2011 e 2012 e falta de segurança para instalação do equipamento em campo.

Maldaner (2010) também utilizou o método de Thornthwaite & Mather (1955) e como esperado, nos meses com grande volumes de chuvas, a recarga potencial foi maior, exatamente como na região da Fazenda Nossa Senhora do Rosário, mesmo com as configurações dos parâmetros locais e precipitação relativamente inferior à região de Jales e Urânia - SP.

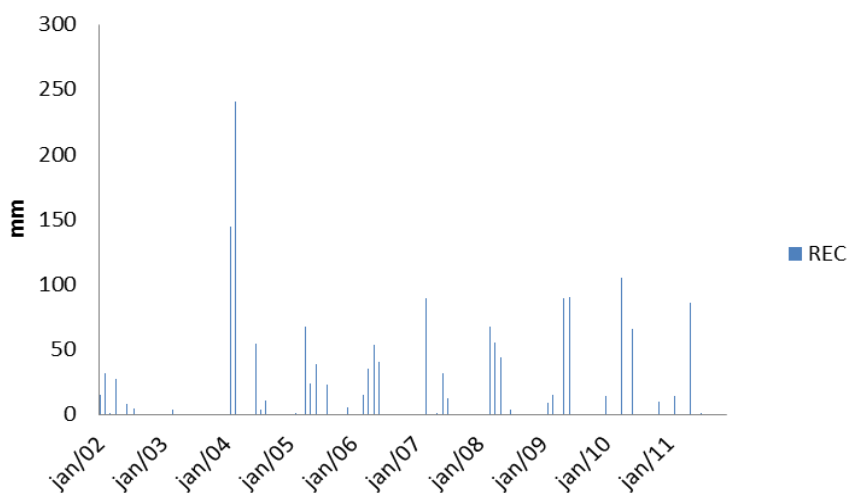
No município de Groaíras – CE, Monteiro et al. (2011) mostram que no local, há deficiência hídrica em 11 dos 12 meses do ano de acordo com esta mesma metodologia, mesmo havendo grande concentração de precipitação nos quatro primeiros meses do ano. As elevadas temperaturas provocam um aumento nas taxas evaporativas, fazendo que o consumo de água pelas plantas seja maior que o disponível no solo. O mesmo se observa em Petrolina – PE, onde Moura et al. (2007) indicaram, através de Thornthwaite & Mather (1955), que a cidade apresentou deficiência hídrica em todos os meses do ano, inclusive no período chuvoso.

Camargo e Camargo (2000) afirmam que Thornthwaite funciona adequadamente em regiões de clima úmido, independente da latitude e altitude. O método apresentou resultados satisfatórios em regiões como Norte do Canadá, Estado de Nova Jersey (EUA), São Paulo (Brasil) e Ilha Trindade (Caribe). Em climas úmidos estes resultados são satisfatórios, diferente de locais em condições de aridez, onde acontece uma subestimação do resultado e em locais de superumidade tipoclimática, onde acontece superestimativa. Para uma melhor compreensão do comportamento dinâmico do balanço hídrico, seria necessário realizar uma série de cálculos, como Peruchi (2009) que estimou a evapotranspiração potencial pelos métodos do Tanque Classe A, Thornthwaite e Penman Monteith FAO 56, Thornthwaite e lisimetria. A utilização de vários modelos de estimativa permitiu fazer um comparativo entre os resultados, para obtenção de um valor mais aproximado da realidade da região estudada.

4.3. MÉTODO DE VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA

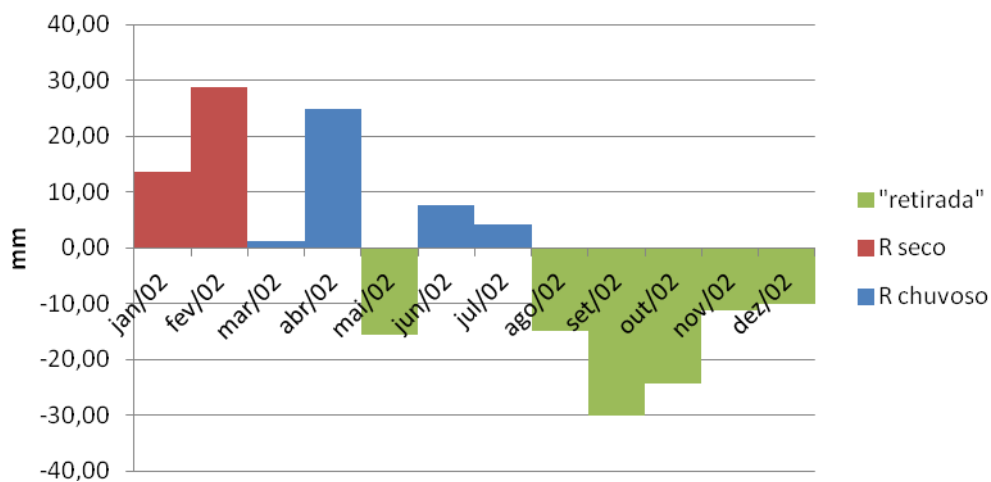
Segundo a metodologia de variação do nível d'água, foram obtidos valores de recarga, relacionadas com o período chuvoso e período seco principalmente, sendo raro aparecimento de recarga durante o período seco final (Figura 29)

Figura 29. Recarga do lençol freático entre 2002 e 2011 (variação do nível d'água).



