

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARCUS VINICIUS DUCATI CAMBARÁ

DETERMINAÇÃO DA VAZÃO EXPLOTÁVEL DO AQUÍFERO KARST NA
CABECEIRA DA BACIA DO RIO VERDE, CAMPO MAGRO (PR)



CURITIBA

2018

MARCUS VINICIUS DUCATI CAMBARÁ

DETERMINAÇÃO DA VAZÃO EXPLOTÁVEL DO AQUÍFERO KARST NA
CABECEIRA DA BACIA DO RIO VERDE, CAMPO MAGRO (PR)

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Ambiental, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Chemas Hindi

CURITIBA

2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

C174d

Cambará, Marcus Vinicius Ducati

Determinação da vazão explotável do aquífero Karst na cabeceira da bacia do Rio Verde, Campo Magro (PR) [recurso eletrônico] / Marcus Vinicius Ducati Cambará. – Curitiba, 2018.

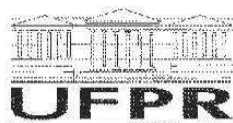
Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Eduardo Chemas Hindi .

1. Hidrogeologia. 2. Carste – Campo Magro (PR). 3. Balanço hidrológico. 4. Aquífero Karst. I. Universidade Federal do Paraná. II. Hindi, Eduardo Chemas. III. Título.

CDD: 551.41508162

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO


Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **MARCUS VINICIUS DUCATI CAMBARA** intitulada: **DETERMINAÇÃO DA VAZÃO EXPLOTÁVEL DO AQUIFERO KARST NA CABECEIRA DA BACIA DO RIO VERDE, CAMPO MAGRO (PR)**, após terem incurrido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APPROVADO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo Colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 28 de Setembro de 2018.



EDUARDO CHÉVAS HINDI
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)



RENATO BLAT MIGLIORINI
Avaliador Externo (UFMT)



LUIZ EDUARDO MANTOVANI
Avaliador Externo (UFPR)

Aos meus pais, Rita e Márcio

Aos meus familiares

Aos meus queridos amigos

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, pois Ele me sustenta em todos os momentos da minha vida, é a minha Rocha, escudo e refúgio nos momentos de aflição;

Aos meus pais, Rita e Mário Márcio, porque sem eles, nada do que foi feito, teria se concretizado. Amor, carinho, confiança, e fidelidade eu encontro neles, a minha gratidão por mais esse voto de confiança que vocês me deram;

Ao Prof. Drº Eduardo Hindi, meu orientador, que prontamente me recebeu e aceitou o desafio de me orientar nessa pesquisa;

À SANEPAR, na pessoa do geólogo Marcos Guarda, que foi muito solícito em me receber, conversar sobre a área de estudo e fornecer informações fundamentais para desenvolver essa pesquisa;

Aos amigos que ficaram longe, a distância nunca nos impediu de estarmos próximos de mente e coração, vocês estiveram me apoiando e sendo parceiros em todas as ocasiões, cito aqui a Hemelly Silveira, Cristiane Dias, Kamila Fernandes, Layana Barbosa, Valéria de Jesus, Jacira Sampaio e outros tantos que não caberiam aqui;

Em Curitiba ganhei uma nova família, a Família Sella, a qual já conhecia há muitos anos, mas que aqui, se tornou fundamental e essencial para mim. Especialmente a Tia Rosana, que se tornou minha amiga, conselheira e apoiadora nos momentos tristes e de alegria;

Aqui também ganhei uma outra família, a Igreja Adventista do Sétimo Dia do Boa Vista, nela encontrei pessoas maravilhosas e amigas, muito obrigado pelo apoio e pelas orações. Cito aqui a Jaqueline Camargo e toda sua família, Lindsay Arndt e os nossos amigos “batutinhas”.

Ao Programa de Pós graduação em Geologia da UFPR, por me proporcionar uma especialização, a qual eu sonhava e que hoje torna-se realidade.

*“Nada temos que recear quanto ao futuro,
a menos que esqueçamos a maneira em
que o Senhor nos conduziu no passado.”*

Testemunhos Seletos, V.3, Pág. 443.

Ellen G. White

RESUMO

Devido à crescente demanda por recursos hídricos para abastecimento público, especialmente em grandes concentrações urbanas, é necessário executar estudos de crescimento populacional e estimativas de demanda por água. Nesse sentido, a Companhia de Saneamento do Paraná, SANEPAR, definiu áreas na Região Metropolitana de Curitiba, que são estratégicas para a extração de água. Uma dessas áreas é a cabeceira da microbacia do rio Verde, sobrejacente ao Aquífero Karst, um manancial muito importante para a região e que apresenta ótimos índices de potencialidade. Este trabalho propõe estimar a vazão máxima possível de ser explorada desse aquífero, de forma sustentável, não excedendo a sua reserva renovável. Para isso adotou-se o método do balanço hídrico, proposto por Thornthwaite e Mather (1955) utilizando-se de uma série histórica de 38 anos de dados pluviométricos, entre 1976 a 2013, a fim de observar a variabilidade das chuvas nesse período e classificar a pluviosidade desses anos em normais, úmidos ou secos. Foi estimado a evapotranspiração pelos métodos de Thornthwaite (1948) e Penman (1948) e realizado posteriormente a comparação entre os resultados obtidos. De acordo com o cálculo do balanço hídrico, existe um excedente anual de aproximadamente 503 mm em um ano normal, com precipitação média acumulada em torno de 1550 mm. Desse excedente, estimou-se que 80% são disponíveis para a infiltração no aquífero e os demais 20% ocorrem como escoamento superficial. Concluiu-se que a área da cabeceira da microbacia do rio Verde é capaz de abastecer em torno de 60.000 pessoas por ano, considerando uma demanda de 150 L dia⁻¹ pessoa⁻¹, podendo incrementar ao sistema integrado de abastecimento, uma taxa de 105,6 Ls⁻¹, possibilitando a instalação de quatro poços tubulares na área com vazão máxima de 100 m³h⁻¹.

Palavras-chave: Aquífero Karst. Balanço hídrico. Disponibilidade hídrica.

ABSTRACT

Owing to the growing water demand for public supply, especially in the case of large urban concentrations, there is a need for carrying out studies on population growth and water demand estimation. In this regard, the Sanitation Company of Paraná, SANEPAR, targeted areas in the Metropolitan Region of Curitiba that are strategic for water exploitation. One of these areas is the headwaters of the Verde River microcatchment, which overlies the Karst aquifer, a source of great importance for the region with high potential indexes. This work aims at estimating the maximum possible flow rate to be exploited in this aquifer at sustainable levels without exceeding this renewable reservoir. For this, the water balance method was adopted with basis on historical rainfall data (38 years between 1976 and 2013) to observe rainfall variability within this period as well as to classify pluviosity in those years as normal, wet or dry. Evapotranspiration was estimated by two different methods whose results were compared. According to the calculation of water balance, there is an annual water surplus of approximately 503 mm within a normal year having an accumulated precipitation average around 1550 mm. From this surplus, it was estimated that 80% are available for infiltration into the aquifer and the remaining 20% is surface runoff. It was concluded that the headwater area of the Verde River microcatchment is capable of supplying around 60,000 people per year considering a demand of 150 L per day⁻¹ per person⁻¹, which could provide a rate of 105, 6 Ls⁻¹ to the integrated water resource system and allow the installation of four tubular wells in the area with a maximum flow rate of 100 m³h⁻¹.

Key-words: Karst aquifer. Water balance. Water availability.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
FIGURA 2 - PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ	19
FIGURA 3 - MAPA DE ISOIETAS DA BACIA DO ALTO IGUAÇU	21
FIGURA 4 - MAPA GEOLÓGICO DO ESCUDO PARANAENSE.....	23
FIGURA 5 - RECORTE DA FOLHA SG.22-X-D-I CURITIBA, COM DESTAQUE PARA ÁREA DE ESTUDO.....	26
FIGURA 6 - SERRAS ALINHADAS AO NORTE DA MICROBACIA DO RIO VERDE.....	27
FIGURA 7 - MAPA GEOLÓGICO DA CABECEIRA DO RIO VERDE	29
FIGURA 8 - FEIÇÃO DE RELEVO DE SERRANIAS ALONGADAS	32
FIGURA 9 - VALE DO RIO VERDE, REBAIXADO EM RELAÇÃO ÀS CRISTAS ALONGADAS.....	33
FIGURA 10 - DOLINA PREENCHIDA POR ÁGUA	34
FIGURA 11 - CAVIDADES PREENCHIDAS POR ÁGUA	35
FIGURA 12 – BLOCO-DIAGRAMA DO AQUÍFERO KARST	38
FIGURA 13 - MAPA HIDROGEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	40
FIGURA 14 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO ANUAL PARA O PARANÁ.....	44
FIGURA 15 - MAPA DE PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO NO PARANÁ.....	50
FIGURA 16 - MAPA DE DEFICIÊNCIA HÍDRICA NO PARANÁ	51
FIGURA 17 - VISTA DO MORROTE DA IGREJA IMACULADA CONCEIÇÃO, EM DIREÇÃO À PORÇÃO CENTRAL DA MICROBACIA DO RIO VERDE.....	55
FIGURA 18 - CANAIS DE DRENAGEM EFÊMEROS.....	55
FIGURA 19 - ÁREA DE ENTORNO DO POÇO SAN/931	56
FIGURA 20 - AFLUENTE PERENE DA MARGEM DIREITA DO RIO VERDE	57
FIGURA 21 - CRIAÇÃO DE ANIMAIS, AGRICULTURA E MATA NATIVA NAS PARTES MAIS ELEVADAS DA MICROBACIA.....	57

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1 - GRÁFICOS COMPARATIVOS ENTRE ETP THORNTHWAITE (1948) E PENMAN (1948) PARA OS ANOS DE 1988, 1991, 2005, 2006 E 2011.....	87
GRÁFICO 2 - COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DE EXCEDENTE HÍDRICO.....	88

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS FINAIS DA DÉCADA DE 70.....	79
TABELA 2 - CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS DA DÉCADA DE 80.....	79
TABELA 3 - CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS PARA A DÉCADA DE 90.....	80
TABELA 4 - CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS PARA A DÉCADA DE 2000.....	80
TABELA 5 - CLASSIFICAÇÃO PARA OS ANOS INICIAIS DA DÉCADA DE 2010.....	81
TABELA 6 - RESULTADOS DA CLASSIFICAÇÃO PARA O PERÍODO ENTRE 1976 A 2013.....	82
TABELA 7 - RESULTADO CONJUNTO DA CLASSIFICAÇÃO POR ANO.....	83
TABELA 8 - RESULTADO CONJUNTO PARA A CLASSIFICAÇÃO PELO PERÍODO.....	83
TABELA 9 A - VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL DE JANEIRO A JUNHO.....	85
TABELA 9 B - VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL DE JULHO A DEZEMBRO.....	85
TABELA 10 - COMPARATIVO ENTRE ETP'S E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA.....	86

LISTA DE SIGLAS

APA - Área de Proteção Ambiental

ARM - Armazenamento

CAD - Capacidade de Água Disponível

COMEC - Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba

DEF – Deficiência Hídrica

ETP - Evapotranspiração Potencial

EXC – Excedente Hídrico

GPCP - Global Precipitation Climatology Project

IAPAR - Instituto Agrônomo do Paraná

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

ITCG - Instituto de Terras, Cartografia e Geologia

IPARDES - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social

PR - Paraná

RMC - Região Metropolitana de Curitiba

SANEPAR - Companhia de Saneamento do Paraná

SEMA - Secretaria do Estado de Meio Ambiente

SIG - Sistema de Informações Geográficas

SIMEPAR – Serviço Meteorológico do Paraná

SUDERHSA - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental

UNESCO - Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura.

UTP - Unidade Territorial de Planejamento

WCRP - World Climate Research Program

LISTA DE ABREVIações E UNIDADES DE MEDIDA

Art - Artigo

Cfb - Subtropical mesotérmico úmido

© - Copyright

ETP – Evapotranspiração potencial

hab/ha - Habitantes por hectare

km² - Quilômetros quadrados

Ls⁻¹ - Litro por segundo

m - Metro

mm - Milímetro

mm ano⁻¹ - Milímetro por ano

m³h⁻¹ - Metro cúbico por hora

m³h⁻¹m⁻¹ - Metro cúbico por hora por metro

MTA - Massa Tropical Atlântica

MTC - Massa Tropical Continental

MPA - Massa Polar Atlântica

MEC - Massa Equatorial Continental

n. – número

P - Precipitação

T - Temperatura

™ - Trademark

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	14
1.1 INTRODUÇÃO	14
1.2 JUSTIFICATIVA	15
1.3 OBJETIVOS	15
1.3.1 Objetivo Geral.....	15
1.3.2 Objetivos Específicos.....	16
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	16
CAPÍTULO II	18
2.1 REVISÃO DE LITERATURA	18
2.1.1 A Bacia Hidrográfica	18
2.1.2 Hidrografia	19
2.1.3 Clima.....	20
2.1.4 Geologia Regional.....	22
2.1.5 Geologia Local	24
2.1.6 Geomorfologia Cárstica	30
2.1.7 Geomorfologia Local.....	31
2.1.8 Conceitos hidrogeológicos de um aquífero cárstico	35
2.1.9 Hidrogeologia Local	37
2.1.10 Conceituação e avaliação de reservas	41
2.1.11 Evapotranspiração	42
2.1.11.1 Estimativa de Evapotranspiração Potencial.....	45
2.1.11.1.1 Método de Thornthwaite (1948).....	45
2.1.11.1.2 Método combinado de Penman (1948).....	46
2.1.12 Balanço Hídrico (BH) e estudos de casos.....	47
2.1.13 Dados de precipitação	52

CAPÍTULO III	54
3.1 MATERIAL E MÉTODOS	54
3.1.1 Revisão bibliográfica e estudos de caso	54
3.1.2 Trabalhos de campo	54
3.1.3 Etapa em escritório	58
3.1.3.1 Planilha eletrônica do Balanço Hídrico	59
3.1.3.2 Cálculo da Evapotranspiração Potencial de Penman	60
3.1.3.3 Análise da série histórica de dados pluviométricos.....	61
CAPÍTULO IV	65
ARTIGO	65
RESUMO	65
INTRODUÇÃO	66
ÁREA DE ESTUDO.....	66
MATERIAL E MÉTODOS	68
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	70
CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
REFERÊNCIAS.....	75
CAPÍTULO V	78
5.1 RESULTADOS COMPLEMENTARES	78
5.1.1 Cálculo para o ano.....	78
5.1.2 Cálculo para o período.....	81
5.1.3 Comparativo ETP Thornthwaite (1948) e Penman (1948)	84
CONSIDERAÇÕES FINAIS	90
REFERÊNCIAS.....	93
ANEXO 1 – MAPA DE DELIMITAÇÃO DA MICROBACIA DA CABECEIRA DO RIO VERDE E DE PONTOS VISITADOS	99

1.1 INTRODUÇÃO

O aumento populacional no estado do Paraná apresenta taxas de crescimento de 1,0% entre 2010-2020, 0,43% e 0,13% nos decênios 2020-2030 e 2030-2040, respectivamente, segundo o IPARDES (2017), o que irá aumentar a procura por água para abastecimento público. Estudos de projeção de demanda, elaborados pela Companhia de Saneamento do Paraná (SANEPAR, 2013), apontaram que para Região Metropolitana de Curitiba (RMC), no ano de 2016, a demanda estimada de água por dia, seria de 10.215 Ls^{-1} , ao passo que no ano de 2040, esse valor aumentaria em 30%, representando uma taxa de 13.168 Ls^{-1} ou aproximadamente $47.500 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$.

Uma solução apontada para incrementar o abastecimento público da RMC envolve uma área do Aquífero Karst na região de Campo Magro - PR. Essa área foi decretada como uma das áreas de interesse de mananciais de abastecimento público da RMC, pelo decreto n.6390/2006 do governo do Estado do Paraná. O decreto cita que o Aquífero Karst é uma importante reserva estratégica, pois possui potencial suficiente para complementar o principal manancial superficial da região, o reservatório do Iraí, em situações emergenciais.

Observada a importância das águas do Aquífero Karst para a região, faz-se necessário obter informações hidrogeológicas sobre esse aquífero. Esta pesquisa, pretende estimar as reservas renováveis e exploráveis, com a finalidade de quantificar o volume de água que poderá ser extraído do aquífero, de forma que o seu uso seja sustentável, não condicionando o surgimento subsidências e colapsos, causados pela depleção dos mananciais subterrâneos.

Para realizar este estudo, foi adotado o método postulado por Thornthwaite e Mather (1955), conhecido como balanço hídrico, que possui aplicabilidade em diversas áreas do conhecimento, como a agrometeorologia, climatologia, agronomia e na hidrogeologia, sendo nessa última área utilizado

como uma ferramenta para a estimativa indireta das reservas de águas subterrâneas.

Esta pesquisa observou uma série de dados históricos de precipitação, entre 1976 e 2013, na qual se analisou os valores acumulados anuais e mensais, verificando a ocorrência de anos secos no período. Também foi contemplado a comparação entre dois métodos de estimativa de evapotranspiração, o de Thornthwaite (1948) e Penman (1948), com a finalidade de aplicar esses dados no balanço hídrico e observar a diferença entre os excedentes, e por fim verificar qual é o mais representativo para a área de estudo.

1.2 JUSTIFICATIVA

A microbacia da cabeceira do rio Verde foi declarada como uma área de interesse de mananciais para abastecimento público, sendo sobreposta pela APA do rio Verde, Aquífero Karst e pela UTP Campo Magro, o que demonstra a sua relevância para a RMC. A recomendação proposta no decreto 6390/2006, no Art 13º, sobre a necessidade de estudos hidrogeológicos para a exploração das águas do Aquífero Karst reforça a importância da pesquisa no âmbito da gestão dos recursos hídricos e do caráter preventivo, relacionado aos problemas geotécnicos associados à exploração de água subterrânea.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Estimar as reservas naturais do aquífero cárstico numa área de 8,3 km² situada na cabeceira da microbacia do rio Verde em Campo Magro – PR.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Estimar o cálculo do balanço hídrico para a área de estudo segundo Thornthwaite e Mather (1955);
- estimar as reservas naturais do aquífero;
- estimar as vazões exploráveis.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

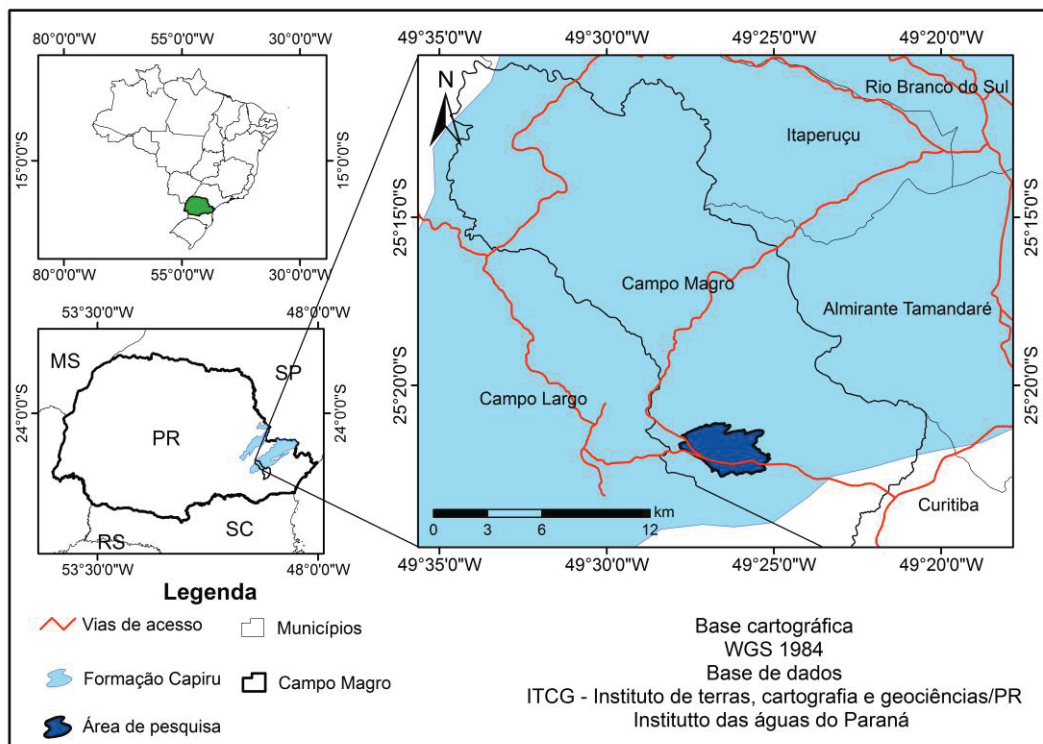
Campo Magro é um município que foi emancipado após o seu desmembramento de Almirante Tamandaré, pela lei n. 11.221 de 11/12/1995, tornando-se integrante da RMC. A área territorial do município, conforme o ITGC (2013) é de 277,903 km². Praticamente toda a sua área está inserida no contexto geológico da Formação Capiuru, na qual dentre suas diversas litologias, se encontram rochas metacarbonáticas, onde se desenvolve o Aquífero Karst.

A área de pesquisa é a microbacia da cabeceira do rio Verde, que possui aproximadamente 8,3 km², situada entre a zona rural de Campo Magro e seu perímetro urbano. Essa unidade hidrográfica está inserida numa região de grandes divisores de água, entre a bacia do alto Iguaçu e a bacia do alto Ribeira.

As cotas altimétricas na região, variam entre 920 a 1030 m, exibindo nas porções mais altas, morros alongados e alinhados estruturalmente. Nas altitudes mais baixas, o relevo é predominantemente plano-ondulado, composto por colinas médias com topos amplos, grandes interflúvios, longos trechos sem drenagens e com superfície do terreno apresentando subsidências por processos de dolinização.

O acesso se dá através da rodovia PR-090, mais conhecida como Estrada do Cerne. O mapa de localização da área de estudo está apresentado na Figura 1.

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: Base de dados ITCG e IAP/PR, elaborado pelo autor (2017)

2.1 REVISÃO DE LITERATURA

2.1.1 A Bacia Hidrográfica

A bacia hidrográfica é um sistema aberto em superfície, considerada como uma unidade fisiográfica mais conveniente, no tocante à gestão e ao planejamento de recursos hídricos, onde é possível coletar informações de entradas e saídas de águas precipitadas, bem como de sedimentos transportados para uma drenagem maior, oceano ou um lago interior. Devido a essa característica, ela pode ser configurada como uma área de análise fundamental na geomorfologia. Diversos autores têm defendido a bacia hidrográfica como um recorte especial para estudos ambientais, tendo em vistas que as interferências antrópicas agem diretamente na bacia como um todo. (IBGE, 2009 e ROCHA e VIANA, 2008).

Neste sentido, cada bacia ou microbacia hidrográfica desempenha um papel essencial nos moldes da ocupação territorial, isso porque ela possui características essenciais, que permitem a integração multidisciplinar entre diferentes sistemas de gerenciamento, devido as suas configurações que definem diferentes padrões de drenagem, logo, as combinações de padrões podem caracterizar-se numa unidade territorial facilitadora das atividades desenvolvidas pelas sociedades locais ou, ao contrário, combinar ações que comprometem certos tipos de ocupação (ROCHA e VIANA, 2008; BERNARDI et al. 2012).

Rocha e Vianna (2008) destacam que os estudos de uma bacia hidrográfica, com base no principal tipo de uso da sociedade, devem contemplar alguns itens numa escala de prioridade para a gestão dos recursos hídricos, tais como a drenagem da bacia, o abastecimento humano e o saneamento, geração de energia, produção de alimentos, navegação e outros usos diversos. Dentre esses mais variados tipos de uso das águas, o abastecimento, o saneamento e a geração de energia representam a base para a implantação de diretrizes de

políticas públicas para a gestão de recursos hídricos nas bacias, pois tais categorias de uso interferem diretamente na disputa pela disponibilidade da água.

2.1.2 Hidrografia

Iguaçu, Tibagi, Ivaí, Piquiri, Cinzas-Itararé, Pirapó, Ribeira e Litorânea são as principais bacias hidrográficas do estado do Paraná. Segundo a SEMA-PR (2010) é possível subdividir em alto médio e baixo, os rios Iguaçu e Tibagi e alto e baixo para o rio Ivaí, conforme ilustrado na Figura 2.

