



**ESTUDO DA CONTRIBUIÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E RETIRADA
DE ÁGUA POR POÇOS SOBRE O ESCOAMENTO DOS CÓRREGOS
ADJACENTES NA REGIÃO DO NÚCLEO RURAL LAGO OESTE – DF**

ALICE ROCHA PEREIRA

**Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos
Departamento de Engenharia Civil e Ambiental**

**FACULDADE DE TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**ESTUDO DA CONTRIBUIÇÃO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS E RETIRADA DE ÁGUA POR POÇOS
SOBRE O ESCOAMENTO DOS CÓRREGOS ADJACENTES
NA REGIÃO DO NÚCLEO RURAL LAGO OESTE - DF**

ALICE ROCHA PEREIRA

**ORIENTADOR: SÉRGIO KOIDE
CO-ORIENTADOR: CARLOS TADEU CARVALHO DO
NASCIMENTO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS**

**PUBLICAÇÃO: PTARH.DM 216/2018
BRASÍLIA/DF: AGOSTO – 2018**

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**ESTUDO DA CONTRIBUIÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E
RETIRADA DE ÁGUA POR POÇOS SOBRE O ESCOAMENTO DOS
CÓRREGOS ADJACENTES NA REGIÃO DO NÚCLEO RURAL
LAGO OESTE - DF**

ALICE ROCHA PEREIRA

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE
ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE
TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU
DE MESTRE EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS
HÍDRICOS.**

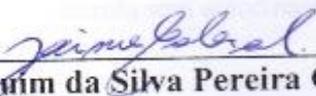
APROVADA POR:



Prof. Sergio Koide, PhD (ENC-UnB)
(Orientador)



Prof. Ricardo Tezini Minoti, Dsc (ENC-UnB)
(Examinador Interno)



Prof. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral, PhD (UFPE)
(Examinador Externo)

BRASÍLIA/DF, 31 DE AGOSTO DE 2018

FICHA CATALOGRÁFICA

PEREIRA, ALICE ROCHA

Estudo da Contribuição de Águas Subterrâneas e Retirada de Água por Poços sobre o Escoamento dos Córregos Adjacentes na Região do Núcleo Rural Lago Oeste - DF [Distrito Federal] 2018.

xvii, 134p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2018). Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1.Hidrologia subterrânea

2.VLF

3.Modelagem hidrológica

4.SWAT-MODFLOW

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

PEREIRA, A. R. (2018). Estudo da Contribuição de Águas Subterrâneas e Retirada de Água por Poços sobre o Escoamento dos Córregos Adjacentes na Região do Núcleo Rural Lago Oeste - DF. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.DM-216/2018, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 158p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Alice Rocha Pereira.

TÍTULO: Estudo da Contribuição de Águas Subterrâneas e Retirada de Água por Poços sobre o Escoamento dos Córregos Adjacentes na Região do Núcleo Rural Lago Oeste - DF.

GRAU: Mestre

ANO: 2018

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Alice Rocha Pereira
alice_rp@hotmail.com

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Sérgio Koide pela paciência, orientação, disponibilidade, atenção, apoio e compreensão ao longo de todo o processo.

Ao Professor Carlos Tadeu pela orientação, disponibilidade, ajuda em planejamentos, nas saídas de campo e levantamentos.

À Andréia de Almeida por estar sempre presente apoiando e ajudando em todas as etapas do trabalho sendo sempre muito prestativa e solícita com todos, além das saídas de campo e discussões construtivas.

Ao Gilliard Nunes pelo levantamento em campo, ajuda na modelagem, prestatividade e pelas conversas.

À Sara Ferrigo pelo fornecimento do banco de dados e ajuda na modelagem.

Ao Wheshlhes pela ajuda e paciência nos levantamentos de campo.

Ao Bruno Távora pela ajuda na modelagem e fornecimento do gps para o levantamento de campo.

A Maria Elisa e Daniel Valencia pelo apoio, ajuda e conversas.

Aos meus amigos Daiana Lira, Thays Mitsuko, Rafaella Baracho, Ana Alícia, Marília de Almeida, Hélio Guilherme, José Antônio, Andriane Mello e Bárbara Moreto que sempre estiveram presentes para todos os tipos de conversas e momentos.

Aos Professores Ricardo Minoti e Conceição Alves pelas contribuições ao trabalho.

Aos moradores do Núcleo Rural Lago Oeste que contribuíram e colaboraram com o trabalho permitindo, de forma muito receptiva, a medição de nível dos poços rasos em suas casas.

À ADASA pela parceria para a organização e fornecimento de dados dos poços outorgados na região do Núcleo Rural Lago Oeste.

À CAESB pelo fornecimento de dados pluviométricos e fluviométricos, além da prontidão e disponibilidade para a retirada de dúvidas.

Ao ICMBio por possibilitar a realização do levantamento no Parque Nacional de Brasília e fornecimento do mapa geológico do Parque Nacional de Brasília.

À CAPES pela bolsa de mestrado concedida.

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar o impacto da exploração das águas subterrâneas sobre o escoamento de base nos córregos adjacentes à região do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO), que se localiza na bacia do Ribeirão Tortinho, a partir de estudos hidrológicos de campo utilizando métodos geofísicos, *Very Low Frequency* e o método Elétrico de Corrente Contínua com a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV), e simulação matemática. O método *Very Low Frequency* permitiu a identificação de anomalias, provavelmente associadas à água presente nas fraturas no subsolo, resultando na construção de um modelo conceitual com o mergulho e direção das fraturas, o que pôde ser verificado por meio da medição da atitude dos planos de fratura em campo tanto na área da bacia do rio Maranhão, no NRLO, quanto dentro do Parque Nacional de Brasília. Já as SEVs mostraram que, provavelmente, há variações laterais de resistividade na região que interfere na técnica. O levantamento de nível de poços rasos na região permitiu a identificação do divisor de águas subterrâneas, possibilitou a verificação dos resultados de carga simulados e a estimativa da quantidade de poços manuais visitados que não constam na lista de poços cadastrados pela ADASA e de poços secos. No âmbito da modelagem, foi utilizado o modelo de bacia SWAT e o modelo acoplado SWAT-MODFLOW, o qual apresentou um melhor ajuste para os períodos de recessão do que quando comparada à aplicação apenas do modelo SWAT. Os cenários teóricos simulados com o modelo acoplado SWAT-MODFLOW englobaram diferentes condições quanto ao fraturamento do quartzito no domínio fraturado e à retirada de águas subterrâneas. A consideração na modelagem do fraturamento do quartzito no domínio fraturado não levou a mudanças significativas no hidrograma. Quanto à retirada de água, foram considerados cenários com os poços da ADASA, duplicando e quadruplicando-se o número de poços para verificar a máxima taxa possível de bombeamento. De maneira geral, este trabalho contribuiu para a compreensão inicial da problemática existente na região quanto à modelagem, além de indicar uma possível falha no cadastro de poços, com número inferior ao existente, evidenciando a necessidade de melhoria dos registros para a gestão da bacia e a importância da hidrometração dos poços na região.