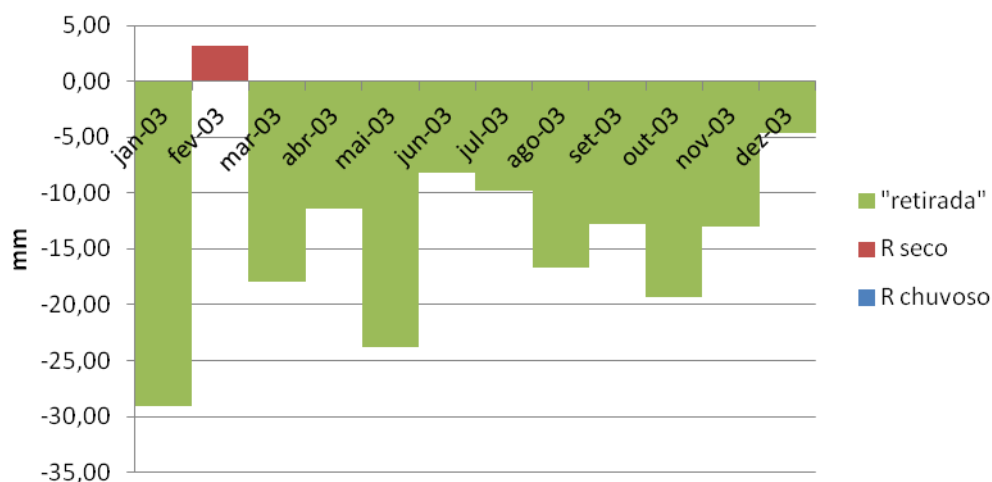
Neste método, o ano 2002 registrou eventos de recarga no período seco inicial e durante praticamente todo período chuvoso (Figura 30).

Figura 30. Variação da Recarga ao longo do ano 2002 pela variação do nível d'água.



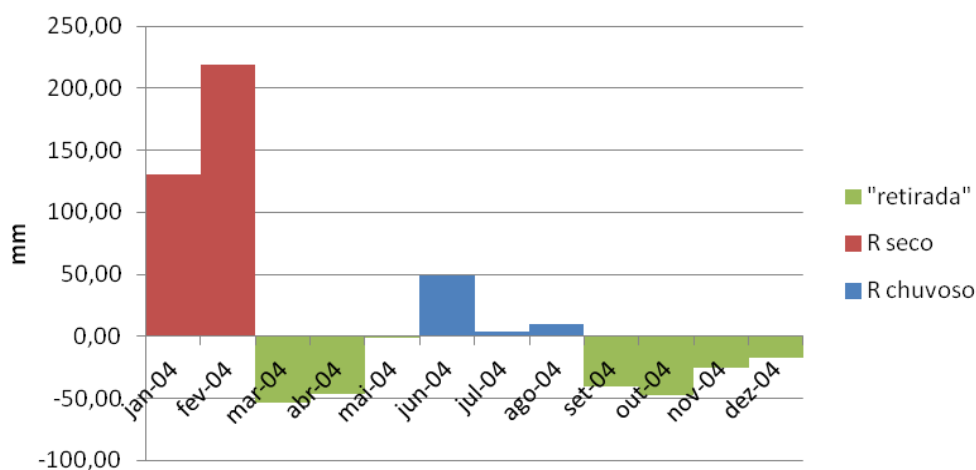
No ano 2003, ano atípico seco observado também no método de Thornthwaite e Mather (1955), teve um único evento de recarga no mês de fevereiro, sendo todo o resto do período de saída de água do lençol freático (Figura 31).

Figura 31. Variação da Recarga ao longo do ano 2003 pela variação do nível d'água.



Em 2004, houve a maior recarga do lençol (27,47% do total) (Figura 32).

Figura 32. Variação da Recarga ao longo do ano 2004 pela variação do nível d'água.



A partir de 2005, observa-se uma tendência dos eventos de recarga acontecerem principalmente no período chuvoso (Figura 33). Este fato ocorreu também em 2006 (Figura 34), 2007 (Figura 35) e no o ano 2008 (Figura 36), representando 40% do da recarga no período em análise.

Figura 33. Variação da Recarga ao longo do ano 2005 pela variação do nível d'água.

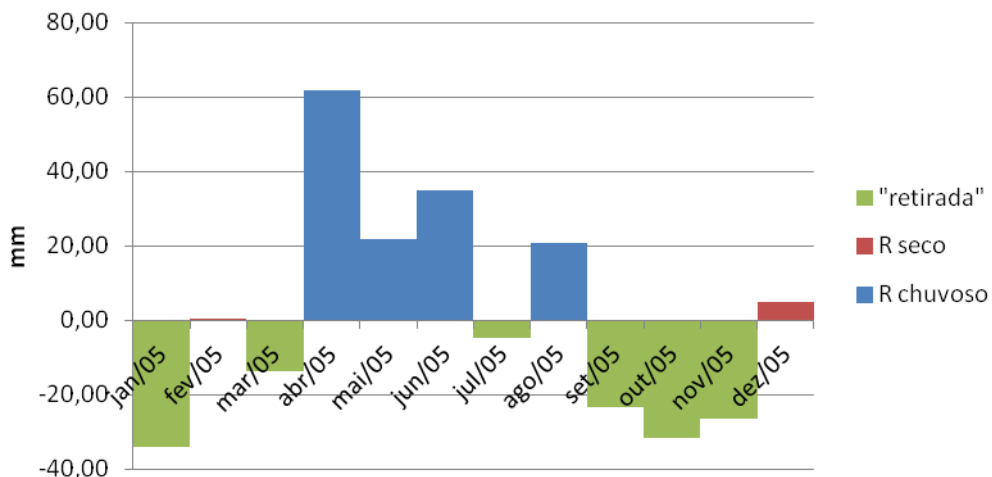


Figura 34. Variação da Recarga ao longo do ano 2006 pela variação do nível d'água.