FIGURA 2 - PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ



FONTE: Adaptado de SEMA-PR (2010).

O Rio Iguaçu é o considerado o maior rio paranaense. Ele é formado pelo encontro das águas dos rios Irai e Atuba, ao leste do município de Curitiba, na divisa com Pinhais. Esses rios são originados na borda ocidental da província da Serra do Mar, seguindo seu curso por 1.320 km, atravessando os três planaltos paranaenses até desaguar no Rio Paraná (SEMA-PR, 2010).

Seus principais rios afluentes são: Iraí, Atuba, Passaúna, Barigui, Verde, Passa Dois, da Várzea, Chopin, Palmital, Cavernoso, Adelaide, Gonçalves Dias, Castro Alves, Ampére e Silva Jardim. Considerando a soma das áreas do Brasil e da Argentina, a bacia do Rio Iguaçu cobre uma superfície aproximada de 70.800 km² (SEMA-PR, 2010).

2.1.3 Clima

O clima predominante na bacia do Alto Iguaçu, classificado de acordo Köppen, é do tipo Cfb – subtropical mesotérmico úmido, onde a sigla “c” significa mesotérmico, com temperatura média no mês mais frio entre -3 °C e 18° C. O subtipo “f” caracteriza a região com chuvas bem distribuídas ao longo do ano e o subtipo “b” classifica que o mês mais quente apresenta média de temperatura inferior à 22 °C (KÖEPPEN, 1948; SILVA, 2001).

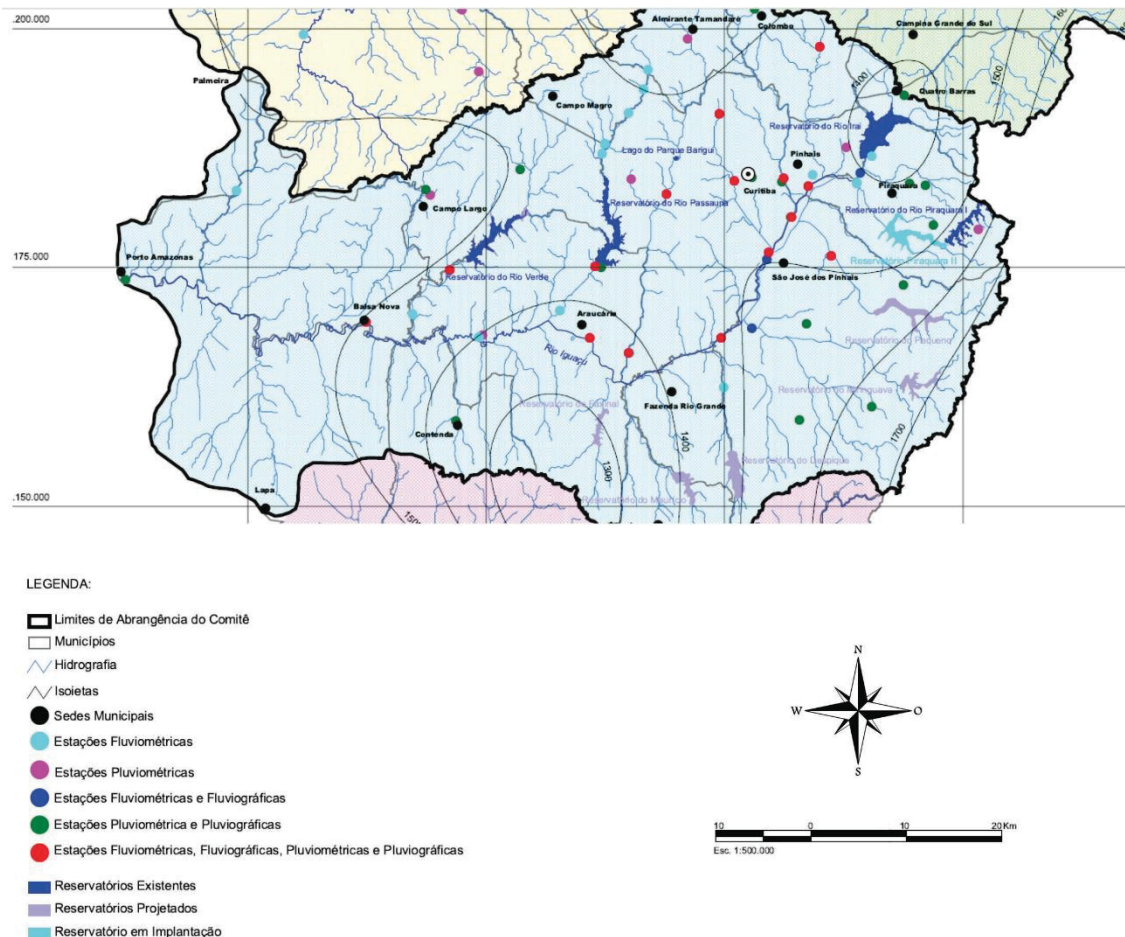
De modo geral, a região não possui uma estação seca, os verões se apresentam suaves e invernos relativamente frios. Essa bacia, bem como em toda a Região Sul, no domínio subtropical úmido, tem as suas condições meteorológicas e de dinâmica atmosférica influenciadas pelas massas de ar tropicais e polares (Massa Tropical Atlântica – MTA, Massa Tropical Continental – MTC e Massa Polar Atlântica – MPA) (SUDERHSA, 2007).

Nos verões, em especial, há a ocorrência das massas equatoriais (Massa Equatorial Continental – MEC), mas que também são responsáveis pela atuação de sistemas frontais durante todo o ano. Com isso, há uma regularidade na distribuição da pluviometria associada às baixas temperaturas no inverno. As médias térmicas variam de 12,9 °C, no mês mais frio a 22,5 °C no mês mais quente, com temperatura média de 16,4 °C, que garantem verões frescos sem estação seca e ocorrência de frequentes geadas no inverno (SUDERHSA, 2007).

No relatório diagnóstico do Alto Iguaçu, elaborado pela SUDERHSA (2007), contempla em seu anexo, um mapa de isoietas, apresentado pela Figura 3. As isoietas são linhas de mesmo valores de precipitação, as quais foram

geradas a partir da interpolação dos dados de estações meteorológicas na região.

FIGURA 3 - MAPA DE ISOIETAS DA BACIA DO ALTO IGUAÇU



FONTE: Adaptado de SUDERSHA, 2007.

Observa-se no recorte do mapa, com destaque para a bacia do Alto Iguaçu, que a média regional de acumulados anuais de precipitação variam entre 1400 e 1500 mm. Os valores aumentam em direção leste, onde se localiza a Serra do Mar, região que apresenta os maiores índices pluviométricos a nível estadual. No caso de Campo Magro, a média apresentada no mapa está aproximadamente em 1450 mm.

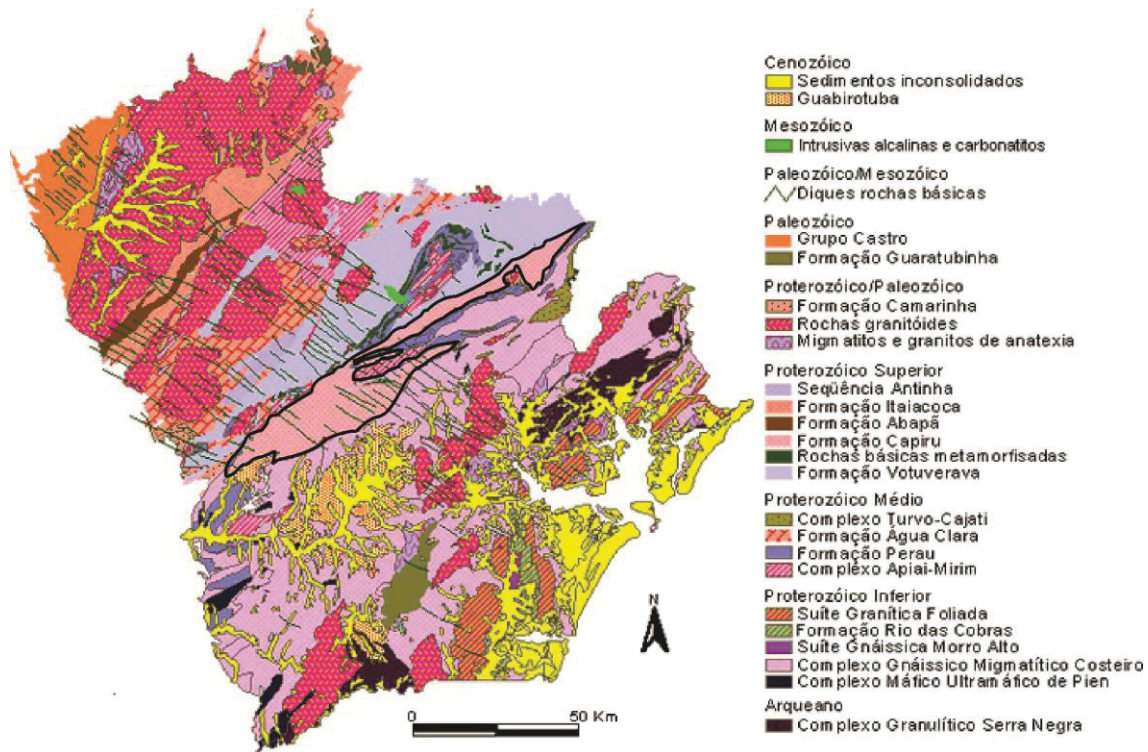
2.1.4 Geologia Regional

A área de estudo está inserida num contexto de unidades e complexos metamórficos, que ao longo do tempo tem sido amplamente discutido com relação à sua nomenclatura e estratigrafia. Os primeiros autores caracterizaram as rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico na região, designando por Série Açungui (DERBY, 1878; OLIVEIRA, 1916; 1925; 1927 *apud* CAMPANHA e SADOWSKI, 1999). Posteriormente, Bigarella e Salamuni (1958), classificaram como Grupo Açungui, constituído pelas formações Setuva, Capiru e Votuverava. Já Fiori (1992) utilizou o termo Grupo Açungui, nomeando as formações em Capiru, Votuverava e Antinha, sendo a antiga Formação Setuva elevada para Grupo Setuva.

Campanha e Sadowski (1999) elevaram o Grupo Açungui para a categoria Supergrupo Açungui, o qual foi adotado para designar as rochas supracrustais de baixo-médio grau metamórfico da região, para distinguir as rochas do complexo gnáissico-migmatítico e dos depósitos associados às pequenas bacias. Logo, o Supergrupo Açungui contém as seguintes unidades litológicas, da mais antiga para a mais recente: Grupo Itaiacoca; Formação Água Clara; Grupo Votuverava; Formação Capiru e Grupo Setuva (CAMPANHA e SADOWSKI, 1999).

Dentre as litologias apresentadas, as rochas metacarbonáticas existentes na região estão inseridas no contexto de deposição em águas rasas, formado num ambiente de plataformas carbonáticas, representada pela Formação Capiru, na qual Fiori (1991) e Fiori e Gaspar (1993) classificaram essa formação como todos os metassedimentos do Grupo Açungui a sul da Falha da Lancinha, subdividindo em três membros principais: Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. Abaixo encontra-se o mapa geológico do escudo paranaense (Figura 4), proposto pela MINEROPAR, em destaque por contorno, encontra-se a Formação Capiru.

FIGURA 4 - MAPA GEOLÓGICO DO ESCUDO PARANAENSE



FONTE: Modificado de MINEROPAR (2018).

O membro Juruqui é composto basicamente de filitos homogêneos, avermelhados possuindo alguns níveis acinzentados, com raras intercalações de quartzitos, predominantemente finos. Seus litotipos apresentam-se sempre deformados e normalmente filonitizadas, sendo uma de suas principais características é a abundância de veios de quartzo leitoso, intensamente deformados e comumente visto em vários afloramentos (FIORI, 1992).

Os mármore com intercalações de filitos e quartzitos foram classificados como conjunto litológico Rio Branco. Esse conjunto apresenta a maior extensão areal dentre os demais conjuntos pertencentes à Formação Capiru. Os mármore possuem composição mineralógica essencialmente dolomítica, podendo ser exibido como corpos homogêneos ou estratificados, possuindo coloração predominantemente acinzentada, em tons claros, sendo raros os de tonalidades escuras. Dentre as estruturas sedimentares, são

encontradas estratificações plano-paralelas e cruzadas, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas, pisolitos e fendas de ressecamento. Ainda neste conjunto litológico são encontrados filitos rítmicos, quartzitos mal selecionados, granulometria média a grossa, e lentes descontínuas de quartzitos entre os filitos (FIORI, 1992).

O conjunto Morro Grande foi caracterizado como uma sequência que se alterna entre filitos e quartzitos, formando camadas com espessuras da ordem de centenas de metros. A separação entre os conjuntos Morro Grande e o Rio Branco se dá pela falha da Tranqueira – Pessegueiro. A litologia predominante neste conjunto são os ritmitos que se alternam com regularidade, entre níveis brancos e escuros, com espessuras centimétricas, onde os níveis escuros são carbonosos e argilosos, ao passo que os níveis brancos são mais espessos e compostos por argila e silte (FIORI, 1992).

2.1.5 Geologia Local

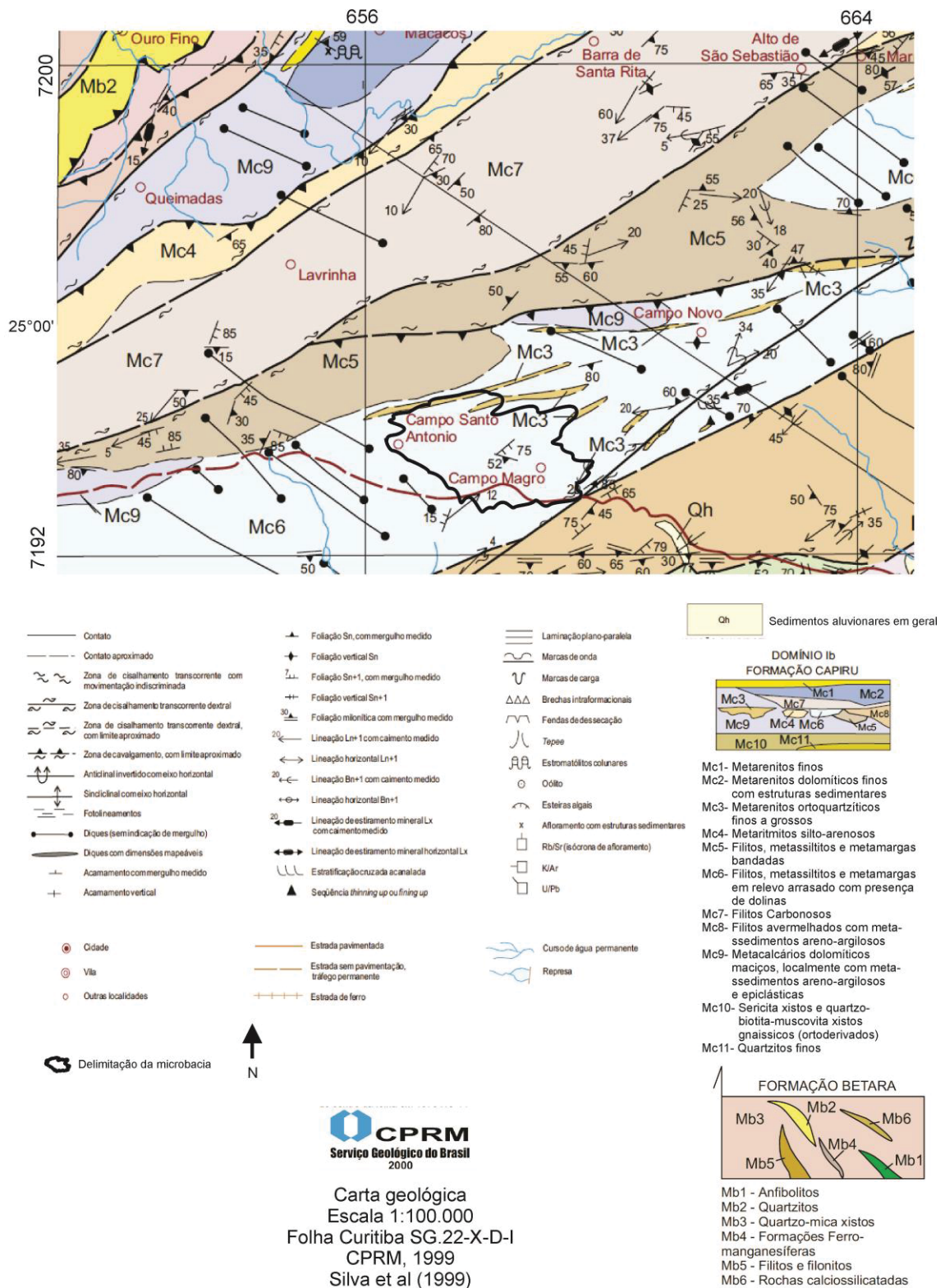
Localmente, a microbacia do rio Verde encontra-se sobrejacente as rochas metassedimentares da Formação Capiru. De acordo com o mapeamento da Folha Curitiba, realizado por Silva et al. (1999), essa formação geológica pode ser subdividida em 11 unidades, divididas com base na litologia e na variação do ambiente deposicional. Na área de estudo, verificou-se a predominância de duas unidades geológicas da Formação Capiru, a Mc3, em faixas alongadas, e a unidade Mc6, recobrendo a totalidade da microbacia. Interceptando essas litologias, estão os diques básicos intrusivos, com direção predominante NW-SE.

2.1.5.1 Formação Capiçu

A Formação Capiçu é uma sequência metassedimentar composta pelos seguintes litotipos: metacalcários dolomíticos, de coloração branca, estromatólitos, metamargas, metarenitos finos a grosseiros de cores cinza a branco, quartzitos, quartzo-sericita, metapelitos carbonosos, metarritmitos, sericita-filitos, filitos diversos e raras ocorrências de prováveis metatufos (SILVA ET AL., 1999).

As rochas carbonáticas da Formação Capiçu, foram representadas por Fiori (1990) como Conjunto Rio Branco, sendo caracterizada principalmente pelos extensos pacotes de metacalcários dolomíticos, distribuídos na região próxima às cidades de Almirante Tamandaré, Colombo, Rio Branco do Sul e Bocaiuva do Sul. No projeto da Folha Curitiba, Silva et al. (1999) tentou subdividir as litologias com base em domínios de porções e topo e basais, como metamargas, filitos e metarenitos. A Figura 5, é um recorte da Folha SG.22-X-D-I, Curitiba, onde se evidencia as principais unidades geológicas que compõe a área de estudo.

FIGURA 5 - RECORTE DA FOLHA SG.22-X-D-I CURITIBA, COM DESTAQUE PARA ÁREA DE ESTUDO.



Fonte: Modificado de Silva et al. (1999)

2.1.5.1.1 Mc3 – Metarenitos ortoquartzíticos finos à grossos

De acordo com Silva et al. (1999), essa unidade se apresenta em serras alinhadas (Figura 6) em duas áreas com características distintas. A primeira se localiza ao sul de Tunas, associados aos metacalcários da unidade Mc2, com cristas que revelam o complexo padrão de dobramentos. A outra área, correlata à microbacia da cabeceira do rio Verde, é a oeste de Bocaiuva do Sul, associando a unidade Mc4, caracterizadas por dobras com flancos rompidos.

FIGURA 6 - SERRAS ALINHADAS AO NORTE DA MICROBACIA DO RIO VERDE



FONTE: Autor (2018).

Uma das principais características dessa unidade são os metarenitos acinzentados, de granulação grossa, com grãos de quartzo escuro, subarredondados e arredondados, intercalados por filitos carbonosos e metarritmitos em lentes descontínuas.

2.1.5.1.2 Mc6 - Filitos, metassiltitos e metamargas bandados, em relevo arrasado

Unidade semelhante à Mc5, caracterizadas pelos filitos e metamargas, segregado da unidade anterior devido à presença de inúmeras dolinas e pelo relevo arrasado. Silva et al. (1999) coloca essa litofáceis como sendo uma porção superior da Mc5, em contato com metacalcários provavelmente pertencentes à Mc2. De acordo com esses autores, as metamargas são finas esbranquiçadas e por vezes apresentando textura pintalgada.

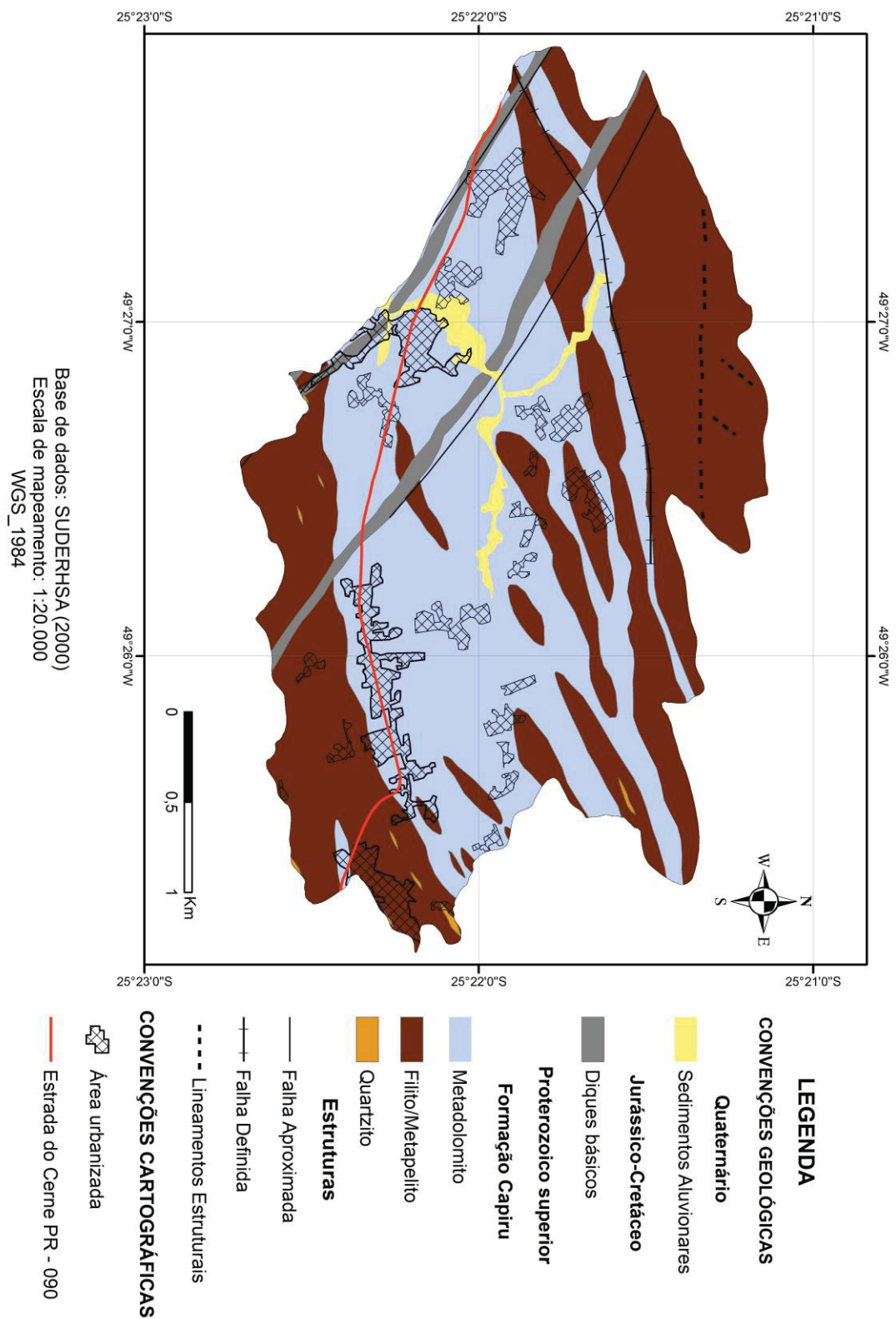
2.1.5.2 Diques básicos

Os diques básicos intrusivos que ocorrem na área de estudos ocorrem seccionando todas as litologias pré-existentes, e concentram principalmente em direção paralela ao eixo do Arco de Ponta Grossa. Se distribuem ao longo das fraturas, com espessuras variando de 20 m a 80 m e desenvolvimento subvertical em profundidade, variando de metros à quilômetros (LISBOA, 1997).