PALAVRAS-CHAVE: Hidrologia subterrânea, VLF, Modelagem Hidrológica, SWAT-MODFLOW.

ABSTRACT

Field-based hydrological studies using geophysical methods, Very Low Frequency (VLF) and Vertical Electrical Survey (VES), and numerical simulation of the water flow were conducted at Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO), located in the stream Tortinho's basin, in order to analyze the impact of groundwater exploration on to the Tortinho's baseflow. Anomalies identified using VLF method were associated with fractures and the location of groundwater in the fissural aquifer resulting in a conceptual model showing fracture's dip and direction, which was verified with field measurement of the fractures in rock outcrops at Brasília National Park and NRLO. VES results showed that probably there are high variations of lateral resistivity interfering with the technique. The survey of the level of shallow wells in the region allowed the estimated number of wells not included in the list of registered wells by ADASA and dry wells, the identification of the groundwater divisor and the comparison with the simulated head. In the hydrogeological modeling, SWAT basin model and the SWAT-MODFLOW coupled model were used, which presented a better fit for the recession periods than only SWAT. The theoretical scenarios simulated with the SWAT-MODFLOW coupled model included different conditions regarding quartzite fracturing and the withdrawal of groundwater in the fractured domain. Quartzite fracturing did not lead to significant changes in the hydrograph. Regarding the water withdrawal, scenarios were considered with the wells registered by ADASA, doubling and quadrupling the number of wells to verify the maximum pumping rate possible. In general, this work contributed to the initial understanding of the existing problem in the region concerning modeling, besides indicating a possible failure in the list of registered wells, probably with a lower number of wells than the existing one, evidencing the need to improve the records for the management of the basin and the importance of hydrometration the wells in the area.

KEYWORDS: Groundwater hydrology, VLF, Hydrological modeling, SWAT-MODFLOW.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS	3
2.1. OBJETIVO GERAL	3
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1. SEPARAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE	4
3.1. HIDROGEOLOGIA	6
3.1.1. Fraturamento	9
3.1.2. Geofísica aplicada	11
3.1.2.1. Método Eletromagnético <i>Very Low Frequency</i> (VLF-EM)	16
3.1.2.2. Método Elétrico de Corrente Contínua.....	23
3.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA	32
3.2.1. Modelos usados em águas subterrâneas	32
3.2.2. <i>Soil and Water Assessment Tool</i> (SWAT)	33
3.2.3. MODFLOW	37
3.2.4. Integração SWAT-MODFLOW	44
4. METODOLOGIA.....	47
4.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	49
4.1.1. Clima	50
4.1.2. Topografia	51
4.1.3. Ocupação Urbana	52
4.1.4. Pedologia.....	54
4.1.5. Geologia	55
4.1.6. Hidrogeologia	56
4.2. LEVANTAMENTO GEOFÍSICO	58
4.2.1. Área selecionada para os estudos geofísicos	58
4.2.2. Levantamento geofísico utilizando o Método VLF	60
4.2.3. Levantamento geofísico utilizando o Método Elétrico de Corrente Contínua	63
4.2.4. Fraturamento	64
4.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE POÇOS E DADOS DE VAZÃO.....	65
4.4. PREPARAÇÃO/OBTENÇÃO DO BANCO DE DADOS.....	66
4.4.1. Dados pluviométricos	66
4.4.2. Dados fluviométricos	69
4.4.3. Pedologia.....	72

4.4.4. Uso e ocupação do solo	73
4.5. MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIBEIRÃO TORTINHO.	74
4.5.1. Programas computacionais	74
4.5.2. Base de Dados.....	75
4.5.3. Modelagem com o SWAT.....	76
4.5.4. Modelagem com o SWAT-MODFLOW	78
4.5.4.1. Modelo hidrogeológico conceitual	81
4.5.4.2. Parâmetros	81
4.5.4.3. Cenários	82
4.5.4.4. Calibração e Verificação do modelo	83
5. RESULTADOS	84
5.1. VERY LOW FREQUENCY E FRATURAMENTO	84
5.2. SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL	96
5.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE POÇOS	98
5.4. MODELAGEM COM SWAT.....	101
5.5. MODELAGEM COM O SWAT-MODFLOW	106
5.5.1. Modelo conceitual	106
5.5.2. Parâmetros e calibração	109
5.5.3. Cenários	112
5.5.3.1. Cénarios com fraturas	112
5.5.3.2. Cenários com poços.....	115
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Principais transmissores de ondas VLF no mundo (McNeill e Labson, 1987).	18
Tabela 3.2. Arranjos, configurações dos eletrodos e fator de geometria (Reynolds, 1997).	26
Tabela 3.3. Comparação entre os arranjos de Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo (Reynolds, 1997 - modificado).	27
Tabela 4.1. Etapas, linhas e data de aquisição dos dados.	62
Tabela 4.2. Código, nome, latitude, longitude e altitude das estações pluviométricas da CAESB.	66
Tabela 4.3. Períodos e estações pluviométricas da CAESB usadas na ponderação da precipitação para modelagem.	67
Tabela 4.1. Parâmetros, unidade, método, valor inicial e intervalo de variação (Ferrigo, 2014).	78
Tabela 4.2. Arquivos de link entre o SWAT e o MODFLOW e as informações que são relacionadas nesses arquivos (adaptado de Bailey <i>et al.</i> , 2017).	79
Tabela 4.3. Valores iniciais de condutividade hidráulica saturada e produção específica usados.	82
Tabela 5.2. SEVs, tipo de solo e data.	96
Tabela 5.3. Número, espessura e resistividade das camadas e erro do modelo.	97
Tabela 5.6. Períodos de calibração e verificação mensais testados para o modelo e valores de NS e R ² obtidos.	102
Tabela 5.7. Parâmetros, métodos e valores da calibração para a bacia do Ribeirão Tortinho.	104
Tabela 5.5. Parâmetros utilizados no modelo acoplado Swat-MODFLOW.	111
Tabela 5.9. Volume total anual de fluxo de base simulado.	121
Tabela 5.10. Redução percentual média do fluxo de base e porcentagem da vazão escoada que a redução do fluxo de base representa para os cenários 1, 2 e 3.	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Porosidade primária e porosidade secundária em formações geológicas (Morris <i>et al.</i> , 2003 - modificado).	8
Figura 3.2. Aquífero fissural (Kresic, 2007 - modificado).	9
Figura 3.3. Falha refletindo como aspecto topográfico (Bell, 2007 - modificado).	10
Figura 3.4. Orientação espacial de uma estrutura geológica (Press <i>et al.</i> , 2006 - modificado).	11
Figura 3.5. Fluxograma dos Métodos Geofísicos (Vogelsang, 1995; Souza <i>et al.</i> , 1998)..	13
Figura 3.6. Esquema simplificado do funcionamento do sistema VLF (Reynolds, 1997)..	17
Figura 3.7. Configuração dos eletrodos segundo os arranjos de Schlumberger, Wenner – alfa e Dipolo-dipolo (Reynolds, 1997 - modificado).	26
Figura 3.8. Hierarquia da composição do programa MODFLOW.	38
Figura 3.9. Discretização de um aquífero hipotético pelo modelo MODFLOW (Harbaugh, 2005 - modificado).	40
Figura 4.1. Fluxograma da metodologia utilizada no trabalho.	48
Figura 4.2. Localização geográfica da Bacia do Ribeirão Tortinho.	50
Figura 4.3. Mapas topográfico e de declividade da região de estudo.	51
Figura 4.4. Evolução da ocupação da área do Núcleo Rural Lago Oeste nos anos de (a) 1977, (b) 1984, (c) 1986, (d) 1990, (e) 1997 e (f) 2013 a partir de imagens SICAD e Google Earth.	53
Figura 4.5. Mapa Pedológico da bacia do Ribeirão Tortinho.	55
Figura 4.6. Mapa geológico da bacia do Ribeirão Tortinho.	56
Figura 4.7. Domínios poroso e fraturado na região do NRLO (Freitas-Silva e Campos, 1998; Gonçalves, 2012).	58
Figura 4.8. Linhas de levantamento da parte experimental do estudo.	59
Figura 4.9. Fluxograma esquemático da execução do levantamento geofísico.	59
Figura 4.10. (a) Equipamento VLF EM16 da Geonics Limited e (b) posição de medição hipotética.	61
Figura 4.11. Perfis de levantamento VLF na região do NRLO.	62
Figura 4.12. Variação dos tipos de solo na região do levantamento no NRLO e áreas para a realização das SEVs.	63
Figura 4.13. SEV em rua do NRLO.	64
Figura 4.14. Estações pluviométricas da CAESB próximas a bacia do Ribeirão Tortinho.	66