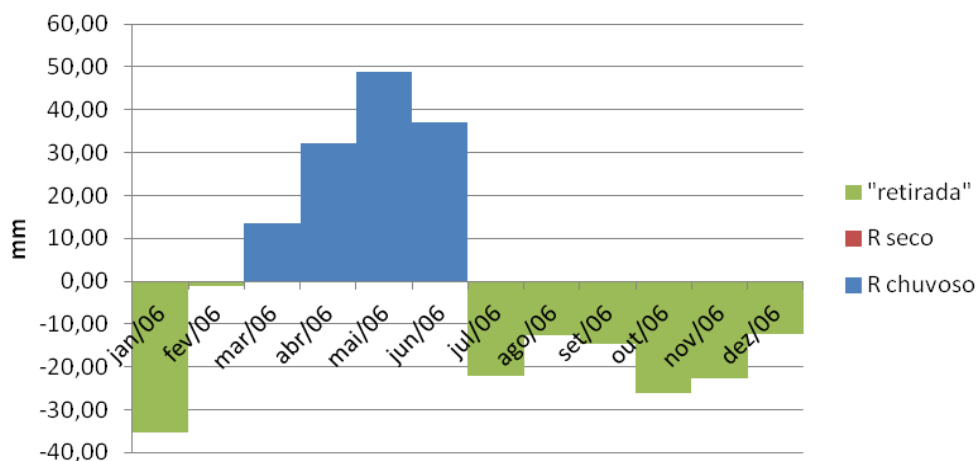


Figura 35. Variação da Recarga ao longo do ano 2007 pela variação do nível d'água.

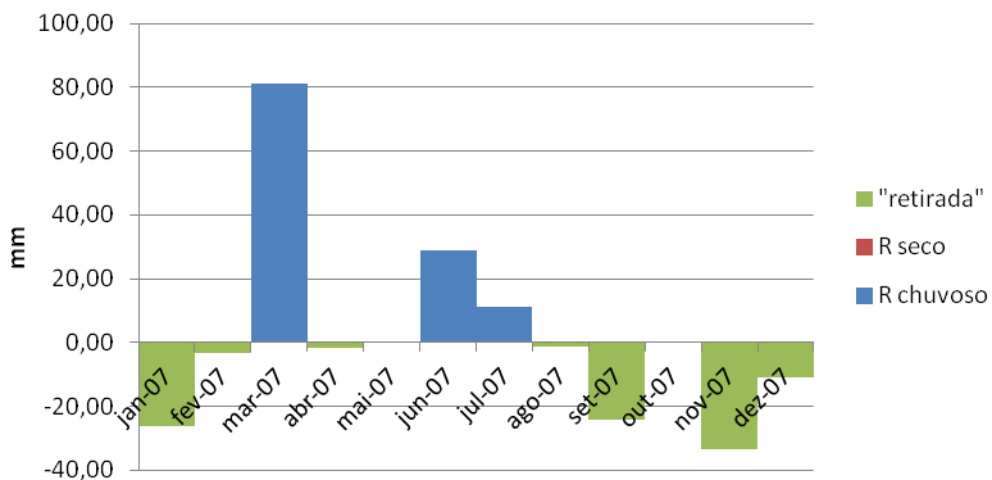
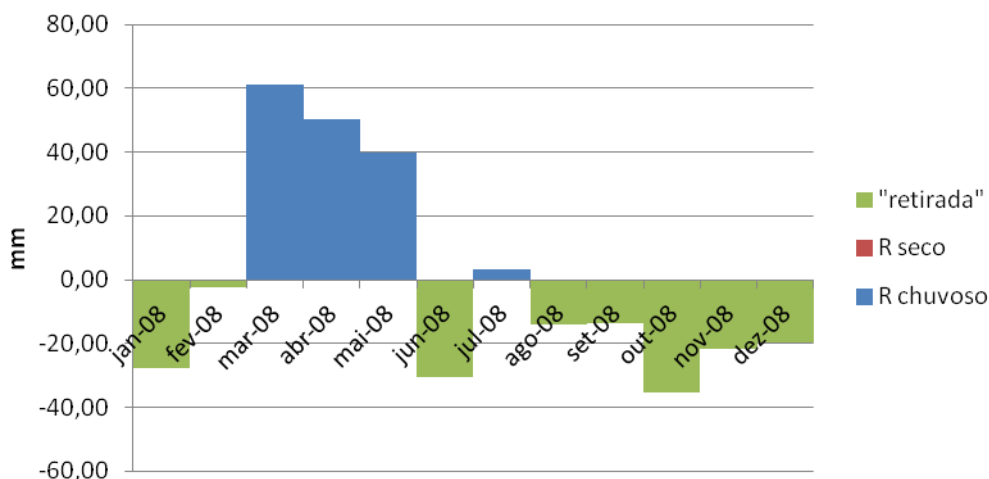
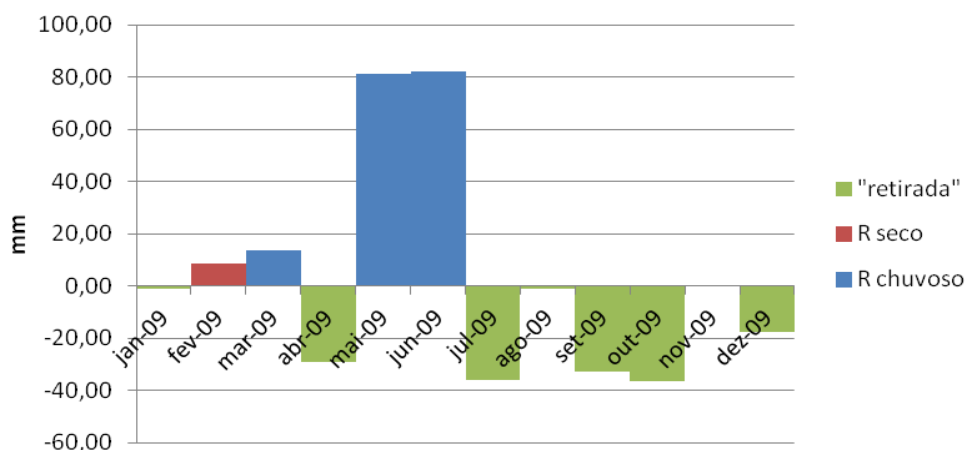