De acordo com Silva et al. (1999) os diques possuem direção preferencial noroeste, com extensões quilométricas. Dentre os principais litótipos estão os diabásios, dioritos pórfiros e quartzo dioritos. Os diabásios possuem coloração melanocrática cinza-escuras com granulação fina. Os dioritos se apresentam da mesma forma que a anterior, sendo sua principal característica a presença de megacristais centimétricos de plagioclásio imerso em uma matriz fina, sendo evidenciada quando este litótipo encontra-se mais alterado.

SUDERHSA (2000) publicou sobre a geologia do alto Iguaçu numa escala com maior detalhe, 1:20.000. Abaixo encontra-se o mapa geológico local da microbacia da cabeceira do rio Verde, Figura 7.

FIGURA 7 - MAPA GEOLÓGICO DA CABECEIRA DO RIO VERDE



FONTE: Dados: SUDERHSA (2000); Elaboração: Autor (2018).

2.1.6 Geomorfologia Cárstica

Segundo IBGE (2009), existem quatro principais tipos de agentes modeladores de relevo, que são: acumulação, aplainamento, dissolução e dissecação. Os Modelados de dissolução, que são desenvolvidos em rochas carbonáticas, podem ser classificados de acordo com sua evolução, identificados de acordo com o seu aspecto em superfície ou em subsuperfície.

Costa e Silva (2000) utilizaram a palavra “Carste” para definir áreas ou regiões que possuem superfície de terreno com feições geomorfológicas e hidrogeológicas distintas. Dentre essas feições se destacam a ausência de cursos de água em extensas áreas, mesmo que estas estejam em climas úmidos, drenagens subterrâneas ou sumidouros, cavidades em subsuperfície em que há percolação ou circulação de água subterrânea, presença de áreas desvegetadas naturalmente e outras peculiaridades.

Piló (2000) define três unidades geomorfológicas distintas do relevo cárstico, que são segmentadas com base na profundidade, exocarste, epicarste e endocarste. O exocarste, envolve feições cársticas na superfície do terreno, sendo as dolinas a forma mais particular dessa unidade.

Vales cegos, sumidouros e ressurgências são características do relevo fluviocárstico, definido por White (1988). Essas feições podem ser consideradas como transicionais entre o domínio do exocarste e o início do epicarste, que consiste em feições cársticas em subsuperfície. Conforme Piló (2000), o contexto do manto de alteração dos solos assume um papel fundamental na análise dessa unidade, pois elas se encontram em contato direto com a rocha solúvel, influenciando a circulação hídrica interna e a elaboração da morfologia rochosa coberta.

A última unidade foi denominada como endocarste, com feições cársticas no meio subterrâneo. Bögli (1980) utiliza essa terminologia para caracterizar uma zona em que se incluem condutos subterrâneos e seus depósitos químicos, clásticos e orgânicos. Piló (2000) cita que existia um intenso debate sobre a zona de formação das cavernas, se estas eram originadas na zona vadosa ou freática. Segundo esse autor, hoje sabe-se que as cavernas podem ser formadas em qualquer um desses ambientes, no contexto da zona

vadosa, é que atuam os cursos da água subterrâneos, sendo estes, um dos principais agentes que condicionam a dissolução dos carbonatos e por consequência, a formação das cavernas.

Ford e Willians (2007) afirmam que a solubilidade das rochas apenas, não é capaz de produzir um aquífero cárstico, mas sim a variabilidade das estruturas das rochas, podendo ser maciças, fraturadas ou altamente fraturadas, sendo estas, altamente fraturadas, as que melhor apresentam condições para a formação de um Karst. As rochas que inicialmente contém porosidade primária elevada (30-50%), podem produzir um aquífero incipiente, enquanto que as rochas com porosidade primária reduzida, podem evoluir com o tempo, e gerar uma elevada taxa de porosidade secundária, propiciando um melhor desenvolvimento do Karst.

2.1.7 Geomorfologia Local

A heterogeneidade de litologias da Formação Capiuru confere à área de estudo diferentes formas de relevo. A erosão diferencial permite que as rochas mais resistentes ao intemperismo, tais como os quartzitos, filitos e diabásios, se moldem no terreno de forma positiva, aflorando em cristas, espigões, morros e morrotes. Enquanto que as rochas metacarbonáticas afloram nos vales e nas planícies, de forma deprimida em relação às litologias adjacentes.

Nesse contexto, de acordo com COMEC (2002), a geomorfologia das rochas da Formação Capiuru podem se dividir em duas unidades grandes geoambientais: Serranias alongadas (Figura 8) e zonas cársticas (Figura 9). A primeira unidade se localiza predominantemente na porção norte da microbacia, formando o grande divisor de águas entre as bacias do Alto Iguaçu e do Alto Ribeira. A unidade de zonas cársticas se encontra na parte central da área de estudo, comprimida entre as serranias alongadas de filitos e quartzitos.

FIGURA 8 - FEIÇÃO DE RELEVO DE SERRANIAS ALONGADAS



Fonte: Autor (2018)

Na microbacia do rio Verde existem dois principais tipos de vales. Um tipo se desenvolve nas rochas mais resistentes ao intemperismo, apresentando uma geometria profunda e estreita. Enquanto que o outro se encontra esculpido nas rochas metacarbonáticas, são largos com fundo aplainado, exibindo feições cársticas, como dolinas e uvalas (HINDI, 1999).

As zonas cársticas são deprimidas/rebaixadas em relação às cristas filíticas e quartzíticas, formam geralmente vales assimétricos de fundo chato, composto predominantemente pelos metadolomitos. Os diques de diabásio, em direção NW-SE, seccionam transversalmente as rochas metassedimentares, em direção preferencial NE-SW, originando células retangulares. Esses diques podem se apresentar de duas maneiras no relevo, quando interceptam os quartzitos e filitos, o diabásio se comporta como um vale, e ao seccionar os metadolomitos se alterna para cristas alongadas, BONACIM (2006); SILVA (2001). A Figura 9 exhibe uma zona deprimida no vale do rio Verde, inserida nos metadolomitos.

FIGURA 9 - VALE DO RIO VERDE, REBAIXADO EM RELAÇÃO ÀS CRISTAS ALONGADAS



FONTE: Autor (2018).

Ainda nas zonas rebaixadas, são exibidas em superfície, feições de dissolução, como dolinas, possuindo formato circular à elíptico, isoladas ou inseridas em cursos d'água, preferencialmente preenchidas por água em função do regime das precipitações. Bonacim (2006) verificou-se que existe um controle estrutural no surgimento das dolinas, uma vez que existe um alinhamento das formas cársticas, caracterizando-as como dolinas de dissolução por absorção do escoamento superficial de forma difusa, ao longo das fraturas e juntas.

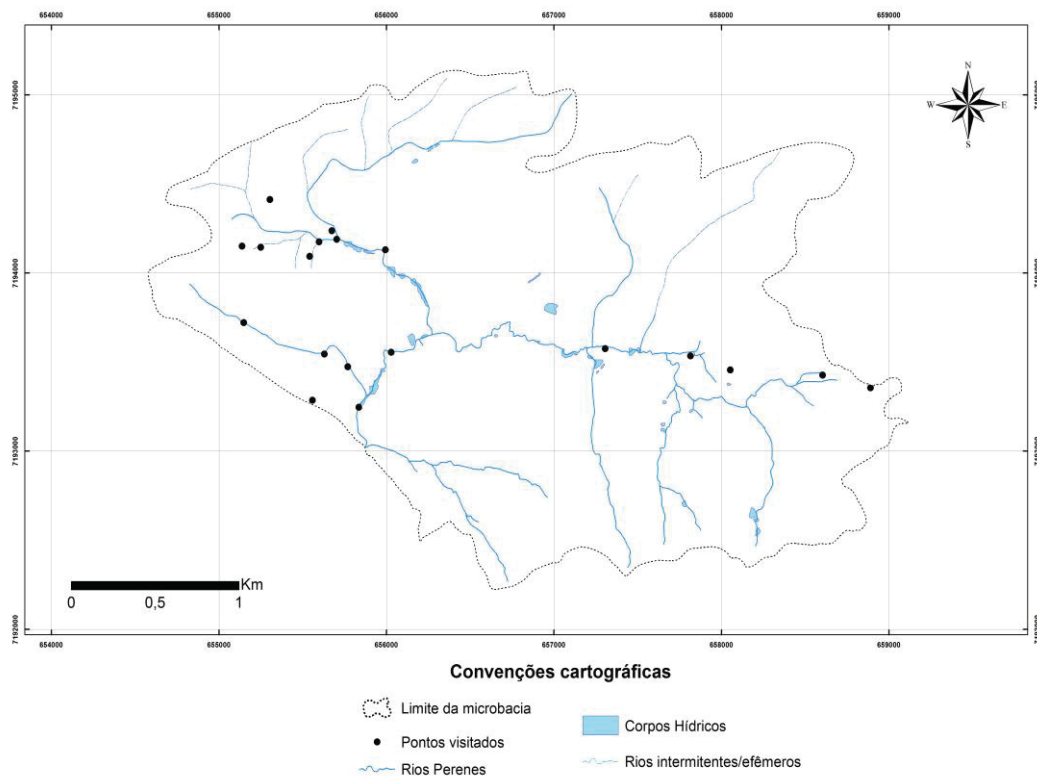
FIGURA 10 - DOLINA PREENCHIDA POR ÁGUA



FONTE: Autor (2018).

Na microbacia da cabeceira do rio Verde, verificou-se um grande número de cavidades preenchidas por água ao longo das drenagens. Esse fato pode indicar que o rio Verde e seus afluentes, bem como a dolinas, são condicionados pelas estruturas das rochas (falhas, fraturas e diaclases). Essas descontinuidades proporcionam que as águas superficiais se infiltrem e posteriormente ocorra os processos de dissolução e o surgimento das dolinas. A Figura 11 indica a localização de corpos de água que estão na área de estudo.

FIGURA 11 - CAVIDADES PREENCHIDAS POR ÁGUA



FONTE: Autor (2018).

2.1.8 Conceitos hidrogeológicos de um aquífero cárstico

Para compreender os processos de recarga do aquífero, é necessário retomar conceitos básicos do ciclo hidrológico. Tucci (2001) escreve que parte da precipitação, na forma de chuva, será primeiramente interceptada pela cobertura vegetal, onde parte será evaporada e o excedente será reprecipitado e escoado ao solo.

A água que atinge a superfície segue diversos caminhos. Pelo fato do solo ser um material poroso, há infiltração da água até que a porção superficial do solo esteja saturado. A partir do momento da saturação superficial, à medida que o solo vai sendo saturado a maiores profundidades, a infiltração decresce até uma taxa residual, com o excesso não infiltrado da precipitação, inicia-se o escoamento superficial (TUCCI, 2001).

A infiltração e a percolação no interior do solo são comandadas pelas forças capilares e pela ação da gravidade. A umidade do solo é realimentada pela infiltração, e pode ser aproveitada em parte pela vegetação, através das raízes, que devolvem quase toda a água, por elas absorvida, na forma de evapotranspiração, e a outra parte que não é utilizada pela vegetação é percolada em subsuperfície, alimentando os rios efluentes e aquíferos (TUCCI, 2001).

Singhal e Gupta (1999) comentam que através de grandes cavidades, a água subterrânea possui movimento mais rápido, ao passo que a percolação torna-se mais lenta e difusa através de pequenas fraturas e de espaços intergranulares. Isto pode ser refletido na grande variação do nível freático em estações chuvosas, sendo da ordem de 20-80 m, em função do Karst possuir elevada taxa de infiltração e da rápida percolação para as cavidades subterrâneas.

Para a geração de um aquífero cárstico, é necessário a atuação de agentes climáticos sobre as rochas carbonáticas. Nesse quesito, Lisboa (1997) cita que o desenvolvimento de fenômenos cársticos é condicionado pelo clima, pois a circulação hídrica é a principal condicionante para a dissolução dessas rochas. No entanto, o poder de dissolução da água que percola em superfície e subsuperfície, a qual permite a geração das feições cársticas, é controlada também por outros fatores, como a vegetação, solos, ácidos e temperatura.

A carstificação se dá de forma mais intensa nas regiões tropicais, quando comparado a regiões de clima temperado, afirmam Bigarella et al. (1994). Esses autores dizem que além da temperatura mais elevada, o índice pluviométrico entre 1000 e 4000 mm anuais, contribui com um grande volume hídrico, que não só atua nos processos de dissolução, mas que também agem com erosão mecânica nas rochas. Outro fato mencionado, é que as águas tropicais são mais aquecidas, o que as tornam mais fluidas, facilitando a percolação pelas fraturas e pelos poros intergranulares das rochas.

2.1.9 Hidrogeologia Local

O Supergrupo Açungui, que é constituído por uma sequência de filitos, quartzitos e mármore, possui preferencialmente o armazenamento associado às rochas carbonatadas, do tipo “secundário”, que de acordo com Bigarella, Salamuni e Pinto (1967), são formadas pela precipitação de carbonatos a partir das águas bicarbonatadas que percolaram através das rochas calcárias “primárias”. Hindi (1999) cita que as rochas carbonáticas encontradas em cortes de pedreiras, na região de Colombo-PR, apresentam porosidade e permeabilidade desprezíveis, ocorrendo o fluxo da água preferencialmente através das falhas, condutos e cavernas formadas pela circulação da água, enriquecida em dióxido de carbono, por meio das juntas e planos de acamamento da rocha.

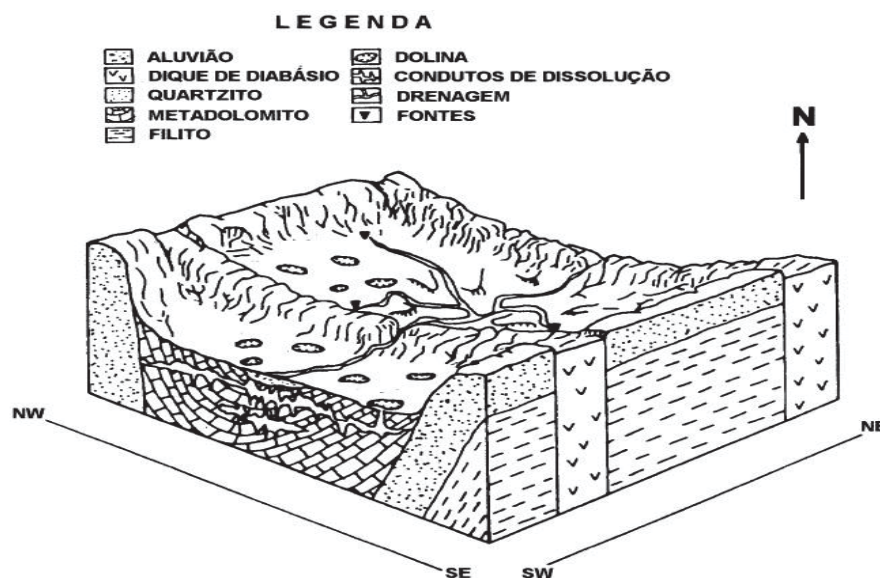
COMEC (2002) afirma que a Formação Capiu pode ser subdividida em duas unidades de comportamento hidrogeológico distintas: 1) metacalcários dolomíticos e, 2) filitos e quartzitos. Os mármore dolomíticos apresentam permeabilidade cárstica, podendo ser livre ou semi-confinado, apresentando valores de vazão exploratória na ordem de $100 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$. Enquanto que os filitos e quartzitos possuem permeabilidade fissural, sendo que os poços instalados nessa unidade possuem vazão explotável média de $4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

Segundo Silva e Oka-Fiori (1996), os processos de formação da porosidade secundária dos mármore se devem principalmente da dissolução, decorrente do intemperismo químico, potencializado pela ação principalmente de ácidos e gás carbônico dissolvidos na água. Os altos valores de permeabilidade e porosidade apresentadas no Aquífero Karst, são provenientes dessas estruturas de dissolução existentes.

As demais litologias do Grupo Açungui, tais como quartzitos e filitos, possuem como principal característica o baixo grau de permeabilidade, funcionando como aquícludes, que podem eventualmente confinar nos mármore. Outro fator relevante, é que as rochas carbonatadas com intercalações de filitos e quartzitos, pertencentes à Formação Capiu, são cortadas por diques de diabásio, com direção preferencial NW-SE, pouco

espessos, raramente ultrapassando de 100 m. Suas características geológicas impedem a circulação das águas absorvidas pela rede de juntas e fraturas existentes, formando circuitos fechados dentro do mesmo aquífero (SILVA E OKA-FIORI, 1996). Abaixo encontra-se a Figura 12, representando um bloco-diagrama do modo de ocorrência do Aquífero Karst.

FIGURA 12 – BLOCO-DIAGRAMA DO AQUÍFERO KARST



FONTE: Extraído de Bonacim (1996).

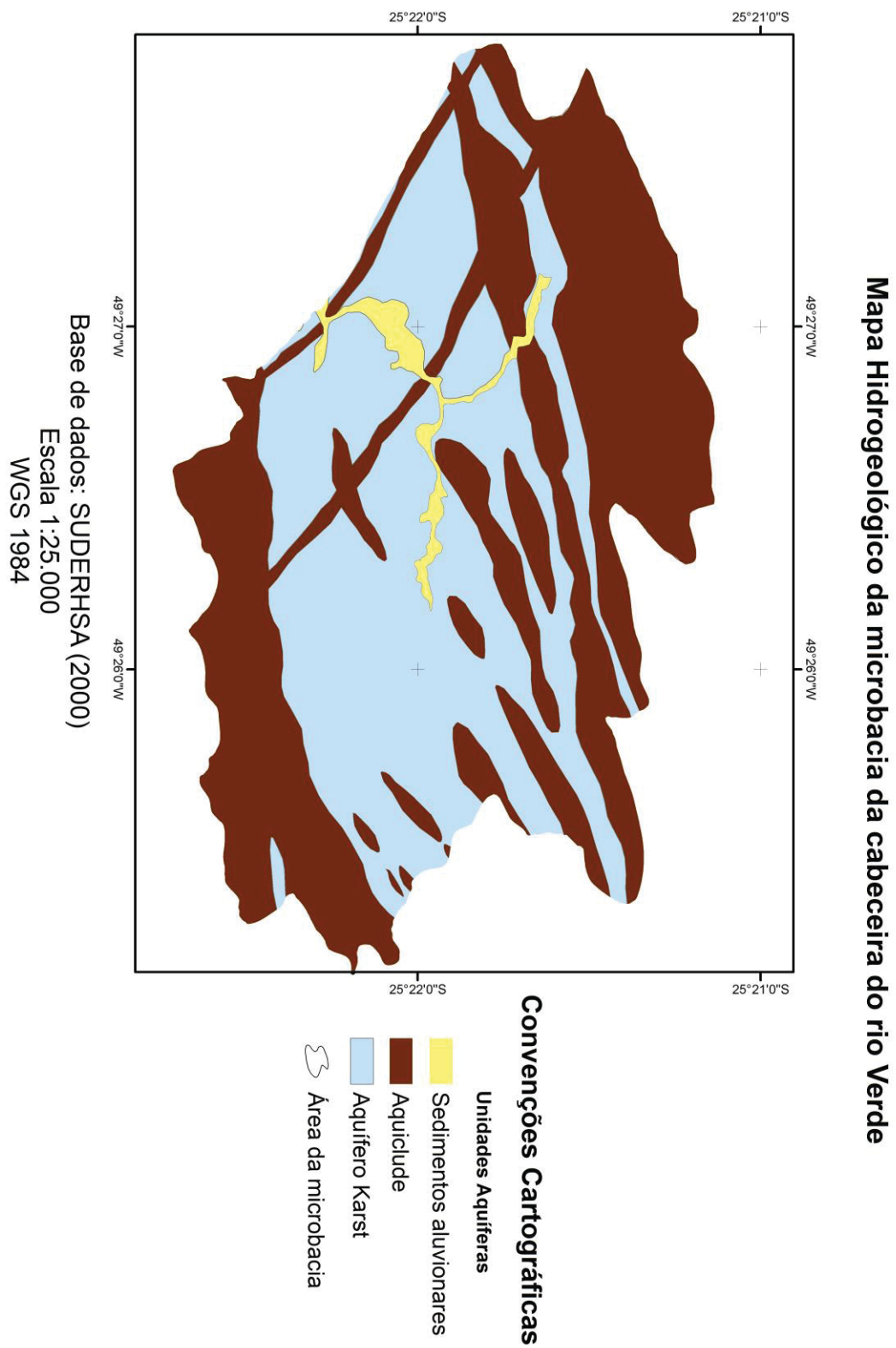
Hindi et al. (2002) comenta sobre o padrão de fraturamento dos metadolomitos da Formação Capiru, em que a principal orientação é N30-60W, as quais são atribuídos aos processos tectônicos de reativação do Arco de Ponta Grossa. A direção secundária possui direção N50-70E, estando possivelmente relacionado aos eventos causadores da falha transcorrente da Lancinha. Em consequência da densidade desses padrões de fraturamento e pela presença dos diques de diabásio, que condicionam o fluxo subterrâneo, os processos de carstificação dos metadolimitos foram mais efetivos nessas direções.

Lisboa (1997) elaborou um modelo hidrogeológico conceitual, que tem por princípio que massas de rochas carbonáticas, com excelentes índices de permeabilidade, são limitadas por fronteiras impermeáveis, filitos e quartzitos, os quais são entrecortados por diques de diabásio. Esse modelo cria uma

sequência de células tridimensionais, onde os metadolomitos são isolados por essas barreiras, ou seja, assume-se que o Aquífero Karst é composto por blocos de permeabilidade diferenciada, uma vez as diferenciações locais e peculiares de carstificação são variáveis em cada uma das “células hidrogeológicas” (POLIDORO, 2005).

Entretanto, Lisboa (1997), ressalta que é possível que exista fluxo de água subterrânea entre as já mencionadas células, através das fraturas dos diques de diabásio, quanto nas demais litologias que compõem as barreiras de permeabilidade. A seguir encontra-se o mapa hidrogeológico da área de estudo, Figura 13, mostrando os principais tipos de aquíferos encontrado na cabeceira da microbacia do rio Verde.

FIGURA 13 - MAPA HIDROGEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: Base de dados: SUDERHSA (2000); Elaboração: Autor (2018).

2.1.10 Conceituação e avaliação de reservas

Na literatura internacional sobre reservas de aquíferos, destaca-se Castany (1998), na segunda edição de seu livro sobre princípios e métodos em hidrogeologia. Sobre o cálculo de reservas, Castany (1998) cita que para se saber qual quantidade de água pode ser explorada em uma determinada área, deve-se considerar os comportamentos hidrodinâmicos e hidroquímicos do aquífero. A avaliação dos recursos subterrâneos é obtida calculando o volume de uma parte do reservatório com informações sobre a porosidade e o coeficiente de armazenamento do solo.

Costa (2000), se utiliza da classificação proposta por Castany (1998) e escreve que a conceituação e a avaliação de reservas e recursos exploráveis é um dos aspectos mais controversos na hidrogeologia, visto que envolve conceitos de potencialidade e disponibilidade. Com relação às reservas aquíferas, elas podem ser quatro tipos principais: Reservas permanentes, reguladoras ou renováveis, totais ou naturais e de exploração.

Reserva permanente: Volume hídrico acumulado em um aquífero, em função da porosidade e do coeficiente de armazenamento. O volume não é variável em decorrência da flutuação sazonal da superfície potenciométrica. Para aquíferos fissurais, esse tipo de reserva normalmente não é estimado, devido à grande variação de profundidade da zona fraturada, da heterogeneidade na distribuição das fraturas e do nível de conhecimento existente atualmente. Para aquíferos cárstico-fissurais, especialmente, além das particularidades já mencionadas, acrescenta-se a presença de sumidouros, cavernas e outras formas de dissolução cársticas, inviabilizando portanto a estimativa, ou o cálculo da reserva permanente (COSTA, 1998).