Figura 4.15. Polígonos de Thiessen e postos pluviométricos utilizados.	68
Figura 4.16. Comportamento médio mensal de precipitação para as estações Contagem, Fazenda Santa Elisa e Santa Maria.	68
Figura 4.17. Estações fluviométricas.	69
Figura 4.18. Gráfico chuva-vazão para o período de calibração (1971 a 1986) mostrando a precipitação ponderada média mensal e a vazão observada.	71
Figura 4.19. Gráfico de precipitação ponderada acumulada média e vazão mínima observada no Ribeirão Tortinho.	72
Figura 4.20. Classificação dos solos da bacia do Ribeirão Tortinho de acordo com o banco de dados fornecido por Ferrigo (2014).	72
Figura 4.21. Uso e ocupação do solo para a Bacia do Ribeirão Tortinho para (a) 1975 e (b) 2013.	74
Figura 4.22. Esquema síntese da modelagem com SWAT e calibração com SWAT-CUP.	76
Figura 4.23. Esquema da integração SWAT-MODFLOW.	80
Figura 4.24. Síntese dos cenários simulados com o modelo acoplado SWAT-MODFLOW.	83
Figura 5.1. Anomalia padrão para a região do Núcleo Rural Lago Oeste.	84
Figura 5.2. Anomalias identificadas na região do NRLO por levantamento nas linhas A, B, C e D.	85
Figura 5.3. Gráfico dos valores de fase e quadratura brutas pela distância ao longo dos perfis (a) A, (b) B, (c) C e (d) D evidenciando o mínimo da fase.	86
Figura 5.4. Representação do modelo conceitual para as fraturas na região do NRLO.	87
Figura 5.5. Imageamento obtido após a utilização do filtro Karous-Hjelt para as linhas A, B, C e D.	88
Figura 5.6. Mapa de contorno da fase bruta para os dados obtidos nas linhas A, B, C, D, E, F, G, H, I, J e K.	88
Figura 5.7. Imageamento obtido após a utilização do filtro Karous-Hjelt para as linhas E, F, G, H, I, J e K.	89
Figura 5.8. Locais de medição da atitude dos planos: A1, A2, A3, A4 e A5 e mudanças de solo verificadas em S1, S2 e S3.	90
Figura 5.9. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A1.	91
Figura 5.10. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A2.	92

Figura 5.11. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A3.	93
Figura 5.12. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados no Parque Nacional de Brasília no ponto A5.	94
Figura 5.13. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados no Parque Nacional de Brasília nos pontos A4 e A5.	95
Figura 5.14. Síntese do mergulho das fraturas encontradas no levantamento de campo. ...	96
Figura 5.15. Resistividade aparente de levantamento com o arranjo de Schlumberger com espaçamento máximo AB igual a 200m sobre a área do Núcleo Rural Lago Oeste. ..	98
Figura 5.16. Poços outorgados pela ADASA na região do Núcleo Rural Lago Oeste.	99
Figura 5.17. Espessura do domínio poroso avaliado em poços cadastrados com perfil litológico no Núcleo Rural Lago Oeste.	99
Figura 5.18. Superfície freática obtida a partir do levantamento de nível dos poços rasos do Núcleo Rural Lago Oeste.	100
Figura 5.19. Hidrograma observado e simulado pelo SWAT sem calibração ao longo de 1971 a 1986.	102
Figura 5.20. Hidrograma observado e simulado calibrado pelo SWAT com calibração ao longo de 1971 a 1986.	104
Figura 5.21. Hidrograma observado e simulado pelo SWAT (a) sem calibração e (b) com calibração para o cenário de 2013.	105
Figura 5.22. Hidrograma observado e simulado com calibração para os uso e cobertura do solo relativos aos anos de 1975 e 2013.	106
Figura 5.23. Malha de diferenças finitas com célula de 50m para o modelo conceitual da área de estudo.	107
Figura 5.24. Espessura do domínio poroso adotada para a bacia do Ribeirão Tortinho. ...	108
Figura 5.25. Mapa Geológico (a) para a bacia do Ribeirão Tortinho e (b) corte transversal passando pela bacia do Ribeirão Tortinho (Freitas-Silva e Campos, 1998 - modificado).	109
Figura 5.26. Condições de contorno possíveis para o modelo conceitual.	109
Figura 5.27. Hidrograma observado e simulado com calibração e fluxo de base para o modelo acoplado SWAT-MODFLOW durante o período de (a) 1971 a 1986 e (b) 2008 a 2018 sem fraturas.	111
Figura 5.28. Valores de condutividade hidráulica saturada (Ksat) para a primeira camada do domínio fraturado, apresentando fraturas com Ksat 10 vezes maior que o Q3. ...	113

