

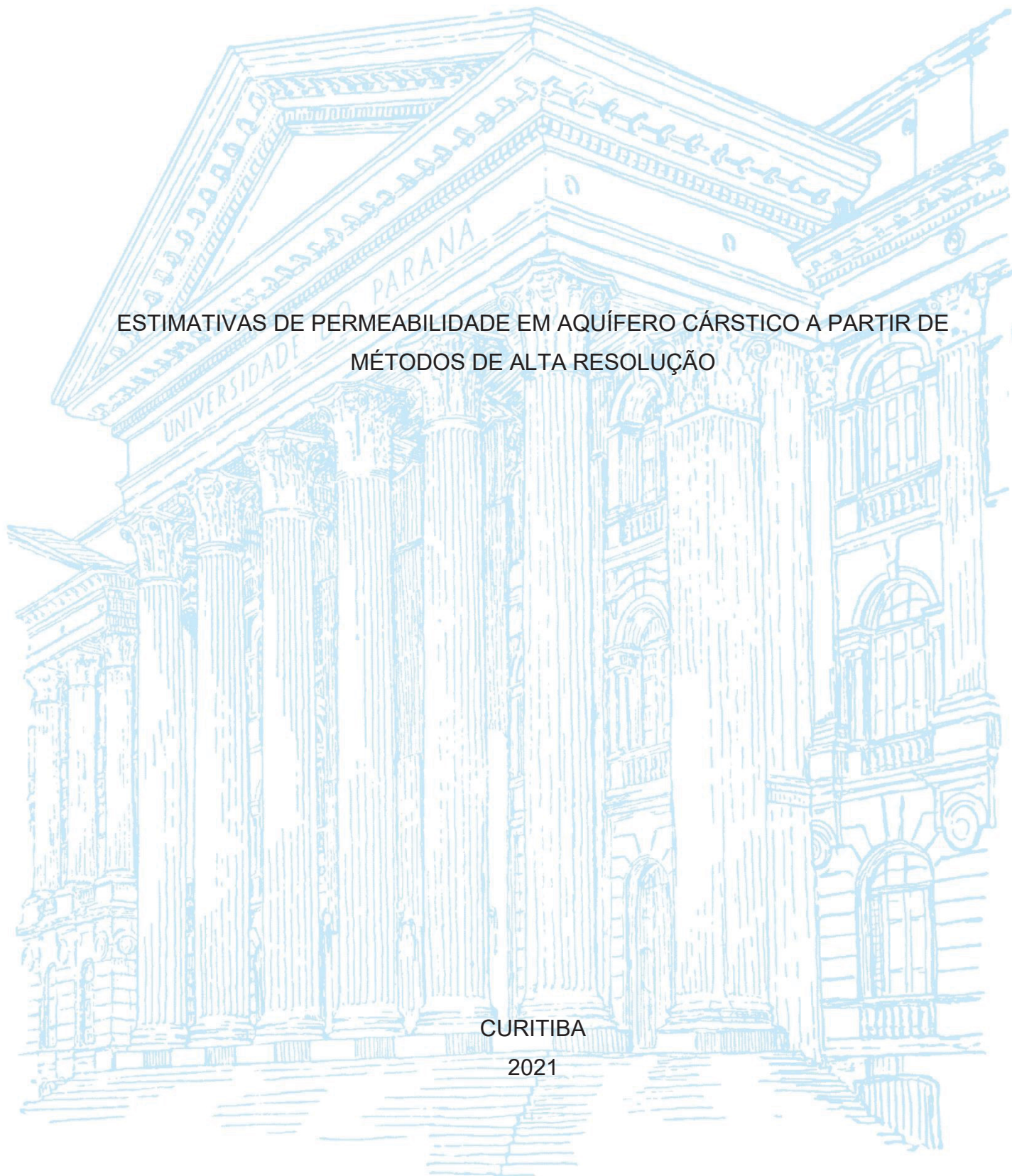
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

TEREZA CRISTINA FERREIRA CAMPOS MORATO FILPI

ESTIMATIVAS DE PERMEABILIDADE EM AQUÍFERO CÂRSTICO A PARTIR DE  
MÉTODOS DE ALTA RESOLUÇÃO

CURITIBA

2021



TEREZA CRISTINA FERREIRA CAMPOS MORATO FILPI

ESTIMATIVAS DE PERMEABILIDADE EM AQUÍFERO CÁRSTICO A PARTIR DE  
MÉTODOS DE ALTA RESOLUÇÃO

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

Orientador:

Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde (UFPR)

CURITIBA

2021

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

F488e Filpi, Tereza Cristina Ferreira Campos Morato  
Estimativas de permeabilidade em aquífero cárstico a partir de métodos de alta resolução  
[Recurso eletrônico] / Tereza Cristina Ferreira Campos Morato Filpi. – Curitiba, 2021.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2021.

Orientador: Gustavo Barbosa Athayde.

1. Aquíferos. 2. Carste. 3. Hidrogeologia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Athayde, Gustavo Barbosa. III. Título.

CDD: 551.49

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -  
40001016028P5

## 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 **TEREZA CRISTINA FERREIRA CAMPOS MORATO FILPI** intitulada: **ESTIMATIVAS DE PERMEABILIDADE EM AQUIFERO CÁRSTICO A PARTIR DE MÉTODOS DE ALTA RESOLUÇÃO**, sob orientação do Prof. Dr. GUSTAVO BARBOSA ATHAYDE, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO 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, 24 de Agosto de 2021.

Assinatura Eletrônica

25/08/2021 13:47:54.0

GUSTAVO BARBOSA ATHAYDE

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

25/08/2021 15:56:23.0

DANIEL FABIAN BETTÚ

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO ESTADO DE SANTA CATARINA)

Assinatura Eletrônica

25/08/2021 13:56:55.0

TODD HALIHAN

Avaliador Externo (OKLAHOMA STATE UNIVERSITY)

*“carrego admiração  
pelas plantas que crescem  
atravessando muros  
para deixarem, além do concreto,  
a leveza de vierem flor.”*

Amélia Machado

## **AGRADECIMENTOS**

Fazer um mestrado, independente da época ou do ano é algo desafiador. Porém, fazer o mestrado sendo surpreendida por uma pandemia no meio do percurso foi uma prova de resiliência. O normal de um trabalho acadêmico é ele se remodelar constantemente ao longo do percurso, mas a pandemia fez com que fosse preciso adaptar a nossa maneira de trabalhar. Todas as mudanças que ocorreram no mundo e na nossa forma de viver, tornaram ainda mais necessários os laços de amizade e de consideração de várias pessoas, que se fizeram presentes, mesmo que distantes.

Primeiramente, agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde, pela atenção, dedicação, esforço e interesse em ensinar e transmitir conhecimento. Obrigada pela confiança, amizade e paciência comigo durante todo esse período. Agradeço por todas as oportunidades e aprendizados.

Em seguida agradeço ao Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão por aceitar estar junto comigo em mais um trabalho. Agradeço por todos os ensinamentos novos e antigos. Obrigada pela sua dedicação e apoio desde a graduação.

Agradeço a todos os professores, técnicos e funcionários das equipes do Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas – LPH e do Instituto Laboratório de Análises de Minerais e Rochas – LAMIR que foram essenciais neste trabalho de alguma forma, sejam por conversas e trocas de ideias ou na preparação de amostras e análises.

Agradeço a família que criei em Curitiba, que tornaram os meus dias aqui mais calorosos, me oferecendo um aconchego, e por quem tenho um grande carinho, Mai, Nani, Caro, Tati, Guido, Fernanda, Iana, Keiji e Daniel. Obrigada por todas as conversas e momentos compartilhados.

Agradeço a minha família, pela torcida e apoio incontestável, ainda que sem entender muito bem sobre o trabalho. Obrigada por serem meu porto seguro sempre. Obrigada mãe, por estar sempre ao meu lado e me ajudar a crescer. Agradeço aos meus irmãos pelo amparo e pelas trocas de experiências. Obrigada aos meus amigos antigos e sempre presentes, ainda que distantes.

Por fim agradeço às instituições que viabilizaram a realização deste trabalho são elas: o Programa de Pós Graduação de Geologia da Universidade Federal do Paraná, o Projeto Diagenesis e a Shell, pela bolsa que me foi concedida e todos os recursos proporcionados.

## RESUMO

O termo carste é utilizado para denominar terrenos em que a ação mecânica e química da água cria uma rede complexa de rios subterrâneos e paisagens únicas em sua superfície. Os terrenos cársticos ocupam aproximadamente 15,2% da superfície não congelada do nosso planeta e são responsáveis por 9,2 % do abastecimento de água potável da população mundial. A ação da dissolução química no aquífero cárstico, faz com que sua permeabilidade varie nas áreas do aquífero, gerando mudanças no regime de fluxo e na hidrologia da região à medida que o processo de carstificação evolui. Este comportamento dinâmico do reservatório ao longo do tempo geológico, dificulta a compreensão do fluxo de água subterrânea neste tipo de terreno. Esta heterogeneidade faz com que a permeabilidade nestes aquíferos seja difícil de quantificar e interpretar, fazendo com que alguns autores a utilizem o modelo de porosidade tripla para estudá-los. Esta variação de porosidade no sistema faz com que os parâmetros hidráulicos variem de acordo com a conexão entre as feições existentes no aquífero. Sendo assim, esta pesquisa teve como objetivo estimar os valores de parâmetros hidráulicos do Aquífero Cárstico Neoproterozóico situado no estado do Paraná, utilizando-se métodos de alta resolução e equações empíricas, e em seguida, relacionando as zonas de fluxo no poço ao arcabouço estrutural da região. Para isso foram feitas análises para caracterização da matriz do aquífero e das fraturas e condutos existentes no poço tubular presente na área de estudo. Os estudos da matriz foram feitos a partir de análises de microtomografia computadorizada em amostras de calha do poço e descrição de microfraturas presentes em lâmina delgada. Para caracterização das fraturas e condutos utilizou-se filmagem e perfilagem geofísica de imageamento acústico de alta resolução. Em seguida as transmissividades e permeabilidades para matriz, fraturas e condutos foram estimadas a partir de equações empíricas e dados físicos de cada feição. A relação entre o fluxo no aquífero e a geologia estrutural predominante na região, foi obtida com o levantamento multiescala de lineamentos e as fraturas mapeadas no poço. Com os resultados obtidos neste trabalho, foi possível identificar a presença do efeito de escala, demonstrado pelo aumento dos parâmetros hidráulicos calculados em até 11 ordens de grandeza comparando-se as estimativas para pequena escala e escala de poço. Além disso notou-se a influência dos condutos no fluxo de água subterrânea na região, responsáveis por 94% da produtividade total do poço. Pode-se concluir que o fluxo no aquífero está diretamente relacionado a presença dos lineamentos com direções N40-70E, N40-60W e N20W-N20E associados ao antifórme presente na área, as intrusões de diques de diabásio e a transcorrência cenozoica, respectivamente. Estas estruturas estão relacionadas a tectônica regional e foram identificadas localmente no poço e em superfície na área de estudo. As fraturas associadas ao dique ocorrem majoritariamente nas zonas de fluxo com presença de condutos enquanto as fraturas ligadas a antifórme ocorrem principalmente nas zonas de fluxo sem presença de feições cársticas. As estruturas relacionadas as transcorrências ocorrem em toda a extensão do poço e estão presentes em todas as zonas de fluxo. Além disso trabalho demonstrou a possibilidade do uso de métodos de alta resolução para estudos de permeabilidade e de efeito de escala em aquíferos cársticos.

Palavras-chave: Aquífero cárstico, investigação em alta resolução, efeito de escala

## **ABSTRACT**

The term karst is used to denote terrain where the mechanical and chemical action of water creates a complex network of underground rivers and unique landscapes. Karstic lands cover approximately 15.2% of the non-frozen surface on the planet and account for 9.2% of the drinking water supply for the world's population. Chemical dissolution action in the karst aquifer forces its permeability to vary in the aquifers' areas, creating changes in the flow regime and hydrology of the region as the karstification process evolves. This dynamic behavior of the reservoir over geological time makes it difficult to understand groundwater flow in this type of terrain. This heterogeneity makes the permeability in these aquifers difficult to quantify and interpret, making some authors to use the triple porosity model to describe those systems. This heterogeneity in the porosity along the aquifers makes that the hydraulic parameters varies according to the connection between the existing features in the aquifer. Thus, this research aimed to estimate the values of hydraulic parameters of the karstic aquifer of Paraná state, through high-resolution methods and empirical equations. The matrix studies were made from computerized microtomography analyses in cutting samples of the well and description of microfractures present in thin section. The fractures and channels characterization were based on drilling reports and borehole imaging using well filming and high-resolution acoustic imaging geophysical logging. The transmissivities and permeabilities for matrix, fractures, and channels were estimated from empirical equations and physical data for each feature. The relationship between the flow zones in the aquifer and the structural framework of the region was obtained with the multiscale lineament mapping and the fractures found in the well. With the results obtained in this work, it was possible to identify the presence of a scale effect, demonstrated by the increase in the hydraulic parameters calculated by up to 11 orders of magnitude from small- to well scale. Also, it was noted the influence of channels on groundwater flow in the area, responsible for 94% of the total well productivity. Finally, it can be concluded that the flow in the aquifer is directly related to the presence of the N40-70E, N40-60W, and N20W-N20E lineaments associated with the antiform existing in the area, the diabase dike intrusions, and the Cenozoic transcurrence, respectively. These structures are related to regional tectonics and were identified locally in the well and on surface at the study area. The fractures associated to the dike mainly appear in the flow zones with the presence of channels while the antiform fractures occurs mostly in flow zones without the presence of only fractures. Transcurrence-related structures are present in all flow zones. The study also demonstrated the possibility of using high resolution methods for permeability and scale effect studies in karst aquifers.

Keywords: Karst aquifer, high resolution studies, scale effect

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Mapa com a localização do aquífero carste e da área de estudo. a) mapa com as unidades aquíferas existentes no estado do Paraná (Brasil, 2015); 1 – Aquífero Litorâneo, 2 – Aquífero Guabirota, 3 – Aquífero Caiuá, 4 – Aquífero Serra Geral, 5 – Aquífero Guarani, 6 – Aquífero Passa Dois, 7 – Aquífero Itararé, 8 - Aquífero Carste, 9 – Aquífero Furnas, 10 – Aquífero Embasamento, 11 – Regiões não aquíferas. b) mapa com a localização do Aquífero Carste, as bacias hidrográficas abrangidas por ele e a localização da área de estudo; 12 – Aquífero Carste (Brasil, 2015). c) Localização da área de estudo e o poço utilizado nas análises; 13 – lagos, 14 – Dolinas. ....	16
Figura 2 Esquema do processo de carstificação em rochas carbonáticas (baseado em Stevanovic, 2015). Equação química resultante do processo de dissolução de CO <sub>2</sub> em água seguido pela ilustração da evolução dos processos de dissolução quando há ou não fraturas presentes na região, resultantes das deformações tectônicas. ....	19
Figura 3 Mapa com a localização das áreas carbonáticas no mundo contínuas e não contínuas, susceptíveis a carstificação, realizadas pelo projeto WOKAN. Goldscheider et al., 2020. ....	19
Figura 4 Paisagens cársticas presentes em alguns terrenos cársticos. As paisagens no carste podem ser divididas em paisagens de superfícies, exocarste, e de subsuperfície, endocarste. As principais que ocorrem no exocarste são as dolinas, poljes, sumidouros e fontes, e no endocarste temos as cavernas e condutos. ....	20
Figura 5 Ilustração esquemática de um aquífero cárstico heterogêneo caracterizado pela presença de recarga alogênica e autogênica (Baseado em Goldscheider et al., 2007). Também pode-se observar paisagens típicas de terrenos cársticos como cavernas, condutos e uma surgência. ....	22
Figura 6 Esquema para ilustrar a tripla permeabilidade no carste. Nos terrenos cársticos a influência das diferentes estruturas presentes no terreno faz com que alguns pesquisadores considerem a presença de três tipos de permeabilidade, estando a permeabilidade primária associada aos vazios existentes na matriz da rocha, em poros e microfraturas, a permeabilidade dupla relacionada a presença de fraturas interligadas em rede no sistema e a tripla ligada a presença de cavernas e condutos existentes devido ao alargamento de fraturas pelo processo de dissolução da rocha. ....	23

Figura 7 Resultado obtido com a perfilagem de imageamento acústico e a filmagem do poço. a) Dados obtidos com o imageamento acústico, que permite a identificação de fraturas e suas respectivas atitudes. b) Visão lateral de um conduto proporcionada pelo resultado da filmagem do poço.....	25
Figura 8 Contexto Geotectônico do Cinturão Ribeira Sul. Adaptado de Basei et al., 1992; Siga Jr, 1995; Harara, 2005; Cury, 2009; Leandro, 2016; da Rocha Santos, 2017. ....	28
Figura 9 Mapa de detalhe do terreno Curitiba e as principais zonas de cisalhamento adjacentes e pertencentes ao terreno. Modificado de Faleiros, 2008; Basei et al., 2009; Siga Jr et al., 2009; Passarelli et al., 2018; Guimarães 2019.....	29
Figura 10 Localização da área abrangida pela Formação Capiru e as principais zonas de cisalhamento. Modificado de Harum et al., 2000; Faleiros, 2008; Basei et al., 2009; Siga Jr et al., 2009; Passarelli et al., 2018; Guimarães 2019.....	30
Figura 11 Mapa com a localização regional do aquífero carste paranaense e da região do decreto. A região do decreto abrange a região norte da região metropolitana de Curitiba (modificado de Brasil, 2015). ....	32
Figura 12 Esquema ilustrando a compartimentação do Aquífero Cárstico do Paraná (adaptado de Bonacim, 1996; Lisboa, 1997). As lentes de filito e quartzito junto com as intrusões de diques de diabásio formam barreiras hidráulicas criando células aquíferas hidráulicamente independentes e representam os altos topográficos na região. As áreas cársticas ocupam os baixos topográficos, podendo haver presença de dolinas, sumidouros e fontes.....	33
Figura 13 Mapa com a divisão de produtividade observada no aquífero cárstico do Paraná. A produtividade baseou-se na classificação de Diniz et al.(2014), de acordo com os valores de capacidade específica dos poços observada. Produtividade alta (classe 2) possui capacidade específica entre 2 – 4 m <sup>3</sup> /h/m e vazão entre 50 - 100 m <sup>3</sup> /h; produtividade baixa (classe 4) possui capacidade específica entre 0,4 – 1 m <sup>3</sup> /h <sup>3</sup> m e vazão entre 10 – 25 m <sup>3</sup> /h; e produtividade muito baixa (classe 5) possui capacidade específica entre 0,04 – 0,4 m <sup>3</sup> /h/m e vazão entre 1 – 10 m <sup>3</sup> /h (modificado de Brasil, 2015).....	34
Figura 14 Diagrama de Piper (acima) e gráfico com o número de poços e a classificação de suas amostras de água. As águas do aquífero carste do Paraná são classificadas em maioria como bicarbonatadas cálcicas seguidas de bicarbonatadas cálcio-magnesianas (Fonte: Brasil, 2015). ....	35

Figura 15 Mapa com as áreas de vulnerabilidade aplicadas para o aquífero carste do estado do Paraná. Regionalmente a maior parte do aquífero é considerada como de extrema vulnerabilidade em decorrência do baixo tempo de trânsito das águas do aquífero e da alta velocidade de fluxo da água subterrânea (modificado Brasil,2015). .....	36
Figura 16 Fluxograma com os métodos utilizados para esta pesquisa e os dados obtidos com eles. Pode-se dividir este trabalho em quatro fases, em uma primeira etapa foram feitas a descrição dos testemunhos de sondagem e a análise do boletim de perfuração do poço; em seguida foram realizadas as análises com microtomografia computadorizada, lâmina delgada e a perfilagem e filmagem do poço; a seguir estimou-se os parâmetros hidráulicos com equações empíricas e por fim comparou-se as estruturas presentes no poço com as direções de estruturas presentes no arcabouço estrutural da região obtido a partir do levantamento multiescala dos lineamentos. ....	38
Figura 17 Mapa com a localização do poço e do ponto de coleta da amostra macroscópica em que foi realizada laminação para análise em microscopia ótica. ...	39
Figura 18 Modelo de micro-CT utilizado para a análise das amostras, conectado a 4 “clusters”. O equipamento está localizado no Instituto Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR), dentro da UFPR.....	41
Figura 19 a) Testemunhos dos dezesseis intervalos de amostras de calha do poço. b) Em destaque duas amostras selecionadas e seus respectivos tamanhos; c) amostra posicionada pronta para ser analisada com microtomógrafo. ....	42
Figura 20 Reconstrução de duas das amostras após analisadas em microtomografia computadorizada. Imagens em escala de cinza são a reconstrução das amostras em 3D, os cubos representam uma porção das amostras em 3D após a separação em fase sólida (rocha) e vazios (poros). a) A reconstrução deixa nítida a presença de uma microfratura existente na amostra; b) Não foram identificadas microfraturas na amostra, sendo claro apenas a não conectividade entre os poros identificados.....	43
Figura 21 a) Equipamento Laval Underground Surveys utilizado para filmagem de poço; b) Exemplo de imagens obtidas de um conduto presente ao final de um poço em um aquífero cárstico. ....	45
Figura 22 Ilustração de intersecção de fratura no poço com uso de sonda ATV. a) demonstração do plano de fratura interceptado no poço, que em 2D é representado como uma senoide, a partir da qual é possível identificar seu mergulho ( $\theta$ ) e sua	

direção; b) trecho de mesma fratura convertido como imagem orientada (adaptado de Paillet, 1994). .....	46
Figura 23 Arranjo utilizado para execução da perfilagem utilizando a sonda ATV....	46
Figura 24 Perfis de caliper mecânico e acústico e imagens de tempo de trânsito e amplitude de ondas refletidas obtidas com uso de sonda ATV (adaptado de Williams e Johnson, 2004).....	48

Figure 1 Well location used for the work (modified Guimarães, 2019 and references therein; Harum et al, 2000; Passarelli et al., 2018). The area occurs in the city of Campo Magro and comprises rocks of the Capiru Formation and diabase dikes intrusions. The well is less than 100 m away from one of the dikes. The main tectono-structures are comprised of the Lancinha fault (LSZ), thrust faults, fold axes, and antiform near the study area. Hydrologically the well is close to two surface drainages and two dolines. ....

Figure 2 Flowchart illustrating the workflow of this study. The study is divided into four stages: 1) descriptions of the cutting samples were made together with the analysis of the well drilling report. 2) the analyzes were performed in computerized microtomography, optical microscopy and geophysical profiling and filming of the well. 3) the hydraulic parameters were calculated using empirical equations. 4) the fractures mapped in the well were compared with the structures present in the structural framework of the region, obtained by tracing multiscale lineaments. ....

Figure 3 Cutting samples selected for the micro-CT analysis (left), total, open and closed porosity values (top table - bold numbers correspond to the highest values for the three porosity types), 3D models of the samples (center) and micro-fractures observed on thin section (below). The low porosity values are explained by low connected pores, no continuity of the micro-fractures, and filling of the micro-fractures by quartz and clay minerals.....

Figure 4 Data obtained with the geophysical logging of the well using the HRAT probe. The fractures are homogeneously distributed in the well, mostly with high dip angles and thin openings. ....

Figure 5 Diagrams before and after orientation correction by Terzaghi's (1965) approach in the well. A predominant concentration of poles in the NE, NW, N-S directions is observed.....

Figure 6 Permeability scale effect observed based on small-scale (black line) and well-scale (red line). An increase in the small- to well-scale transmissivities and permeabilities values of up to 11 orders of magnitude is observed with the increase of four orders of magnitude in pore opening/diameter values. ....71

Figure 7 Mapping of the lineaments based on the elevation model (a), at scale 1:100,000 (b), 1:50,000 (c), and 1:20,000 (d). The rose diagrams showed the calculated azimuths and the frequency of the lineaments. The petals were grouped every 10°, and the external frequency limit is 15%. ....72

Figure 8 Structural framework obtained by analyzing the lineaments at different scales in the region (a), and frequency charts of the directions of lineaments and fractures mapped in the well (b). The predominance of fractures related to the main directions of the fold axis, the dike intrusions, and the transcurrent fault that occur in the region can be seen. ....73

Figure 9 Absolute frequency of fractures on the well, and absolute frequency of fractures related to the diabase dike intrusions, axial axis of the antiform and transcurrent fault direction intervals. It is noted the presence of structures related to the fold axis mainly after 40 m depth and the lack of structures related to the dike in the interval between 40 m and 65 m. In the flow zones with the presence of karst features, structures related to the dike and the transcurrent fault occur, while in the other flow zones the presence of structures related to the axial fold plane and the transcurrent fault is observed. ....74

Figure 10 Diagram model of the study area. Flow data from the well and flow zones based on drilling reports. Micro-fractures (in the matrix) with apertures of 0.004 m, fractures (in the well) with openings up to 3.0 mm, and a karst feature with 50 mm diameter were found. The permeability and transmissivity values vary from 4 to 11 orders of magnitude with the increasing of the scale in the study. The same variation is observed when analyzing fractures and karstic features separately, considering the aperture, permeability, transmissivity, and flow rate values. The rock matrix contributed poorly to the flow, with low permeability values and microfractures filled with clay minerals and quartz. ....79

## LISTA DE EQUAÇÃO

Equação 1 – Cálculo de permeabilidade de Konzeny e Carman.....	48
Equação 2 – Cálculo da esfericidade da partícula.....	48
Equação 3 – Simplificação da equação de cálculo de permeabilidade de Konzeny e Carman.....	48
Equação 4 – Lei Cúbica: cálculo de permeabilidade para fraturas e condutos.....	49
Equação 5 – Cálculo da Transmissividade em fraturas.....	49
Equação 6 – Cálculo da Transmissividade em condutos assumindo-se fluxo laminar.....	49
Equação 7 - Cálculo da Transmissividade em condutos assumindo-se fluxo turbulento.....	49
Equation 1 – Permeability calculation from Konzeny e Carman.....	58
Equation 2 – Particle Sfericity calculation.....	58
Equation 3 – Simplification of Konzeny and Carman's permeability calculation equation.....	58
Equation 4 – Tranmissivity calculation for fractures and micro-fractures.....	59
Equation 5 – Cubic Law: permeability calculation for fractures and conducts.....	60
Equation 6 – Transmissivity calculation in chanel for laminar flow.....	61
Equation 7 – Transmissivity calculation in chanel for turbulent flow.....	61

## LISTA DE TABELAS

Table 1: Permeability and transmissivity estimated for small- and well-scale in the aquifer, from pore diameters/fractures and fissure openings, and the methods used to study each scale.....	78
--	----

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1 OBJETIVOS .....	16
1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....	16
<b>2 ESTADO DA ARTE</b> .....	<b>18</b>
2.1 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE TERRENOS CÁRSTICOS .....	18
2.2 USO DE PERFILAGEM GEOFÍSICA EM HIDROGEOLOGIA .....	24
2.3 APLICAÇÃO DE ANÁLISES EM MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA PARA HIDROGEOLOGIA .....	26
2.4 AQUÍFERO CÁRSTICO NEOPROTEROZÓICO DO PARANÁ .....	27
2.4.1 Geologia do Aquífero Cárstico Neoproterozóico do Paraná .....	27
2.4.2 Hidrogeologia do Aquífero Cárstico do Paraná .....	31
<b>3 MATERIAL E METODOS</b> .....	<b>37</b>
3.1 BANCO DE DADOS .....	38
3.2 CARACTERIZAÇÃO DA MATRIZ .....	39
3.3 CARACTERIZAÇÃO DO POÇO .....	43
3.3.1 Filmagem do poço .....	44
3.3.2 Perfilagem Geofísica .....	45
3.4 ESTIMATIVA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS .....	49
3.4.1 Permeabilidade na matriz .....	49
3.4.2 Permeabilidade em fraturas e condutos .....	49
3.4.3 Transmissividade de microfraturas e fraturas .....	50
3.4.4 Transmissividade nos condutos .....	50
3.5 ARCABOUÇO ESTRUTURAL .....	50
<b>4 RESULTADOS</b> .....	<b>51</b>
4.1 PERMEABILITY SCALE EFFECT ANALYZED IN HIGH RESOLUTION IN BRAZILIAN NEOPROTEROZOIC KARST AQUIFER .....	52
<b>6. ACKNOWLEDGMENTS</b> .....	<b>80</b>
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>81</b>
<b>6 REFERÊNCIAS</b> .....	<b>82</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O termo carste é utilizado para descrever uma paisagem específica, conhecida pela presença de cavernas e um extenso sistema de água subterrânea, gerado pela dissolução de rochas como calcário, dolomitos e mármore (Ford e Williams, 2007). As regiões cársticas são descritas como sendo os ambientes hidrogeológicos mais distintos no nosso planeta, com relação direta a processos da atmosfera, hidrosfera e biosfera (Bakalowicz, 2005) e representam aproximadamente 15.2% das porções de terra não congelada (Goldscheider et al., 2020). Sua evolução leva a ocorrência de vazios na rocha, organizados hierarquicamente e interligados em forma de rede (Ford e Williams, 2007).

Para compreender melhor o funcionamento neste tipo de terreno muitos pesquisadores consideram os aquíferos cársticos como sendo de porosidade tripla, relacionando a porosidade primária a matriz da rocha, a porosidade secundária as fraturas e a porosidade terciária a presença de condutos e cavidades, resultado do alargamento das fraturas através da dissolução da rocha (Worthington, 1995; Quinlan 1996). Isso faz com que os terrenos cársticos estejam em constante evolução ao longo do tempo geológico (Mangin, 1975), fato que dificulta o cálculo de seus parâmetros hidráulicos como porosidade, condutividade hidráulica e transmissividade. Porém, a alta demanda pelo consumo de água subterrânea no país e no mundo, aliada a vulnerabilidade deste tipo de reservatório, torna essencial o conhecimento aprofundado de seu regime de fluxo. Para isso muitos trabalhos buscam quantificar a permeabilidade e a sua variação no aquífero, através de estudos do efeito de escala e da modelagem hidrogeológica (Kyralli, 1975; Halihan 1999; Halihan 2000; Worthington et al., 2000; Quinn et al., 2006; Galvão et al., 2015).

Aliado ao conhecimento dos dados hidráulicos do aquífero, a presença do fluxo de águas subterrâneas nas fraturas e condutos existentes no terreno torna possível a associação da produtividade de poços à condicionantes litoestruturais e à tectônica específica de cada região. Com isso é possível replicar as análises presentes em estudos como Fernandes e Rudolph (2001), Fernandes et al. (2011, 2016), Athayde (2013) e Pires et al. (2021) em que relaciona-se a produtividade hídrica de poços presentes em aquíferos fraturados a tectônica cenozoica e outros condicionantes tectônicos existentes no sul e sudeste do Brasil, a partir da análises multiescala de lineamentos e dados dos poço presentes em cada região.