Figura 36. Variação da Recarga ao longo do ano 2008 pela variação do nível d'água.



2009 foi o ano com maior recarga desde o ano 2004 (Figura 37), com 12,35% do total.

Figura 37. Variação da Recarga ao longo do ano 2009 pela variação do nível d'água.



Em 2010, houve recuperação do lençol no período seco final e inicial, porém os maiores eventos de recarga ocorreram em seu período chuvoso (Figura 38). A não continuidade dos eventos de recarga no decorrer deste período é justificado pela variação da chuva de um mês para outro alternando entre uma baixa e uma alta precipitação, não suficiente para promover acréscimo do nível potenciométrico. Isto também justifica o ano de 2011 (Figura 39), que registrou o maior evento chuvoso em um único mês do período de chuvas, em maio. Os outros meses de chuva não foram suficientes para manter a recarga ou evitar o déficit hídrico.

Figura 38. Variação da Recarga ao longo do ano 2010 pela variação do nível d'água.

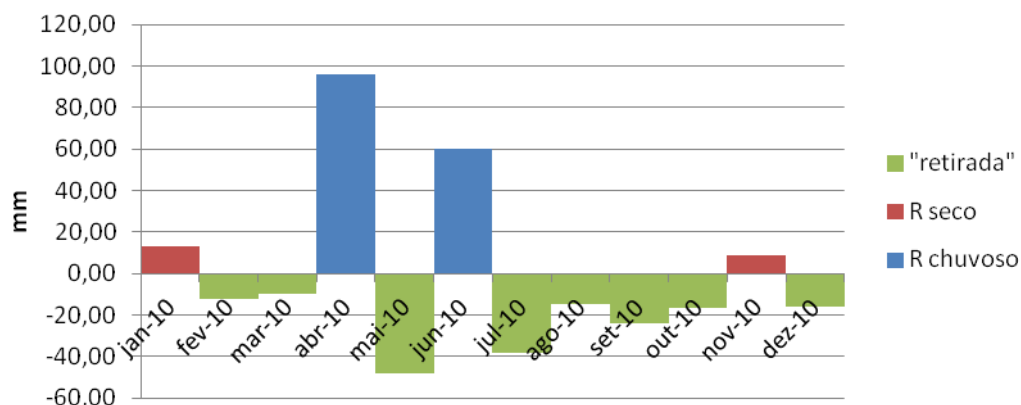
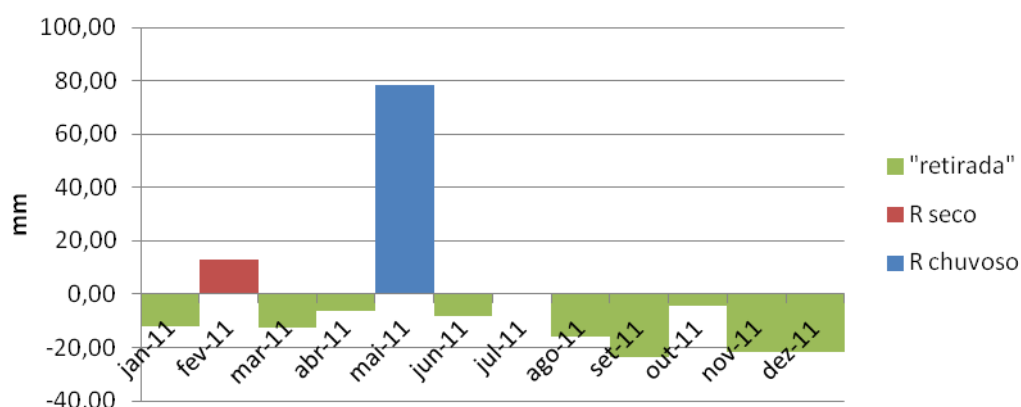


Figura 39 Variação da Recarga ao longo do ano 2011 pela variação do nível d'água.