Figura 5.29. Hidrograma observado e simulado com calibração para o modelo sem fraturas, com fraturas com 10 e 100 vezes o Ksat de Q3.	114
Figura 5.30. Hidrograma observado e simulado com calibração para o modelo sem fraturas, com fraturas com 10 e 100 vezes o Ksat de Q3 para o período de outubro de 1983 a setembro de 1984.	114
Figura 5.31. Hidrograma observado e simulado calibrado para o modelo sem poços, com 249 poços tubulares e com 233 poços manuais e tubulares.	117
Figura 5.32. Hidrograma observado e simulado com calibração para o cenário 1 com o modelo sem fraturas e com fraturas.	117
Figura 5.33. Hidrograma observado e simulado com calibração para os cenários 1 e 2... 119	
Figura 5.34. Hidrograma observado e simulado com calibração para os cenários 1 e 3... 120	
Figura 5.35. Gráfico de vazão observada média do Ribeirão Tortinho e vazão total extraída nos cenários 1, 2 e 3.	120
Figura 5.36. Carga simulada para a primeira camada numérica do domínio poroso para a simulação sem poços e sem fratura para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.	123
Figura 5.37. Carga simulada para o cenário 1 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.	124
Figura 5.38. Carga simulada para o cenário 2 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.	125
Figura 5.39. Carga simulada para o cenário 3 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.	126
Figura 5.40. Cortes ao longo da coluna 65 (A-A' em azul) e linha 80 (B-B' em verde) da malha de diferenças finitas na bacia do Ribeirão Tortinho para novembro de 2008. 128	
Figura 5.41. Cortes ao longo da coluna 96 (A-A' em azul) e linha 100 (B-B' em verde) da malha de diferenças finitas na bacia do Ribeirão Tortinho para novembro de 2008. 129	
Figura 5.42. Gráfico de valores observados vs valores simulados para os pontos de observação inseridos no modelo.	130

LISTA DE EQUAÇÕES

(Equação 3.1).....	5
(Equação 3.2).....	6
(Equação 3.3).....	20
(Equação 3.4).....	23
(Equação 3.5).....	23
(Equação 3.6).....	24

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURA E ABREVIACÕES

BFI_{max}	- Valor máximo para o índice de escoamento de base
P_1	- Sistema do domínio poroso
P_2	- Sistema do domínio poroso
P_3	- Sistema do domínio poroso
P_4	- Sistema do domínio poroso
R_3/Q_3	- Subsistema do sistema Paranoá - domínio fraturado
R_4	- Subsistema do sistema Paranoá - domínio fraturado
b_t	- Escoamento de base em um tempo t
f_t	- Escoamento rápido filtrado para um instante t
y_t	- Vazão original do corpo hídrico em um tempo t
ρ_a	- Resistividade aparente
Δc_i	- Largura das células do MODFLOW na direção da coluna em uma certa linha
Δr_j	- Largura das células do MODFLOW na direção da linha em determinada coluna
Δv_k	- Espessura das células do MODFLOW em dada camada
A	- Área da bacia
A	- Ponto do começo da ascensão do hidrograma
A	- Eletrodo de corrente do Método Elétrico de Corrente Contínua
A	- Subsistema do sistema Paranoá - domínio fraturado
ABEM Wadi	- Equipamento VLF
ADASA	- Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal
APA	- Área de Proteção Ambiental
ARS	- Serviço de Pesquisa Agrícola
B	- Eletrodo de corrente do Método Elétrico de Corrente Contínua
BASINS	Modelo de bacia
BFI	- Índice de escoamento de base (<i>baseflow index</i>)
BGR	- Estação transmissora de ondas VLF em Rugby, Inglaterra
C	- Ponto do começo da recessão e encerramento do escoamento superficial no hidrograma
CODEPLAN	- Companhia de Planejamento do Distrito Federal
DF	- Distrito Federal
DF-001	- Rodovia do Distrito Federal
EFDC	Modelo de bacia
EMBRAPA	- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EUA	- Estados Unidos da América
F	- Subsistema do sistema Canastra – domínio fraturado
F/Q/M	- Subsistema do sistema Canastra – domínio fraturado
FEFLOW	- Modelo de fluxo de águas subterrâneas
FUO	- Estação transmissora de ondas VLF em Bordeaux, França
GHB	- Pacote de condições de contorno do MODFLOW (<i>General Head Boundary</i>)
GPS	- Sistema de Posicionamento Global
GWF	- Processo do fluxo de águas subterrâneas do MODFLOW (<i>Groundwater Flow Process</i>)
HEC-HMS	<i>Hydrologic Modeling System</i> - Modelo de bacia

HRU	-	Unidade de Resposta Hidrológica
HSCTM2D		Modelo de bacia
HYSEP	-	Programa para a separação do escoamento de base
JXZ	-	Estação transmissora de ondas VLF em Helgeland, Noruega
K	-	Fator de geometria
MDE	-	Modelo digital de elevação
MIKE SHE	-	Modelo de fluxo de águas subterrâneas
MNPpq3	-	Unidade Quartzito Médio
MNPpr3	-	Unidade Metarritmito Arenoso
MODFLOW	-	Modelo de águas subterrâneas da USGS
MT3DMS	-	Modelo de fluxo de águas subterrâneas
N	-	Tempo entre o pico do hidrograma e o ponto do começo da recessão no hidrograma
NAA	-	Estação transmissora de ondas VLF em Cutler, Maine, EUA
NAU	-	Estação transmissora de ondas VLF em Puerto Rico, EUA
NDT	-	Estação transmissora de ondas VLF em Yosami, Japão
NE	-	Nordeste
NLK	-	Estação transmissora de ondas VLF em Seattle, Washington, EUA
NPM	-	Estação transmissora de ondas VLF em Lualualei, Havaí, EUA
NRLO	-	Núcleo Rural Lago Oeste
NS	-	Nash-Sutcliffe
NSS	-	Estação transmissora de ondas VLF em Annapolis, Maryland, EUA
NW	-	Noroeste
NWC	-	Estação transmissora de ondas VLF em North West Cape, Austrália
PDOT	-	Plano Diretor de Ordenamento Territorial
PPC	-	Subsistema do sistema Paranoá - domínio fraturado
R	-	Resistência elétrica
S/A	-	Subsistema do sistema Paranoá - domínio fraturado
SCS	-	<i>Soil Conservation Service</i>
SEAWAT	-	Modelo de fluxo de águas subterrâneas
SEMARH	-	Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Recursos Hídricos
SEV	-	Sondagem Elétrica Vertical
SICAD	-	Sistema Cartográfico do Distrito Federal
SUTRA	-	Modelo de fluxo de águas subterrâneas
SWAT	-	<i>Soil and Water Assessment Tool</i> – Modelo de bacia
SWMM	-	<i>Storm Water Management Model</i> - Modelo de bacia
UMS	-	Estação transmissora de ondas VLF em Moscou, Rússia
USGS	-	<i>United States Geological Survey</i>
V	-	Diferença de potencial
VLF EM16	-	Equipamento VLF fabricado pela Geonics
VLF-EM	-	Método Eletromagnético <i>Very Low Frequency</i>
<i>a</i>	-	Parâmetro do filtro de Lyne e Hollick (1979)
<i>a</i>	-	Constante de recessão da água subterrânea do filtro de Eckhardt (2005)
<i>f</i>	-	Frequência da onda eletromagnética
δ	-	Profundidade de penetração da onda eletromagnética
σ	-	Condutividade do solo

1. INTRODUÇÃO

O escoamento de base consiste na parcela de água subterrânea que contribui para os corpos hídricos superficiais e, na maioria dos casos, permite que haja fluxo permanente de água, sendo assim, de grande importância principalmente no período de estiagem.