Sendo assim, a motivação deste trabalho vem da necessidade da compreensão do funcionamento do regime de fluxo em aquíferos cársticos, levando em consideração a crescente demanda por água proveniente deste tipo de terreno, atualmente responsável por 9.2% da água potável consumida mundialmente (Stevanovic, 2019), e a sua importância na indústria do petróleo. O entendimento da permeabilidade no poço, somado a relação com o arcabouço estrutural da região irão auxiliar na exploração de forma mais sustentável do reservatório e no estudo para locação de futuros poços.

Para isso foi escolhido-se um poço, situado na cidade de Campo Magro, região metropolitana de Curitiba, presente no aquífero cárstico Neoproterozóico do estado do Paraná, para realizar análises de alta resolução utilizando perfilagem geofísica de imageamento acústico (Figura 1-a,b). A perfilagem geofísica de imageamento acústico é capaz de identificar a presença e o comportamento de fraturas e condutos no poço, e aliada a análises de microtomografia computadorizada e equações empíricas foi utilizada para a estimativa de parâmetros hidráulicos do aquífero na região. Além disso, os resultados da perfilagem em conjunto com o levantamento de lineamentos multiescala na região permitem a associação entre a tectono-estrutural da área e o fluxo de água subterrânea no poço.

O aquífero cárstico do Paraná ocorre na associação de mármores e lentes de quartzitos e filitos presentes na região metropolitana de Curitiba, abrangendo áreas da Bacia Hidrográfica do Rio Ribeira e do alto do Rio Iguaçu (Fiori, 1991; Brasil, 2015). O aquífero abrange uma área total de 5740 km<sup>2</sup>, com 28 poços em operação no ano de 2015, e vazão entre 0.06 m<sup>3</sup>h<sup>-1</sup> até 240 m<sup>3</sup>h<sup>-1</sup> (Brasil, 2015). O poço selecionado ocorre na área da antiga DEPEN, próxima a prefeitura de Campo Magro e a rodovia PR-090, dentro do bairro Dabor, com profundidade de 69 metros (Figura 1-c).

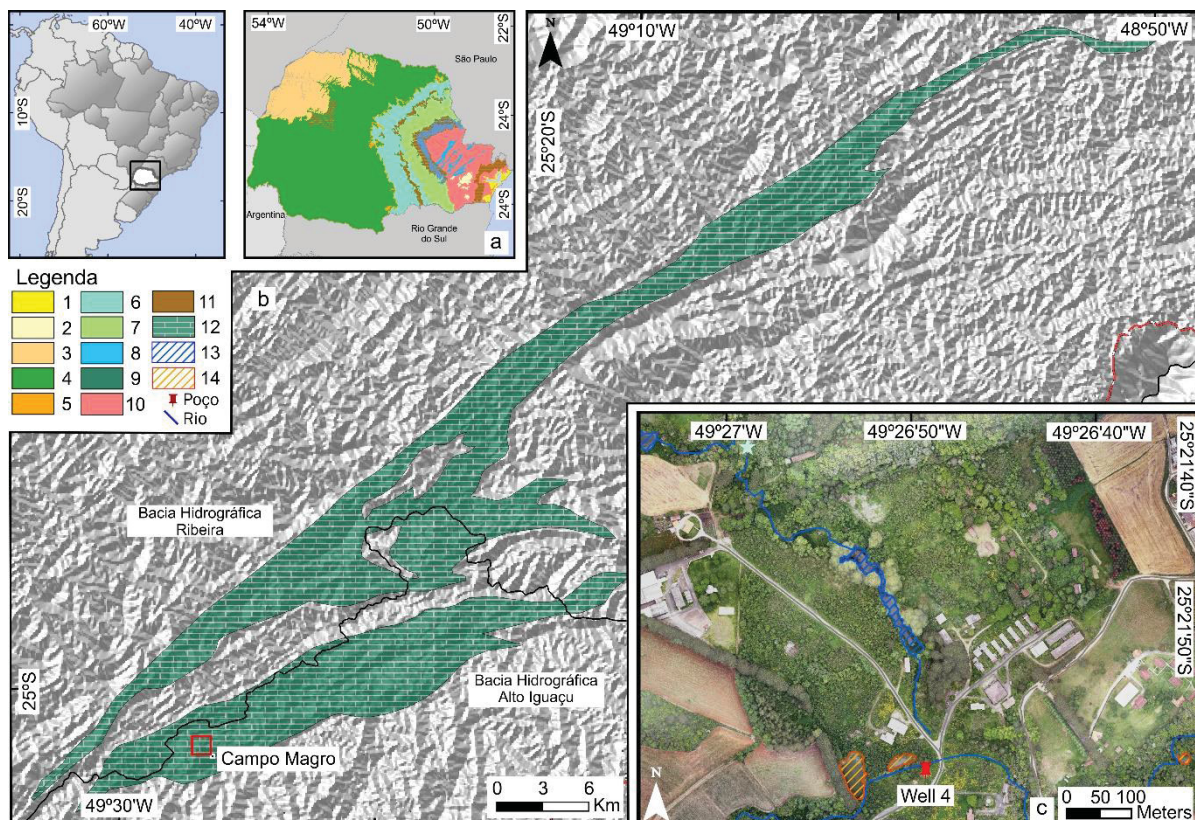


Figura 1 Mapa com a localização do aquífero carste e da área de estudo. a) mapa com as unidades aquíferas existentes no estado do Paraná (Brasil, 2015); 1 – Aquífero Litorâneo, 2 – Aquífero Guabirotuba, 3 – Aquífero Caiuá, 4 – Aquífero Serra Geral, 5 – Aquífero Guarani, 6 – Aquífero Passa Dois, 7 – Aquífero Itararé, 8 -Aquífero Carste, 9 – Aquífero Furnas, 10 – Aquífero Embasamento, 11 – Regiões não aquíferas. b) mapa com a localização do Aquífero Carste, as bacias hidrográficas abrangidas por ele e a localização da área de estudo; 12 – Aquífero Carste (Brasil, 2015). c) Localização da área de estudo e o poço utilizado nas análises; 13 – lagos, 14 – Dolinas.

## 1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi aplicar métodos de investigação em alta resolução na caracterização das discontinuidades existentes em um poço tubular, visando estimar a permeabilidade da matriz das fraturas e condutos.

Tendo este objetivo como base, os objetivos específicos para este trabalho foram a avaliação da presença do efeito de escala na área de estudo, a partir de estudos em pequena escala e escala de poço e a relação entre as fraturas presentes nas zonas de fluxo do poço com estruturas identificadas no arcabouço estrutural da região.

## 1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

De acordo com as Normas Complementares 01/14 (<https://www.posgeol.ufpr.br>), do Programa de Pós Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR), esta dissertação foi estruturada segundo o

modelo de artigo científico, composta por cinco capítulos: Introdução, Estado da Arte, Material e Métodos, Resultados, Referências e Considerações finais.

Na Introdução é feita a contextualização da pesquisa, apresentando as considerações iniciais e a localização da área de estudo, junto com objetivos, justificativas e perguntas que motivaram esse estudo.

No Estado da Arte são apresentados os principais embasamento teóricos para melhor entendimento do tema abordado na pesquisa.

Em Material e Métodos são apresentados os equipamentos, programas e demais fontes de aquisição dos dados utilizados neste trabalho.

Os Resultados foram compilados em um artigo intitulado "Permeability scale effect analyzed in high resolution in Brazilian Neoproterozoic karst aquifer", que aborda o efeito de escala, demonstrado a partir das estimativas de permeabilidade feitas na região utilizando-se análises em microtomografia computadorizada e perfilagem geofísica, e a relação entre o fluxo observado no aquífero e os condicionantes geológicos presentes na área de estudo.

Em Considerações Finais são apontadas as principais conclusões alcançadas e análises futuras para dar continuidade a este trabalho, como a execução de testes de bombeamento para comprovação dos valores de permeabilidade e transmissividade obtidos e uso da sonda Heat-pulse flowmeter para melhor localização das zonas de fluxo no poço.

As Referências utilizadas para escrita do artigo e desta dissertação encontram-se ao final deste trabalho.

## 2 ESTADO DA ARTE

Para um melhor entendimento dos assuntos abordados neste trabalho, alguns conceitos se fazem necessários. Este capítulo busca abordar as referências bibliográficas mais relevantes que são chaves para compressão dos resultados obtidos nesta pesquisa.

### 2.1 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE TERRENOS CÁRSTICOS

O terreno cárstico é conhecido por possuir formas de paisagens e hidrologia distintas, formadas a partir da ação química e mecânica da água, criando um relevo característico e uma rede de fluxo de água subterrânea bem desenvolvida. Historicamente, os estudos no carste tiveram origem em 852 aeC, quando filósofos do reinado de Assírios deram sua primeira contribuição científica sobre a região do vale do rio Tigre. Porém, foi apenas nos séculos 18 e 19 que se introduziu a hipótese da dissolução de rochas por ácido carbônico como formadoras destes terrenos, através de experimentos realizados por Hutton (1795) e por Rose (1837). Então em 1893 o cientista sérvio Jovan Cvijic, através de sua dissertação de doutorado, "Das Karstphänomen" introduziu a ideia atual de geomorfologia no carste, através do estudo de paisagens em diversas escalas, e os conceitos sobre estruturas de relevo como os poljes. Cvijic também foi pioneiro no estudo sobre a hidrogeologia cárstica e sua relação com as formas na superfície, ainda que não utilizasse o termo hidrogeologia na época (Ford e Williams, 2007).

Atualmente sabe-se que a carstificação está relacionada a dissolução química da rocha que por sua vez está associada a concentração de gás carbônico dissolvido em água e presente na atmosfera, conforme equação química presente na Figura 2. Sendo assim o clima pode ser considerado na maioria das vezes um impulsionador dos processos cársticos (Smith e Atkinson, 1976; Bakalowickz, 1992). No entanto para que ocorra o processo de dissolução da rocha faz-se necessário a existência do fluxo de água através de poros e fraturas pré-existentes, gerando vazios na rocha que, progressivamente, se organizam em formato de rede, conectados de forma hierárquica (Figura 2) (Bakalowicz, 2005). Como consequência, pode-se dizer que o sistema cárstico é dinâmico ao longo do tempo geológico e que sua evolução resulta em redes de fraturas e condutos de difícil previsão (White, 2003; Goldscheider e Drew, 2007).

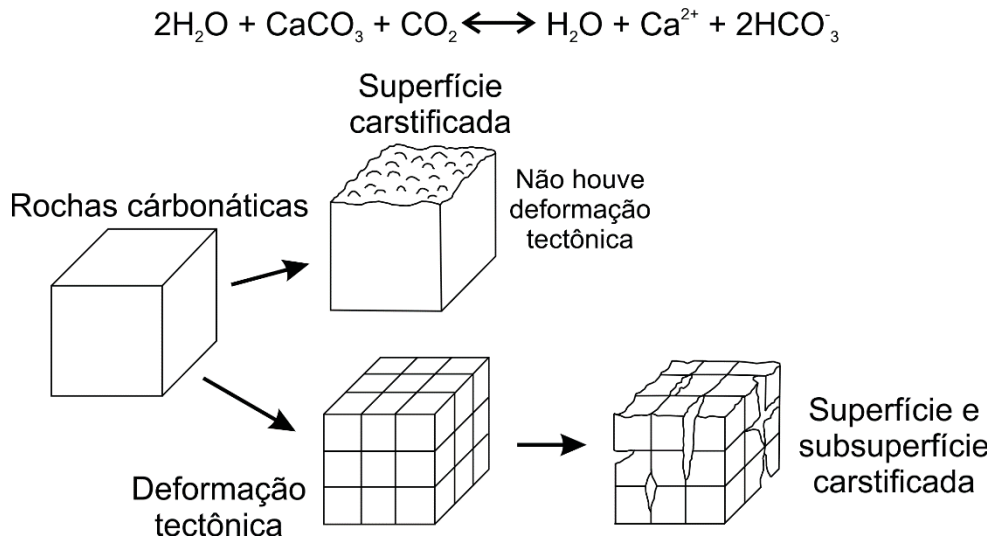


Figura 2 Esquema do processo de carstificação em rochas carbonáticas (baseado em Stevanovic, 2015). Equação química resultante do processo de dissolução de  $\text{CO}_2$  em água seguido pela ilustração da evolução dos processos de dissolução quando há ou não fraturas presentes na região, resultantes das deformações tectônicas.

Estima-se que aproximadamente 15,2% das terras não congeladas do nosso planeta são representadas por terrenos de possível carstificação (Goldscheider et al, 2020) (Figura 3) e que pelo menos 9,2% da população mundial depende exclusivamente da água destes tipos de terrenos para abastecimento local (Stevanovic, 2019). No Brasil estima-se que aproximadamente 3,7% de sua área seja recoberta por rochas cársticas, principalmente na região central do país (Goldscheider et al, 2020).

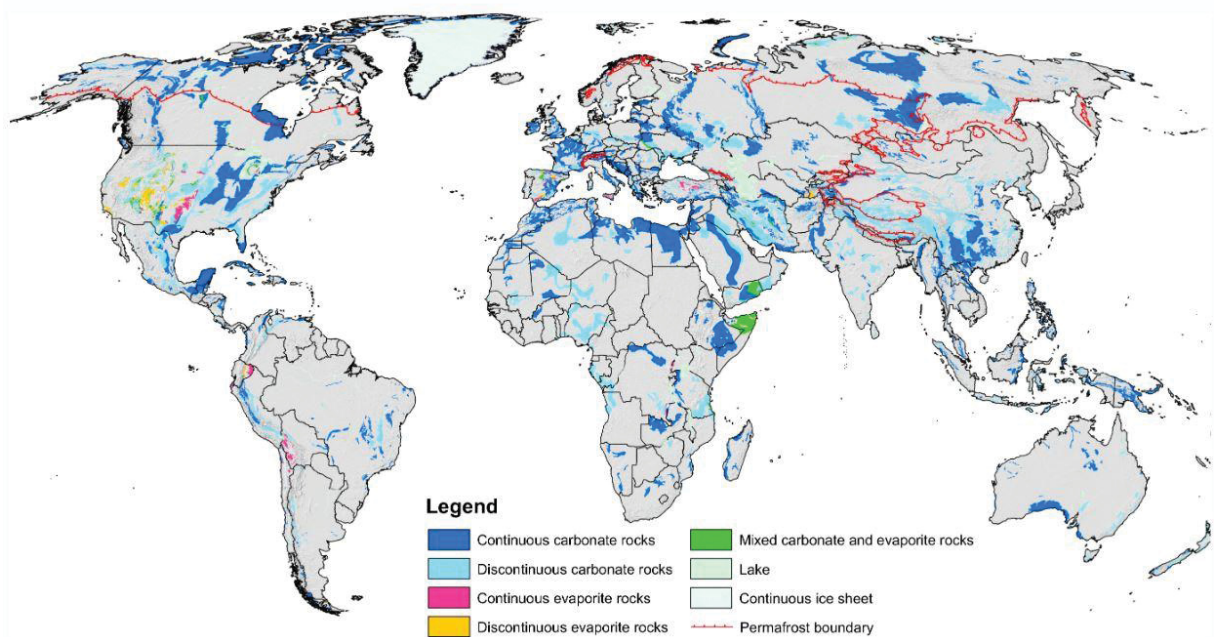


Figura 3 Mapa com a localização das áreas carbonáticas no mundo contínuas e não contínuas, susceptíveis a carstificação, realizadas pelo projeto WOKAN. Goldscheider et al., 2020.

A evolução da carstificação faz com que estes terrenos desenvolvam uma geomorfologia característica, gerando formas de relevo específicas. Estas paisagens são divididas em exocarste, paisagens que ocorrem em superfície, e endocarste, paisagens características de subsuperfície (White e Culver, 2012) (Figura 4) e estão relacionadas diretamente aos processos hidrológicos mecânicos e químicos, a litologia da rocha, aos volumes de recarga e descarga do sistema, e as variações de temperatura de cada região (Ford e Williams, 2007).

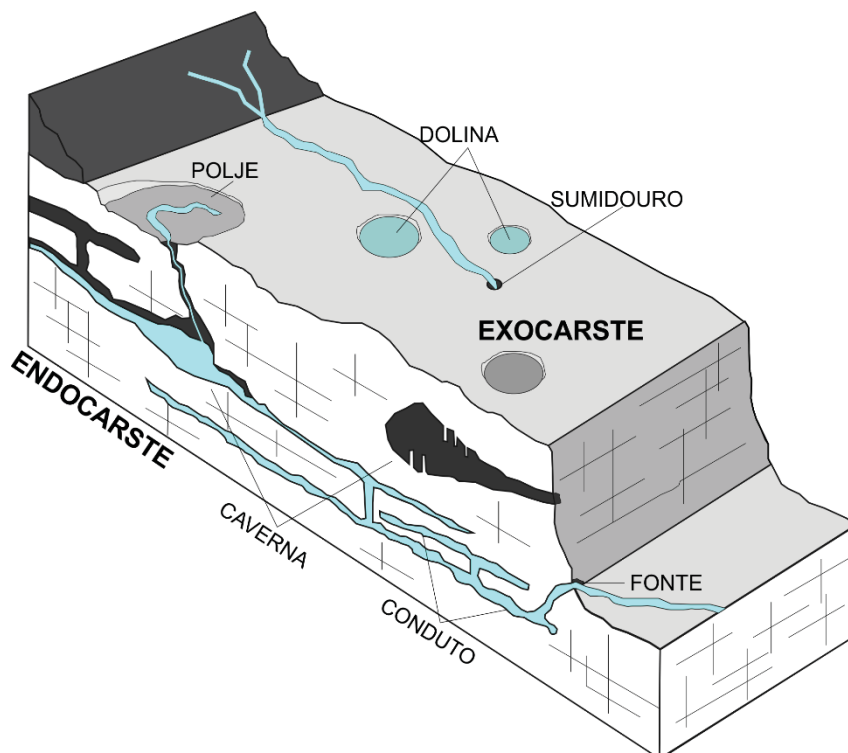


Figura 4 Paisagens cársticas presentes em alguns terrenos cársticos. As paisagens no carste podem ser divididas em paisagens de superfícies, exocarste, e de subsuperfície, endocarste. As principais que ocorrem no exocarste são as dolinas, poljes, sumidouros e fontes, e no endocarste temos as cavernas e condutos.

Estão presentes no exocarste as dolinas, poljes e fontes (Figura 4). As dolinas são depressões geradas pela subsidência do solo ou rocha devido a presença de vazios próximos a área. Possuem diferentes profundidades, com tamanhos variados e forma elíptica ou circular, com eixo maior representando, na maioria das vezes, a direção da falha associada a sua geração, e são muitas vezes áreas de recarga do aquífero (White, 1988; Milanovic, 2005; Fleury, 2009). Os poljes são enormes depressões fechadas, de chão plano e paredes íngremes adjacentes, com rede de drenagens própria e presença de fontes e sumidouros, podendo desenvolver fluxos subterrâneos distintos aos do sistema cárstico que fazem parte (Milanovic, 2005;

White e Culver, 2012; Stevanovic, 2015). Por fim, as fontes ou surgências, são paisagens de endo e exocarste, e representam o ponto em que a água do aquífero emerge da rede de drenagens subterrânea (Figura 5). Sua formação tem relação direta a dissolução das rochas e a conexão entre fraturas e condutos (Fleury, 2009).

No endocarste encontram-se as cavernas (Figura 4), aberturas naturais de terra, grandes o suficiente para que seja possível a entrada de uma pessoa, e que podem ser classificadas como ativas (com presença de fluxo de água) ou inativas (secas). Ainda no endocarste, outra estrutura característica são os canais, com diâmetros maiores que 10 mm, largura mínima necessária para que ocorra fluxo turbulento, porém, menores que cavernas, conhecidos como condutos (Figura 5). Ambos, cavernas e condutos, quando possuem fluxo de água subterrânea constante são importantes estruturas no desenvolvimento em profundidade do sistema cárstico (Ritter et al., 1995; Milanovic, 2005).

Por fim, para compreender o funcionamento completo dos terrenos cársticos, faz-se necessário um entendimento de suas características hidrogeológicas, como recarga e descarga, permeabilidade, condutividade hidráulica, transmissividade e o fluxo de água subterrânea. A recarga no sistema cárstico pode ser dividida em autogênica, quando ocorre na região em que afloram as rochas cársticas, ou alogênica, quando ocorre nas regiões do entorno do aquífero estando ambas as recargas presentes no sistema na maioria das vezes. A descarga, por sua vez, irá ocorrer através de fontes e surgências, representando o final de um sistema de rede de rios subterrâneos com velocidade e fluxo dependente de seu gradiente hidráulico (White, 2003; Ford e Williams, 2007; Goldscheider e Drew, 2007; Stevanovic, 2015)(Figura 5).

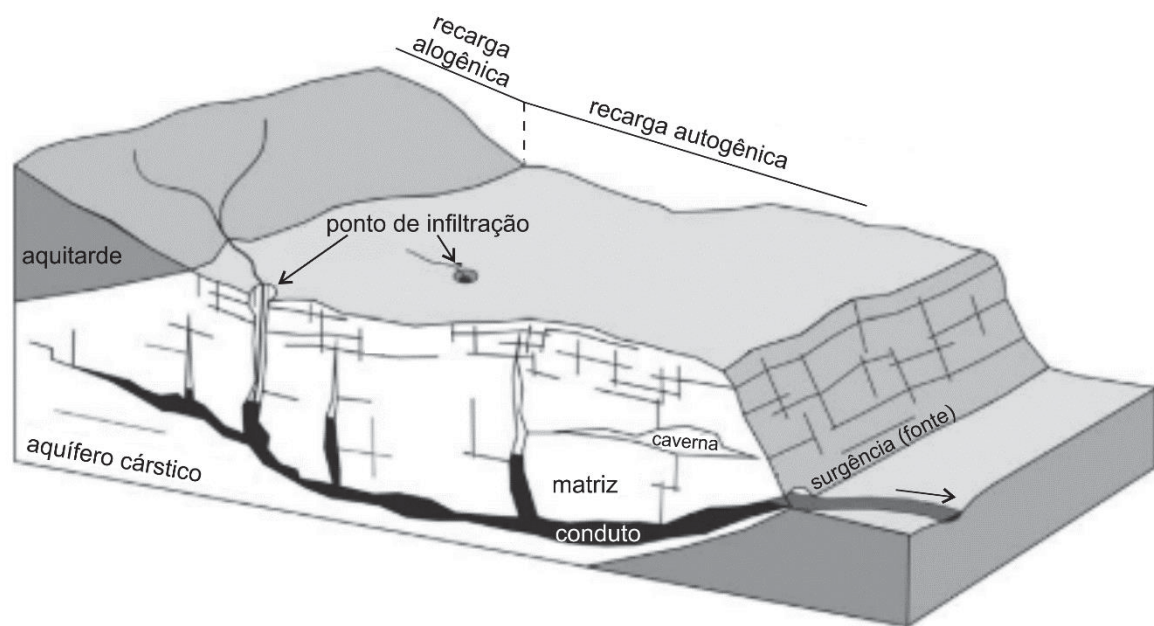


Figura 5 Ilustração esquemática de um aquífero cárstico heterogêneo caracterizado pela presença de recarga alogênica e autogênica (Baseado em Goldscheider et al., 2007). Também pode-se observar paisagens típicas de terrenos cársticos como cavernas, condutos e uma surgência.

A permeabilidade no carste é descrita por muitos pesquisadores através do modelo de “tripla porosidade”, de forma que a porosidade primária é associada a matriz da rocha, a secundária as fraturas existentes no aquífero, e a tripla representada pelos condutos gerados a partir do alargamento de fraturas pré-existentes (White e Culver, 2012). Este modelo considera os valores de permeabilidade dependentes diretamente da presença de vazios na matriz da rocha e das aberturas de fraturas e condutos. Além disso, a presença de uma matriz muitas vezes com baixa permeabilidade e uma rede não homogênea de fraturas e condutos, gera condutividades hidráulicas e transmissividades heterogêneas dentro de uma mesma região, dependente da densidade de fraturas e condutos existentes e suas respectivas aberturas e da evolução da carstificação no terreno (White 2003, Ford e Williams, 2007; Goldscheider e Drew, 2007; Stevanovic, 2015) (Figura 6).

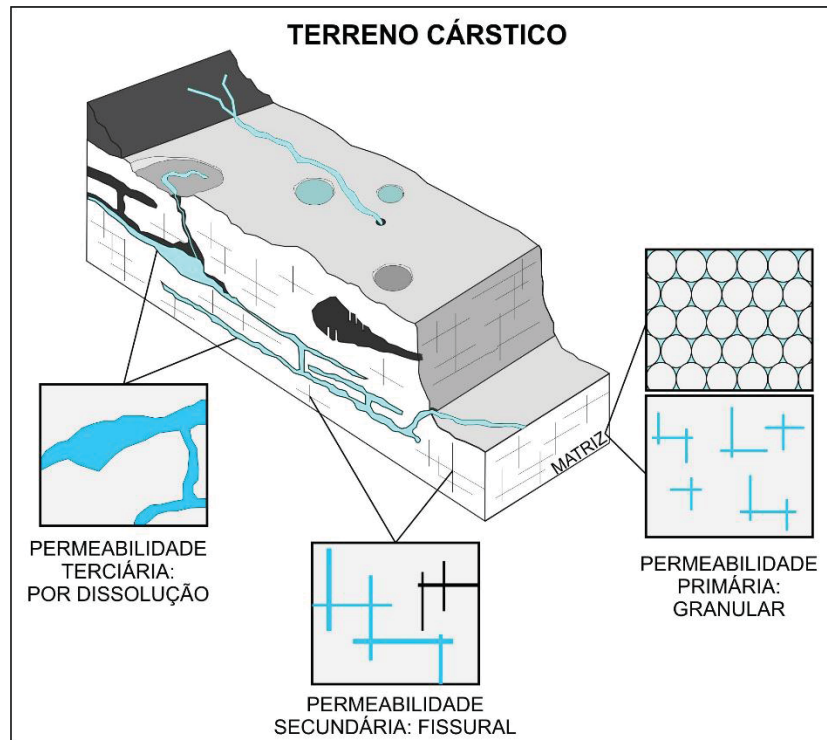


Figura 6 Esquema para ilustrar a tripla permeabilidade no carste. Nos terrenos cársticos a influência das diferentes estruturas presentes no terreno faz com que alguns pesquisadores considerem a presença de três tipos de permeabilidade, estando a permeabilidade primária associada aos vazios existentes na matriz da rocha, em poros e microfaturas, a permeabilidade dupla relacionada a presença de fraturas interligadas em rede no sistema e a tripla ligada a presença de cavernas e condutos existentes devido ao alargamento de fraturas pelo processo de dissolução da rocha.

Esta variação no tamanho de poros da matriz e na abertura de condutos e fraturas faz com que coexistam no sistema cárstico dois tipos de fluxos, fluxo turbulento e laminar. O fluxo laminar estará presente nos poros da matriz e em microfaturas e fraturas pouco espessas, enquanto o fluxo turbulento irá ocorrer principalmente em condutos e fraturas com abertura superior a 10 mm (Stevanovic, 2015; Goldscheider e Drew, 2007).

A heterogeneidade nos parâmetros hidráulicos presentes no aquífero cárstico faz com que a permeabilidade calculada varie de acordo com o método utilizado para o estudo, sendo observado, na maioria das vezes, um aumento em seus valores à medida que aumenta-se a escala de trabalho (Kyralli, 1975; Clauser, 1992; Halihan et al, 2000). Esta variação na permeabilidade é associada a contribuição da matriz, das fraturas e dos condutos no fluxo de água subterrânea do aquífero, estando a matriz relacionada a estudos de laboratório de pequena escala, com valores mais baixos de permeabilidade, as permeabilidades para fraturas associadas a estimativas utilizando-se testes de bombeamento e estudos de escala de poço, e a permeabilidade para

condutos relacionados a escala regional e os valores estimados a partir por modelagem hidrogeológica (Király, 1975).

## 2.2 USO DE PERFILAGEM GEOFÍSICA EM HIDROGEOLOGIA

A grande maioria dos métodos geofísicos de superfície, após algumas adaptações estão hoje disponíveis como sonda para utilização em perfilagem de poços. Os primeiros estudos com objetivos exclusivamente hidrogeológicos tiveram início após serem realizadas algumas adaptações das técnicas que antes vinham sendo utilizadas em estudos voltados para a indústria do petróleo (Keys, 1968). Desde então a perfilagem geofísica vem sendo aplicadas em estudos hidrogeológicos de aquíferos cristalinos fraturados (Paillet e Goldberg 1991; Paillet e Ollila, 1994; Johnson et al., 2002; Johnson e Williams, 2004; Pino 2012, Fiume, 2014; Brito, 2018), e sedimentares (Morin et al., 1988,1997; 2000; Williams e Paillet, 2002; Van Meir et al., 2007; Shalaby et al, 2017; Kennel e Parker, 2019; Mari et al., 2020), empregando sondas de perfilagem convencional (caliper, raios gama, resistividade, potencial espontâneo, temperatura da água) como avançadas (imageamento acústico e óptico, e flowmeter).

No entanto, o uso apenas do conjunto de perfilagens convencionais não permite obter informações claras e específicas acerca da distribuição de fraturas, sendo necessário o uso de sondas mais específicas como o imageamento acústico, óptico e a filmagem de poços, que possibilitam a caracterização das fraturas e identificação de sua distribuição e densidade de forma confiável no poço, além de fornecerem suas atitudes e permitirem a distinção entre fraturas, foliações e acamamento (Figura 7). Para este trabalho optou-se por utilizar em conjunto a perfilagem de imageamento acústico de alta resolução com a filmagem do poço. Ambos os equipamentos utilizados e a forma de obtenção e análise dos dados serão descritos no capítulo de “Materiais e Metodos”.

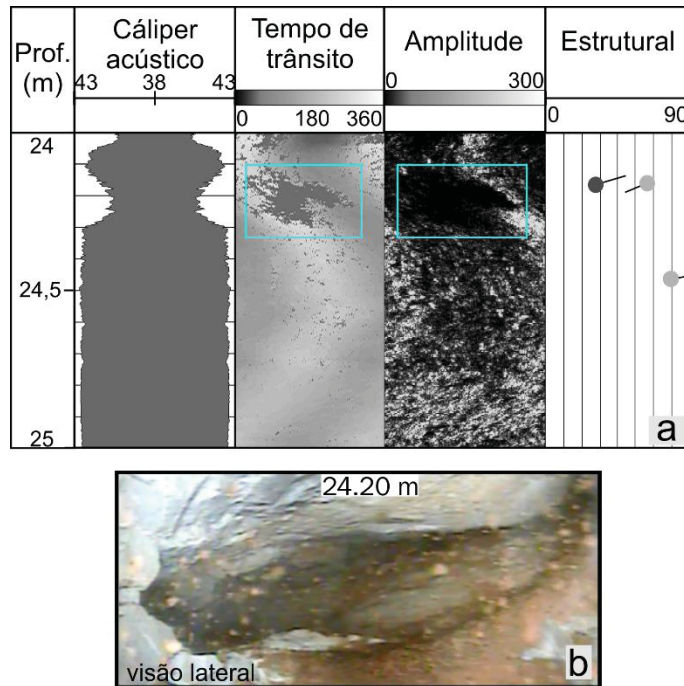


Figura 7 Resultado obtido com a perfilagem de imageamento acústico e a filmagem do poço. a) Dados obtidos com o imageamento acústico, que permite a identificação de fraturas e suas respectivas atitude. b) Visão lateral de um conduto proporcionada pelo resultado da filmagem do poço.

