



*Universidade Federal da Paraíba  
Centro de Tecnologia*

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL  
- MESTRADO -**

**ESTIMATIVA ESPACIAL DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA  
RECARGA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO SEDIMENTAR NÃO  
CONFINADO LOCALIZADO NA REGIÃO LITORÂNEA DO NORDESTE  
DO BRASIL**

*por*

*Cynthia Maria de Abreu Claudino*

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

**João Pessoa–Paraíba**

**Março de 2021**



*Universidade Federal da Paraíba*

*Centro de Tecnologia*

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**- MESTRADO -**

*Cynthia Maria de Abreu Claudino*

**ESTIMATIVA ESPACIAL DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA  
RECARGA SUBTERRÂNEA EM AQUIFERO SEDIMENTAR NÃO  
CONFINADO LOCALIZADO NA REGIÃO LITORÂNEA DO NORDESTE  
DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como pré-requisito para obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Victor Hugo Rabelo Coelho

Coorientador: Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida

**Catálogo na publicação**  
**Seção de Catalogação e Classificação**

C615e Claudino, Cinthia Maria de Abreu.

Estimativa espacial do rendimento específico e da recarga subterrânea em aquífero sedimentar não confinado localizado na região litorânea do Nordeste do Brasil / Cinthia Maria de Abreu Claudino. - João Pessoa, 2021.

83 f. : il.

Orientação: Victor Hugo Rabelo Coelho.

Coorientação: Cristiano das Neves Almeida.

Dissertação (Mestrado) - UFPB/CT.

1. Engenharia urbana e ambiental. 2. Recarga de aquíferos. 3. Aquífero. 4. Rendimento específico. I. Coelho, Victor Hugo Rabelo. II. Almeida, Cristiano das Neves. III. Título.

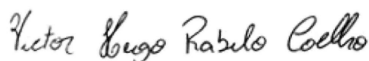
UFPB/BC

CDU 62:711(043)

**“ESTIMATIVA ESPACIAL DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA RECARGA  
SUBTERRÂNEA EM AQUIFERO SEDIMENTAR NÃO CONFINADO LOCALIZADO NA  
REGIÃO LITORÂNEA DO NORDESTE DO BRASIL”**

**CINTHIA MARIA DE ABREU CLAUDINO**  
Dissertação aprovada em 31 de março de 2021

**Período Letivo: 2020.2**



**Prof. Dr. Victor Hugo Rabelo Coelho – UFPB  
Orientador**



**Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida – UFPB  
Coorientador**



**Prof. Dr. Richarde Marques da Silva – UFPB  
Examinador Interno**



**Prof. Dr. Anderson Luiz Ribeiro de Paiva – UFPE  
Examinador Externo**

**João Pessoa/PB  
2021**

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por guiar e iluminar meus caminhos e pelos ensinamentos adquiridos na escola da vida.

À minha mãe, Sandra Maria, por ser uma grande estrutura que me apoia, me protege e me fortalece a cada etapa da vida. Por ser o grande exemplo de mulher, que me ensina tanto com tão poucas palavras, minha gratidão e amor eterno a você.

Às minhas mães de coração, Sônia, Maria de Lourdes e Severina Marques, por todo carinho e palavras de apoio em cada etapa.

À Frankcmery, por todas as mensagens de apoio e orações.

Aos meus primos, em especial à Izabelly, por cada minuto de desabafo e descontração, por mesmo de longe se manter tão perto.

Ao meu primo e professor de coração, Ricardo, por ter me acompanhado no início dessa trajetória, incentivando e transmitindo tanto amor. Obrigada por ter dividido em vida momentos comigo e por ter me ensinado tanto sobre a importância da educação e inclusão. Obrigada por todas as provas de amor, desde as menores até as maiores, que me fizeram me sentir especial na sua vida. Sei que você está acompanhando e vibrando por essa nossa vitória. Para deixar registrado, por todas as vezes que quis te enviar essa mensagem: Te amo!

Ao meu orientador, Prof. Dr. Victor Hugo Coelho, por estar comigo durante esse desafio. Por nesse período me orientar além dos conhecimentos necessários para a dissertação, incentivando-me a acreditar na minha capacidade e resiliência. Obrigada por cada um dos “Calma, Cinthia, vai dar certo!”. Sou muito grata pela honra de ter dividido esse percurso com você, obrigada pelo exemplo de educador que você é!

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Cristiano Almeida, por todos os conhecimentos e experiências compartilhadas que contribuíram para me guiar pelas melhores alternativas nessa pesquisa.

Aos professores Richarde Marques da Silva e Anderson Paiva, por todos os conhecimentos compartilhados durante as aulas das disciplinas e as sugestões para essa pesquisa no exame de qualificação.

Aos colegas do mestrado, que compartilharam esses momentos de aprendizagem e foram essenciais nesta etapa da minha vida. Sou feliz por ter vivenciado essa fase ao lado de pessoas tão parceiras, que mesmo em épocas de isolamento social se mantiveram presentes. Em especial, agradeço à Vanine, por todas as mensagens e áudios compartilhados em momentos de lutas e de glória. Muito obrigada, Vanine, por todos os surtos e apoio! Obrigada à Cinthya, por ser um exemplo

de companheirismo e profissionalismo, e por todos os minutos em que me escutou e me orientou! Agradeço ao Aricson, por toda paciência e explicações, obrigada por não medir esforços para me ajudar. Obrigada às colegas Lucila e Dayana, que contribuíram com essa pesquisa, dividindo questionamentos e conhecimentos, por todo apoio.

Obrigada aos amigos que me acompanharam nessa trajetória. Ingridy e Thiago, por serem minha família fora de casa, por não medirem esforços para me ajudarem, seja com uma palavra ou com gestos. Sei que vocês, Ingridy e Thiago, sempre estarão por mim e eu sempre estarei por vocês, obrigada por estarem comigo em mais esse degrau e por vibrarem por mais essa conquista. Andresa, obrigada por continuar compartilhando da sua amizade e apoio durante todos esses anos. Aos amigos que fiz no início desse percurso: Filipe por cada minuto de escuta, por cada palavra de apoio e por sempre ficar ao meu lado; e Everton, por ter se tornado um suporte nesses anos em que vivemos juntos, espero compartilharmos vários momentos.

Ao meu companheiro de vida, Demis Ferreira, por ser um grande incentivador, motivador e apoiador desta conquista. Sou muito grata por cada palavra, carinho e gestos, obrigada por se manter sempre ao meu lado. Eu me mantereí ao seu lado por muitos anos da minha vida.

Por trás de uma conquista sempre tem muita gente envolvida, então agradeço a todos aos demais amigos, familiares, colegas e professores que passaram e estiveram ligados direta ou indiretamente nesta conquista. Obrigada por acreditarem e me incentivarem a seguir em busca dos meus objetivos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro concedido.

## RESUMO

O conhecimento da recarga das águas subterrâneas é necessário para um melhor gerenciamento desse recurso, mas ainda é um grande desafio. Um dos métodos mais utilizados para a estimativa da recarga subterrânea é o *Water Table Fluctuation* (WTF), que necessita do conhecimento sobre o rendimento específico (Sy) do aquífero para a sua aplicação. O Sy é um parâmetro muito difícil de ser obtido devido a sua alta variabilidade espacial. Diante disso, esta pesquisa buscou quantificar a recarga subterrânea de um aquífero sedimentar não-confinado em parte da região costeira do Nordeste do Brasil utilizando valores de Sy estimados espacialmente. Para essa estimativa espacial dos valores de Sy e da recarga foram aplicados o método do balanço hídrico e o método WTF. A aplicação dessas metodologias foi feita para a bacia hidrográfica do rio Gramame e parte do baixo curso do rio Paraíba considerando dados de flutuação do nível estático de 27 poços para três anos hidrológicos (2015-2018). Por meio dos processamentos realizados, foi possível obter os resultados dos parâmetros que compõem as estimativas, de modo que a demanda média foi 59,95 mcm, a vazão de retorno foi 0,14 mcm, a vazão de base foi 13,55 mcm, a variação dos níveis de água foi de 2,14 m ( $\Delta h$ ) e a vazão de entrada e saída foi considerado insignificante com base no método de degradação da resolução. Assim, foi possível estimar um valor global de Sy de 0,131 e de recarga de 180,22 mm, o que corresponde 12,37 % do valor de precipitação do período. Com isso, essa pesquisa gera dados importantes do Sy mais próximos do real, já que considera as variações espaciais desse parâmetro. Essa informação é relevante para a região de estudo e outros aquíferos costeiros com características geológicas semelhantes, pois a partir dessa estimativa é possível obter resultados de recarga das águas subterrâneas, de modo a contribuir como uma informação mais precisa para uma gestão sustentável do aquífero.

**PALAVRAS-CHAVES:** recarga de aquíferos, rendimento específico, aquífero.

## ABSTRACT

Knowledge about groundwater recharge is necessary for a better management of such resource but remains a great challenge. One of the most used methods for estimating groundwater recharge is the Water Table Fluctuation (WTF), which requires knowledge of the specific yield (Sy) of the aquifer for its application. Sy is a parameter difficult to obtain due to its high spatial variability. Therefore, this research seeks to quantify the groundwater recharge of a non-confined sedimentary aquifer in part of the coastal region of Northeast Brazil using spatially estimated values of Sy. The water balance method was then applied to estimate the Sy values and the groundwater recharge spatially. These methodologies were applied in the Gramame river basin and the low course of the Paraíba river basin considering groundwater level data obtained from 27 wells for three hydrological years (2015-2018). The following results of the parameters used in the estimates were obtained: average demand of 59,95 mcm, return flow of 0,14 mcm, base flow of 13,55 mcm, groundwater level variation of 2,14 m ( $\Delta h$ ), and flow input and output considered insignificant based on the resolution degradation method. Thus, it was possible to estimate the global values of Sy and groundwater recharge equal to 0,131 and 180,22 mm, respectively, which corresponds to 12,37% of the precipitation. This research then generates important values of Sy since it considers the spatial variations of this parameter. This information is relevant for the study region and other coastal aquifers with similar geological characteristics, since from this estimate it is possible to obtain groundwater recharge results in order to contribute as more accurate information for sustainable aquifer management.

**KEYWORDS:** aquifer recharge, specific yield, aquifer.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da JPA Study Case.....	29
Figura 2 – Mapa das formações hidrogeológicas da JPA Study Case. ....	30
Figura 3 – Meteorologia mensal média do período de 2015-2018 considerando os dados da estação João Pessoa INMET.....	32
Figura 4 – Mapa de uso e ocupação do solo da JPA Study Case.....	33
Figura 5 – Fluxograma com etapas de desenvolvimento da pesquisa. ....	34
Figura 6 – Sensores utilizados no monitoramento de nível (A) Sensor Ambeq (B) Sensor SWS (C) Medição de nível manual realizada com o medidor <i>Clean Environment Brasil</i> . ....	44
Figura 7 – Distribuição espacial das estações pluviométricas e poços de monitoramento na JPA Study Case.....	45
Figura 8 – Demonstração do cálculo da variação do nível da água.....	46
Figura 9 – Regiões onde foram consideradas a existência de vazão de base na JPA Study Case. ....	47
Figura 10 – Demonstração do cálculo da variação da vazão de base pelo método gráfico em linha reta.....	48
Figura 11 – Relação entre a profundidade do lençol com a profundidade do poço e nível do lençol. ....	48
Figura 12 – Variação espacial e temporal da precipitação na JPA Study Case.....	52
Figura 13 – Variação mensal da evapotranspiração de referência.....	53
Figura 14 – Variação anual da evapotranspiração de referência. ....	54
Figura 15 – Espacialização da variação do nível freático dos poços na JPA Study Case. ....	55
Figura 16 – Conjunto de poços que apresentam variação do nível freático (A) menor que 1m (B) entre 1 e 2 m (C) entre 2 e 3 m (D) maior que 3 m.....	55
Figura 17 – Variação do nível freático do poço P30 (A), P02 (B), P34 (C).....	56
Figura 18 – Variação espacial e temporal dos níveis da água ( $\Delta h$ e $MDE - \Delta h_{dry}$ ). ....	57
Figura 19 – Variação espacial e temporal da demanda de água na JPA Study Case.....	58
Figura 20 – Variação espaço-temporal da vazão de retorno na JPA Study Case. ....	59
Figura 21 – Variação temporal do escoamento e vazão de base da Bacia Experimental de Guaraira (GEB). ....	60
Figura 22 – Variação espaço-temporal do rendimento específico na JPA Study Case. ....	61
Figura 23 – Variação espaço-temporal da recarga na JPA Study Case. ....	62

Figura 24 – Variação espacial e temporal da relação entre recarga e precipitação na JPA Study Case.....	62
Figura 25 – Variação do nível freático do poço P04.....	75
Figura 26 – Variação do nível freático do poço P05.....	75
Figura 27 – Variação do nível freático do poço P08.....	75
Figura 28 – Variação do nível freático do poço P09.....	76
Figura 29 – Variação do nível freático do poço P10.....	76
Figura 30 – Variação do nível freático do poço P11.....	76
Figura 31 – Variação do nível freático do poço P16.....	77
Figura 32 – Variação do nível freático do poço P17.....	77
Figura 33 – Variação do nível freático do poço P19.....	77
Figura 34 – Variação do nível freático do poço P20.....	78
Figura 35 – Variação do nível freático do poço P22.....	78
Figura 36 – Variação do nível freático do poço P23.....	78
Figura 37 – Variação do nível freático do poço P24.....	79
Figura 38 – Variação do nível freático do poço P25.....	79
Figura 39 – Variação do nível freático do poço P29.....	79
Figura 40 – Variação do nível freático do poço P31.....	80
Figura 41 – Variação do nível freático do poço P32.....	80
Figura 42 – Variação do nível freático do poço P33.....	80
Figura 43 – Variação do nível freático do poço P35.....	81
Figura 44 – Variação do nível freático do poço P36.....	81
Figura 45 – Variação do nível freático do poço P37.....	81
Figura 46 – Variação do nível freático do poço P38.....	82
Figura 47 – Variação do nível freático do poço P39.....	82

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Métodos de estimativa de recarga de acordo com as zonas hidrológicas, as técnicas e o clima da região. ....	21
Tabela 2 – Variação do rendimento específico de acordo com a textura do material. ....	25
Tabela 3 – Valores médios dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos Barreiras e Beberibe. ....	27
Tabela 4 – Valores de alguns parâmetros hidrodinâmicos para <i>JPA Study Case</i> , obtidos por Fernandes (2017) para 11 poços de monitoramento. ....	28
Tabela 5 – Resultados dos testes de bombeamento realizados em três poços da <i>JPA Study Case</i> . ....	49
Tabela 6 – Rebanho segundo o IBGE (2017), BEDA e Demanda hídrica para a pecuária dos municípios que compõe a <i>JPA Study Case</i> . ....	37
Tabela 7 – População segundo IBGE (2010) e demanda rural e urbana dos municípios da área de estudo segundo Walter (2018). ....	38
Tabela 8 – Valores de $K_c$ das culturas dependendo dos estágios de crescimento. ....	40
Tabela 9 – Distribuição dos estágios de crescimento ao longo do ano para cálculo do $K_c$ médio para cana-de-açúcar. ....	40
Tabela 10 – Valores médios de $K_c$ para cada cultura ao longo do ano. ....	41
Tabela 11 – Informações dos poços de monitoramento da <i>JPA Study Case</i> . ....	43
Tabela 12 – Estações pluviométricas relacionadas aos poços monitorados pelo método do Thiessen. ....	45
Tabela 13 – Informações das estações pluviométricas da área de estudo. ....	38
Tabela 14 - Variação mensal vazão de base da Bacia Experimental de Guaraíra (GEB). ....	60

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- AESA – Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
- BEDA – Bovinos equivalentes para demanda de água
- BOV – Quantidade de bovinos e bufalinos
- CD – Demanda per capita animal
- CMB – *Chloride Mass Balance*
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- DIR – Demanda para irrigação
- DPEC – Demanda para abastecimento pecuário
- EARTH – *Extended model for Aquifer Recharge and moisture Transport through unsaturated Hardrock*
- EQUI – Quantidade de equídeos
- ET – Evaporação,
- EVSF – *Equal volume spring flow*
- FAO – *Food and Agriculture Organization of the United States*
- GEB – Bacia Experimental de Guaraíra
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
- JPA – João Pessoa
- MCM – Milhões de metros cúbicos
- OV/CAP – Quantidade de ovinos e/ou caprinos
- PDRH – Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia
- PE – Pernambuco
- PG – Captação de água subterrânea por bombeamento,
- PLIRHINE – Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste do Brasil
- RF – Vazão de retorno
- RIB – *Rainfall Infiltration Breakthrough*
- SR – Sensoriamento Remoto
- SUI – Quantidade suínos
- SVF – Flutuação do Volume Saturado
- SWS – *Schlumberger Water Services*

*WTF – Water Table Fluctuation*

*NB – Nível mais baixo*

*NL – Nível do lençol*

*PL – Profundidade do lençol freático*

*PP – Profundidade dos poços*

*VM – Variação de nível média*

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Delta h_{dry}$  – Variação do nível da água subterrânea foi determinada apenas para o período de estiagem

$A_i$  – Área de influência do posto  $i$

$ET_0$  – Evapotranspiração de referência

$ET_c$  – Evapotranspiração de cada cultura

$P_i$  – Precipitação registrada no posto  $i$

$Q_{bf}$  – Vazão de base

$Q_{off}$  – Quantidade de água subterrânea que na bacia,

$Q_{on}$  – Quantidade de água subterrânea que entra na bacia

$R_n$  – Radiação líquida na superfície da colheita

$S_s$  – Armazenamento específico da formação

$e_a$  – Pressão de vapor real [KPa],

$e_s$  – Pressão de vapor de saturação

$u_2$  – Velocidade do vento a 2 m de altura

$\Delta$  – Curva de pressão de vapor de inclinação

$\Delta h$  – Variação de nível do lençol freático

$\Delta t$  – Intervalo de tempo

$A$  – Área total da bacia.

$G$  – Densidade do fluxo de calor do solo

$h$  – Espessura da zona saturada

$K$  – Condutividade hidráulica

$K_c$  – Fator específico do tipo de colheita

$P$  – Precipitação

$R$  – Recarga

$S$  – Armazenamento

$T$  – Temperatura do ar a 2 m de altura

$T$  – Transmissividade

$S_y$  – Rendimento específico

$V_d$  – Volume de água que drena

$V_t$  – Volume total

$\gamma$  – Constante psicrométrica

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>15</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	<b>18</b>
<b>3 REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	<b>19</b>
3.1 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE RECARGA DE AQUÍFEROS.....	19
3.2 MÉTODO WATER TABLE FLUCTUATION.....	22
3.3 RENDIMENTO ESPECÍFICO .....	24
3.4 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO .....	25
<b>4 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>29</b>
4.1 LOCALIZAÇÃO.....	29
4.2 HIDROGEOLOGIA E HIDROGRAFIA.....	30
4.3 CLIMA .....	31
4.4 USO DO SOLO.....	32
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>34</b>
5.1 MÉTODO DISTRIBUÍDO DE ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO (SY) .....	34
5.2 PARÂMETROS PARA ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA RECARGA.....	35
5.2.1 <i>Captação de água subterrânea por bombeamento (PG)</i> .....	35
5.2.2 <i>Vazão de retorno (RF)</i> .....	41
5.2.3 <i>Monitoramento e variação do nível da água (<math>\Delta h</math>)</i> .....	42
5.2.4 <i>Vazão de entrada e saída (<math>Q_{on}</math> e <math>Q_{off}</math>) e vazão o de base (<math>Q_b</math>) no aquífero</i> .....	46
5.2.5 <i>Evapotranspiração do lençol freático</i> .....	48
5.3 TESTE DE BOMBEAMENTO .....	49
5.4 ESTIMATIVA DA RECARGA.....	49
<b>6 RESULTADOS</b> .....	<b>51</b>
6.1 PARÂMETROS PARA ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA RECARGA.....	51
6.1.1 <i>Precipitação</i> .....	51
6.1.2 <i>Evapotranspiração de referência e evapotranspiração do lençol freático</i> . .....	52
6.1.3 <i>Variação do nível freático</i> .....	54
6.1.4 <i>Estimativa das demandas hídricas</i> .....	57

6.1.5 <i>Vazão de retorno</i> .....	59
6.1.6 <i>Vazão de base no aquífero</i> .....	60
6.2 ESTIMATIVA DO <i>Sy</i> .....	61
6.3 ESTIMATIVA DA RECARGA.....	61
<b>7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>63</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>64</b>
<b>ANEXO I</b> .....	<b>71</b>
<b>ANEXO II</b> .....	<b>72</b>
<b>APÊNDICE I</b> .....	<b>75</b>
<b>APÊNDICE II</b> .....	<b>83</b>



## 1 INTRODUÇÃO

As águas subterrâneas são um componente hidrológico fundamental em virtude da sua disponibilidade, qualidade e contribuição no atendimento total ou suplementar do abastecimento humano (CUTHBERT *et al.*, 2019; TOSCANO; SILVA, 2012). No entanto, as águas subterrâneas tornaram-se um recurso natural crítico em virtude da grande velocidade e volume das retiradas (TAM; NGA, 2018; BHANJA *et al.*, 2019). Para uma gestão eficaz das águas subterrâneas, entre as principais informações necessárias está a estimativa de recarga, pois a partir desse dado pode ser quantificado o volume que poderá ser bombeado em uma região durante um certo período (MELO; CABRERA; WENDLAND, 2017; CHINNASAMY *et al.*, 2018).

Na América do Sul, em regiões costeiras com alto índice demográfico, têm sido identificados cenários de insuficiência quantitativa e qualitativa de águas subterrâneas devido à elevada pressão antropogênica. Como alternativa, para diminuir a escassez de águas subterrâneas, estratégias de controle de recarga e descarga podem ser colocadas em prática nessas regiões (SILVA JR. *et al.*, 2010; BOCANEGRA *et al.*, 2010).

O grande volume de retiradas das águas subterrâneas, em conjunto com as baixas taxas de recarga naturais, tem ocasionado o declínio dos níveis potenciométricos dos aquíferos na região litorânea do Nordeste do Brasil, a exemplo do que aconteceu com as cidades do Recife (COELHO *et al.*, 2018) e João Pessoa (BATISTA *et al.*, 2011; BRAGA; RÊGO; GALVÃO, 2015). Assim, a exploração dos mananciais subterrâneos sem que tenha medidas de controle, impostas por regulamentações apoiadas em estudos hidrológicos e hidrogeológicos, tem gerado preocupações de sustentabilidade (CHINNASAMY *et al.*, 2018; TAM; NGA, 2018; BHANJA *et al.*, 2019).

Nas regiões onde se observa grandes retiradas das águas subterrâneas, torna-se, portanto, necessário o monitoramento e o conhecimento das propriedades hidráulicas e do comportamento dos aquíferos para um uso sustentável, com retiradas que não excedam a taxa natural de recarga (DELOTTIER *et al.*, 2018; VIAROLI *et al.*, 2019). A quantificação da taxa de recarga subsuperficial é um componente chave na proteção desse recurso hídrico (MELO; CABRERA; WENDLAND, 2017). No entanto, essa estimativa de recarga das águas subterrâneas ainda é um dos grandes desafios nos estudos de aquíferos, pois, diferente de outros dados hidrológicos, essa informação não pode ser medida de forma direta (MARÉCHAL *et al.*, 2006; CHINNASAMY *et al.*, 2018).

Devido à importância da temática, nas últimas décadas muitos hidrólogos vêm tentando estimar a recarga natural de aquíferos a partir do uso de várias metodologias, como: métodos físicos a partir do balanço hídrico (e.g., MACHIWAL; JHA, 2015) e do método de flutuação do lençol freático (WTF, do inglês *Water Table Fluctuation*) (SCHICT; WALTON, 1961; CAI;

OFTERDINGER, 2016); métodos de traçadores, como o balanço de massa de cloretos (e.g., CROSBIE *et al.*, 2017); e métodos numéricos, como os complexos modelos hidrológicos (NEMAXWI; ODIYO; MAKUNGO, 2019). O método WTF é um dos mais utilizados devido à facilidade de uso, ao custo-efetividade e à precisão (VIAROLI *et al.*, 2019). Nesse método, a recarga do aquífero é estimada a partir de informações sobre as flutuações do lençol freático e do rendimento específico ( $S_y$ ) do aquífero (MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015).

Na estimativa de recarga pelo método WTF, uma das principais dificuldades está associada ao conhecimento do  $S_y$  em uma escala espacial e temporal que consiga representar sua variabilidade (MARÉCHAL *et al.*, 2006; CHINNASAMY *et al.*, 2018). Isso ocorre pelo fato das estimativas do  $S_y$  agregarem diversas incertezas ligadas à grande variabilidade desse parâmetro, às diferenças entre os valores determinados em laboratório e em campo, bem como às incertezas no processo de extrapolação dos dados pontuais em informações regionais distribuídas (MARÉCHAL *et al.*, 2006; BRUNNER *et al.*, 2007; VARNI *et al.*, 2013; CHINNASAMY *et al.*, 2018).

Devido às dificuldades inerentes à definição de valores espaciais precisos de  $S_y$ , alguns estudos acabam por definir valores de  $S_y$  utilizando testes de laboratório (e.g., SILVA *et al.*, 2012; WENDLAND; GOMES; TROEGER, 2015; BAUM; MANCUSO; FRITZEN, 2018), testes pontuais em campo (e.g., BEKELE; SALAMA; COMMANDER, 2007; VARNI *et al.*, 2013) ou definindo faixas de valores hipotéticos desse parâmetro para estimar a recarga subterrânea pelo método WTF (e.g., WENDLAND; BARRETO; GOMES, 2007; CAI; OFTERDINGER, 2016). Na região costeira do Nordeste do Brasil, estudos estimaram os valores de  $S_y$  com base em testes de bombeamento e em valores da literatura, obtendo uma faixa de valores desse parâmetro entre  $1,5 \times 10^{-5}$  e  $1,0 \times 10^{-1}$  (e.g., COSTA *et al.*, 2007; COELHO; ALMEIDA; SILANS, 2012; COELHO *et al.*, 2017).

Entretanto, essas abordagens fornecem valores pontuais que não representam a variabilidade espacial e temporal do parâmetro, bem como encontra valores discrepantes na estimativa da recarga subterrânea devido às variações dos valores de  $S_y$ . As incertezas e dificuldades associadas à definição do  $S_y$  indicam a necessidade de estudos que busquem estimar espacialmente esse coeficiente (MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL ; JHA, 2015; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019).

Uma vez definidos, esses valores de  $S_y$  podem ser utilizados na quantificação mais fidedigna da recarga subterrânea pelo WTF em regiões com cenários hidrogeológicos semelhantes. Diante disso, duas hipóteses foram levantadas para este estudo quanto à obtenção desses dados de  $S_y$  para uma faixa da região costeira do Nordeste do Brasil, quais sejam: (1) uma metodologia para estimar de maneira distribuída os valores de  $S_y$  podem fornecer informações que representam a variabilidade

desse parâmetro; e (2) os valores de  $S_y$  adquiridos, ao serem utilizados no método de flutuação do nível, podem quantificar a recarga subterrânea.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Estimar espacialmente os valores de rendimento específico de um aquífero sedimentar não-confinado em parte da região costeira do Nordeste do Brasil para quantificar de forma mais precisa a recarga subterrânea.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estimar espacialmente os valores de rendimento específico ( $S_y$ ) do aquífero utilizando a combinação do balanço hídrico e o WTF;
- Estimar a taxa de recarga do aquífero livre utilizando o método WTF.

### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE RECARGA DE AQUÍFEROS

Em razão da grande importância das águas subterrâneas, a estimativa da recarga dos aquíferos se tornou essencial na gestão eficiente e sustentável desses recursos hídricos, pois fornece uma base científica para organizar cenários e estratégias alternativas (CHINNASAMY *et al.*, 2018). No entanto, por não poder ser medida de forma direta e possuir variabilidade espacial e temporal, a recarga natural é difícil de ser quantificada (MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015; CHINNASAMY *et al.*, 2018).