Andrade (2010) utilizou o método de variação do nível d'água em seu trabalho e estimou a recarga nos anos 2008 e 2009 na Fazenda Nossa Senhora do Rosário, onde observou que chuvas de volumes insignificantes não são capazes de contribuir para a recarga do lençol freático, fato observado de 2002 a 2011 neste trabalho. Apenas precipitações de volumes médios mensais superiores a 100 mm durante o ano hidrológico geram recarga no aquífero, assim como observado por Andrade (2010) para a Fazenda Nossa Senhora do Rosário - PE e Maldaner (2010) para Urânia – SP.

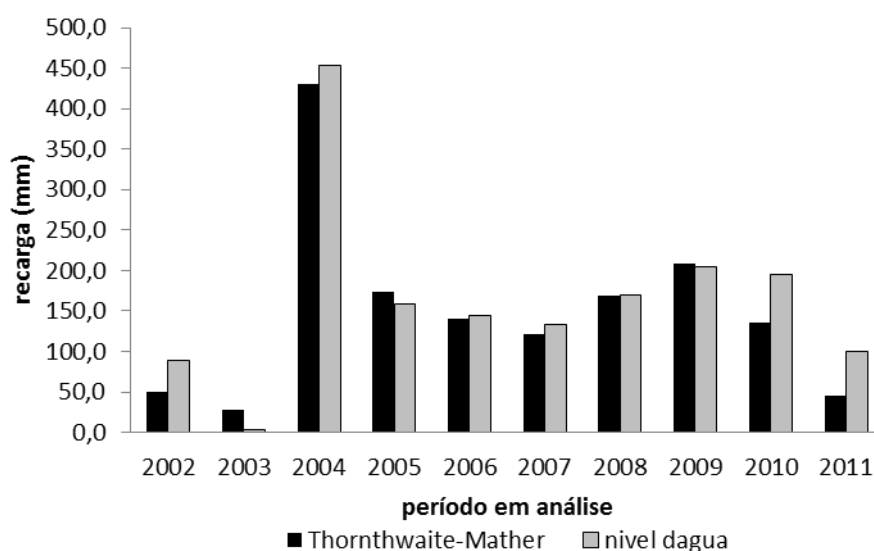
Métodos mais eficazes do que Thornthwaite e Mather (1955), como o método de variação dos níveis de água do aquífero (Water Table Fluctuation – WTF), não puderam ser aplicados devido à coleta de dados, para uma boa resposta, serem no mínimo quinzenais, diferente da série histórica que tem coleta mensal. Outro empecilho encontrado foi o baixo nível do lençol freático no ano hidrológico 2011/2012, insuficiente para utilização de equipamentos como Levellogger, além da falta de segurança no local, que sofre com a depredação dos piezômetros.

Outro método que pode ser utilizado é o da modelagem da recarga utilizando modelo de balanço hídrico sequencial diário (BHSD) – BASELQ_MOD utilizado por Fontes Junior (2012) em seu trabalho de pesquisa nesta mesma área de estudo. A vantagem deste método é a consideração de vários parâmetros e variáveis, de precipitação até a recarga e reúne equações que permitem quantificar a infiltração superficial, escoamento direto, evapotranspiração real, variação da quantidade de água armazenada no solo e infiltração profunda, sendo possível a recarga lateral e difusa do vale aluvial.

4.4. COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE RECARGA

O total de recarga estimado pelo método Thornthwaite & Mather (1955) foi 1501,5 mm, enquanto o método de variação do nível d'água foi 1652,4mm. A Figura 40 mostra a comparação entre os valores de recarga no período em análise.

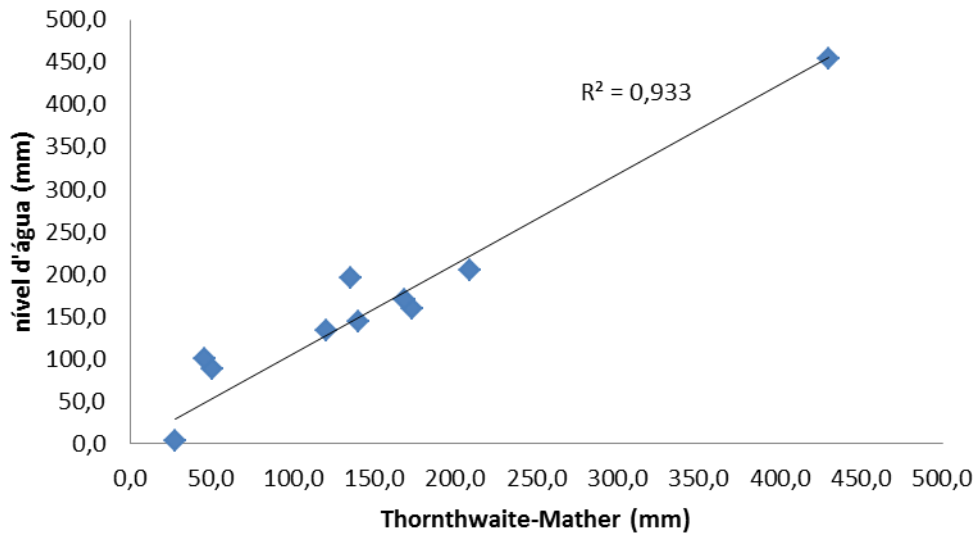
Figura 40. Comparação entre as recargas por variação de nível d'água e Thornthwaite e Mather