Em conjunto, a utilização de outras sondas de alta resolução como flowmeter e permite ainda a identificação exata de zonas de fluxo que podem vir a ser associadas a fraturas e estruturas presentes no poço (Paillet, 1995). Dessa forma, a interpretação conjunta de resultados obtidos com diferentes métodos de perfilagem pode auxiliar na determinação de feições geológicas e zonas hidraulicamente ativas, ajudando em estudos de regime fluxo em aquíferos e de remediação de contaminantes.

Por fim deve-se ressaltar que o uso de métodos de perfilagem geofísica é na maioria das vezes pouco representativo em área, a depender da quantidade de perfis gerados e do espaçamento entre os poços em que são realizadas as análises, sendo necessário muitas vezes, complementar os estudos de subsuperfície com estudo geológicos e geofísicos de superfície. Os estudos em superfície permitem a observação de informação não adquirida através das perfilagens como comprimento e interação das fraturas de diferentes grupos (Priest, 1993). Este tipo de procedimento auxilia também na correção do viés de orientação que ocorre nos estudos de dados estruturais tanto de superfície quanto de subsuperfície.

O viés de orientação consiste na subamostragem de estruturas com determinadas atitudes, a depender da orientação do afloramento estudado. Por exemplo, sabe-se que em poços de perfuração vertical, são abundantes geralmente

as estruturas com mergulhos de baixo ângulo, entre  $0^\circ - 30^\circ$ . Logo, o viés de orientação resultará em uma estimativa não confiável sobre a frequência relativa das famílias de fraturas mapeadas no poço (Rouleau e Gale, 1985; Terzaghi, 1965). Com isso Terzaghi (1965) inseriu o conceito de “zona cega” no levantamento estrutural, de forma que as fraturas que possuem polos coincidentes com o polo da orientação do afloramento, não poderiam ser observadas no levantamento. Em furos de sondagens verticais esta zona cega coincide com fraturas com alto ângulo de mergulho.

Para diminuir a subamostragem padrão dos levantamentos estruturais, utiliza-se a correção do viés de orientação, que consiste na determinação da zona cega do afloramento seguido pela elaboração do diagrama de densidade relativa, aplicando-se um peso  $N90$  para o número de estruturas, em que  $N90 = N\alpha/\text{sen}(\alpha)$ .  $N\alpha$  neste caso representa o número de estruturas que interceptam a linha do levantamento estrutural com um ângulo alfa. Em poços verticais, a subamostragem ocorre para famílias de fraturas com ângulos de mergulho entre  $70^\circ - 90^\circ$ , com  $\alpha < 20^\circ$  (Rouleau e Gale, 1985; Terzaghi, 1965; Pino et al., 2019). Esta correção foi aplicada neste trabalho e será descrita com maior detalhe no capítulo de “Materiais e Métodos”.

### 2.3 APLICAÇÃO DE ANÁLISES EM MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA PARA HIDROGEOLOGIA

A tomografia computadorizada foi desenvolvida originalmente para objetivos e usos médicos. Ela é um método de imageamento que permite a partir de imagens de Raio-x em diversos ângulos a reconstrução da estrutura interna do objeto analisado (Stock, 2009). A partir do final da década de 80 sua aplicação começou a ser utilizada em estudos de ciência da terra e geologia, com o objetivo de detalhar a petrografia de rochas e minerais. No entanto, o tamanho das amostras utilizadas, fazia com que não fosse possível se atingir um nível satisfatório de detalhe nos dados. Com isso, a partir dos anos 2000, desenvolveu-se a microtomografia computadorizada, utilizada nos estudos de porosidade, permeabilidade e petrografia de diferentes rochas (Geet et al., 2000).

O desenvolvimento da microtomografia computadorizada tornou possível a análise em 3D de amostras de rochas e minerais de forma não destrutiva. O método permite a análise da estrutura interna das rochas e da presença de vazios ou diferentes minerais em todo seu interior e exterior a partir das diferentes respostas do objeto analisado a atenuação de Raios-X. Além disso, o microtomógrafo, diferente da

tomografia convencional, ganhou um foco mais preciso que garante as imagens com maior qualidade e resolução (Geet et al., 2000; Stock, 2009).

Atualmente o método fornece dados numéricos qualitativos e quantitativos da rocha. Seu uso em estudos geológicos está pautado principalmente nos cálculos de porosidade, tamanho e distribuição de poros na rocha, presença, abertura e comportamento de microfaturas e petrologia de detalhe das amostras (Geet et al., 2001; Dong et al., 2009; Zandomeneghi et al., 2010; Lopes et al., 2012; Machado et al., 2014; Ramandi et al., 2016; Lucas et al., 2019). Em rochas carbonáticas o método é empregado na maioria das vezes para avaliar o comportamento da permeabilidade e da distribuição de poros nas amostras (Bauer et al., 2012; Garing et al., 2015; Lin et al., 2016). Neste trabalho o modelo utilizado para as análises foi o Skyscan 1172 e será descrito com maiores detalhes no capítulo de “Materiais e Métodos”

## 2.4 AQUÍFERO CÁRSTICO NEOPROTEROZÓICO DO PARANÁ

A área de estudo abrange uma pequena porção do aquífero cárstico paranaense. Para melhor compreensão desta pesquisa são necessários conhecimentos prévios sobre a geologia e hidrogeologia local que serão apresentados neste capítulo.

### 2.4.1 Geologia do Aquífero Cárstico Neoproterozóico do Paraná

O Aquífero Cárstico Neoproterozóico Paranaense ocorre majoritariamente no contexto geológico regional do Terreno Curitiba, especificamente nas rochas da Formação Capiru. A região está inserida na porção sul do Sistema Orogênico Ribeira, conhecido anteriormente como Cinturão Ribeira e definido por Hasui (1975).

O Sistema Orogênico Ribeira Sul abrange os estados de Santa Catarina e Paraná, englobando quatro terrenos tectonostratigráficos definidos como Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (Figura 8). Estes terrenos são limitados por falhas de cavalgamento ou por zonas de cisalhamento transpressivo dextral geradas pela colisão de terrenos Cratônicos Neoproterozóicos relacionados à amalgamação do Supercontinente Gondwana (Campanha e Sadowski, 1999; Siga Jr, 1995; Heilbron et al., 2008; Cury, 2009; Faleiros et al., 2011).

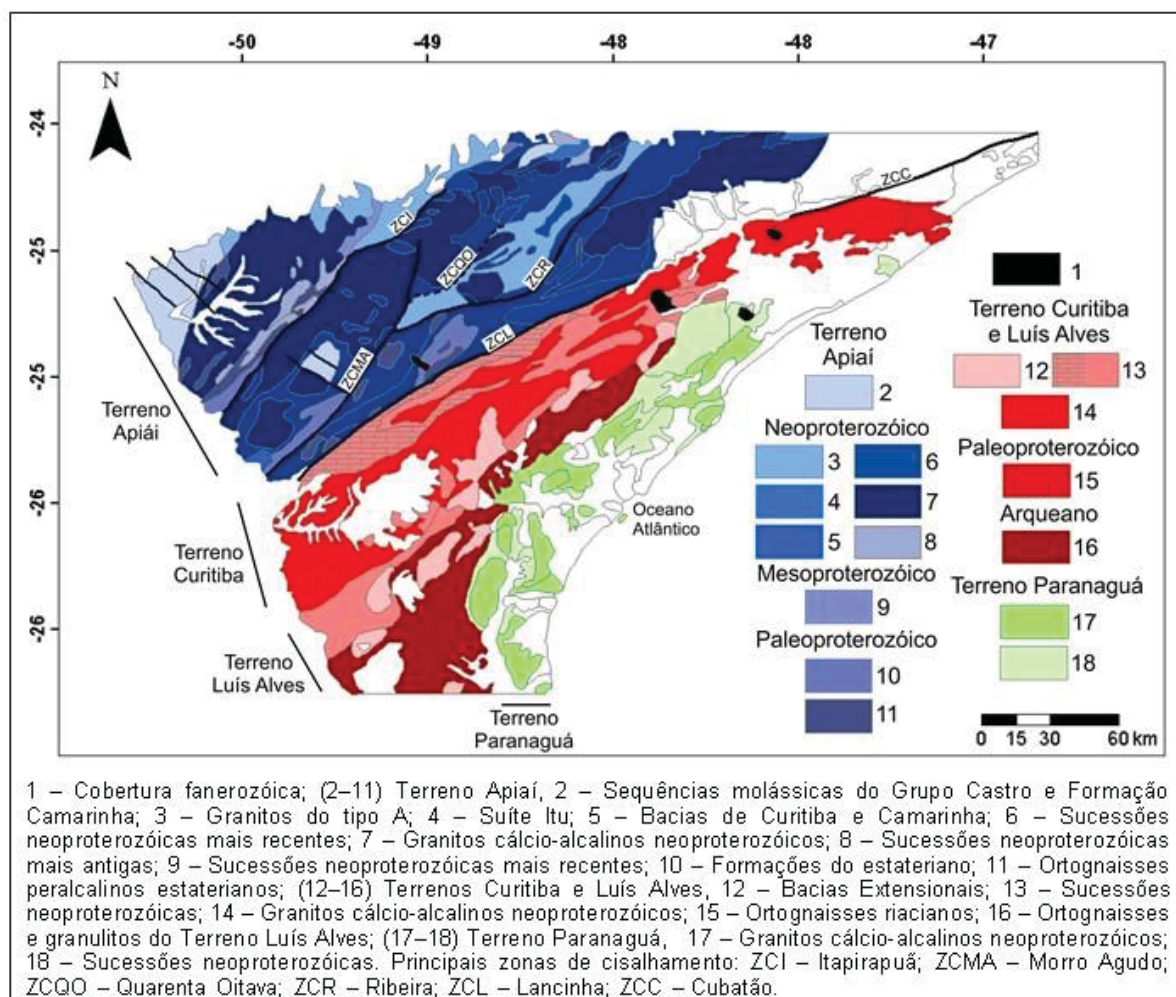


Figura 8 Contexto Geotectônico do Cinturão Ribeira Sul. Adaptado de Basei et al., 1992; Siga Jr, 1995; Harara, 2005; Cury, 2009; Leandro, 2016; da Rocha Santos, 2017.

O Terreno Paranaguá, ocorre na faixa costeira, estendendo-se do litoral do estado de São Paulo até Santa Catarina, delimitado por meio de falhas de baixo ângulo, pelos Terrenos Curitiba e Luís Alves (Cury, 2009). Ele é composto por diferentes suítes graníticas Neoproterozóicas relacionadas a arcos-magmáticos, rochas metassedimentares e complexos gnáissicos paleoproterozóicos (Basei et al., 1992; Siga Jr, 1995; Faleiros, 2008; Cury, 2009).

O Terreno Luís Alves é delimitado pela Zona de Cisalhamento Piên-Mandirituba, e consiste em um embasamento formado por granito-gnaisses migmatíticos arqueanos a paleoproterozóicos, associados ao Ciclo Transamazônico, cobertos por bacias vulcanosedimentares e granitoides peralcalinos neoproterozóicos (Basei et al., 1992; Siga Jr, 1995; Cury, 2009; Passarelli et al., 2018).

O Terreno Apiaí ocorre a norte da Zona de Cisalhamento da Lancinha, nas proximidades do contato com a Bacia do Paraná (Campanha e Sadowski, 1999;

Heilbron et al., 2008). É composto pelos núcleos paleoproterozóicos de granitoides deformados e milonitizados e formações metavulcanosedimentares e metassedimentares de idade mesoproterozóica e neoproterozóicas, intrudidas por batólitos e stocks de magmatismo neoproterozóico ( Fiori, 1991; Prazeres Filho, 2000; Cury et al, 2002; Siga Jr, 2010).

O Terreno Curitiba, é delimitado a norte pela Zona de Cisalhamento da Lancinha e a sul pela Zona de Cisalhamento Piên-Madirituba (Siga Jr, 1995; Faleiros, 2008; Passarelli, 2018). Ele é composto pelos orto-gnaisses migmáticos bandados do complexo Atuba, pelos granitos e gnaiss-migmatíticos do Núcleo Setuva, e pelas rochas metassedimentares supracrustais das Formações Capiru, Setuva e Turvo-Cajati (Campanha, 1991; Basei et al., 1992; Fiori, 1992; Siga Jr, 1995; Yamamoto, 1999; Siga Jr et al., 2007; Faleiros et al., 2011; Passarelli et al., 2018) (Figura 9)

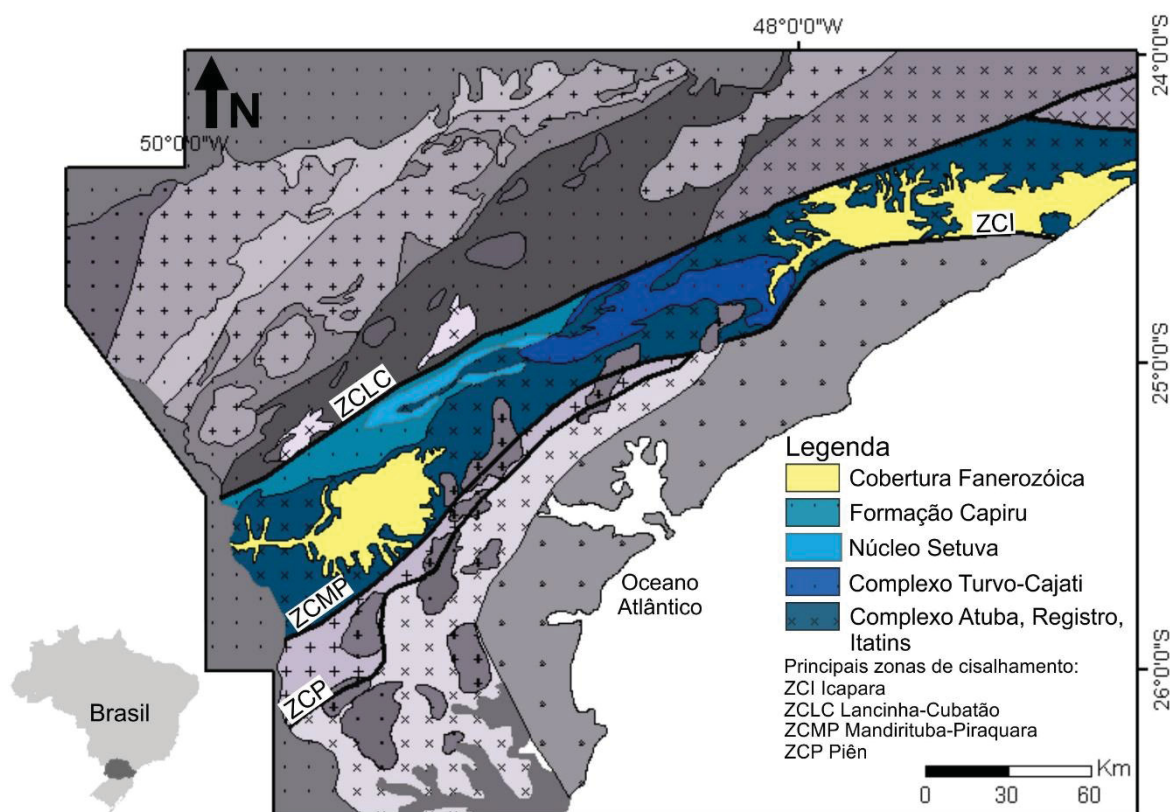


Figura 9 Mapa de detalhe do terreno Curitiba e as principais zonas de cisalhamento adjacentes e pertencentes ao terreno. Modificado de Faleiros, 2008; Basei et al., 2009; Siga Jr et al., 2009; Passarelli et al., 2018; Guimarães 2019.

A Formação Capiru, pertencente ao Grupo Acungui, foi definida por Bigarella e Salamuni (1956) e possui origem marinha, com a existência de estromatólitos, onde a lenta subsidência da bacia junto a estabilidade tectônica da época é responsável

pela formação de espessos sets de carbonatos, intercalados com lentes de filitos e quartzitos associados as mudanças de nível do mar (Fiori e Gaspar, 1993) (Figura 10). Com o fechamento da bacia, atuaram sobre as rochas três eventos tectônicos principais: o Sistema de Cavalgamento Açungui, o Sistema de Dobramentos Apiaí e o Sistema de Transcorrência Lancinha (Fiori, 1992).

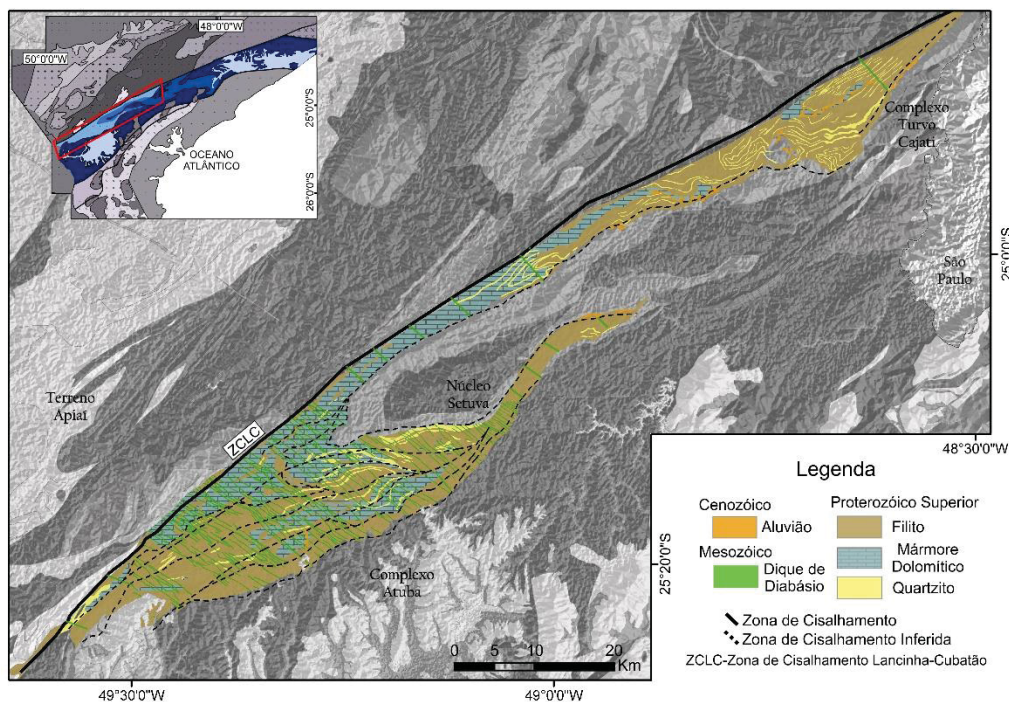


Figura 10 Localização da área abrangida pela Formação Capiru e as principais zonas de cisalhamento. Modificado de Harum et al., 2000; Faleiros, 2008; Basei et al., 2009; Siga Jr et al., 2009; Passarelli et al., 2018; Guimarães 2019.

O Sistema de Cavalgamento Açungui foi o primeiro evento atuante nas rochas, como provável resultado da colisão continente-arco-continente (Fiori e Gaspar, 1993). Caracteriza-se como uma deformação de baixo ângulo, que posicionou lado a lado diferentes unidades litológicas e ocasionou inversões estratigráficas pontuais. Estruturalmente o evento ocasionou planos de foliação bem desenvolvidos e paralelos ao acamamento, dobras duplex de escala micro, meso e macroscópicas e falhas de cavalgamento orientadas. A foliação oriunda deste sistema é predominantemente paralela ao acamamento sedimentar, disposta segundo o plano axial de dobras fechadas e isoclinais com eixo de direção preferencial E-W/30° (Fiori, 1992; Bonacim, 1996).

O Sistema de Dobramentos Apiaí, é caracterizado pelo dobramento generalizado das estruturas pré-existentes na formação Capiru. Os eixos das dobras

são sub-horizontais com direção nordeste-sudoeste com planos axiais subverticalizados de direção preferencial N30-60E (Fiori, 1992).

O terceiro evento é o Sistema de Transcorrência Lancinha, relacionado a uma tectônica de alto ângulo e de caráter transcorrente, associado a um falhamento principal de direção N50-70E. Estão associados a ele falhas sintéticas (N60-85E), antitéticas (N10-20W), dobras escalonadas de eixo N30-40E e fraturas de relaxamento (N10-20E). Contemporâneo ao movimento de transcorrência ocorreram também intrusões graníticas alojados nos eixos de dobras escalonadas (N30-40E) (Soares et al., 1990; Fassbinder, 1990; Fiori, 1992; Fiori e Gaspar, 1993).

Em seguida a região sofreu um novo tectonismo que promoveu a intrusão de um enxame de diques básicos e ocasionou a reativação de falhas pré-cambrianas e a formação de novas estruturas orientadas preferencialmente a direção noroeste, relacionados ao Arco de Ponta Grossa. Os diques, caracterizados principalmente por diabásio, embora também existam diques andesíticos, ocorrem segundo uma direção preferencial NW, estando alguns orientados a NE ou N-S. Apresentam-se com espessura variando de entre 20-80 metros e com frequência de distribuição não homogênea (Bigarella e Salamuni, 1958; Fúlfaro e Suguio, 1967; Raposo, 1995).

#### 2.4.2 Hidrogeologia do Aquífero Cárstico do Paraná

O aquífero carste do Paraná possui uma área regional total de aproximadamente 5570km<sup>2</sup>, dentro do primeiro planalto paranaense (Mantovani et al., 2016). Ele é representado principalmente pela associação de mármore dolomíticos, metacalcários, quartzitos e filitos, (Brasil, 2015). Inserida nesta região têm-se a área abrangida pelo Decreto dos Mananciais nº3411/2008 com um total de 520 km<sup>2</sup> aproximadamente, na qual segundo a legislação, deve haver um controle do uso e ocupação do solo como forma de proteção e garantia de qualidade hídrica, que ocorre predominantemente nas áreas das bacias hidrográficas do rio Ribeira e Iguaçu (Figura 11).

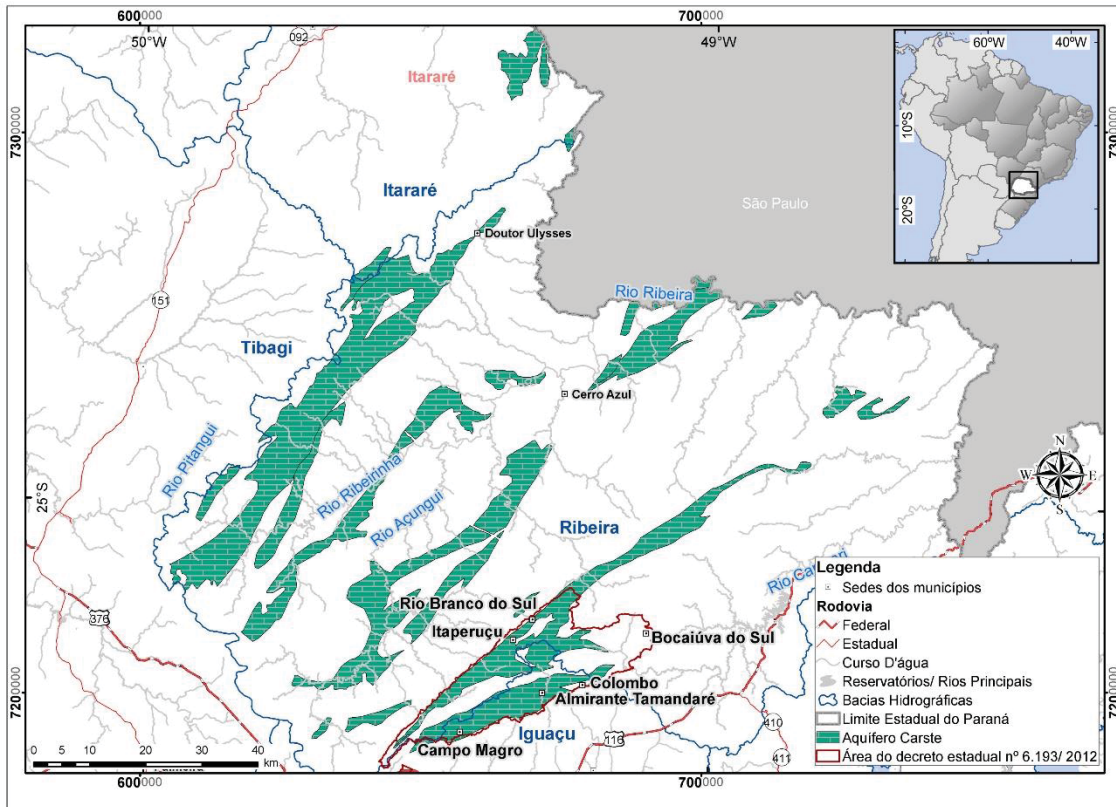


Figura 11 Mapa com a localização regional do aquífero carste paranaense e da região do decreto. A região do decreto abrange a região norte da região metropolitana de Curitiba (modificado de Brasil, 2015).

A geologia predominante no aquífero e a tectônica-estrutural atuante nas rochas de suas formações são responsáveis pela compartimentação do reservatório em células aquíferas hidráulicamente independentes, delimitadas pelas barreiras hidráulicas, ocasionadas pelas lentes de filito, com direção preferencial NE-SW, e pelas intrusões de diques de diabásio, de direção preferencial NW-SE (Bonacim, 1996; Lisboa, 1997; Rosa Filho e Guarda, 2008) (Figura 12). Esta geotectônica gera influência nos padrões gerais de hidrografia presente na região, de forma que os rios principais possuem direções preferenciais NE-SW e NW-SE (Figura 11) (Bonacim, 1996; Bahniuk, 2007).

A geomorfologia da região é marcada por cristas e altos topográficos formados pelos diques e lentes de filitos e quartzitos, orientados segundo as direções estruturais preferenciais, com os baixos topográficos ocupados pelos mármores dolomíticos. Nestas regiões ocupadas por rochas cársticas é possível o reconhecimento de paisagens típicas do carste como dolinas, surgências e sumidouros (Figura 12) (Bigarella e Salamuni, 1956; Bonacim, 1996).

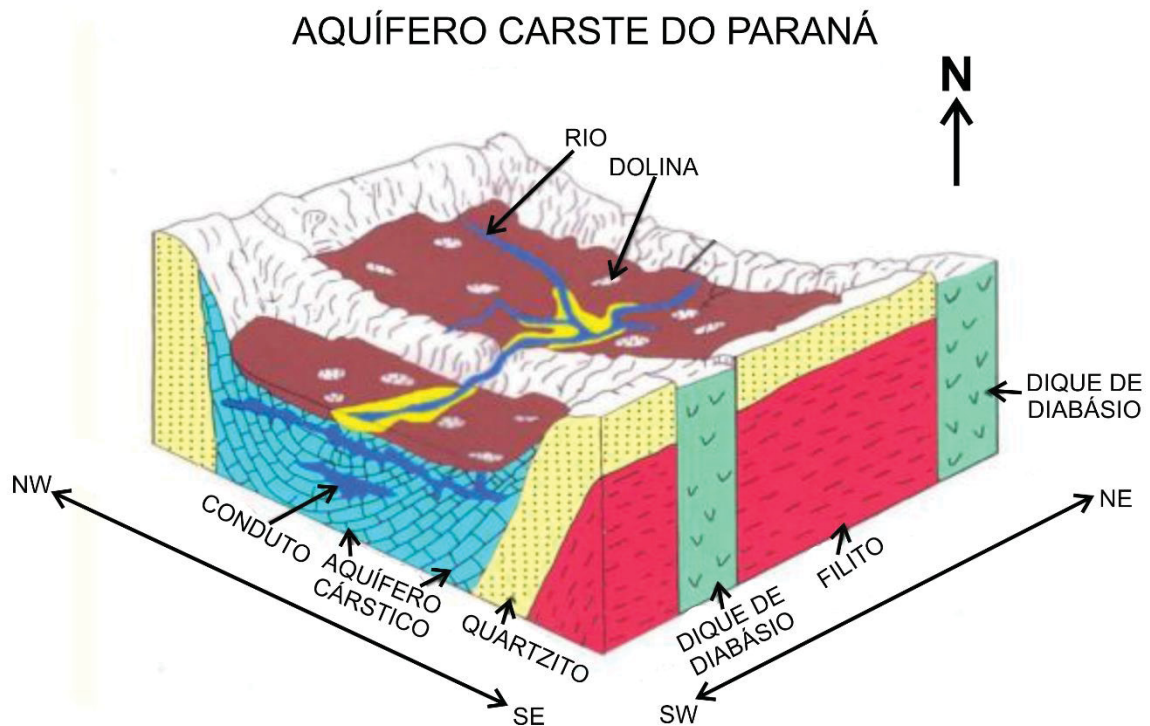


Figura 12 Esquema ilustrando a compartimentação do Aquífero Cárstico do Paraná (adaptado de Bonacim, 1996; Lisboa, 1997). As lentes de filito e quartzito junto com as intrusões de diques de diabásio formam barreiras hidráulicas criando células aquíferas hidráulicamente independentes e representam os altos topográficos na região. As áreas cársticas ocupam os baixos topográficos, podendo haver presença de dolinas, sumidouros e fontes.

O fluxo de água subterrânea na região também sofre influência da tectonoestrutural predominante, com área de recarga na porção noroeste de cada compartimento e direção preferencial de fluxo no sentido NW-SE (Filho et al, 2002). De acordo com o Projeto Karst (Filho et al., 2002), parceria realizada entre a Sudersha, Sanepar, Comec, Joanneum Research e a UFPR, a média pluviométrica nas áreas mais a norte do aquífero, nas cidades de Colombo, Almirante Tamandaré e Fervida, é de 1399 mm. Destes 23 % representam a recarga subterrânea do aquífero (Harum et al., 2000) com um tempo de trânsito variando entre 1 a 90 dias aproximadamente (Soares e Bettu, 2017)

Estão presentes na área total do aquífero 109 poços pertencentes a Sanepar, com profundidades variando entre 18 e 200 metros. O nível estático nos poços varia entre 0,31 m até 37,33 m com vazões variando de 0,06 m<sup>3</sup>/h até 240 m<sup>3</sup>/h. A espacialização dos poços e suas respectivas vazões e suas capacidades específicas permite a classificação das áreas mais e menos produtivas de acordo com Diniz et al. (2014) em três classes distintas: classe 2, com produtividade alta e capacidades específicas entre 2 – 4 m<sup>3</sup>/h/m; classe 4, com produtividade baixa e

capacidades específicas de 0,4 – 1,0 m<sup>3</sup>/h/m; e classe 5 com produtividade muito baixa e capacidade específica variando entre 0,04 m<sup>3</sup>/h/m e 0,4 m<sup>3</sup>/h/m ( Figura 13).