De modo a vencer essa limitação e conseguir quantificar a recarga de forma precisa, diferentes métodos são apresentados na bibliografia. A diferenciação desses métodos pode ser feita considerando os tipos e as quantidades de dados utilizados, sendo que a maioria deles utiliza dados meteorológicos, de nível do lençol freático e informações sobre o uso da terra (DELOTTIER *et al.*, 2018; VIAROLI *et al.*, 2019). Uma forma de classificação divide as técnicas de estimativa recarga em três conjuntos diferentes de métodos, são eles: os físicos, os traçadores e os numéricos (SCANLON; HEALY.; COOK, 2002).

Os modelos físicos são aqueles que estimam a recarga com base nas medidas dos principais processos físicos existentes na área investigada (EILERS, 2004). Os métodos físicos mais difundidos incluem: (1) o balanço hídrico, que considera os principais componentes do ciclo hidrológico (precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial) e tem a recarga como valor residual desses três termos principais; e (2) a flutuação do lençol freático, que estima a recarga a partir da variação dos níveis de água subterrânea ao longo do tempo (MACHIWAL; JHA, 2015; COELHO *et al.*, 201; CROSBIE *et al.*, 2019). Machiwal e Jha (2015), em seu estudo realizado na Índia em um sistema aquífero de rochas duras de regiões semiáridas, combinaram o método do balanço hídrico e o WTF para estimar o  $S_y$  regional e a recarga subterrânea de maneira distribuída. Nesse estudo, os autores obtiveram valores de  $S_y$  variando entre 0,038 (3,8%) e 0,002 (0,2%), com precipitação média anual de 625 mm e recarga média natural entre 5 e 109 mm.

Coelho *et al.*(2017) integraram dados obtidos por sensoriamento semoto (SR) ao método do balanço hídrico com o objetivo de estimar a recarga de águas subterrâneas na bacia hidrográfica do rio Ipanema (PE), uma região com aquíferos fissural e aluvionar, e com média anual de precipitação inferior a 700 mm. Nesse estudo, os autores obtiveram um valor médio de recarga de 154.6 (WTF) e de 124,6 mm (Balanço hídrico).

As técnicas dos traçadores estimam a recarga do aquífero a partir da concentração de substâncias na água. Esses métodos utilizam nas suas análises traçadores químicos (concentrações de cloreto), isotópicos ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$  e  $^{14}\text{C}$ ) ou artificiais (orgânicos e corantes inorgânicos) (MACHIWAL; JHA, 2015). Os métodos dos traçadores requerem amostras representativas das chuvas e das características dos lençóis freáticos. Dentre os diferentes métodos de traçadores disponíveis para estimar a recarga, o mais utilizado é o CMB (*Chloride Mass Balance*) (ORDENS *et al.*, 2012). Crosbie *et al.* (2017) utilizaram o método CMB em bacias hidrográficas da Austrália e, aplicando o método geostatístico de krigagem, estimou a recarga das águas subterrâneas em escala regional. Nessas regiões, grande parte dos aquíferos produtivos são aluviões e a precipitação é inferior a 500 mm/ano nas áreas interiores e acima de 2.000 mm/ano nas terras altas perto da costa. Com essa estimativa distribuída, os autores identificaram que a recarga é mais alta nos aquíferos mais jovens (até 20% da precipitação anual média) e menor nas unidades mais antigas do Permiano (1% da precipitação anual média).

As técnicas numéricas de estimativa de recarga utilizam modelos hidrogeológicos conceituais para representar matematicamente os processos envolvidos na recarga (EILERS, 2004). Alvarez *et al.* (2012) desenvolveram um modelo matemático para simular a resposta do aquífero em diferentes cenários na região da Patagônia Argentina, chegando à conclusão que pode ocorrer uma gestão sustentável nos sistemas aquíferos, sob condições diferentes de entrada de água, desde que seja mantida uma retirada controlada.

A divisão dos métodos para estimativa da recarga pode ainda considerar as características da região a ser estudada, como a zona do solo e o clima da região. De forma resumida, a Tabela 1 apresenta a classificação dos principais métodos de recarga apresentado por Scanlon, Healy e Cook (2002), levando em consideração diferentes aspectos.

Diante da diversidade de métodos, o processo de escolha do mais adequado torna-se complexo, pois as estimativas de recarga podem variar bastante de acordo com a técnica escolhida (MACHIWAL; JHA, 2015). Contudo, é importante considerar no processo de escolha as características da região, a disponibilidade de dados e o alcance e confiabilidade das estimativas em escalas temporal e espacial (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

Tabela 1 – Métodos de estimativa de recarga de acordo com as zonas hidrológicas, as técnicas e o clima da região.

Zona Hidrológica	Técnicas	Climas áridos e semi-áridos Métodos	Climas úmidos Métodos
Superficial	Físicas	Balanço hídrico Medidores de Seepage	Balanço hídrico Medidores de Seepage Descarga de base
	Traçadores	Traçadores de calor Traçadores isotópicos	Traçadores isotópicos
	Numéricas	Modelos de bacia	Modelos de bacia
Não Saturada	Físicas	Lisímetros Lei de Darcy	Lisímetros Lei de Darcy
	Traçadores	Traçadores [histórico (36 Cl,3H) Balanço de massa de cloreto	Traçadores aplicados
	Numéricas	Modelagem numérica Simulação de fluxo nulo	Modelagem numérica Simulação de fluxo nulo
Saturada	Físicas	Flutuação do nível freático	Flutuação do nível freático Lei de Darcy
	Traçadores	Traçadores [histórico (CFC's, 3H/3He) Balanço de massa de cloreto	Traçadores [histórico (CFC's, 3H/3He)]
	Numéricas	Modelagem numérica	Modelagem numérica

Fonte: Adaptado de Scanlon, Healy e Cook (2002)

Com o objetivo de simplificar o processo de escolha, de modo a identificar as metodologias mais adequadas para uma determinada área de estudo, vários estudos foram realizados, a exemplo do elaborado por Xu e Beekman (2018). Com uma base de dados de quatro décadas de estimativas da recarga das águas subterrâneas na região árida e semiárida da África do Sul, esses autores classificaram os seguintes métodos de recarga: (1) o CMB; (2) o *Rainfall Infiltration Breakthrough* (RIB); (3) o *Extended model for Aquifer Recharge and moisture Transport through unsaturated Hardrock* (EARTH); (4) o WTF; (5) o *Water Balance in the Saturated zone including equal volume spring flow* (EVSF); (6) a Flutuação do Volume Saturado (SVF); e (7) outros modelos de água subterrânea. O estudo foi analisado criticamente utilizando uma classificação que considerava a acurácia, a aplicação e os custos de cada método. Com esse estudo, os autores chegaram à conclusão de que os métodos baseados no balanço de massa e nas relações entre chuvas e flutuações do nível fornecem resultados similares, com os métodos EVSF e CMB sendo os mais recomendados para estimar a recarga na região.

Dentre os diversos métodos apresentados na Tabela 1, o WTF tornou-se um dos mais utilizados para a estimativa da recarga devido à sua simplicidade e ao pequeno número de parâmetros necessários para a sua aplicação. O método WTF utiliza exclusivamente dados de níveis da água

subterrânea ao longo do tempo e o conhecimento dos valores de  $S_y$  de cada poço/piezômetro utilizado no monitoramento das flutuações dos níveis (VIAROLI *et al.*, 2019).

### 3.2 MÉTODO WATER TABLE FLUCTUATION

O método WTF é aplicável a aquíferos livres localizados em regiões semiáridas ou úmidas. O WTF parte do princípio de que a precipitação que atinge o lençol subterrâneo causa elevação do nível de água e recarrega o aquífero livre (SCANLON; HEALY; COOK, 2002; VARNI *et al.*, 2013), como mostra a Equação 1.

$$R = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (1)$$

onde  $S_y$  é o rendimento específico,  $\Delta h$  é a altura do nível freático e  $\Delta t$  é o tempo.

Seguindo esse princípio, a estimativa da recarga ocorre com base na relação entre o nível acumulado no lençol freático, durante ou após eventos de precipitação, e as informações do  $S_y$  do aquífero (CAI ;OFTERDINGER, 2016).

Entretanto, o princípio do método possui algumas limitações, uma vez que, considerando que a água que chega ao lençol freático é imediatamente armazenada, ele ignora, por exemplo, o impacto do fluxo lateral no declínio do nível da água, o que pode gerar uma subestimativa dos valores estimados em relação ao valor real (CAI e OFTERDINGER, 2016).

Diversos estudos em várias regiões ao redor do mundo utilizaram a metodologia WTF levando em consideração os princípios originais ou propondo modificações para o seu aprimoramento, a exemplo dos realizados na Irlanda do Norte (e.g., CAI; OFTERDINGER, 2016), na Argentina (e.g., VARNI *et al.*, 2013), na França (e.g., DELOTTIER *et al.*, 2018), na Índia (e.g., MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015; CHINNASAMY *et al.*, 2018; BHANJA *et al.*, 2019; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019) na Itália (e.g., VIAROLI *et al.*, 2019), na Islândia (e.g., CARLING *et al.*, 2012), nas regiões áridas e semiáridas da África (e.g., XU e BEEKMAN, 2018) e na Austrália (e.g. (BEKELE; SALAMA; COMMANDER, 2007; CROSBIE *et al.*, 2019).

Com o intuito de obter valores de recarga mais precisos, Crosbie, Binning e Kalma (2005) propuseram um ajuste na formulação do método WTF que incorpora os efeitos de drenagem de aquíferos, de modo que a recarga seja identificada mesmo quando não haja aumento do nível do lençol freático. Outros trabalhos analisaram a contabilização do componente de drenagem na estimativa da recarga pelo método WTF (e.g., HEPPNER; NIMMO, 2005; DELIN *et al.*, 2007; CUTHBERT, 2010; CAI; OFTERDINGER, 2016). Cai e Offerdinger (2016) obtiveram resultados de



taxas de recarga anuais variando entre 48 e 175 mm para o subsolo, e entre 42 e 159 mm para a zona de transição. Nesse estudo, os autores concluíram que na região nordeste da Irlanda do Norte as chuvas de baixa intensidade têm maior impacto na recarga. Eles concluíram também que acoplar a análise de correlação ao método WTF automatizado poderia fornecer uma ferramenta útil para estimar as taxas de recarga.

No Brasil, o método WTF foi utilizado em aquíferos nas diversas regiões do país, como nos estados de São Paulo (e.g., MELO; CABRERA; WENDLAND, 2017; GONÇALVES *et al.*, 2019), do Rio Grande do Sul (e.g., TROIAN *et al.*, 2017; SENHORINHO; TROIAN; KUHN, 2018; BAUM; MANCUSO; FRITZEN, 2018), de Minas Gerais (e.g., SILVA, *et al.*, 2012), de Pernambuco (e.g., COELHO *et al.*, 2017), e da Paraíba (e.g., COELHO; ALMEIDA; SILANS, 2012; FERNANDES, 2017).

Coelho, Almeida e Silans (2012) aplicaram o método WTF considerando os princípios originais para estimar a recarga do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame a partir de dados obtidos em 27 poços de monitoramento durante um ano. Nesse estudo, os autores encontraram valores de recarga variando entre 14 e 190 mm/ano, o que corresponde entre 1,2 e 16,2% da precipitação média na bacia hidrográfica durante o período de monitoramento. Mais recentemente, Fernandes (2017) também utilizou o método WTF para estimar a recarga subterrânea dos aquíferos livres da bacia hidrográfica do rio Gramame e a região do baixo curso do rio Paraíba, estendendo a série temporal de dados do estudo realizado por Coelho, Almeida e Silans (2012). Nesse estudo, a autora utilizou um conjunto de 39 poços monitorados por 12 meses, obtendo valores anuais de recarga direta variando entre 41 e 426 mm/ano, com média de 185 mm/ano que corresponde a 11,7% da precipitação média na área de estudo durante o período considerado.

Essa variação significativa dos valores de recarga obtidos nos estudos de Coelho, Almeida e Silans (2012) e Fernandes (2017) está ligada à utilização de valores médios de  $S_y$  médio para todos os poços da bacia iguais a 7% e 10%, respectivamente. Entretanto, os valores desse parâmetro possuem grande variabilidade espacial e temporal, como verificado em estudos realizados na Índia (e.g., MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019) e no Brasil (e.g., VASCONCELOS; TEXEIRA; ALVES NETO, 2010; SILVA *et al.*, 2014; WENDLAND; GOMES; TROEGER, 2015).

Devido à essa alta variabilidade, a definição de valores de  $S_y$  é considerada a maior fonte de imprecisões na estimativa da recarga pelo método WTF (GEHMAN *et al.*, 2009; DELOTTIER *et al.*, 2018; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019).

### 3.3 RENDIMENTO ESPECÍFICO

Partindo dos conceitos da hidrostática, o  $S_y$  pode ser definido como a parte do volume armazenado em subsuperfície que é drenada sob a influência da gravidade (HEATH, 1983; DELOTTIER *et al.*, 2018;), como indicado na Equação 2.

$$S_y = \frac{Vd}{Vt} \quad (2)$$

sendo  $Vd$  o volume de água que drena ( $m^3$ ) do volume total  $Vt$  ( $m^3$ ).

A definição de um valor de  $S_y$  preciso é uma informação importante, pois esse coeficiente expressa a quantidade de água que está disponível para uso, além de ser um componente importante nos estudos dos aquíferos e aplicações de modelos matemáticos subsuperficiais (HEATH, 1983). No entanto, existe uma grande dificuldade na obtenção de valores confiáveis do  $S_y$ , atrelada a sua alta variabilidade temporal e espacial, tanto verticalmente quanto horizontalmente, que acaba por propagar erros e incertezas na sua utilização para estimativas de recarga (MACHIWAL; JHA, 2015; CROSBIE *et al.*, 2019; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019). A variabilidade do  $S_y$  também pode estar relacionada às diferentes composições geológicas da região. O estudo realizado por Johnson (1967), por exemplo, verificou, a partir de várias determinações para cada tipo do solo, que a variabilidade do parâmetro  $S_y$  é significativa. Nesse mesmo estudo, foram utilizadas várias técnicas para determinar os valores mínimos, máximos e médios do  $S_y$  para diferentes classes de textura dos materiais (Tabela 2).

Em estudo anterior realizado por Coelho, Almeida e Silans (2012) para estimar a recarga subterrânea na bacia hidrográfica do rio Gramame, foi utilizado o  $S_y$  de 7% definido com base em informações da literatura. Já no estudo de recarga subterrânea realizado por Fernandes (2017) foi utilizado um valor de  $S_y$  médio determinado com base nas análises dos testes de bombeamento em apenas 6 poços de monitoramento, que variaram entre 2 e 13%, além de valores encontrados na literatura, sendo escolhido um valor de  $S_y$  igual a 10%.

No entanto, abordagens que utilizam um valor médio de  $S_y$  como sendo representativo para grandes áreas devem ser cuidadosamente aplicadas, pois podem envolver grandes erros nas estimativas de recarga, por exemplo, devido à alta variabilidade espacial desse coeficiente (VARNI *et al.*, 2013). Assim, com a finalidade de eliminar fontes de erros nas estimativas do  $S_y$  e, conseqüentemente, em parâmetros que necessitem desse coeficiente, é importante que este seja

determinado para o local de estudo em vários pontos representativos ou de forma totalmente distribuída no espaço.

Tabela 2 – Variação do rendimento específico de acordo com a textura do material.

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

Fonte: Johnson (1967)

### 3.4 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO

Devido às crescentes preocupações relacionadas às incertezas na estimativa da recarga das águas subterrâneas pelos métodos de flutuações dos níveis de água, como o WTF, estudos têm buscado definir métodos matemáticos de obtenção dos valores distribuídos do  $S_y$  sem a necessidade de medições pontuais (e.g., poços, piezômetros e amostras de solo) onerosas (tempo e dinheiro) e que são representativas apenas para um local específico (e.g., MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015; CHINNASAMY *et al.*, 2018). Dentre os vários métodos existentes para estimativa desse parâmetro, os mais difundidos são as técnicas de laboratório, os ensaios de campo e as equações do balanço hídrico.

A determinação do  $S_y$  por meio de testes de laboratório geralmente utiliza amostras indeformadas do solo que preservam ao máximo as características de massa específica aparente e a umidade natural do solo obtida *in situ* (WENDLAND; GOMES; TROEGER, 2015). Wendland, Gomes e Troeger (2015) coletaram 3 amostras indeformadas de solo em cada profundidade que correspondem à variação do lençol freático em 5 poços de monitoramento da bacia hidrográfica Ribeirão da Onça (65 km<sup>2</sup>), na região do aquífero Guarani, em São Paulo, para determinar os valores de  $S_y$  médio utilizando o método de tensão de água no solo a partir de um funil de placa porosa (Funil de Haines). O valor médio do  $S_y$  obtido nesse estudo foi de 12,2%, com desvio padrão de 2,9%, mantendo a incerteza espacial, sendo um valor consistente com aqueles encontrados na literatura (e.g., SCANLON; HEALY; COOK, 2002), que variam entre 10% e 28% para a mesma classe textural.

A definição do  $S_y$  em laboratório, no entanto, pode não ser tão representativa, já que existe uma grande variabilidade horizontal e vertical dos valores desse parâmetro para o mesmo aquífero. Por exemplo, em uma área relativamente pequena, o estudo realizado por Wendland, Gomes e Troeger (2015) encontrou valores de  $S_y$  variando entre 8,5% e 15,9% de acordo com a distribuição espacial dos pontos de amostragem. Para ser o mais representativo possível, os testes realizados em laboratório para a determinação do  $S_y$  requerem a coleta de muitas amostras de solo em diversos locais da bacia hidrográfica, bem como em várias profundidades da zona de variação do nível do aquífero freático (VARNI *et al.*, 2013). A dificuldade de definição da quantidade e qualidade das amostras, atrelada ao alto custo na extração e análise, torna os testes de laboratório, em alguns casos, inviável de serem feitos, principalmente quando grandes áreas são consideradas (DELOTTIER *et al.*, 2018).

O valor de  $S_y$  também pode ser mensurado a partir de testes de campo. Dentre os métodos que envolvem esses testes, o mais difundido para determinar as características do aquífero são os testes de bombeamento. Os testes de bombeamento consistem no bombeamento de uma vazão constante de água em poços de observação e acompanhamento do rebaixamento e recuperação produzidos por essa retirada (WORTHINGTON; FOLEY; SOLEY, 2019). Através desse teste, é possível obter valores referentes às propriedades hidrodinâmicas do aquífero (e.g., armazenamento -  $S$ , transmissividade -  $T$  e condutividade hidráulica -  $K$ ). No caso de aquíferos livres, o valor do  $S$  pode ser uma boa aproximação para o valor de  $S_y$ , pois o valor do  $S_y$  é superior ao valor de  $h * S_s$  (MAZIERO; WENDLAND, 2008) (Equação 3).

$$S = S_y + h * S_s \quad (3)$$

sendo  $S$  o coeficiente de armazenamento,  $h$  a espessura da zona saturada e  $S_s$  o armazenamento específico da formação.

Na região da bacia sedimentar Pernambuco-Paraíba, no litoral do Nordeste do Brasil, diversos testes de bombeamento foram realizados para a determinação das características dos aquíferos Barreiras e Beberibe. A Tabela 3 apresenta os valores médios obtidos das características desses dois aquíferos.

Tabela 3 – Valores médios dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos Barreiras e Beberibe.

Origem do estudo	Aquífero Beberibe			Aquífero Barreiras		
	T [m <sup>2</sup> /s]	K [m/s]	S [s/dimens]	T [m <sup>2</sup> /s]	K [m/s]	S [s/dimens]
Estudo das Vertentes Litorâneas	1,62x10 <sup>-3</sup>	2,69x10 <sup>-5</sup>	1,5x10 <sup>-5</sup>	2,4x10 <sup>-3</sup>	2,4x10 <sup>-3</sup>	1,2x10 <sup>-4</sup>
Nº de testes	8	8	1	1	1	1
Estudo da Acquatool	8,85x10 <sup>-4</sup>	1,99x10 <sup>-5</sup>	1,45x10 <sup>-4</sup>	-	-	-
Nº de testes	20	20	20	-	-	-
Estudo da CPRM	9,76x10 <sup>-4</sup>	1,74x10 <sup>-4</sup>	-	1,8x10 <sup>-3</sup>	1,00x10 <sup>-4</sup>	-
Nº de testes	8	4	-	11	11	-
Estudos no Estado de Pernambuco	2,2x10 <sup>-3</sup>	2,2x10 <sup>-5</sup>	2,0x10 <sup>-4</sup>	1,7x10 <sup>-3</sup>	3,40x10 <sup>-5</sup>	5,0x10 <sup>-2</sup>
Nº de testes	140	140	-	12	12	-

Fonte: Adaptado de Costa *et al.* (2007)

Especificamente para as bacias do rio Gramame e o baixo curso do rio Paraíba, Fernandes (2017) apresentou os resultados de testes de bombeamentos realizados em 11 poços distribuídos pela área de estudo. Com base nas características de cada poço, os resultados de rebaixamento e recuperação foram analisados através dos métodos de Theis Neuman, Moench e Papadopulos, de modo a comparar os resultados obtidos por cada um deles. A Tabela 4 apresenta a média dos valores dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos pelos diferentes métodos. Os campos preenchidos com “-” na Tabela 4 indicam que os testes não geraram uma curva possível de ser analisada e, assim, fornecer os valores dos parâmetros.

Através da observação das Tabelas 3 e 4, é possível verificar variações significativas entre os valores dos parâmetros. Essa diferença de valores pode ser atribuída à variabilidade dos parâmetros e ao tipo de análise selecionada. Assim, a estimativa do  $S_y$  a partir de testes de bombeamento deve ser avaliada com cuidado, tanto no processo de realização (e.g., duração das tensões e os períodos de medições) quanto no processo de análise dos resultados para se ter maior certeza do valor representativo para o aquífero (WORTHINGTON; FOLEY; SOLEY, 2019). Dependendo da confiabilidade dos resultados do teste de bombeamento e da densidade/espacialidade dos poços de observação, as estimativas de  $S_y$  podem ser extrapoladas para grandes áreas através de métodos estatísticos (VARNI *et al.*, 2013).

Tabela 4 – Valores de alguns parâmetros hidrodinâmicos para JPA Study Case obtidos por Fernandes (2017) para 11 poços de monitoramento.

Poços Tubulares	Método	T[m <sup>2</sup> /s]	S	Sy
P31	Theis, Neuman	5,42 x10 <sup>-5</sup>	0,205	0,10
P32	Theis, Neuman, Moench	6,72 x10 <sup>-4</sup>	0,10	0,075
P33	Theis	6,28 x10 <sup>-5</sup>	0,13	-
P36	Theis, Moench	3,11 x10 <sup>-4</sup>	2,565x10 <sup>-3</sup>	0,085
P24	Theis	1,18x10 <sup>-4</sup>	0,02	-
P10	Theis	1,03 x10 <sup>-5</sup>	0,035	-
<b>Poços Cacimbões</b>				
P02	Papadopulos	-	-	-
P04	Papadopulos	6,00 x10 <sup>-5</sup>	0,08	-
P08	Papadopulos	-	-	-
P09	Papadopulos	-1,96x10 <sup>-4</sup>	0,08	-
P14	Papadopulos	-	-	-

Fonte: Adaptado de Fernandes (2017)

Em certos estudos, pela inviabilidade da realização desses testes de campo e laboratório, são utilizados métodos matemáticos para determinação dos valores de  $Sy$ , dentre os quais os mais recomendados são o método do balanço hídrico e o método de flutuação do lençol freático (CHINNASAMY *et al.*, 2018). A aplicação do método de balanço hídrico combinado ao método de flutuação do lençol freático estima os valores de  $Sy$  a partir de dados hidrometeorológicos, como a precipitação, a evapotranspiração, os níveis do lençol, entre outros. A grande aplicação do método se dá pelos seguintes fatores: (1) os dados necessários estão geralmente disponíveis em diversas áreas e (2) a agregação das metodologias leva a uma redução das incertezas na obtenção das estimativas da recarga e nos modelos de gerenciamento das águas subterrâneas (CROSBIE *et al.*, 2017).

Alguns estudos já utilizaram o balanço hídrico e a flutuação do lençol freático de maneira conjunta para estimar o  $Sy$  (e.g., MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL; JHA, 2015; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019). Machiwal e Jha, (2015), por exemplo, utilizaram o método da dupla flutuação do lençol freático (DWTF) para estimar o  $Sy$  (estação seca) e a recarga subterrânea (estação chuvosa) em uma região semiárida da Índia. Esse estudo levou em consideração os vários tipos de recarga (e.g., naturais oriundos da precipitação, provocada pela infiltração dos corpos de água superficiais provenientes da vazão de retorno da irrigação, dentre outros), as diferentes retiradas de água (e.g., uso doméstico e irrigação) e as variações do nível de água subterrânea de uma série de 11 anos de dados. A aplicação do método gerou resultados coerentes da estimativa de  $Sy$  para o tipo de subsuperfície e formações presentes na área (VARNI *et al.*, 2013).

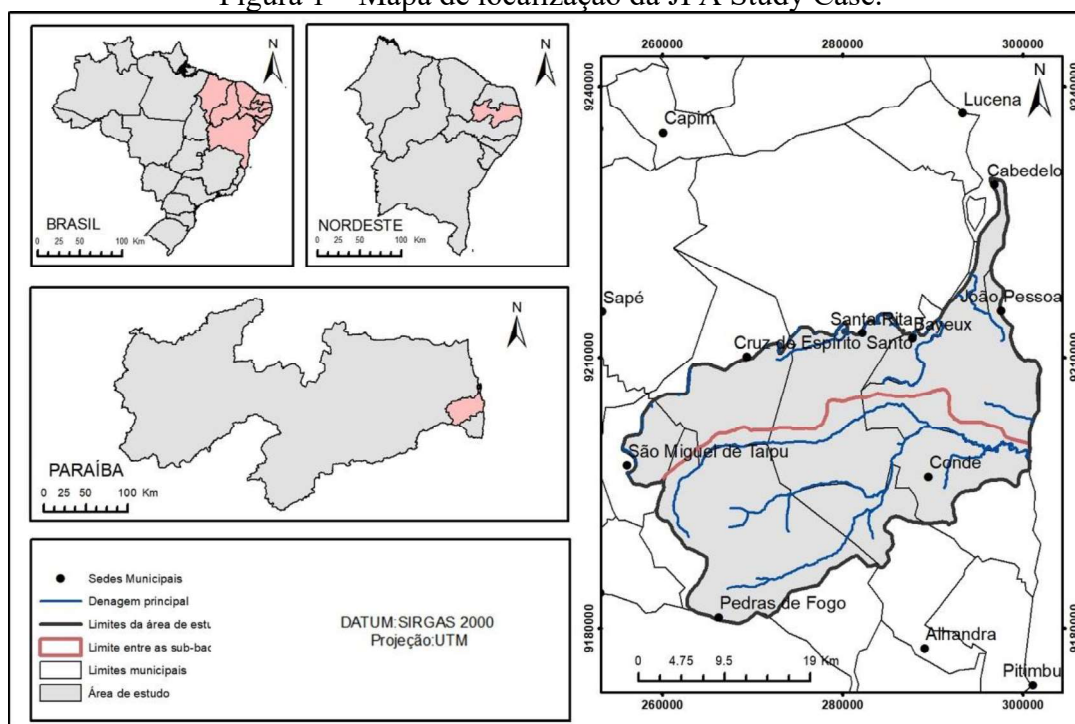
## 4 ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo para realização deste trabalho engloba as bacias hidrográficas do rio Gramame e parte da bacia hidrográfica do Baixo Paraíba (doravante chamada de *JPA Study Case*), localizadas na área costeira do estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. Essa região foi assim definida por compor o projeto BRAMAR e por possuir um histórico de monitoramento de nível.

As duas bacias hidrográficas estão inseridas na Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba. As bacias hidrográficas estão situadas entre as longitudes  $-34,79^{\circ}$  e  $-35,21^{\circ}$  e latitudes  $-7,40^{\circ}$  e  $-6,96^{\circ}$ , abrangendo uma área de 1.036,07 km<sup>2</sup>. Nessa área, estão inseridas a capital do estado da Paraíba (João Pessoa) e outros 8 municípios (Alhandra, Bayeux, Cabedelo, Conde, Cruz do Espírito Santo, Pedras de Fogo, Santa Rita e São Miguel de Taipu), com uma população total de mais de um milhão de habitantes (1.090.877 hab.) (Figura 1) (IBGE, 2010).

Figura 1 – Mapa de localização da JPA Study Case.