A metodologia de variação do nível d'água apresenta bons resultados de recarga por levar em consideração o acréscimo no nível do lençol freático de acordo com a chuva ocorrida na região e o decréscimo no nível durante o período de estiagem. Diferente do método de Thornthwaite & Mather, em que a quantificação da recarga foi calculada por parâmetros climatológicos, este explicita diretamente a recarga e a saída de água do lençol freático. Segundo os métodos utilizados, para que aconteça a recarga, é necessária uma precipitação mensal média em igual ou superior a 100 mm, como observado anteriormente por Andrade (2010).

A Figura 41 apresenta a correlação entre os valores de recarga obtidos pelos dois métodos. Esta afinidade é justificada pela consideração de fatores como a recarga lateral no método de variação do nível d'água e o escoamento de entrada na bacia e coeficiente de armazenamento no método de Thornthwaite & Mather.

Figura 41 Correlação entre os valores de recarga de variação de nível d'água e Thornthwaite & Mather (1955)



A estimativa da recarga pelo método de variação do nível d'água quantifica de forma mais direta a dinâmica potenciométrica por considerar a elevação e rebaixamento do nível freático, diferente do método de Thornthwaite & Mather (1955), que estima toda a variação da recarga considerando fatores climáticos da bacia hidrográfica. Como esperado, a maior parte do abastecimento do lençol freático é feita pela precipitação direta. Isto corrobora com a observação feita por Albuquerque et al. (2008), que afirmaram que o aquífero aluvial de Nossa Senhora do Rosário apresenta sensível potencial de recarga a partir dos eventos de precipitação, embora exiba alta heterogeneidade espacial e sazonalidade. Esta localidade está livre de outras contribuições observadas nos centros urbanos, como fugas da rede de água. Devido a inexistência de sistema de tratamento de esgoto, existe a contribuição deste para recarga. Porém, em termos de quantidade, é um valor insignificante e menor que o da chuva direta. Pode-se considerar a irrigação também uma fonte de contribuição para a recarga, embora esta mesma água seja retirada de poços cacimbões da localidade.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Em consideração aos resultados alcançados por este projeto, conclui-se que:

- Utilizando o método do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1955), foi identificado excedente hídrico entre Janeiro de 2002 a Dezembro de 2011. Da precipitação total ocorrida nos anos em estudo (1501,5 mm), apenas 1,84% ocorreu no ano 2003, que foi o ano atípico seco. Porém no ano seguinte, ocorreu a maior precipitação anual do período, com 28,63% do total. O segundo ano mais chuvoso foi 2009, com 13,92% do total. Depois de 2003, os anos de 2002 e 2011 apresentaram os menores valores e recarga anual, em torno de 5%.
- O método de variação do nível d'água foi aplicado na mesma área em estudo e mesmo período. Foram observados que eventos de recarga em entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. A recarga total do período estudado foi de 1652,4 mm. Como esperado, o ano 2003 apresentou a menor recarga, assim como no método anterior representando neste caso apenas 0,21% do total. Conseqüentemente, 2004 obteve 27,47% do total de recarga, seguido dos anos 2009, com 12,34% e 2010, com 11,79%. Os anos com os menores volumes de recarga, depois de 2003 foram 2002 (5,33%) e 2011 (6,08%). Todos os outros anos tiveram eventos de recarga aproximadamente entre 8 e 10% do total.

Em consideração às recomendações:

- Outros métodos podem ser utilizados para enriquecer as informações a respeito da recarga do aluvião da região de Nossa Senhora do Rosário e outros sistemas semelhantes, como o método de isótopos estáveis e isótopos radiogênicos, que estimam os processos físicos e ecológicos do ambiente, permitindo uma melhor avaliação da dinâmica da recarga local.
- Pelos motivos apresentados, recomenda-se que, em estudos futuros, para uma melhor estimativa da recarga na região e/ou para comparação com os resultados aqui apresentados, sejam utilizados métodos como o de relação

entre águas superficiais e aquífero. Há possibilidade de se comparar a recarga no local através do método WTF dos anos seguintes, desde que a coleta de dados aconteça em intervalos mais curtos ou que a instalação do equipamento de medição, como o Levelogger.

- Faz-se necessário um acompanhamento dos eventos de recarga em períodos onde ocorram eventos de chuva com maior volume, com intuito de se verificar melhor a relação entre as ocorrências de precipitação e excedente hídrico nessa região da bacia do rio Ipanema, importante para as famílias que sobrevivem da criação de animais e da agricultura irrigada. É essencial o envolvimento de órgãos públicos para auxiliar as comunidades locais em períodos como o que é apresentado neste trabalho, onde o déficit hídrico compromete a economia da região.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, C. G.; PONCIANO, I. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. **Dinâmica de Potenciometria e Salinidade de Aluvião no Semi-Árido Pernambucano**. In: XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVI Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, 2008, Natal.

ALMEIDA, T. A.; COSTA NETTO, M. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; BRANCO, A. M. **Utilização de águas subterrâneas em aluviões no Agreste pernambucano**. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004, Cuiabá.