Em função dessa interação existente entre as águas superficiais e subterrâneas, o consumo de águas subterrâneas em demasia, por exemplo, pode acarretar na depleção do aquífero, redução do fluxo de base e até a intermitência nos rios. Outros fatores como o grande aumento das áreas urbanizadas, da população e, por conseguinte, da demanda por água, assim como a ocupação desordenada e impermeabilização, o aumento das captações clandestinas de água, o uso de volume superior ao outorgado também podem afetar o regime de águas superficiais, além de diminuir a recarga para os aquíferos.

Nas últimas três décadas a região do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO), que faz parte da região administrativa de Sobradinho II, sofreu com uma intensa ocupação e loteamento. Devido ao fato dessa região ainda não ser abastecida pela Companhia de Saneamento Ambiental do Distrito Federal (CAESB), a população do NRLO capta água subterrânea, principalmente, para abastecimento e irrigação. Segundo Netto (2005), o NRLO é a região que concentra o maior número de poços profundos para a retirada de águas subterrâneas na Área de Proteção Ambiental (APA) de Cafuringa, o que não é mostrado no cadastro da ADASA (2017) no qual estavam registrados apenas 593 poços, número inferior ao número de lotes ocupados e sem abastecimento público.

A região do NRLO se destaca por ser de grande importância no contexto ambiental. O NRLO se encontra sobre o divisor natural de águas superficiais, entre a Bacia do Rio Paranoá e a Bacia do Rio Maranhão. O NRLO é uma área de recarga de aquífero, possui como área de influência direta parte do Parque Nacional de Brasília e a Reserva Biológica da Contagem, além de estar inserido na APA do Planalto Central e parte na APA de Cafuringa. O NRLO também faz parte da Reserva da Biosfera do Cerrado e está sobre a Área de Proteção de Manancial do Torto/Santa Maria, além de estar na Zona Rural de Uso Controlado II. Apesar de sua importância, há um grande desconhecimento a respeito da hidrogeologia e da questão da interferência das retiradas de água subterrânea na região do NRLO, o que motiva este

estudo, que foi baseado em um aprofundamento dos conhecimentos geológicos e hidrogeológicos da área com o intuito de delinear como funciona o ciclo das águas na região considerando-se as retiradas de águas subterrâneas locais.

Os métodos geofísicos podem auxiliar na identificação das características hidrogeológicas da região. Os métodos *Very Low Frequency* e Elétrico de Corrente Contínua são amplamente utilizados conjuntamente para a identificação, localização e caracterização de alvos condutores no subsolo, que podem ser fraturas contendo água (Adiat *et al.*, 2009; Taiwo *et al.*, 2016; Omosuyi *et al.*, 2008; Saraiva e Demétrio, 2004).

Entretanto, além da caracterização da área quanto à sua hidrogeologia, também é necessário estimar as interferências decorrentes das retiradas de água subterrânea e, por conseguinte, sua influência quanto à contribuição para o escoamento de base dos córregos adjacentes, como o Ribeirão do Torto. A estimativa dessa contribuição, por meio do escoamento de base, pode ser realizada via modelagem matemática utilizando-se a integração entre modelos de bacia e modelos de águas subterrâneas, por exemplo, SWAT e MODFLOW, respectivamente. A integração entre esses tipos de modelos traz como benefícios a previsão das variações sazonais do nível freático e da recarga de forma mais precisa (Sophocleous e Perkins, 2000), melhores resultados quanto ao fluxo de água subterrânea e melhor representação dos processos físicos que ocorrem na bacia, conforme Perkins e Sophocleous (1999), além de auxiliar em processos de gestão para que levem em consideração, cada vez mais, a integração entre os processos superficiais e subterrâneos.

Nesse contexto, esta dissertação foi estruturada em seis capítulos. Os objetivos geral e específicos deste trabalho são abordados no Capítulo 2. O Capítulo 3, de fundamentação teórica e revisão bibliográfica, apresenta conceitos e estudos relevantes ao trabalho. A metodologia é apresentada no Capítulo 4. Os resultados acerca do levantamento geofísico pelos métodos VLF e SEV, além do levantamento de nível de poços rasos e a modelagem utilizando os modelos SWAT e o SWAT-MODFLOW na região do NRLO constituem o Capítulo 5.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

Realizar estudos geofísicos para a caracterização do aquífero na região do Núcleo Rural Lago Oeste e analisar o impacto da exploração das águas subterrâneas sobre o escoamento de base no Ribeirão Tortinho a partir de simulação matemática com base nos estudos hidrogeológicos de campo e os resultados dos métodos geofísicos aplicados.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar métodos geofísicos na área de estudo para a identificação de fraturas, prováveis indicadores de água subterrânea, bem como, identificar o divisor de águas subterrâneo por meio do levantamento de nível dos poços rasos.
- Realizar a simulação dos processos hidrológicos utilizando modelos matemáticos para a integração dos processos superficiais e subterrâneos de forma distribuída.
- Simular e analisar diferentes cenários teóricos de retirada de água subterrânea no Núcleo Rural Lago Oeste e seus impactos sobre o escoamento dos cursos de água adjacentes.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesse capítulo serão apresentados conceitos primordiais para a compreensão do estudo a ser realizado, assim como, serão relatados trabalhos feitos sobre a temática abordada que possam agregar e reforçar conhecimentos a esse trabalho. Os processos hidrológicos foram abordados com uma visão voltada para as águas subterrâneas, identificando-se alguns dos métodos utilizados para a separação e quantificação do escoamento de base. O estudo da hidrogeologia, necessário à compreensão da formação, característica e funcionamento dos sistemas aquíferos, foi abordado quanto ao fraturamento de rochas, que levam, normalmente, ao acúmulo de água e formação de aquíferos, e quanto aos métodos geofísicos que podem ser utilizados para a detecção da presença de água no subsolo com ênfase no Método Eletromagnético *Very Low Frequency* e no Método Elétrico de Corrente Contínua. Já no contexto da modelagem hidrológica e hidrogeológica foram contemplados modelos usados em águas subterrâneas, com ênfase no modelo de bacia SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) e no modelo de águas subterrâneas MODFLOW para abordar, em seguida, a teoria a respeito da integração desses dois programas.