Reserva reguladora ou renovável: É definida como o volume de água acumulado no aquífero em função da porosidade e do coeficiente de armazenamento, sendo esta variável anualmente em decorrência dos aportes sazonais de água superficial, do escoamento subterrâneo e dos exutórios (COSTA, 1998).

Cavalcante (1998) descreve a reserva renovável como o volume armazenado entre os níveis de flutuação máximo e mínimo dos aquíferos livres, onde interage com o ciclo hidrológico numa escala de tempo anual, interanual ou sazonal, estando as águas sempre em movimento.

Reserva total ou natural: São representadas pelo conjunto das reservas permanentes com as reservas reguladoras, constituindo assim a totalidade de água armazenada em um aquífero (COSTA, 2000).

O conceito de reserva de exploração está atrelado ao conceito de potencialidade do aquífero. Costa (1998) definiu que a potencialidade é o volume hídrico que pode ser utilizado anualmente, incluindo eventualmente uma parcela da reserva permanente, passíveis de serem exploradas com descarga constante, durante um determinado período de tempo. Ainda segundo Costa (1998), ele adverte que na ausência de dados suficientes relativos ao volume da reserva permanente, no caso para aquíferos fissurais, a potencialidade do aquífero deverá ser considerada a reserva renovável acrescida de 15%.

No entanto JICA (1995) ao trabalhar no Karst em Almirante Tamandaré, recomenda considerar somente as águas subterrâneas de recarga transitória e não utilizar a reserva da recarga profunda, a fim de se evitar o esgotamento do manancial subterrâneo.

Cavalcante (1998) também concorda que o volume explotável não deve se exceder ao valor da reserva renovável. No entanto esse autor retoma outros trabalhos que questionam esse princípio, afirmando que estudos mostraram que um aquífero, mesmo sendo rebaixado o nível da água por 10 anos, sem recarga efetiva para o aquífero, pode se recuperar em um ano com recarga pluviométrica normal.

2.1.11 Evapotranspiração

O termo evapotranspiração, surgiu pela primeira vez com Thornthwaite (1948), que procurava estabelecer uma relação entre os valores da evaporação do ar e da transpiração realizada pela vegetação. Com essa mesma base,

Tubelis e Nascimento (1986), afirmam que a evapotranspiração é um processo conjugado entre a transpiração vegetal e a evaporação que a mesma apresenta, onde a transpiração vegetal ocorre através dos estômatos e das cutículas das plantas, que absorvem a água disponível no perfil do solo, por meio do seu sistema radicular. A evaporação ocorre pela perda de água depositada tanto na superfície vegetal quanto no solo, caracterizando um processo físico que é regido pelas condições climáticas.

A evaporação ocorre quando a água, em estado líquido é convertida em vapor da água e transferida nesse estado para a atmosfera de forma natural, através do ingresso de energia proveniente do Sol e por outras variáveis climáticas, como a temperatura do ar, vento e pressão de vapor (TUCCI, 2001). Ao passo que a transpiração é um processo biológico, onde a fisiologia das plantas atua concomitantemente com as condições atmosféricas, que controlam a perda de água da vegetação (TUBELIS e NASCIMENTO, 1986).

Segundo Pereira et al. (2007), o conceito de evapotranspiração refere-se ao processo simultâneo de perda de água para a atmosfera pela superfície do solo e pelas plantas, onde, dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada, e do suprimento de água pelo solo, define-se situações bem características, tais como: potencial, real, de oásis, e de cultura. Nessa revisão bibliográfica, abordaremos somente os conceitos de evapotranspiração potencial e real.

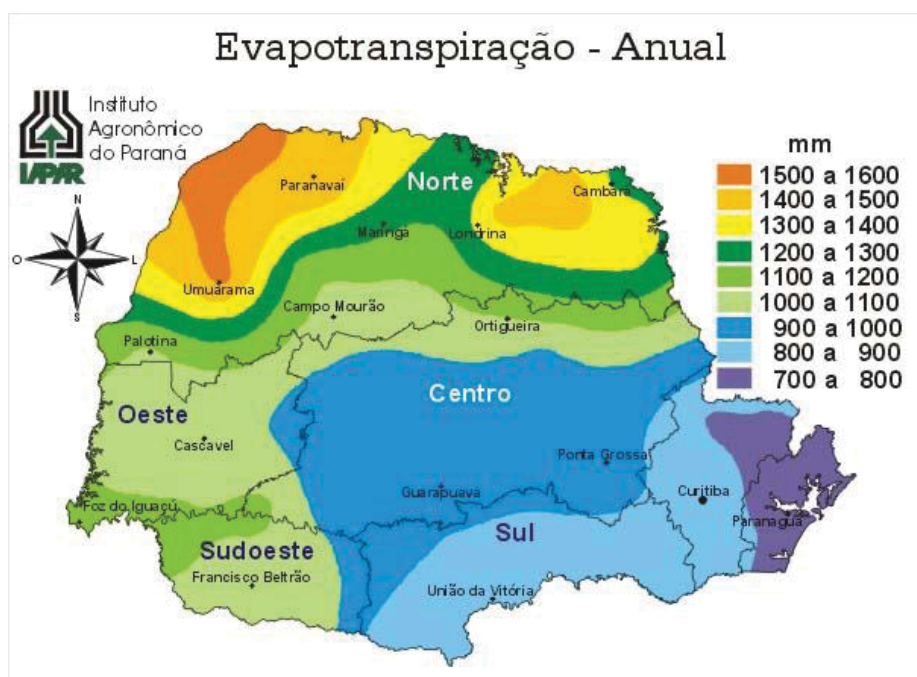
A evapotranspiração potencial (ETP) é a máxima de perda de água, na forma de vapor para a atmosfera, que ocorre em uma vegetação em crescimento que cobre totalmente a superfície horizontal do solo e é completamente exposta às condições atmosféricas, sem ocorrer restrição de água no solo (TUBELIS e NASCIMENTO, 1986). Pereira et al. (2007) complementa que para a estimativa da ETP, é considerado que a superfície do solo seja coberta por grama, com altura entre 8 e 15 cm.

Evapotranspiração real (ETR): ocorre numa superfície vegetada, independentemente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo; portanto, é aquela que ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno. Logo, ETR pode assumir tanto o valor

potencial, quando a umidade do solo está próxima da capacidade de campo, ou seja, a tensão de água no solo está entre 0,3 a 1 atm (ROSSATO, 2001). Pereira et al. (2007) define ETR como sendo a quantidade de água realmente utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, porém, com ou sem restrição hídrica. Quando não há restrição hídrica, $ETR = ETP$.

Regionalmente, Cavaglione et al. (2000), junto com o IAPAR (Instituto Agrônomo do Paraná), elaboraram cartas climáticas para o estado do Paraná, utilizando dados de 144 postos pluviométricos e de 33 estações agrometeorológicas, entre o período de 1972 a 1998. Dentre as cartas elaboradas, encontra-se a estimativa de evapotranspiração potencial anual, calculada com base em Penman (1948), para o estado do Paraná, conforme mostra a Figura 14.

FIGURA 14 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO ANUAL PARA O PARANÁ



Fonte: Extraído de Cavaglione et al. (2000).

De acordo com as informações obtidas no mapa, as taxas de ETP são crescentes de leste para noroeste, onde no litoral e nas áreas próximas à Serra do Mar são encontrados os menores valores de ETP, enquanto que na região de

Umuarama e Paranavaí, próximas à divisa com o estado de Mato Grosso do Sul, os valores de ETP excedem 1500 mm anuais. Nesse mapa, a área de pesquisa encontra-se no domínio compreendido entre 800 a 900 mm de ETP por ano.

2.1.11.1 Estimativa de Evapotranspiração Potencial

Sabe-se que a medida direta da evapotranspiração é difícil e onerosa, a qual exige a instalação de equipamentos específicos e estruturas específicas para a obtenção desses valores. A estimativa indireta da evapotranspiração é amplamente utilizada nas ciências agrometeorológicas e possuem várias abordagens e métodos empíricos de aceitação universal. Dentre vários métodos, será adotado nessa pesquisa dois métodos, o elaborado por Thornthwaite (1948) e o método combinado de Penman (1948).

2.1.11.1.1 Método de Thornthwaite (1948)

A equação de Thornthwaite (1948) leva em consideração a evapotranspiração de grandes áreas, baseado em grandes bacias hidrográficas localizadas na região central e leste dos Estados Unidos, onde predomina um clima temperado com invernos úmidos e verões secos (TUCCI, 2001). Possui por principais variáveis, a latitude e a temperatura média mensal em °C. De acordo com Pereira et al. (2007), para calcular a ETP por este método, inicia-se com a seguinte fórmula:

$$ETP = 16 (10 T_n / I)^a \quad 0 \leq T_n \leq 26,0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (1)$$

Sendo T_n a temperatura média do mês n , em °C; e I um índice que expressa o nível de calor disponível na região. O subscrito n representa o mês, ou seja, $n = 1$ é Janeiro; $n = 2$ é Fevereiro; etc. No caso de $T_n > 26,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ a ETP será dada pela equação de Willmott, encontrada em Pereira et al. (2007), que substitui a Tabela de Thornthwaite (1948), ou seja:

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

O valor de “I” depende do ritmo anual da temperatura (preferencialmente com valores normais), integrando o efeito térmico de cada mês, e é calculado pela seguinte fórmula:

$$\sum_{n=1}^{12} (0,2 T_n)^{1,514} \quad (3)$$

O expoente “a”, da primeira equação apresentada nesse tópico, sendo função de I, também é um índice térmico regional, e é calculado pela função polinomial

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (4)$$

O valor de ETP calculado, por definição, representa o total mensal de evapotranspiração que ocorreria naquelas condições térmicas, mas para um mês padrão de 30 dias, em que cada dia teria 12 horas de fotoperíodo (THORNTHWAITE, 1948). Portanto, para se obter a ETP do mês correspondente, esse valor de ETP deve ser corrigido em função do número real de dias e do fotoperíodo do mês, ou seja,

$$ETP = ETP_{Cor} \quad (5)$$

Onde,

$$Cor = (ND/30) (N/12) \quad (6)$$

2.1.11.1.2 Método combinado de Penman (1948)

Tubelis e Nascimento (1986) comentam que esse método envolve o cálculo do balanço de radiação e do transporte vertical turbulento do vapor de água. Na equação geral da estimativa da evapotranspiração potencial de Penman é levado em consideração as características da vegetação. No cálculo do balanço de radiação, admite-se o valor do albedo de 25% correspondente a

vegetação e no cálculo do poder evaporante do ar, considera-se $k=1$ para o fator de rugosidade da superfície.

De acordo com Tubelis e Nascimento (1986), a estimativa de evapotranspiração pelo método de Penman (1948), é dada pela expressão abaixo:

$$ETP = (1/59) \cdot [((\Delta/\gamma) \cdot Q + E_a)/(\Delta/\gamma + 1)] \quad (7)$$

Sendo:

$1/59$ = fator para a transformação da energia em altura equivalente de água evaporada.

Δ/γ = coeficiente dependente da temperatura (valor extraído de tabelas).

Δ = coeficiente angular da reta tangente à curva gerada pela expressão usada para calcular e_s

(e_s = tensão de saturação de vapor de água na temperatura média diária).

γ = constante psicrométrica.

Q = balanço diário de radiação para um determinado valor de albedo.

E_a = poder evaporante diário do ar.

2.1.12 Balanço Hídrico (BH) e estudos de casos

O método do balanço hídrico foi elaborado por Thornthwaite e Mather (1955) e pode ser aplicado nas mais diversas situações, sendo que a primeira aplicação desse método ocorreu na agricultura, com a finalidade de nortear os sistemas de irrigação nos Estados Unidos. Ainda pode ser utilizado nos campos da conservação do solo e da água, como na avaliação e determinação dos potenciais hídricos regionais, na quantificação de deficiência hídrica, estudos de

bacias hidrográficas e na disponibilidade hídrica para o armazenamento de água subterrânea. Esse método baseia-se na aquisição de dados de precipitação mensal, temperatura média mensal e anual, e estimativas de evapotranspiração potencial e real, para determinar a água armazenada no solo, excesso e deficiência hídrica.

O equacionamento das entradas e saídas de água, em uma determinada unidade hidrográfica, ao longo de um período de tempo estabelecido, compõem a essência do balanço hídrico. Sendo que as entradas de água no sistema são compostas, preferencialmente, pela precipitação de chuva, águas superficiais e águas subterrâneas, ao passo que, as saídas envolvem a evapotranspiração e o escoamento superficial e subterrâneo (THORNTHWAITE E MATHER, 1955). Biscaro (2007) comenta que o balanço hídrico do solo é um método de cálculo utilizado para determinar qual foi o armazenamento de água em um solo em um ano específico, contabilizando todas as entradas e saídas de água.

A técnica do balanço hídrico compõe um dos principais temas em hidrologia, e significa uma importante solução teórica e prática para problemas hidrológicos. A abordagem desse método permite a avaliação quantitativa dos recursos hídricos e a sua variação ao longo do tempo, observando as possíveis mudanças das atividades antrópicas (UNESCO, 1974).

Segundo Feitosa e Manuel Filho (2000), a equação do balanço hídrico tem por princípio básico a conservação de massas ou da continuidade, o qual em um sistema qualquer, a diferença entre entradas e saídas é igual à variação do armazenamento dentro do sistema. Em geral, para uma região, a equação básica do balanço hídrico pode ser escrita considerando, precipitação (P), evapotranspiração real (ETR), deflúvio (R) e infiltração (I), como:

$$\Delta S = P - ETR - R - I \quad (8)$$

UNESCO (1974) cita que resultados obtidos pelo balanço hídrico de rios, lagos e bacias, quando utilizados numa análise de curto período de tempo, pode ser utilizada no monitoramento de reservatórios e para a elaboração de previsões hidrológicas aplicada à gestão dos recursos hídricos.

Dada a importância dos aquíferos cársticos como fonte de água para suprir a demanda da população, o balanço hídrico tem sua importância, na quantificação das recargas e das reservas que são potencialmente exploráveis.

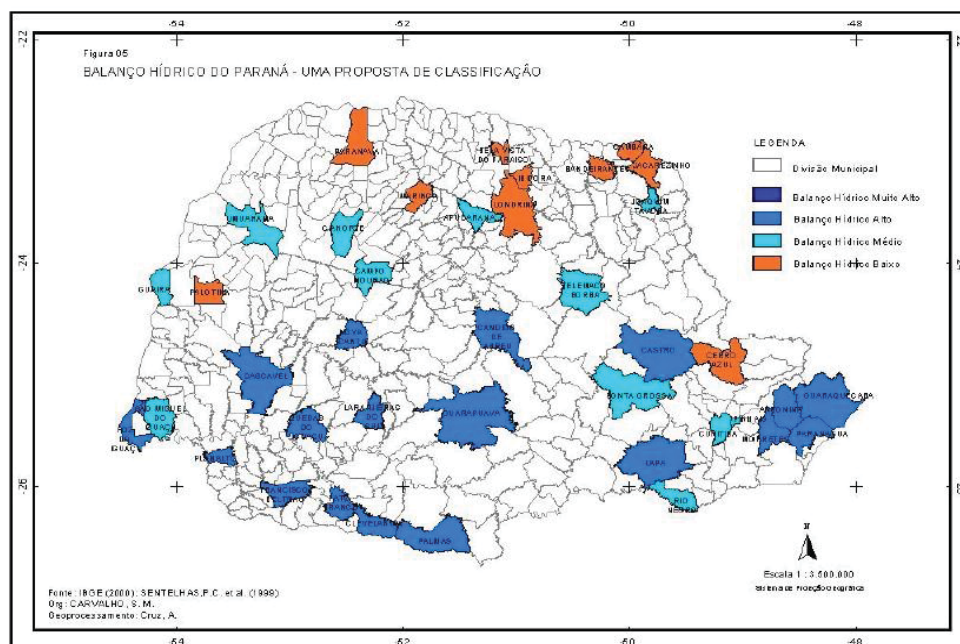
Na pesquisa de Bertol et al. (2006), que aplicaram o balanço hídrico para estimar a recarga do aquífero Bauru, em Minas Gerais, os autores comentam que a avaliação da recarga constitui-se num fator determinante para a caracterização hidrogeológica e para a gestão das águas subterrâneas, tendo em vista um valor regulador de exploração das águas afim de se preservar a longo prazo a qualidade e a quantidade de água do aquífero.

Nas conclusões de Bertol et al. (2006) verificou-se que a aplicação do método do balanço hídrico para estimativa de recargas de aquífero apresenta bons resultados como um método indireto. Os autores relataram a dificuldade de se trabalhar com os hidrogramas, quando foi necessário a separação do fluxo de base e o *runoff*. Para a área de estudo desses autores, os valores de excedente hídrico para a região, disponíveis para a recarga do aquífero variaram em média 38% do total precipitado.

Carvalho e Stipp (2004) elaboraram um estudo sobre o balanço hídrico estadual para o Paraná. Essas autoras se pautaram numa análise com 40 municípios e uma rede de estações meteorológicas do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Nas análises feitas, as autoras classificaram os municípios com base na quantidade do excedente hídrico anual, sendo o BH muito alto, alto, médio e baixo. Dos 40 municípios observados, apenas 10 apresentaram algum valor de deficiência hídrica, taxas entre 0,1 mm a 2,7 mm. Abaixo encontra-se a Figura 15 que mostra a proposta de classificação do balanço hídrico no Paraná.

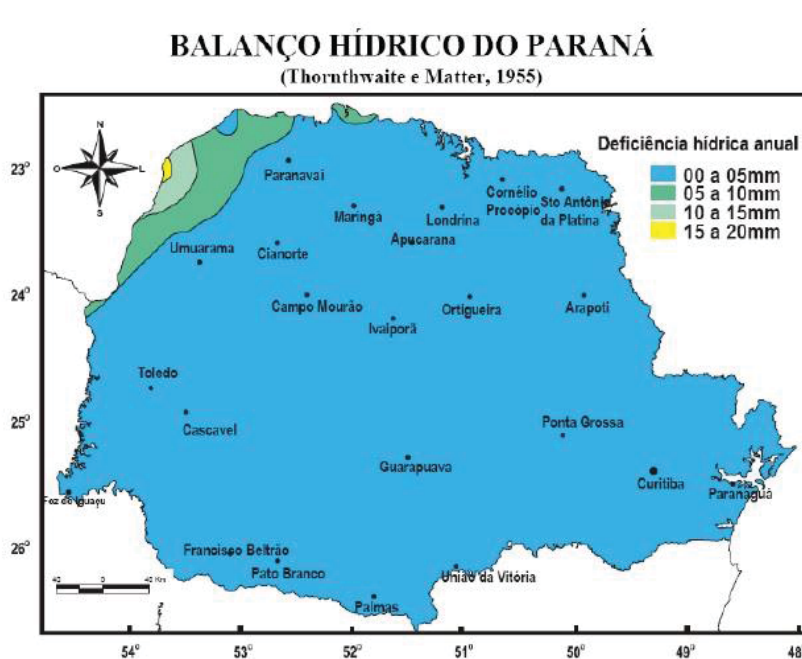
FIGURA 15 - MAPA DE PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO NO PARANÁ



FONTE: Adaptado de Carvalho e Stipp, (2004).

Cavaglione (2000) elaborou mapas temáticos climáticos para todo o Paraná, dentre os quais, um de seus produtos é o mapa que mostra a deficiência hídrica no estado. Por meio deste, verifica-se que o estado todo não possui níveis de deficiência hídrica muito expressivos, salvo a região noroeste do estado, divisa com Mato Grosso do Sul, onde existe um aumento significativo, quando em comparação com as demais áreas do estado, conforme observa-se na Figura 10 abaixo.

FIGURA 16 - MAPA DE DEFICIÊNCIA HÍDRICA NO PARANÁ



FONTE: Cavaglione et al. (2000).

Curitiba, Pinhais e Ponta Grossa foram os municípios mais próximos a Campo Magro que foram contemplados no trabalho de Carvalho e Stipp (2004). Os excedentes hídricos para esses municípios foram respectivamente 638,2 mm; 649,6 mm e 699,8 mm.

De acordo com o plano de zoneamento do uso e ocupação do solo da região do Karst elaborado pela COMEC (2002), existe a possibilidade de 1 evento de estiagem a cada 10 anos. No entanto, segundo esses autores, o possível déficit hídrico pode ser compensado pelos demais anos subsequentes. Sobre o excedente hídrico para a área de estudo, COMEC (2002) concluiu haver cerca de 531 mm anuais para a recarga do aquífero.

Projeto carste Colombo, elaborado por Rosa Filho et al. (2002) na região de Fervidas, contemplou em sua pesquisa o cálculo do balanço hídrico. Em suas conclusões, a área de estudo apresentou precipitação acumulada de 1400 mm aproximadamente, dos quais, 325 mm são disponíveis para a recarga subterrânea e 320 mm ocorrem como escoamento superficial, resultando num excedente hídrico 645 mm anuais.

2.1.13 Dados de precipitação

No cenário mundial, é comum existir vastas regiões com pouca densidade de estações meteorológicas e quando as existem, a confiabilidade dos dados aferidos em estações convencionais é questionável. Por isso, existe uma crescente busca por outras fontes de aquisição de dados pluviométricos, a fim de preencher essa lacuna de informações climáticas. Essas áreas com ausência de séries históricas e contínuas de dados meteorológicos, são alcançadas através de métodos indiretos, por meio de sensores e satélites geoestacionários.

Diante do quadro da escassez de dados climáticos a nível mundial, o *World Climate Research Program* (WCRP) em 1986 estabeleceu o programa *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), que possui por objetivo obter informações de médias mensais pluviométricas a uma resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude-longitude, a princípio para o período de 1986-2000, sendo atualizado em sua segunda fase para 2003 segundo Adler et al. (2003) e até 2010, (FEIDAS, 2010).

O GPCP fornece séries mensais de precipitação com uma cobertura espacial de $0,5^\circ$ latitude x $0,5^\circ$ longitude com uma grade global de (720 x 180), $1,0^\circ$ latitude x $1,0^\circ$ longitude com uma grade global (360 x 180), e $2,5^\circ$ latitude x $2,5^\circ$ longitude, para o período de 1901 a 2010 (SALDANHA et al., 2015)

Huffman et al. (1997) descreve que de forma geral, a abordagem dos dados de precipitação consiste numa análise combinada entre as informações já existentes, dados de mais de 6.000 estações meteorológicas e integrando com os dados oriundos do sensor espacial de microondas/imager (SSM-I) e também de satélites geoestacionários, operados principalmente pelos Estados Unidos, Europa e Japão. Posteriormente, os dados são analisados e agrupados pelo GPCP (GRUBER e LEVIZZANI, 2008).

Em um estudo de caso nacional, Saldanha et al. (2015) utilizou-se dos dados provindos do GPCP e confrontou com dados de 22 estações meteorológicas convencionais e automáticas no estado do Rio Grande do Sul. Os autores se pautaram em cinco tipo de análises geoestatísticas, tais como o

coeficiente de correlação, viés, coeficiente de eficiência, coeficiente de determinação e o índice de concordância.

Os resultados dessa pesquisa apontaram que os dados do GPCP possuem forte correlação, possuindo índices de concordância na ordem de 0,99, onde a escala é de 0 (sem concordância) e 1 (concordância perfeita). Quando observado o coeficiente de correlação, 95% dos dados analisados, possuíram taxa superior a 0,8, em uma escala de 0 a 1, concluindo que os dados possuem forte correlação (SALDANHA et al. 2015).

3.1 MATERIAL E MÉTODOS

As abordagens metodológicas utilizadas nessa pesquisa, afim de cumprir os objetivos propostos e elaborar um artigo científico passível de ser publicado em um periódico nacional, consistiram nas seguintes etapas:

3.1.1 Revisão bibliográfica e estudos de caso

Num primeiro momento, a pesquisa se concentrou em estudar os aspectos do meio físico da área de estudo. Durante essa análise, verificou-se a sua relevância no cenário regional de abastecimento público para a RMC, anteriormente declarado em decretos e leis estaduais, tais como 12.248/1998; 2.375/2000; 6.390/2006; 3.411/2008 e 6.796/2012.