A área de estudo selecionada destaca-se por possuir importância socioeconômica para a região, pois a bacia hidrográfica do rio Gramame é responsável pelo abastecimento da região metropolitana de João Pessoa (PDRH, 2000). Além disso, na área é constatado distinções físico-bióticas correlacionadas à outras bacias hidrográficas do seu porte na região (FERNANDES, 2017).

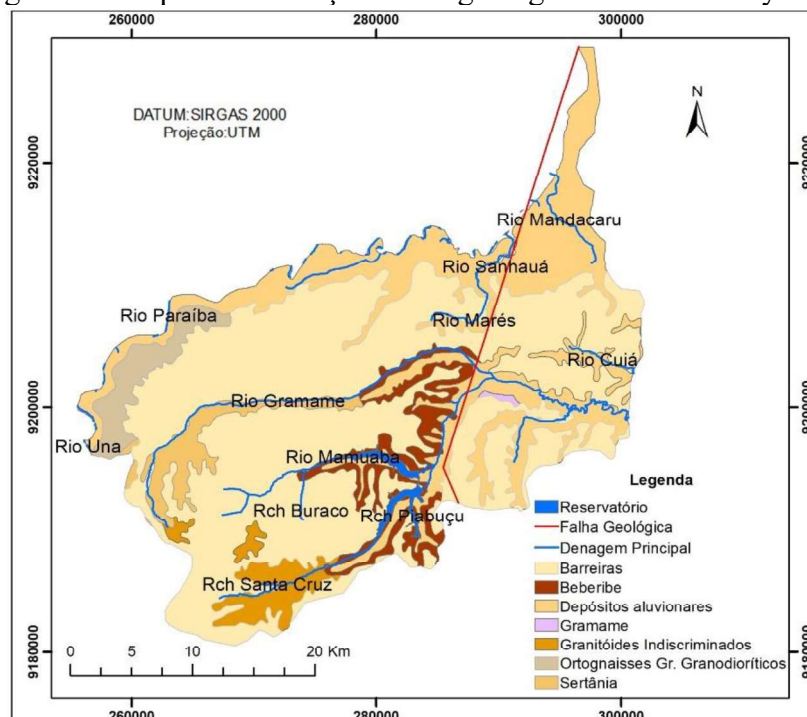
Estudos anteriores verificaram um cenário de superexploração de águas subterrâneas nessas bacias hidrográficas (BATISTA *et al.*, 2011; BRAGA; RÊGO; GALVÃO, 2015), o que pode levar a uma situação de estresse e esgotamento das águas subterrâneas.

#### 4.2 HIDROGEOLOGIA E HIDROGRAFIA

A Bacia Sedimentar Paraíba (Figura 2) pode ser dividida em três sub-bacias: Miriri, Alhandra e Olinda. A área de estudo está contida na sub-bacia Alhandra. A sub-bacia Alhandra apresenta três formações hidrogeológicas: Beberibe, Gramame e Barreiras.

A formação Beberibe aflora nas partes oeste e sul da bacia sedimentar. A porção oeste é caracterizada por possuir um arenito mais duro, com características granulométricas variadas, já a parte sul é caracterizada por arenitos continentais, quartzosos, com uma espessura média de 50 metros. Sobre a formação Beberibe está localizada a formação Gramame, constituída basicamente por calcário com espessura média de 50 metros e algumas intercalações finas de argila. Abrangendo a maior parte da área de estudo, estende-se a formação Barreiras, composta principalmente por sedimentos areno-argilosos com espessuras entre 10 e 60 metros (Figura 2). Na região de estudo, encontra-se ainda uma falha geológica (linha vermelha na Figura 2) (FERNANDES, 2017; BRAGA, 2020).

Figura 2 – Mapa das formações hidrogeológicas da JPA Study Case.



Fonte: Adaptado de Fernandes (2017)



Como foi mencionado anteriormente, o *JPA Study Case* engloba duas bacias hidrográficas. A bacia hidrográfica do rio Gramame abrange uma área de 590 km<sup>2</sup>, com o rio principal com aproximadamente 54,3 km de extensão, nascendo no município de Pedras de Fogo e desaguardo no limite entre os municípios de João Pessoa e Conde. Na bacia do rio Gramame também está inserido o reservatório Gramame-Mamuaba, que possui capacidade de armazenamento de 56 milhões de m<sup>3</sup> (PDRH, 2000).

Quanto à bacia do rio Paraíba, apenas 11,26% (442 km<sup>2</sup>) da bacia está contida na região de estudo. O baixo curso do rio Paraíba segue o rio principal que também serve como limite superior da área de estudo. O baixo curso do rio Paraíba cruza áreas urbanas com alta densidade, o que desencadeou altos níveis de contaminação dos rios (AESAs, 2006).

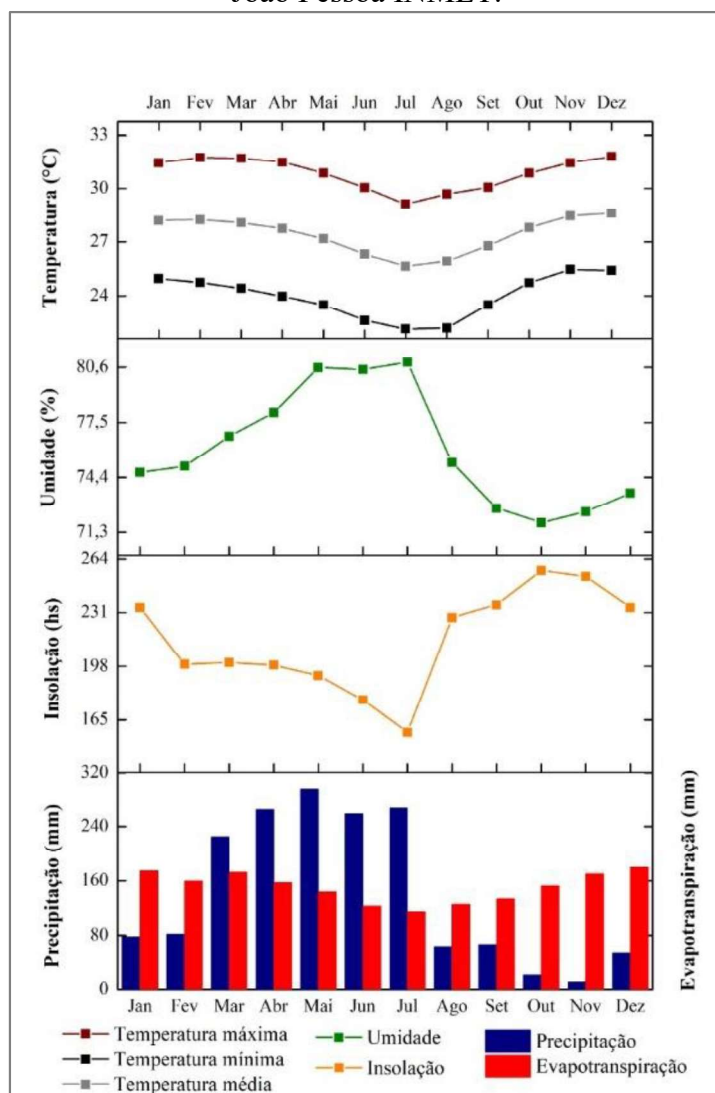
### 4.3 CLIMA

O clima na região do estudo, com base na classificação de Köppen, é o tropical úmido (As<sup>2</sup>), com verão e primavera secos e outono e inverno chuvosos, bem como baixa variação da temperatura média do ar ao longo do ano (ALVARES *et al.*, 2014). O ano hidrológico na área de estudo tem início em outubro e termina no final de setembro do ano subsequente (AESAs, 2010). Na porção leste do estado da Paraíba, onde o estudo foi realizado, o período mais chuvoso compreende os meses de abril a julho, sendo os demais meses considerados como de estiagem.

De acordo com os dados da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) localizada dentro da área de estudo (Figura 3), a precipitação média anual para o período estudado (2015 - 2018) foi de 1.688 mm/ano, sendo 64,4% do total anual das precipitações concentradas entre os meses de abril e julho. A temperatura média anual no período estudado foi de 27,4 °C, sendo dezembro o mês mais quente (31,8 °C) e julho o mês mais frio (22,1 °C).

A Figura 3 apresenta as variações médias mensais dos componentes meteorológicos supracitadas com base nos dados da estação do INMET. A insolação média entre os anos 2015 e 2018 foi de 2.567,79 horas, com julho o mês com menor incidência solar (157,4 horas) e outubro o mês com maior incidência solar (256,95 horas). A umidade relativa do ar obtida pela estação do INMET nos três anos estudados indica que o mês mais seco do ano é outubro (71,83%) e o mês mais úmido é julho (80,88%).

Figura 3 – Meteorologia mensal média do período de 2015-2018 considerando os dados da estação João Pessoa INMET.



Fonte: INMET (2020)

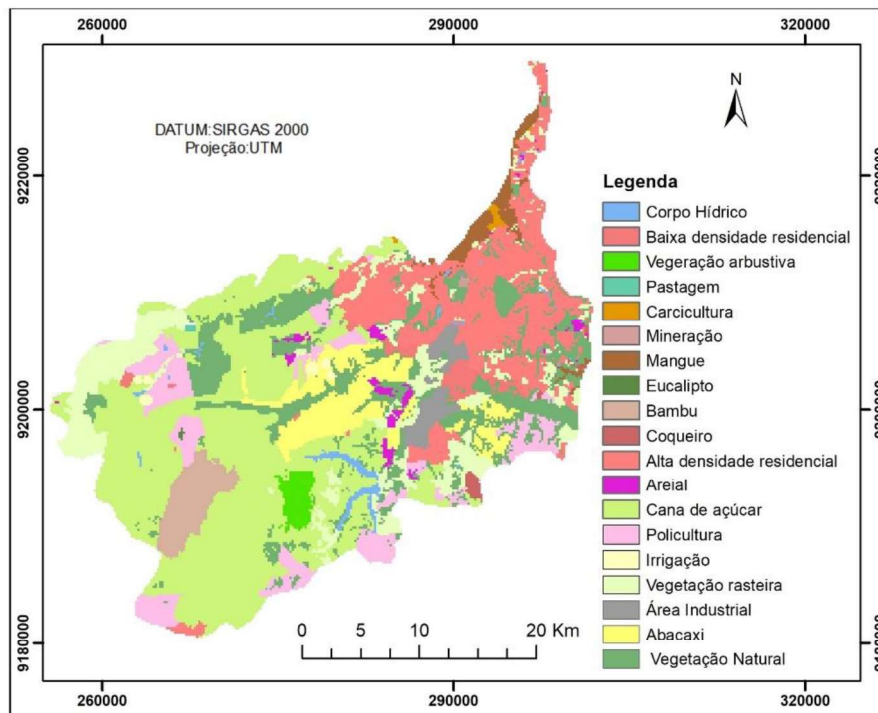
#### 4.4 USO DO SOLO

O mapa de uso e ocupação da área de estudo para o ano 2016 foi elaborado nos estudos realizados por Fernandes (2017). Para isso, foram vetorizadas imagens coloridas dos satélites ASTRIUM e SPOT obtidas entre 2013 e 2015, disponíveis no *Google Earth Pro*, bem como informações obtidas a partir de visitas a campo realizadas em abril 2016 com a utilização de um GPS (GARMIN – Gpsmap76csx) para confirmar e atualizar as informações presentes nas imagens.

Grande parte da área de estudo é ocupada por atividade agrícola (46,5%), com cultivo de cana de açúcar, abacaxi, coqueiro e policulturas (Figura 4). O outro uso predominante é a ocupação residencial (18,0%). Na região ainda existem vestígios de vegetação preservada, como remanescentes

de Mata Atlântica, mangue e vegetação arbustiva (16,7%). Os corpos hídricos representam aproximadamente 2,0% da área, dentre os quais se destaca o reservatório Gramame-Mamuaba.

Figura 4 – Mapa de uso e ocupação do solo da JPA Study Case.

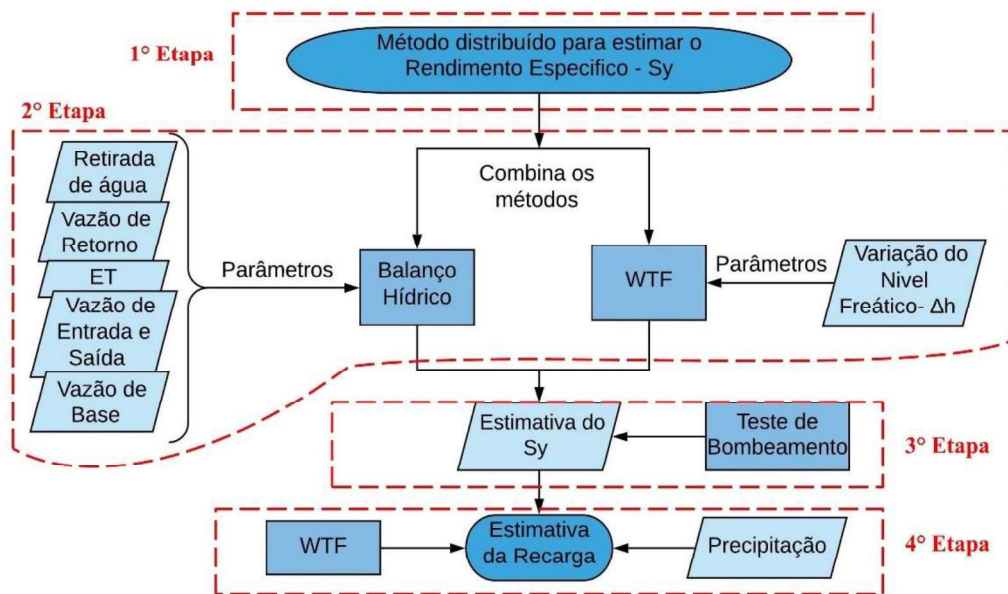


Fonte: Adaptado de Fernandes (2017)

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi planejada e desenvolvida em quatro etapas, como identificado no fluxograma da Figura 5. Na primeira e segunda etapas, foram realizados a escolha do método de abordagem conjunta para estimar os valores do  $S_y$  e os cálculos dos parâmetros que compõem o balanço hídrico (e.g., demanda, vazão de retorno, evapotranspiração, vazão de entrada e saída, e vazão de base), respectivamente. Na terceira etapa, foi realizado o processamento dos dados com base no método escolhido, de modo a obter os valores estimados de  $S_y$  que foram validados a partir dos valores obtidos pelos testes de bombeamento. Por fim, foram realizados os cálculos da recarga subterrânea pelo método WTF usando esses valores estimados de  $S_y$ . Os eventos de recarga identificados ainda passaram por uma análise de suas respostas aos eventos de precipitação.

Figura 5 – Fluxograma com etapas de desenvolvimento da pesquisa.



### 5.1 MÉTODO DISTRIBUÍDO DE ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO ( $S_y$ )

O método utilizado nesta pesquisa para calcular espacialmente os valores de  $S_y$  foi proposto por Maréchal *et al.* (2006) e emprega uma combinação do balanço hídrico com o método WTF. Variações da mesma metodologia também foram empregadas em estudos realizados por Machiwal e

Jha (2015) e Mizan *et al.* (2019). Neste método, a estimativa do  $S_y$  considera os valores dos parâmetros relacionados na Equação 4 no período sem recarga, i.e., na estação seca:

$$S_y = \frac{RF^{dry} + Q_{on}^{dry} + Q_{bf}^{dry} - ET^{dry} - PG^{dry} - Q_{off}^{dry}}{MDE - \Delta h^{dry}} \quad (4)$$

onde RF é vazão de retorno [ $m^3$ ],  $Q_{on}$  e  $Q_{off}$  correspondem às águas subterrâneas que entram e saem na bacia [ $m^3$ ], ET é a evapotranspiração [mm], PG é a captação de água subterrânea por bombeamento [ $m^3$ ],  $Q_{bf}$  é uma vazão de base (descarga de águas subterrâneas em córregos ou nascentes) [ $m^3$ ],  $MDE - \Delta h^{dry}$  é a diferença entre o modelo digital de elevação e a variação de nível no período seco [m].

Nessa estimativa, além da variabilidade espacial do  $S_y$ , também foi dado enfoque à variabilidade temporal do parâmetro, estabelecendo um valor médio de  $S_y$  para cada ano do período estudado. Sendo assim, esse método foi empregado para toda a área de estudo considerando o período de três anos hidrológicos.

## 5.2 PARÂMETROS PARA ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA RECARGA

Para estimar os valores distribuídos de  $S_y$  e da recarga subterrânea, alguns parâmetros apresentados na Equação 3 tiveram de ser calculados utilizando dados de campo e modelagem hidrológica. Os métodos utilizados para a obtenção de cada um desses parâmetros são descritos em detalhe nos próximos subitens.

### 5.2.1 Captação de água subterrânea por bombeamento (PG)

As informações da retirada das águas subterrâneas foram obtidas com base no estudo de Walter (2018). No estudo por ele realizado, a demanda de água para a região foi calculada com base nas atividades de uso do solo. Sendo assim, o cálculo da captação das águas subterrâneas por bombeamento foi o somatório da demanda industrial, demanda para abastecimento pecuário, demanda doméstica e demanda para irrigação.

O valor de demanda industrial foi considerado como sendo 1,2 milhões de metros cúbicos por ano, de acordo com as estimativas realizadas por Braga *et al.* (2018). Essa demanda apresenta o comportamento de pequena variação ao longo do ano, sendo assim, a sua distribuição anual ao longo dos meses foi considerada como sendo homogênea (WALTER, 2018). Os valores de demanda anual foram transformados para demanda mensal e convertidos para valores em mm/mês. Dessa foram, os

valores de demanda industrial foram de 0,1 mcm/mês. Esse valor foi agregado ao mapa de acordo com as áreas de uso industrial.

A demanda para abastecimento pecuária foi estimada utilizando a equação geral estabelecida pelo PLIRHINE(1980) (Equação 5):

$$DPEC = BEDA \times CD \quad (5)$$

sendo DPEC a demanda para abastecimento pecuário [m<sup>3</sup>], BEDA os bovinos equivalentes para demanda de água [und], e CD a demanda per capita animal l/uni/dia, assumido no PLIRHINE valor igual a 50 l/und/dia.

O cálculo do parâmetro BEDA foi realizado pela seguinte expressão (SUDENE, 1980) (Equação 6):

$$BEDA = BOV + 0,2(OV + CAP) + EQUI + 0,25 SUI \quad (6)$$

sendo BOV a quantidade de bovinos e bufalinos, OV/CAP a quantidade de ovinos e/ou caprinos, EQUI a quantidade de equídeos (equinos + asininos + muares) e SUI a quantidade suínos.

Assim, para estimar o parâmetro BEDA e a demanda pecuária, foram utilizados os dados da Pesquisa da Pecuária Municipal do IBGE para o ano de 2017. A espacialização dos valores de demanda pecuária foi feita com base na metodologia adotada no PDRH (2000), que pondera uma distribuição do rebanho aproximadamente homogênea no território municipal, estimando o valor do BEDA por unidade da área e considerando seu valor proporcional à participação da área do município na área de estudo. Quanto à variação temporal, foi considerada que para a região de estudo há uma distribuição homogênea da demanda pecuária ao longo dos meses (WALTER, 2018).

Os valores de cada componente e do valor total do BEDA, bem como a estimativa da demanda pecuária para cada município, são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6 – Rebanho segundo o IBGE (2017), BEDA e Demanda hídrica para a pecuária dos municípios que compõe a JPA Study Case.

Municípios	Rebanho (Und)					BEDA	DPEC (mcm/ano)
	Bovinos	Equinos	Suínos	Ovinos	Caprinos		
Alhandra	2500	150	320	140	80	2774	50.63
Conde	2303	148	520	1000	216	2824.2	51.54
Cruz do Espírito Santo	1950	420	1800	670	480	3050	55.66
João Pessoa	4600	750	3250	820	425	6411.5	117.01
Santa Rita	4500	270	1900	650	410	5457	99.59
São Miguel de Taipu	3900	270	245	420	500	4415.25	80.58
Pedras de Fogo	3500	390	1000	500	1200	4480	81.76
Bayeux	300	84	1000	110	130	682	12.45
Cabedelo	151	36	412	24	94	313.6	5.72

Fonte: IBGE (2017)

A demanda doméstica também foi calculada de acordo com a metodologia adotada por Walter (2018). Neste caso, levou-se em consideração a população urbana e a população rural de cada município que compõe a área estudada. Os valores de demanda de cada município da *JPA Study Case*, incluindo as perdas, foram estimadas por Braga *et al.* (2018) considerando a população do censo de 2010 (IBGE, 2010) e os valores de consumo per capita da região em milhões de metros cúbicos. Assim como as demandas anteriores, a variação temporal da demanda doméstica foi assumida como constante ao longo dos meses, tendo seu valor anual modificado para valores mensais (Tabela 7). Quanto à variação espacial, foi assumida uma abordagem conservadora, onde para os municípios localizados na fronteira da unidade de estudo era considerado 100% do valor da demanda. A espacialização desses valores de demanda ao longo da área de estudo foi realizada a partir de informações de baixa densidade residencial (área rural) e alta densidade residencial (área urbana) presentes no mapa de uso e ocupação do solo. Desse modo, alguns municípios possuem apenas região urbana dentro do limite da área de estudo (Pedras de Fogo, Cabedelo, Bayers), enquanto outros possuem apenas área rural (Cruz do Espírito Santo, São Miguel). Outros municípios possuem os dois tipos de concentração demográfica (João Pessoa, Conde, Santa Rita). Alhandra é o único município que na região inserida na área de estudo não apresenta concentrações demográficas (rurais e urbanas).

Tabela 7 – População segundo IBGE (2010) e demanda rural e urbana dos municípios da área de estudo segundo Walter (2018).

Município	População Rural (hab.)	Demanda rural (mcm/ano)	População Urbana (hab.)	Demanda urbana (mcm/ano)
João Pessoa	2.730	0,10	720.785	85,50
Santa Rita	16.593	0,61	103.717	7,38
Bayeux	923	-	98.793	5,63
Cabedelo	8	-	57.936	3,30
Pedras de fogo	10.674	-	16.358	0,93
Conde	6.913	0,25	14.487	0,82
Alhandra	6.854	-	11.153	-
Cruz do Espírito Santo	8.817	0,32	7.440	-
São Miguel de Taipu	3.719	0,14	2.977	-
<b>Total</b>	<b>57.231</b>		<b>1.033.646</b>	

Fonte: IBGE (2010) e Walter (2018)

A demanda para irrigação (DIR), por sua vez, foi calculada considerando a precipitação (P) e a evapotranspiração de cada cultura ( $ET_c$ ) a partir da Equação 6 (WALTER, 2018).

$$DIR = ET_c - P \quad (7)$$

Os dados de precipitação foram obtidos a partir de 8 estações pluviométricas instaladas na área de estudo e no seu entorno (Tabela 8). Os dados de precipitação utilizados foram para os anos entre 2015 a 2018, pois coincidem com os dados disponíveis de nível da água subterrânea para região. As falhas existentes durante esse período foram corrigidas e homogêneas através do método do vetor regional.

Tabela 8 – Informações das estações pluviométricas da área de estudo.

ID	Nome	Lat. (m)	Long. (m)	Responsável
3940819	Alhandra (Ald.)	-7,4256	-34,9106	AESA
3941133	Cabedelo/EMATER (Cab. /EMATER)	-7,0878	-34,8500	AESA
3849384	Cruz do Espírito Santo (Cr. Esp. St.)	-7,1408	-35,0911	AESA
3849599	Est. Pluv 02 (BEER)	-7,2991	-35,0312	UFPB
3940415	João Pessoa/CEDRES (JP/CEDRES)	-7,2171	-34,9496	AESA
3940226	João Pessoa/DFAARA (JP/ DFAARA)	-7,0833	-34,8300	AESA
3940233	João Pessoa/INMET (JP/INMET)	-7,1409	-34,8511	INMET
3849877	Pedras de Fogo (Pd. Fog.)	-7,4014	-35,1175	AESA



O valor de  $ET_c$  é obtido a partir da multiplicação da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) com o fator específico do tipo de colheita ( $K_c$ ) (Equação 8).

$$ET_c = ET_0 \times K_c \quad (8)$$

A evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) foi obtida neste estudo pelo método de *Penman-Monteith* (ALLEN *et al.*, 1998), por ser um dos métodos mais utilizados e por produzir resultados satisfatórios em diversos estudos (BORGES JR. *et al.*, 2012; MOURA *et al.*, 2013).

A equação de *Penman-Monteith* (Equação 8) foi padronizada pelo boletim 56 da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United States*) e leva em consideração diversos dados meteorológicos para determinar a variação da  $ET_0$ . A  $ET_0$  representa a evapotranspiração de uma cultura de referência (gramado sem restrição hídrica e com crescimento ativo) em um determinado período.

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (9)$$

onde  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência [mm/dia],  $R_n$  é a radiação líquida na superfície da colheita [ $\text{MJ m}^{-2}/\text{dia}$ ],  $G$  é a densidade do fluxo de calor do solo [ $\text{MJ m}^{-2}/\text{dia}$ ],  $T$  é a temperatura do ar a 2 m de altura [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $u_2$  é a velocidade do vento a 2 m de altura [m/s],  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação [KPa],  $e_a$  é a pressão de vapor real [KPa],  $e_s - e_a$  é o déficit de pressão de vapor de saturação [KPa],  $\Delta$  é a curva de pressão de vapor de inclinação [ $\text{KPa}/^{\circ}\text{C}$ ], e  $\gamma$  é a constante psicrométrica [ $\text{KPa}/^{\circ}\text{C}$ ].

Os dados meteorológicos utilizados no cálculo da  $ET_0$  foram obtidos a partir de dados da estação do INMET da cidade de João Pessoa (os mesmos utilizados para gerar as informações presentes na Figura 3) e utilizando relações estabelecidas no boletim 56 da FAO (ALLEN *et al.*, 1998). Os resultados dos valores diários da  $ET_0$  foram agrupados de modo a se ter a média mensal e a média anual dos três anos hidrológicos.

Quanto ao  $K_c$ , neste estudo, foram considerados os valores de  $K_c$  também utilizados por Walter (2018), que leva em consideração os estágios de crescimento das culturas presentes na região de estudo (Tabela 9). Para a definição do  $K_c$ , Walter (2018) definiu as datas típicas de plantio de cada cultura, de modo a realizar a distribuição dos estágios de crescimento ao longo do ano. A Tabela 10

apresenta os valores de Kc definidos por Walter (2018) para a cana de açúcar variando ao longo do ano. Esse cultivo possui o período de plantio de setembro a março, tendo um estágio inicial de crescimento de 50 dias, uma fase de meia temporada de 180 dias e uma etapa final de 60 dias, totalizando aproximadamente 10 meses, conforme as informações mostradas na Tabela 9. As tabelas com a distribuição do estágio de crescimento ao longo do ano das demais culturas, definidos por Walter (2018), estão apresentadas no Anexo I desta dissertação.

Para a classe policultura, os valores de Kc foram definidos a partir de uma média dos valores das culturas de coco, mandioca e manga. Para a classe de pastagem, como não há informação sobre o tipo específico de pasto cultivado na região, foi determinado que o tipo seria a Capim-marandu (*Bracharia brizantha* cv Marandu), que é o tipo de pastagem mais cultivado no Brasil (VOLTOLINI *et al.*, 2011). Para esse tipo de pastagem, Quintanilha *et al.* (2006) estimaram um valor médio de Kc de 1,0.

Tabela 9 – Valores de Kc das culturas dependendo dos estágios de crescimento.

Cultura	Estágio de Crescimento						Referência
	Estágio inicial		Fase de meia temporada		Etapa Final		
	Kc	Dias	Kc	Dias	Kc	Dias	
Cana-de-açúcar	0,40	50	1,25	180	0,75	60	FAO (1997)
Abacaxi	0,50	60	0,60	720	0,30	10	FAO (1997)
Coco	-	-	0,54	-	-	-	Jatakumar et al. (1988)
Manga	0,92	25	0,83	30	0,70	30	Teixeira et al. (2008)
Mandioca	0,30	150	1,10	150	0,50	60	FAO (1997)

Fonte: Walter (2018).

Tabela 10 – Distribuição dos estágios de crescimento ao longo do ano para cálculo do Kc médio para cana-de-açúcar.