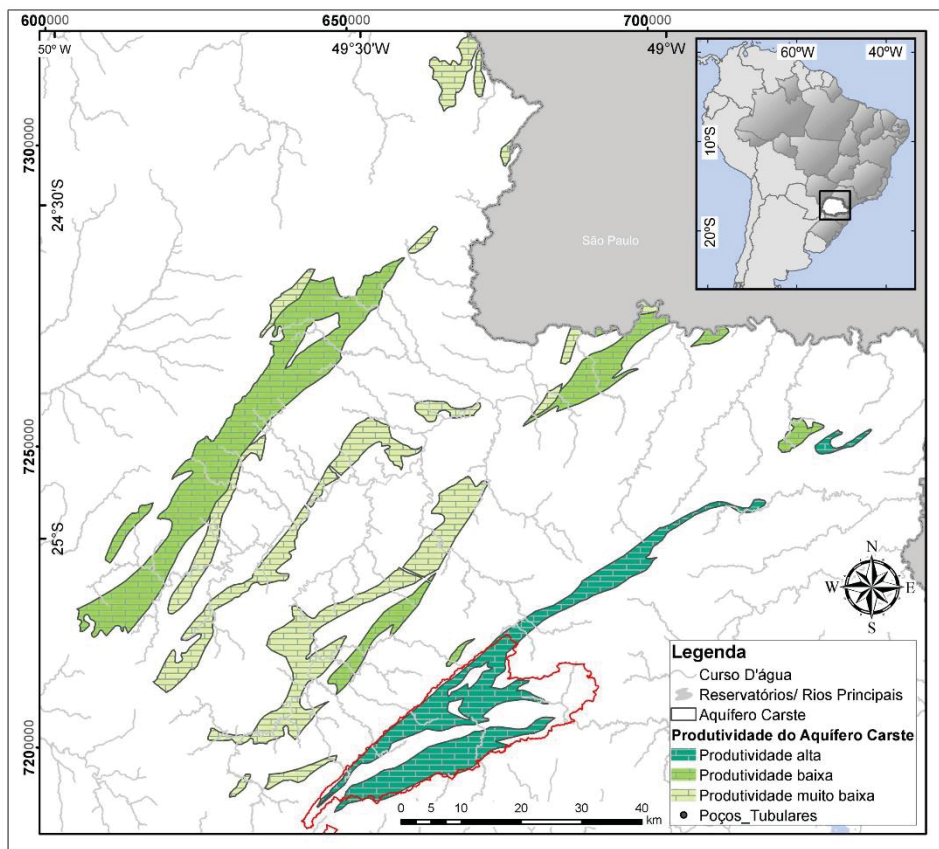


Figura 13 Mapa com a divisão de produtividade observada no aquífero cárstico do paraná. A produtividade baseou-se classificação de Diniz et al.(2014), de acordo com os valores de capacidade específica dos poços observada. Produtividade alta (classe 2) possui capacidade específica entre 2 – 4 m/h/m e vazão entre 50 - 100 m<sup>3</sup>/h; produtividade baixa (classe 4) possui capacidade específica entre 0,4 – 1 m<sup>3</sup>/h/m e vazão entre 10 – 25 m<sup>3</sup>/h; e produtividade muito baixa (classe 5) possui capacidade específica entre 0,04 – 0,4 m<sup>3</sup>/h/m e vazão entre 1 – 10 m<sup>3</sup>/h (modificado de Brasil, 2015).

Hidroquimicamente as águas do aquífero são classificadas como bicarbonatadas cálcicas e bicarbonatadas cálcio-magnesianas (Figura 14)(Brasil, 2015). Entre os cátions principais analisados observa-se um teor médio de cálcio de 42,7 mgL<sup>-1</sup>, de sódio de 2,8 mgL<sup>-1</sup> e de potássio 1,0 mgL<sup>-1</sup>. Entre os ânions observa-se um teor médio de bicarbonato 206,9 mgL<sup>-1</sup>, sulfato 1,3 mgL<sup>-1</sup> e cloreto 2,4 mgL<sup>-1</sup>. A dureza total das águas varia entre 471 mgL<sup>-1</sup> e 58 mgL<sup>-1</sup>, a alcalinidade entre 329,9 mgL<sup>-1</sup> e 56,1 mgL<sup>-1</sup> e o ph médio é de 7,6. As águas do aquífero são em sua maioria próprias para consumo humano, com alguns poços de turbidez elevada tornando necessário tratamento prévio antes da distribuição a população (Brasil, 2015).

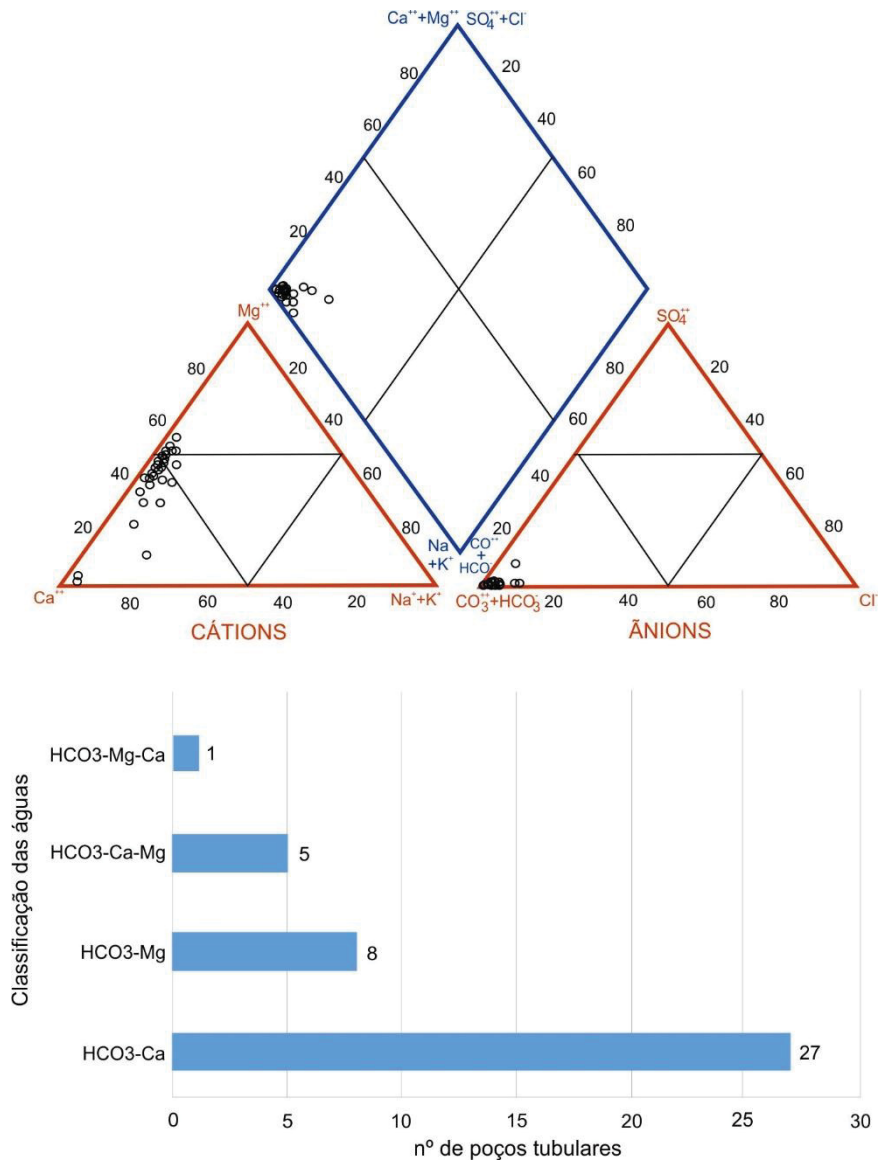


Figura 14 Diagrama de Piper (acima) e gráfico com o número de poços e a classificação de suas amostras de água. As águas do aquífero carste do paraná são classificadas em maioria como bicarbonatadas cálcicas seguidas de bicarbonatadas cálcio-magnesianas (Fonte: Brasil, 2015).

Por fim, o baixo tempo de trânsito do aquífero e o uso e ocupação do solo predominantes na região do aquífero tornam as áreas ocupadas pelo reservatório como de alta vulnerabilidade a contaminantes. Considerando toda sua extensão, temos 82,3% da área total do aquífero classificadas como extremamente vulneráveis, 17,2 com alta vulnerabilidade e apenas 0,5% de vulnerabilidade média. Na região do Decreto observa-se 95,4% da área total como de extrema vulnerabilidade e 4,6% com alta vulnerabilidade. Este fato é corroborado pela alta velocidade do fluxo de água subterrâneo (Figura 15) (Brasil, 2015). Além do risco de contaminação, observa-se na região danos ambientais e físicos ocasionados pelo bombeamento dos poços,

gerando interferências nas descargas naturais do aquífero além do colapso de terrenos e danos em estruturas físicas locais (Hindi et al., 2002).

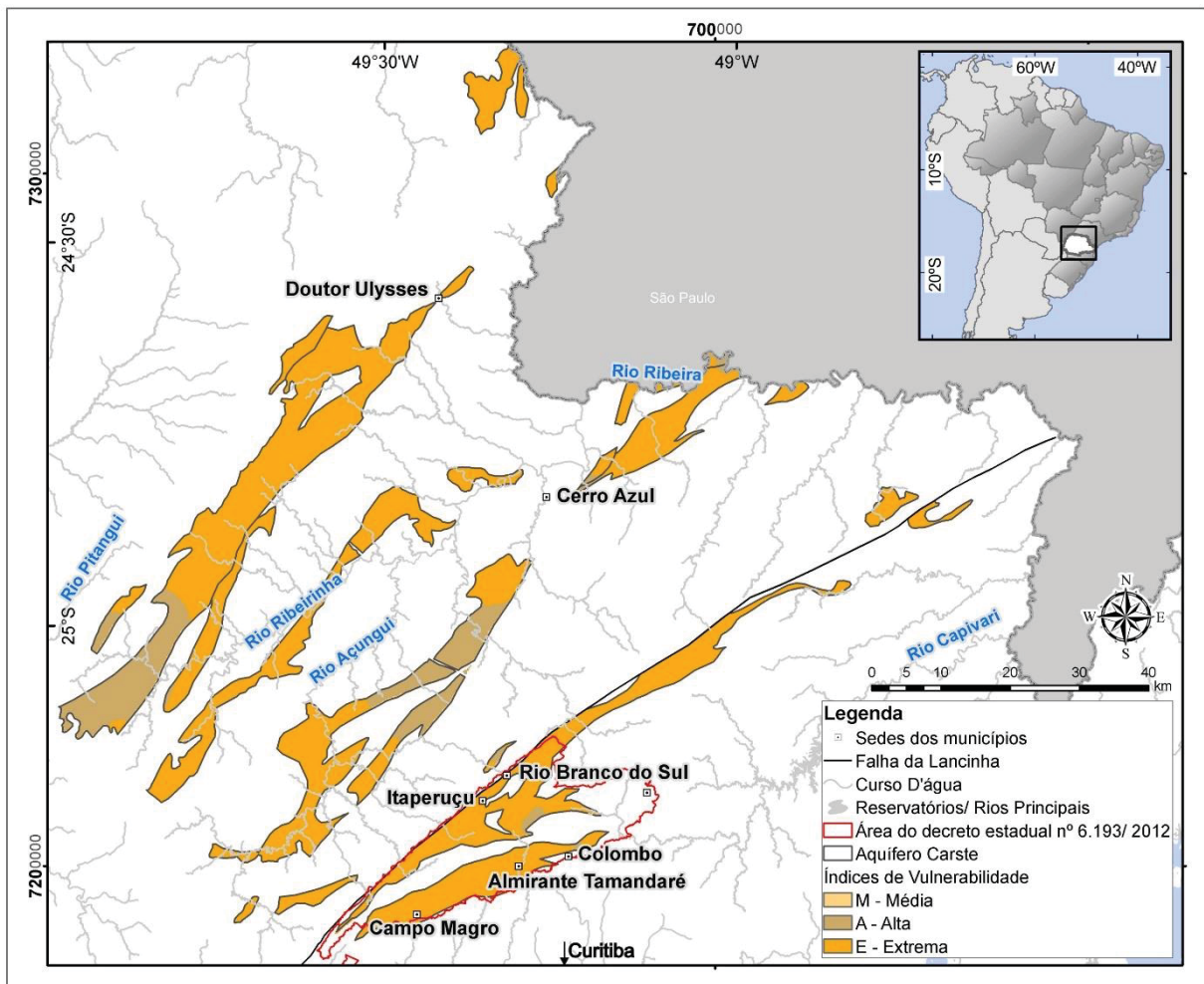


Figura 15 Mapa com as áreas de vulnerabilidade aplicadas para o aquífero carste do estado do Paraná. Regionalmente a maior parte do aquífero é considerada como de extrema vulnerabilidade em decorrência do baixo tempo de trânsito das águas do aquífero e da alta velocidade de fluxo da água subterrânea (modificado Brasil,2015).

### 3 MATERIAL E METODOS

Este trabalho aborda os estudos de detalhe realizados no poço tubular, e como estes resultados foram integrados com a geologia e tectônica, baseando-se em análises de alta resolução do poço, dados dos boletins de perfuração, equações empíricas e levantamento do arcabouço estrutural a partir de análises multiescala de lineamentos.

O estudo iniciou com análises de detalhe da matriz da rocha, realizadas com microtomografia computadorizada (micro-CT) e lâmina delgada, seguido pela caracterização de detalhe do poço a partir de dados presentes no boletim de perfuração, filmagem do poço e perfilagem geofísica de imageamento acústico de alta resolução. A permeabilidade e transmissividade do aquífero para matriz, fraturas e condutos foi então calculada a partir de dados de abertura de poros, fraturas e condutos com uso de equações empíricas. A seguir realizou-se o levantamento do arcabouço estrutural da área de estudo a partir do traçado de lineamentos nas escalas 1:100000, 1:50000, 1:20000 sobrepostos ao modelo digital de elevação da região. Por fim, comparou-se as direções das fraturas presentes no poço com as direções principais presentes no arcabouço estrutural (Figura 16).

Para as análises SIG foram utilizadas ferramentas do programa ArcGIS™ v. 10.6.1. Os produtos em mapa estão referenciados para o Datum SIRGAS 2000, com coordenadas geográficas e UTM/Zona 22s.

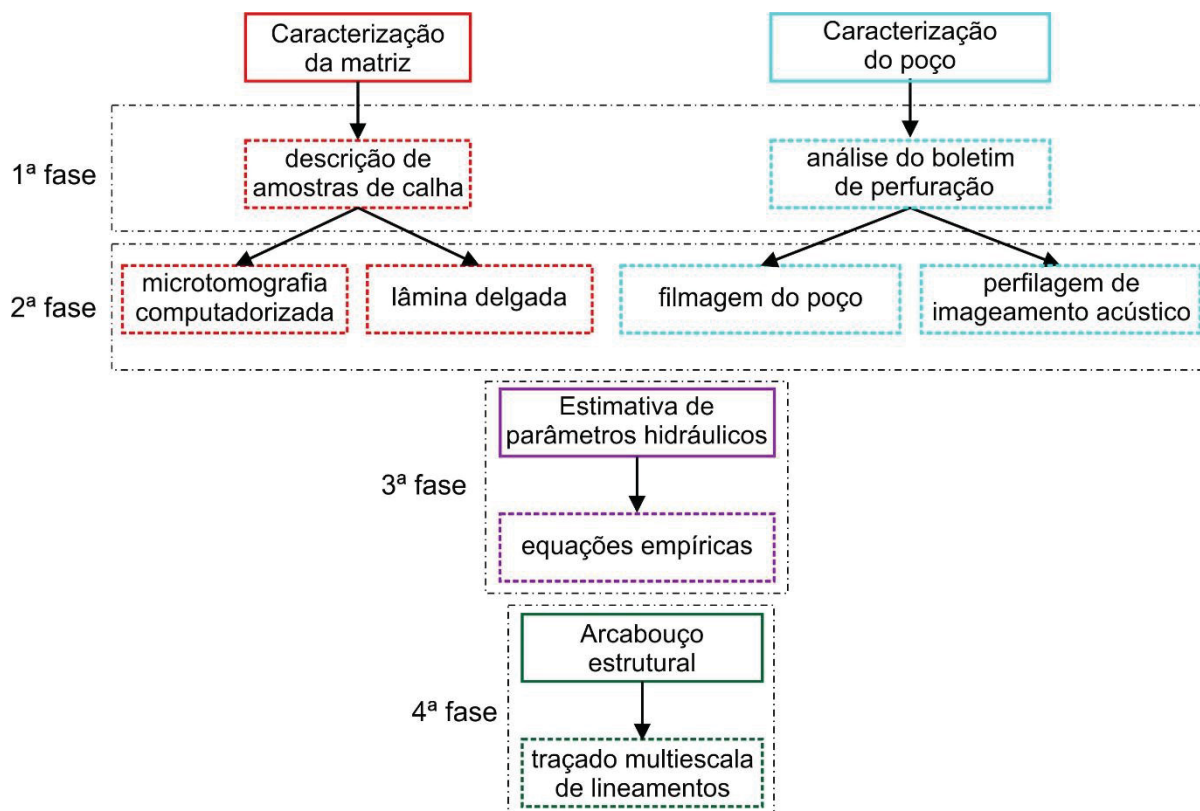


Figura 16 Fluxograma com os métodos utilizados para esta pesquisa e os dados obtidos com eles. Pode-se dividir este trabalho em quatro fases, em uma primeira etapa foram feitas a descrição dos testemunhos de sondagem e a análise do boletim de perfuração do poço; em seguida foram realizadas as análises com microtomografia computadorizada, lâmina delgada e a perfilagem e filmagem do poço; a seguir estimou-se os parâmetros hidráulicos com equações empíricas e por fim comparou-se as estruturas presentes no poço com as direções de estruturas presentes no arcabouço estrutural da região obtido a partir do levantamento multiescala dos lineamentos.

### 3.1 BANCO DE DADOS

O banco de dados utilizado para este trabalho é composto por:

- Boletins de perfuração dos poços
- Testemunhos de amostra de calha de cada poço
- Filmagens dos poços
- Lâminas delgadas obtidas de amostras macroscópicas de rochas da Formação Capiru
- Mapas topográficos, imagens aéreas e mapas geológicos, em diferentes escalas

Os boletins de perfuração, filmagens e amostras de calha de sete poços existentes no município de Campo foram cedidos pela Companhia de Saneamento do Estado do Paraná, Sanepar. Os boletins e as filmagens auxiliaram na escolha do poço utilizado para este estudo. Para a aplicabilidade do método de perfilagem geofísica

faz-se necessário profundidade suficiente no poço livre de revestimento. Dentre os sete poços dois deles se adequavam a este critério e um deles possuía um conduto identificado pelas filmagens, sendo este o escolhido para realizar este estudo.

Além dos dados físicos e construtivos do poço, foram utilizados dados cartográficos em ambiente SIG fornecidos pela SANEPAR, pertencentes ao Projeto Karst (Filho et al., 2002), que realizou o mapeamento de áreas do aquífero carste Neoproterozóico do paraná e estudos hidrogeológicos na região norte do aquífero. Fazem parte destes dados mapas geológicos e dados estruturais e hidrogeológicos da área. Para complementar estas informações utilizou-se mapas topográficos em escala 1:20000, fotografias aéreas em escala 1:40000 e informações presentes na base dados do projeto Águas Paraná – Bacia hidrográfica Alto Iguaçu.

### 3.2 CARACTERIZAÇÃO DA MATRIZ

Para caracterização da matriz do aquífero, foram realizadas análises com microtomografia computadorizada (micro-CT) e de microscopia ótica. As análises em micro-CT foram feitas nos testemunhos de amostra de calha do poço, e a microscopia ótica foi feita em lâmina delgada de amostras macroscópicas de afloramentos próximos a área de estudo (Figura 17).

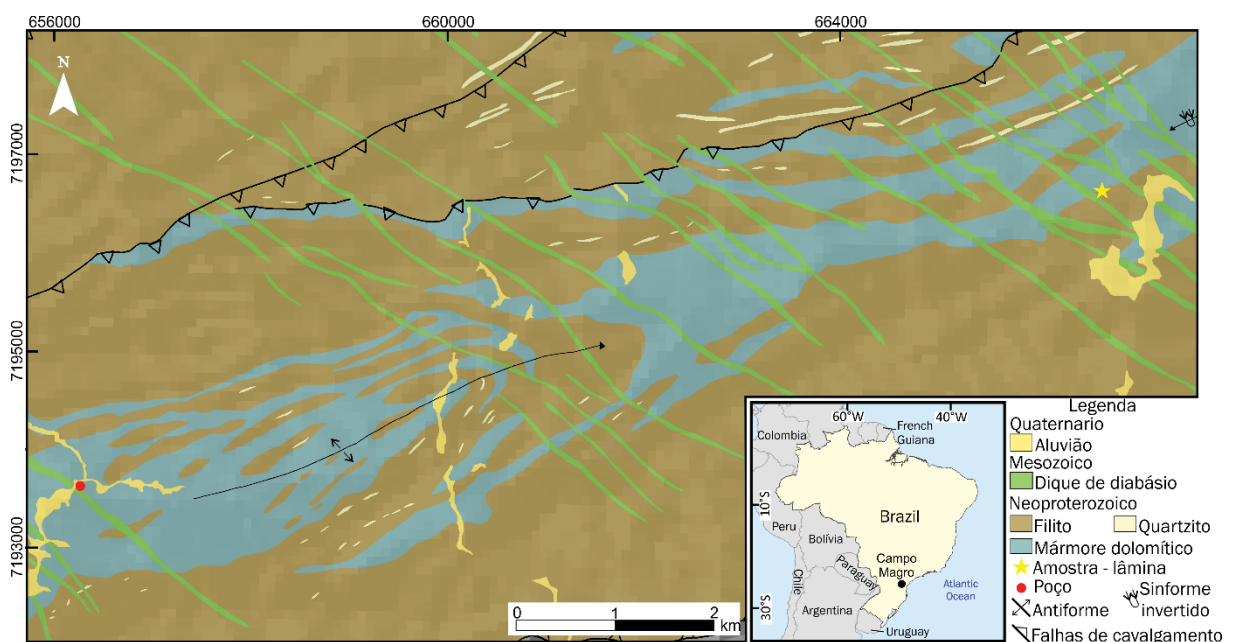


Figura 17 Mapa com a localização do poço e do ponto de coleta da amostra macroscópica em que foi realizada laminação para análise em microscopia ótica.

O micro-Ct é um método não destrutivo que permite a reconstrução da amostra em 3D, através de sequências de imagens radiográficas. A aquisição de imagens radiográficas ocorre baseada na atenuação de raios-X que estabelece que a intensidade de radiação que chega no detector é proporcional ao número de fótons existentes no feixe. Esta intensidade diminui ao atravessar os materiais e chegar ao detector. A atenuação dos raio-X é obtida a partir da diminuição da intensidade do feixe que sai da fonte e chega no detector expressa de acordo com a equação da lei de Beer

$$I = I_0 e^{-\mu x}$$

onde  $I_0$  é a intensidade da fonte de raios-X,  $I$  é a intensidade medida pelo detector após o feixe de raio-X atravessar o objeto,  $x$  a espessura da amostra analisada e  $\mu$  é o coeficiente linear de atenuação. O coeficiente de atenuação, está relacionado diretamente com a densidade e o número atômico de cada material, e por isso, tem valores de intensidade distintos dentro de uma mesma amostra (Dyson, 1973).

Na tomografia e na microtomografia computadorizada, o uso da técnica radiográfica é feito na amostra em diversos ângulos, com todos os valores de atenuação captados pelo detector e em seguida computados em cada voxel da imagem, para reconstrução do objeto (Geet et al., 2000). No micro-Ct, para aumentar a resolução da imagem e aprimorar o resultado das análises, a fonte de raio-X é fixa sendo a amostra rotacionada durante a aquisição da imagem (Ferreira de Paiva, 1995). Neste trabalho foi utilizado o micro-Ct da marca Skyscan, modelo 1172, conectado a 4 "clusters". O modelo possui fonte de raio-X em feixe cônico com rotação de alguns décimos de graus e uma abertura de  $5\mu\text{m}$  que reduz a dispersão. O detector é formado por uma câmera de 10 megapixels com CCD de 12 bits e cintilador de fibra ótica (Figura 18).



Figura 18 Modelo de micro-CT utilizado para a análise das amostras, conectado a 4 “clusters”. O equipamento está localizado no Instituto Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR), dentro da UFPR.

Para aquisição da imagem quanto mais próximo o objeto da fonte, maior é a resolução final, de forma que amostras menores geram uma imagem com maior resolução e com menos ruído.

Desta forma neste trabalho optou-se por trabalhar com amostras de calha com tamanhos variando entre 0,5 cm a 2 cm. As amostras de calha utilizadas foram coletadas representando um intervalo de três metros perfurados do poço e cedidas pela Sanepar. Todas as amostras foram lavadas e secas antes das análises para retirar contaminações geradas pelo fluido de perfuração. Todas as amostras foram descritas e, em seguida, selecionou-se uma amostra para cada intervalo de 3 metros para posterior análise em micro-CT, totalizando 16 amostras (Figura 19).

Cada amostra é posicionada individualmente no aparelho, e demora de aproximadamente duas horas para ser analisada, com resolução de 2000x1332 pixels e rotação de 0.4 seg.

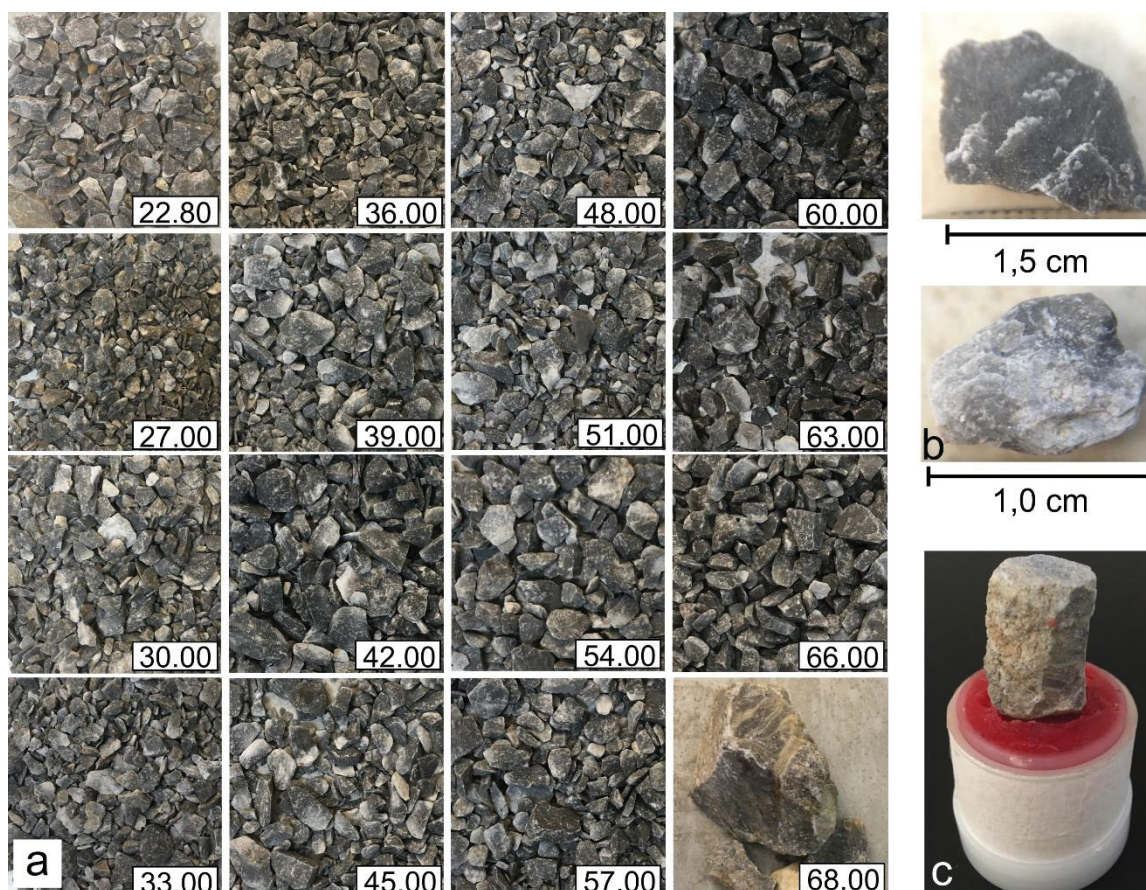


Figura 19 a) Testemunhos dos dezesseis intervalos de amostras de calha do poço. b) Em destaque duas amostras seleccionadas e seus respectivos tamanhos; c) amostra posicionada pronta para ser analisada com microtomógrafo.

Durante a aquisição das projeções de raios-X de amostras mais densas, como é o caso de rochas, é comum o aparecimento do efeito conhecido como “beam hardening”. Este artefato gerado na imagem é causado pela absorção preferencial de baixas energias de raio-X. Com a rotação da amostra, a borda do objeto gera maior intensidade de atenuação dos raio-X, fazendo com que erroneamente ela tenha valores de densidade maiores que os valores reais. Para minimizar este efeito são utilizados filtros que reduzem os raios-X de baixa energia. Neste trabalho foi utilizado filtro de alumínio de 5mm de espessura junto com correções realizadas no software de aquisição de imagem.

Após a aquisição da imagem de todas as amostras, é feita a reconstituição das seções obtidas com o micro-Ct utilizando-se o software NRecon, em seguida inicia-se o tratamento dos dados obtidos, com o objetivo de separar a fase sólida da amostra dos espaços vazios (poros). A atenuação dos raio-X está relacionada diretamente a densidade e número atômico do objeto. Sendo assim é possível distinguir nos resultados obtidos com o micro-Ct lugares de maior e menor atenuação

na amostra. Os poros não geram atenuação nos raios-X, ficando preto nas imagens, podendo ser facilmente identificados, com a exceção dos conhecidos microporos, que possuem dimensão próxima a resolução da imagem produzida de aproximadamente 4  $\mu\text{m}$ . Já a rocha produzirá tons acinzentados gerados pela atenuação linear dos minerais existentes (Geet et al., 2000; Wildenschild et al., 2002; Appoloni et al., 2007; Reis Neto et al., 2011). Neste trabalho o processamento das imagens e identificação das fases nos minerais foi feito através dos softwares Ctan, CtVol e Ctvox. O software Ctan é utilizado para o cálculo dos valores de porosidade total, aberta e fechada além dos dados físicos dos poros como diâmetro e volume total. Em seguida os softwares Ctvol e Ctvox são utilizados para reconstrução em 3D das amostras, com distinção das fases, o que auxilia na interpretação sobre conectividade dos poros e identificação de microfraturas (Figura 20).