Buscou-se também na revisão bibliográfica, encontrar estudos de casos em que se aplicou o método do balanço hídrico com o intuito de estimar indiretamente a recarga de aquíferos. Outros trabalhos que utilizaram o mesmo método, porém com outros objetivos, foram lidos e serviram de base para a construção dessa pesquisa.

3.1.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas, e tiveram por objetivo compreender a dinâmica do Aquífero Karst. Foram registrados os principais cursos d'água e feições cársticas como dolinas, sumidouros e surgências.

. A primeira etapa foi de reconhecimento geral da área, que ocorreu no final do mês de Abril/2017, onde se visitou alguns pontos principais, como o morrote no qual se localiza a Igreja Imaculada Conceição, que é o divisor de águas entre a bacia do rio Verde e a bacia do rio Passaúna (Figura 17), em

alguns afluentes efêmeros do rio Verde (Figura 18) e em poços operados pela SANEPAR (Figura 19).

FIGURA 17 - VISTA DO MORROTE DA IGREJA IMACULADA CONCEIÇÃO, EM DIREÇÃO À PORÇÃO CENTRAL DA MICROBACIA DO RIO VERDE.



FONTE: Autor (2017)

FIGURA 18 - CANAIS DE DRENAGEM EFÊMEROS



FONTE: Autor (2017)

FIGURA 19 - ÁREA DE ENTORNO DO POÇO SAN/931



FONTE: Autor (2017)

A segunda ida à campo foi realizada no mês de Agosto/2017, período de menor precipitação na área de estudo, e teve por objetivo observar se ocorreu uma variação significativa no volume de água do rio Verde e seus afluentes (Figura 20) e quais são principais tipos de uso e ocupação da microbacia (Figura 21). Para este fim, utilizou-se as informações de campo e imagens de satélite, com o objetivo de caracterizar os usos do solo na área de estudo.

FIGURA 20 - AFLUENTE PERENE DA MARGEM DIREITA DO RIO VERDE



FONTE: Autor (2017)

FIGURA 21 - CRIAÇÃO DE ANIMAIS, AGRICULTURA E MATA NATIVA NAS PARTES MAIS ELEVADAS DA MICROBACIA



FONTE: Autor (2017)

3.1.3 Etapa em escritório

Essa etapa consistiu em obter os dados climáticos para alimentar a planilha eletrônica do balanço hídrico, com esses resultados calculou-se as reservas do aquífero e posteriormente se estimou as vazões exploráveis dos poços a serem implantados na microbacia.

Foram utilizados os seguintes softwares de geoprocessamento, o *ArcMap 10* e o *GlobalMapper15*, os quais serviram para a elaboração do mapa base da pesquisa (Anexo 1) e o mapa de localização da área de trabalho. Para processar os dados no sistema informações geográficas (SIG), utilizou-se várias bases de dados de vetores (arquivos *shapefiles*) disponibilizadas por órgãos estaduais (MINEROPAR, SUDERHSA, ÁGUAS PARANÁ, ITCG e COMEC), também foi utilizado imagens de satélite de alta definição da DigitalGlobe©.

3.1.3.1 Aquisição de dados meteorológicos

Foi obtida uma série histórica de 38 anos de dados climáticos para a área de estudo. Esses dados foram adquiridos em duas principais plataformas, o *Reanalysis 7.0* e o BDMET (Banco de dados meteorológicos para Ensino e Pesquisa), do INPE (Instituto Nacional de Meteorologia).

Os dados pluviométricos foram obtidos pela base de dados fornecidos pelo *Reanalysis 7.0*, de Schneider et al. (2015), onde foram inseridos quatro pontos de coordenadas da área de trabalho e assim obtido um arquivo de texto com as informações pluviométricas de 1976 à 2013.

Esse banco de dados utilizou informações obtidas por sensores remotos e satélites geoestacionários, mas também por estações pluviométricas convencionais e automáticas os quais foram interpolados e resultaram num grande provedor de informações climáticas a nível mundial. As informações adquiridas por esse método possuem resolução espacial de 0.5° latitude x 0.5° longitude para a presente área de pesquisa.

Para a obtenção das outras variáveis climáticas, como umidade relativa média do ar, vento percorrido, insolação e outras, utilizou-se a ferramenta BDMET, na qual disponibilizou essas informações da estação meteorológica automática de Curitiba, distante cerca de 30 km da microbacia do rio Verde. Portanto, essa pesquisa aplicou os valores da estação de Curitiba para Campo Magro.

3.1.3.1 Planilha eletrônica do Balanço Hídrico

Para se analisar os dados climáticos e realizar o balanço hídrico (BH) da microbacia, utilizou-se uma planilha eletrônica no ambiente *Excel*TM, elaborada por Rolim et al. (1998), na qual é possível realizar três tipos distintos de análises do balanço hídrico, normal, sequencial e de cultura. Nessa pesquisa utilizou-se apenas o balanço hídrico normal, que possui por uma de suas finalidades a caracterização climática em uma determinada região.

Os dados de entrada que o programa pede ao usuário são: Precipitação acumulada mensal (mm), temperatura média mensal (°C), latitude da área de estudo (Graus e minutos) e estipular um valor para o CAD. De acordo com os autores, este método considerou que a variação do armazenamento (ARM) de água do solo é uma função exponencial que envolve a capacidade de água disponível (CAD) (Função da profundidade de exploração efetiva das raízes e características físicas do solo) e da perda de água acumulada (Negativo Acumulado).

Para a estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETP) os programas utilizaram o procedimento proposto por Thornthwaite (1948), o qual tem a vantagem de necessitar apenas dos dados de temperatura média do ar dos períodos e da latitude local e fornece resultados confiáveis entre as latitudes de 40°N e 40°S ROLIM et al. (1998).

Após a inserção dos dados e calculados os valores, o programa disponibilizou três tipos de gráficos: 1) balanço hídrico: evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e precipitação (P), 2) extrato do

balanço hídrico: deficiência e excedente hídrico e 3) armazenamento e capacidade de água disponível, variando no tempo.

3.1.3.2 Cálculo da Evapotranspiração Potencial de Penman

Com o objetivo de confrontar os dados obtidos no balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1955), utilizando a ETP de Thornthwaite (1948), foi realizado o cálculo da ETP de Penman (1948), na qual se utiliza de mais variáveis climáticas na sua equação.

As variáveis necessárias para o cálculo foram a temperatura média mensal, umidade relativa média, vento percorrido diário e a insolação total mensal. Com essas informações, foi possível realizar os cálculos, mês a mês da ETP de Penman (1948). O período histórico analisado no balanço hídrico compreende desde 1976 a 2013, dentre este período existiram anos caracterizados como seco, normal e chuvoso.

Visando os valores de infiltração para a recarga do aquífero, foi dada maior atenção aos anos em que não se atingiu a média pluviométrica da região. Com isso, foram analisados os anos de 1988, 1991 e 2006, que foram anos classificados como secos, com precipitação acumulada anual inferior a 1380 mm, o ano de 2005 como normal, com precipitação em torno de 1500 mm e 2011, um ano classificado como úmido, com precipitação acumulada superior a 1725 mm.

Definidos os períodos, utilizou-se o método de Penman (1948) na abordagem de Tubelis e Nascimento (1986), na qual consiste numa rotina de seis (6) equações para se satisfazer a equação geral (eq.7). Hindi (2017) em notas de aula, sintetizou essa rotina de cálculos numa planilha eletrônica em ambiente *Excel*TM.

Essa planilha tem por valores de entrada: a temperatura média mensal, umidade relativa média, vento percorrido diário e a insolação total mensal. Outros dados foram necessários para realizar os cálculos, estes foram obtidos através de tabelas disponibilizadas em Tubelis e Nascimento (1986), como a

radiação solar diária, tensão de saturação de vapor da água no ar e emissão diária de radiação em função da temperatura.

3.1.3.3 Análise da série histórica de dados pluviométricos

De posse dos dados pluviométricos mensais de 1976 à 2013, utilizou-se o método proposto por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), o qual teve por base um índice que caracterizou os anos em seco e/ou com estiagem, normal e úmido e/ou chuvoso. Esse índice foi nomeado de média de partida, o qual é uma adaptação do cálculo tradicional do desvio padrão, sendo que a média de partida não é elevada ao quadrado, tal como ocorre no desvio padrão. Esse índice facilita a obtenção de um parâmetro baseado somente em dados de pluviosidade o que tornou mais ágil a análise e a tabulação de grandes quantidades de dados.

Segundo Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), a média de partida foi obtida seguindo as seguintes orientações:

1) Determinou-se as médias de precipitação pluviométrica por mês ou por ano;

2) Determinou-se o valor da média ou o índice do período desconsiderando valores positivos ou negativos;

3) Determinou-se a média do período a partir da diferença entre a média do período e dos valores anuais ou mensais de precipitação dividindo-se o resultado pelo número de anos ou meses analisados.

Portanto, a média de partida possui as seguintes variáveis:

P = Precipitação mensal;

\bar{P} = Média da década, ou do período

\bar{d} = Desvio da década, ou do período (média de partida ou desvio especial)

d = Desvio do ano

CÁLCULO POR ANO

Para obter a média de partida para um determinado ano, utilizou-se a média mensal do ano, subtraindo da precipitação de cada mês e somando-se ao mês seguinte, como exemplifica a equação (9) abaixo:

$$d = \frac{(\bar{P} - P(\text{jan})) + (\bar{P} - P(\text{fev})) + (\bar{P} - P(\text{mar})) + (\bar{P} - P(\text{abr})) + \dots (\bar{P} - P(\text{dez}))}{12} \quad (9)$$

Com base no valor da média de partida obtida na equação anterior, foi classificado o ano, em seco, normal ou úmido, de acordo com o seguinte critério estabelecido por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007):

$$\begin{array}{c} \bar{P} + \bar{d} \leq \bar{P} \leq \bar{P} - \bar{d} \\ \swarrow \quad \downarrow \quad \searrow \\ \text{Úmido} \quad \text{Normal} \quad \text{Seco} \end{array} \quad (10)$$

Esse intervalo criado entre $\bar{P} + d$ e $\bar{P} - d$, configura uma classe, em que os valores inseridos, se encaixados dentro desse intervalo, foram classificados como normal. $\bar{P} + d$ representa o limite superior desse intervalo, onde valores acima desse limiar foram classificados como úmidos. Enquanto que $\bar{P} - d$ representa o limite inferior, se valor precipitado não atinge $\bar{P} - d$, o ano foi considerado seco.

Nessa pesquisa optou-se por não relacionar com a média decenal, mas pela média de todo o período (38 anos), devido ao fato de que houve década em que as chuvas se comportaram de maneira regular e outra década a distribuição apresentou-se de forma irregular. Ao trabalhar em conjunto com os anos analisados se tem uma média mais representativa da realidade local. Abaixo encontra-se um exemplo dessa análise:

Ano = 1982

Precipitação acumulada no ano = 1693,97 mm

Precipitação média por mês = 141,16 mm

Desvio do ano = 38,17 mm

Precipitação média do período (38 anos) = 129,03 mm

$\bar{P} + d = 167,20$ mm

$\bar{P} - d = 90,87$ mm

Como a média por mês do ano, 141,16 mm encontra-se entre 167,20 mm e 129,03mm, este ano foi considerado normal.

CÁLCULO PARA O PERÍODO

Outra forma de classificar os anos analisados foi interpreta-los de forma conjunta, tratando os dados com base na precipitação acumulada anual, e não na média mensal, como no caso anterior. Para isso Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007) utilizou uma equação muito semelhante a anterior, substituindo os dados mensais por anuais, e no denominador utilizou-se o número total de anos analisados.

$$\bar{d} = \frac{(\bar{P} - P(\text{ano1})) + (\bar{P} - P(\text{ano2})) + (\bar{P} - P(\text{ano3})) + \dots + (\bar{P} - P(\text{anos38}))}{38} \quad (11)$$

Onde:

\bar{d} = Desvio para o período;

\bar{P} = Média precipitação acumulada no período;

P = Precipitação acumulada no ano.

Para essa análise conjunta, calculou-se apenas um desvio, média de partida, para todos os anos e se comparou ano a ano para observar se a precipitação acumulada anual está dentro do intervalo de $\bar{P} + \bar{d}$ e $\bar{P} - \bar{d}$.

Exemplo:

Ano = 1982

Precipitação acumulada no ano = 1693,97 mm

Média da precipitação acumulada no período = 1552,85 mm

Desvio para o período = 172,19 mm

$$\bar{P} + \bar{d} = 1725,04 \text{ mm}$$

$$\bar{P} - \bar{d} = 1380,66 \text{ mm}$$

Para o ano de 1982, possuindo a precipitação acumulada anual em 1693,97 mm estando dentro do intervalo de $\bar{P} + \bar{d}$ e $\bar{P} - \bar{d}$ esse ano foi caracterizado como normal, segundo esse método.

4.1 RESULTADOS

Os resultados dessa pesquisa foram dispostos com base nas normas do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná. Abaixo encontra-se um artigo a ser publicado em uma revista científica nacional e após a apresentação do mesmo, foi criado um capítulo à parte de resultados complementares, os quais não foram inseridos no corpo do artigo.

ARTIGO

Estimativa da reserva renovável e da vazão máxima explotável do Aquífero Karst, na microbacia da cabeceira do rio Verde, Campo Magro – PR

RESUMO

Ao norte da região metropolitana de Curitiba (RMC) existe um grande reservatório de água subterrânea, o Aquífero Karst, originado nos mármores da Formação Capiuru, a qual abrange vários municípios do Paraná, se estendendo até o estado de São Paulo. Esse trabalho foi realizado na microbacia da cabeceira do rio Verde em Campo Magro, numa área de aproximadamente 8,28 km². A área de ocorrência do Aquífero Karst, na RMC, foi declarada como estratégica para o abastecimento público, de acordo com o decreto n. 6.390/2006. Para o desenvolvimento da pesquisa, utilizou-se o método do balanço hídrico proposto por Thornthwaite e Mather (1955), como uma estimativa indireta do volume da reserva renovável e durante os cálculos, foram confrontados os resultados de dois métodos de estimativa da evapotranspiração potencial (ETP), elaborado por Thornthwaite (1948) e por Penman (1948). Os valores obtidos no balanço hídrico, utilizando-se o primeiro método de estimativa da ETP mostrou que houve em média 662,4 mm de excedente hídrico anual. A título de ordem de grandeza, considerou-se que cerca de 80% desse excedente se destinam à recarga do aquífero e os demais 20% ocorrem como deflúvio. Ao calcular o balanço hídrico considerando a ETP por Penman (1948), percebeu-se um decréscimo nas taxas de excedentes hídricos anuais, valores em torno de 230 mm de variação entre os métodos. Considerando o ano de 2005, com 1565,6 mm de precipitação acumulada, excedente hídrico de 502,6 mm, onde 80% são destinados a infiltração, concluiu-se que a reserva renovável do Aquífero Karst na área de pesquisa é de 3.329.354,88 m³ por ano, e o seu potencial de incremento ao sistema integrado de abastecimento público é de 105,6 Ls⁻¹.

INTRODUÇÃO

Estudos de projeção e demanda de água para abastecimento público tem apresentado o quadro crítico da situação de escassez dos recursos hídricos, especialmente os recursos superficiais. Na região metropolitana de Curitiba (RMC), o abastecimento público é obtido principalmente por reservatórios, sendo que os principais são os sistemas Iguaçu, Iraí, Passaúna e Miringuava que somados produzem cerca de 8.600 Ls^{-1} e outros sistemas menores compõem esse quadro.

A Companhia de Saneamento do Paraná, a SANEPAR, realizou um plano diretor que teve por objetivo projetar a demanda de recursos hídricos para a RMC até 2040. Nesse plano concluiu-se que até 2040, a RMC precisará ter uma taxa de produção de água de aproximadamente 13.168 Ls^{-1} .

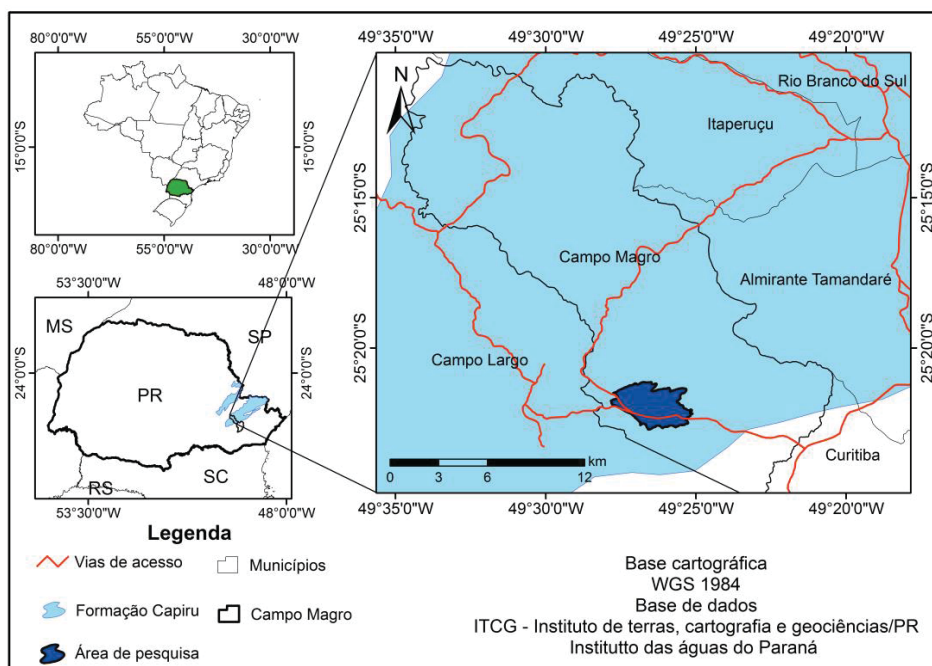
Para suprir tal demanda, foram demarcadas áreas que são potencialmente produtoras de águas e que servirão para compor o quadro dos mananciais de abastecimento público. Dentre essas áreas, encontra-se o Aquífero Karst, que pelo decreto n. 6.360/2006 do governo do Estado do Paraná, declara ser uma importante reserva estratégica, pois possui potencial suficiente para suprir o principal manancial superficial da região, o reservatório do Iraí, em situações emergenciais.

Diante do contexto exposto, essa pesquisa buscou estimar a taxa média de recarga do Aquífero Karst, na área da cabeceira da bacia do rio Verde, no município de Campo Magro, afim de obter um valor regulatório para a exploração das águas subterrâneas, com objetivo de prevenir problemas geotécnicos relacionados exploração excessiva de água subterrânea. Para tal, adotou-se a abordagem postulada por Thornthwaite e Mather (1955), conhecido como balanço hídrico, possuindo aplicabilidade em diversos ramos do conhecimento e configurando como um método indireto de estimativa de recargas.

ÁREA DE ESTUDO

A microbacia da cabeceira do rio Verde está situada em Campo Magro, região metropolitana de Curitiba, nas coordenadas geográficas $25^{\circ}38'00''$ - $25^{\circ}35'30''\text{S}$; $49^{\circ}47'$ - $49^{\circ}41'\text{W}$, e possui aproximadamente $8,3 \text{ km}^2$, integrando a bacia do alto Iguaçu. O acesso à área de estudo é realizado através da PR-090, conhecida como Estrada do Cerne, distante aproximadamente 10 km de Curitiba (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo, (base cartográfica ITCG (2013); ÁGUAS PARANÁ (2013)).



Historicamente, essa área compunha a Unidade Territorial de Planejamento (UTP), definida pelo decreto estadual n. 1.611 de 03/12/1999 que visava estabelecer critérios para a ocupação e proteger as áreas anteriormente declaradas como mananciais de abastecimento público da RMC (Lei n. 12.248/1998). Hoje em dia, a microbacia é sobreposta por duas unidades de preservação, uma delas é a Área de Proteção Ambiental (APA) do Rio Verde e a outra é o Aquífero Karst, ambas foram promulgadas como áreas de mananciais para abastecimento público, pela Lei estadual n. 12.248/1998 e pelos decretos n. 6.390/2006 e n. 6.796/2012 respectivamente.

A litologia da área de estudo é predominantemente composta por rochas metacarbonáticas da Formação Capiru, integrante do Supergrupo Açunui, proposto por Campanha e Sadowski (1999). A Formação Capiru é subdividida em três membros, sendo eles Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. Na microbacia de pesquisa encontra-se somente o membro Rio Branco, descrito por Fiori (1992) com mármores intercalados com filitos e quartzitos. Os mármores possuem composição essencialmente dolomítica e se encontram nas partes mais rebaixadas do relevo, como em vales, enquanto que os filitos e quartzitos afloram em forma positiva de relevo, como morros e morrotes alinhados estruturalmente.

De modo geral, as cotas altimétricas na região, variam entre 920 a 1030 m, exibindo nas porções mais elevadas, morros alongados e alinhados estruturalmente, enquanto que nas menores, o relevo é predominantemente plano-ondulado, composto por colinas médias com topos amplos, grandes interflúvios, longos trechos sem drenagens e com superfícies de dissolução no terreno apresentando cicatrizes por processos de dolinização.

Os processos de dissolução apresentados em rochas carbonáticas se dão primeiramente em zonas de descontinuidades, como falhas, fraturas e acamamentos, os quais dão origem à porosidade secundária, possibilitando a geração dos aquíferos cársticos. Esses processos proporcionam o aumento da porosidade e da permeabilidade nessas rochas, por isso, estudos em áreas adjacentes à cabeceira da microbacia do rio Verde, apresentaram poços com vazões elevadas, de ordem superior a $200 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$ e capacidades específicas de 12 a $120 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ segundo Silva e Oka-Fiori (1996), no Aquífero Karst em Almirante Tamandaré.

MATERIAL E MÉTODOS

Os procedimentos adotados para o desenvolvimento dessa pesquisa se pautaram primeiramente nas revisões bibliográficas sobre a aplicação do balanço hídrico em diversos casos e situações, sejam no aspecto agrometeorológico, climático ou hidrológico, mas especialmente com enfoque na aplicação do método como um meio indireto de estimativa de recarga de aquífero. Também foram realizados trabalhos em campo com a finalidade de reconhecer a região e os seus aspectos ocupacionais e posteriormente a checagem dos aspectos hidrográficos, mapeados anteriormente em SIG e verificados *in loco*.

As variáveis envolvidas na equação do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1955), foram a precipitação (P) em mm, temperatura média do ar (T) em °C, evapotranspiração potencial (ETP) e a capacidade de água disponível (CAD) em mm. Encontrados os valores dessas variáveis foi possível, num segundo momento, a obtenção do armazenamento de água no solo (ARM), excedente hídrico (EXC) e/ou deficiência hídrica (DEF).

Esta pesquisa realizou a abordagem do balanço hídrico mensal, com o objetivo de caracterizar climatologicamente a área de trabalho, a qual se baseou em Tubelis e Nascimento (1986), cujos autores são referência sobre o assunto na literatura brasileira. Para tal obteve-se uma série histórica de dados pluviométricos. Os dados têm por início o ano de 1976 até 2013, um total de 38 anos de informações, obtidos pelo software Reanalysis version 7.0, que é disponibilizado gratuitamente pela biblioteca digital IRI/LDEO Climate Data Library, da University of Columbia. Esses dados foram validados com a base de dados da estação automática de Curitiba, obtida no BDMET (Banco de dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa) disponibilizados pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

Para o processamento dos dados climáticos e a análise do balanço hídrico, utilizou-se uma planilha eletrônica em ambiente Excel™ elaborada por Rolim et al. (1998), em que se insere as variáveis P e T, bem como as coordenadas geográficas da latitude da área, com a finalidade de se obter as informações de ETP, EXC e ARM.

Com o objetivo de classificar a distribuição da chuva nos anos analisados, foi adotada a abordagem de Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), o qual se utiliza de um índice denominado de média de partida, o qual é uma adaptação do cálculo tradicional do desvio padrão. Esse índice, teve por base o somatório das médias pluviométricas, mensal ou anual, o qual criou um intervalo de amplitude, exemplificado pela equação (1), onde a precipitação, \bar{P} , somado a \bar{d} (média de partida), gerou um valor mínimo para que o ano observado seja caracterizado como úmido e \bar{d} , subtraído de \bar{P} , gera um valor máximo para considerar um ano como seco.

$$\begin{array}{c} \bar{P} + \bar{d} \leq \bar{P} \leq \bar{P} - \bar{d} \\ \swarrow \quad \downarrow \quad \searrow \\ \text{Úmido} \quad \text{Normal} \quad \text{Seco} \end{array} \quad (1)$$

Após a análise dos balanços hídricos com a ETP calculada a partir de Thornthwaite (1948), selecionou-se cinco anos (1988, 1991, 2005, 2006 e 2011) dentre os quais, três são classificados como seco, um normal e outro úmido. Para esses anos foi calculado a evapotranspiração de Penman (1948), exemplificado em Tubelis e Nascimento (1986).