Data de Plantio	Kc Cana-de-açúcar											
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set
Set	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	0,75	0,75			
Out	0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	0,75	0,75		
Nov		0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	0,75	0,75	
Dez			0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	0,75	0,75
Jan				0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	0,75
Fev					0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25
Mar						0,4	0,4	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25
Kc médio	0,71	0,71	0,81	0,91	0,97	1,01	1,13	1,18	1,11	1,08	1,06	0,88
Legenda	Estágio Inicial			Fase de meia temporada				Etapa Final				

Fonte: Walter (2018).

A partir dessas distribuições, foi realizado o cálculo do Kc médio de cada mês para cada tipo de cultura, como mostra a Tabela 11.

Tabela 11 – Valores médios de Kc para cada cultura ao longo do ano.

Cultura	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Aug	Set
Cana-de-açúcar	0,71	0,71	0,81	0,91	0,97	1,01	1,13	1,18	1,11	1,08	1,05	0,88
Abacaxi	0,33	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,33	0,37	0,37
Mandioca	0,50	0,70	0,90	1,10	0,80	0,80	0,60	0,40	0,35	0,30	0,30	0,30
Manga	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83
Coco	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54
Policultura	0,62	0,69	0,76	0,82	0,77	0,72	0,66	0,59	0,57	0,56	0,56	0,56

Fonte: Walter (2018).

Assim, esses valores de Kc foram distribuídos ao longo da área de estudo obedecendo o uso e ocupação de cada cultivo. O mapa de Kc foi relacionado com o valor de  $ET_0$  para obtenção de um mapa que reúna os valores de  $ET_c$ . Com base em uma álgebra de mapas usando a Equação 8, os valores de demanda de irrigação para cada mês do período considerado (2015-2018) foram obtidos.

Para obter o valor da DIR, é necessário saber qual parcela dessa demanda utiliza águas subterrâneas e qual a eficiência do método de irrigação utilizado. Assim, para incluir esses aspectos nos valores de demanda foram adotados os modelos simulados por Walter (2018), que mostram que cerca de 70% das plantações utilizam água subterrânea para irrigação na área de estudo. A essa demanda foi ainda acrescido as perdas sofridas pela utilização de aspersores, cuja eficiência média é de 60%.

A partir do cálculo dessas 4 parcelas, foi feito um somatório de todas as demandas para obter os valores de retirada de água subterrânea na área de estudo. Esses, por sua vez, foram organizados seguindo o formato adotado pelo método utilizado para a estimativa do  $S_y$  (MARÉCHAL *et al.*, 2006; MACHIWAL e JHA, 2015; MIZAN *et al.*, 2019), que realizam a divisão em período de estiagem e período chuvoso. Para o caso da área de estudo, foram considerados 8 meses secos (entre agosto e março) e 4 meses chuvosos (entre abril e julho).

### 5.2.2 Vazão de retorno (RF)

A vazão de retorno foi calculada para compor o cálculo das estimativas do  $S_y$ . Para a região de estudo, foram considerados as vazões de retorno da irrigação para o aquífero. Além disso, também foi considerado como parcela a vazão de retorno da demanda doméstica, que engloba os vazamentos

de redes de distribuição de água que retorna ao aquífero, tendo em vista que o Brasil possui altos índices de perdas no abastecimento público.

Para a região de estudo, foram assumidas vazões de retorno de irrigação de 5% da demanda correspondente e vazão de retorno doméstico de 20% para as áreas urbanas devido a aspectos de perdas de água do sistema de abastecimento e esgotamento sanitário. Para as áreas rurais as perdas assumidas foram de 90% devido à inexistência de redes de esgoto que levam a uma maior taxa de infiltração (retorno) das águas no lençol freático (WALTER, 2018).

### 5.2.3 Monitoramento e variação do nível da água ( $\Delta h$ )

O *JPA Study Case* possui uma rede de monitoramento das águas subterrâneas composta por 41 poços. Em estudos anteriores realizados na região por Coelho, Almeida e Silans (2012) e Fernandes (2017), esses poços passaram por um processo de cadastramento, sendo identificados pela letra P com uma numeração de 1 a 41. Nesse processo de cadastramento, foram obtidas informações técnico-construtivas de cada poço, incluindo localização geográfica, diâmetro, profundidade, vazão bombeada, altitude e uso da água.

Dessa rede inicial, foram utilizados para esta pesquisa 27 poços, o que implica numa rede de monitoramento com densidade de 1 poço a cada 26,1 km<sup>2</sup> (Tabela 12). Os outros 14 poços foram descartados da pesquisa por terem seu monitoramento interrompido ou por possuírem grande frequência de bombeamento que inviabiliza a análise da recarga.

Dos poços selecionados para este estudo, 15 estão localizados na bacia hidrográfica do rio Gramame e 12 na região do baixo curso do rio Paraíba. Quanto ao tipo, 11 deles (40,7%) são do tipo cacimbão e 16 (59,3%) são do tipo tubular. A profundidade média dos poços é de 19,0 m, variando entre 2,0 (P30) e 42,8 (P35) metros.

O monitoramento do nível freático ocorreu a partir de campanhas de campo realizadas entre os anos de 2015 e 2018 pelo grupo pesquisadores do LARHENA da UFPB (FERNANDES, 2017; BARBOSA, 2020). Para isso, foram utilizados transdutores automáticos de pressão em 19 poços, selecionados de acordo com a distribuição espacial e a disponibilidade do proprietário para a instalação dos mesmos.

Tabela 12 – Informações dos poços de monitoramento da JPA Study Case.

ID	Long. X	Lat. Y	Bacia hidrográfica	Sensor	Elevação (m)	Profundidade (m)	Tipo
P02	-35,0954	-7,2459	Gramame		68,09	9,2	Cacimbão
P04	-35,1166	-7,2622	Gramame	Sim	133,3	19,8	Cacimbão
P05	-35,1331	-7,3546	Gramame		175,1	11,1	Cacimbão
P08	-35,0979	-7,3900	Gramame		113,1	8,0	Cacimbão
P09	-35,0905	-7,3489	Gramame		121,2	11,7	Cacimbão
P10	-35,0904	-7,3360	Gramame	Sim	111,4	12,9	Tubular
P11	-35,1279	-7,1830	B. Paraíba		89,1	18,0	Cacimbão
P16	-34,9845	-7,2445	Gramame	Sim	74,4	10,4	Cacimbão
P17	-35,1145	-7,2019	B. Paraíba		91,9	26,0	Cacimbão
P19	-35,0219	-7,2976	Gramame	Sim	99,9	2,1	Tubular
P20	-35,0446	-7,2816	Gramame	Sim	46,5	7,3	Cacimbão
P22	-34,9587	-7,3242	Gramame	Sim	51,3	16,0	Cacimbão
P23	-34,8805	-7,2079	Gramame	Sim	50,0*	39,0	Tubular
P24	-34,8332	-7,2412	Gramame	Sim	25,0*	28,0	Tubular
P25	-34,9170	-7,2908	Gramame	Sim	34,0*	9,7	Cacimbão
P26	-34,8004	-7,1646	Gramame	Sim	25,0*	24,0	Tubular
P29	-34,9056	-7,1609	B. Paraíba		35,0*	**	Tubular
P30	-35,0325	-7,3143	Gramame		117,6	2,0	Tubular
P31	-34,8451	-7,0641	B. Paraíba	Sim	1,0	8,9	Tubular
P32	-34,8485	-7,0931	B. Paraíba	Sim	0,9	12,6	Tubular
P33	-34,8559	-7,0630	B. Paraíba	Sim	-1,1	14,7	Tubular
P34	-34,8279	-7,1343	B. Paraíba	Sim	40,0*	36,7	Tubular
P35	-34,8401	-7,1339	B. Paraíba	Sim	33,1	42,8	Tubular
P36	-34,8571	-7,1365	B. Paraíba	Sim	22,0*	22,9	Tubular
P37	-34,8042	-7,1857	B. Paraíba	Sim	28,0*	32,0	Tubular
P38	-34,8184	-7,1845	B. Paraíba	Sim	42,0*	33,6	Tubular
P39	-34,8369	-7,1889	B. Paraíba	Sim	39,0*	35,2	Tubular

\* Elevações segundo o *Google Earth Pro*.

\*\* Não foi possível medir a profundidade porque o poço possui bomba instalada e o proprietário não soube informar com precisão a profundidade.

Os sensores automáticos utilizados fornecem dados de nível estático a cada 15 minutos. Nesse monitoramento, foram utilizados sensores da marca Ampeq, composto por mecanismos elétricos, um cabo embutido em uma mangueira, um cabo flexível e uma conexão em PVC, por onde é feita a compensação da pressão atmosférica (Figura 6A). O sensor envia os dados para o *datalogger* que os armazena e os transforma em informações compreensíveis aos usuários. Também foram empregados sensores da marca *Schlumberger Water Services* (SWS), formados por um barômetro que afere a pressão atmosférica local e por um *Diver* que mede a pressão absoluta da água dentro do poço (Figura

6B). A obtenção dos dados de nível é feita através da compensação dos valores aferidos por meio de um *software*.

Em todos os poços também foi realizado o monitoramento manual utilizando um medidor de nível de água da marca *Clean Environment Brasil*, modelo *Welltape 100*, que detecta o nível da água por um mecanismo eletro-sonoro, sendo o nível freático estabelecido a partir da leitura da graduação métrica da fita a contar da laje de proteção do poço (Figura 6C).

Figura 6 – Sensores utilizados no monitoramento de nível (A) Sensor Ambeq (B) Sensor SWS (C) Medição de nível manual realizada com o medidor *Clean Environment Brasil*.



Fonte: Adaptado Fernandes (2017)

Nos poços que possuíam sensores, os dados manuais serviram para observar a confiabilidade dos dados automáticos. A coleta de dados manuais ocorreu com uma frequência mensal no período chuvoso e bimestral no período de estiagem.

Para esse estudo, os dados da variação dos níveis freáticos são correspondentes ao período de três anos hidrológicos, com início em outubro de 2015 e término em outubro de 2018, sendo esse período representado no formato de dias julianos, em que o dia 1 foi estabelecido como sendo 1 de outubro de 2015 e esta contagem continua ao longo de 2016 (93-458), 2017 (459-823) e 2018 (824-1188). Contudo, nem todos os poços monitorados tiveram a série completa de dados. A série de cada poço pode ser encontrada no Apêndice I.

Os dados de níveis dos poços foram relacionados aos dados de precipitação seguindo a área de influência de cada posto pluviométrico obtida pelos Polígonos de Thiessen, que determina que a precipitação registrada em uma determinada região é aquela medida pelo pluviômetro mais próximo. Com base nesse método, a região de influência de um pluviômetro é a representada pela metade da distância do posto seguinte em qualquer direção (linhas na Figura 7). A partir dessas áreas de influência, é determinado o peso de cada pluviômetro para o cálculo da precipitação média da bacia ( $P_m$ ), como indicado na Equação 10 (CHOW *et al.*, 1994):

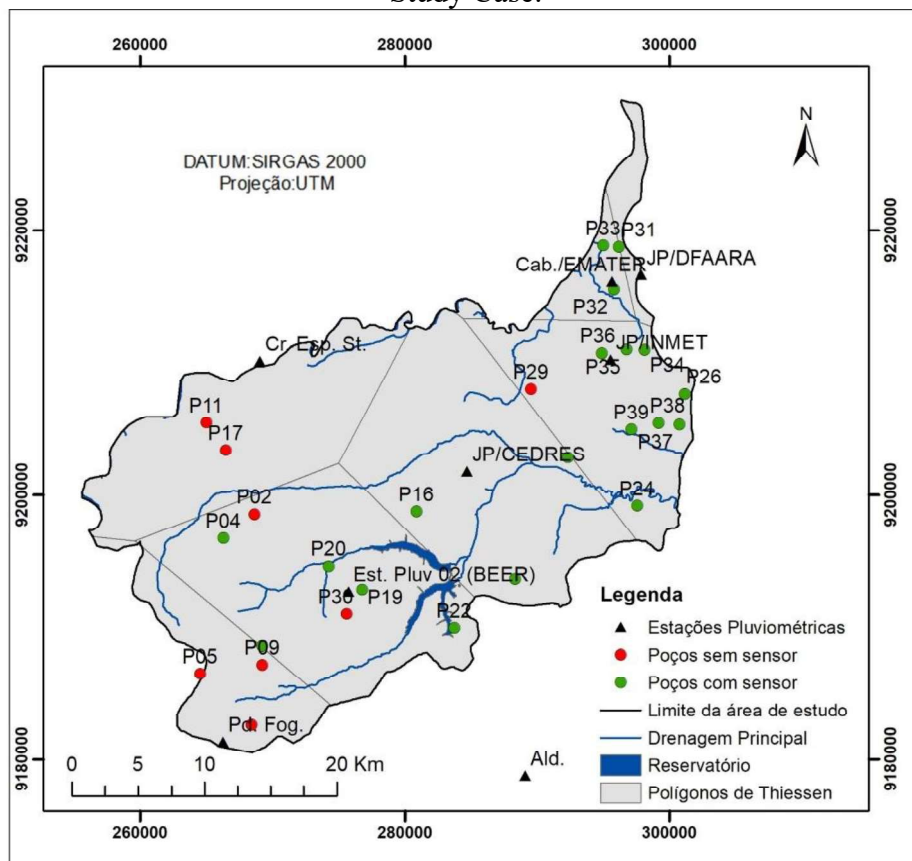
$$P_m = \frac{1}{A} \sum A_i P_i \quad (10)$$

sendo  $A_i$  a área de influência do posto  $i$ ;  $P_i$  a precipitação registrada no posto  $i$ ; e  $A$  a área total da bacia. Assim, as influências de cada posto nos poços estão representadas na Tabela 13 e na Figura 7.

Tabela 12 – Estações pluviométricas relacionadas aos poços monitorados pelo método do Thiessen.

Estações Pluviométricas	Poços sob influência
Alhandra	-
Cabedelo/EMATER	P32, P33
Cruz do Espírito Santo	P11, P17
Est. Pluv 02 (BEER)	P02, P04, P19, P20, P22, P30
João Pessoa/CEDRES	P16, P23, P25
João Pessoa/DFAARA	P31
João Pessoa/INMET	P24, P26, P29, P34, P35, P36, P37, P38, P39
Pedras de Fogo	P05, P08, P09, P10, P18

Figura 7 – Distribuição espacial das estações pluviométricas e poços de monitoramento na JPA Study Case.



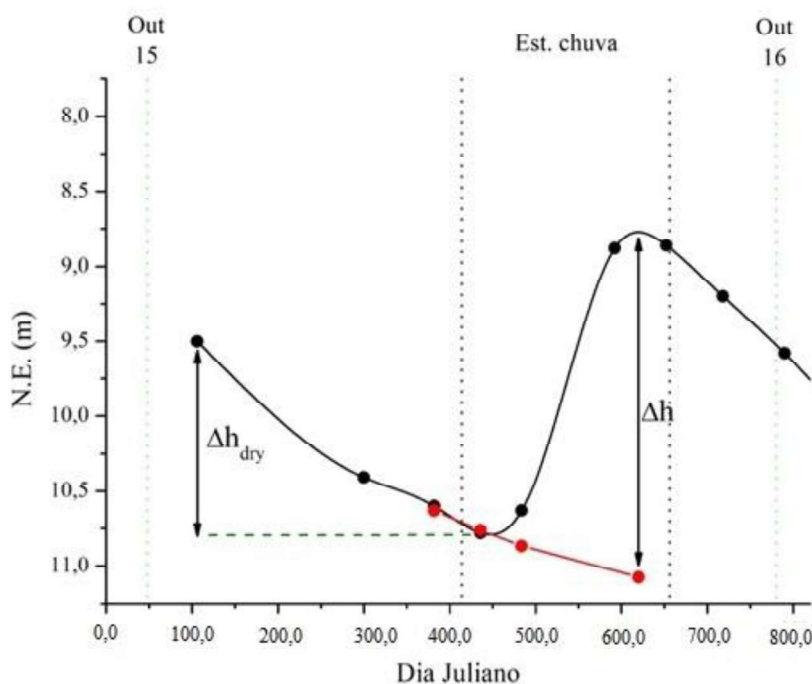
Esses dados de variação de nível de água são utilizados no método para estimativa do  $S_y$  e para a determinação da recarga subterrânea pelo método WTF. Cada uma dessas etapas possui uma forma diferente de determinar a variação do nível da água.

Para a estimativa do  $S_y$ , a variação do nível da água subterrânea foi determinada apenas para o período de estiagem ( $\Delta h_{dry}$ ), sendo calculado pela diferença entre o ponto mais alto e o ponto mais baixo da curva de recessão no período de estiagem de cada ano hidrológico (Figura 9).

Obtendo os valores de  $\Delta h_{dry}$ , é realizado a álgebra da diferença entre a elevação do solo obtido de um Modelo Digital de Elevação e o  $\Delta h_{dry}$ . A partir desses valores é realizada a interpolação utilizando a técnica da krigagem para obtenção do mapa (MARÉCHAL *et al.*, 2006).

Para o cálculo da recarga, utilizou-se o  $\Delta h$  determinado pela subtração do valor do pico de elevação do nível da água e do ponto da curva de recessão extrapolada até o instante do pico, que representa o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente, conforme mostra hipoteticamente a Figura 8.

Figura 8 – Demonstração do cálculo da variação do nível da água.



#### 5.2.4 Vazão de entrada e saída ( $Q_{on}$ e $Q_{off}$ ) e vazão o de base ( $Q_b$ ) no aquífero

O cálculo da vazão de entrada e saída, bem como a vazão de base no aquífero, foi utilizado para compor o cálculo das estimativas do  $S_y$ . Contudo, para essa região, esse parâmetro é ainda desconhecido. Assim, de modo a sanar essa necessidade, foi adotado um método de degradação da resolução.



Esse método de desagregação propõe que ao aumentar o tamanho da célula as contribuições das vazões ( $Q_{on}$  e  $Q_{off}$ ) se tornam insignificantes em comparação ao volume dos demais parâmetros que compõem o balanço hídrico líquido de água subterrânea da célula. Dewandel *et al.* (2012) então relacionaram as resoluções das células (de 50 m x 50 m a 1040 m x 1040 m) com os valores de  $S_y$ , concluindo que em células de baixa resolução os valores de  $S_y$  são altos e irrealistas devido ao  $Q_{on}$  e  $Q_{off}$  não ser irrelevante, já que a influência do bombeamento é maior que o raio da célula.

Assim, para esse estudo, foram feitos testes de degradação de resolução (50 m, 100 m, 200 m, 300 m) até obter uma degradação que permita que a área tivesse uma boa discretização espacial com os valores de  $Q_{on}$  e  $Q_{off}$  líquido negligenciados e os valores de  $S_y$  coerentes com estudos anteriores.

Quanto à vazão de base, essa foi adotada a partir dos valores mensais estimados por Barbosa (2020) para a Bacia Experimental de Guaraira (GEB), que está inserida na bacia hidrográfica do rio Gramame. Esse valor foi especializado para região de estudo seguindo a rede de drenagem extraída a partir do MDE hidrografia (Figura 9).

Para a estimativa dos valores de vazão de base, Barbosa (2020) utilizou o método gráfico em linha reta, que se baseia em estender uma linha reta do início de ascendência até o final da recessão do pico de vazão no hidrograma, sendo a vazão de base o volume de descarga abaixo da linha (BOSCHA *et al.*, 2017) (Figura 10). Na aplicação desse método, é necessária a geração da série temporal de escoamento, que foi construída no estudo a partir de dados de batimetria e medições de descarga.

Figura 9 – Regiões onde foram consideradas a existência de vazão de base na JPA Study Case.

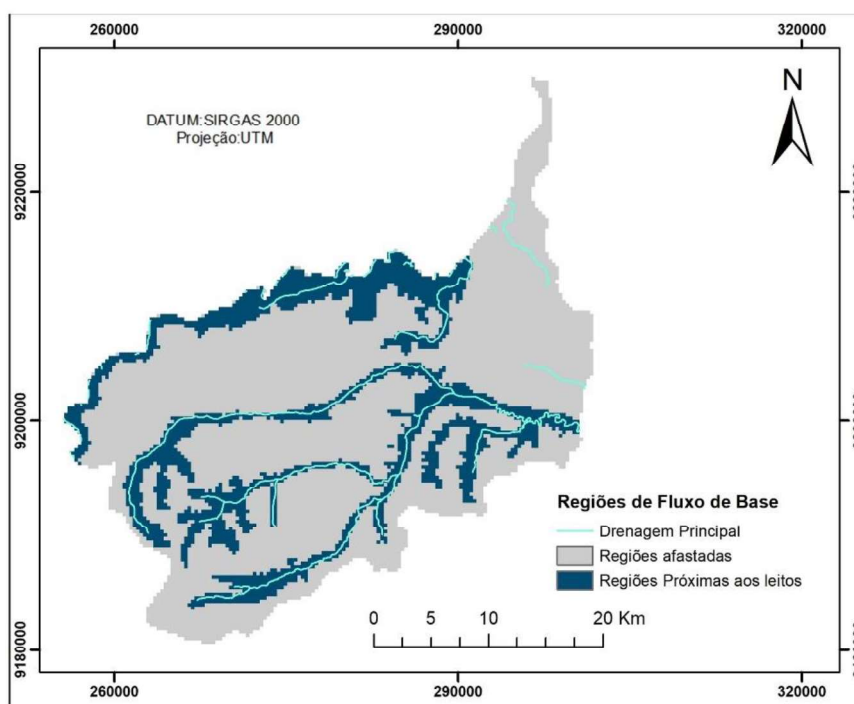
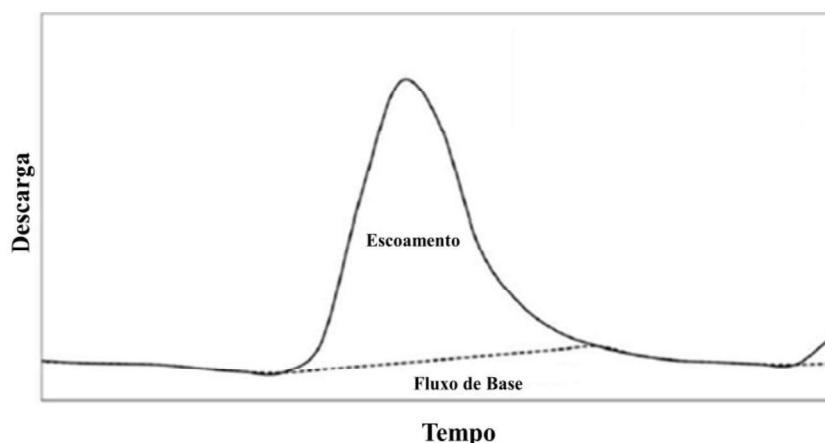


Figura 10 – Demonstração do cálculo da variação da vazão de base pelo método gráfico em linha reta.



Fonte: Adaptado de Barbosa (2020).

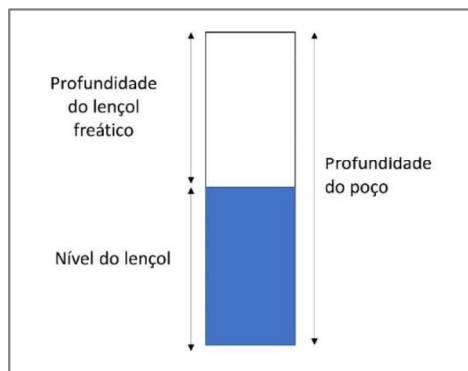
### 5.2.5 Evapotranspiração do lençol freático

Outro processo de evapotranspiração existente é a evapotranspiração do lençol freático, que é estimada considerando o nível de água do lençol (MARÉCHAL *et al.*, 2006). Assim, foi realizado o cálculo da profundidade do lençol freático ( $PL$ ) a partir das informações de profundidade dos poços ( $PP$ ) e o nível do lençol ( $NL$ ) (Equação 11 e Figura 11). Como o nível da água do lençol varia ao longo dos dias, foi realizado o cálculo para obter o nível médio do lençol a partir do nível mais baixo ( $NB$ ) e da variação de nível média ( $VM$ ) (Equação 12).

$$PL = PP - NL \quad (11)$$

$$NL = NB + VM \quad (12)$$

Figura 11 – Relação entre a profundidade do lençol com a profundidade do poço e nível do lençol.



Com base nos valores de Araújo Filho *et al.* (2014), a PL considerada para existência de evapotranspiração do lençol foi de aproximadamente 1 m de profundidade. Para esses casos, foi realizado o cálculo da evapotranspiração utilizando o pacote Evapotranspiration disponível no pmwin, que calcula as perdas evapotranspiratórias através de uma função linear que variava de acordo com a profundidade.

### 5.3 TESTE DE BOMBEAMENTO

Resultados de testes de bombeamento foram utilizados neste estudo para servirem de parâmetro para balizar os valores de  $S_y$  estimados espacialmente. Os testes de bombeamento foram realizados em 3 poços (P31, P32 e P33) a partir de campanhas de campo realizadas entre 2016-2017 pelo grupo pesquisadores do Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental (LARHENA) da UFPB (BARBOSA, 2020). O rebaixamento e a recuperação do nível estático foram medidos no mesmo poço para viabilizar a realização de diversos testes. Os detalhes construtivos desses poços estão expostos no Anexo II desta dissertação.

As análises dos resultados dos testes de bombeamento foram realizadas em separado de cada uma das fases utilizando o software AQTESOLV (*Aquifer Test SOLVer*). Na fase de bombeamento, foi obtida a estimativa do armazenamento ( $S$ ) utilizando o método de Theis (1935) para aquíferos livres. Neste caso, o valor de  $S$  do aquífero livre foi utilizado como um valor equivalente ao valor de  $S_y$  (CPRM, 2020). A estimativa da condutividade hidráulica ( $K$ ) foi feita na fase de recuperação utilizando o método de Bouwer; Rice (1976) para aquíferos livres. A Tabela 5 expõe os resultados encontrados a partir dos testes de bombeamento.

Tabela 13 – Parâmetros obtidos pelos testes de bombeamento realizados em três poços da JPA Study Case.

Poço	Descarga (L/min)	Espessura do aquífero (m)	$S_y$ (adm.)	$K$ (m/s)	Observações
P31	2	5,7	0,24	$7,4 \times 10^{-6}$	Recuperação Normal
P32	7	10,1	0,10	$9,1 \times 10^{-6}$	Recuperação Normal
P33	10	15,3	0,16	$3,2 \times 10^{-7}$	Recuperação muito lenta

### 5.4 ESTIMATIVA DA RECARGA

Neste estudo, para obter valores distribuídos de recarga foi aplicado o método WTF, escolhido por ser um método de fácil utilização, já que emprega apenas dados de variação dos níveis d'água ao

longo do tempo e do conhecimento do coeficiente de rendimento específico (SCANLON; HEALY ; COOK, 2002), como descrito na Equação 3.

Os valores de  $\Delta h$  utilizados no cálculo da recarga foram obtidos a partir de medições de nível realizadas em campo utilizando a rede de 27 poços durante o período de 2015 a 2018.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 PARÂMETROS PARA ESTIMATIVA DO RENDIMENTO ESPECÍFICO E DA RECARGA

Seguindo as metodologias descritas anteriormente, foram obtidos os valores espacializados de cada um dos parâmetros que compõe a Equação 3 para toda a região de estudo no período de três anos hidrológicos. A seguir são apresentados e discutidos esses resultados.