3.1. SEPARAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE

A formulação de estratégias de gestão na bacia hidrográfica, estimativa das fontes de água para abastecimento, cálculo do balanço hídrico e qualidade da água necessitam de que se haja conhecimento prévio a respeito do escoamento de base. A retirada de água subterrânea, por exemplo, é capaz de afetar o nível freático e o potencial do escoamento de base podendo impactar rios e corpos de água superficiais alimentados por esse escoamento.

A separação e quantificação do escoamento de base pode ser feita por meio de métodos gráficos ou por filtros digitais. A separação do hidrograma se dá em escoamento superficial e subterrâneo já que eles constituem a maior parte do total. Desta forma, o escoamento subsuperficial, que ocorre na zona de raiz, fica incluído ou no escoamento superficial ou no subterrâneo (Tucci, 2009). Apesar dos métodos gráficos possuírem subjetividade envolvida e não terem uma base teórica sólida, eles fornecem respostas razoáveis rapidamente, sendo bastante úteis na falta de dados e de características da bacia (Kresic, 2007; Tucci, 2009).

Os métodos de separação do escoamento de base por filtros geralmente são utilizados para longos períodos de tempo. Em geral, esses métodos não possuem base hidrológica e buscam gerar um índice objetivo relacionado com o escoamento de base gerado na bacia, chamado de *baseflow index* (BFI). O BFI é definido pela razão entre o volume do escoamento de base e o volume total do deflúvio. A geração do BFI tem como objetivo diminuir a subjetividade envolvida no processo. O BFI foi considerado um bom indicador dos efeitos da geologia nos escoamentos mínimos, entretanto, a interpretação hidrogeológica do BFI pode ser tornar complicada e até mesmo inapropriada caso a fonte dominante do escoamento do rio seja outra que não a precipitação (Smakhtin, 2001).

O programa de separação de hidrograma HYSEP, da USGS, permite a separação do escoamento de base por meio de três métodos: o método do intervalo fixo, método do intervalo deslizante e método do mínimo local, de forma que, nos três métodos, são localizados valores mínimos no hidrograma dentro de um intervalo por meio de critérios distintos e ele liga esses valores (Pettyjohn e Henning, 1979; Gonzales *et al.*, 2009).

Os filtros recursivos consistem na análise e processamento de sinal para remover as altas frequências do sinal (escoamentos superficial) para se obter o sinal de baixa frequência (escoamento de base).

Lyne e Hollick (1979) desenvolveram um procedimento sistemático com o intuito de modelar as respostas da vazão de um corpo hídrico. Para isso, os autores consideraram o escoamento rápido e o lento, a serem modelados separadamente. O filtro de Lyne e Hollick, (Equação 3.1), envolve o escoamento rápido filtrado para um instante t (f_t), o parâmetro do filtro (a) e a vazão original do corpo hídrico em um tempo t (y_t).

$$f_t = af_{t-1} + \frac{1+a}{2}(y_t - y_{t-1}) \quad (\text{Equação 3.1})$$

O filtro de Lyne e Hollick (1979) foi utilizado por Nathan e McMahon (1990) e Arnold e Allen (1999). Nathan e McMahon (1990) aplicaram o filtro de Lyne e Hollick (1979) pelo fato de poder retirar os sinais de alta frequência e o compararam o método de suavização de mínimos do Instituto de Hidrologia (1980), *apud* Nathan e McMahon (1990), que consiste

em aplicar uma suavização simples e regras de separação. O filtro de Lyne e Hollick (1979) se mostrou mais adequado para condições de baixo escoamento de base, sendo menos variável e mais correlacionado com outros indicadores de baixo escoamento.

Arnold e Allen (1999) compararam os resultados obtidos pelo filtro com estimativas do escoamento de base feitas em seis estudos de balanço hídrico. Os autores afirmam que o filtro pode fornecer estimativas razoáveis de escoamento de base em escala mensal em comparação com as estimativas de descarga das águas subterrâneas em corpos hídricos. Nathan e McMahon (1990) e Arnold e Allen (1999) afirmam que apesar de o filtro não possuir uma base física, o filtro mostrou ser um método rápido, objetivo e reproduzível. O filtro de Lyne e Hollick (1979) também foi utilizado como base para o filtro BFLOW do programa SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) para a separação do escoamento de base (Metcalf *et al.*, 2005).

O filtro recursivo de Eckhardt (2005) considera que o fluxo de saída de um aquífero é linearmente proporcional ao armazenamento, o que leva ao modelo da recessão exponencial do fluxo de base quando não há recarga das águas subterrâneas. No filtro de Eckhardt, (Equação 3.2), a é uma constante de recessão da água subterrânea, BFI_{max} é o valor máximo para o índice de escoamento de base, dado pela razão entre o escoamento de base e a vazão total, b_t é o escoamento de base em um tempo t e y_t é a vazão do corpo hídrico em determinado tempo, sendo que a e BFI_{max} são os parâmetros do filtro.

$$b_t = \frac{(1 - BFI_{max})ab_{t-1} + (1 - a)BFI_{max}y_t}{1 - aBFI_{max}} \quad (\text{Equação 3.2})$$

3.1. HIDROGEOLOGIA

A hidrogeologia diz respeito às águas subterrâneas (Tucci, 2009) e envolve a inter-relação entre a geologia e os processos hidrológicos (Fetter, 2001). As investigações ou estudos hidrogeológicos abrangem a localização de aquíferos, incluindo a identificação de fraturas, o reconhecimento de como se dá seu funcionamento, a avaliação quali-quantitativa podendo compreender até mesmo o planejamento para que o uso do recurso hídrico seja racional e de acordo com as demandas a serem atendidas (Bosch, 2014).

Segundo Caicedo (2009), os sistemas hidrogeológicos podem ser divididos em aquífero, aquífero confinado e aquícluído. O aquífero é uma formação geológica ou conjunto de formações, hidraulicamente conectadas, capazes de armazenar e transmitir a água presente em seus poros e interstícios em quantidades significativas e em condições naturais, de acordo com Kresic (2007), Caicedo (2009) e Brutsaert (2005). O aquífero confinado consiste em uma formação geológica semipermeável capaz de armazenar e transmitir água a uma taxa bem menor que o aquífero e, portanto, não consegue prover quantidades significativas de água subterrânea para poços e nascentes. O aquícluído, por sua vez, possui baixíssima permeabilidade, menor que a permeabilidade do aquífero confinado, agindo como uma barreira impermeável ao fluxo de água subterrânea e contaminantes, desta forma, o aquícluído possui alguma água armazenada, porém, ela se move muito lentamente (Kresic, 2007; Caicedo, 2009).