Para a utilização desse método, foi necessário buscar outras variáveis climáticas, tais como insolação diária, umidade relativa e vento percorrido médio a 2m de altura. Por não existir uma estação meteorológica instalada no município trabalhado, utilizou-se os dados da estação meteorológica automática do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) em Curitiba. Os cálculos foram automatizados em uma planilha eletrônica em Excel™, onde se inseriu as variáveis climáticas e os valores tabelados em Tubelis e Nascimento (1986).

Depois de se obter os valores da ETP de Thornthwaite (1948) e Penman (1948), utilizou-se o coeficiente de correlação de Pearson (r) calculado pela equação (2). Esse índice caracteriza a correlação entre duas matrizes, podendo variar de -1 a +1. Segundo Hopkins (2000), os valores se apresentam entre 0 a 1, possuindo as seguintes características, com base na tabela 1.

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}} \quad (2)$$

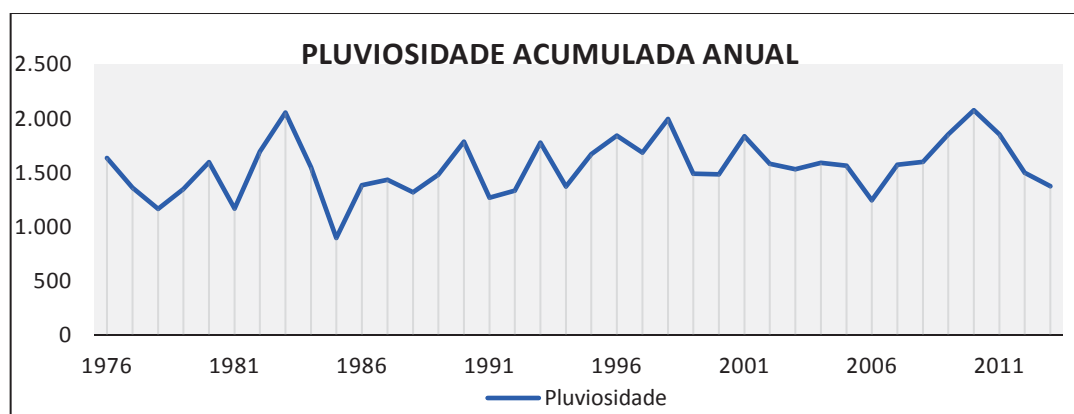
Tabela 1 – Classificação dos valores do coeficiente de correlação (r), por Hopkins (2000), extraído de Cunha et al. (2013)

Coeficiente de correlação (r)	Classificação
0,0 a 0,1	Muito baixa
0,1 a 0,3	Baixa
0,3 a 0,5	Moderada
0,5 a 0,7	Alta
0,7 a 0,9	Muito alta
0,9 a 1,0	Quase perfeita

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os dados climáticos obtidos mostraram que a pluviosidade na região é praticamente regular no período analisado. A série histórica mostrou que a pluviosidade média para a região é de 1552 mm ano⁻¹. Em anos mais chuvosos, como 1983, 1998 e 2010 as médias anuais superaram a taxa de 2000 mm ano⁻¹. Ao passo que os anos mais secos 1978, 1981, 1985 e 2006 as taxas ficaram abaixo de 1200 mm ano⁻¹, sendo 1985 o ano com a maior estiagem observada no período analisado. Abaixo encontra-se o Gráfico 1 de pluviosidade para série histórica observada.

Gráfico 1 – Série histórica de pluviosidade acumulada anual (Base de dados, Schneider et al. (2015)).



Interessante notar que o ano de 1985, os dados apresentam valor de 897 mm no ano, um valor muito abaixo da média para o estado do Paraná. Entretanto, essa observação foi verificada em outros trabalhos, como Ferreira (2007), que analisou as Estiagens no estado do Paraná, entre 1971 e 2004. O fato atribuído a essa estiagem atribuiu-se ao fenômeno La Niña, que em 1985 perdurou por seis meses. Segundo Ferreira (2007), analisando os dados pluviométricos de Curitiba, escreve “Em 1985 ocorreu a estiagem mais intensa para este período analisado, 124 p. ”

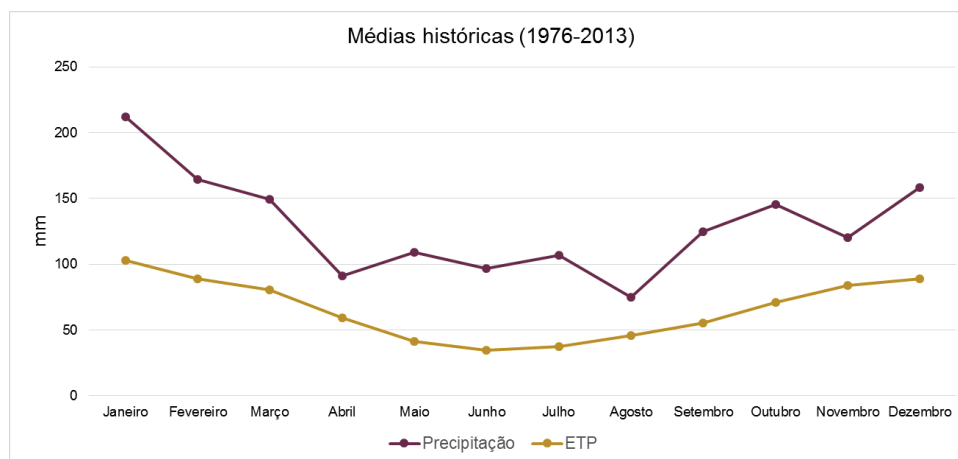
Utilizando a proposta de Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), para a classificação qualitativa dos anos, foi realizado a análise pelo período de 38 anos, observando os valores de precipitação acumulada anual, e gerando uma média de partida para todo o período. O valor encontrado foi de 172,19 mm para a média de partida e 1552,85 mm a precipitação média acumulada, com isso criou-se um intervalo, onde, se a precipitação acumulada anual for superior a 1725 mm será considerado um ano úmido, e numa situação oposta, em que a precipitação acumulada anual não exceder 1380 mm, será considerado um ano seco, enquanto que os anos dentro desse intervalo foram caracterizados como sendo normais. Com base nessa análise obteve-se as seguintes ocorrências, mostradas pela tabela 2.

Tabela 2 – Classificação qualitativa da série histórica (1976-2013)

ANÁLISE POR PERÍODO				
TIPO	FREQ. ABSOLUTA	FREQ. ACUMULADA	FREQ. RELATIVA	FREQ. PERCENTUAL
SECO	11	11	0,29	28,9%
NORMAL	18	29	0,47	47,4%
ÚMIDO	9	38	0,24	23,7%
TOTAL	38	38	1,00	100,00%

Considerando a média das temperaturas e das precipitações ao longo do período analisado, não se caracterizou nenhum mês com retirada ou deficiência hídrica no solo, ou seja, a precipitação esteve em superávit quando comparado com a ETP de Thornthwaite (1948).

Gráfico 2 – Médias mensais históricas

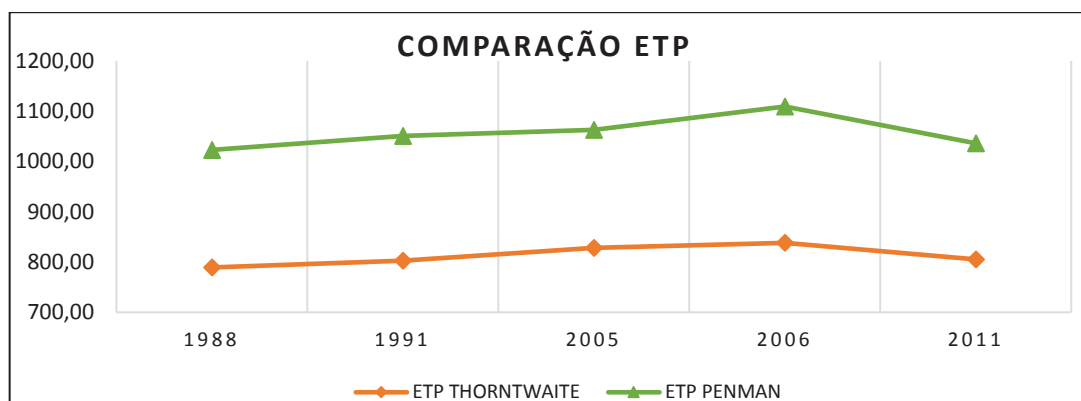


Os principais motivos pelo qual a região não apresenta grandes taxas de ETP são exatamente as variáveis que o método de Thornthwaite (1948) leva como critério. As temperaturas médias do ar são amenas, em torno de 17°C, latitude em torno de 25°S e muita nebulosidade devido à proximidade com a Serra do Mar.

Ao comparar os valores de ETP de Thornthwaite (1948) e Penman (1948), para os anos de 1988, 1991, 2005, 2006 e 2011 observa-se um cenário

diferente, apresentado no Gráfico 3. Os valores com base no método de Penman se apresentam superiores a 1000 mm acumulados anualmente, enquanto que os valores com base em Thornthwaite não ultrapassaram 850 mm acumulados.

Gráfico 3 – Comparação da ETP de Thornthwaite (1948) e Penman (1948).



O balanço hídrico utilizando-se a ETP de Thornthwaite (1948), apresenta um valor de 662,4 mm ano⁻¹ em média de excedente hídrico para a série histórica. Esse valor está muito próximo aos valores obtidos nos estudos realizados anteriormente por Carvalho e Stipp (2004), o qual analisou o balanço hídrico em diversas cidades do Paraná. Comparando com as cidades mais próximas à Campo Magro, contempladas nesse estudo, Curitiba, Pinhais e Ponta Grossa, apresentam os seguintes excedentes, na Tabela 3:

Tabela 3 – Comparativo entre os excedentes hídricos, extraído de Carvalho e Stipp (2004) e Autor (2018).

Excedentes Hídricos	
Curitiba	638,2
Pinhais	649,6
Ponta Grossa	699,8
Campo Magro	662,4

Aplicando a estimativa de ETP de Penman (1948), no ano de 2005, um ano com precipitação muito semelhante à média da série histórica, obtêm-se que o excedente hídrico para esse ano é de 502,6 mm, uma diferença de 160 mm quando comparada à média do período com ETP de Thornthwaite (1948). Considera-se nesse trabalho que a ETP de Penman (1948), por envolver mais variáveis climáticas, melhor caracteriza as condições climáticas apresentadas na área de estudo, sendo mais adequada para realizar a estimativa de recarga do Aquífero Karst.

Analisando estudos de caso, como Bonacim (1996), Migliorini (2000), Bertol et al. (2006), COMEC (2002) e Rosa Filho et al. (2002) que utilizaram o

balanço hídrico associado a análise de hidrogramas, com o objetivo de estimar a recarga dos aquíferos, observa-se a dificuldade de segregar o excedente hídrico em escoamento superficial e infiltração. Nos casos supracitados, os autores buscaram encontrar uma vazão base que norteasse a contribuição do aquífero para o regime fluvial. Nesse presente trabalho não foi contemplado essa análise hidrológica, tendo que se valer desses estudos de caso já publicados.

Adotou-se então, com base em COMEC (2002) e Rosa Filho et al. (2002) que em média 80% do valor de excedente hídrico ficam disponíveis para recarga do aquífero, ao passo que os demais 20% ocorrem como deflúvio. Por fim, estimou-se que, em um ano normal, aproximadamente 26% da precipitação total na área são destinados à infiltração no solo, podendo se tornar a reserva renovável do Aquífero Karst. Com base nessas informações, obtêm-se os valores abaixo na tabela 4.

Tabela 4 – Descrição do excedente hídrico

Total de precipitação (mm)	1.566
Excedente Hídrico (mm)	502,6
Deflúvio (mm)	100,52
Recarga (mm)	402,08

É importante ressaltar que a variabilidade dos valores de recarga de ano para ano é muito alta e dependem da atuação de fenômenos meteorológicos que condicionam o regime das chuvas. Na tabela 5 mostra a variação dos valores de infiltração em cinco anos com características distintas.

Tabela 5 – Análise de distribuição dos excedentes hídricos e da infiltração em 1988, 1991, 2005, 2006 e 2011.

ANOS	PRECIPITAÇÃO (mm)	EXC PENMAN (mm)	INFILTRAÇÃO (mm)	% EXC	% INF	TIPO
1988	1320,75	330,42	264,34	25%	20%	SECO
1991	1270,35	219,28	175,42	17%	14%	SECO
2005	1565,57	502,62	402,10	32%	26%	NORMAL
2006	1245,92	158,45	126,76	13%	10%	SECO
2011	1855,98	819,83	655,86	44%	35%	ÚMIDO

Sabendo que a microbacia do rio Verde possui aproximadamente 8.280.000 m² e que o excedente disponível para a recarga renovável é de 402,1 mm, chega-se ao número de 3.329.354,88 m³ ou 3,32x10⁶ m³, esses valores correspondem em média 21% do valor precipitado na área de trabalho.

JICA (1995) ao trabalhar no karst em Almirante Tamandaré, recomenda considerar somente as águas subterrâneas de recarga transitória e não utilizar a reserva da recarga profunda, a fim de se evitar o esgotamento do manancial subterrâneo. Tomando essa informação como prerrogativa para esse estudo, utilizar-se-á como valor base normativo, o mesmo valor da infiltração anual,

reserva renovável, sem acréscimo da reserva total do Aquífero Karst na microbacia da cabeceira do rio Verde.

Diante do volume total da reserva explorável, a área de estudo pode incrementar no sistema de abastecimento público cerca de 105,6 Ls⁻¹, podendo projetar a instalação de 4 poços bombeando cerca de 100 m³/h 24h por dia.

Tabela 6 – Quantificação da estimativa da reserva e do potencial de incremento.

Total Reserva Explorável (m ³)	3.329.354,88
Volume explorável diário (m ³)	9.121,52
Potencial de incremento (Ls ⁻¹)	105,6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Devido à alta heterogeneidade e anisotropia do Aquífero Karst, torna-se difícil estimar com precisão as taxas de recarga e as reservas do aquífero. O balanço hídrico, mesmo sendo um método indireto, apresentou uma boa aplicabilidade, apresentando valores que podem nortear a gestão e o planejamento da exploração do manancial subterrâneo.

Verificou-se que existe uma forte correlação entre a estimativa de evapotranspiração potencial (ETP) de Thornthwaite (1948) e Penman (1948), em média o índice de correlação ficou em 0,9 classificado como muito alto ou quase perfeito, mesmo apresentando uma diferença média de 230 mm entre os métodos. O método Penman se mostrou mais seguro, devido a inserção de mais variáveis climáticas da área de trabalho, enquanto que em Thornthwaite (1948) insere-se apenas a latitude e a temperatura média do ar, apresentando melhor aplicabilidade a grandes áreas.

Na classificação qualitativa dos anos é importante observar que em 38 anos analisados, 11 anos não atingiram a taxa mínima de 1380 mm anuais, ou seja, em média a cada três anos ocorre um ano seco. Nesses anos é fundamental recalcular o balanço hídrico, com base nos valores de precipitação do ano seco, a fim de não se utilizar a reserva profunda do aquífero.

O potencial de incremento da área de trabalho é 105,6 Ls⁻¹, o qual pode complementar o sistema integrado de abastecimento público da RMC. Considerando a reserva renovável de 3.329.354,88 m³, e que cada habitante consome 150 L dia⁻¹ de água, a reserva anual da microbacia da cabeceira do rio Verde poderá suprir cerca de 60.000 pessoas por ano, confirmando a importância do Karst para o abastecimento público da RMC.

REFERÊNCIAS

- ÁGUAS PARANÁ Instituto das Águas do Paraná. **Finalização do plano das bacias do Alto Iguaçu e afluentes do Alto Ribeira**. Relatório técnico produto 10, versão 1, Curitiba-PR, 274 p. 2013.
- BERTOL, G.A., CAMARGOS, C.C., VELÁSQUEZ, L.N.M., BRANCO, O.E.A e COTA, S.D.S. **Aplicação do método do cálculo do balanço hídrico na avaliação da recarga no Aquífero Bauru em Araguari – MG**. In XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Curitiba-PR, 19 p. 2006.
- BONACIM, E.A. **Dinâmica do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira – Região Metropolitana de Curitiba**. 155 f. Dissertação (Mestrado em geologia) - Setor de ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1996.
- CAMPANHA, G.A. da C e SADOWSKI, G.R. **Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain)**. Precambrian Research 98 (1999) 31-51p. 1999.
- CARVALHO, S. M. e STIPP, N. A. F. **Contribuição ao estudo do Balanço Hídrico no estado do Paraná: uma proposta de classificação qualitativa**. Geografia - Revista do Departamento de Geociências - v.13, n.1 jan/jun, (revista eletrônica). 2004. Disponível em < <http://www.geo.uel.br/revista> > Acessado em 20/07/2017.
- COMEC - Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. **Plano de Zoneamento do Uso e Ocupação do Solo da Região do Karst na Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba-PR. 2002.
- CUNHA, P.C.R.; NASCIMENTO, J.L.; SILVEIRA, P.M.; ALVES JÚNIOR, J. Eficiência de métodos para o cálculo de coeficientes do tanque classe A na estimativa da evapotranspiração de referência. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 43, n. 2, p. 114-122, abr./jun. 2013.
- FERREIRA, M.E. **Estiagens no estado do Paraná 1971-2004**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 162 p. 2007.
- FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR**. Boletim IG-USP, Série Científica 23, 55-74. 1992.
- GRUBER, A e LEVIZZANI, V. **A project of the World Climate Research Programme Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel**. WCRP Report-128. WMO/TD-No. 1430. 50 p. 2008.
- HOPKINS, W. G. **Correlation coefficient: a new view of statistics**. 2000. Disponível em: <<http://www.sportsci.org/resource/stats/correl.html>>. Acesso em: 12 jul. 2007.
- HUFFMAN, G.J., ADLER, R.F., ARKIN, P., CHANG, A., FERRARO, R., GRUBER, A., JANOWIAK, J., MCNAB, A., RUDOLF, B e SCHNEIDER, U. **The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset**. Bulletin of the American Meteorological Society v.78, N. 1, 5-20 p. 1997.

ITCG – Instituto de Terras, Cartografia e Geociências. **Aplicação geo**. 2013. Disponível em: <http://www.geo.pr.gov.br/ms4/itcg/geo.html>. Acessado em 20/10/2016.

JICA. Japan International Cooperation Agency. **The master plan study on the utilization of water resources in Paraná State in the Federativa Republic of Brazil**. Draft final report, sectorial report Hydrogeology and Groundwater, vol. C. 39 p. Tokyo, 1995.

MIGLIORINI, R.B. **Hidrogeologia em meio urbano. Região de Cuiabá e Várzea Grande-MT**. Tese (Doutorado em geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145 p. 2000.

PARANÁ (Estado). Lei n. 12248, de 31 de jul. de 1998. **Cria o Sistema Integrado de Gestão e Proteção dos Mananciais da RMC**, Curitiba, PR, jul. 1998.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 1611, de 03 de dez. de 1999. **Declara para os fins de que trata a Lei Especial de Proteção dos Mananciais da RMC, como Unidade Territorial de Planejamento**. Curitiba, PR, dez. 1999.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 6390, de 5 de abr. de 2006. **Declara as áreas de interesse de Mananciais de Abastecimento Público da Região Metropolitana de Curitiba e dá outras providências**, Curitiba, PR, abr. 2006.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 6796, de 19 de dez. de 2012 **Altera e atualiza o Zoneamento Ecológico Econômico da Área de Proteção Ambiental denominada APA do Rio Verde**. Curitiba, PR, dez. 2012.

PENMAN, H.L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. Proceeding Royal Society, London, v.193, p.120-143. 1948.

ROLIM, G.S., SENTELHAS, P. C e BARBIERI, V. **Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial**. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria - RS, v.6, 133-137 p. 1998.

ROSA FILHO, E., POLIDORO, G., HARUM, T., LISBOA, A.A., RIBAS, A., ZOJER, H. **Projeto Carste, relatório conclusivo final**. Institut Joanneum Research. Graz, Áustria – Curitiba-PR, 30 p. 2002.

SANEPAR Companhia de saneamento do Paraná. **Plano Diretor SAIC: Sistema de Abastecimento de Água Integrado de Curitiba e Região Metropolitana**. Curitiba-PR, 142 p. 2013.

SCHNEIDER, U., BECKER, A., FINGER, P., MEYER-CHRISTOFFER, A., RUDOLF, B., ZIESE, M. **GPCC Full Data Reanalysis Version 7,0 at 0,5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data**. DOI: 10,5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_050. 2015.

SILVA, R.DA e OKA-FIORI, C. **Estudos das formas cársticas como base para o gerenciamento do uso do Manancial subterrâneo na região de Almirante**

Tamandaré e Rio Branco do Sul – PR. Boletim paranaense de Geociências, 44:59-66. 1996.

THORNTHWAITE, C.W. **An approach toward a rational classification of climate.** Geographical Review. 38:55-94 p. 1948.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance.** Publication in climatology, Drexel Institute of Technology, New Jersey 104 p. 1955.

TUBELIS, A. e NASCIMENTO, F.J.L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras.** Editora Nobel, São Paulo – SP, 374 p. 1986.

5.1 RESULTADOS COMPLEMENTARES

Nesse capítulo serão apresentados outros resultados da pesquisa, os quais não foram contemplados no artigo ou que foram parcialmente apresentados. Esses resultados são oriundos da análise qualitativa da série histórica e também a comparação entre a estimativa de evapotranspiração potencial de Thornthwaite (1948) e Penman (1948).

Para a aplicação do método proposto por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), foi realizada duas abordagens, uma calculando ano a ano, relacionando as médias mensais e outra abordagem para o período analisado, utilizando-se da precipitação acumulada de cada ano e relacionando com a média da precipitação acumulada para o período.

5.1.1 Cálculo para o ano

Após a aplicação do método da média de partida, proposto por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), verificou-se que as duas formas de abordagem, análise por ano e a análise por período, apresentam particularidades e resultados distintos. A análise por ano mostrou-se mais conservadora, por se tratar de dados com valores mensais, a média de partida relacionou a média mensal do ano com a média do período, cujo valor é 129,40 mm, ou seja, quanto mais próxima à média do período menor era o valor atribuído a \bar{d} . Isso foi capaz de demonstrar que nos anos, em que existiam uma maior amplitude entre os valores mensais, maior era a média de partida e maior o intervalo, logo a tendência do cálculo é de caracterizar tal ano como normal. Abaixo encontra-se a Tabela 1 com a classificação dos quatro últimos anos da década de 70.

TABELA 1 – CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS FINAIS DA DÉCADA DE 70.

ANOS	PREC. AC. ANUAL	MEDIA ANUAL POR MÊS	DESVIO DO ANO POR MÊS	MÓDULO	COEF. VARIAN	P+D	P-D	RESULTADO
1976	1634,56	136,21	-19,94	19,94	15%	149,34	109,46	NORMAL
1977	1361,76	113,48	33,57	33,57	30%	162,97	95,84	NORMAL
1978	1167,21	97,27	-5,31	5,31	5%	134,71	124,10	SECO
1979	1350,69	112,56	9,56	9,56	8%	138,97	119,84	SECO

FONTE: Autor (2018)

Para os quatro primeiros anos iniciais do período, obteve-se os anos de 1978 e 1979 como anos secos, ou seja, média anual por mês é inferior a $\bar{P} - \bar{d}$. Nota-se que o coeficiente de variação é baixo, evidenciando uma baixa dispersão dos valores mensais ao redor da média anual. A seguir encontra-se a Tabela 2, com a análise para a década de 80.

TABELA 2 – CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS DA DÉCADA DE 80.