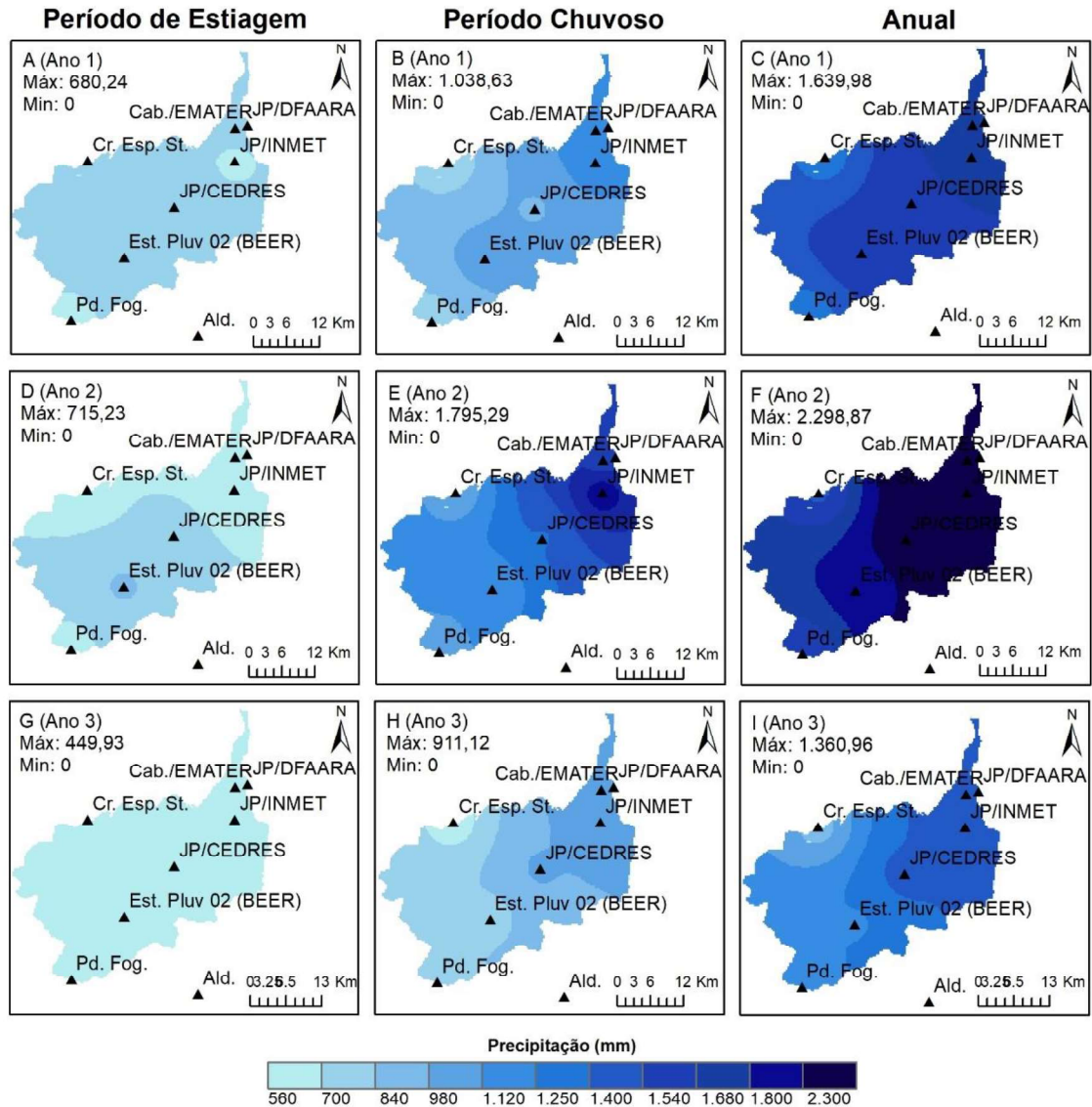
#### 6.1.1 *Precipitação*

As variações da precipitação na região de estudo durante os períodos de estiagem (agosto a março) são apresentadas na Figura 12. Nela, observa-se que o terceiro ano hidrológico analisado (2017-2018) apresentou os menores registros de precipitação, com valor médio de 409,4 mm para o período de estiagem (Figura 12-G) e média anual de 1.154,8 mm (Figura 12-I). Nesse terceiro ano, a estação meteorológica João Pessoa/INMET, localizada ao leste da área de estudo, registrou o maior volume de precipitação no período de estiagem (654,6 mm), enquanto a estação Cruz do Espírito Santo, localizada a oeste da bacia, registrou 431,7 mm, o que representa um desvio padrão de 157,6 mm e um coeficiente de variação de 29,0%.

Para o período chuvoso (abril a julho), o segundo ano hidrológico estudado (2016-2017) registrou os maiores volumes de chuva, com média para o período chuvoso de 1.205,8 mm (Figura 12-E) e média anual de 1.780,6 mm (Figura 12-F). É possível ainda notar que os maiores volumes precipitados (1.795,5 mm) se concentraram na porção leste da área de estudo, registrados pela estação João Pessoa/INMET, sofrendo uma gradual redução na direção oeste (867,2 mm/ano na estação Pedras de Fogo), o que representa um desvio padrão de 656,4 mm e um coeficiente de variação de 49,3%. O primeiro ano analisado (2015-2016) apresentou uma precipitação média anual de 1.446,67 mm, com uma variação média de 601,6 mm no período de estiagem e 844,8 mm no período chuvoso.

A precipitação média na bacia nos três anos estudados foi de 1.460,7 mm, ou seja, menor que a média histórica (1981-2010) para a região que é de 1.914 mm (DINIZ; RAMOS; REBELLO, 2018).

Figura 12 – Variação espacial e temporal da precipitação na JPA Study Case.



### 6.1.2 Evapotranspiração de referência e evapotranspiração do lençol freático

A variação diária da  $ET_0$  ao longo do período de estudo, calculada pelo método de *Penman-Monteith* utilizando os valores obtidos pela estação meteorológica do INMET, localizada na cidade de João Pessoa, foi acumulada para obter as variações mensais (Figura 13) e anuais (Figura 14).

A variação mensal da  $ET_0$  segue o comportamento dos eventos chuvosos da região, com maiores valores durante os oito meses de estiagem (agosto a março), sendo a maior evapotranspiração média, considerando os valores dos três anos hidrológicos, registrada em outubro (média de 161,2 mm). Os meses com menor evapotranspiração foram os meses mais chuvosos (abril a julho) devido à maior influência da nebulosidade, sendo os meses de julho com os menores valores (média de 100,7

mm). Esses meses com maiores e menores valores de evapotranspiração foram influenciados pelas radiações mais elevadas no período de estiagem (primavera-verão) e mais baixas no período chuvoso (outono-inverno).

A média anual de  $ET_0$  para o período considerado foi de 1.636 mm. No primeiro ano (2015-2016), foi registrado o maior valor anual de  $ET_0$  do triênio, com 1.662 mm. Nesse ano com a mais baixa precipitação do período, a  $ET_0$  variou entre 3,60 mm/dia (julho) e 5,49 mm/dia (novembro). O segundo ano (2016-2017) apresentou o menor valor anual de evapotranspiração, com 1.614 mm. A variação diária da  $ET_0$  no segundo ano também foi a menor registrada no período, com valores de 2,71 mm/dia (julho). Já a maior no mesmo ano foi de 5,26 mm/dia (novembro). Os valores de evapotranspiração do terceiro ano (2017-2018) foi o que obteve um comportamento anual médio quando comparado aos valores dos anos anteriores, mas teve o maior registro de  $ET_0$ , com valor de 5,53 mm/dia (novembro). O menor valor de  $ET_0$  para esse terceiro ano foi de 3,48 mm/dia, registrado em junho.

Os valores calculados nesse estudo são condizentes com os resultados encontrados por Dantas *et al.* (2016), que calcularam a  $ET_0$  pelo método de *Penman-Monteith* para um período de 17 anos (1996-2013) em diversas regiões da Paraíba, obtendo para João Pessoa a média anual de 5,2 mm/dia, ou seja, apenas 0,8 mm/dia mais elevado que a  $ET_0$  média (4,4 mm/dia) calculada para o período analisado neste estudo.

Quanto à evapotranspiração do lençol freático, obteve-se que o lençol freático da região é relativamente profundo (APÊNDICE II), em média 7,8 m. Sendo assim, pelo lençol freático permanecer muito abaixo da superfície do solo, de modo que a evapotranspiração do lençol freático se torna uma pequena parcela do balanço hídrico, essa informação foi negligenciada neste estudo (MACHIWAL; JHA, 2015; MIZAN; AHMED; SELLES, 2019).

Figura 13 – Variação mensal da evapotranspiração de referência.

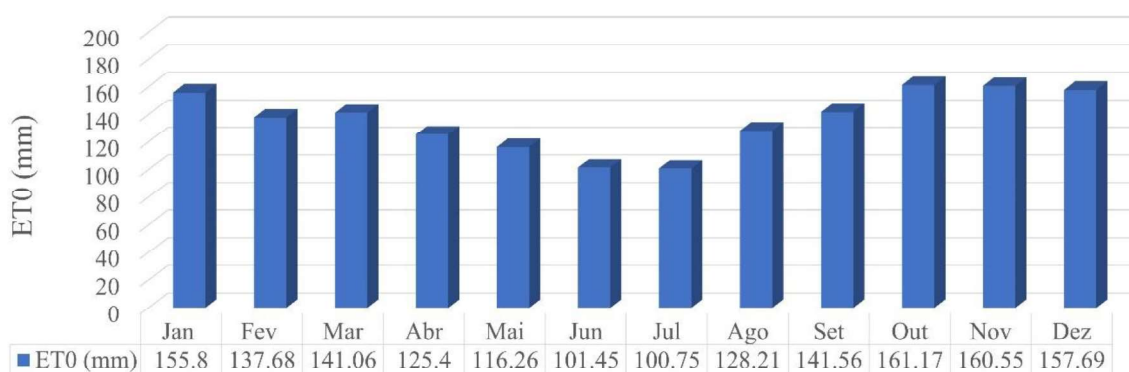
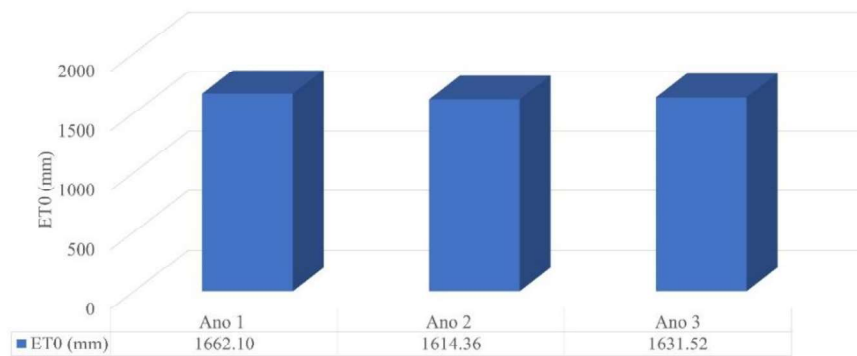


Figura 14 – Variação anual da evapotranspiração de referência.



### 6.1.3 Variação do nível freático

Na rede de monitoramento das águas subterrâneas, composta por 27 poços, foram constatadas dinâmicas diversas de variações de nível. Para melhor visualização e análise, os comportamentos semelhantes foram agrupados em quatro diferentes tipos de variação dos níveis. Ao analisar o comportamento do lençol freático ao longo do tempo, é possível identificar que as elevações do nível ocorrem na estação chuvosa (abril-julho) de cada ano hidrológico. A variação espacial dos comportamentos do nível freático está representada na Figura 15.

O primeiro comportamento definido foi o de pequena variação do nível freático, menor que 1 m durante os eventos de recarga, como mostra Figura 16A. Os poços P30, P31, P33 e P36 foram os que apresentaram essas variações inferiores a 1 m. A maior variação desse grupo foi identificada no P31, com 0,9 m.

Outro grupo identificado foi aqueles com variações do nível freático entre 1 e 2 m, observado nos poços P11, P19, P23, P25, P26 e P32 (Figura 16-B). O poço P23 foi o que apresentou a maior variação nesse conjunto de poços, com 1,9 m.

A maioria dos poços apresentaram variação entre 2 e 3 m, nove no total. Os seguintes poços se enquadram nesse terceiro grupo: P02, P04, P05, P09, P17, P20, P22, P37 e P39 (Figura 16C). O poço que teve a maior variação nesse terceiro grupo foi o P05, com 2,78 m.

O quarto grupo de comportamento observado apresentou variações do nível freático maiores que 3 m (Figura 16D). Os poços que apresentaram esse tipo de comportamento foram: P08, P10, P16, P24, P29, P34, P35 e P38. Desses, o P34 apresentou a maior variação de 12,05 m.



Figura 15 – Espacialização da variação do nível freático dos poços na JPA Study Case.

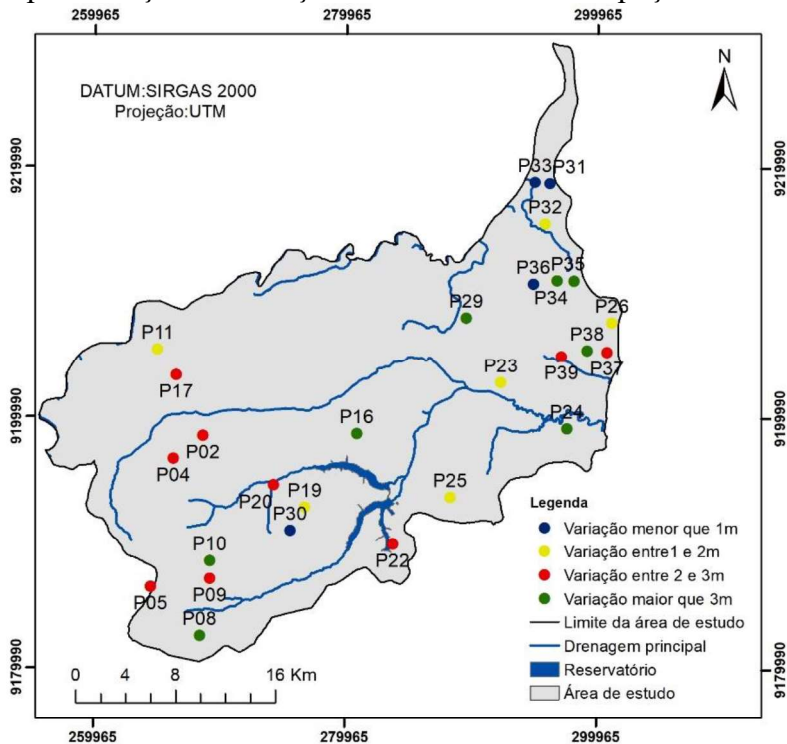
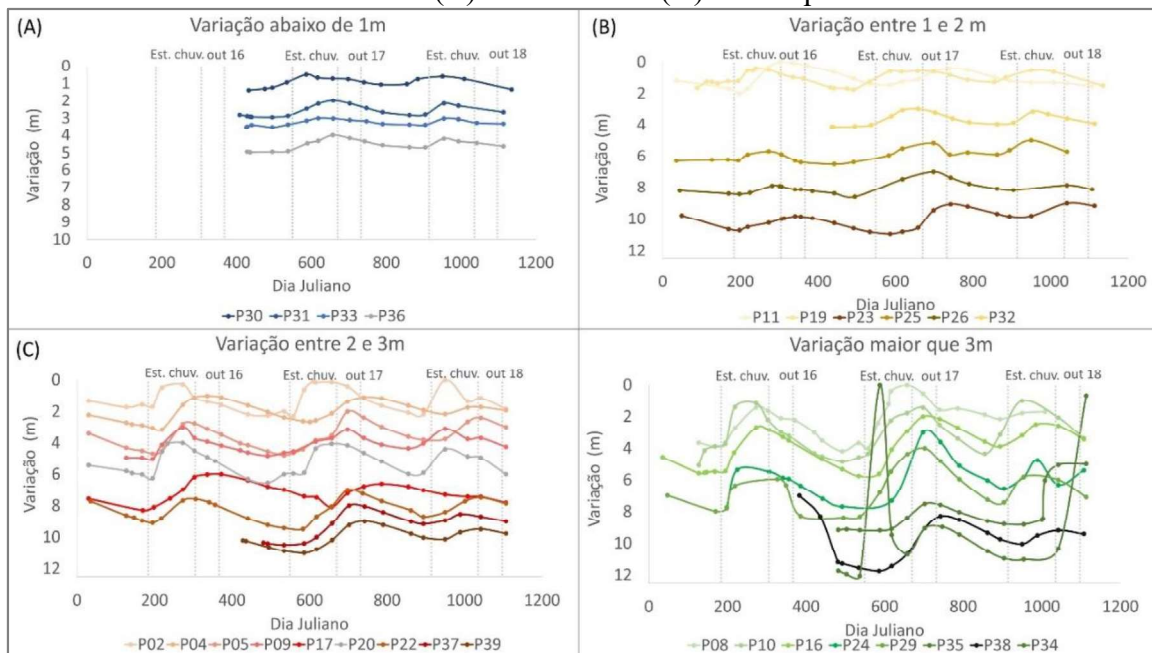


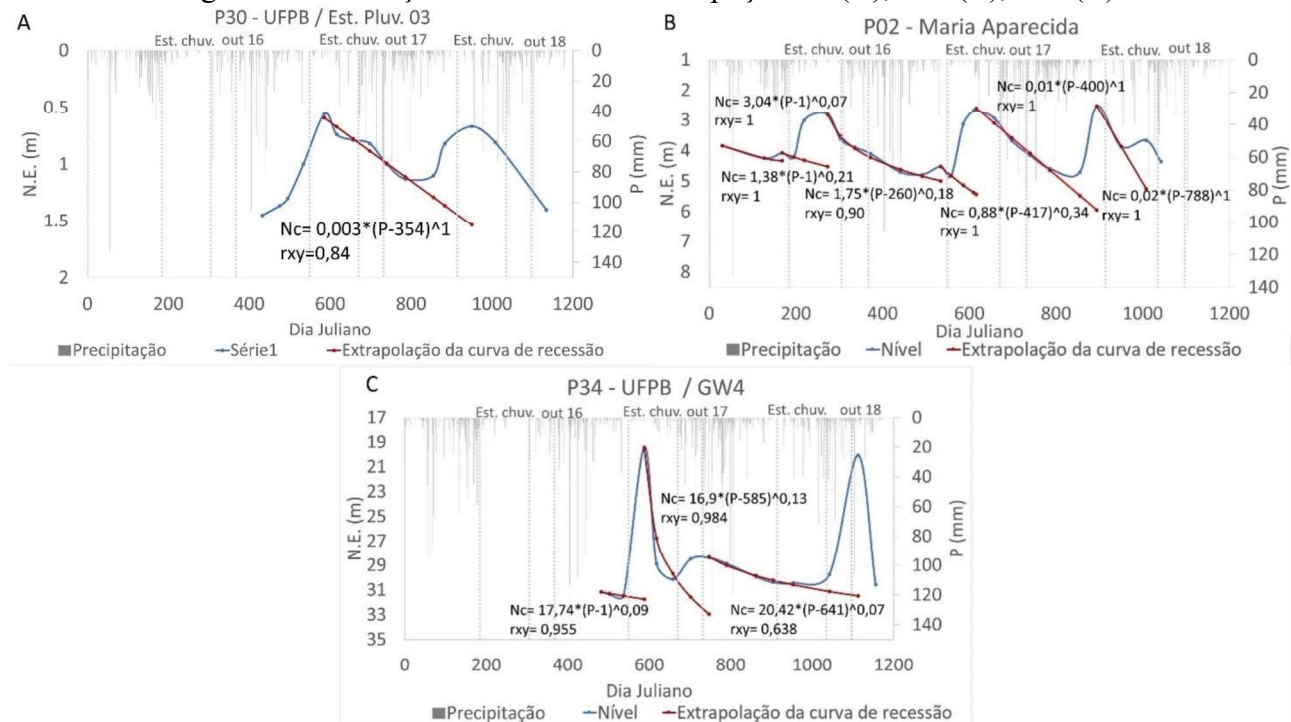
Figura 16 – Conjunto de poços que apresentam variação do nível freático (A) menor que 1m (B) entre 1 e 2 m (C) entre 2 e 3 m (D) maior que 3 m.



Através dos gráficos de variação de nível é possível identificar as variações do nível da água ( $\Delta h$  e  $\Delta h_{dry}$ ). Nos eventos de recarga, foram realizadas as extrapolações das curvas de recessão e calculados os valores de  $\Delta h$ . Devido ao período de monitoramento considerado e às respostas dos

poços aos eventos de precipitação, o conjunto de poços apresentou pelo menos uma curva de elevação que caracteriza um processo de recarga (Figura 17A). O máximo foram seis eventos de elevações do nível que caracterizam recarga do aquífero, como identificado no P02 (Figura 17B). Em relação aos valores de  $\Delta h$ , o menor foi de 0,32 m identificado na primeira extrapolação do P02 e o maior foi de 12,33 m identificado no P34, na segunda extrapolação (Figura 17C). Os gráficos dos demais poços de monitoramento utilizados no estudo podem ser encontrados no Apêndice I.

Figura 17 – Variação do nível freático do poço P30 (A), P02 (B), P34 (C).

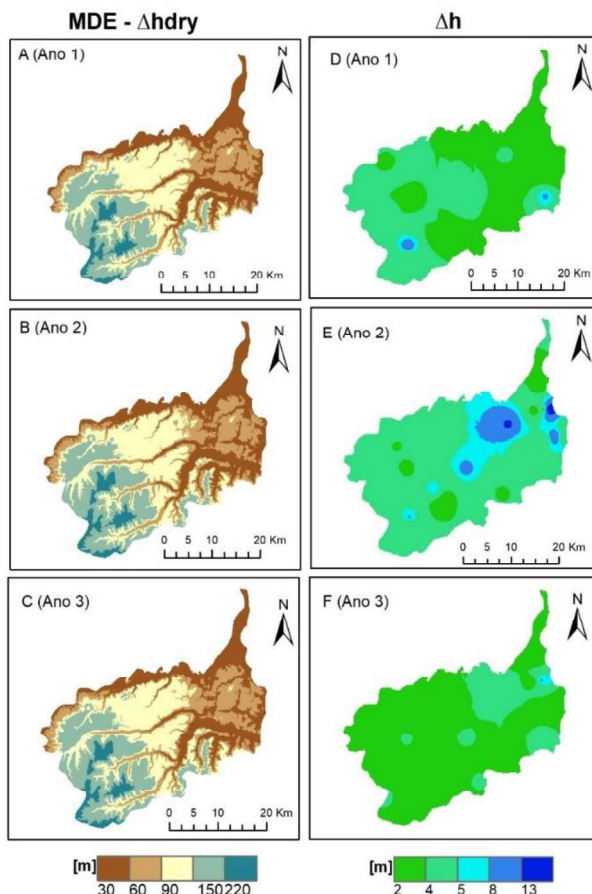


Através da análise dos valores de  $MDE - \Delta h_{dry}$  (Figura 18), utilizados para a estimativa do  $S_y$ , é possível verificar que não houve grandes diferenças temporais. Quanto à análise da variação espacial dos valores, é possível observar que na extremidade leste da região de estudo a variação do lençol freático segue aproximadamente o declive topográfico da região. Contudo, na região central da área de estudo, devido à presença de uma grande massa de água superficial (o açude Gramame-Mamuaba) na parte sul e a falta de uma rede de poços de observação na parte norte, as variações do lençol não obedecem a topografia.

Na Figura 18 também é possível observar as variações do  $\Delta h$ , sendo a variação dos níveis de água médios foram 2,14 m. Ainda pela análise da figura é possível identificar grandes diferenças temporais, com o ano 2 apresentando as maiores variações. Quanto à análise espacial dos valores,

essa foi distinta em cada um dos anos hidrológicos, sendo o ano 2 o que apresentou uma maior variação.

Figura 18 – Variação espacial e temporal dos níveis da água ( $\Delta h$  e  $MDE - \Delta h_{dry}$ ).



#### 6.1.4 Estimativa das demandas hídricas

A demanda hídrica na região de estudo apresenta variação espaço-temporal de acordo com a precipitação da região e o uso e ocupação da terra, respectivamente. Ao correlacionar os índices de demanda com a precipitação é possível observar que a demanda para irrigação (DIR) tem grande sensibilidade, sofrendo baixa nos períodos de alta precipitação, enquanto nos períodos secos ocorre um aumento da demanda para suprir as necessidades de água da lavoura. Em contraponto, a demanda doméstica é constante ao longo do ano, embora a disponibilidade de água sofra grande influência dos índices pluviométricos.

Quando a variação espaço-temporal da demanda é analisada através da Figura 21, é possível verificar que os maiores índices de demanda são encontrados na região nordeste da área de estudo, onde estão concentradas as áreas industriais e as regiões com ocupação residencial, especialmente na

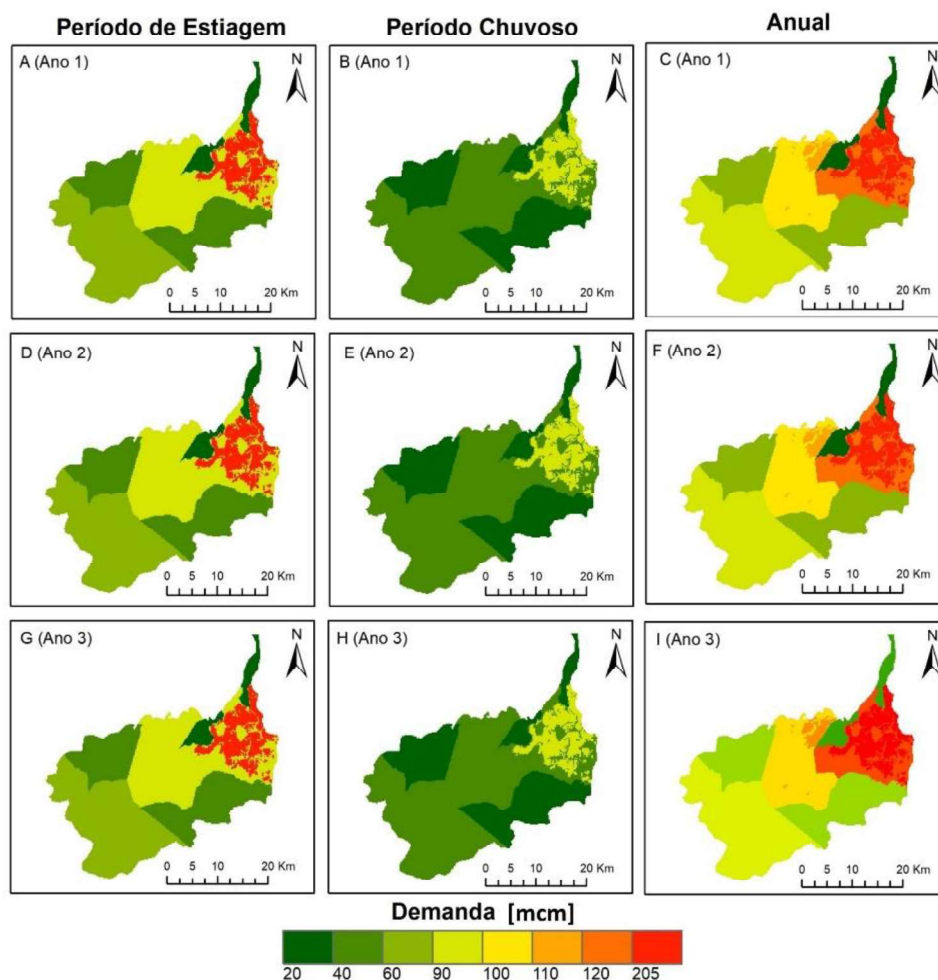
cidade de João Pessoa que concentra quase 70% da população da área de estudo. Assim, a demanda doméstica se manteve homogênea ao longo dos anos, tendo variações no período de estiagem e no período chuvoso relacionadas à quantidade de meses que compõem cada um, ou seja, 8 e 4 meses, respectivamente.

O mesmo comportamento de homogeneidade ao longo dos anos e de variações temporal no período de estiagem e no período chuvoso foi observado na demanda Pecuária, já que o cálculo desta também é realizado com base na população BEDA aferida pelo senso.

No que se refere à demanda para irrigação (DIR), essa apresenta grande variação espacial devido às diferentes culturas e grande variação temporal devido aos diferentes estágios das plantações, sendo o maior valor de demanda observado no período de estiagem, localizado na região de cana de açúcar.

Quanto à demanda para o período de estiagem, considerada no cálculo do  $S_y$ , o valor médio obtido para o período de estudo foi de 59,95 mcm.

Figura 19 – Variação espacial e temporal da demanda de água na JPA Study Case.