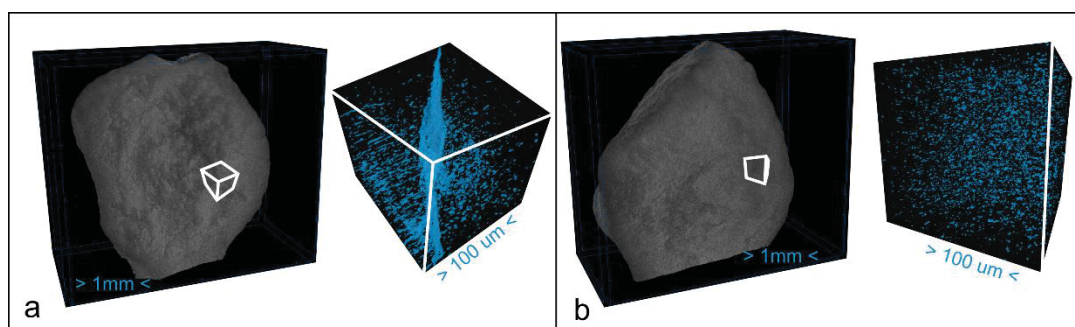


Figura 20 Reconstrução de duas das amostras após analisadas em microtomografia computadorizada. Imagens em escala de cinza são a reconstrução das amostras em 3D, os cubos representam uma porção das amostras em 3D após a separação em fase sólida (rocha) e vazios (poros). a) A reconstrução deixa nítida a presença de uma microfratura existente na amostra; b) Não foram identificadas microfraturas na amostra, sendo claro apenas a não conectividade entre os poros identificados.

Após as análises em micro-CT, foi feita a descrição microscópica das microfraturas observadas em lâmina obtida a partir de uma amostra macroscópica coletada próxima a área de estudo, conforme explicado anteriormente (Figura 13). A descrição da lâmina foi realizada utilizando microscópio Zeiss Image 2mm, com objetivo de caracterizar as fraturas existentes na matriz.

### 3.3 CARACTERIZAÇÃO DO POÇO

Para caracterização do poço existente na área de estudo fez-se uso de informações contidas no boletim de perfuração em conjunto com análises da filmagem do poço e da perfilagem geofísica de imageamento acústico de alta resolução. Como

dito anteriormente, o boletim de perfuração foi fornecido pela SANEPAR e auxiliou na identificação das profundidades do revestimento, das entradas de água e total do poço.

### 3.3.1 Filmagem do poço

A filmagem de poço (borehole camera video-BVC) é feita com o uso de uma câmera com lente do tipo olho de peixe, montada sobre uma base rotativa e pivotante, possibilitando a aquisição de imagens na vertical (direcionada ao fundo do poço) e horizontal (direcionada as paredes do poço, com possibilidade de rotação de 360°). É uma alternativa mais barata para aquisição de imagens no poço, principalmente aqueles com profundidades menores que 100 metros (Novakowski et al., 2016). Ela produz imagens coloridas ou preto e branco das paredes do poço, junto a um contador de profundidade automático, permitindo a localização de fraturas, condutos, diferentes litologias, zonas alargadas ou outros aspectos importantes presentes no poço. Ela pode ser realizada anterior a testes de bombeamento ou como forma de auxílio para instalação de packers, reduzindo as chances de erros graves no teste (Novakowski et al., 2016).

Para esta pesquisa a filmagem foi realizada com uso do equipamento da marca Laval Underground Surveys em toda extensão do poço, e foi fornecida pela SANEPAR. O objetivo da análise das imagens foi auxiliar na interpretação dos dados obtidos através da sonda de imageamento acústico e na localização de fraturas com abertura visível e condutos.

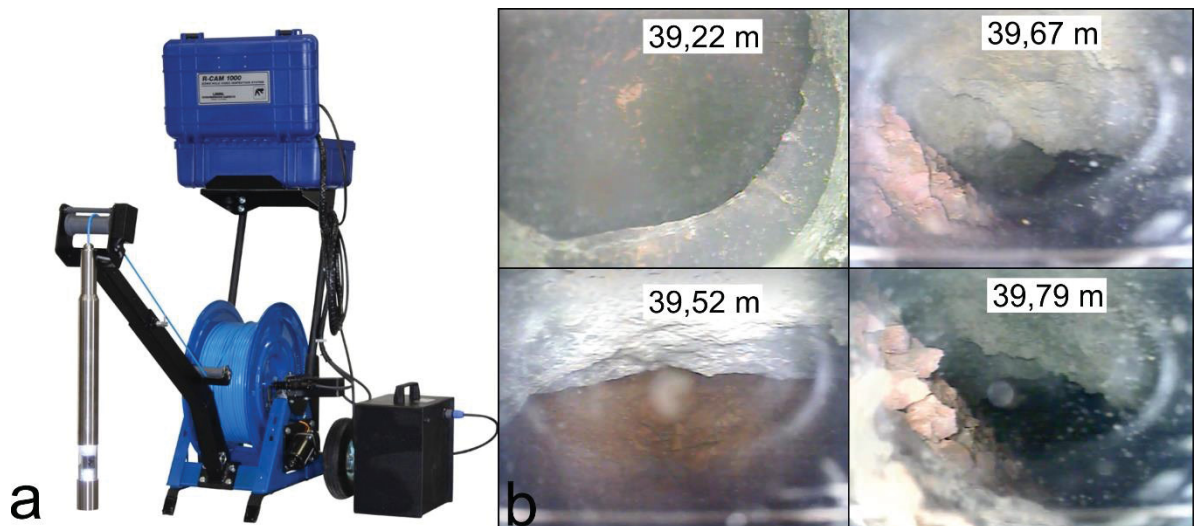


Figura 21 a) Equipamento Laval Underground Surveys utilizado para filmagem de poço; b) Exemplo de imagens obtidas de um conduto presente ao final de um poço em um aquífero cárstico.

### 3.3.2 Perfilagem Geofísica

A perfilagem geofísica de poço inclui todos os métodos que geram perfis contínuos ou medidas pontuais, em profundidades determinadas dentro de um poço tubular. As medidas são feitas no poço descendo diferentes tipos de sondas, que podem ter diâmetro entre 2.5 cm – 10 cm e comprimento de 0.5 m – 10m. A sonda irá transmitir os dados eletricamente de forma analógica ou digital que serão então gravados em função de sua profundidade ou distância percorrida no poço. Os dados obtidos com a sonda podem estar relacionados com as propriedades físicas e químicas da rocha ao redor do poço, com as características do fluido, com o material utilizado na construção do poço ou o conjunto de todos estes fatores (Kobr et al., 2005; Hubbard e Robin, 2016).

Para este trabalho, levando em consideração que o objetivo da perfilagem era auxiliar a identificar as fraturas presentes no poço e suas atitudes, optou-se por utilizar dados obtidos com a sonda de imageamento acústico de alta resolução.

O imageamento acústico (ATV) é o método de perfilagem geofísica mais preciso para determinar a localização e orientação de fraturas existentes em um poço. Ele gera imagens contínuas, orientadas e planas, de 360° da parede do poço, permitindo a identificação de feições planares como fraturas, foliações e contatos litológicos, que são representados como formas senoidais (Figura 22) (Paillet, 1994).

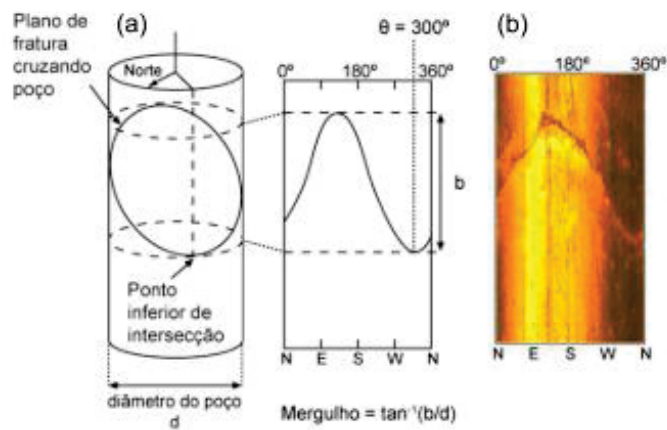


Figura 22 Ilustração de intersecção de fratura no poço com uso de sonda ATV. a) demonstração do plano de fratura interceptado no poço, que em 2D é representado como uma senoide, a partir da qual é possível identificar seu mergulho ( $\theta$ ) e sua direção; b) trecho de mesma fratura convertido como imagem orientada (adaptado de Paillet, 1994).

Para este estudo optou-se por utilizar a sonda High Resolution Acoustic Televiewer, da Robertson Geologging, para seu uso deve-se adotar um arranjo conforme ilustrado na Figura 23. A sonda é conectada a um cabo de aço (guincho) responsável por transmitir os dados obtidos com a sonda para o micrologger, que em seguida codifica os dados e registra os resultados conectando-se a um computador. Acoplada a sonda devem estar dois centralizadores, não magnéticos flexíveis, responsáveis por manter o aparelho centralizado em relação as paredes do poço.

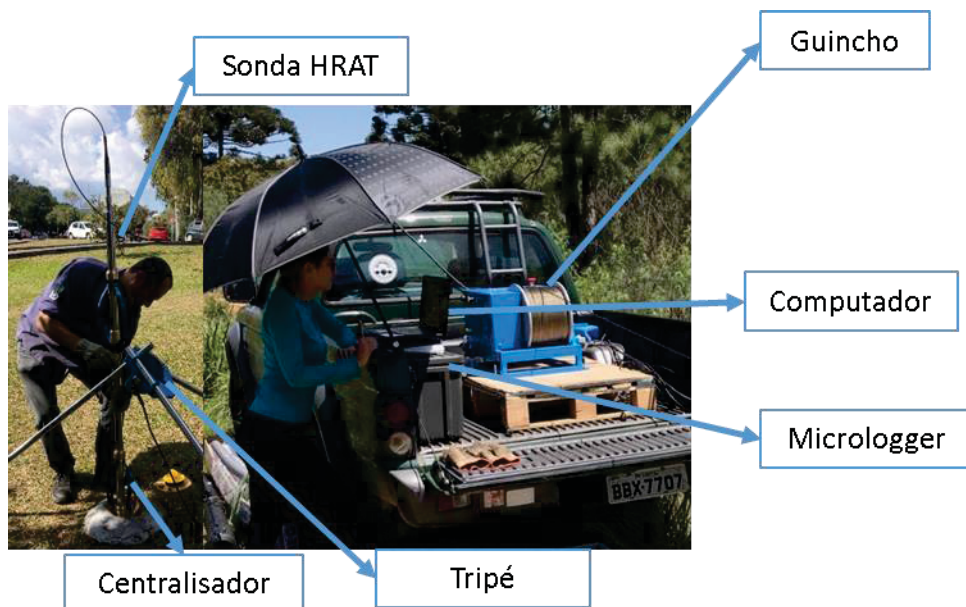


Figura 23 Arranjo utilizado para execução da perfilagem utilizando a sonda ATV

A sonda ATV possui um sistema de orientação formado por acelerômetro e magnetômetro triaxiais, que torna possível a medição da direção e do mergulho

verdadeiro das estruturas observadas nas imagens, com erros de  $\pm 1^\circ$  para o azimute e  $\pm 5^\circ$  para a inclinação. Além destes erros causados pela exatidão das medidas produzidas pela sonda, considera-se ainda que pode ocorrer um erro de  $\pm 10^\circ$  nos valores de rumo e ângulo do mergulho, relacionados a própria projeção da fratura na imagem (Paillet e Olilla, 1994). Outro fator que pode influenciar o resultado dos dados obtidos pela sonda ATV é a velocidade de subida da sonda no poço, durante as medições. Para garantir a alta qualidade das imagens obtidas com a sonda, o ideal é manter a velocidade entre 1 a 3m/min (Williams e Johnson, 2004). Neste estudo, a perfilagem foi executada com velocidade entre 1.5m/min e 2.0m/min.

O imageamento da sonda acústica é gerado através de um pulso ultrassônico produzido pelo equipamento, que em seguida é registrado em imagens a partir do tempo de trânsito e da amplitude do sinal refletido. As fraturas presentes no poço irão dispersar o sinal emitido pela sonda, produzindo dessa forma, registros de amplitudes baixos, tornando perceptível o reconhecimento destas estruturas no perfil. É possível então o reconhecimento qualitativo das aberturas das fraturas, a partir da aproximação entre o senoide formado pela estrutura e a baixa amplitude registrada, de forma que fraturas mais abertas geram intervalos mais alargados de menor amplitude de sinal (Paillet et al., 1999).

Após os dados obtidos com a sonda e codificados no software HiRat, os resultados são processados utilizando-se o Software Wellcad 5.4 e o módulo Image & Structure Interpretation (ISI). Utilizando a função “autopick” do ISI é possível mapear automaticamente todas as fraturas mapeadas no poço, de forma que quanto mais aproximado o senoide formado pela estrutura estiver da imagem de baixa amplitude gerada, maior será seu intervalo de confiança e conseqüentemente maior será sua abertura qualitativamente (Advanced Logic Technology sa, 1993 - 2020). Para este trabalho considerou-se presentes no poço apenas estruturas com grau confiança acima de 60% e suas aberturas foram classificadas como de espessura razoável (confiança 80% -100%) e baixa espessura (confiança 60% - 80%).

A partir dos dados de tempo de trânsito é possível o cálculo do caliper acústico do poço, que representa um caliper com precisão superior ao caliper mecânico e resolução mínima de 0.5 mm (Figura 24) (Williams e Johnson, 2004; Day-Lewis et al., 2017). O resultado com o caliper mecânico permite a identificação pontual da abertura das fraturas mapeadas no poço.

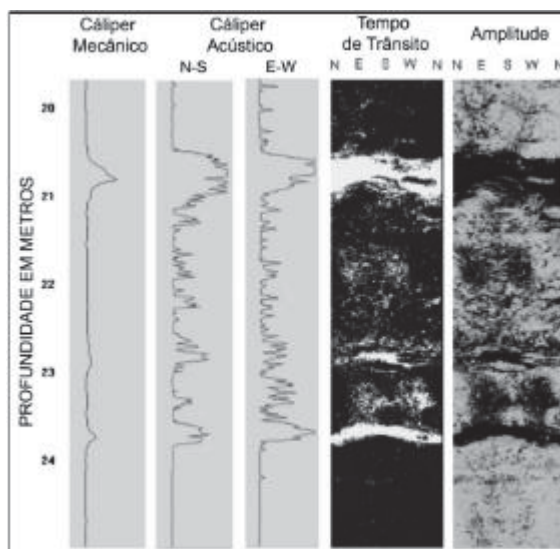


Figura 24 Perfis de caliper mecânico e acústico e imagens de tempo de trânsito e amplitude de ondas refletidas obtidas com uso de sonda ATV (adaptado de Williams e Johnson, 2004)

### 3.3.2.1 Correção do viés de orientação

O levantamento de fraturas e descontinuidades realizado ao longo de furos de sondagem e imageamento de poços, em sua grande maioria vem acompanhado de um viés originado pelo ângulo de amostragem e a atitude média da família de fraturas, chamado de viés de orientação (Terzagui, 1965). Este viés de orientação pode resultar em dados estimativos não confiáveis quanto a abundância relativa de fraturas em uma área de estudo (Rouleau e Gale, 1985).

O levantamento estrutural realizado em poços e afloramentos gera “pontos cegos”, que em conjunto cria “zona cegas”, regiões onde o polo das fraturas irá coincidir com o polo da “scanline” utilizada para o levantamento estrutural. Em furos de sondagem, a zona cega é o local dos polos das fraturas paralelas ao furo (Terzagui, 1965). A partir desta ideia de zona cega, é possível estimar que em poços verticais, fraturas com mergulhos entre 70° e 90° vão se situar exatamente nesta região e por isso serão sub amostradas no poço (Goodman, 1976; Mcewen, 1980).

A correção do viés de orientação neste trabalho foi realizada com auxílio planilhas de Pino et al. (2019), que consistem na atribuição do peso  $1/\text{seno}(\alpha_{\text{polo}})$  para fraturas com ângulo  $\alpha$  de intersecção com o poço diferente de 90° e superior a 20°. Dessa forma é possível uma estimativa mais aproximada do real das fraturas com mergulhos superiores a 70° presentes no poço. A correção permite a identificação do

espaçamento real das famílias de fraturas e a identificação das famílias de fraturas mais abundantes no poço.

### 3.4 ESTIMATIVA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS

Para análise da parâmetros hidráulicos no aquífero, foram realizadas estimativas para cálculo da permeabilidade e transmissividade a partir do diâmetro de poros, fraturas e condutos, dos valores de porosidade e dos mergulhos das fraturas mapeadas no poço, utilizando-se equações empíricas que serão detalhadas a seguir.

#### 3.4.1 Permeabilidade na matriz

A estimativa dos dados de permeabilidade da matriz baseou-se em cálculos empíricos que utilizam a geometria dos poros para quantificar a permeabilidade em cada uma das 16 amostras analisada em micro-Ct, a partir da fórmula de Konzeny-Carmam (Konzeny, 1927; Carmam 1937) adaptada por Stewart et al. (2006):

$$k = \frac{\varphi^2 D_p^2}{150} \frac{\varepsilon^3}{(1-\varepsilon)^2} \quad (\text{Equação 1})$$

em que  $\varepsilon$  é a porosidade efetiva calculada para cada amostra,  $D_p$  é o diâmetro médio dos poros e  $\varphi$  é a esfericidade da partícula calculada segundo a Equação 2

$$\varphi = \frac{6/D_p}{s_p v_p} \quad (\text{Equação 2})$$

onde  $s_p$  é a área de superfície e  $v_p$  é o volume da partícula calculado para cada amostra. Simplificando a Equação 1 a partir da Equação 2, a permeabilidade pode ser estimada da seguinte forma:

$$k = \frac{36 v_p}{150 s_p} \frac{\varepsilon^3}{(1-\varepsilon)^2} \quad (\text{Equação 3})$$

#### 3.4.2 Permeabilidade em fraturas e condutos

Na maioria das vezes fraturas e condutos tendem a apresentar paredes rugosas, com abertura variável que podem ou não estar interconectados. Dessa forma os valores de permeabilidade e a descrição do fluxo nestas estruturas é complexa. Para este trabalho optou-se por considerar fraturas e condutos como sendo estruturas lineares com abertura constante. Isso permite que o cálculo da permeabilidade destas

feições possa ser realizado a partir da Lei Cúbica (Lamb, 1932) conforme Equação 4 a seguir, em que  $b_f$  representa a aberturas das fraturas e condutos:

$$k_f = \frac{b_f^2}{12} \quad (\text{Equação 4})$$

### 3.4.3 Transmissividade de microfraturas e fraturas

A estimativa da transmissividade para fraturas e microfraturas foi feita baseando-se na equação (1) de Halihan (1999) adaptada de Paulo Galvão et al. (2015), onde  $b_f$  corresponde a abertura das fraturas obtido,  $g$  a gravidade,  $\nu$  é a viscosidade cinemática da água,  $\theta$  é o ângulo de mergulho das fraturas com o imageamento acústico,  $K_{sm}$  é a condutividade hidráulica da matriz e  $b_{total}$  a espessura do aquífero:

$$T_w = b_f^3 \left( \frac{g}{12\nu \cos(\theta)} \right) + K_{sm} b_{total} \quad (\text{Equação 5})$$

### 3.4.4 Transmissividade nos condutos

O fluxo de água subterrânea em condutos pode ser caracterizado como fluxo laminar ou turbulento a depender da rugosidade das paredes dos condutos e de suas aberturas (Turcotte and Schubert, 1982; Halihan et al, 1998; Ford e Williams, 2007; Galvão et al, 2015). Sendo assim foram estimadas transmissividades para ambos os tipos de fluxo utilizando-se as Equações 6 (fluxo laminar) e 7 (fluxo turbulento) adaptadas por Galvão et al (2015) baseadas em Halihan et al (1999), a partir do diâmetro obtido para a feição cárstica ( $d_c$ ):

$$T_w = \frac{d_{c,lam}^3 g}{32 \nu} \quad (\text{Equação 6})$$

$$T_w = 4.706 \frac{g^{\frac{4}{7}} d_c^{\frac{12}{7}}}{\nu^{\frac{1}{7}} 2^{\frac{5}{7}}} \quad (\text{Equação 7})$$

onde  $g$  é a gravidade e  $\nu$  a viscosidade da água.

## 3.5 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Para obtenção do arcabouço estrutural da região realizou-se o traçado de lineamentos nas escalas 1:100000, 1:50000 e 1:20000, sobreposto ao modelo de elevação (MDE), existente para região, disponível pelo Instituto Água e Terra do Paraná, utilizando-se pseudo-iluminações nos ângulos 40°, 135°, 225° e 315°, com objetivo de realçar diferentes estruturas geomorfológicas.

Lineamentos são feições lineares, mapeáveis, simples ou composta alinhadas de forma reta ou levemente curva, que podem representar foliações, camadas sedimentares, fraturas ou outras discontinuidades geológicas, sobretudo verticais ou subverticais, existentes na área de estudo (O'leary e Friedman, 1978; Tirén, 2010). Seu traçado é uma maneira rápida e indireta de identificar os principais trends estruturais presentes em uma região.

O cálculo dos valores dos azimutes traçados foi realizado com a ferramenta AzimuthFinder (Queiroz etl., 2014), acessado e instalado como forma de extensão ao ArcToolbox. O diagrama de rosetas foi criado utilizando-se o programa OpenStereo v. 0.1.2f (Grohmann e Campanha, 2010).

#### **4 RESULTADOS**

Os resultados serão apresentados na forma de um artigo científico que será submetido posteriormente. Este artigo aborda a presença do efeito de escala no poço

analisado e a relação entre as fraturas identificadas no poço e as estruturas presentes no arcabouço estrutural da área.

#### 4.1 PERMEABILITY SCALE EFFECT ANALYZED IN HIGH RESOLUTION IN BRAZILIAN NEOPROTEROZOIC KARST AQUIFER

##### **Abstract**

Quantifying the permeability in karst aquifers often is imprecise and difficult to interpret. The hydraulic parameters calculated from different methods are directly related to the presence of channels and their interconnection with existing fractures, which can be associated with the tectonics of the region through lineaments observed in the area. Therefore, it is possible to notice the increase and decrease of permeability values related to the known triple porosity (matrix, fractures, and conduits) within the karstic system. Previous work show that the changes in permeability values are directly associated with changes in the studies' scale (add references). This work analyzed small- and well-scale data from a tubular well situated in a Brazilian Neoproterozoic karst aquifer to show the scale effect and relationships between fractures/karstified flow zones and regional tectonic structures of the area. High-resolution methods and empirical equations were used to calculate hydraulic parameters of the matrix, fractures, and karstified zones. At the micro-scale, 3D micro-Ct images of tubular well core samples and thin sections were used to analyze the aquifer matrix and micro-fractures. In well-scale, data from high-resolution acoustic geophysical logging, borehole video, and drilling reports helped to analyze fractures and karstified zones. Multi-scale lineament mapping with geophysical logging aided to correlate the major tectonic structures in the area to the existing flow zones. The result showed an increase of eleven orders of magnitude in values of permeability and transmissivity from micro- to well-scale, indicating the scale effect, explained by the low permeability of the matrix and the influence of fractures and channels in flow zones in the aquifer. The groundwater flow can be linked regionally to the presence of N40-70E, N40-60W, and N20W-N20E tectonic structures associated with a anticlinal fold, diabase dike intrusions, and the Cenozoic transcurrence (add reference), respectively. The use of high-

resolution methods makes possible the distinction between matrix, fractures, and conduits in the calculation of hydraulic parameters allowing a better understanding of the scale effect, detailing the influence of each one in the groundwater flow.

Keywords: karst; permeability; geophysical profiling; micro-CT; scale effect; Brazil

## **1. Introduction**

The permeability of a formation is a property dependent on the shape, amount, and interconnectivity between voids in the rock (Ford and Williams, 2007). It can be quantified through tests resulting in the hydraulic conductivity and transmissivity values for the aquifer by analyzing the fluid properties, the rock, and the reservoir geometry combined (Goldscheider and Drew, 2007). The analysis of permeability in the rock matrix is carried out with the aid of permeameters and micro- or small-scale studies in laboratories. Results from pumping tests and hydrogeological modeling, on the other hand, provide the interpretation of well- and regional-scale permeability data. Depending on the type of reservoir studied, permeability values can be related to intragranular flow or between fractures and conduits, also known as primary, secondary, and triple porosity (Ford and Williams, 2007).

Karstified carbonate rocks are one of the most heterogeneous and anisotropic formations found in nature. Their permeability is a result of the mechanical and chemical effects of groundwater flow in the aquifer, which creates a hierarchical relationship in the structures present in the rock (Mangin, 1975; Ford and Williams, 2007). The progress of karstification processes and the flow regime in the aquifer are related to temperature and the partial pressure of CO<sub>2</sub> in the atmosphere, which means that climate has a strong influence on them (Smith and Atkinson, 1976; Bakalowicz, 1992, 2005). In addition, the dynamic flow in karst aquifers causes changes in boundary conditions. All these together allow hydraulic parameters in karstified terrain to be recognized as dynamic over geological time (Huntoon, 1985; Kyralli, 2002).

The continuously changing and adapting flow regime in karst aquifers can make them non-Darcian, making it more challenging to estimate permeability values (Goldscheider and Drew, 2007). The well pumping results will be dependent on the size of the dissolution feature and interconnectivity between structures in the flow zones, which will result in different values of transmissivity and hydraulic conductivity, and different levels of drawdown for wells in the same region (White and Culver, 2012; White, 2017). Those uncertainties make permeability data the essential factor for understanding groundwater flow in the study area.

This type of heterogeneity can cause the well-known permeability scale effect, defined as a continuous increase in the magnitude of the permeability values, related to the increase of the experiment scale or the characteristic volume evaluated (Kiraly, 1975; Maclay and Land, 1988; Clauser 1992; Hovorka et al. 1995; Halihan et al. 1999). In Kiraly's (1975) studies conducted in the Mesozoic fractured karst aquifer located in the Jura Mountains, Switzerland, it was hypothesized that the observed increase from small- to well-scale was caused by adding the influence of fractures on flow in the aquifer system and the continuous increase observed from well- to regional-scale resulted from the presence of conduits in the karst network. Other works conducted in karst and fractured terrains have shown similar behavior, especially from small- to well-scale (Sauter, 1992; Clauser, 1992; Teutsch and Sauter, 1998; Halihan et al., 2000; Martinez-Landa and Carrera, 2005; Galvão et al., 2015).

Many studies use pumping tests to calculate the permeability at the well-scale. Therefore, the permeability of fractures and channels are treated as unique, and the influence of triple porosity, characteristic of karst aquifers, is ignored in the calculations. Triple porosity differs the flow in fractures from the flow in channels, relating both to the diameter of each structure, where channels are dissolution features with larger diameters, generating turbulent flow, similar to pipe flow (White and Culver, 2012). The permeability of channels and caves tends to be higher than the permeability observed in fractures, independently of the connection between these structures.

Since fractures are two-dimensional features associated with the tectonics in each region, permeability can be directly related to lineaments in the study area. These linear

features observed in digital elevation models may be interpreted as the preferred groundwater and surface water flow paths (Mohamed et al. 2015; Anaba Onana et al. 2017) or hydraulic barriers, depending on the structures they represent (Gleesson and Novakowski 2009; Bense et al. 2013). Thus, the productivity of wells can be related to the proximity to certain structures and their influence on the flow of groundwater and surface water in the terrain (Fernandes and Rudolph 2001; Neves and Morales 2007; Alves 2008; Fernandes et al. 2011, 2016; Athayde 2013; Pires 2021).

This work evaluated the scale effect in a Brazilian Neoproterozoic karst aquifer and then linked the existing fractures and conducts in flow zones with structures present in the geotectonic framework of the region. For this, micro- and well-scale analyses were performed, making use of high-resolution methods, such as computerized microtomography and acoustic geophysical logging, combined with multi-scale lineament tracing. Pore size and apertures of fractures and channels were measured and used to estimate permeability and transmissivity values. The aquifer chosen was the Paraná Neoproterozoic Karst Aquifer, located in the Paraná State, Brazil. Quantifying the hydraulic parameters from the aquifer are essential because of the growing demand for groundwater use in the region. The exploitation of this kind of aquifer requires a level of understanding about the flow of groundwater due to its high vulnerability and the geotechnical risk involved in its uncontrolled exploitation.

## **2. Site description**

Geologically, the Paraná karst aquifer occurs on the Capiiru Formation, located in the Curitiba Terrane in the southern portion of the Ribeira Orogenic System (Fig. 1). The Capiiru Formation consists of Neoproterozoic dolomitic marbles intercalated with phyllite and quartzite lenses oriented by a NE preferential direction. Tectonically, the region is characterized by the Açungui thrust fault system, responsible for low-angle structures with E-W direction, the Apiaí fold system, dominated by folds with N30-60E axial plane directions and subvertical dip, the Lancinha-Cubatão transcurrency system, with N50-70E main direction and, the

Jurassic/Cretaceous diabase dike intrusions, NW-SE oriented, corresponding to the Ponta de Grossa Arch (Bigarella and Salamuni, 1958; Fúlfaro and Suguio, 1967; Fiori and Gaspar, 1993; Campanha and Sadowski, 1999, Siga Jr, 1995; Passarelli et al., 2018). These dike intrusions, combined with phyllite and quartzite lenses, are responsible for the aquifer's geometry by creating hydraulic barriers that produce independent cells in the reservoir (Bonacim, 1996; Lisboa, 1997; Rosa Filho and Guarda, 2008).

The aquifer is comprised of the hydrographic basins of the Iguaçu and Ribeira rivers, with drainage directions ruled by the geotectonic framework of the region. The main rivers are generally parallel to the diabase dikes in the NW-SE direction, and their contacts follow the NE-SW direction of the faults and phyllite lenses (Bonacim, 1996; Lisboa, 1997; Bahniuk, 2007). According to data obtained from the Karst Project (Harum et al., 2000), the water budget estimations indicate that, from the 1,399 mm of average rainfall per year, 23% corresponds to aquifer recharge, which occurs in northwestern portions of each compartment, where groundwater flows mainly in NW-SE directions. The study area shows two dolines with NW-

SE and NE-SW axis directions, a sinkhole, and a spring in the Northwestern portion (Fig. 1).