ANDRADE, T. S. **Variabilidade espacial e temporal de atributos hidrológicos para gerenciamento de recursos hídricos em aluvião no semi-árido sob uso agrícola**. 94 f. (Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2010.

ARNAIZ, M. **Components of the Hydrological Cycle**. Section 6 of Subterranean Hydrology, Vol. 1.- Omega Editorial. 1973, Barcelona.

BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E.; MARCUZZO, F. F. N. **Estimativa da evapotranspiração a partir de variação de nível estático de aquífero**. Revista Engenharia Agrícola, v.29, p.52-61, 2009.

BARRETT, M.H.; HISCOCK, K.M.; PEDLEY, S.; LERNER, D.N.; TELLAM, J.H.; FRENCH, M.J. **Marker species for identifying urban groundwater recharge sources-the nottingham case study**. Water Resources, 33 (14), p. 3083-3097, 1999

BEEKMAN, H.E.; GIESKE, A.; SELAOLLO, E.T. **GRES: Groundwater recharge studies in Botswana 1987-1996**. Botswana, J. of Earth Science, Vol. III, p.1-17. 1996

BLACKBURN, D. M.; MONTENEGRO, A. A. A; MONTENEGRO, S. M. G. L. **Recarga de aquífero aluvial a partir de agricultura irrigada e suas implicações na qualidade da água subterrânea em Pesqueira- PE**. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2002, Florianópolis.

BRANDÃO, V.S; CECÍLIO, R.A; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Infiltração de água no solo**. 3ª ed. Viçosa – MG. Ed. UFV, P. 120, 2006.

BREDENKAMP, D.B.; BOTHA, L.J.; VAN TONDER, G.J.; van RENSBURG, H.J. **Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity**. Water Research Commission, 1995, Pretoria.

BURTE, J. ; COUDRAIN, A. ; MARLET, S. . **Uso das águas de pequenos aquíferos aluviais para irrigação nas regiões semiáridas**. Revista Ciência Agronômica, v. 42, p. 1-9, 2011.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. **Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial**. Bragantia, Campinas, v. 59, n. 2, 2000

CISAGRO - Companhia Integrada de Serviços Agropecuários. **Projeto de irrigação da Fazenda nossa senhora do rosário, Pesqueira – PE.** 1991, Recife.

COELHO, V. H. R. **Monitoramento e análise da variação do nível d'água para estimativa da recarga do aquífero livre da bacia do Rio Gramame – PB** (Mestrado em Engenharia urbana e ambiental) Universidade Federal da Paraíba. 2011, João Pessoa.

COSTA NETTO, M. L. **Estudo da distribuição espacial de sais em Vales Aluviais com Agricultura Familiar no Semi-árido Pernambucano.** (Dissertação de mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco. 2008, Recife.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. BELTRÃO, B. A. (Org.). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea no estado de Pernambuco: diagnóstico do município de Pesqueira.** Recife: Cprm/prodeem, 2005.

DRIPPS, W. R. & BRADBURY, K. R. **The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin.** Hydrological Processes, v.24, p.383–392, 2010.

EARTH GOOGLE **Google Earth** versão 6.1.0.5001. 2012

EILERS, V.H.M. **Estimativa de recarga de águas subterrâneas utilizando o método do balanço hídrico.** XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004, Cuiabá-MT. 2004

FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. – **Hidrogeologia – conceitos e aplicações,** CPRM, 2008

FONTES JÚNIOR, R. V. P. **Estudo da estabilidade e variabilidade temporal do nível freático e salinidade visando a análise de recarga.** 2012, 89f. (Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola) Universidade Federal Rural de Pernambuco. 2012, Recife.

GAU, H.S.; LIU, C.W. **Estimation of the effective precipitation recharge coefficient in an unconfined aquifer using stochastic analysis.** Hydrology Process, v.14, p. 811-830. 2000

GOMES, D. F.; FRISCHKORN, H. **Aspectos da hidrodinâmica do aquífero aluvial do rio Jaguaribe, em Limoeiro do Norte Ceará.** Águas Subterrâneas (São Paulo), v. 23, p. 45-68, 2009.

GÓMEZ, A. A.; RODRÍGUEZ, L. B.; VIVES, L. S. **The Guarani Aquifer System: estimation of recharge along the Uruguay–Brazil border.** Hydrogeology Journal, n. 18, p.1667–1684, 2010.

GUIGUER, N. Jr.; FRANZ, T. **User's for Manual for Visual Modflow,** Versão 2.2. Waterloo Hydrogeologic Inc. Ontário, Canadá, 2001.

HEALY, R.W.; COOK, P.G. **Using groundwater levels to estimate recharge.** Hydrogeology Journal, v.10, n.1, p.91-109. 2002

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1> Acesso em: 10/10/2011

KINZELBACH, W. (Org). **A survey of methods for groundwater recharge in arid and semiarid regions.** Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWAS/RS.02/2. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenia. 2002

LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. e SIMMERS, I. **Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge.** International Contributions to Hydrogeology, v.8. International Association of Hydrogeologists, Verlag Heinz Heise. 1990

MALDANER, C. H. **Recarga de aquífero em área urbana: estudo de caso de Urânia (SP).** (Dissertação de Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Universidade de São Paulo. 2010, São Paulo.