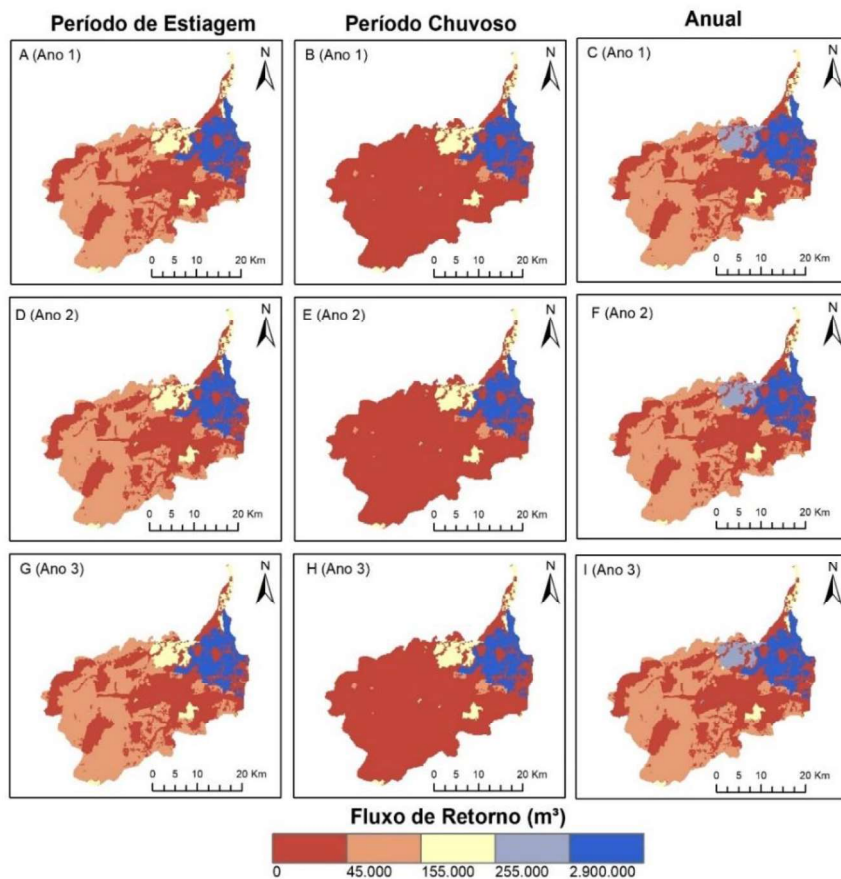
### 6.1.5 Vazão de retorno

Os resultados de vazão de retorno indicam regiões com valores nulos, que representam que houve um balanço equivalente entre os valores de precipitação, evapotranspiração e demanda. As regiões com valores positivos no mapa mostram uma condição que os valores de precipitação excederam a demanda e a evapotranspiração, portanto, houve vazão de retorno.

Ao observar a Figura 20, é possível verificar que os valores de vazão de retorno apresentam o mesmo comportamento observado na demanda, já que esse deriva percentualmente dos valores de demanda. Os maiores valores de vazão de retorno são observados nas regiões rurais e urbanas durante o período seco, enquanto os menores valores são observados no período chuvoso nas regiões de vegetação natural. Os valores de vazão de retorno também apresentam variação anual concordante com a precipitação, apresentando valores superiores no ano mais seco (ano 3) e valores inferiores no ano mais chuvoso (ano 2).

Quanto à vazão de retorno para o período de estiagem, considerado no cálculo do  $S_y$ , o valor médio obtido para o período de estudo foi de  $144.204,58 \text{ m}^3$  (0,14 mcm).

Figura 20 – Variação espaço-temporal da vazão de retorno na JPA Study Case.

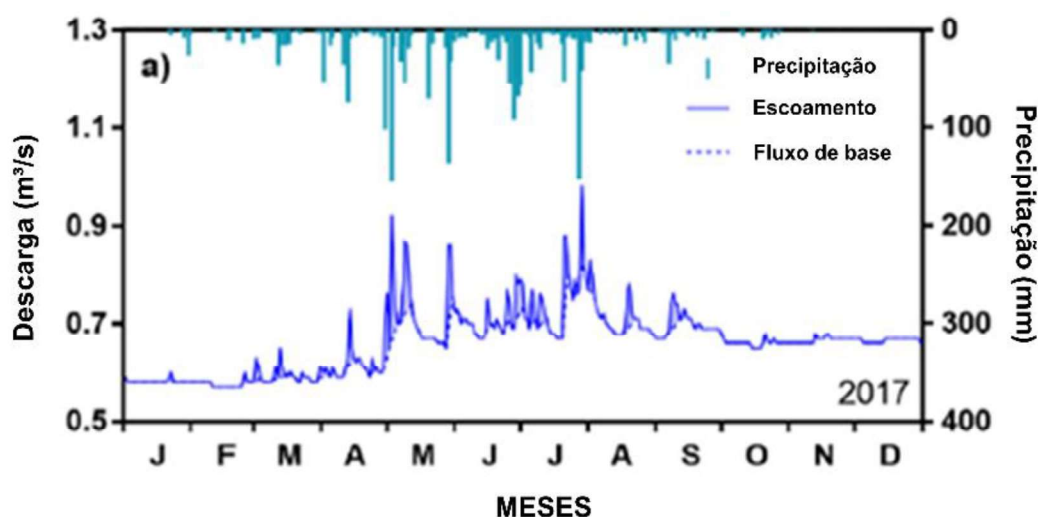




### 6.1.6 Vazão de base no aquífero

As estimativas da vazão de base no aquífero, realizadas por Barbosa (2020), foram utilizadas neste estudo e são apresentadas na Figura 21. Contudo, os valores de escoamento relacionados no hidrograma apresentam uma discordância, já que após ao final do pico de vazão no hidrograma (abril a dezembro) era esperada uma recessão semelhante ao início do hidrograma (janeiro a março). Entretanto, devido à falta de outros dados processados disponíveis, de modo a preencher a lacuna, o valor de vazão de base para o período seco ( $Q_{bf}^{dry}$ ) foi utilizado como os valores processados por Barbosa (2020), como expresso na Tabela 13.

Figura 21 – Variação temporal do escoamento e vazão de base da Bacia Experimental de Guaráira (GEB).



Fonte: Adaptado Barbosa (2020)

Tabela 13 - Variação mensal vazão de base da Bacia Experimental de Guaráira (GEB).

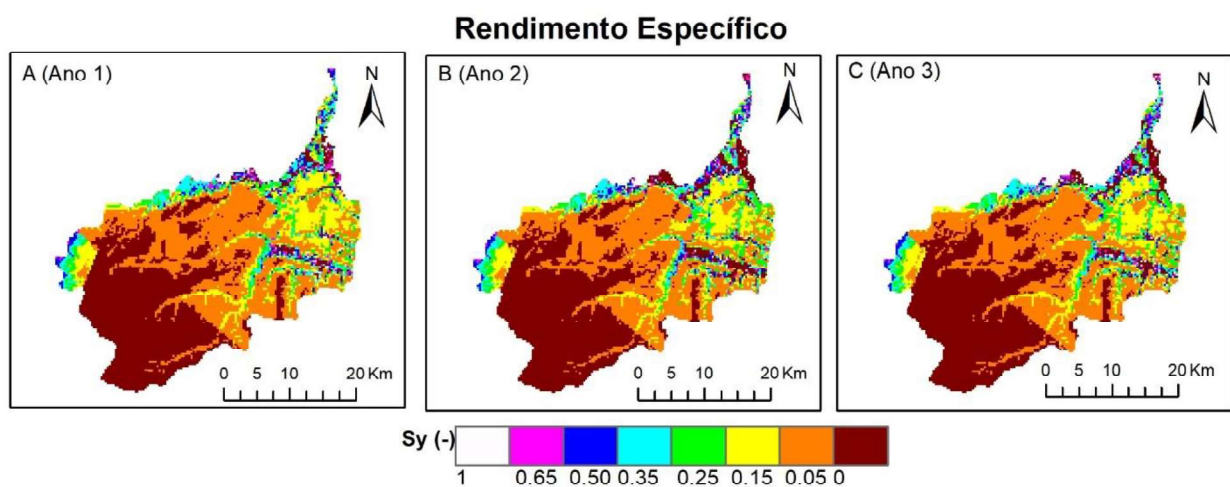
Meses	Vazão (m³/s)	Vazão (m³/mês)
Ago	0,7	1874880
Set	0,7	1814400
Out	0,63	1687392
Nov	0,65	1684800
Dez	0,65	1740960
Jan	0,6	1607040
Fev	0,6	1451520
Mar	0,63	1687392
Vazão (mcm/Período seco)		13,55

## 6.2 ESTIMATIVA DO $S_y$

Na estimativa dos valores do rendimento específico ( $S_y$ ) (Figura 22), obteve-se um valor global de  $13,1 \pm 0,001\%$ , o que se aproxima dos valores do parâmetro estimados a partir dos testes de bombeamento realizados na região ( $16 \pm 0,07\%$ ) e os valores baseados na literatura considerados em pesquisas anteriores: 7% (COELHO; ALMEIDA; SILANS, 2012), 10% (FERNANDES, 2017) e 10 a 24% (BARBOSA 2020), que definiram valores de  $S_y$  considerando os valores expostos na literatura para os materiais que compõe a geologia da região.

Assim como apontado por Maréchal *et al.* (2006), o parâmetro  $S_y$  apresenta variação espacial observada nos resultados desse estudo, sendo os maiores valores encontrados nas regiões próximas aos leitos dos rios Gramame e Paraíba, o que pode estar relacionado à vazão de base. Outros valores altos de  $S_y$  foram observados na região nordeste, o que pode ser diretamente relacionado aos maiores valores de demanda verificados devido à ocupação das áreas industriais e à alta densidade residencial. Quanto à variação temporal do parâmetro, não houve alterações significativas do parâmetro ao longo dos anos ( $\sigma=0,001$ ).

Figura 22 – Variação espaço-temporal do rendimento específico na JPA Study Case.



## 6.3 ESTIMATIVA DA RECARGA

Na estimativa da recarga (Figura 23) foi encontrado um valor global de 180,22 mm, o que se aproxima dos valores de recarga estimados por Fernandes (2017) e Barbosa (2020), com médias de 283,75 e 184,88 mm, respectivamente. Nesses dois estudos citados, os valores de recarga variaram entre 106,02 e 396 mm (2016) e 85,15 e 547,83 mm (2017).

Nas regiões próximas aos rios, onde foi acrescida a vazão de base, os valores de recarga foram discrepantes em relação às estimativas realizadas em estudos anteriores (Figura 23). O mesmo pode ser verificado no ano 2, também na região nordeste, devido à ocorrência nesse ano de maiores valores de  $\Delta h$  em comparação aos outros períodos pesquisados. Essa discrepância pode ser corrigida com o refinamento das estimativas dos valores de vazão de base e análise minuciosa dos motivos que afetaram a alteração de nível nesse ano, para que seja realizado um aprimoramento dos valores a serem considerados. Ainda sobre a análise temporal da variação da recarga, como é possível observar na Figura 23, o ano 2 foi o que apresentou a maior variação média de recarga, com 221,77 mm.

Esses valores de recarga representam em uma média  $12,37\% \pm 1,43\%$  dos valores de precipitação em cada período (Figura 24), aproximando-se dos valores encontrados por Fernandes (2017) e Barbosa (2020), com médias de 11,70 e 17,15%, respectivamente. Os valores discrepantes da recarga (Figura 25) encontrados neste estudo causaram valores irrealistas de porcentagem da recarga em relação à precipitação, que podem ser aprimorados com os refinamentos anteriormente sugeridos.

Figura 23 – Variação espaço-temporal da recarga na JPA Study Case.

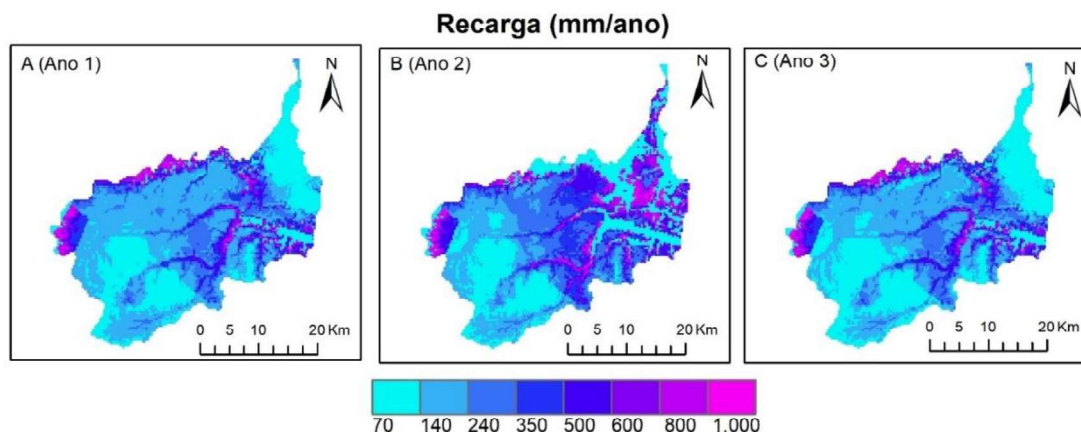
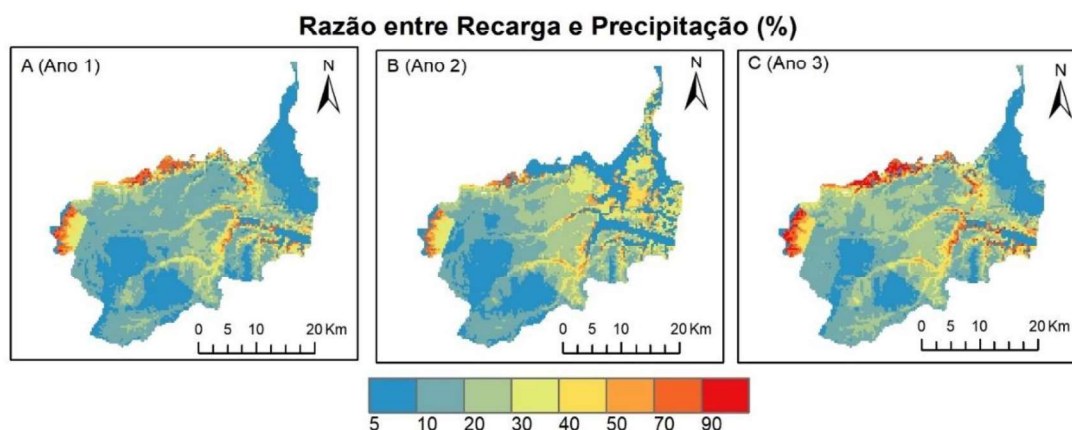


Figura 24 – Variação espacial e temporal da relação entre recarga e precipitação na JPA Study Case.





## 7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Através da estimativa espacial do rendimento específico foi possível quantificar a recarga subterrânea de um aquífero sedimentar não-confinado localizado na região costeira do Nordeste do Brasil.

Por meio dos processamentos realizados, também foi possível obter os resultados dos parâmetros que compõem a equação de estimativa do rendimento específico ( $S_y$ ). Assim, foi possível estimar os valores de  $S_y$ , que coincidem com os valores encontrados em testes de bombeamento e adotados por outras pesquisas para a mesma região. A partir dos valores de rendimento específico espacializados foi possível estimar a recarga para região, que concorda com os apresentados em seus estudos anteriores na região.

Com isso, essa pesquisa gera dados importantes dos valores do rendimento específico mais próximos ao real, já que considera as variações espaciais e temporais desse parâmetro. Essa informação é de relevância para região de estudo e outros aquíferos costeiros com características semelhantes no Nordeste do Brasil. A partir da estimativa desse parâmetro, é possível obter resultados que considerem as variações espaço-temporais necessárias de recarga das águas subterrâneas, de modo a contribuir como uma informação mais precisa para uma gestão sustentável do aquífero.

Para aplicações futuras, seria interessante refinar as estimativas dos valores de vazão de base utilizando medições que considerem períodos mais recentes e outros pontos de monitoramento na região de estudo. Também podem ser feitas estimativas da vazão de entrada e saída em escala de bacia, por meio da equação geral da vazão tridimensional utilizando o modelo de diferenças finitas MODFLOW.

## REFERÊNCIAS

- AESA. **Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba**. João Pessoa: SEMARH, 2006.
- AESA. **Relatório anual sobre a situação dos recursos hídricos no estado da Paraíba: Ano hidrológico: 2008-2009**. João Pessoa: SEMARH, 2010.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56. Rome, 297p., 1998.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, 2014. v. 22, n. 6, p. 711–728.
- ALVAREZ, M. P. *et al.* Groundwater flow model, recharge estimation and sustainability in an arid region of Patagonia, Argentina. **Environmental Earth Sciences**, 2012. v. 66, p. 2097–2108.
- ARAÚJO FILHO, P. F.; NÓBREGA G C; CABRAL, JAIME J. DA S. P.; BRAGA, R. A. P.; SILVA A V. Dispositivo para determinação da influência da evaporação na aluvião de leito de rio no semiárido nordestino. In: XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2014, Natal. XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. Porto Alegre: ABRH, 2014. v. 1. p. 1-10.
- BARBOSA, L. R. **Groundwater recharge in tropical wet regions via gis-based methods and cosmic-ray neutron sensing**. Tese (Doutorado). Universidade Federal da Paraíba. Doutorado em Engenharia Civil e Ambiental do Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil e Ambiental. 209 p. João Pessoa-PB, 2020.
- BATISTA, M. L. C.; REGO, J. C.; RIBEIRO; M. M. R.; ALBUQUERQUE, J. P. T. Modelagem do Fluxo Subterrâneo na Bacia Sedimentar Costeira do Baixo Curso do Rio Paraíba como Subsídio à Gestão de Recursos Hídricos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2011. v. 16, n. 3, p. 163–175.
- BAUM, C. A.; MANCUSO, M. A.; FRITZEN, R. R. Aplicação Do Método WTF no estudo da variabilidade da recarga em aquífero urbano. **Geociências**, 2018. v. 37, n. 1, p. 85–98.
- BEKELE, E. B.; SALAMA, R. B.; COMMANDER, D. P. Impact of change in vegetation cover on groundwater recharge to a phreatic aquifer in Western Australia: Assessment of several recharge estimation techniques. **Australian Journal of Earth Sciences**, 2007. v. 53, n. 6, p. 905–917.
- BHANJA, S. N.; MUKHERJEE, A.; RANGARAJAN, R.; SCANLON, B. R.; MALAKAR, P.; VERMA;S. Long-term groundwater recharge rates across India by in situ measurements. **Hydrology and Earth System Sciences**, 2019. v. 23, p. 711–722.
- BOCANEGRA, E.; SILVA, G. C.; CUSTODIO; E.; MANZANO, M. ; MONTENEGRO, S. State of knowledge of coastal aquifer management in South America. **Hydrogeology Journal**, 2010. v. 18, n. 1, p. 261–267.
- BORGES JR. J. C. F.; ANJOS; R. J.; SILVA; T. J. A.; LIMA, J. R. S. 5 & CAMILO L. T.

- ANDRADE. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para a microrregião de Garanhuns, PE. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 2012. v. 16, n. 4, p. 380–390.
- BOSCHA, D. D.; ARNOLD, J. G.; ALLEN, G. P.; LIM, KYOUNG-JAE; PARK, Y. Temporal variations in baseflow for the Little River experimental watershed in South Georgia, USA. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 10, p. 110–121, 2017.
- BOUWER, H.; RICE, R. C. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. **Water Resources Research**, 1976, n. 12, p. 423–28.
- BRAGA, A. C. Groundwater Management through Landscape Scale Planning: incorporation of land-use changes and provision of information. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Campina Grande. Doutorado em Recursos Naturais. 204 p. Campina Grande-PB, 2020.
- BRAGA, A. C. R.; RÊGO, J. C.; GALVÃO, C. O. Variação intra-sazonal da potencialidade hídrica subterrânea e sua influência na outorga. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2015. v. 20, n. 3, p. 647–656.
- BRAGA, C. F. C., BRAGA, A. C. F. M., GALVAO, C. D. O., RIBEIRO, M. M. R., FERNANDES, R. D. O., CUNHA, J. E., FIGUEIREDO, E. A., FELINTO, C. M. R., DE ARAUJO, M. D. (2018): Climate Change and socioeconomic “Scenarios”. In: Abels, A., Freitas, M., Pinnekamp, J., Rusteberg, B. (2018): BRAMAR Project. Water Scarcity Mitigation in Northeast Brazil. RWTH Aachen - Institut für Siedlungswasserwirtschaft. ISBN: 978-3-00-059926-2
- BRUNNER, P.; FRANSSEN, H.-J. H.; KGOTLHANG, L.; BAUER-GOTTWEIN, P.; KINZELBACH, W. How can remote sensing contribute in groundwater modeling?. **Hydrogeology Journal**, 2007. v. 15, n. 1, p. 5–18.
- CAI, Z.; OFTERDINGER, U. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. **Journal of Hydrology**, 2016. v. 535, p. 71–84. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>>.
- CARLING, G. T.; MAYO, A. L.; TINGEY, D.; BRUTHAN, J. Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge. **Journal of Hydrology**, 2012. v. 428–429, p. 15–31. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.043>>.
- CHINNASAMY, P. MAHESHWARIB, B.; DILLON, P.; PUROHITD, R.; DASHORAD, Y.; SONIE, P.; DASHORA, R. Estimation of specific yield using water table fluctuations and cropped area in a hardrock aquifer system of Rajasthan, India. **Agricultural Water Management**, 2018. v. 202, p. 146–155. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.02.016>>.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. (1994). **Applied Hydrology**. McGraw-Hill: New York, 584p.
- COELHO, V. H. R.; ALMEIDA, C. N.; SILANS, A. M. B. Análise da Flutuação do Nível D’ água para Estimativa da Recarga Subterrânea da Bacia Representativa do Rio Gramame no Nordeste

Brasileiro. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2012. v. 17, n. 2, p. 241–252.

COELHO, V. H. R.; MONTENEGRO, S.; ALMEIDA, C. N.; SILVA, B. B.; OLIVEIRA, L. M.; GUSMÃO, A. C. V., FREITAS, E. S.; MONTENEGRO, A. A. Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data. **Journal of Hydrology**, 2017. v. 548, p. 1–15. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.054>>.

COELHO, V. H. R.; BERTRAND, G. F.; MONTENEGRO, S. M.G.L.; PAIVA, A. L.R.; ALMEIDA, C. N.; GALVÃO, C. O., BARBOSA, L. R.; BATISTA, L. F.D.R; FERREIRA, E. L.G.A. Piezometric level and electrical conductivity spatiotemporal monitoring as an instrument to design further managed aquifer recharge strategies in a complex estuarial system under anthropogenic pressure. **Journal of Environmental Management**, 2018. v. 209, p. 426–439.

COSTA, W. D.; ALBUQUERQUE, J. do P. T. de; BRANCO, R. L. de C.; MARANHÃO, C. M. L.; GOLDFABER, M. **Estudo de caracterização e verificação da disponibilidade hídrica da vertente litorânea do estado da Paraíba. Estudos Hidrogeológicos. Relatório Final. Tomo I –Texto**. Ministério da Integração Nacional, 2007.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Estudos hidrogeológicos de bacias sedimentares da região semi-árida do Nordeste brasileiro**, Brasil, 2004.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Termos Hidrogeológicos Básicos**. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Termos-Hidrogeologicos-Basicos-631.html>>. Acesso em: 03/08/2020. 2020.

CROSBIE, R. S.; DOBLE, R. C.; TURNADGE, C.; TAYLOR, A. R. Constraining the magnitude and uncertainty of specific yield for use in the water table fluctuation method of estimating recharge. **Water Resources Research**, v. 55, n. 8, p.7343–7361, 2019.

CROSBIE, R. S.; PEETER, L. J.M.; HERRON, N.; MCVICAR, T. R.; HERR, A. Estimating groundwater recharge and its associated uncertainty: Use of regression kriging and the chloride mass balance method. **Journal of Hydrology**, 2017. v. 561, p. 1063–1080. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.003>>.

CROSBIE, R. S; BINNING, P.; KALMA, J. D. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. **Water Resources Research**, 2005. v. 41, p. 1–9.

CUTHBERT, M. O.; TAYLOR, R. G.; FAVREAU, G.; TODD, M. C.; SHAMSUDDUHA, M.; VILLHOLTH, K. G.; MACDONALD, A. M.; SCANLON, B. R.; KOTCHONI, D. O. V.; VOULLAMOZ, J.; LAWSON, F. M. A.; ADJOMAYI, P. A.; KASHAIGILI, J.; SEDDON, D.; SORENSEN, J. P. R.; EBRAHIM, G.Y.; OWOR, M.; NYENJE, P. M.; NAZOU MOU, Y.; GONI, I.; OUSMANE, B. I.; SIBANDA, T.; ASCOTT, M. J.; MACDONALD, D. M. J.; AGYEKUM, W.; KOUSSOUBÉ, Y.; WANKE, H.; KIM, H.; WADA, Y.; LO, M.; OKI, T.; KUKURIC, N. . Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. **Nature**, 2019. v. 572, p. 230–234. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7>>.

DANTAS, G. F. ; OLIVEIRA, V. M. R.; DALRI, A. B.; PALARETTI, L. F.; SANTOS; M. G.; FARIA, R. T. Desempenho De Métodos Na Estimativa De Evapotranspiração De Referência Para O Estado Da Paraíba, Brasil. **Irriga**, 2016. v. 21, n. 3, p. 481.

DELIN, G. N.; HEALY, R. W.; LORENZ, D. L.; NIMMO, J. R. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. **Journal of Hydrology**, 2007. v. 334, n. 1–2, p. 231–249.

DELOTTIER, H.; PRYET, A.; LEMIEUX, J. M.; DUPUY, A. Estimating groundwater recharge uncertainty from joint application of an aquifer test and the water-table fluctuation method. **Hydrogeology Journal**, 2018. v. 26, p. 2495–2505.

DEWANDEL, B.; MARÉCHAL, J.C.; BOUR, O.; LADOUCHE, B.; AHMED, S.; CHANDRA, S., PAUWELS, H. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and specific yield at the watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. **J Hydrol**, 2012, v.416, p. 83–97.

DINIZ, F. A.; RAMOS, A. M.; REBELLO, E. R. G. Brazilian climate normals for 1981-2010. **Pesquisa Agropecuaria Brasileira**, 2018. v. 53, n. 2, p. 131–143.

EILERS, V. H. M. O método do balanço hídrico. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13, 2004, Cuiabá. **Anais...Cuiabá: ABAS**, 2018.

FAO. **Guidelines for predicting crop water requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper, 24. 1977

FERNANDES, L. A. **Aplicação do método WTF para estimativa da recarga do aquífero livre da região da Bacia do Rio Gramame e do Baixo Curso do Rio Paraíba-PB**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal da Paraíba. Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental do Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil e Ambiental. 142 p. João Pessoa-PB, 2017.

GEHMAN, C. L. HARRY, D. L.; SANFORD, W. E.; STEDNICK, J. D.; BECKMAN, N. A. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. **Water Resources Research**, 2009. v. 45, p. 1–16.

GONÇALVES, R. D. TERAMOTO, E. H.; ENGELBRECHT, B. Z.; SOTO, M. A. A.; CHANG, H. K.; GENUCHTEN, M. T. V. Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling. **Groundwater**, 2019. v. 58, n. 3, p. 1–9.

HEATH, R. C. **Hidrologia Básica de Água Subterrânea**. Denver: U.S Geological Survey, p. 81. 1983.

HEPPNER, C. S.; NIMMO, J. R. A Computer Program for Predicting Recharge with a Master Recession Curve. 2005. p. 8.

IBGE. (2017): **Censo Agropecuário**. Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pb/joao-pessoa/pesquisa/24/76693>>. Acesso em: 03/09/2020.

IBGE. (2010): **Dados Populacionais: Censo Demográfico**. Disponível em: <<https://censo2010.ibge.gov.br>>. Acesso em: 03/07/2020.

JAYAKUMAR, M., SASEENDRAN, S. A., & HEMAPRABHA, M. Crop Coefficient for Cocounut (*Cocos nucifera* L.): A Lysimeter Study. *Meteorology. Agricultural and Forest Meteorology*, 1988, v. 43, p. 235–240.

JOHNSON, A. I. Specific Yield Compilation of Specific Yields for Various Materials-- Hydrologic properties of earth materials. **Geological survey water-supply paper 1662-D**, 1967. p. 80.

MACHIWAL, D.; JHA, M. K. GIS-based water balance modeling for estimating regional specific yield and distributed recharge in data-scarce hard-rock regions. **Journal of Hydro-Environment Research**, 2015. v. 9, p. 554–568. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jher.2014.07.004>>.

MARÉCHAL, J.C.; DEWANDEL, B.; AHMED, S.; GALEAZZI, L.; ZAIDI, F.K. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. **Journal of Hydrology**, 2006. v. 329, n. 1–2, p. 281–293.