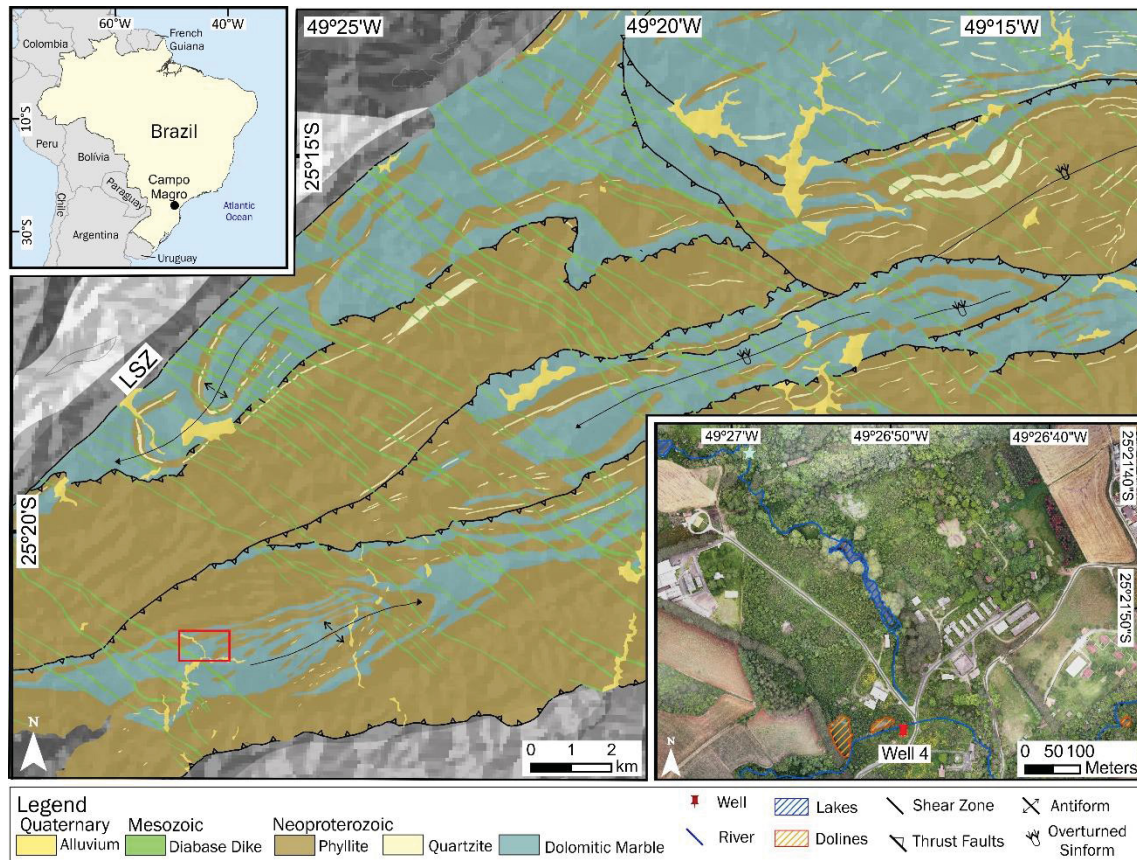


Figure 1 Well location used for the work (modified Guimarães, 2019 and references therein; Harum et al, 2000; Passarelli et al., 2018). The area occurs in the city of Campo Magro and comprises rocks of the Capiru Formation and diabase dikes intrusions. The well is less than 100 m away from one of the dikes. The main tectono-structures are comprised of the Lancinha fault (LSZ), thrust faults, fold axes, and antiform near the study area. Hydrologically the well is close to two surface drainages and two dolines.

### 3. Materials and method

The scale effect evaluation in this work involves micro- to small- and well-scale analyses. The hydraulic parameters evaluated and calculated were pore diameter, fracture openings and karst features, permeability and transmissivity. The flowchart in Fig. 2 summarizes the methodological approach adopted.

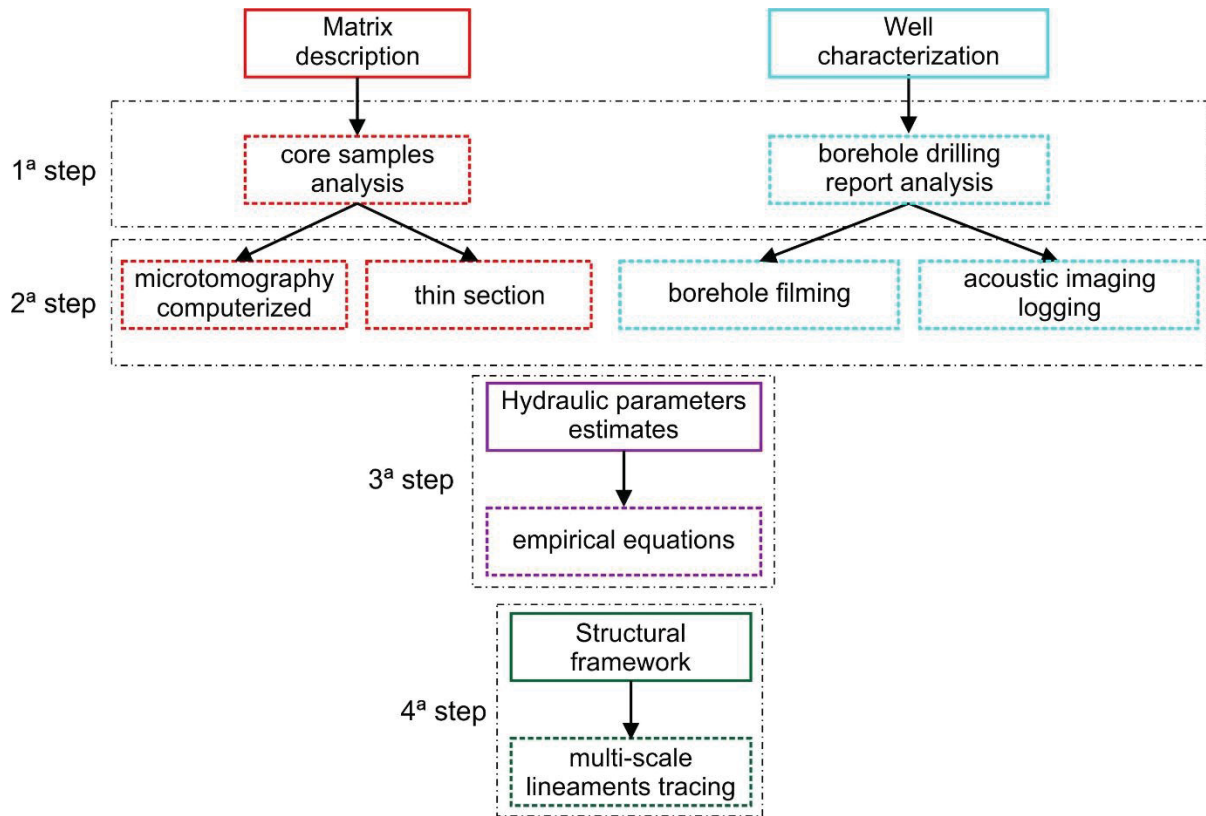


Figure 2 Flowchart illustrating the workflow of this study. The study is divided into four stages: 1) descriptions of the cutting samples were made together with the analysis of the well drilling report. 2) the analyzes were performed in computerized microtomography, optical microscopy and geophysical profiling and filming of the well. 3) the hydraulic parameters were calculated using empirical equations. 4) the fractures mapped in the well were compared with the structures present in the structural framework of the region, obtained by tracing multiscale lineaments.

### 3.1 Small-scale

Small-scale analyses were performed on core samples from the well existing in the study area, using micro-CT, and microfractures descriptions observed on thin sections. Empirical equations were used to estimate permeability and transmissivity values. The combination of the data represents the permeability measurements for the carbonate rock matrix in the karst aquifer. Thus, the values correspond both to pores and the microfractures present in the rock. Fractures with openings smaller than 0.1 mm were considered microfractures. Both analysis methods and empirical equations will be detailed in this chapter.

A selection of fifteen cutting samples has been made, with one sample for each three-meter depth interval selected, with the first interval starting at 22.8 m (end of the well casing). Each sample has a length between 5 mm and 20 mm. The samples were scanned using

Skyscan micro-CT, model 1172, with a 10-3 mm aperture with a cone-beam X-ray source. The acquisition of images using microtomography is a non-destructive method based on the attenuation of X-rays directly related to the density and the atomic number of the object studied. Pores in the rock do not generate X-ray attenuation, making it possible to distinguish between voids and rock after analysis. More details about the method and its applications can be found in the works of Geet et al. (2000, 2001), Wildenschild et al. (2002), Appoloni et al.(2007), Remeysen and Swennen (2008), Stock (2009), Reis Neto et al. (2011) e Oliveira et al (2012).

By separating the sample into solid phases and pores, the porosity can be calculated using the CTan software (Kharitonov, 2003). This same software was used to acquire the largest and smallest pore diameter, particle volume and area, and the measurement of microfracture openings. Then, CTvol and Ctvox software perform a 3D reconstruction of the samples, which allows the evaluation of pore connectivity and microfracture patterns (Kharitonov, 2010; Boons, 2010). Finally, optical microscopy on thin sections was performed to describe the microfractures in more detail.

The permeability and transmissivity estimations for small-scale were based on empirical calculations related to the geometry and behavior of pores and microfractures present in the matrix. For permeability, the Konzeny-Carman formula was used (Konzeny, 1927; Carmam, 1937) adapted by Stewart et al. (2006), described in Equation 1:

$$k = \frac{\varphi^2 D_p^2}{150} \frac{\varepsilon^3}{(1 - \varepsilon)^2} \quad (1)$$

in which  $\varepsilon$  is the effective porosity calculated for each sample,  $D_p$  the average pore diameter, and  $\varphi$  the particle sphericity calculated, according to Equation 2.

$$\varphi = \frac{6/D_p}{s_p v_p} \quad (2)$$

with  $s_p$  being the surface area and  $v_p$  being the calculated particle volume for each sample.

Simplifying Equation 1 from Equation 2, the permeability can be estimated as follows:

$$k = \frac{\frac{36\nu_p}{sp} \varepsilon^3}{150 (1-\varepsilon)^2} \quad (3)$$

To estimate the small-scale transmissivity, Halihan's formula (1999) adapted from Galvão et al. (2015) was used (Equation 4), with  $b_f$  corresponding to the micro-fracture opening,  $g$  to gravity,  $\nu_p$  to water viscosity,  $\theta$  to the fracture dip angle,  $K_{sm}$  to the hydraulic conductivity of the matrix and  $b_{total}$  to the aquifer thickness. The values of  $\theta$  used for small scale correspond to the dips of the fractures obtained with HRAT profiling that will be detailed in the following chapter.

$$T_w = b_f^3 \left( \frac{g}{12\nu\cos(\theta)} \right) + K_{sm} b_{total} \quad (4)$$

### 3.2 Well-scale

Data contained in the drilling report together with the well video and the results from the geophysical logging were analyzed to characterize parameters at the well-scale. The objective was to identify fractures in the well, their respective directions, dips and openings, karstic features and their apertures, and the depth of the flow zones. The permeability and transmissivity values were then estimated empirically.

The drilling report card and the well video were provided by the Water and Waste Management State Company (Companhia de Saneamento do Paraná, SANEPAR). Data on the depths and flow rates of the flow zones present in the well and total casing depth were extracted from the drilling log. The well video was obtained using a Laval Underground Surveys camera to obtain color or black and white images of the well walls, along with automatic depth counters, allowing the location of fractures, conduits, and other relevant aspects in the well.

Geophysical logging was then executed using the HRAT probe, manufactured by Robertson Geologging (reference to HRAT). The HRAT probe provides detailed imaging of the well through an ultrasonic pulse produced by the equipment. This pulse is recorded in images based on the transit time and amplitude of the reflected signal. Fractures and conduits in the

well will show a lower amplitude and a longer transit time (Paillet and Olilla, 1994; Williams and Johnson, 2003). The transit time of the wave can be used to generate caliper profiles with a minimum resolution of 0.5 mm (Day-Lewis, 2017).

Based on the images acquired, directions and dip of fractures and a qualitative indication of their openings were then identified (Paillet and Olilla, 1994). In this work, the Wellcad 5.4 software with the Image Structure Identification (ISI) module was used to identify the fractures and their respective direction and dip (software reference). Using the Autopick function, directions and dips of fractures were automatically identified. The software also allows the qualitative classification of the openings through the relationship between the sinusoid generated by the identified fracture and the low-amplitude image of the corresponding well. The closer the sinusoid to the low amplitude zone, the greater the confidence interval of the sinusoid, and with that, the more apparent its opening will be in the image (Advanced Logic Technology as, 2020). For numerical characterization of the fracture apertures, the acoustic caliper produced from the well was used. Each opening was identified manually using the caliper data.

Following well-fracture mapping, the correction for orientation bias, also known as Terzaghi's (1965) correction, is required. The orientation bias can result in an unrealistic abundance of fracture sets in a study area. In tubular wells, it can cause an overestimation of fractures with subvertical- dip angle (Terzaghi, 1965; Rouleau and Gale, 1985; Priest, 1993; Pino et al., 2019). The Terzaghi (1965) correction in this study has been applied using the tables provided by Pino et al. (2019) that consist of assigning the value of weight  $1/\sin(\alpha_{\text{polo}})$  for fractures with angle  $\alpha$  intersecting with the well different from  $90^\circ$  and greater than  $20^\circ$ . After correction, a closer-to-reality estimate of fractures with dips above  $70^\circ$  in vertical wells is produced.

The well-scale permeability was estimated using the cubic law (Lamb 1932) and the information of fracture and channels apertures ( $b_f$ ) (Equation 5). The use of cubic law assumes that fractures are homogeneously open on their entire length. However, it should be noted that fractures have sinuosities that generate a variation in their opening (Brush and Thomson,

2003; Kiraly, 2002; Konzuk and Keuper, 2004), not considered in the permeability estimates of this work for well-scale.

$$k_f = \frac{b_f^2}{12} \quad (5)$$

The transmissivity at well-scale related to fractures was calculated from Equation 4 using the dip of fractures obtained with geophysical logging as  $\theta$  and the openings of fractures obtained with acoustic calibrator as  $b_f$ .

The well-scale transmissivities related to karst features have either laminar or turbulent flow, depending on the roughness of the conduit walls and openings (Turcotte and Schubert, 1982; Halihan et al., 1998; Ford and Williams, 2007; Galvão et al., 2015). Thus, transmissivities for both types of flow have been estimated using Equations 6 (laminar flow) and 7 (turbulent flow) adapted by Galvão et al. (2015) based on Halihan et al. (1999), from the diameter obtained for the channel ( $d_c$ ):

$$T_w = \frac{d_{c,lam}^3 g}{32 v} \quad (6)$$

$$T_w = 4.706 \frac{g^{\frac{4}{7}} d_{c,turb}^{\frac{12}{7}}}{v^{\frac{1}{7}} 2^{\frac{5}{7}}} \quad (7)$$

### 3.3 Scale-effect

In order to analyze the scale effect, the results obtained for pore diameter and microfracture openings at small-scale and fracture openings and karstic features at well-scale were compared. Then, permeability and transmissivity estimates from both scales were also combined. This provides a detailed visualization of the scale effect in the study area and aided understand the flow functioning.

### 3.4 Geological influence in the aquifer

Lineaments are linear, continuous, or discontinuous features on the land surface that are distinctively different from patterns found in adjacent features (O'Leary et al., 1976). These features may represent foliations, fractures, and geological discontinuities that possess vertical or subvertical dips (Tirén, 2010). Their multi-scale tracing can represent different interpretations about tectonic and geomorphological events, in a way that the smaller the scale (e.g. 1:20,000) used for the tracing, the greater the amount of details obtained with the analysis. In this work, lineaments were manually traced at scales 1:100,000; 1:50,000, and 1:20,000, based on the digital elevation model (DEM) of the study area with pseudo-illumination at angles of 45°, 135°, 225°, 315°. The use of the different illumination angles intends to highlight different geomorphological structures (Fernandes, 2008). After tracing, the presence of the lineaments in both scales and their frequency were analyzed. The lineaments with significant frequency present in the three scales were used to generate a map showing the structural framework of the study area, attributing geological significance to the lineaments traced.

Groundwater occurrence can currently be associated with specific lineaments in a study region (Anaba Onana et al., 2017; Chandra et al., 2019). Furthermore, several works in different aquifers have shown a relationship between well productivity and proximity to lineaments (Fernandes et al., 2007; Madrucci et al., 2008; Gleesson and Novakowski, 2009; Chavez-Kus and Salamuni, 2008; Pires et al., 2020). Therefore, this work, by contrasting the structural framework with the fracture directions mapped in the well, aimed to relate the flow zones with the tectonic setting in the area.

#### **4. Results**

The results will be presented sequentially from the data acquired in small-scale to those obtained in well-scale, finally the relationship between well fractures and the geological framework (Figs. 2-9). The data acquired for both scales were used to interpret the scale effect.

#### 4.1 Small-scale

The micro-CT analyses show that Neoproterozoic dolomitic marbles of the Capiru Formation (Bigarella and Salamuni, 1956; Fiori, 1992; Fiori and Gaspar, 1993) present microfractures of low linear continuity and low inter-pore connectivity, which characterizes a low primary porosity, observed in the 3D model in Fig. 3. The pore diameters range from 0.004 mm to 0.012 mm, with an average of 0.008 mm, in agreement with general values estimated for pore sizes in marble, ranging from 0.001 mm to 0.01 mm (Smith et al., 1976; Ford and Williams, 2007).

The total porosity of the 15 samples has a minimum value of 0.2% and a high value of 2%, with an average of 0.7%. Separating the total porosity into open (effective porosity) and closed porosity, the values of open porosity are a minimum 0.008%, maximum 0.5% and average 0.1%; for closed porosity, minimum 0.1%, maximum 1.9% and average 0.6 % (Fig. 3). Therefore, the data for the three porosity types (total, open, and closed) are in agreement with values for other karst aquifers, where the range of effective porosity for marbles varies between 0% and 2.2% (Ford and Williams, 2007; Goldscheider and Drew, 2007), and total porosity for limestones and dolomites between 1% and 33% (Freeze and Cherry, 1979; Worthington et al., 2000; Ford and Williams, 2007; Goldscheider and Drew, 2007).

A total of 31 microfractures were identified in the 15 samples analyzed in micro-Ct, with an average of one microfracture per sample. The microfractures have openings between 0.01 mm and 0.03 mm, with an average of 0.16 mm, poor lateral continuity, and weak connectivity with the rock pores. In thin sections, 32 microfractures were observed with openings between 0.04 mm and 0.40 mm, averaging 0.17 mm. These microfractures are generally filled with quartz and clay minerals with low or no porosity.

Based on these features, and using equation (3), the estimated permeability for the matrix has a minimum value of  $2 \times 10^{-15} \text{ m}^2$  and a maximum of  $8 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ , with an average of  $3 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ . These values agree with limestones on which the permeability ranges from approximately  $10^{-16} \text{ m}^2$  to  $10^{-13} \text{ m}^2$  (Freeze and Cherry, 1979). The low values of matrix

permeability demonstrate the lack of influence the matrix has on groundwater flow in the aquifer; hence, for equation 4, the matrix-related  $K_{sm}$  values were set equal to zero.

The transmissivities calculated for the matrix microfractures based on equation (2) reach a minimum value of  $7 \times 10^{-5}$  m<sup>2</sup>/d for apertures of 0.01 mm, and a maximum of  $8 \times 10^{-1}$  m<sup>2</sup>/d for apertures of 0.09 mm. These values are present in the ranges of transmissivities for small-scale works on other related karst aquifers (Castany, 1984; Kiraly, 1975; Halihan et al., 2000; Galvão et al., 2015).

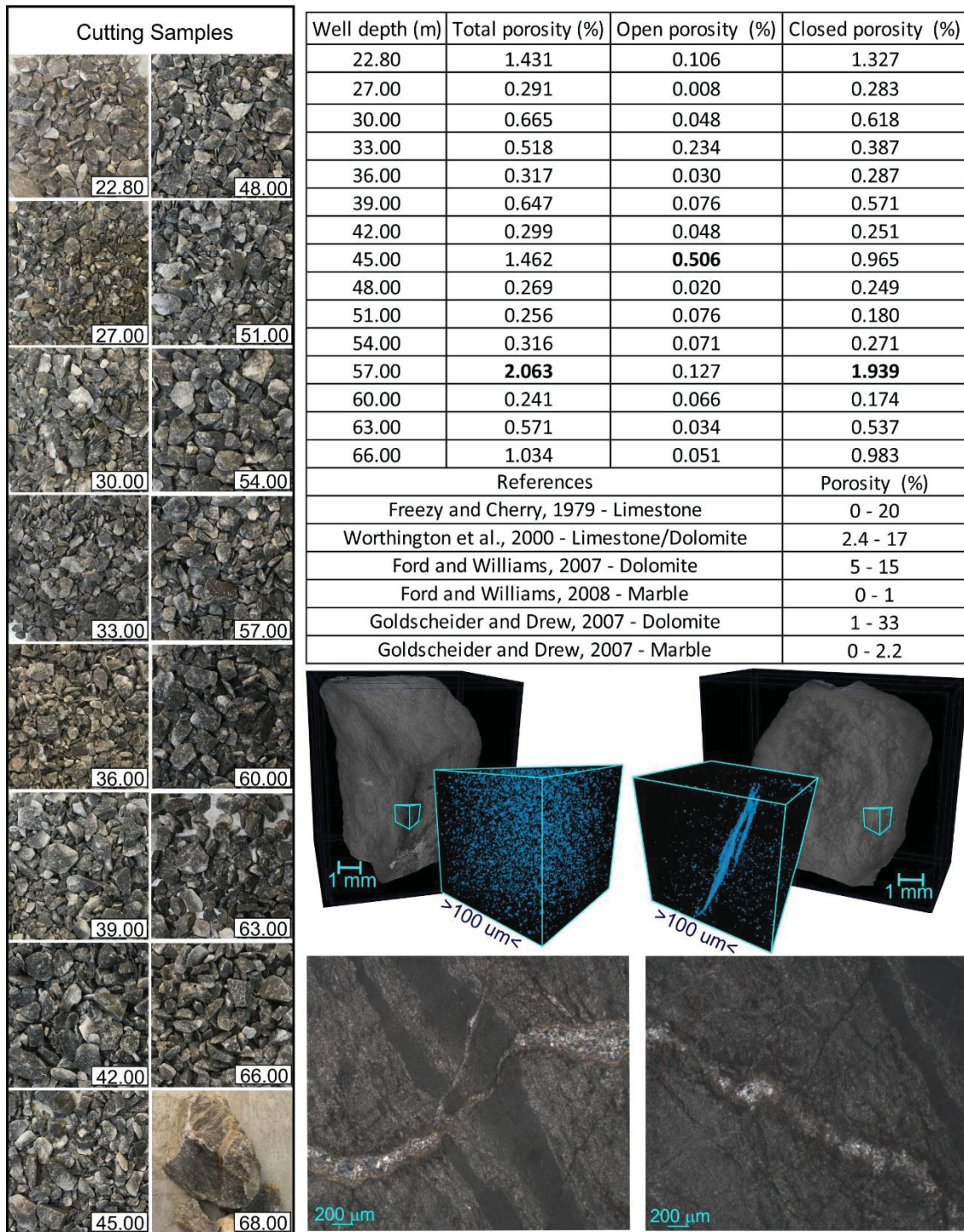


Figure 3 Cutting samples selected for the micro-CT analysis (left), total, open and closed porosity values (top table - bold numbers correspond to the highest values for the three porosity types), 3D models of the samples (center) and micro-fractures observed on thin section (below). The low porosity values are explained by low connected pores, no continuity of the micro-fractures, and filling of the micro-fractures by quartz and clay minerals.

#### 4.2 Well-scale

According to the drilling report, the well is 69 m deep, with casing to 23 m deep. From the analysis of the drilling data, the well video and the geophysical logging with the HRAT probe, four flow zones were identified: 1) 24 - 25 m, with the presence of one channel with a thickness of 50 mm and approximate flow rate of 2,256 m<sup>3</sup>/d; 2) 38 - 41 m and 3) 48 - 51 m, both with the presence of fractures and flow rates of 192 m<sup>3</sup>/d and 144 m<sup>3</sup>/d, respectively; and 4) 68 - 69 m, with the presence of a karstic feature at the end of the well, with a flow rate of 2,448 m<sup>3</sup>/d (Fig. 4). The approximate thickness of the lowermost feature is poorly defined as the drillers likely stopped once they reached a significant flow feature.,

Regarding the fractures mapped in the well and their thickness, a total of 124 fractures were identified, from the 24 m depth to the end of the well, where 69% were qualitatively classified as low thickness and 31% as reasonable thickness (Fig. 4). This classification is based on the relationship between the sinusoid formed by the plane of the identified structure and the image generated by the low signal amplitude in the well. Relationships with a high confidence value (0.8 - 1.0) are classified as structures with reasonable thickness, while relationships with medium confidence value (0.6 - 0.8) are classified as structures with a low thickness (Advanced Logic Technology as, 2020). Ratios < 0.6 were not considered in this work. With the acoustic caliper generated, fractures with openings between 0.5 mm and 3.0 mm were manually identified.

Applying Terzaghi's (1965) correction to adjust the orientation of fracture distributions in the well, a total of 601 fractures were obtained (Fig. 5). From the diagram after the correction, one can notice the predominance of fracture trends with NE, NW, and N-S orientations. Terzaghi's (1965) correction in structural surveys is applied only for structures with an intersection angle, with the well or scanline, above 20°, and it seeks to improve the estimation of fracture abundance in the study area.

The permeabilities estimated using the cubic law (equation 5) for the fractures in the well have a minimum value of  $2 \times 10^{-8} \text{ m}^2$  for openings of 0.5 mm and a maximum of  $7.5 \times 10^{-7} \text{ m}^2$  for openings of 3 mm. The transmissivities (equation 4) have a minimum value of 9 m<sup>2</sup>/d for 0.5 mm apertures and a maximum of  $2.9 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{d}$  for 3 mm apertures.

For karst features, the well permeability, based on equation 5, is  $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2$ . The estimated transmissivities, from equation 6, for laminar flow, is  $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{d}$ , and for turbulent flow (equation 7), is  $4 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{d}$ . Both parameters were calculated for a 50 mm thick karst feature present in the range of flow zone 1.

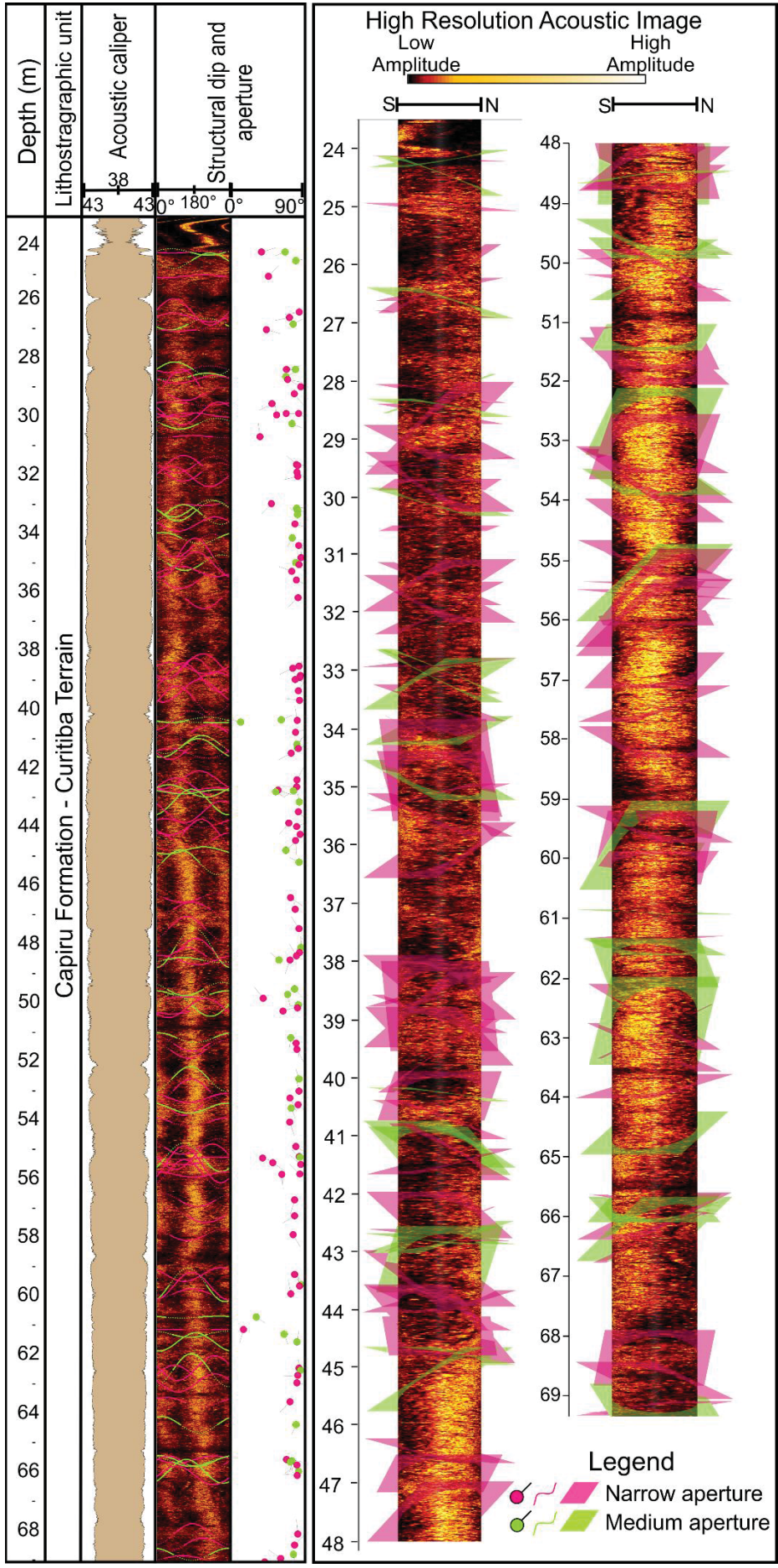


Figure 4 Data obtained with the geophysical logging of the well using the HRAT probe. The fractures are homogeneously distributed in the well, mostly with high dip angles and thin openings.

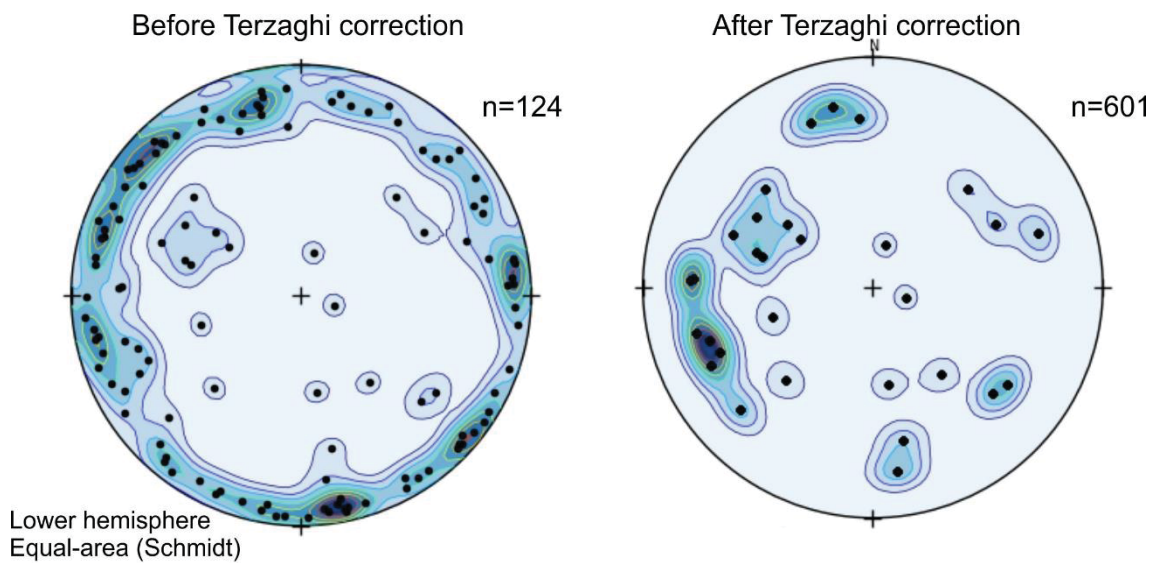


Figure 5 Diagrams before and after orientation correction by Terzaghi's (1965) approach in the well. A predominant concentration of poles in the NE, NW, N-S directions is observed.