ANOS	PREC. AC. ANUAL	MEDIA ANUAL POR MÊS	DESVIO DO ANO POR MÊS	MÓDULO	COEF. VARIAN	P+D	P-D	RESULTADO
1980	1598,28	133,19	158,28	158,28	119%	287,69	-28,88	NORMAL
1981	1168,04	97,34	56,63	56,63	58%	186,04	72,77	NORMAL
1982	1693,97	141,16	38,17	38,17	27%	167,57	91,24	NORMAL
1983	2055,95	171,33	34,93	34,93	20%	164,33	94,48	UMIDO
1984	1549,33	129,11	20,60	20,60	16%	150,00	108,81	NORMAL
1985	897,55	74,80	-1,55	1,55	2%	130,95	127,86	SECO
1986	1384,23	115,35	106,52	106,52	92%	235,93	22,88	NORMAL
1987	1435,98	119,67	-4,65	4,65	4%	134,06	124,75	SECO
1988	1320,75	110,06	29,66	29,66	27%	159,07	99,74	NORMAL
1989	1481,19	123,43	71,41	71,41	58%	200,81	58,00	NORMAL

FONTE: Autor (2018).

Para a década de 80, observa-se dois eventos de seca para um evento chuvoso. Nota-se a grande relação entre os dados, devido ao baixo coeficiente de variação, abaixo de 60%, onde os eventos secos ficam abaixo de 5%, evidenciando que a precipitação foi homogênea durante o ano. Em seguida encontra-se a Tabela 3, com os resultados para a década de 90.

TABELA 3 – CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS PARA A DÉCADA DE 90.

ANOS	PREC. AC. ANUAL	MÉDIA MENSAL	DESVIO DO ANO POR MÊS	MÓDULO	COEF. VARIAN	P+D	P-D	RESULTADO
1990	1787,25	148,94	-81,54	81,54	55%	210,95	47,86	NORMAL
1991	1270,35	105,86	87,64	87,64	83%	217,04	41,76	NORMAL
1992	1335,23	111,27	-52,30	52,30	47%	181,70	77,11	NORMAL
1993	1779,16	148,26	-34,61	34,61	23%	164,01	94,80	NORMAL
1994	1372,59	114,38	93,52	93,52	82%	222,92	35,89	NORMAL
1995	1670,07	139,17	24,81	24,81	18%	154,22	104,59	NORMAL
1996	1841,67	153,47	80,52	80,52	52%	209,92	48,89	NORMAL
1997	1687,55	140,63	38,39	38,39	27%	167,79	91,01	NORMAL
1998	1997,44	166,45	-51,11	51,11	31%	180,51	78,30	NORMAL
1999	1491,87	124,32	-5,48	5,48	4%	134,89	123,92	NORMAL

FONTE: Autor (2018).

Na década de 90 não foi caracterizado nenhum evento de seca ou chuvoso. Todos os dados se encaixaram dentro do intervalo para cada ano. Verifica-se através da média de partida e do coeficiente de variação que alguns anos, como 1991, que apesar da pluviosidade acumulada estar abaixo da média acumulada para o período, é enquadrada como normal devido à grande amplitude dos valores mensais desse ano, fazendo com que o intervalo se torne maior e conseqüentemente valores muito baixos para $\bar{P} - \bar{d}$. Abaixo segue a Tabela 4, com os resultados para a década de 2000.

TABELA 4 – CLASSIFICAÇÃO DOS ANOS PARA A DÉCADA DE 2000.

ANOS	PREC. AC. ANUAL	MÉDIA MENSAL	DESVIO DO ANO POR MÊS	MÓDULO	COEF. VARIAN	P+D	P-D	RESULTADO
2000	1483,82	123,65	45,70	45,70	37%	175,11	83,70	NORMAL
2001	1836,25	153,02	-12,88	12,88	8%	142,28	116,52	UMIDO
2002	1581,85	131,82	36,23	36,23	27%	165,63	93,18	NORMAL
2003	1532,6	127,72	60,59	60,59	47%	190,00	68,81	NORMAL
2004	1590,48	132,54	47,04	47,04	35%	176,45	82,36	NORMAL
2005	1565,57	130,46	-63,15	63,15	48%	192,56	66,25	NORMAL
2006	1245,92	103,83	16,00	16,00	15%	145,40	113,41	SECO
2007	1573,67	131,14	90,55	90,55	69%	219,95	38,86	NORMAL
2008	1600,69	133,39	-59,05	59,05	44%	188,46	70,35	NORMAL
2009	1854,74	154,56	35,89	35,89	23%	165,29	93,52	NORMAL

FONTE: Autor (2018).

A análise para a década de 2000 apresentou uma boa correlação entre os dados, todos os anos apresentaram coeficiente de variação abaixo de 60%, e valores de desvio ou média de partida muito coerentes. Foram caracterizados um ano seco e um ano úmido. O ano de 2009 apresentou valores muito próximos

ao limite positivo do intervalo, possuindo forte tendência a ter sido um ano chuvoso, como demonstrado pela precipitação acumulada anual. Em seguida encontra-se a Tabela 5, com a classificação dos quatro primeiros anos da década de 2010.

TABELA 5 – CLASSIFICAÇÃO PARA OS ANOS INICIAIS DA DÉCADA DE 2010.

ANOS	PREC. AC. ANUAL	MÉDIA MENSAL	DESVIO DO ANO POR MÊS	MÓDULO	COEF. VARIAN	P+D	P-D	RESULTADO
2010	2077,52	173,13	124,99	124,99	72%	254,39	4,41	NORMAL
2011	1855,98	154,67	-14,01	14,01	9%	143,42	115,39	UMIDO
2012	1500,54	125,05	122,30	122,30	98%	251,70	7,11	NORMAL
2013	1376,01	114,67	-51,38	51,38	45%	180,78	78,03	NORMAL

FONTE: Autor (2018).

Para os quatro últimos anos do período analisado, 2011 foi caracterizado como um ano chuvoso, mesmo tendo precipitação acumulada inferior ao ano anterior, 2010. O que evidencia que 2011 foi marcado por chuvas menos volumosas e mais frequentes que 2010, ao passo que este mesmo, foi provavelmente composto por chuvas mais volumosas e irregulares ao longo do ano.

5.1.2 Cálculo para o período

Na interpretação dos dados de chuva acumulada para o período, observa-se um comportamento um pouco diferente da análise anterior. Anos classificados como normais, na análise por ano agora foram classificados como chuvosos ou secos, de acordo com a Tabela 6 a seguir.

TABELA 6 – RESULTADOS DA CLASSIFICAÇÃO PARA O PERÍODO ENTRE 1976 A 2013.

ANOS	PREC. ACUMULADA	MÉD. PARTIDA	P+D	P-D	RESULTADO
MÉDIA	1552,85	172,19	1725,04	1380,66	PADRÃO
1976	1634,56	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1977	1361,76	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1978	1167,21	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1979	1350,69	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1980	1598,28	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1981	1168,04	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1982	1693,97	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1983	2055,95	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
1984	1549,33	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1985	897,55	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1986	1384,23	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1987	1435,98	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1988	1320,75	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1989	1481,19	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1990	1787,25	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
1991	1270,35	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1992	1335,23	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1993	1779,16	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
1994	1372,59	172,19	1725,04	1380,66	SECO
1995	1670,07	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1996	1841,67	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
1997	1687,55	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
1998	1997,44	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
1999	1491,87	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2000	1483,82	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2001	1836,25	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
2002	1581,85	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2003	1532,6	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2004	1590,48	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2005	1565,57	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2006	1245,92	172,19	1725,04	1380,66	SECO
2007	1573,67	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2008	1600,69	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2009	1854,74	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
2010	2077,52	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
2011	1855,98	172,19	1725,04	1380,66	UMIDO
2012	1500,54	172,19	1725,04	1380,66	NORMAL
2013	1376,01	172,19	1725,04	1380,66	SECO

FONTE: Autor (2018).

No cálculo de análise para o período, foi determinado uma amplitude absoluta entre o valor máximo e mínimo para as precipitações acumulada anual. Essa amplitude é de 344,37 mm, foi definida a partir da média para o período somando e subtraindo o \bar{d} . Observa-se nessa análise uma maior variabilidade

entre anos secos, normais e chuvosos abaixo encontra-se duas tabelas dos resultados de ambas análises.

TABELA 7 – RESULTADO CONJUNTO DA CLASSIFICAÇÃO POR ANO

ANÁLISE POR ANO				
TIPO	FREQ. ABSOLUTA	FREQ. ACUMULADA	FREQ. RELATIVA	FREQ. PERCENTUAL
SECO	5	5	0,13	13,2%
NORMAL	30	35	0,79	78,9%
ÚMIDO	3	38	0,08	7,9%
TOTAL	38	38	1,00	100,00%

FONTE: Autor (2018).

Aplicando esses resultados ao objetivo maior que é estimar a recarga do Aquífero Karst, é importante observar a frequência em que se repete os eventos de seca, pois no cálculo do balanço hídrico foi considerado o valor da média acumulada no período, e nos anos em que não se atinge a taxa mínima do desvio de partida, deve-se ter cautela em não explorar a mesma quantidade de água que nos anos normais e chuvosos. De acordo com a análise por ano, ocorreram 5 anos secos em 38 anos analisados, o que gera em média a frequência de um ano seco a cada 7,6 anos.

TABELA 8 – RESULTADO CONJUNTO PARA A CLASSIFICAÇÃO PELO PERÍODO

ANÁLISE POR PERÍODO				
TIPO	FREQ. ABSOLUTA	FREQ. ACUMULADA	FREQ. RELATIVA	FREQ. PERCENTUAL
SECO	11	11	0,29	28,9%
NORMAL	18	29	0,47	47,4%
ÚMIDO	9	38	0,24	23,7%
TOTAL	38	38	1,00	100,00%

FONTE: Autor (2018).

Na análise por período existe um acréscimo nos anos considerados secos, de 5 para 11, o que gera um aumento em 120%, quando comparado a análise anterior. De acordo com esses resultados, a frequência de ocorrer um ano seco é de 1 a cada 3,45 anos. Um dado que exige cautela, pois aproximadamente em 3 anos e 6 meses não se atinge a média mínima de 1380 mm acumulados anualmente.

Esses resultados revelam que durante a exploração das águas do Aquífero Karst, deve-se analisar ano a ano os valores de precipitação acumulada no ano, afim de se estimar o quanto poderá ser explorado no ano seguinte. Observa-se que os dois métodos são muito úteis na classificação dos anos, no entanto a análise por ano demonstra melhor se naquele determinado ano houve períodos muito grande de estiagem, ou seja, quando o desvio de partida é pequeno, revela que a precipitação durante todos os meses do ano foi mais homogênea, regular, não caracterizando meses com muita chuva e outros meses de baixa precipitação.

Ao passo que, quando observava-se a média de partida com valores elevados, existia uma grande variação pluviométrica entre os meses. Um bom exemplo é o ano de 1980, em que houve o mês de maio atingiu 36 mm de precipitação acumulada, enquanto que no mês de dezembro choveu aproximadamente 306 mm. Nessa análise pode-se estimar os anos em que houveram mais chuvas menos volumosas e mais frequentes e anos com poucas chuvas, porém volumosas e menos frequentes.

A análise por período é eficiente em caracterizar de forma absoluta os valores acumulados anuais. Esse cálculo é importante para nortear de forma rápida qual é a frequência de eventos de seca, e de forma preventiva estimar os valores máximos de exploração do aquífero. 1978, 1979, 1985 e 2009 foram os anos que são classificados como secos em ambas análises. Isso revela que nesses anos a precipitação mensal foi muito baixa, porém regular, o que resultou na precipitação acumulada anual abaixo do mínimo estabelecido.

5.1.3 Comparativo ETP Thornthwaite (1948) e Penman (1948)

Para a realização da análise comparativa entre os dois métodos de estimativa de evapotranspiração potencial, foram selecionados cinco anos, com base na classificação qualitativa proposta por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), sendo 1988, classificado como seco, 1991 (seco), 2005 (normal), 2006 (seco) e 2011 (úmido). Abaixo encontra as Tabelas 9A e 9B, com os valores de ETP mensais de cada ano.

TABELA 9A – VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL DE JANEIRO A JUNHO

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PENMAN (1948)						
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
1988	140,17	89,25	104,9	63,9	43,49	38,84
1991	121,22	116,03	87,08	74,57	55,15	41,73
2005	114,82	121,15	111	78,92	59,44	46,42
2006	144,1	118,97	108,52	81,35	53,58	46,19
2011	120,39	102,93	82,31	73,68	54,82	42,52

FONTE: Autor (2018).

TABELA 9B - VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL DE JULHO A DEZEMBRO

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PENMAN (1948)						
	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1988	44,04	71,33	78,9	95,83	125,59	126,81
1991	50,59	59,36	75,64	101,51	129,09	139,1
2005	50,56	77,33	66,27	86,06	123,25	127,73
2006	54,87	74,21	86,72	102,38	108,84	129,58
2011	47,24	67,22	80,56	107,75	120,64	136,09

FONTE: Autor (2018).

Observa-se que entre os meses de abril a setembro, no outono e no inverno, os valores de ETP são abaixo de 100 mm, o que é proporcionado devido à temperatura ser amena e o número de horas de insolação é menor quando comparado com as outras estações do ano. Outra comparação é feita na Tabela 10, relacionando a ETP acumulada anual dos dois métodos, relacionando com a taxa de precipitação acumulada anual.

TABELA 10 - COMPARATIVO ENTRE ETP'S E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA

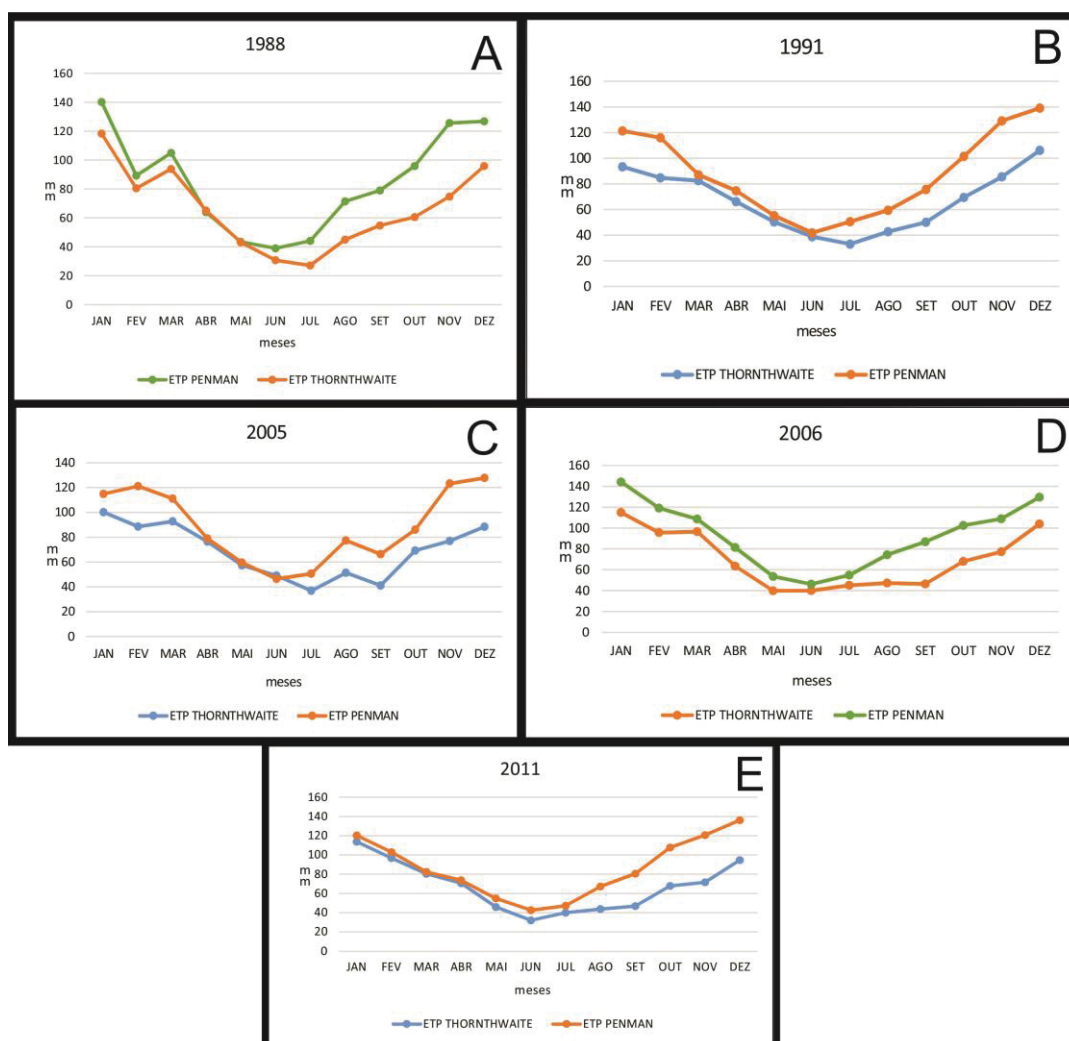
	ETP THORNTHWAITE	ETP PENMAN	PREC	% ETP P x PREC	%ETP T x PREC	MÉDIA
1988	789,20	1023,05	1320,75	77%	60%	69%
1991	802,75	1051,07	1270,35	83%	63%	73%
2005	828,00	1062,95	1565,57	68%	53%	60%
2006	838,16	1109,31	1245,92	89%	67%	78%
2011	805,50	1036,15	1855,98	56%	43%	50%

FONTE: Autor (2018).

De acordo com os resultados da Tabela 10, verifica-se que nos anos secos, a diferença entre as porcentagens de ETP x P, diminuem ao passo que aumenta a precipitação, 2005 e 2011, anos normal e úmido respectivamente, apresentam uma variação entre 15 e 13% entre os métodos, enquanto que em anos secos como 1991, a diferença atinge os 20%, o que resulta numa diminuição da disponibilidade hídrica para recarregar o aquífero.

Durante a análise comparativa entre os valores mensais de ETP por Thornthwaite (1948) e Penman (1948), observa-se um padrão de correlação, em que nos meses mais frios, os valores de ambos os métodos apresentam taxas muito semelhantes, ao passo que nos meses mais quentes os valores se distanciam consideravelmente, conforme apresenta o Gráfico 1.

GRÁFICO 1 - GRÁFICOS COMPARATIVOS ENTRE ETP THORNTHWAITE (1948) E PENMAN (1948) PARA OS ANOS DE 1988, 1991, 2005, 2006 E 2011.



FONTE: Autor (2018).

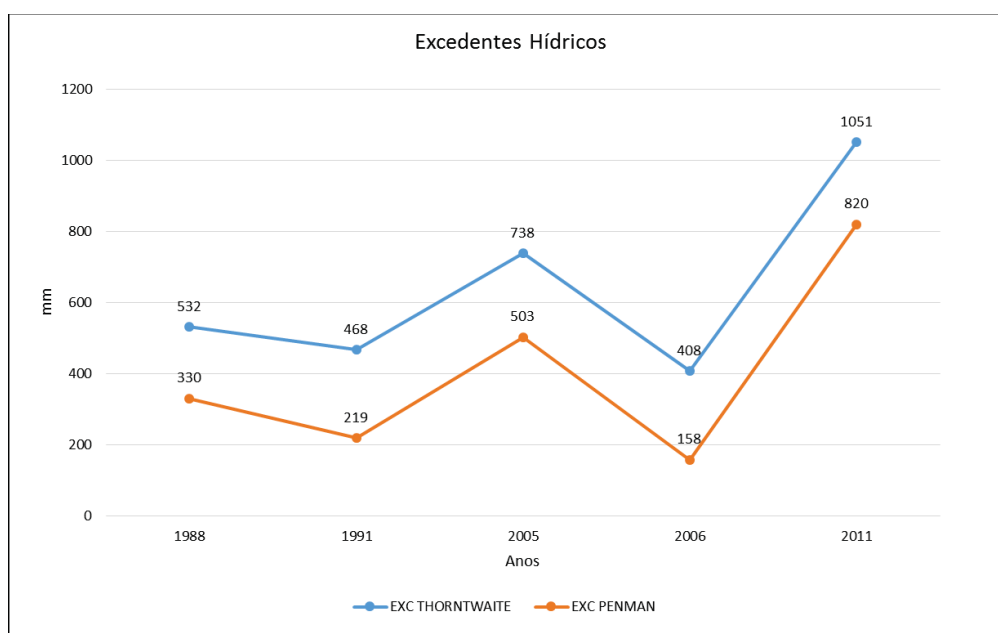
O comportamento das retas que mais chama a atenção, é o fato de que normalmente, inicia-se o ano com uma diferença considerável entre as ETP's, essa diferença vai diminuindo, via de regra, a partir do mês de março, chegando em maio e junho a diferença entre os métodos é praticamente inexistente. Chegando ao término do período de outono e inverno, aproximando-se a primavera e o verão, os valores novamente apresentam um acréscimo na diferença entre ambos métodos.

O Gráfico 1-E, para o ano de 2011, apresenta um cenário diferente dos demais. O ano de 2011, conforme o índice pluviométrico obtido, o caracterizou como um ano chuvoso, especialmente no primeiro trimestre do ano, onde em

janeiro choveu cerca de 340 mm, fevereiro 289 mm e março 117,86 mm, fato que alterou o número de horas de insolação, devido a muita nebulosidade trazida com a chuva e conseqüentemente as temperaturas ficaram abaixo da média para esse período do ano, refletindo num menor índice de ETP de Penman (1948), o qual leva em seu cálculo as variáveis de temperatura e número de horas de insolação.

Quando comparados os excedentes hídricos com base nos dois métodos de ETP, os resultados variaram de forma uniforme. A diferença mínima entre os excedentes foi de 201 mm e a máxima de 249 mm, mostrado pelo Gráfico 2. Esse fato reflete numa diferença significativa da disponibilidade hídrica para a recarga do aquífero, em que pelo método de Thornthwaite (1948), pode-se haver uma superestimação dos valores.

GRÁFICO 2 - COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DE EXCEDENTE HÍDRICO.



FONTE: Autor (2018).

Os valores de excedente hídrico encontrados, remetem em média, que cerca de 21% do total precipitado na microbacia, são disponíveis para a infiltração no solo. Essa taxa é coerente com Rosa Filho et al. (2002) que ao realizar o balanço hídrico para a área de Fervidas, no município de Colombo, obtém o valor médio de 25% da precipitação é destinado à recarga do aquífero, confirmando a coerência dos dados da presente pesquisa.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos resultados obtidos, o Aquífero Karst, na microbacia da cabeceira do rio Verde se consolida como um reservatório natural de água, que pode contribuir para o abastecimento de parte da RMC, aumentando o potencial de incremento no sistema de abastecimento integrado de Curitiba e região metropolitana.

A análise do balanço hídrico revelou que o excedente hídrico, com base em Thornthwaite (1948), para os anos de 1988, 1991, 2005, 2006 e 2011, apresentou uma variação entre 408 mm a 1051 mm com média de 639 mm. O excedente hídrico com ETP de Penman (1948), obteve para os mesmos anos, variação entre 158 mm a 820 mm, com média em 406 mm.

Para a estimativa das reservas renováveis e exploráveis, levou-se em consideração a ETP de Penman (1948) por ter em seu cálculo variáveis importantes, como as horas de insolação, velocidade do vento, poder evaporante do ar e número de horas de insolação que podem melhor caracterizar a área de estudo. Escolheu-se também o ano de 2005 como um ano base para estimar as reservas, pois percebeu-se que nesse ano as chuvas foram muito próximas à média do período de 1976-2013, as temperaturas também foram dentro dos padrões médios, logo, esse ano pode ser representativo, em linhas gerais, para caracterizar a área de pesquisa. Esse ano apresentou cerca de 502 mm de excedente hídrico e aproximadamente 402 mm de água infiltrada no solo, o que resultou numa reserva renovável de 3.329.354,88 m³ e com base indicado no relatório do JICA (1995), a reserva explorável será considerada igual à reserva renovável, partindo do princípio que deve-se evitar utilizar a reserva permanente do Aquífero Karst, como uma medida preventiva para não se esvaziar cavidades subterrâneas preenchidas por água, as quais quando vazias podem produzir subsidências e abatimentos em superfície.