MAZIERO, T. A. ; WENDLAND, E. Avaliação Da Recarga SubterfAnea De Bacias Urbanas No Município De São Carlos, Sp. **Águas Subterrâneas**, 2005. n. 16.

MELO, D. C. D.; CABRERA, M. C. M.; WENDLAND, E. Balanço hídrico e modelagem computacional visando estimar recarga subterrânea. **Águas Subterrâneas**, 2017. v. 31, n. 1, p. 66–78.

MELO, D. C.D.; ANACHE, J.A.A.; ALMEIDA, C. N.; COUTINHO, J. V.; RAMOS FILHO, G. M.; ROSALEM, L. M.P.; PELINSON, N. S.; FERREIRA, G. L.R.A.; SCHWAMBACK, D.; CALIXTO, K. G.; SIQUEIRA, J. P.G.; DUARTE-CARVAJALINO, J. C.; JHUNIOR, H. C.S.; NÓBREGA, J. D.; MORITA, A. K.M.; LEITE, C.M.C.; GUEDES, A. C.E.; COELHO, V.H. R.; WENDLAND, E. The big picture of field hydrology studies in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, 2020. v. 65, n. 8, p. 1262–1280. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1747618>>.

MIZAN, S. A; AHMED, S.; SELLES, A. Spatial estimation of groundwater storage from a 2D specific yield in the crystalline aquifer of the Maheshwaram watershed. **Journal of Earth System Science**, 2019. v. 128, p. 1–10.

MOURA, A. R. C.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; AZEVEDO, J. R. G.; SCHICHT, R.J.; WALTON, W.C. HYDROLOGIC BUDGETS FOR THREE SMALL WATERSHEDS IN ILLINOIS. ILLINOIS STATE WATER SURV REP INVEST 40, 40 P.,1961.  
SILVA, B. B.; OLIVEIRA, L. M. M. Evapotranspiração de referência baseada em métodos empíricos em bacia experimental no Estado de Pernambuco - Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2013. v. 28, n. 2, p. 181–191.

NEMAXWI, P.; ODIYO, J. O.; MAKUNGO, R. Estimation of groundwater recharge response from rainfall events in a semi-arid fractured aquifer: Case study of quaternary catchment A91H, Limpopo Province, South Africa. **Cogent Engineering**, 2019. v. 6, p. 1–19. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/23311916.2019.1635815>>.

ORDENS C. M.; WERNER, A. D.; ADRIAN, D.; POST, V. E. A.; HUTSON, J., SIMMONS, C.T.; IRVINE, B. M. Groundwater recharge to a sedimentary aquifer in the topographically closed Uley South Basin, South Australia. **Hydrogeol J**, 2012. v. 20, n. 1, p. 61–72

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

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

SENHORINHO, E. M.; TROIAN, G. C.; KUHN, I. A. ESTIMATIVA DE RECARGA PELO MÉTODO WTF (WATER TABLE FLUCTUATION) PARA UM POÇO (RIMAS) MONITORADO POR 5 ANOS EM CAPÃO DA CANOA – RS. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 20, 2018, Campinas. **Anais...Campinas: ABAS**, 2018.

SILVA JR, G. C.; BOCANEGRA, E.; CUSTODIO, E.; MANZANO, M.; MONTENEGRO, S. State of knowledge and management of Iberoamerican coastal aquifers with different geo-hydrological settings. **Episodes**, 2010. v. 33, n. 2, p. 91–101.

SILVA, L. R. D.; LUCENA, L. R. F.; VIEIRA, M. M.; NASCIMENTO, A. F. Estimativa De Parâmetros Hidráulicos Do Aquífero Barreiras-Rn a Partir De Análise Computacional De Imagens De Lâminas Delgadas. **Águas Subterrâneas**, 2014. v. 28, n. 2, p. 14–27.

SILVA, L. A.; SILVA, A. M.; COELHO, G.; MELLO, C. R.; PEREIRA, D. Groundwater recharge estimate at alto Rio Grande - MG watershed. **Engenharia Agrícola**, 2012. v. 32, n. 6, p. 1097–1108.

SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste do Brasil - PLIRHINE. Recife, 1980.

TAM, V. T.; NGA, T. T. V. Assessment of urbanization impact on groundwater resources in Hanoi, Vietnam. **Journal of Environmental Management**, 2018. v. 227, p. 107–116. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.08.087>>.

TEIXEIRA, A. H. D. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; MOURA, M. S. B.; SOARES, J. M.; AHMAD, M. D., BOS, M. G. Energy and water balance measurements for water productivity analysis in irrigated mango trees, Northeast Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, v.148, p. 1524–1537. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.05.004>.

THEIS, C. V. **The relationship between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage**. *Am. Geophys. Union Trans.* 16, 519–524, 1935.

TOSCANO, G. L. G.; SILVA, T. C. Uso do solo em zonas de proteção de poços para abastecimento público na cidade de João Pessoa (PB). **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, 2012. v. 17, n. 4, p. 357–362.

VARNI, M.; COMAS, R.; WEINZETTEL, P.; DIETRICH, S. Application de la méthode de fluctuation du niveau piézométrique pour caractériser la recharge des eaux souterraines dans la plaine de la Pampa (Argentine). **Hydrological Sciences Journal**, 2013. v. 58, n. 7, p. 1445–1455. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.833663>>.

- VASCONCELOS, S. M. S.; TEXEIRA, Z. A. ; ALVES NETO, J. Caracterização do Aquífero Jandaíra, porção situada no Estado do Ceará, Brasil. **Revista de Geologia**, 2010. v. 23, n. 1, p. 50–60.
- VIAROLI, S.; DI CURZIO, D.; LEPORE, D.; MAZZA, R. Multiparameter daily time-series analysis to groundwater recharge assessment in a caldera aquifer: Roccamonfina Volcano, Italy. **Science of the Total Environment**, 2019. v. 676, p. 501–513. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.327>>.
- VOLTOLINI, T. V.;CAVALCANTI, A. C. R.; MISTURA, C.; CÂNDIDO, M. J. D.; SANTOS, B. R. C. Pastos e manejo do pastejo em áreas irrigadas. In: VOLTOLINI, T. V. Produção de caprinos e ovinos no Semiárido. Petrolina: Embrapa Seminário, 2011, cap. 12, p. 265-298.
- WALTER, F. Conceptual planning of managed aquifer recharge in the context of integrated water resources management for a semi-arid and a tropical case study in Palestine and Brazil : a new integrated MAR planning approach. Dissertation (Doktorgrades). Georg-August-Universität Göttingen. Doctor rerum naturalium im Promotionsprogramm Geoscience der Georg-August University School of Science (GAUSS). 255 p. Göttingen, 2018.
- WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L. H. Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. **Journal of Hydrology**, 2007. v. 342, n. 3–4, p. 261–269.
- WENDLAND, E.; GOMES, L. H.; TROEGER, U. Recharge contribution to the Guarani aquifer system estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2015. v. 87, n. 2, p. 595–609.
- WORTHINGTON, S. R. H.; FOLEY, A. E.; SOLEY, R. W. N. Transient characteristics of effective porosity and specific yield in bedrock aquifers. **Journal of Hydrology**, 2019. v. 578, p. 1–10.
- XU, Y.; BEEKMAN, H. E. Review of Groundwater Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Southern Africa. **Hydrology Journal**, 2018. v. 27, p. 929–943.



## ANEXO I

Distribuição dos estágios de crescimento ao longo do ano para cálculo do Kc médio para as culturas da área de estudo

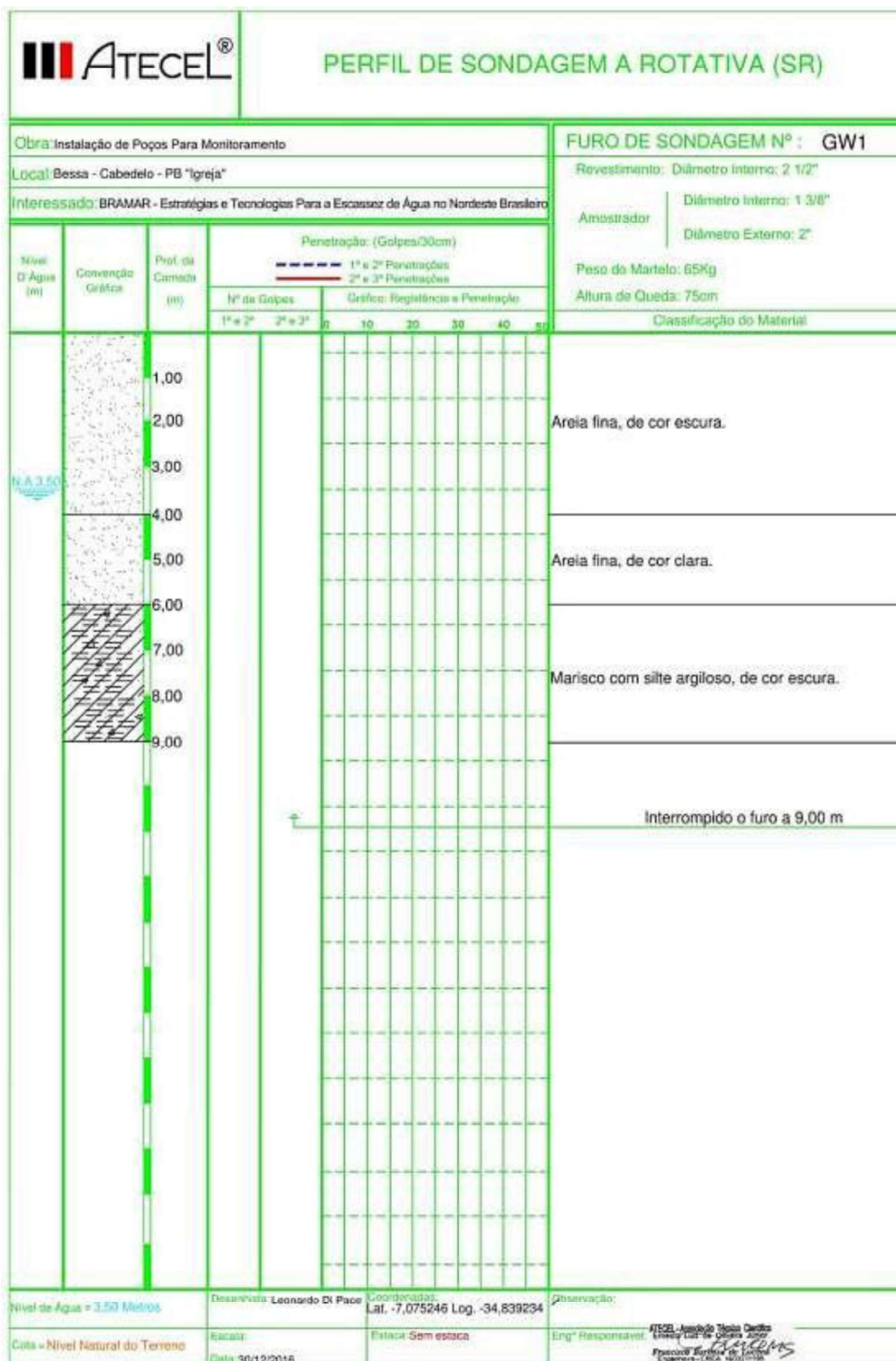
Kc da Mandioca												
Data de Plantio	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set
Abr	1,1	1,1	1,1	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	1,1
Mai	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Jun	0,3	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3
Jul	0,3	0,3	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3
Kc médio	0,70	0,90	1,1	1,1	0,95	0,80	0,60	0,40	0,35	0,3	0,3	0,5
Legenda	Estágio Inicial				Fase de meia temporada				Etapa Final			

Kc do Abacaxi												
Data de Plantio	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set
Jul	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3
Ago	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5
Set	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5
Jul (ano 2)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Ago (ano 2)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Set (ano 2)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Kc médio	0,33	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,33	0,37	0,37
Legenda	Estágio Inicial				Fase de meia temporada				Etapa Final			

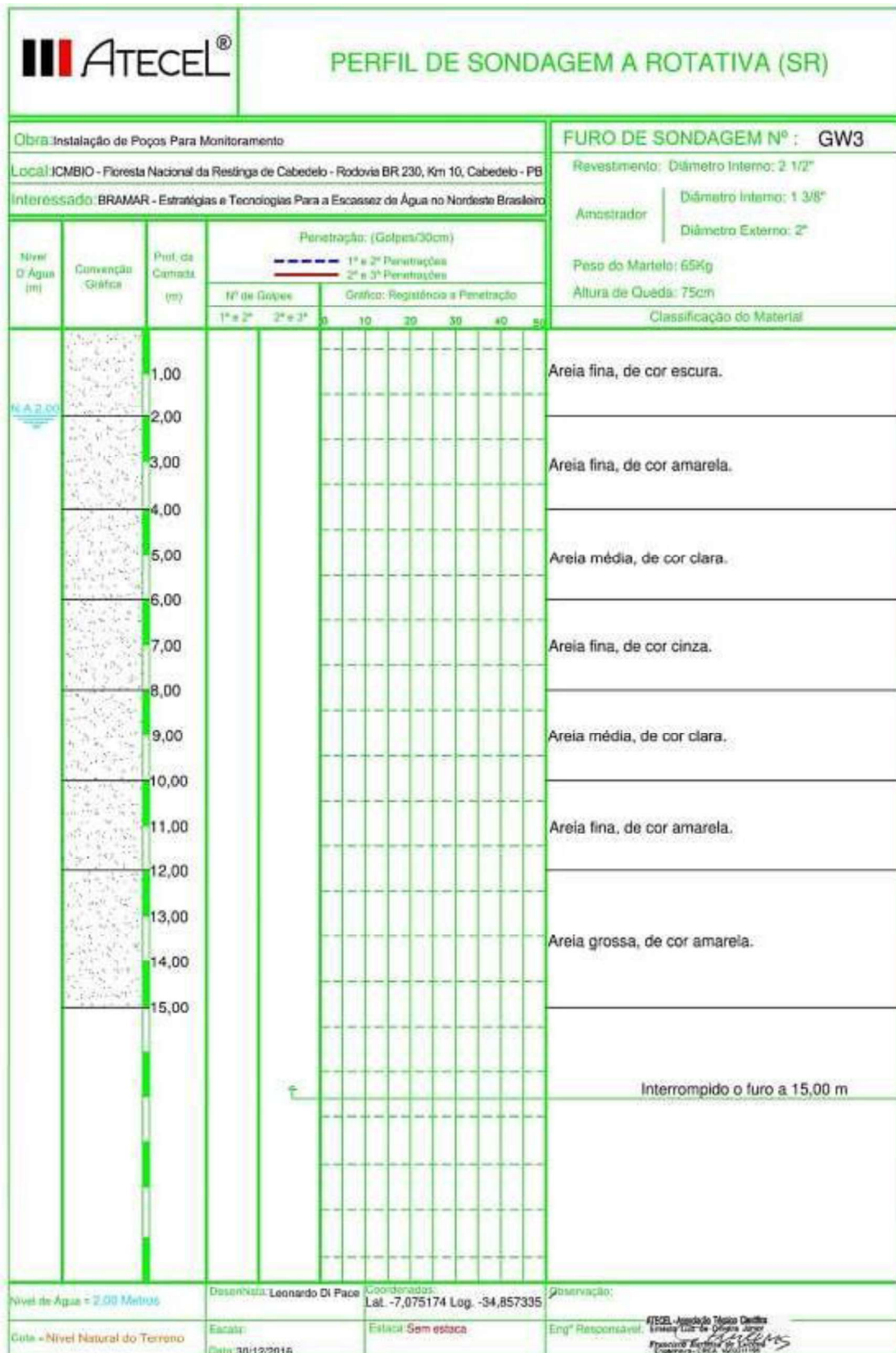
## ANEXO II

Perfis dos poços P31, P32, P33, construídos no âmbito do projeto BRAMAR

P31 – Igreja São Miguel Arcanjo:



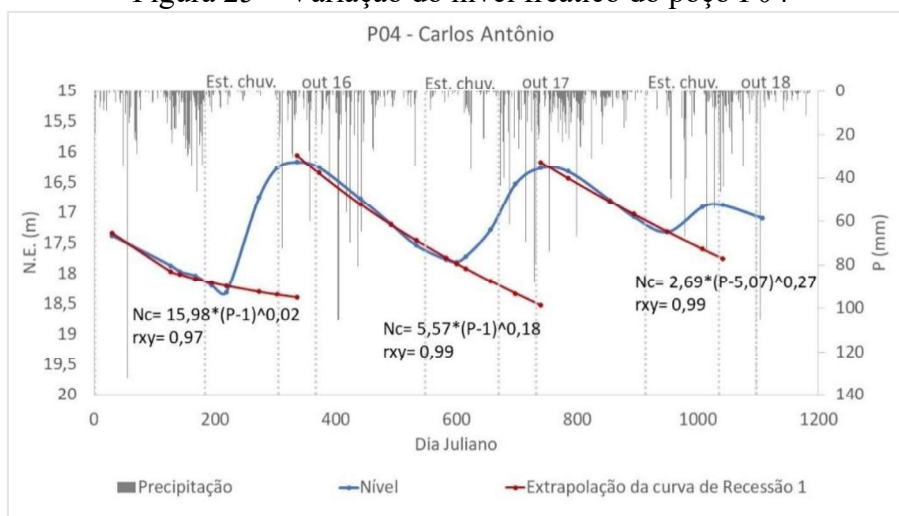




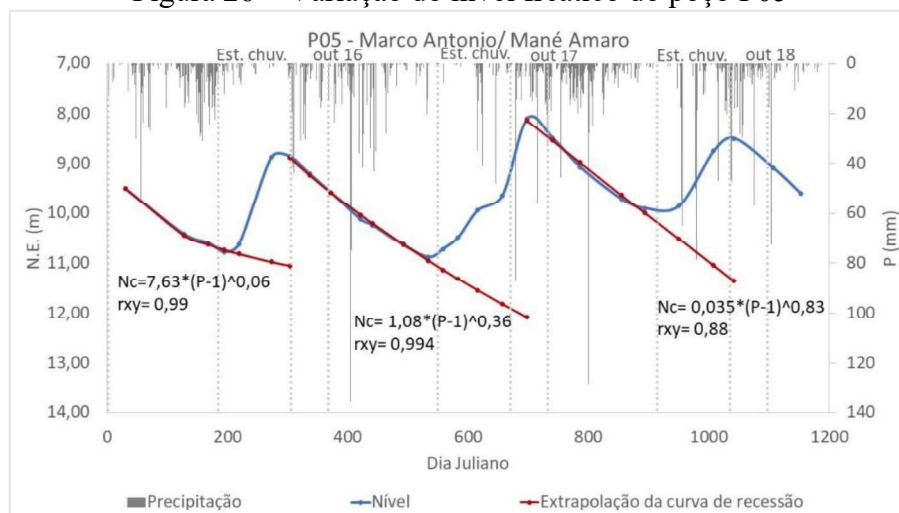
## APÊNDICE I

Variação do Nível dos poços monitorados.