#### 4.3 Scale-effect

The hydraulic parameters calculated at different scales for the karst aquifer indicate a scale effect (Fig. 5). Analyzing the values of matrix pore diameters, micro-fractures and fracture openings, and the diameter of karst features, there is an increase of 4 orders of magnitude, starting from small-scale (black line in the graph, Fig. 6), with values of  $10^{-2}$  mm for pore diameter, to well-scale (red line in the graph of Fig. 6), with a maximum value of  $10^1$  mm for karst feature diameter. The estimated permeability values range 11 orders of magnitude, with small-scale on the order of  $10^{-15}$  m<sup>2</sup> and karstic features of about  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>. Transmissivities range from 9 to 11 orders of magnitude with values of  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/d for matrix and maximums of  $10^6$  m<sup>2</sup>/d for laminar flow in karst features present at well-scale.

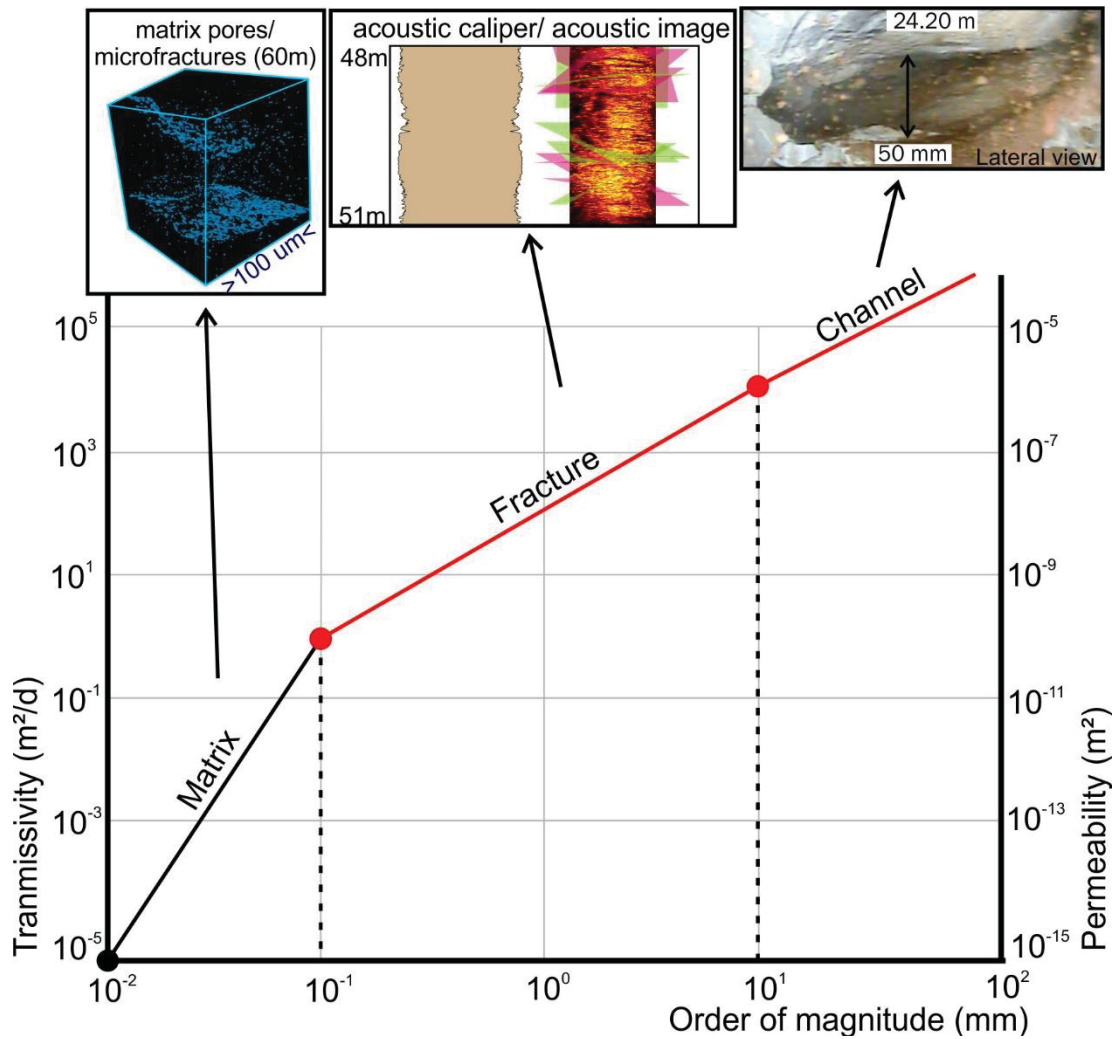


Figure 6 Permeability scale effect observed based on small-scale (black line) and well-scale (red line). An increase in the small- to well-scale transmissivities and permeabilities values of up to 11 orders of magnitude is observed with the increase of four orders of magnitude in pore opening/diameter values.

#### 4.4 Geological influence in the aquifer

A multiscale lineament analysis was carried out to determine the relationship between the structures mapped in the well and the local tectonics, based on the elevation model of Fig. 7a. 1,220 lineaments were traced in the area, being 205 on the scale 1:100,000 scale, with a predominance of NW-SE direction lineaments (Fig. 7b), 420 in 1:50,000 scale, with a predominance of NE-SW direction lineaments (Fig. 7c), and 595 in 1:20,000 scale, with a predominance of NE-SW direction lineaments (Fig. 7d). From these tracings, the main intervals of fracture groups, related to different tectonic events that occurred in the region, were identified, listed chronologically: 1) N40-70E, the axis of the antiform mapped in the region; 2)

N40-60W, intrusion of diabase dikes; and 3) N20W-N20E, Cenozoic transcurrent faults. These events are responsible for the structural framework of the area (Fig. 8a), accounting for 72% of the structures present in the well (Fig. 8b) and 60% of the fractures present in the flow zones (Fig. 9).

Of the total number of fractures mapped in the well after applying Terzaghi's (1965) correction, 158 have directions related to the axis of the antiform present in the well from 40 m depth onwards, 63 can be attributed to dike intrusion directions, mainly present up to 40 m depth, and 197 are linked to transcurrency, present throughout the well, demonstrated in the frequency graph of Fig. 9.

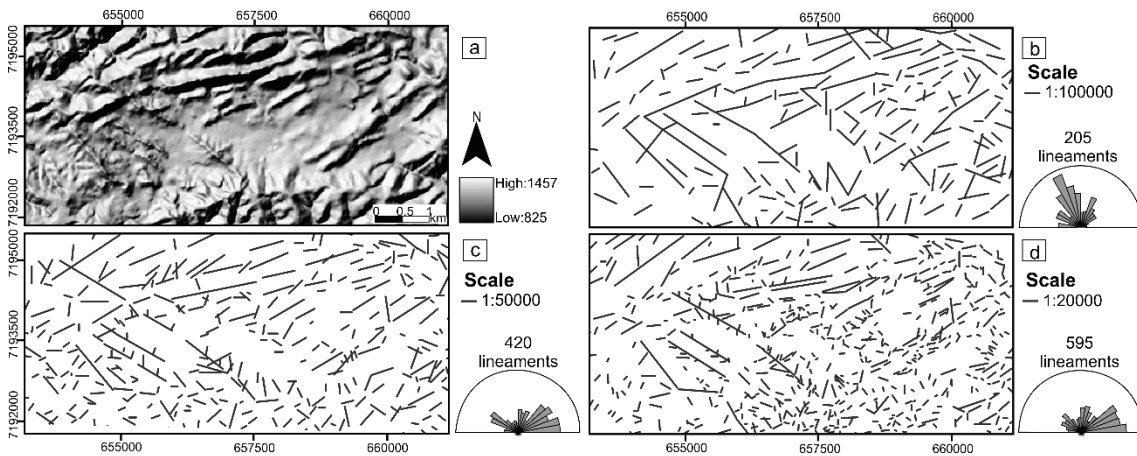


Figure 7 Mapping of the lineaments based on the elevation model (a), at scale 1:100,000 (b), 1:50,000 (c), and 1:20,000 (d). The rose diagrams showed the calculated azimuths and the frequency of the lineaments. The petals were grouped every 10°, and the external frequency limit is 15%.

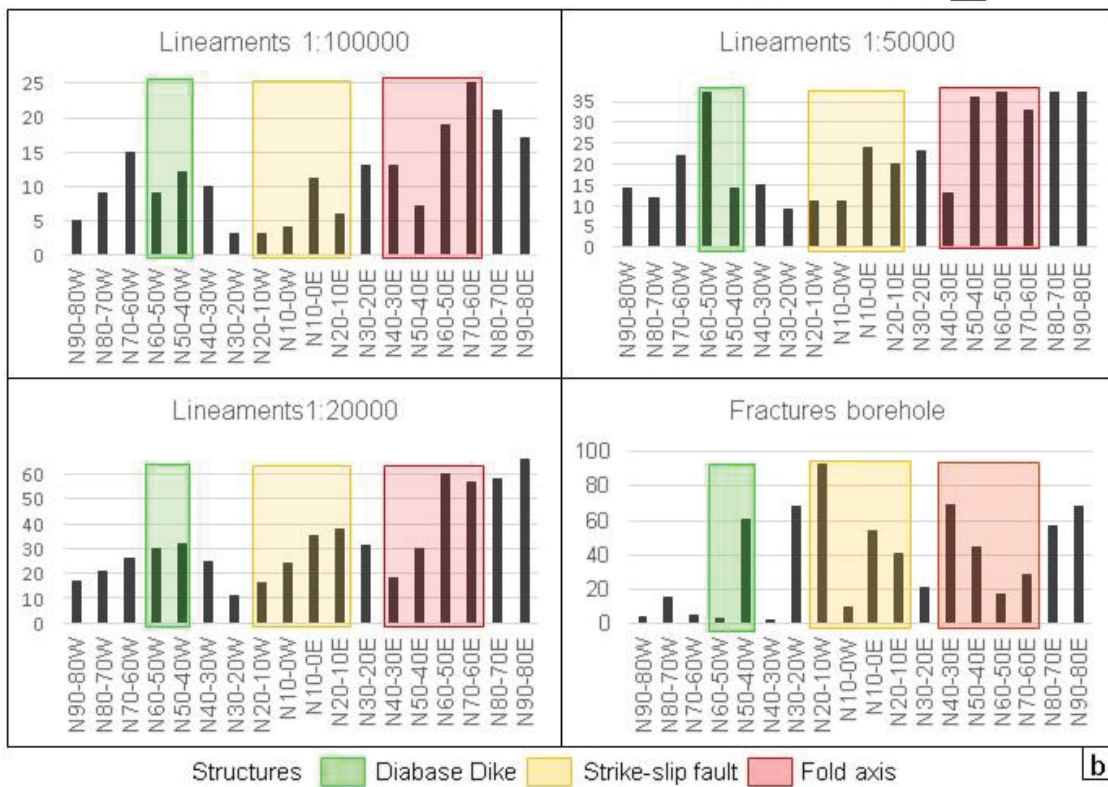
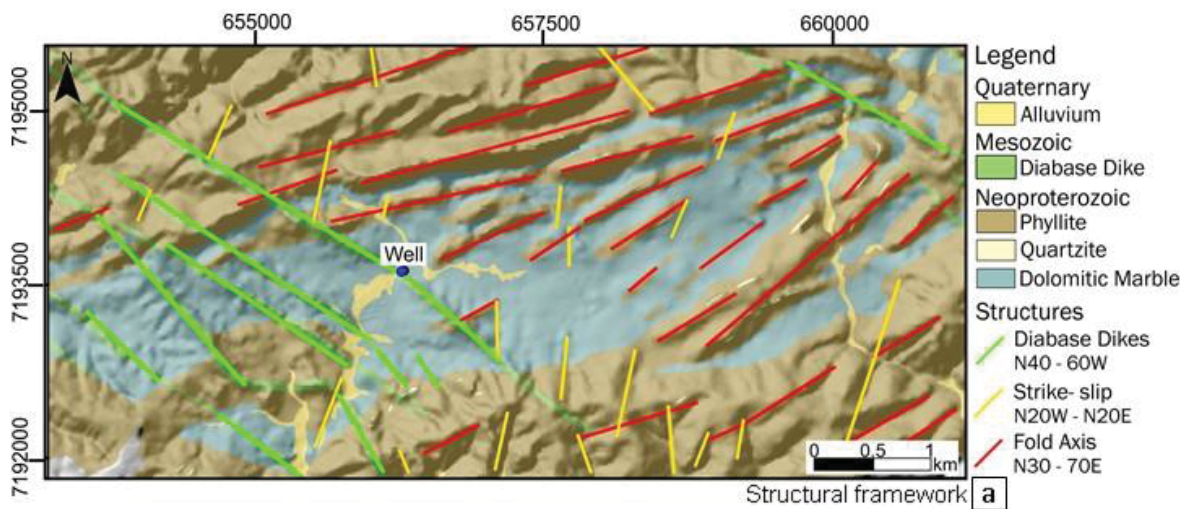


Figure 8 Structural framework obtained by analyzing the lineaments at different scales in the region (a), and frequency charts of the directions of lineaments and fractures mapped in the well (b). The predominance of fractures related to the main directions of the fold axis, the dike intrusions, and the transcurrent fault that occur in the region can be seen.

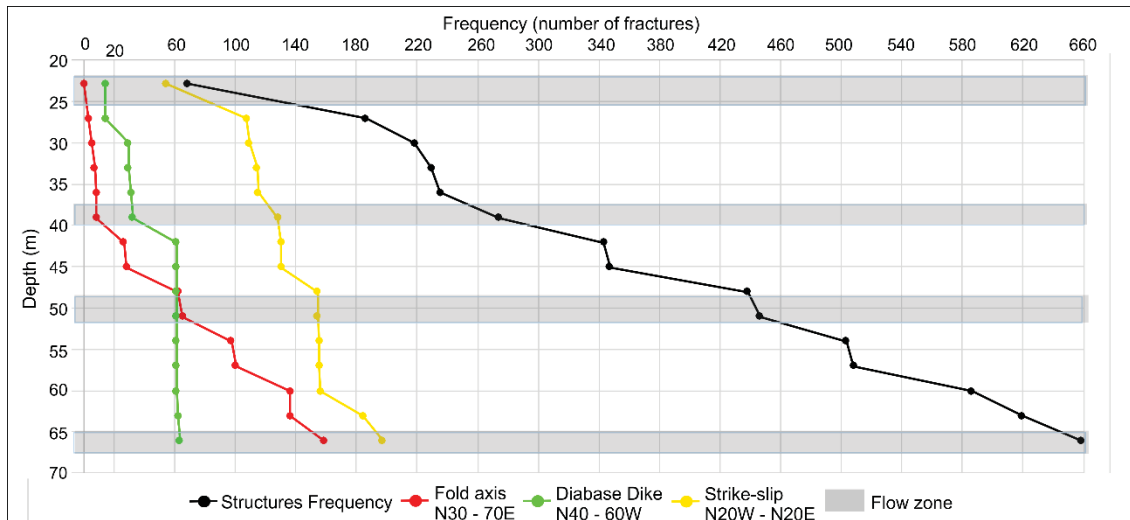


Figure 9 Absolute frequency of fractures on the well, and absolute frequency of fractures related to the diabase dike intrusions, axial axis of the antiform and transcurrent fault direction intervals. It is noted the presence of structures related to the fold axis mainly after 40 m depth and the lack of structures related to the dike in the interval between 40 m and 65 m. In the flow zones with the presence of karst features, structures related to the dike and the transcurrency occur, while in the other flow zones the presence of structures related to the axial fold plane and the transcurrency is observed.

## 5. Discussion

The porosity obtained for the matrix of the Capiru Formation marble is negligible. The presence of pores with diameters ranging from  $10^{-2}$  mm, with low connectivity between them, is responsible for an effective porosity of less than 1% (Fig. 10). Consequently, the permeability calculated for the small-scale obtained values of  $10^{-15}$  m<sup>2</sup>, which can be considered neglectable compared to the well-scale permeability values (Table 1). The transmissivities obtained for the existing micro-fractures in the matrix also have low values compared to those obtained for the well-scale (Table 1). Adding to the information that all microfractures observed on the thin section are filled with clay minerals and quartz, these transmissivities express poorly to generate the permeability of the matrix (Fig. 10). These low values of matrix permeabilities in Neoproterozoic karst aquifers are common due to recrystallization, cementation, and tectonics (Moore, 1989).

In well-scale, the values obtained for fractures, apart from its apertures, show that the lowest values are associated with the low-dips angles ( $12^{\circ}$ ), and an increase of one order of magnitude is verified for structures with dips greater than  $80^{\circ}$ . According to Halihan et al.

(1999), horizontal fractures can cause an increase in permeability of up to one order of magnitude compared to the matrix permeabilities. Then, a further increase, only associated with the dip angle of the structure, will be observed for angles above 80° - 85° and can be more than one order of magnitude. On the other hand, for karst features, the estimated transmissivity varies according to the type of flow adopted for the conduit, observing an increase of two orders of magnitude, from turbulent to laminar flow (Table 1). However, the flow in a single karst feature can be turbulent and laminar, depending on its velocity and the roughness of the walls that form the feature (Goldscheider and Drew, 2007).

Based on the estimates of permeabilities and transmissivities obtained for small- and well-scales, the scale effect can be noticed. There is an increase of up to four orders of magnitude in the openings of the mapped features from small- to well-scale. Consequently, there is an increase between nine and eleven orders of magnitude in permeabilities and transmissivities from small- to well-scale (Table 1). This increase in permeability due to the change in working scale was also observed in other karst areas, such as the Juras Mountain in Switzerland (Kiraly, 1975), Edwards Aquifer in the United States (Halihan et al., 2000), and the Sete Lagoas Karst Aquifer in Brazil (Galvão et al., 2015). It is mainly related to incorporating the connectivity network between fractures from small- to well-scale (Kiraly, 1975; Halihan et al., 2000).

Furthermore, the scale effect may also be observed when analyzing only the well-scale data. An increase of two orders of magnitude in feature openings is noted, accompanied by four to three orders of magnitude in permeability, and between four to six orders of magnitude in estimated transmissivities, from fractures to karst feature (Table 1, Fig. 9). The same increase is also apparent by analyzing the existing flow rate data for the flow zones in the well. The flow zones that exhibit karst features have water volumes of the order  $10^3$  m<sup>3</sup>/d, while the flow zones with fractures only have flows of  $10^2$  m<sup>3</sup>/d (Fig. 9). This difference in flow zone volumes demonstrates the influence of each structure on groundwater flow and total well productivity, as that karst features are responsible for 94% of the total volume exploited in the well. A similar relationship between flow in fractures and conduits was observed in Worthington

et al. (2000), in which four different karst aquifers were investigated, with most of the flow in the karst aquifers being derived from existing conduits in the aquifer (>90%). This relationship between fracture contribution and karstified zones in the well demonstrates the triple porosity present in karst aquifers (White, 2002; Ford and Williams, 2007; Stevanovic, 2015).

The link between fractures and flow zones is not only related to the physical properties of the structures, such as frequency, opening, and dip, and may also be associated with the geology and tectonics of the region (Hinsby et al., 1996). This connection can be observed in the presence of fractures in the well with similar direction to the lineaments traced, in a way that the directions in the structural framework of the area represent 70% of the total structures in the well, representing the most abundant fracture sets recognized after the correction of Terzaghi (1965). In addition, the presence of structures related to dike intrusions and Cenozoic transcurrents is also related to the flow zones that present karst features, while the flow zones only related to fractures can be correlated to the presence of structures associated with the direction of the fold axis and the Cenozoic transcurrents.

These same directions of tectonic structures found in the structural framework have been related to the higher productivity of wells in other Brazilian aquifers in the south and southeast regions. The studies have assessed the proximity of wells and their respective specific capacities, with lineaments traced at different scales, present in the aquifer region and found that the most productive wells occur mainly near lineaments of N40-70W, N20W-N20E, N50-70E directions (Salamuni, 1998; Fernandes and Rudolph, 2001; Fernandes and Amaral, 2002; Chavez-Kus and Salamuni, 2008; Rivas et al., 2019; Pires et al., 2021). Also, according to Fernandes and Rudolph (2001), the Cenozoic tectonics, attributed to the N20W-N20E directions, responsible for the opening of the Atlantic Ocean and the evolution of the Brazilian coast, became most responsible for the current opening of fractures and consequent circulation of groundwater in local aquifers. The presence of directions linked to this tectonic in all flow zones in the well, present in this work, corroborates this statement.

The results showed three different permeabilities in the aquifer related to the matrix, fractures, and karstic features. These permeabilities were identified using different study

scales. The rise in scale increased permeability data, proving the scale effect in the area. The permeability values obtained for the matrix had very low levels and can be neglected, with the fractures and karst features being mainly responsible for the flow in the aquifer. However, in aquifers composed of Mesozoic carbonate rocks, the matrix has more significant permeabilities, playing an essential role in aquifer flow (White, 2002), which cannot be overlooked. At the well-scale, transmissivity values can vary greatly depending on the fracture openings present in the aquifer and the presence or absence of karst features intercepted by the well, thus influencing the respective contribution of each structure to aquifer flow (Halihan et al., 2000; Worthington et al., 2000). Moreover, understanding the connection between fractures and conduits and their intersections in the vicinity of the well can considerably influence the respective flow zones present in the wells and their flow rates (Van Meir et al., 2007), influencing the permeability data in well-scale.

Finally, this study illustrates that scale effects are present not only in the use of different working scales, but also when fracture and conduit transmissivities can be identified and calculated separately. This will depend on the presence or absence of karst features in the well and the possibility of examining each structure individually. The use of high-resolution methods helps distinguish between fractures and karst features in the well and to identify microfractures present in the matrix. In this way, a more detailed estimation of permeabilities and transmissivities is achievable. However, as a validation of the estimated data, pumping tests should be carried out in the well studied, and the localized identification of the flow zones should be improved with the use of a heatpulse flowmeter probe or packer tests. Then, a better analysis of the scale effect, as well as the relationship between fracture directions and flow zones with the tectonics present in the region will be possible.

Table 1: Permeability and transmissivity estimated for small- and well-scale in the aquifer, from pore diameters/fractures and fissure openings, and the methods used to study each scale.

<b>Data of this study</b>					
		Summary of methods	Physical aperture/ diameter (mm)	Permeability (m <sup>2</sup> )	Transmissivity (m <sup>2</sup> /d)
<b>Small Scale</b>	Matrix	Micro-Ct Thin section Equations 3 - 4	0,01 – 0,09	$2 \times 10^{-15} - 8 \times 10^{-14}$	$7 \times 10^{-5} - 6 \times 10^{-1}$
<b>Well Scale</b>	Fracture	Core samples Geophysical profiling Borehole filming Drill Reports Equations 4 - 5	0,50 – 3,00	$3 \times 10^{-8} - 7 \times 10^{-7}$	$9 - 3 \times 10^4$
	Channel	Geophysical profiling Borehole filming Drill Reports Equations 5 - 6 - 7	50,00	$3 \times 10^{-4}$	Laminar flow: $3 \times 10^6$ Turbulent flow: $4 \times 10^4$
<b>Scale effect (order of magnitude)</b>			4	11	Laminar flow: 11 Turbulent flow: 9
<b>Data of other studies</b>					
<b>Type of aquifer (reference)</b>		<b>Permeability (m<sup>2</sup>)</b>		<b>Transmissivity (m<sup>2</sup>/d)</b>	
		Small Scale	Well Scale	Small Scale	Well Scale
<b>Jura Mountains (Kiraly, 1975)</b>		$10^{-14} - 10^{-11}$	$10^{-14} - 10^{-10}$	$10^0 - 10^3$	$10^0 - 10^4$
<b>Fractured Marble/Dolomite (Castany, 1984)</b>		-	-	$10^0 - 10^2$	
<b>Compilation of Crystalline Rocks (Clauser, 1992)</b>		$10^{-24} - 10^{-15}$	$10^{-19} - 10^{-12}$	-	-
<b>Edwards karst aquifer (Halihan et al., 2000)</b>		$10^{-17} - 10^{-11}$	$10^{-15} - 10^{-3}$	$10^{-3} - 10^3$	$10^{-1} - 10^4$
<b>Sete Lagoas karst aquifer (Galvão et al., 2015)</b>		$10^{-16} - 10^{-15}$	$10^{-14} - 10^{-9}$	$10^{-3} - 10^1$	$10^1 - 10^3$

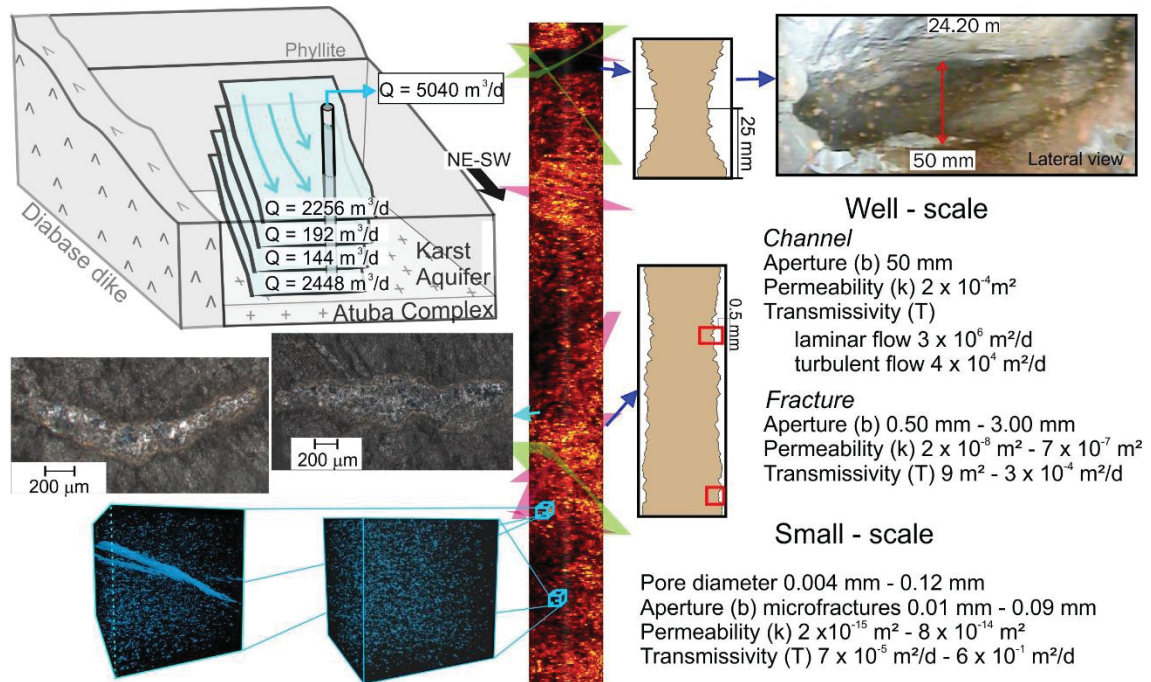


Figure 10 Diagram model of the study area. Flow data from the well and flow zones based on drilling reports. Micro-fractures (in the matrix) with apertures of 0.004 m, fractures (in the well) with openings up to 3.0 mm, and a karst feature with 50 mm diameter were found. The permeability and transmissivity values vary from 4 to 11 orders of magnitude with the increasing of the scale in the study. The same variation is observed when analyzing fractures and karstic features separately, considering the aperture, permeability, transmissivity, and flow rate values. The rock matrix contributed poorly to the flow, with low permeability values and microfractures filled with clay minerals and quartz.

## 6. Conclusion

The combined use of high-resolution techniques with empirical calculations applied in a Neoproterozoic karst aquifer influenced by subsequent tectonic events was made and identified overall increases in hydraulic parameters quantitatively demonstrating a scale effect from small- to well-scale. As the purpose of this paper is to focus on data from a tubular well, that is, from small- to well-scale, a regional scale component (e.g. watershed, aquifer system model) was not considered here.

At the small-scale, 3D micro-CT images estimated pore-size values between 4-12  $\mu\text{m}$ , featured by low pore connectivity resulting in porosity/microporosity values ranging from 0.24% to 2.0%. The microfractures are characterized by apertures between 0.01 mm to 0.09 mm, often filled with quartz or clay minerals. These microfractures are organized in low network connectivity and density. Thus, the overall matrix permeability varies from  $10^{-15} \text{ m}^2$  to  $10^{-14} \text{ m}^2$ ,

with a transmissivity between  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/d and  $10^{-1}$  m<sup>2</sup>/d, indicating that the matrix does not contribute effectively to water volume in the aquifer.

At the well-scale, geophysical well logs using high-resolution acoustic images, borehole video, and core drill sample descriptions identified fractures in-depth and their respective apertures and orientations, as well as saturated cavities considered here as karstified zones. The fracture apertures through the tubular well vary between 0.5 mm to 3.0 mm, being responsible for pumping yields up to  $3.36 \times 10^2$  m<sup>3</sup>/d, and hence transmissivities ranging from 9.0 m<sup>2</sup>/d to  $10^4$  m<sup>2</sup>/d. A karstified zone of about 50 mm in diameter responsible for pumping yields of  $2.26 \times 10^3$  m<sup>3</sup>/d results in estimated laminar and turbulent transmissivity values of  $10^6$  m<sup>2</sup>/d and  $10^4$  m<sup>2</sup>/d, respectively. In another karstified zone that yields  $2.21 \times 10^3$  m<sup>3</sup>/d, but without diameter data, the values for laminar and turbulent transmissivity were estimated at  $10^6$  m<sup>2</sup>/h and  $10^4$  m<sup>2</sup>/h, respectively, for a fictitious diameter of 1 m.