Os aquíferos podem ser não confinados ou confinados. Os aquíferos não confinados, também chamados de aquíferos freáticos ou livres, são caracterizados por conter água até o nível freático, no qual a água está submetida a pressão atmosférica, por conseguinte, a carga hidráulica é igual a pressão atmosférica e a superfície piezométrica coincide com o nível freático. Nesse tipo de aquífero, a espessura da zona saturada e, logo, o nível freático podem variar no tempo. Os aquíferos confinados possuem água sob pressão entre duas camadas confinantes, ou seja, a carga hidráulica fica acima do contato com a camada superior de baixa permeabilidade. A superfície imaginária formada pela carga hidráulica é chamada de superfície piezométrica. Quando se perfura um poço e o nível da água sobe até a superfície, o poço é chamado de poço artesianos (Kresic, 2007; Caicedo, 2009; Raghunath, 2006).

Os aquíferos podem ser classificados também quanto ao seu tipo, em poroso, fissural ou cárstico. Nas regiões com sedimentos não consolidados, que são uma mistura de grãos de formas e tamanhos distintos, pode ocorrer os aquíferos intergranulares ou porosos. Geralmente, mais de um processo é responsável por criar os depósitos não consolidados, sendo as características do meio poroso intergranular uma função do processo de deposição (Kresic, 2007).

A formação dos aquíferos cársticos, conforme Kresic (2007), se dá pela exposição de rochas carbonáticas à superfície e, logo, sua dissolução devido a exposição à precipitação e infiltração de água. Os aquíferos cársticos possuem a alta porosidade secundária por causa do fluxo de água subterrânea nas cavidades e condutos desenvolvidos pela dissolução da

rocha. Na Figura 3.1 é ilustrado como se dá a porosidade primária e secundária em formações geológicas.

Os aquíferos fissurais ou fraturados ocorrem em rochas cristalinas magmáticas ou metamórfica e se caracterizam por possuir baixa ou nenhuma porosidade primária. A água subterrânea fica acumulada nas fraturas e nas camadas intemperizadas próximas a superfície. O embasamento rochoso, porventura, pode desintegrar em uma camada extensa e relativamente espessa de rocha altamente intemperizada com resíduo argiloso de baixa permeabilidade (regolito), como mostrado na Figura 3.2. Geralmente, o armazenamento de água no regolito é muito maior do que na rocha subjacente (Kresic, 2007).

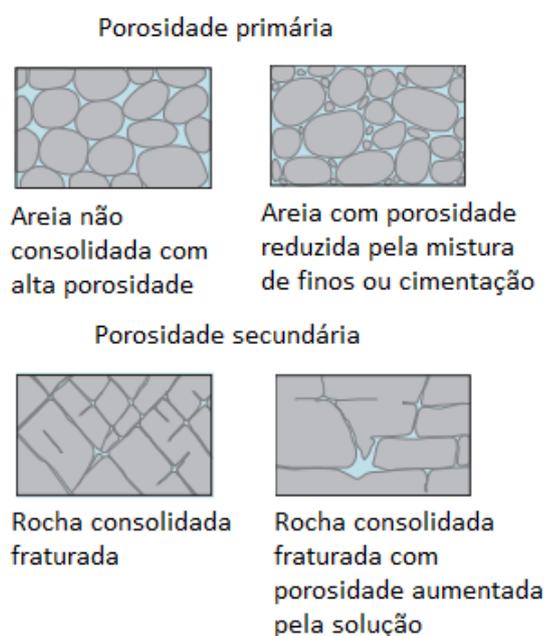


Figura 3.1. Porosidade primária e porosidade secundária em formações geológicas (Morris *et al.*, 2003 - modificado).

De acordo com Raghunath (2006), o cascalho não consolidado, areia, aluviões, sedimentos lacustres, depósitos glaciais, calcários com cavidades, granitos e mármore com fissuras e rachaduras, gnaiss, xisto, quartzito altamente fraturado, o basalto vesicular e as ardósias são formações que, geralmente, servem como bons aquíferos.

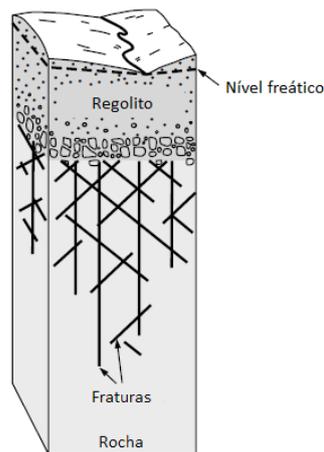


Figura 3.2. Aquífero fissural (Kresic, 2007 - modificado).

3.1.1. Fraturamento

As camadas rochosas estão sujeitas a processos tectônicos e atectônicos (forças gravitacionais) podendo ser deformadas quanto a sua forma, orientação, volume e posição, por meio de forças compressivas, extensionais e de cisalhamento. Essa deformação, dependendo do tipo de força e condição a qual a camada é submetida, pode gerar, mais comumente, os dobramentos ou as fraturas. Os dobramentos ocorrem quando há uma deformação heterogênea das camadas de rochas, que até então eram feições relativamente planas, fazendo com que elas sejam comprimidas e se dobrem lentamente, em estado de fluxo plástico, formando ondulações. As rochas que sofreram dobramentos aparecem apenas de forma parcial em um afloramento, no qual pode-se observar a camada inclinada (Magalhães e Cella, 1998; Press *et al.*, 2006; Bell, 2007).

Segundo Magalhães e Cella (1998), as fraturas podem ser divididas em juntas ou falhas, que correspondem às zonas de cisalhamento. As juntas acontecem em orientações preferenciais, de maneira sistemática e constituindo famílias, aparecendo em duas ou mais famílias entrecruzadas. Juntas mais jovens podem apresentar um comportamento não sistemático. As falhas, por sua vez, são caracterizadas por descontinuidades ao longo das quais ocorreu o deslocamento relativo das rochas dos dois lados paralelamente a fratura. As falhas são constituídas por um ou mais planos, estrias de atrito e material resultante da fragmentação das rochas. As falhas também se apresentam em famílias e com orientações preferenciais, que são função do campo de tensões geológicas ativo no período de formação. Cabe destacar que a direção original na qual ocorre as tensões pode perdurar até o presente ou não, sendo

que, nesse segundo caso, pode não haver relação com as orientações preferenciais, ou seja, com as famílias de descontinuidades anteriores (Magalhães e Cella, 1998; Press *et al.*, 2006).