MANZIONE, R. L., DRUCK, S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.M.V. **Modelagem de incertezas na análise espaço-temporal dos níveis freáticos em uma bacia hidrográfica.** Pesquisa Agropecuária Brasileira. 2007, Brasília.

MARCUZZO, F. F. N.. **Modelagem espaço-temporal e mapeamento de riscos dos níveis freáticos do sistema aquífero guaraní.** 94p. Universidade de São Paulo. 2009, São Carlos.

MARETTI, E. P. **Subsidiência de solo deflagrada por intervenções antrópicas: estudo de caso em área situada na porção nordeste da cidade universitária, Butantã, São Paulo - S.P.** 164 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2008, São Paulo.

MAZIERO, T.A. **Monitoramento de água subterrânea em áreas urbanas: aspectos quantitativos** - Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. 2005, São Carlos.

MONTEIRO, R. N. F. ; ANDRADE JUNIOR, A. S. ; LEITE, K, N ; SILVA, A. O. ; BRITO, R. R. **Balanço hídrico climatológico e classificação climática de Thornthwaite para o município de Groaíras-CE.** In: XXI Congresso Nacional de Irrigação e Drenagem, 2011, Petrolina.

MONTEIRO, A. L. N. **Avaliação do Potencial de pequenos aluviões com irrigação através de modelagem computacional.** 88p. (Dissertação de Mestrado em Ciências do Solo_ - Universidade Federal Rural de Pernambuco. 2003, Recife.

MONTENEGRO, A.A.A. e MONTENEGRO, S.M.G.L. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície**

aluvial. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, PB, v.10, n.1, pp. 30–37, 2006.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. DE A.; MACKAY, R.; DE OLIVEIRA, A. S. C. **Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semi-árida.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, V.8, N.2, P.85-92. 2003.

MONTENEGRO, A.A.A.; RAGAB, R. 2010. **Hydrological response of a Brazilian semiarid catchment to different land use and climate change scenarios: modelling study.** Hydrological Processes, v. 24, p. 2705-2723, 2010.

MOURA, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D.; BRITO, L. T. L. ; SOUZA, L. S. B.; SÁ, I. I. S.; SILVA, T. G. F. **Clima e água de chuva no Semi-Árido.** In: BRITO, L.T.L.; MOURA, M.S.B.; GAMA, G.F.B.. (Org.). Potencialidades da água de chuva no Semi-Árido brasileiro. 1ed. Petrolina: Embrapa Semi-Árido, 2007.

NNC – Netherlands National Committee. **Management of aquifer recharge and subsurface storage.** Making better use of our largest reservoir. Editors Albert Tuinhof e Jan Piet Heederik. Seminar Wageningen 18 - 19 Dezembro 2002.

OSTENDORF, D.W.; REES, P.L.S.; KELLEY, S.P.; LUTENEGGER, A.J. **Steady, annual, and monthly recharge implied by deep unconfined aquifer flow.** Journal of Hydrology. v.290, p.259-274. 2004

PEREIRA, A. R. **Simplificado o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather.** Bragantia, Campinas, v. 64, n. 2, 2005.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia Fundamentos e aplicações práticas.** Editora agropecuária. 479 p. 2002

PERUCHI, F. **Evapotranspiração real a partir de medidas lisimétricas sob diferentes condições de disponibilidade hídrica.** 143p (Dissertação de Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento) - Universidade de São Paulo. 2009, São Paulo.

RAI, S.N.; MANGLIK, A.; SINGH, R.N. **Water table fluctuation in response to transient recharge from a rectangular basin.** Water Resources Management., v.8, p. 1-10. 1994

SANFORD, W. **Recharge and groundwater: an overview.** Hydrogeology Journal, v. 10, n. 1, p. 110-120. 2002

SANTOS, T. E. M. **Dinâmica espacial e temporal de umidade e de sedimentos em bacia experimental do semi-árido pernambucano.** (Tese de Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco. 2010, Recife.

SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; MATTOS, I. P.; ALBUQUERQUE, C.G. **Perda de solo em resposta à erosividade da chuva na bacia experimental do Jatobá, Pesqueira-PE.** In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008, Salvador.

SCANLON, B.R.; HEALY, R.W.; COOK, P.G. **Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge.** Hydrogeology Journal, v. 10, n. 1, p.18-39. 2002

SILVA JUNIOR, V. P. **Conservação de água e solo, e transporte de sedimentos em sub-bacia escola do rio Ipanema.** (Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco. 2010, Recife.

SOUZA, N. A. **Vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas - um estudo do aquífero Bauru na zona urbana de Araguari, MG.** 94 f. (Dissertação de Mestrado) - Departamento de Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Federal de Uberlândia. 2009, Uberlândia.

SU, N. **A formula for computation of time varying recharge of groundwater.** Journal of Hydrogeology, v.160, p. 123-135. 1994

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance.** Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology. 104p. Publications in Climatology, vol. VIII, n.1. 1955.

TUCCI, Carlos E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação.** 4. ed. 944 p. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2009.

WALTON, W.C. **Groundwater resource evaluation.** McGraw – Hill. Series in Water Resources and Environmental Engineering. 1970.

XU, Y.; BEEKMAN, H.E. (Eds). **Groundwater recharge estimation in southern Africa.** UNESCO IHP Series n°64, UNESCO. 2003.

ANEXO

Valores de C e α em função do tipo do solo, declividade e estação do ano. Fonte: Maldaner (2010)

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