**Figura 25 – Variação do nível freático do poço P04**



**Figura 26 – Variação do nível freático do poço P05**



**Figura 27 – Variação do nível freático do poço P08**

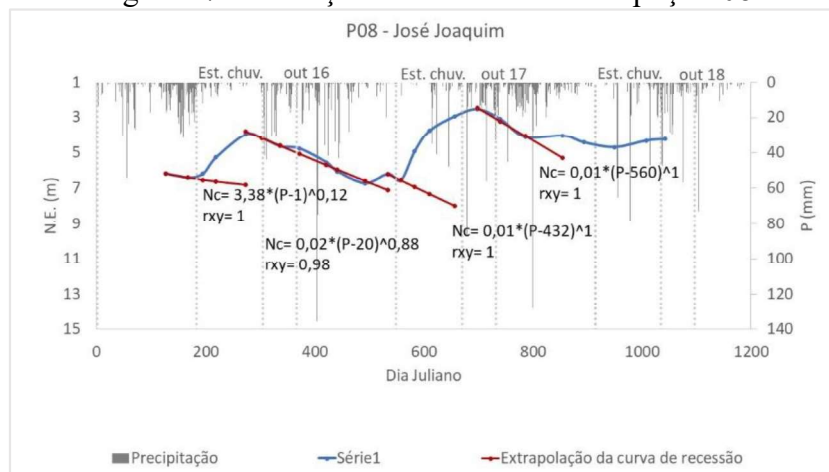




Figura 28 – Variação do nível freático do poço P09

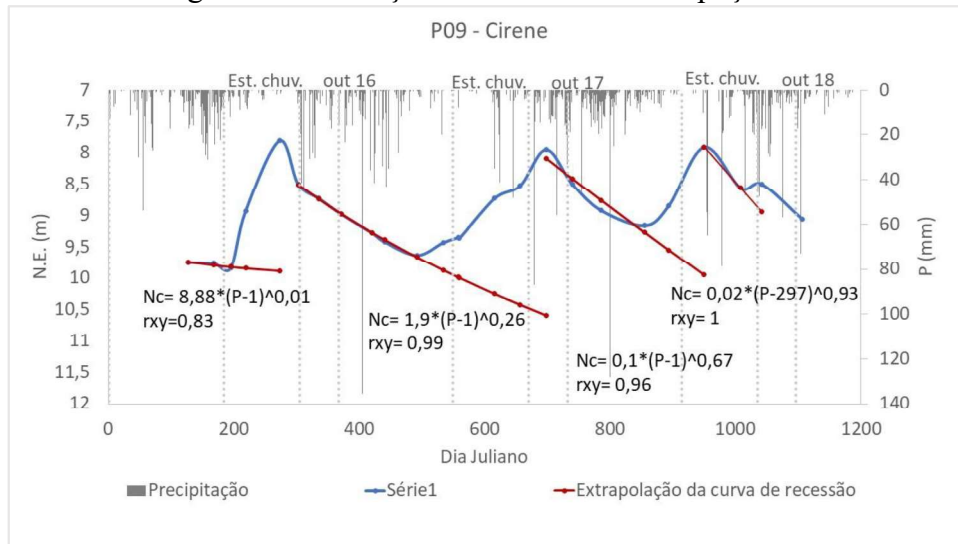


Figura 29 – Variação do nível freático do poço P10

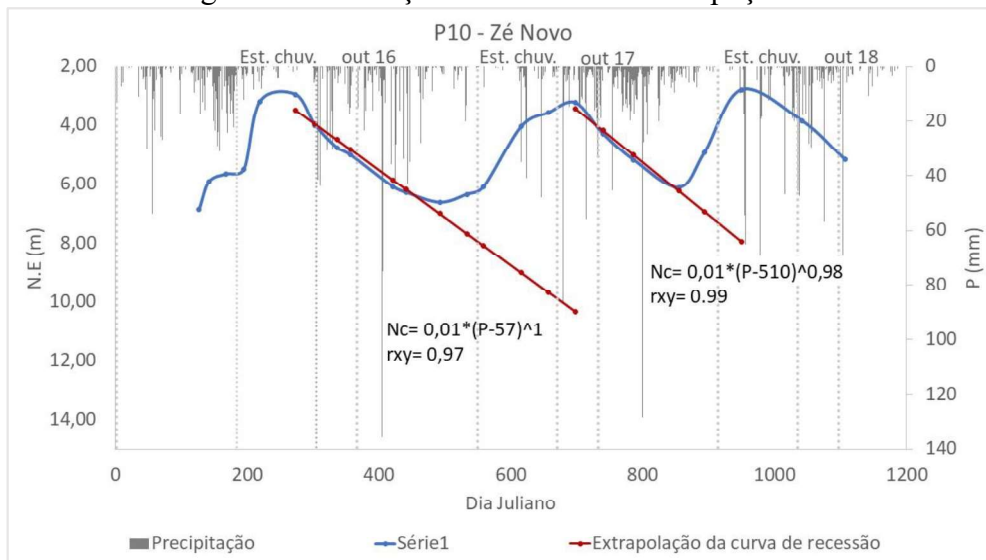


Figura 30 – Variação do nível freático do poço P11

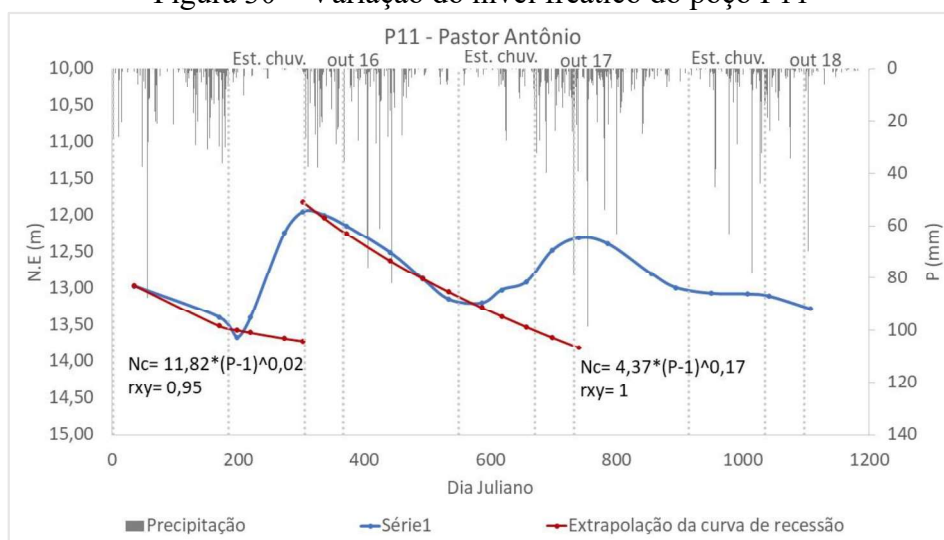


Figura 31 – Variação do nível freático do poço P16

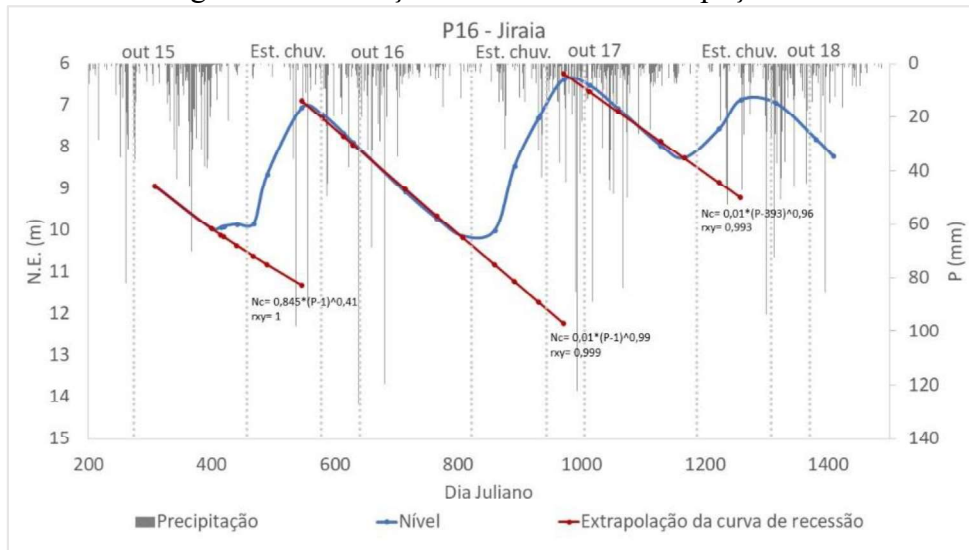


Figura 32 – Variação do nível freático do poço P17

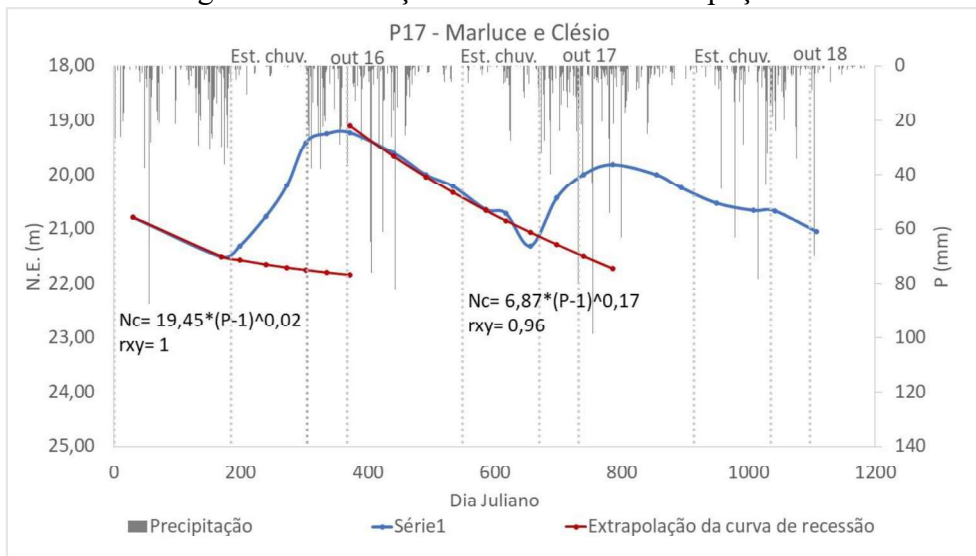


Figura 33 – Variação do nível freático do poço P19

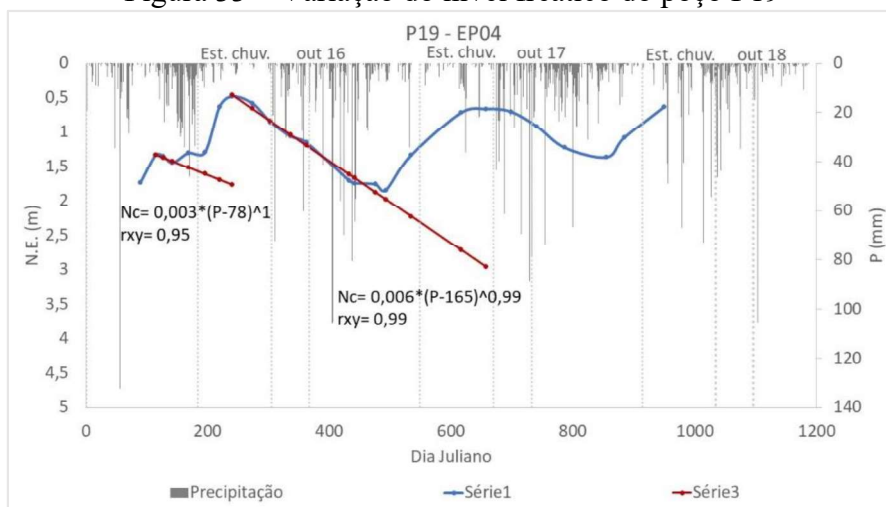


Figura 34 – Variação do nível freático do poço P20

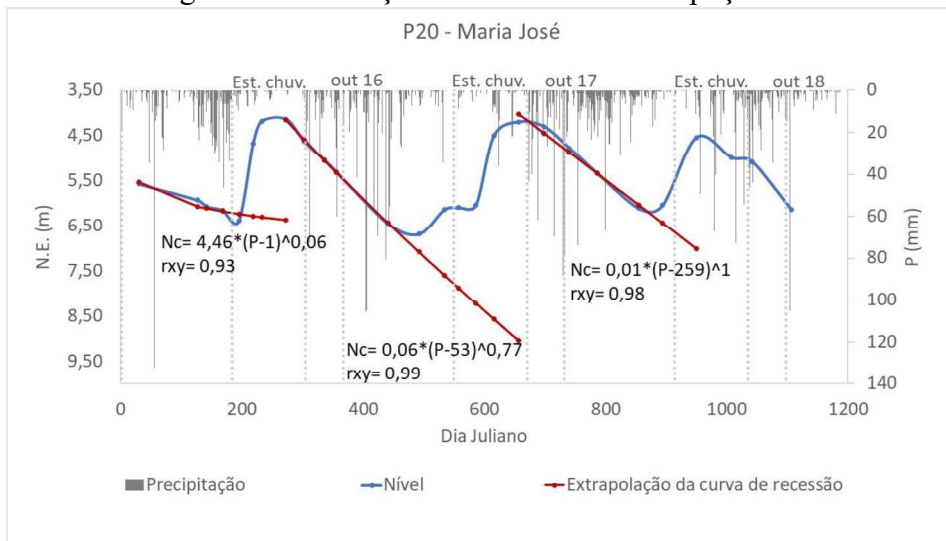


Figura 35 – Variação do nível freático do poço P22

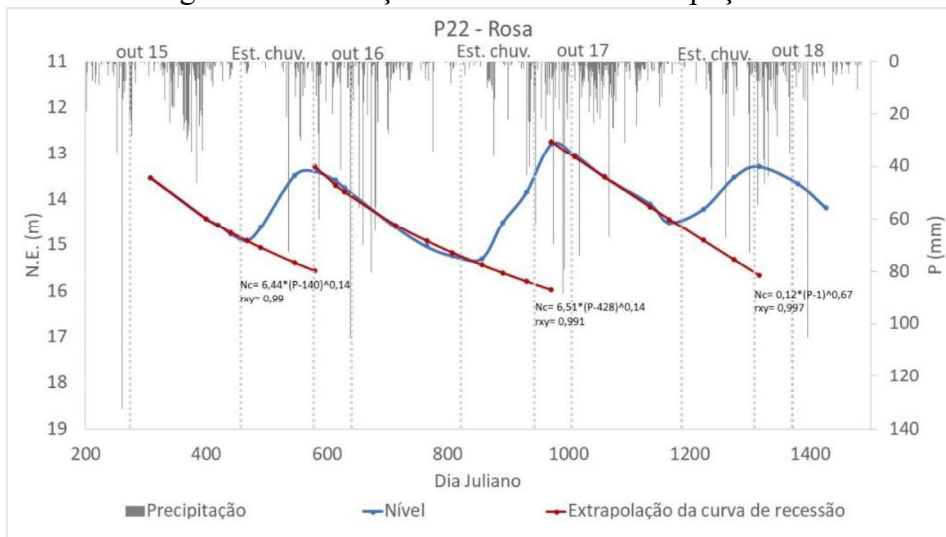


Figura 36 – Variação do nível freático do poço P23

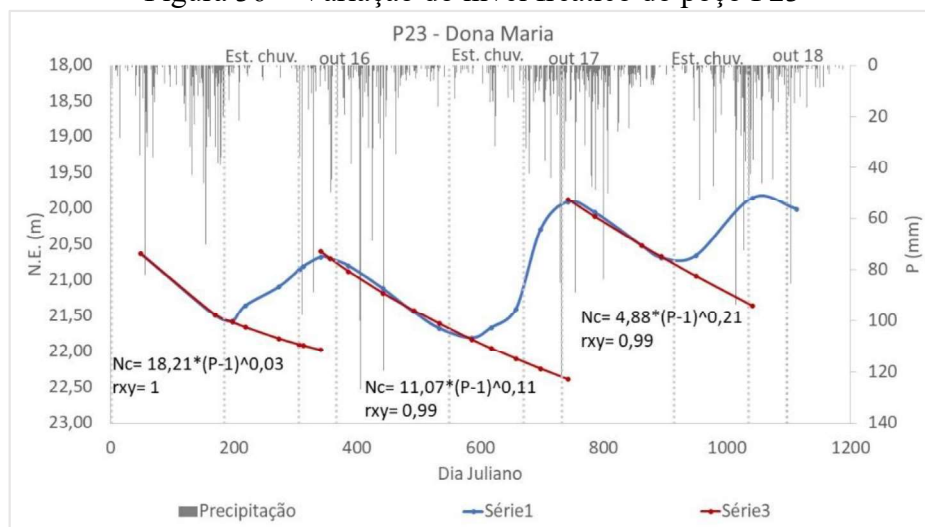




Figura 37 – Variação do nível freático do poço P24

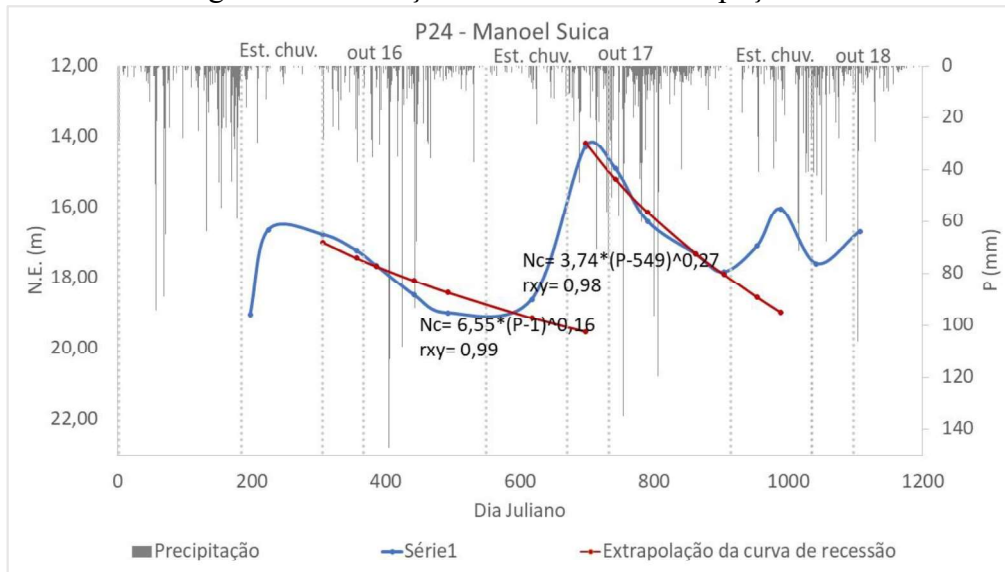


Figura 38 – Variação do nível freático do poço P25

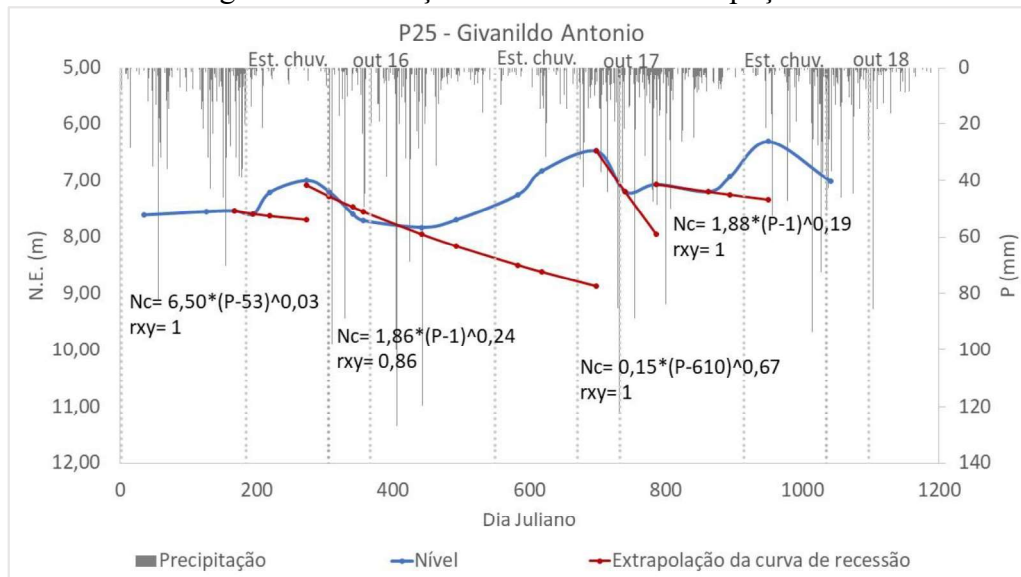


Figura 39 – Variação do nível freático do poço P29

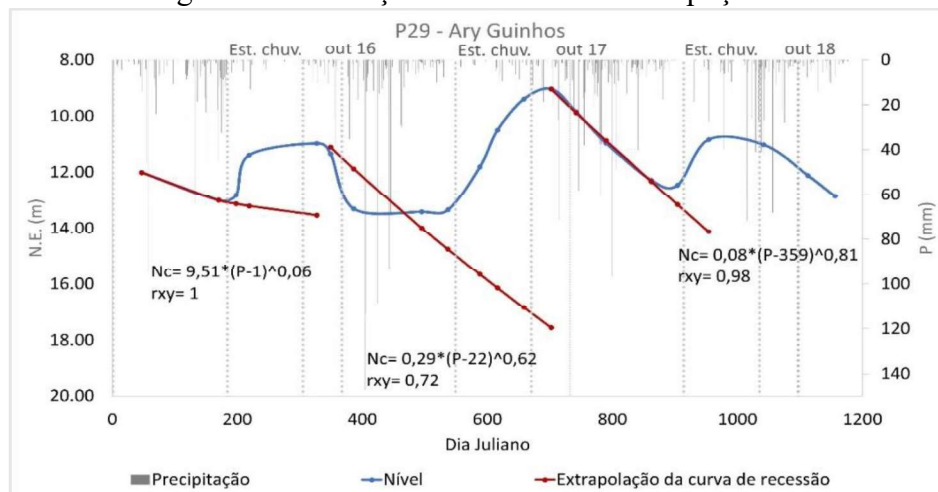


Figura 40 – Variação do nível freático do poço P31

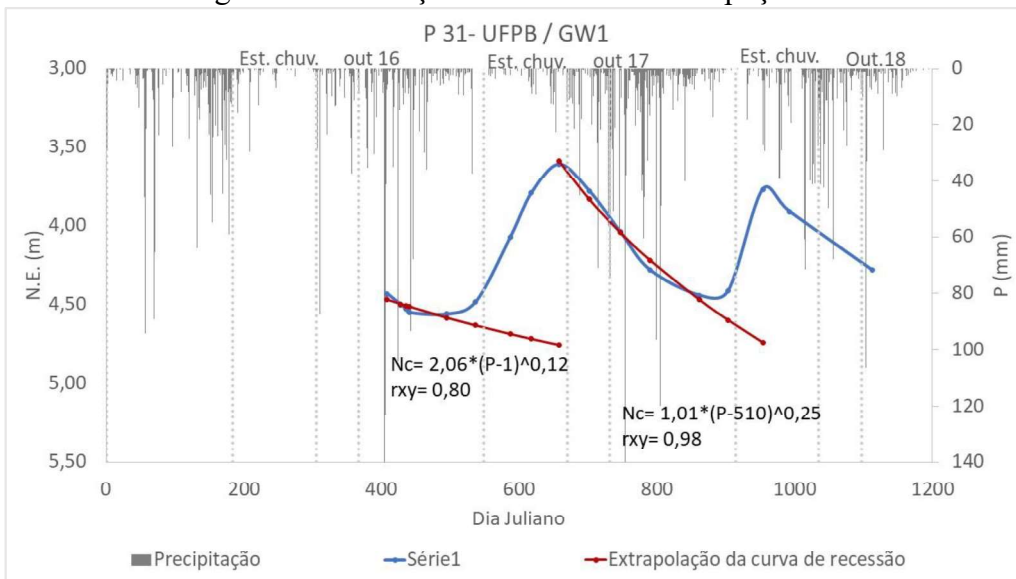


Figura 41 – Variação do nível freático do poço P32

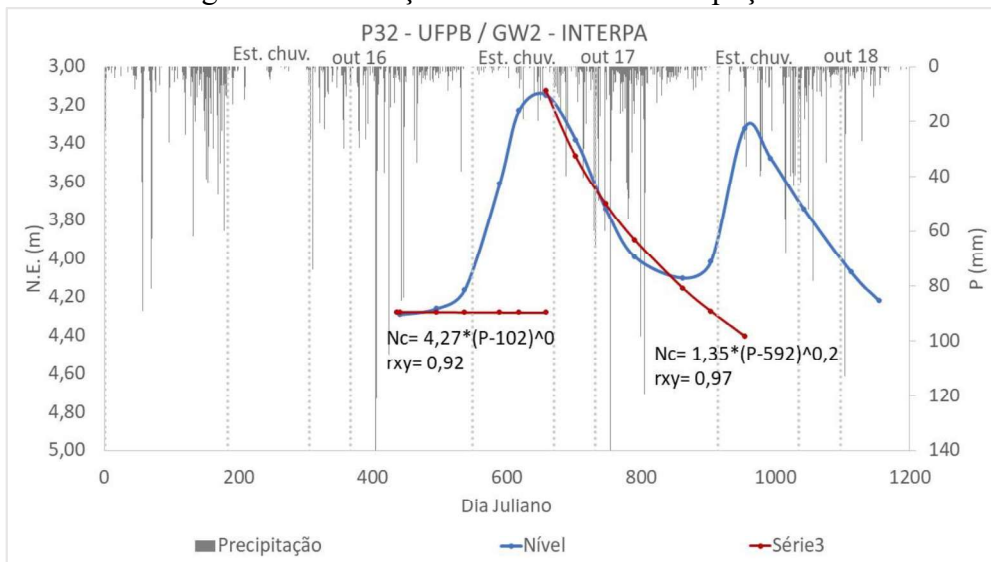


Figura 42 – Variação do nível freático do poço P33

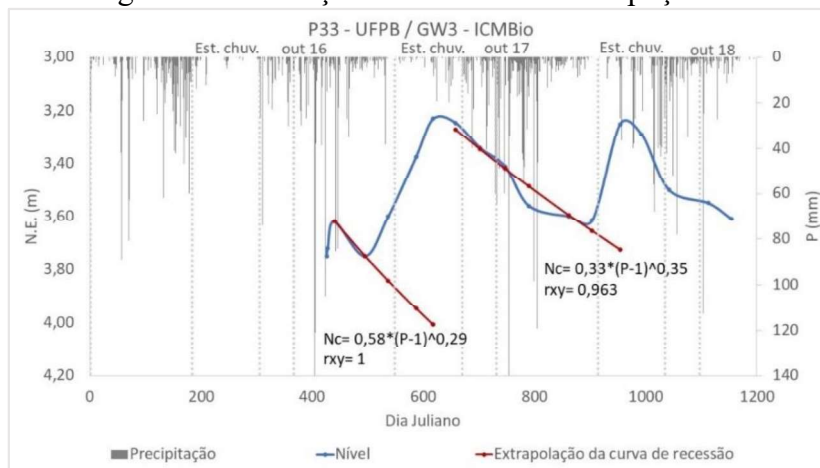


Figura 43 – Variação do nível freático do poço P35

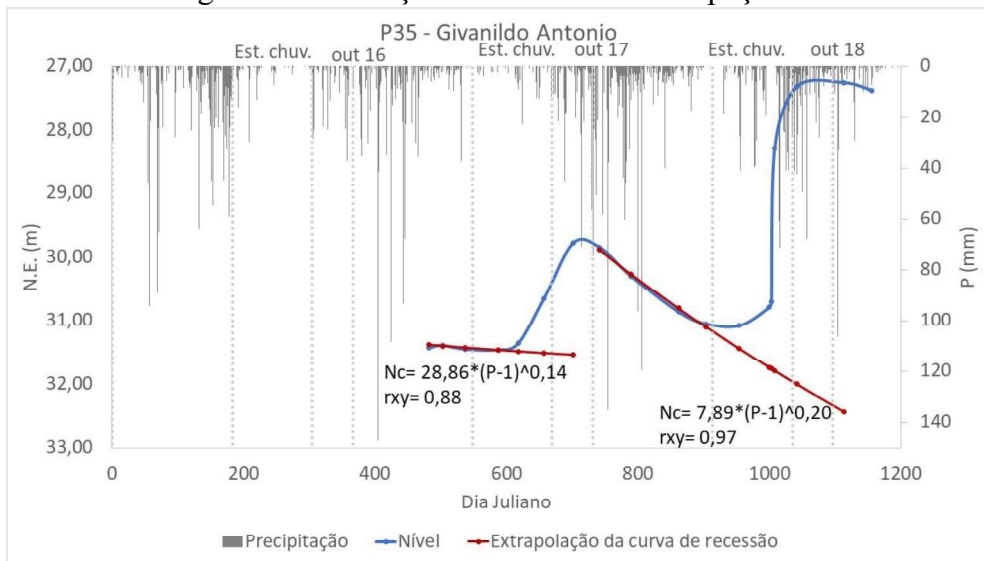


Figura 44 – Variação do nível freático do poço P36

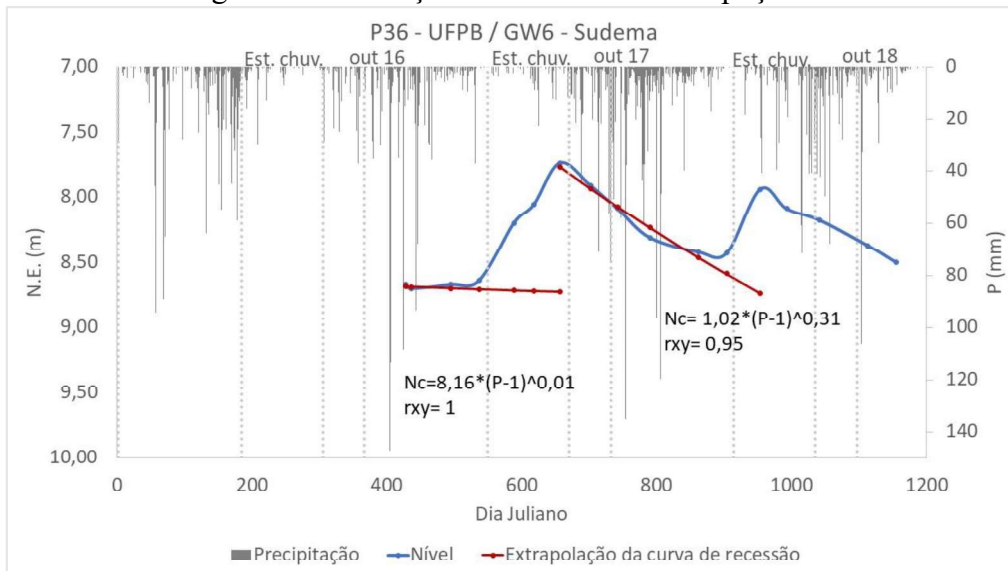


Figura 45 – Variação do nível freático do poço P37

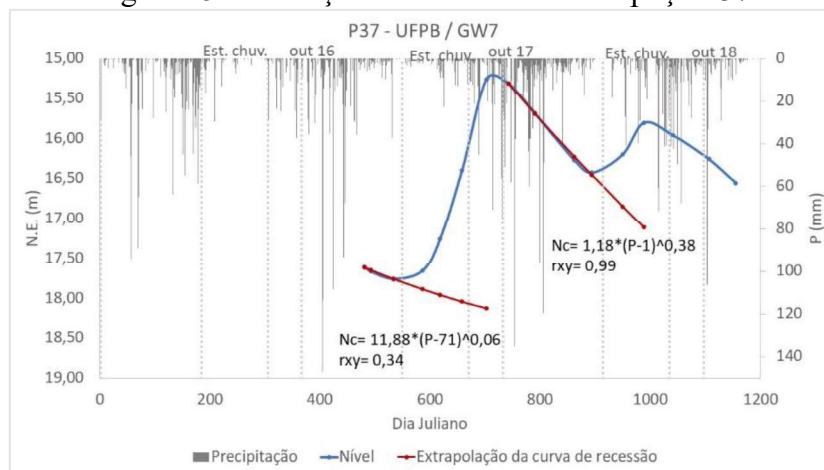


Figura 46 – Variação do nível freático do poço P38

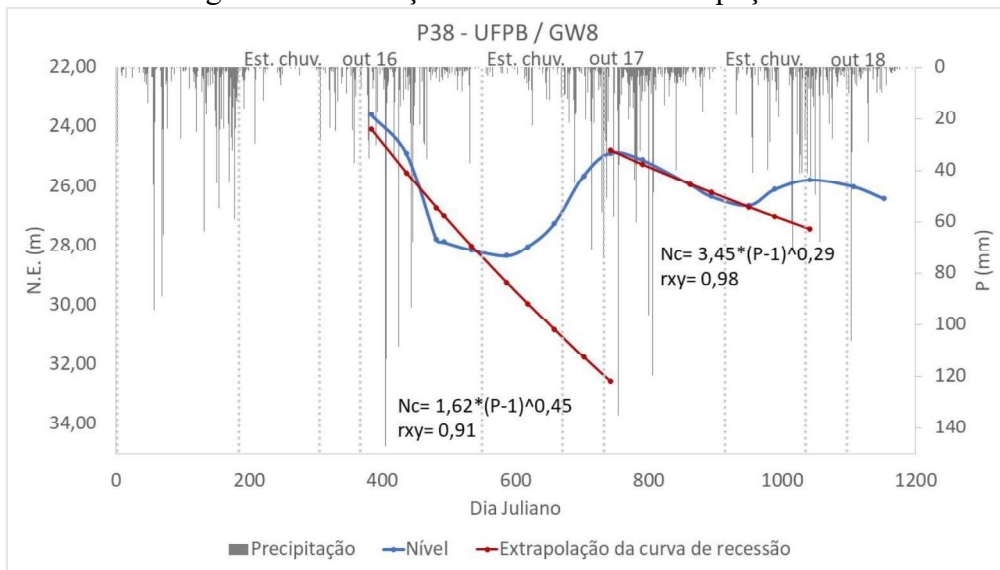
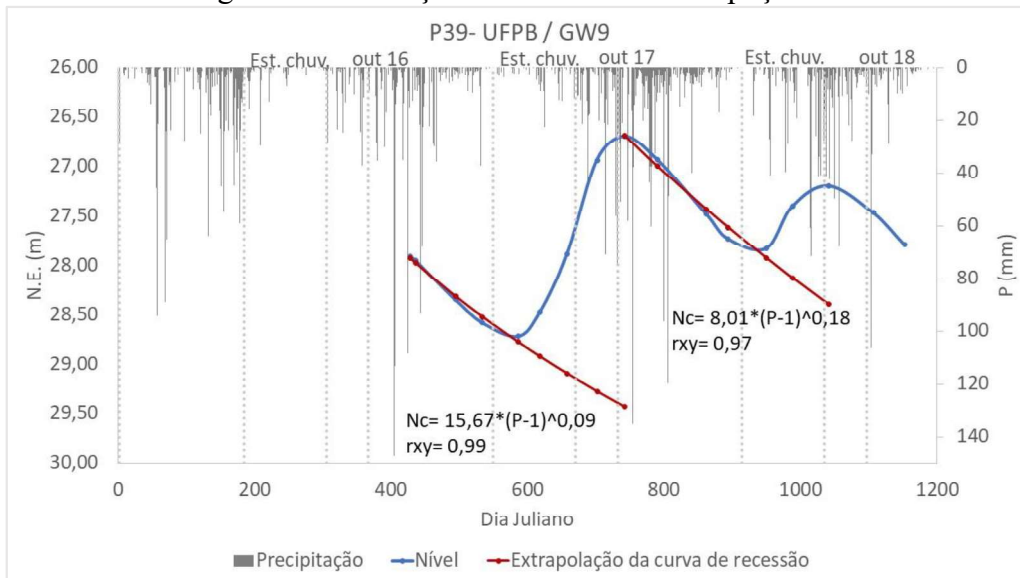


Figura 47 – Variação do nível freático do poço P39



## APÊNDICE II

Poço	Profundidade	Menor nível	Variação média de nível	Nível médio de água	Profundidade de nível
P02	9.2	2.5	1.0	3.6	5.6
P04	19.8	16.2	1.4	17.5	2.3
P05	11.1	8.1	2.0	10.1	1.0
P08	8.0	2.5	1.5	4.0	4.0
P09	11.7	7.8	1.7	9.5	2.2
P10	12.9	2.8	3.6	6.3	6.6
P11	18.0	0.5	1.1	1.6	16.4
P16	10.4	6.4	2.6	9.0	1.4
P17	26.0	19.2	1.9	21.1	4.9
P19	2.1	0.5	1.1	1.6	0.5
P20	7.3	4.1	2.1	6.2	1.1
P22	16.0	12.8	1.7	14.5	1.5
P23	39.0	6.5	1.0	7.4	31.6
P24	28.0	14.3	2.5	16.8	11.2
P25	9.7	6.3	0.9	7.2	2.5
P26	24.0	3.2	0.9	4.0	20.0
P29	**	**	**	**	**
P30	2.0	1.1	0.7	1.8	0.2
P31	8.9	3.6	0.8	4.4	4.5
P32	12.6	3.2	1.0	4.1	8.5
P33	14.7	3.2	0.4	3.7	11.0
P34	36.7	19.4	8.1	27.5	9.2
P35	42.8	27.3	2.8	30.0	12.8
P36	22.9	7.7	0.7	8.4	14.5
P37	32.0	15.3	1.6	16.8	15.2
P38	33.6	24.9	2.2	27.1	6.6
P39	35.2	26.7	2.0	28.7	6.5
MÉDIA					7.8