Based on those numbers, the scale effect indicates permeability values varying eleven orders of magnitude (from  $10^{-15}$  m<sup>2</sup> to  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>) and transmissivity values varying nine to eleven orders of magnitude ( $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/d to  $10^6$  m<sup>2</sup>/d) from matrix rock (small-scale) to fracture/karstified zone (well-scale). Considering the well-scale, the permeability varies four orders of magnitude ( $10^{-8}$  m<sup>2</sup> to  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>), and the transmissivity varies four to six orders of magnitude from fractures to karstified zones. The range of the physical features controlling flow range X orders of magnitude from X mm to 50 mm. The triple karst porosity hierarchy is confirmed for this setting. Nevertheless, tests using a heat-pulse flowmeter for more detail and accuracy of certain fracture planes, and packer tests to pump specific aquifer intervals to confirm transmissivity values estimated via empirical equations, are recommended to further evaluate flow and to begin to quantify transport parameters.

## **6. Acknowledgments**

Thanks for Advanced Logic Technology for the academic license of Wellcad 5.4 and the ISI module. This work was funded by Global Shell as part of the Diagenesis project, together with the Lamir Institute and the LPH/UFPR Laboratory.

## **5 CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Os resultados obtidos neste trabalho demonstram a possibilidade de se estimar parâmetros hidráulicos do aquífero a partir de dados físicos obtidos com métodos de alta resolução. No entanto é preciso se fazer algumas considerações, para melhorar a aplicabilidade deste trabalho.

Primeiramente, as estimativas dos parâmetros hidráulicos devem ser confirmadas com testes de bombeamento. Também se recomenda o uso de outros métodos de perfilagem geofísica, como a sonda do tipo flowmeter e a perfilagem elétrica para determinar com maior exatidão as zonas de fluxo no poço e o seu comportamento. Dessa forma será possível a associação das fraturas a zonas de fluxo com maior detalhe. Ambos os estudos deveriam ser aplicados para outros poços presentes no aquífero cárstico do Paraná, de forma a confirmar a aplicabilidade das estimativas e auxiliar no entendimento da relação entre arcabouço estrutural e fluxo no aquífero.

A compreensão com detalhe do regime de fluxo no aquífero cárstico pode ajudar a locação de futuros poços na região e fazer com que a exploração de água do mesmo possa ser feita de forma mais sustentável considerando sua vulnerabilidade e o risco de acidentes geotécnicos.

## 6 REFERÊNCIAS

- Alves F.M. 2008. Tectônica rúptil aplicada ao estudo de aquífero em rochas cristalinas fraturadas na região de Cotia, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil. 116 pp. <https://doi.org/10.11606/D.44.2008.tde-02092008-150509>.
- Anaba Onana A.B., Ndam Ngoupayou J.R., Mvondo Ondo J. 2017. Analysis of crystalline bedrock aquifer productivity: case of central region in Cameroon. *Groundw Sustain Dev*. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2017.05.003>
- Advanced Logic Technology sa, 1993 - 2020. Wellcad software manual. Advanced Logic Technology sa. 30H, Route de Niederpallen, L-8506 Redange-sur-Attert, Luxembourg.
- Appoloni C.R., Fernandes C.P., Rodrigues C.R.O. 2007. X-ray microtomography of a sandstone reservoir rock. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*. 580. p. 629-632
- Athayde G.B. 2013. Compartimentação hidroestrutural do sistema aquífero Serra Geral (SASG) no Estado do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil, 155 pp. <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/30066>
- Bahniuk A., 2007. Controles Geológicos da Carstificação em metadolomitos da formação Capiru – Neoproterozóico, região metropolitana de Curitiba, Paraná] Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil. 138 pp.
- Bakalowicz M. 1992. Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogénèse. (Water geochemistry and dissolved solid flux. The objective approach of climate part in the genesis of karst). *Karst et évolutions climatiques. Hommage à Jean Nicod*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence. p. 61–74.
- Bakalowicz M. 2005. Karst Groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. 13. p.148-160
- Basei M.A.S., Nutman A., Siga O., Passarelli C.R., Drukas C.O. 2009. The Evolution and Tectonic Setting of the Luis Alves Microplate of Southeastern Brazil: An Exotic Terrane during the Assembly of Western Gondwana., *Developments in Precambrian Geology*. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01620-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01620-X)
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*. 87 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1992216221>
- Bauer D., Youssef S., Fleury M., Bekri S., Rosenberg E., Vizika O. 2012. Improving the Estimations of Petrophysical Transport Behavior of Carbonate Rocks Using a Dual Pore Network Approach Combined with Computed Microtomography. *Transp Porous Med*. 94. 505-524. DOI 10.1007/s11242-012-9941-z

- Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J. 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Sci Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1956. Estudos preliminares da Série Açunguí. v. estruturas organogenas nos dolomitos da Formação Capiru (estado do Paraná). *Dusenya, Curitiba*, 7(6):17-23.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1958. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui (estado do Paraná). *Bol. Paulista de Geografia*. 29. p.3-19
- Bonacim, E. A. 1996. Dinâmica do Sistema Hidrogeológico Cárstico na área de Tranqueira – Região Metropolitana de Curitiba. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil. 176 pp.
- Boons, S. Software CTVox, version 1.0.0.r479. Kontich, Bélgica, 2010. Disponível em: <http://www.skyscan.be/products/downloads.htm>.
- Brasil. 2015. Carta das águas subterrâneas do Paraná: resumo executivo. Ministério de Meio Ambiente – Secretaria de Recursos Hídricos e Ambiente Urbano. 337p. <http://www.aguasparana.pr.gov.br/arquivos/File/PUBLICACOES/LivroR5.pdf>.
- Brito D. O. 2018. Modelo Hidrogeológico Conceitual do Campo de Poços do IPH, Sistema Aquífero Fraturado Pré-Cambriano, região de Porto Alegre, RS. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil. 139 pp.
- Brush D.J., Thomson N.R. 2003. Fluid flow in synthetic rough-walled fractures: Navier–Stokes, Stokes, and local cubic law simulations. *Water Resources Research*, 39, 1085, doi:10.1029/2002WR001346
- Campanha G. A. C. 1991. Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 296 pp.
- Campanha G.A., Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. 98. p. 31-51
- Carman P. 1937. Fluid flow through a granular bed, *Trans. Inst. Chem. Eng.*, 15, 150–167.
- Castany, G. 1984. Hydrogeological features of carbonate rocks, in *Guide to the Hydrology of Carbonate Rocks* (eds P.E. LaMoreaux, B.M. Wilson and B.A. Memon), *Studies and Reports in Hydrology* 41, UNESCO, Paris, 47–67.
- Chandra S., Auken E., Maurya P.K., Ahmed S., Verma S.K. 2019. Large scale mapping of fractures and groundwater pathways in crystalline Hardrock by AEM. *Sci Rep* 9. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-36153-1>
- Chavez-Kus L., Salamuni E. 2008. Evidência de tensão N–S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). *Rev Bras Geociências*. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008383439454>

- Clauser C., 1992. Permeability of crystalline rocks. EOS, Transactions America Geophysical Union, 73. 21. p. 233-238
- Cury L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 202pp
- Cury L.F., Kaulfuss G.A., Siga Jr O., Basei M.A.S., Harara, O.M.M., Sato, K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1,75 Ga em Granitoides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. Revista do Instituto de Geociências USP, Série Científica. 2: 95-108.
- da Rocha Santos, 2017. Metamorfismo de baixo grau nas rochas metassedimentares terrígenas da formação Capiru - região do Morro Grande, Colombo-PR. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Paraná, Curitiba, Brasil. 124 pp.
- Day-Lewis F.D, Slater L.D, Robinson J., Johnson C.D, Terry N., Werkema D., 2017. An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. Journal of Environmental Management. 204. 709-720
- Diniz, J. A. O. et al. 2014. Mapa hidrogeológico do Brasil ao milionésimo: Nota técnica. Sistema de Infor- mações Geográficas - SIG. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014. 43 p. 3 mapas, color., 1,78 cm x 91.00 cm. Escala 1:1.000.000. Programa de Cartografia Hidrogeológica. Disponível em [www.cprm.gov.br/MHB/Nota\\_tecnica.pdf](http://www.cprm.gov.br/MHB/Nota_tecnica.pdf)
- Dong H., Blunt M., 2009. Pore-network extraction from micro-computerized-tomography images. Physical Review. 80. 1-11. DOI 10.1103/PhysRevE.80.036307
- Dyson, N.A., 1973. X-rays in Atomic and Nuclear Physics, Long- man, London, 244pp.
- Faleiros F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 306p
- Faleiros F.M.; Campanha G.A., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011b. Ediacaran high- pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brasil): Evidence for terrane accretion and dispersion during the Gondwana assembly. Precambrian Research. 189: 263-291.
- Fassbinder E., 1990. Análise Estrutural da Falha Lancinha. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo. 165 p
- Fernandes A.J. 2008. Aquíferos fraturados: uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. Rev Inst Geológico. <https://doi.org/10.5935/0100-929x.20080005>

- Fernandes A.J., Amaral G. 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. *J South Am Earth Sci* 14. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00078-5)
- Fernandes A.J., Rudolph D.L. 2001. The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeol J* 9:151–167. <https://doi.org/10.1007/s100400000103>
- Fernandes A.J., Perrotta M.M., Salvador E.D., Azevedo S.G., Gimenez Filho A., Paulon N. 2007. Potencial dos aquíferos fraturados do estado de São Paulo: condicionantes geológicos. *Águas Subterrân.* <https://doi.org/10.14295/ras.v21i1.16168>
- Fernandes A.J, Maldaner C.H., Rouleau A. 2011. Análise das Fraturas nos Basaltos de Ribeirão Preto, SP: Aplicação à Elaboração de Modelo Hidrogeológico Conceitual. *Geol USP* 11(3). <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000300003>
- Fernandes A.J. Fiume B., Bertolo R., Hirata R.C.A. 2016. Modelo geométrico de fraturas e análise da tectônica rúptil aplicados ao estudo do fluxo do aquífero cristalino, São Paulo (SP). *Geol USP*. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p71-88>
- Ferreira de Paiva, R. 1995. Développement d'un microtomographe X et application a`la caractérisation des roches re´servoirs. The`se de doctorat de l'Universite´ de Paris VI, 170pp.
- Filho E.R., Polidoro G., Harum T., Lisboa A.A, Ribas A., Zojer H. 2002. Projeto Carste – Relatório Conclusivo Final. Curitiba. Brasil
- Fiori A.P. 1991. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba [Tectonics and Stratigraphy of the Açungui Group north of Curitiba]. Tese, Instituto de Geociências USP, São Paulo. 261p.
- Fiori A.P. 1992. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba, Brasil. 42. 07-27.
- Fiori A.P. Gaspar, L.A., 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. *Série Científica, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo*, São Paulo, 24. p.1-19
- Fiume, B. 2014. Geologia estrutural de detalhe para elaboração de modelo conceitual de circulação de água subterrânea: estudo de caso em Jurubatuba, SP. DMsc Tese. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Fleury S. 2009. Land use policy and practice on karst terrains: Living on limestone. Springer. 187 pp.
- Ford D., Williams P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. London. 562 p.
- Freeze, A.R., Cherry, J.A. 1979. *Groundwater: Englewood Cliffs*. Prentice-Hall, New Jersey, p. 604.

- Fúlfaro V.J., Suguio K. 1967. Campos de Diques de Diabásio da Bacia do Paraná [Diabase dyke fields of the Paraná Basin]. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16. p. 23-37
- Galvão P., Halihan T., Hirata R. 2015. The karst permeability scale effect of Sete Lagoas, MG, Brazil. *Hydrol J* 532: 149-162.
- Garing C., Gouze P., Kassab M., Riva M., Guadagnini A. 2015. Anti-correlated Porosity–Permeability Changes During the Dissolution of Carbonate Rocks: Experimental Evidences and Modeling. *Tranp Porous Med.* 107:595-621. DOI 10.1007/s11242-015-0456-2
- Geet M.V., Swennen R., Wevers M., 2000. Quantitative analysis of reservoir by microfocos X-ray computerised tomography. *Sedimentary Geology*. Elsev. 132: 25-36.
- Geet M.V., Swennen R., Wevers M. 2001. Towards 3-D petrography: application of microfocos computer tomography in geological science. *Comput Geosc.* 27: 1091-1099
- Gleeson T., Novakowski K. 2009. Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Bull Geol Soc Am* 121:333–347. <https://doi.org/10.1130/B26241.1>
- Goldscheider N., Drew D. 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*. International Contributions to Hydrogeology, 26. London, Taylor & Francis, 264 p.
- Goldscheider N., Chen Z., Auler A. S., Bakalowicz M., Broda S., Drew D. 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal*. 28:1661-1677
- Goodman R.E. 1976. *Methods of geological engineering in discontinuous rock*. West Publishing, New York, 472 pp.
- Grohmann C.H., Campanha G.A. 2010. OpenStereo: Open Source, Cross-Platform Software for Structural Geology Analysis, 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec. Software disponível em <http://sites.igc.usp.br/openstereo/download/>.
- Guimarães G.B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, <https://doi.org/10.11606/T.44.2000.tde-29102015-111937>
- Halihan, T., Wicks, C.M., Engeln, J.F. 1998. Physical response of a karst drainage basin to flood pulses: example of the Devil's Icebox cave system (Missouri, USA). *J. Hydrol.* 204, 24–36.
- Halihan, T., Sharp Jr., J.M., Mace, R.E. 1999. Interpreting flow using permeability at multiple scales. In: Palmer, A.R., Palmer, M.V., Sasowsky, I.D. (Eds.), *Karst Modeling*. Karst Waters Institute Special Publication No. 5, Charlottesville, pp. 82–96.

- Halihan, T., Sharp Jr., J.M., Mace, R.E. 2000. Flow in the San Antonio segment of the Edwards Aquifer: matrix, fractures, or conduits? In: Wicks, C.M., Sasowsky, I.D. (Eds.), *Groundwater Flow and Contaminant Transport in Carbonate Aquifers*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 129–146.
- Harara O.M.M., Siga Jr O., Basei M.A.S., Prazeres Filho H.J., Kaulfuss G.A, Passareli C.R., Cury L.F., Weber W. 2005. The record of proterozoic extensional events in the Luis Alves, Atuba, Southern Ribeira, and Northern Dom Feliciano Belts, Brazil: evidences from U-Pb ages of felsic and mafic magmatic rocks with intra-plate lithochemical signatures. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 10*, Curitiba, PR, Brasil, SBG, 363-366.
- Harum T.; Saccon P., Rosa Filho E. 2000. Projeto Karst: Water balance and isotopic investigations in the compartment Karst aquifer of Colombo-Fervida (Curitiba-Pr). 1<sup>o</sup> Joint World Congress on Groundwater. 23 p.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tassinari C.C.G., Almeida J., Tupinambá M., Siga Jr O., Trouw R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geol Soc London Spec Publ* <https://doi.org/10.1144/sp294.12>
- 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 D.A. 2002. Características hidrogeológicas do Aquífero Cárstico em Colombo ( Pr ) e impactos ambientais resultantes da sua exploração. XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Brasil. 18p.
- Hinsby K., McKay L.D, Jørgensen P., Lenczewski M., Gerba C.P. 1996. Fracture aperture measurements and migration of solutes, viruses and immiscible creosote in a column of clay till. *Ground Water* 34: 1065-1075
- Hovorka S.D., Mace R.E., Collins E.W. 1995. Regional distribution of permeability in the Edwards Aquifer. Draft Contract Report to the Edwards Underground Water District under Contract No. 93-17-FO. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, 77p.
- Hubbard S.S, Robin Y. 2016. Hydrogeological characterization using geophysical methods. Chapter 31 in *The Handbook of Groundwater Engineering* (eds J. Cushman, D. Tartakovsky) 859 - 896
- Huntoon, P.W. 1985. Gradient controlled caves, Trapper-Medicine Lodge area, Bighorn Basin, Wyoming. *Ground Water* 23, 443–448.
- Johnson, C.D., Williams, J.H. 2003. Hydraulic logging methods - A summary and field demonstration in Conyers, Rockdale County, Georgia. In: Williams, L.J. (ed.) *Methods used to assess the occurrence and availability of ground water in fractured-crystalline bedrock - An excursion into areas of Lithonia Gneiss in eastern metropolitan Atlanta, Georgia*. Georgia Geologic Survey, Guidebook 23, 40-47.

- Johnson, C.D.; Haeni, F.P.; Lane JR, J.W.; White, E.A. 2002. Borehole-geophysical investigation of the University of Connecticut landfill, Storrs, Connecticut. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 01-4033, 50 p.
- Kennel J., Parker B. 2019. Acoustic televiewer amplitude data for porosity estimation with application to porewater conversion. Geological Society Special Publication, 479:177-185.
- Keys, W. S. 1968. Well Logging in Ground-Water Hydrology. Ground Water, 6: 10-18.
- Kharitono, V. Software CTAnalyser, version 1.10.9.0. Kontich, Bélgica, 2003. DVD licenciado
- Kharitonov, V. Software CTVol realistic 3D- visualization, version 2.2.0.0. Kontich, Bélgica. 2010. DVD licenciado
- Király, L. 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physique des roches karstique. In: Burger, A., Dubertet, L. (Eds.), Hydrogeology of Karstic Terrains. International Association of Hydrogeologists, Paris, pp. 53–67, Series B, No. 3.
- Kiraly, L. 2002. Karstification and groundwater flow, in Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation. (ed. F. Gabrovsek), Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana. 155–90.
- Kobr M., Mares S., PailletF., 2005. Geophysical well logging: Borehole geophysics for hydrogeological studies: Principles and applications, Chapter 10, in Hydrogeophysics (eds: Rubin Y., Hubbard S.). Springer, Dordrecht, the Netherlands. 291–332.
- Kozeny J. 1927. Uber kapillare Leitung der Wasser in Boden, Sitzungs- ber. Akad. Wiss. Wien, 136, 271–306
- Konzuk, J.S. and Kueper, B.H., 2004. Evaluation of cubic law-based models describing single-phase flow through a rough- walled fracture. Water Resources Research 40. doi:10.1029/2003WR002356.
- Lamb, H. 1932. Hydrodynamics, sixth ed. Dover. New York. p. 738
- Leandro R. 2016. Caracterização tectonoestratigráfica das sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande, Formação Capiuru – PR. DMsc Tese, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil. 121 pp.
- Lin Q., Al-Khulaifi Y., Blunt M.J., Bijeljic B. 2016. Quantification of sub-resolution porosity in carbonate rocks by applying high-salinity contrast brine using X-ray microtomography differential imaging. Advances in Water Resources. 96. 306-322.
- Lisboa A. 1997. Proposta de metodologia para avaliação hidrogeológica do aquífero cárstico, compartimento de São Miguel. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Brasil. 147 p.

- Lopes A.P, Fiori A.P, Reis Neto J.M., Marchese C., Vasconcellos E.M.G., Trzaskos B., Onishi C.T., Pinto-Coelho C.V., Secchi R., Silva G.F. 2012. Análise tridimensional de rochas por meio de microtomografia computadorizada de raios X integrada à petrografia. *Jornal de Geociências, UNESP, São Paulo, Brasil.* 31:129-142.
- Lucas M., Cantareira G.D., Wendland E. 2019. Solute transport performance analysis of equivalent apertures in a single undisturbed basaltic fracture. *Hydrogeology Journal.* 27. 12 pp. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01960-x>
- Maack R. 1947. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. 92. *Arquivos brasileiros de Biologia e Tecnologia, 2001, jubilee,* 169–288. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132001000500010>
- Machado A.C., Lima I., Lopes R.T. 2014. Effect of 3d computed microtomography resolution on reservoir rocks. *Radiation Physics and Chemistry.* 95. 405–407
- Maclay, R.W., Land, L.F. 1988. Simulation of flow in the Edwards Aquifer, San Antonio Region, Texas, and Refinement of the Storage and Flow Concepts. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2336-A, 48p.
- Madrucci V., Taioli F., Araújo C.C. 2008. Groundwater favorability map using GIS multicriteria data analysis on crystalline terrain, São Paulo state, Brazil. *J Hydrol* 357:153–173. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.026>
- Mangin, A. 1975. Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon.
- Mantovani L.E.; Fritzens E.; Wrege M.S. 2016. Aspectos hidrológicos e hidrogeológicos da bacia do Rio Fervida, aquífero Carste, Colombo, Paraná. *RAEGA – O espaço Geográfico em Análise.* 37: 190-206 p.
- Mari J., Porel G., Delay F. 2020. Contribution of full wave acoustic logging to the detection and prediction of karstic bodies. *Suíça. Water.* 12. 24p.
- Martinez-Landa, L., Carrera, J. 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment – FEBEX), Grimsel, Switzerland. *Water Resour. Res.* 41 (W03006), 1–13. <http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003458>
- Mcewen T.J. 1980. Fracture analysis of crystalline rocks: fiel measurements and field geometrical techniques. Environmental Protection Unit 8011, Report of the Institute of Geological Sceinces, Harwell Laboratory, Oxfordshire
- Milanovic P. 2005. *Water Resources Engineering in Karst.* CRC Press. Taylor e Francis Group. 328p.
- Mohamed L., Sultan M., Ahmed M., Zaki A., Sauck W., Soliman F., Yan E., Elkadiri R., Abouelmagd A. 2015. Structural controls on groundwater flow in basement terrains: geophysical, remote sensing, and field investigations in Sinai. *Surv Geophys* 36. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9331-5>

- Moore, C.H. 1989. Carbonate diagenesis and porosity. *Development in Sedimentology*, vol. 46. Elsevier, Amsterdam, p. 338.
- Neves M.A., Morales N. 2007. Well productivity controlling factors in crystalline terrains of southeastern Brazil. *Hydrogeol J.* <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0112-6>
- Novakowski K.S.; Lapcevic P.A.; Sudicky E.A. 2016. Capítulo 19: Groundwater flow and solute transport in fractured media, em *The Handbook of Groundwater* (eds J. Cushman, D. Tartakovsky). 531-563.
- O'Leary D.W., Friedman J.D. 1978. Towards a workable lineament symbology. *Proceedings of the Third International Conference on the New Basement Tectonics*, Basement Tectonics Committee Publication no. 3, Basement Tectonic Committee, Denver, CO, pp 29–31
- Oliveira D.G.G., Monteiro M.D., Massoni F., Rocha H.C. 2012. Televisionamento de Furos de Sondagens nos Estudos do Metrô de São Paulo - Proposta Metodológica para Execução e Análise. *Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental*, 2(1):95-114.
- Paillet F.L. 1993. Using borehole geophysics and cross-borehole flow testing to define hydraulic connections between fracture zones in bedrock aquifers. *Journal of Applied Geophysics*. 30: 261- 2179.
- Paillet F.L. 1995. Using borehole flow logging to optimize hydraulic-test procedures in heterogeneous fractured aquifers. *Hydrogeology Journal*, 3: 4-20.
- Paillet F.L., Goldberg D. 1991. Acoustic Televiwer Log Images of Natural Fractures and Bedding Planes in the Toa Baja Boreholes, Puerto Rico. *Geophysical Research Letters*. 18: 501-504.
- Paillet F.L.; Ollila P. 1994. Identification, characterization and analysis of hydraulic conductive fractures of granitic basement rocks, Massachusetts. U.S. Geological Survey, Water Resources investigation Report. 94-4185, 38p
- Paillet F.L., Reese R.S. 2000. Integrating borehole logs and aquifer tests in aquifer characterization. *Ground Water*. 38. 713-725.
- Passarelli C.R., Basei M.A.S., Siga O., Harara O.M.M. 2018. The Luis Alves and Curitiba terranes: continental fragments in the Adamastor Ocean. Siegesmund S, Basei M, Oyhantçabal P, Oriolo S (eds) *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*, Springer, Cham, Switzerland, pp 189–215. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_8)
- Patias D., Cury L.F., Siga O. 2019. Transpressional deformation during Ediacaran accretion of the Paranaguá Terrane, southernmost Ribeira Belt, western Gondwana. *J South Am Earth Sci* 96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102374>
- Pino, D.S. 2012. Structural Hydrogeology in the Kenogamy Uplands, Quebec, Canada. DMsc Tese, L'Université du Québec à Chicoutimi, Quebec, 184 pp.

- Pino D., Roy D., Rouleau A., Fernandes A., Bertolo R. 2019. Linhas de levantamento estrutural: correção do viés de orientação a partir de planilhas eletrônicas. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*. 40: 49-74.
- Pires C.A., Athayde G.B., Souza filho O.A., Offerdinger U. 2021. Litho-structural conditioning in the exploration of fractured aquifers: a case study in the Crystalline Basement Aquifer System of Brazil. *Hydrogeology Journal*. 29: 1657-1678.
- Prazeres Filho H.J. 2000. Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Corregos, Estado do Paraná. 180 f. DMsc Tese. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. 180pp.
- Priest S. D. 1993. *Discontinuity analysis for rock engineering*. London, Chapman & Hall. 473 pp
- Queiroz G.L., Salamuni E., Do Nascimento E.R. 2014. AzimuthFinder: Ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural., *Geologia USP - Serie Cientifica*. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400010005>
- Quinlan J.F., Davies G.J., Jones S.W., Huntoon P.W. 1996. The applicability of numerical models to adequately characterize ground-water flow in karstic and other triple-porosity aquifers. In: Ritchey JD, Rumbaugh JO (eds) *Subsurface fluid-flow (groundwater and vadose zone) modeling*. Am Soc Testing Materials Spec Tech Publ 1288:114–133
- Quinn J.J., Tomasko D., Kuiper J.A. 2006. Modeling complex flow in a karst aquifer. *Sedimentary Geology*. 184:343-351.
- Ramandi H., Armstrong R., Mostaghimi P. 2016. Micro-CT image calibration to improve fracture aperture measurement. *Case Studies in Nondestructive Testing and Evaluation* 6: 4–13.
- Raposo M.I.B. 1995. Episódios Intrusivos no Arco de Ponta Grossa Determinados Através de um Estudo Paleomagnético. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(1): 3-19
- Reis Neto J., Fiori A., Lopes A., Marchese C., Pinto-Coelho C.V, Vasconcellos E.M.G., Silva G.F., Sechi R. 2011. A microtomografia computadorizada de raios-x integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas. *Revista Brasileira de Geociências*. 41: 498-508
- Remeysen K., Swennen R. 2008. Application of microfocus computed tomography in carbonate reservoir characterization: Possibilities and limitations. *Marine and Petroleum Geology*. 25: 486-499 p
- Rivas R.S.Z., Salamuni E., Figueira I.F.R. 2019. Análise estrutural rúptil na zona de influência do Arco de Ponta Grossa: estudo de caso na área da UHE-Mauá-PR. *Geociências* 38:853–869. <https://doi.org/10.5016/GEOCIENCIAS.V38I4.14232>

- Rosa Filho E., Guarda M., 2008. Compartimentação Hidrogeológica da formação Capiru na região norte de Curitiba – PR, Brasil. *Revista Águas Subterrâneas*. 22: 67-74
- Rouleau A., Gale J.E. 1985. Statistical Characterization of the fracture system in the Stripa granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 22: 353-367
- Salamuni E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (Pr). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Brasil, 223 pp
- Shalaby M.R., Islam M.A. 2017. Fracture detection using conventional well logging in carbonate Matulla Formation, Geisum oil field, southern Gulf of Suez, Egypt. *J Petrol Explor Prod Technol*. 7:977–989
- Siga Junior O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995 O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. Inst Geociências, Univ Sao Paulo, São Paulo, Brasil
- Siga Jr O. 2010. Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: Implicações Tectônicas. Tese de Livre-Docência. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo, 89p
- Smith, D.I., Atkinson, T.C. and Drew, D.P. (1976) The hydrology of limestone terrains, in *The Science of Speleology* (eds T.D. Ford and C.H.D. Cullingford), Academic Press, London, pp. 179–212
- Soares P.C., Bettu D.F. 2017. Tempo de Trânsito da água no Carste: Colombo (Pr, Brasil). *Curitiba. Espeleo-Tema*. V. 28 – 1. pp. 5-23
- Soares P.C., Fiori A.P., CARVALHO S.G. 1990. Tectônica Colisional Obliqua entre o Bloco Paraná e a Margem Sul do Cráton São Francisco, no Maciço de Guaxupé, Salvador. *Congresso Brasileiro Geologia, Anais*. Salvador 36, v. 5, p. 2723-2734
- Stevanovic, Z. 2015. *Karst Aquifers – Characterization and Engineering*. Springer International Publishing Switzerland. 698p
- Stevanović, Z. 2019. Karst waters in potable water supply: a global scale overview. *Environ Earth Sci*. 78,662:12pp.
- Stewart M.L, Ward A.L., Rector D.R. 2006. A study of pore geometry effect on anisotropy in hydraulic permeability using the lattice-Boltzmann method. *Advances in Water Resources*. 29. 1328-1340.
- Stock S.R. 2009. *Micro Computed Tomography: Methodology and Applications*. CRC Press – Taylor and Francis Group. 366 p
- Terzagui R.D. 1965. Sources of error in joint surveys. *Géotechnique*. 15: 287-304

- Teutsch, G. Sauter, M. 1998. Distributed parameter modelling approaches in karst-hydrological investigations. *Bulletin d'Hydrogeologie (Neuchâtel)*, 16, 99–110
- Tirén S. 2010 Lineament interpretation short review and methodology. Swedish Radiation Safety Authority, Stockholm, 42 pp
- Turcotte D.L., Schubert G. 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley & Sons, NY, p. 450.
- Van Meir N., Jaeggi D., Herfort M., Loew S., Pezard P.A., Lods G. 2007. Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data. *Hydrogeol J.* 15(2) 225-240.
- White W.B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, Nova York. 464 pp.
- White W.B. 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65, 85–105
- White W.B., 2017. Groundwater flow in Karstic Aquifer. Chapter 20, in: *The Handbook of Groundwater Engineering* (eds J. Cushman, D. Tartakovsky). 563 - 595
- White W.B, Culver D. 2012. *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Book AID international. Sabre Foundation. Second Edition. 963 p.
- Wildenschild D., Hopmans J.W, Vaz C.M.P., Rivers M.L., Rickard D., Christensen B.S.B. 2002. Using x-ray tomography in hydrology: Systems, resolutions and limitations. *J Hydrol* . 267: 285-297 p.
- Williams J.H.; Johnson C.D. 2004. Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies. *J Applied Geophysics*. 55: 151-159.
- Williams J.H., Paillet F.L. 2002. Characterization of fractures and flow zones in a contaminated shale at the Watervliet Arsenal, Albany County, New York. Geological Survey, Open-File Report 01-385, 25 pp.
- Worthington S., Ford D. 1995. Borehole tests for megascale channeling in carbonate aquifers.
- Worthington S.R.H., Ford D.C, Beddows P.A. 2000. Porosity and Permeability Enhancement in Unconfined carbonate Aquifers as a Result of Solution. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* (eds A.V Klimchouk, D.C Ford, A.N Palmer, W. Dreybrodt), National Speleological Society of America, Huntsville, Al, pp220 – 3.
- Yamato A.A. 1999. Mapeamento geológico de parte da folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. DMsc Tese. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. 98pp.
- Zandomeneghi D., Voltolini M., Mancini L., Brun F., Dreossi D., Polacci M. 2010. Quantitative analysis of X-ray microtomography images of geomaterials: Application to volcanic rocks. *Geosphere*. 6: 793-804.