Com a reserva explorável definida, estimou-se que a cabeceira da microbacia do rio Verde pode incrementar cerca de 105,6 Ls⁻¹ ao sistema de abastecimento público. Considerando que em média cada habitante consome

150 L de água por dia, a área de pesquisa pode atender aproximadamente 60.000 pessoas por ano, com a instalação de quatro poços tubulares profundos com vazão máxima em $100 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Atualmente, Campo Magro possui um sistema isolado de abastecimento público, de acordo com o relatório da SANEPAR (2013), existe o objetivo de integrar o sistema de Campo Magro, ao sistema integrado de Curitiba, portanto as águas explotadas da área de estudo podem ser conduzidas até a estação de distribuição de Santa Felicidade e assim serem disponibilizadas para as unidades consumidoras do sistema integrado.

Comparando as duas abordagens propostas por Robertson (1982) *apud* Ferreira (2007), verificou-se que existe anos classificados como normal na observação por ano e que na classificação por período pode ser caracterizado como seco ou úmido. Observou-se no cálculo por ano, que existe uma forte dependência da regularidade das chuvas para um resultado mais consistente, por exemplo, o ano de 1980, o \bar{d} foi extremamente alto, com 158 mm de variação, enquanto que num ano de chuvas regulares o desvio apresenta valores em torno de 20 mm. Com esse índice foi possível visualizar de forma rápida o modo de distribuição das chuvas durante determinado ano. Um exemplo é o ano de 1996, onde choveu aproximadamente 1840 mm, acima da média histórica para a região, no entanto, nessa classificação o ano foi descrito como normal, com desvio em torno de 80 mm, o que evidencia que a distribuição das chuvas pode ter sido irregular, com algum mês abaixo da média. Em 1996, o mês de maio obteve apenas 8 mm acumulados, o que contribuiu para que o desvio se tornasse amplo. Ainda na análise por ano, é interessante notar o resultado obtido em 2010 e 2011, onde a precipitação acumulada em 2010 é superior a 2011, no entanto apenas 2011 foi considerado um ano úmido, resultado também do modo de distribuição das chuvas, onde em janeiro de 2010 choveu cerca de 445 mm e em agosto e setembro choveu em média 45 mm, ou seja 10% da chuva de janeiro.

No comparativo entre o método de Thornthwaite (1948) e Penman (1948) para a estimativa da evapotranspiração potencial, verificou-se que o método de Thornthwaite (1948), nos anos analisados, apresentou valores superiores à estimativa de Penman (1948) em todas as amostras, quando

observado os valores acumulados anualmente. No entanto, um outro cenário é apresentado quando se observa os valores de ETP por mês. Durante o período compreendido entre março e julho, parte do outono e inverno, verificou-se que os valores das estimativas se aproximam muito, apresentando uma diferença muito pequena, mesmo em anos secos ou úmidos. Isso pode ser explicado pelo fato de que nesses meses diminui as horas de insolação no hemisfério sul do planeta e também a temperatura média cai muito, quando comparado aos demais meses do ano. Pode-se concluir que no período mais frio e com poucas horas de insolação, ou muita nebulosidade, os métodos de Thornthwaite (1948) e Penman (1948) apresentaram resultados muito semelhantes, no entanto, no período de primavera e verão, com temperaturas mais elevadas e sol abundante, os métodos apresentaram divergências, sendo que Thornthwaite (1948) pode apresentar valores superestimados por não considerar outras variáveis climáticas além da temperatura média do ar.

Ressalta-se a necessidade de um monitoramento constante no Aquífero Karst após a instalação dos poços tubulares para abastecimento público, observando os níveis estáticos dos poços nas adjacências e também monitorando a vazão do rio Verde, visto que o aquífero contribui substancialmente no regime hídrico do rio. Recomenda-se a execução anual do cálculo do balanço hídrico para se estimar o volume máximo permitido a ser explorado do aquífero naquele determinado ano, afim de não se exceder a reserva renovável, como uma medida preventiva de problemas geotécnicos e possuindo uma visão de sustentabilidade do Aquífero Karst.

De acordo com os decretos estaduais, a área de estudo está protegida por lei pela APA do rio Verde, possui diretrizes de uso e ocupação do solo pela Unidade territorial de Planejamento de Campo Magro e por estar sobrejacente ao Aquífero Karst, configura mais uma área de proteção. Assim sendo, instrumentos legais não faltam para garantir a qualidade das águas subterrâneas na microbacia da cabeceira do rio Verde. Ressalta-se a importância do acompanhamento dos órgãos públicos de fiscalização do meio ambiente, para verificar se tais leis têm cumprido a sua finalidade de assegurar à população da RMC, águas de qualidade e seguras para o consumo.

REFERÊNCIAS

- ADLER, R.F., HUFFMAN, G.J., CHANG, A., FERRARO, R., XIE, P.P., JANOWIAK, J., RUDOLF, B., SCHNEIDER, U., CURTIS, S., BOLVIN, D., GRUBER, A., SUSSKIND, J., ARKIN, P e NELKIN, E. **The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present)**. American Meteorological Society. Journal of Hydrometeorology v.4, 1147-1167 p. 2003.
- ÁGUAS PARANÁ Instituto das Águas do Paraná. **Finalização do plano das bacias do Alto Iguaçu e afluentes do Alto Ribeira**. Relatório técnico produto 10, versão 1, Curitiba-PR, 274 p. 2013.
- ÁGUAS PARANÁ - Instituto das Águas do Paraná. **Base de dados para Download**. Disponível em: <<http://www.aguasparana.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=79>> Acessado em 16/10/2016. 2016.
- BERNARDI, E.C., PANZIERA, A.G., BURIOL, G A e SWAROWSKY, A. **Bacia Hidrográfica Como Unidade De Gestão Ambiental**. Disciplinarum Scientia. Série: Ciências Naturais e Tecnológicas, Santa Maria, RS. v. 13, n. 2, 159-168 p. 2012.
- BERTOL, G.A., CAMARGOS, C.C., VELÁSQUEZ, L.N.M., BRANCO, O.E.A e COTA, S.D.S. **Aplicação do método do cálculo do balanço hídrico na avaliação da recarga no Aquífero Bauru em Araguari – MG**. In XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Curitiba-PR, 19 p. 2006.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. **Estudos preliminares da série Açungui. VIII – A Formação Votuverava**. Boletim do Instituto de História Natural. Geologia (2):1-6. 1958.
- BIGARELLA, J. J., SALAMUNI, R., e PINTO, V. M. **Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná**. Boletim Paranaense Geociências, 23/25: 43-103. 1967.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., SANTOS, G. F., PASSOS, E., SUGUIO, K. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis-SC, Ed. UFSC. 3v, V.1,425 p. 1994.
- BISCARO, G.A. **Meteorologia agrícola básica**. Unigraf, 87 p. Cassilândia-MS, 2007.
- BÖGLI, A. **Karst hydrology and physical speleology**. Springer Verlag, 284 p 1980.
- BONACIM, E.A. **Dinâmica do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira – Região Metropolitana de Curitiba**. 155 f. Dissertação (Mestrado em geologia) - Setor de ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1996.
- CAMPANHA, G.A. da C e SADOWSKI, G.R. **Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain)**. Precambrian Research 98 (1999) 31-51p. 1999.

CARVALHO, S. M. e STIPP, N. A. F. **Contribuição ao estudo do Balanço Hídrico no estado do Paraná: uma proposta de classificação qualitativa.** Geografia - Revista do Departamento de Geociências - v.13, n.1 jan/jun, (revista eletrônica). 2004. Disponível em < <http://www.geo.uel.br/revista>> Acessado em 20/07/2017.

CASTANY, G. **Hydrogéologie: Principes et méthodes.** Dunod – 2° Cycle. Paris, France. 233 p. 1998.

CAVALCANTE, I. N. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada de recursos hídricos na região metropolitana de Fortaleza, Estado do Ceará.** 1998. 156 f. Tese (Doutorado em geologia) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo-SP, 1998.

CAVAGLIONE, J.H.; KIIHL, L.R.B.; CARAMORI, P.H.; OLIVEIRA, D. **Cartas climáticas do Paraná.** IAPAR. Disponível em: <<http://www.iapar.br/pagina-677.html>>. Acessado em 23/10/2016. Londrina-PR, 2000.

COMEC. Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. **Plano de Zoneamento do Uso e Ocupação do Solo da Região do Karst na Região Metropolitana de Curitiba.** Curitiba-PR. 2002.

COMEC. Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. **Mapas.** Disponível em: <<http://www.comec.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=63>> Acesso em 10/04/2017. 2017.

COSTA, W.D. **Avaliação de reservas, potencialidade e disponibilidade de aquíferos.** In ABAS, X Congresso brasileiro de águas subterrâneas, 11 p. 1998.

COSTA, W.D e SILVA, A.B. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos. In FEITOSA, F.A.C e MANUEL FILHO, J (eds.). **Hidrogeologia: Conceitos e aplicações.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza – CE, 133-174 p. 2000.

COSTA, W.D. Uso e gestão de água subterrânea. In FEITOSA, F.A.C e MANUEL FILHO, J (eds.). **Hidrogeologia: Conceitos e aplicações.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza – CE, 341-367 p. 2000.

CUNHA, P.C.R.; NASCIMENTO, J.L.; SILVEIRA, P.M.; ALVES JÚNIOR, J. Eficiência de métodos para o cálculo de coeficientes do tanque classe A na estimativa da evapotranspiração de referência. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 43, n. 2, p. 114-122, abr./jun. 2013.

DIGITAL GLOBE. **Search Imagery.** Disponível em: <<https://discover.digitalglobe.com/>>. Acesso em: 24/01/2017.2017.

FEIDAS, H. **Validation of satellite rainfall products over Greece.** Theoretical Applied Climatology, v.99, 193-216 p. 2010.

FEITOSA, F.A.C e MANUEL FILHO, J (eds.). **Hidrogeologia: Conceitos e aplicações.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 391 p. Fortaleza - CE, 2000.

FERREIRA, M.E. **Estiagens no estado do Paraná 1971-2004.** 162 p Dissertação (Mestrado em Geografia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba.** 261p. Tese de livre-docência – Instituto de Geociências/USP. São Paulo - SP, 1991.

FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR.** Boletim IG-USP, Série Científica 23, 55-74. 1992.

FIORI, A.P e GASPAR, L.A. **Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozoico superior), Paraná, sul do Brasil.** Boletim IG-USP, Série Científica 24, 01-19. 1993.

FORD, D e WILLIAMS, P (eds). **Karst Hydrogeology and Geomorphology.** John Wiley e Sons Ltd, Chichester, U.K, 562 p. 2007.

GRUBER, A e LEVIZZANI, V. **A project of the World Climate Research Programme Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel.** WCRP Report-128. WMO/TD-No. 1430. 50 p. 2008.

HINDI, E.C. **Caracterização hidroquímica e hidrogeológica das fontes cársticas das bacias dos rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças - Colombo, PR.** 117 p. Dissertação (mestrado em geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1999.

HINDI, E.C, ROSA FILHO, E.F., LUCENA, L.R.F., BITTENCOURT, A.V.L., MANTOVANI, L.E., XAVIER, J.M., NADAL, C.A., GIUSTI, G.A. **Características hidrogeológicas do aquífero cárstico em Colombo (PR) e impactos ambientais resultantes da sua exploração.** Anais do XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis-SC. 2002

HINDI, E.C. **Evapotranspiração Potencial - Método De Penman.** Disciplina de hidrogeologia. (Inédito). Universidade Federal do Paraná. 2017.

HOPKINS, W. G. **Correlation coefficient: a new view of statistics.** 2000. Disponível em: <<http://www.sportsci.org/resource/stats/correl.html>>. Acesso em: 12 jul. 2007.

HUFFMAN, G.J., ADLER, R.F., ARKIN, P., CHANG, A., FERRARO, R., GRUBER, A., JANOWIAK, J., MCNAB, A., RUDOLF, B e SCHNEIDER, U. **The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset.** Bulletin of the American Meteorological Society v.78, N. 1, 5-20 p. 1997.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia.** 2ªed. Rio de Janeiro-RJ, 182 p. 2009.

IPARDES. Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social **Projeção da população dos municípios do Paraná, por sexo e grupos de idades, para o período 2017-2040.** 2017. Nota técnica. Disponível em: <http://www.ipardes.pr.gov.br/index.php?pg_conteudo=1&cod_conteudo=84>. Acesso em: 30/10/2018.

ITCG. Instituto de Terras, Cartografia e Geociências. **Aplicação geo.** Disponível em:< <http://www.geo.pr.gov.br/ms4/itcg/geo.html>> Acessado em 20/10/2016. 2013.

JICA. Japan International Cooperation Agency. **The master plan study on the utilization of water resources in Paraná State in the Federative Republic of Brazil.** Draft final report, sectorial report Hydrogeology and Groundwater, vol. C. 39 p. Tokyo, 1995.

LISBOA, A.A. **Proposta de metodologia para avaliação hidrogeológica do aquífero cárstico, compartimento de São Miguel.** Dissertação (mestrado em geologia) – Setor de tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1997.

KÖEPPEN, W. Climatologia con un estudio de los climas de la tierra. Fondo de cultura economica, 478 p. México, 1948.

MIGLIORINI, R.B. **Hidrogeologia em meio urbano. Região de Cuiabá e Várzea Grande-MT.** 145 p. Tese (Doutorado em geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

MINEROPAR. Serviço Geológico do Paraná. **Geologia do Paraná – Embasamento.** Disponível em <http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=23> > Acessado em 17/07/2018.

PARANÁ (Estado). Lei n. 12248, de 31 de jul. de 1998. **Cria o Sistema Integrado de Gestão e Proteção dos Mananciais da RMC,** Curitiba, PR, jul. 1998.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 1611, de 03 de dez. de 1999. **Declara para os fins de que trata a Lei Especial de Proteção dos Mananciais da RMC, como Unidade Territorial de Planejamento.** Curitiba, PR, dez. 1999.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 6390, de 5 de abr. de 2006. **Declara as áreas de interesse de Mananciais de Abastecimento Público da Região Metropolitana de Curitiba e dá outras providências,** Curitiba, PR, abr. 2006.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 6796, de 19 de dez. de 2012 **Altera e atualiza o Zoneamento Ecológico Econômico da Área de Proteção Ambiental denominada APA do Rio Verde.** Curitiba, PR, dez. 2012.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 3411, de 10 de set. de 2008. **Declara as áreas de interesse de Mananciais de Abastecimento Público da Região Metropolitana de Curitiba e dá outras providências.** Curitiba, PR, set 2008.

PARANÁ (Estado). Decreto n. 2375, de 28 de jul. de 2000. **Instituída a Área de Proteção Ambiental do Rio Verde, denominada APA do Rio Verde, localizada nos municípios de Araucária e Campo Largo, Estado do Paraná.** Curitiba, PR, jul 2000.

PARANÁ (Estado). Lei n. 11221, de 11 de dez. de 1995. **Cria o Município de Campo Magro, desmembrado do Município de Almirante Tamandaré, conforme especifica.** Curitiba, PR, dez 1995.

PENMAN, H.L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass.** Proceeding Royal Society, London, v.193, p.120-143. 1948.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Meteorologia Agrícola.** 184 p. Universidade de São Paulo, Piracicaba – SP, 2007.

PESSOA, P.F.P. **Caracterização hidrogeológica da região cárstica de Sete Lagoas-MG:** Potencialidades e riscos. 101 f. Dissertação (Mestrado em Recursos minerais e hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - SP, 1996.

PILÓ, L.B. **Geomorfologia cárstica.** Revista brasileira de geomorfologia, São Paulo – SP, v.1, 88-102 p. 2000.

POLIDORO, G.F.B. **Karst na bacia do Alto Iguaçu, Região Metropolitana de Curitiba: Aspectos geológicos para a gestão da ocupação do solo e do uso do aquífero na sub-bacia hidrográfica do rio Pacatuba em Almirante Tamandaré-PR.** 116 p. Dissertação (Mestrado em geologia) – Setor de ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

ROCHA, A.A e VIANNA, P.C.G. **A bacia hidrográfica como unidade de gestão da água.** II SEMILUSO - Seminário Luso-Brasileiro Agricultura Familiar e Desertificação. 11 p. João Pessoa-PB, 2008.

ROLIM, G.S., SENTELHAS, P. C e BARBIERI, V. **Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria - RS, v.6, 133-137 p. 1998.

ROSA FILHO, E.F, POLIDORO, G., HARUM, T., LISBOA, A.A., RIBAS, A., ZOJER, H. **Projeto Carste, relatório conclusivo final.** Institut Joanneum Research. Graz, Áustria – Curitiba-PR, 30 p. 2002.

ROSA FILHO, E., GUARDA, M.J. **Compartimentação hidrogeológica da Formação Capiru na região norte de Curitiba-PR, Brasil.** Revista Águas Subterrâneas, v.22, n.01. 67-74 p. 2008

ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de Água no solo do brasil.** Dissertação (mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 145 p. 2001.

SALDANHA, C.B., RADIN, B., CARDOSO, M.A.G., RIPPEL, M.L., FONSECA, L.L., RODRIGUEZ, F. **Comparação dos dados de precipitação gerados pelo GPCP vs observados para o estado do Rio Grande do Sul.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 30, n. 4, 415 – 422 p. 2015.

SANEPAR Companhia de saneamento do Paraná. **Plano Diretor SAIC: Sistema de Abastecimento de Água Integrado de Curitiba e Região Metropolitana.** Curitiba-PR, 142 p. 2013.

SCHNEIDER, U., BECKER, A., FINGER, P., MEYER-CHRISTOFFER, A., RUDOLF, B., ZIESE, M. **GPCC Full Data Reanalysis Version 7,0 at 0,5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data**. DOI: 10,5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_050. 2015

SEMA/PR Secretaria de Estado do meio ambiente e recursos hídricos. **Bacias Hidrográficas do Paraná – Série Histórica**. 138 p. Curitiba-PR, 2010.

SILVA, P.C.S. Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Curitiba, Folha SG.22-X-D-I, Escala 1:100.000. Org por Paulo Cezar Santarem da Silva, Arlindo Akio Yamato, Claudemir Severiano de Vasconcelos e Idio Lopes Jr. – Brasília-DF. CPRM, 1999.

SILVA, R. **Identificação das áreas de recarga e descarga do aquífero Carste na bacia do Ribeirão da Onça e sua relação com o manancial de superfície, no município de Colombo-PR**. Dissertação (mestrado), Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, 123 p. 2001.

SILVA, R.DA e OKA-FIORI, C. **Estudos das formas cársticas como base para o gerenciamento do uso do Manancial subterrâneo na região de Almirante Tamandaré e Rio Branco do Sul – PR**. Boletim paranaense de Geociências, 44:59-66. 1996.

SINGHAL, B.B.S e GUPTA, R.P (eds). **Applied hydrogeology of fractured rocks**. Springer Science+Business Media. 400 p. Berlin, 1999.

SUDERHSA. Superintendência De Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. **Mapeamentos de abrangência da bacia do Alto Iguaçu**. 2000. Disponível em: <<http://www.aguasparana.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=93>> Acessado em 15/08/2018.

SUDERHSA. Superintendência De Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. **Relatório de diagnóstico: Plano da bacia do Alto Iguaçu e afluentes do Alto Ribeira**. 94 p. Curitiba-PR, 2007.

TUCCI, C.E.M (eds). **Hidrologia: Ciência e aplicação**. Ed Universidade/UFRGS. 2ªed, 943 p. 2001.

THORNTHWAITE, C.W. **An approach toward a rational classification of climate**. Geographical Review. 38:55-94 p. 1948.

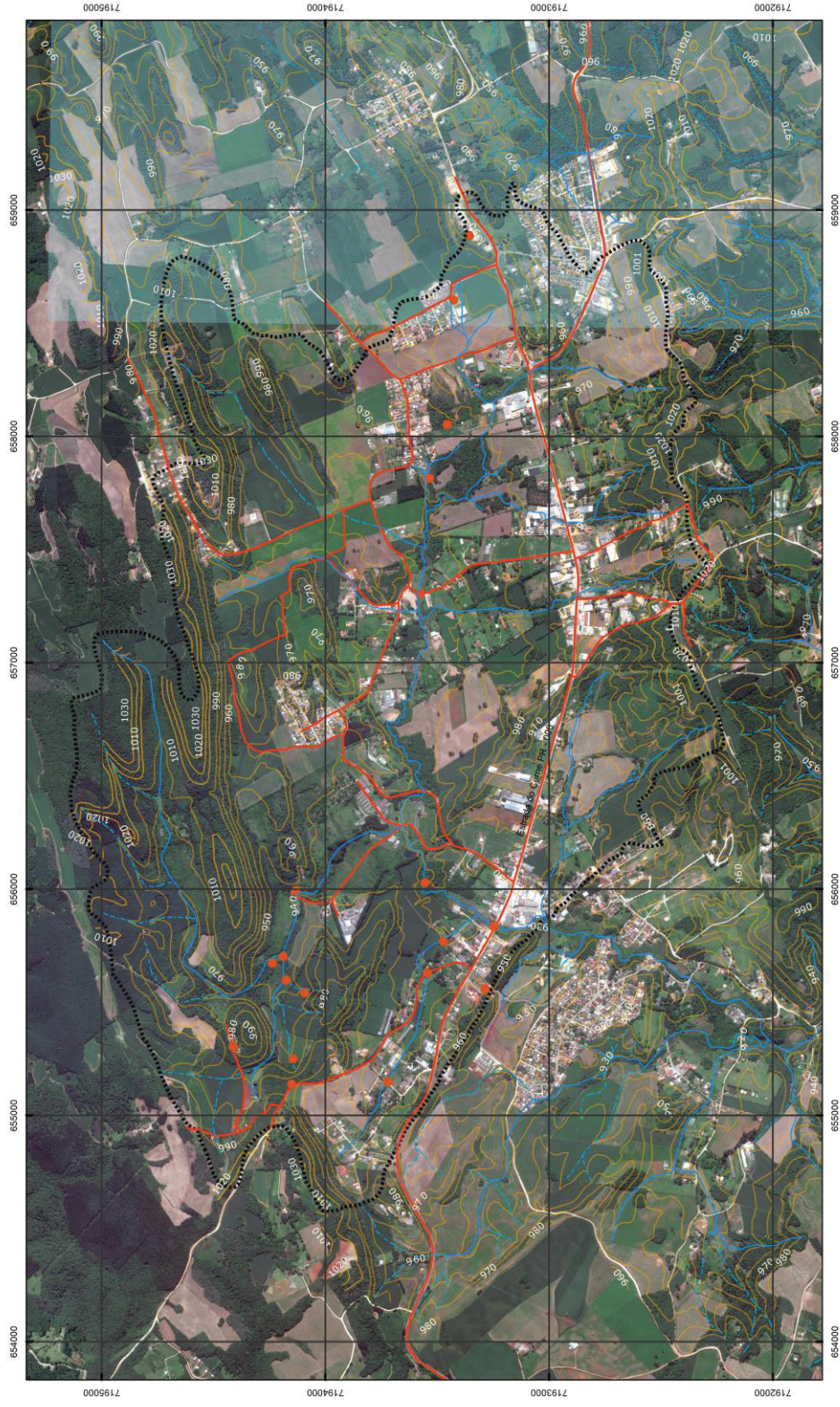
THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. Publication in climatology, Drexel Institute of Technology, 104 p. New Jersey, 1955.

TUBELIS, A. e NASCIMENTO, F.J.L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. Editora Nobel, São Paulo – SP, 374 p. 1986.







UNESCO. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. **Methods for water balance computations**. 170 p. Paris, 1974.

WHITE, W.B. **Geomorfology and hydrology of karst terrains**. Oxford University Press 1ªed. 464 p. 1988.

ANEXO 1 – MAPA DE DELIMITAÇÃO DA MICROBACIA DA CABECEIRA DO RIO VERDE E DE PONTOS VISITADOS



Legenda

-  Rio Perene
-  Rio Intermittente/Efêmero
-  Altimetria (10m)
-  Pontos visitados
-  Delimitação da bacia
-  Estradas



Escala 1:15.000
WGS 84 zona 22 S

Créditos: SANEPAR
SUDERSHA (AGUAS PARANA) E COMEC.
Imagem: World Imagery, GlobalMapper