As falhas podem não estar explícitas, entretanto, podem se manifestar em aspectos topográficos, por exemplo, pela formação de escarpas como se pode observar na Figura 3.3 (Bell, 2007).

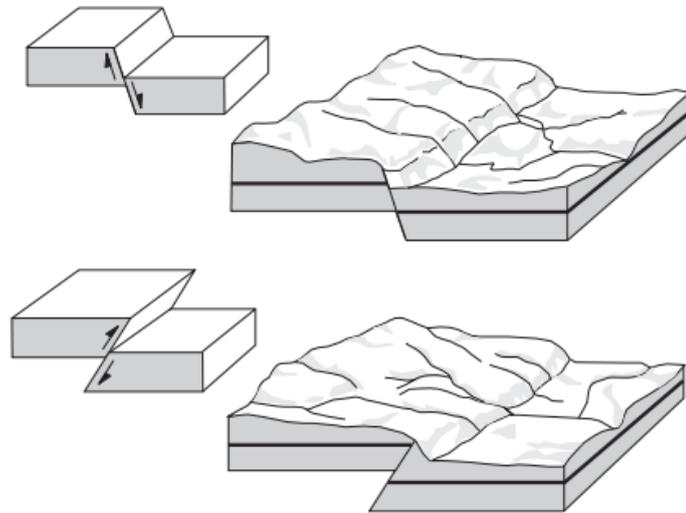


Figura 3.3. Falha refletindo como aspecto topográfico (Bell, 2007 - modificado).

A orientação espacial de uma camada, rocha ou descontinuidade é dada com relação a direção e o mergulho, onde a direção é dada pelo ângulo entre a direção e a interseção do plano da descontinuidade e o plano horizontal e o mergulho é dado pelo ângulo de inclinação do plano da camada ou descontinuidade com a horizontal (Magalhães e Cella, 1998), mostrado na Figura 3.4.

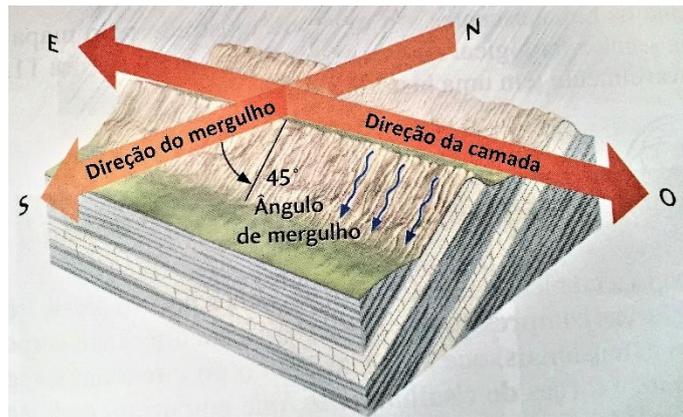


Figura 3.4. Orientação espacial de uma estrutura geológica (Press *et al.*, 2006 - modificado).

3.1.2. Geofísica aplicada

A geofísica consiste no emprego de conceitos físicos ao estudo das estruturas subsuperficiais. Os métodos geofísicos proporcionam um amplo leque de opções para investigações permitindo a contínua cobertura espacial, redução dos custos e tempo gasto de forma não invasiva, sendo assim, vantajosos para aplicações ambientais. As aplicações dos métodos envolvem as mais diversas situações, bem como, investigações geológicas, estudos para a exploração de hidrocarbonetos e minerais, localização de lixões e objetos metálicos enterrados, mapeamento de lixiviados e plumas de contaminantes (Reynolds, 1997; Vogelsang, 1995). A geofísica, quando relacionada à investigação da subsuperfície com implicações ambientais, é denominada geofísica ambiental (Greenhouse, 1991; Steeples 1991).

Os métodos geofísicos possuem como propósito a identificação e localização de limites nos quais há contraste entre propriedades físicas. Esse contraste é traduzido como uma anomalia geofísica. O alvo geofísico corresponde ao corpo ou fonte que originou a anomalia. A anomalia pode fornecer informações importantes, como a profundidade do alvo detectado e seu tamanho. Contudo, é necessário lembrar que para uma anomalia geofísica podem haver diversas soluções possíveis e válidas quanto à resposta geofísica (Reynolds, 1997).

Segundo Reynolds (1997), os métodos geofísicos podem ser classificados em ativos e passivos. Os métodos ativos têm como princípio a utilização sinais gerados artificialmente e transmitidos no solo, onde os sinais terão suas características alteradas em função da

composição e dos materiais presentes. Esses sinais são medidos por detectores apropriados. Já os métodos passivos captam as variações naturais no campo da Terra, assim como o campo gravitacional e o magnético.

De acordo com Vogelsang (1995) e Souza *et al.* (1998), os métodos geofísicos podem ser divididos em métodos potenciais, geoeletricos, sísmicos, geotérmicos, radioativos e de poços, como apresentado no fluxograma da Figura 3.5.

Tanto o método gravimétrico quanto a magnetometria podem ser classificados como métodos potenciais (Reynolds, 1997; Souza et al.,1998). O método gravimétrico é baseado na Lei da gravitação universal e na segunda Lei de Newton e consistindo basicamente na medição das mudanças na aceleração causadas por variações que ocorrem no campo gravitacional da Terra devido às diferenças de densidade causadas por rochas na subsuperfície, sendo utilizados, principalmente, na exploração de hidrocarbonetos (Reynolds, 1997). Conforme Vogelsang (1995), a aplicação desse tipo de método é limitada no que diz respeito aos problemas ambientais em face que os custos são altos e as anomalias gravitacionais são pequenas. Já a magnetometria identifica anomalias presentes no campo magnético da Terra em decorrência da magnetização de alvos na subsuperfície. Os dados magnéticos obtidos são de difícil interpretação, entretanto a magnetometria é um método de baixo custo, fácil e rápido, sendo utilizada amplamente na prospecção mineral (Souza et al.,1998).

Os métodos geoeletricos são caracterizados pela identificação dos efeitos gerados pelo fluxo de corrente elétrica na subsuperfície envolvendo a medição de corrente elétrica, diferença de potencial e campo eletromagnético na superfície como resultado da diferença de contraste de propriedades elétricas dos materiais na subsuperfície (Souza *et al.*,1998). As principais técnicas que podem ser utilizadas quanto aos métodos geoeletricos são a sondagem elétrica vertical, o caminhamento elétrico e a perfilagem elétrica (Braga, sem data).

Dentro dos métodos geoeletricos há o método elétrico de corrente contínua, ou eletrorresistividade, o potencial espontâneo, a polarização induzida, e os métodos eletromagnéticos. O método elétrico de corrente contínua utiliza resistividade elétrica

como propriedade a ser detectada, ou seja, a resistência da corrente para passar por determinado meio (Telford *et al.*, 1990; Vogelsang, 1995; Souza *et al.*,1998).

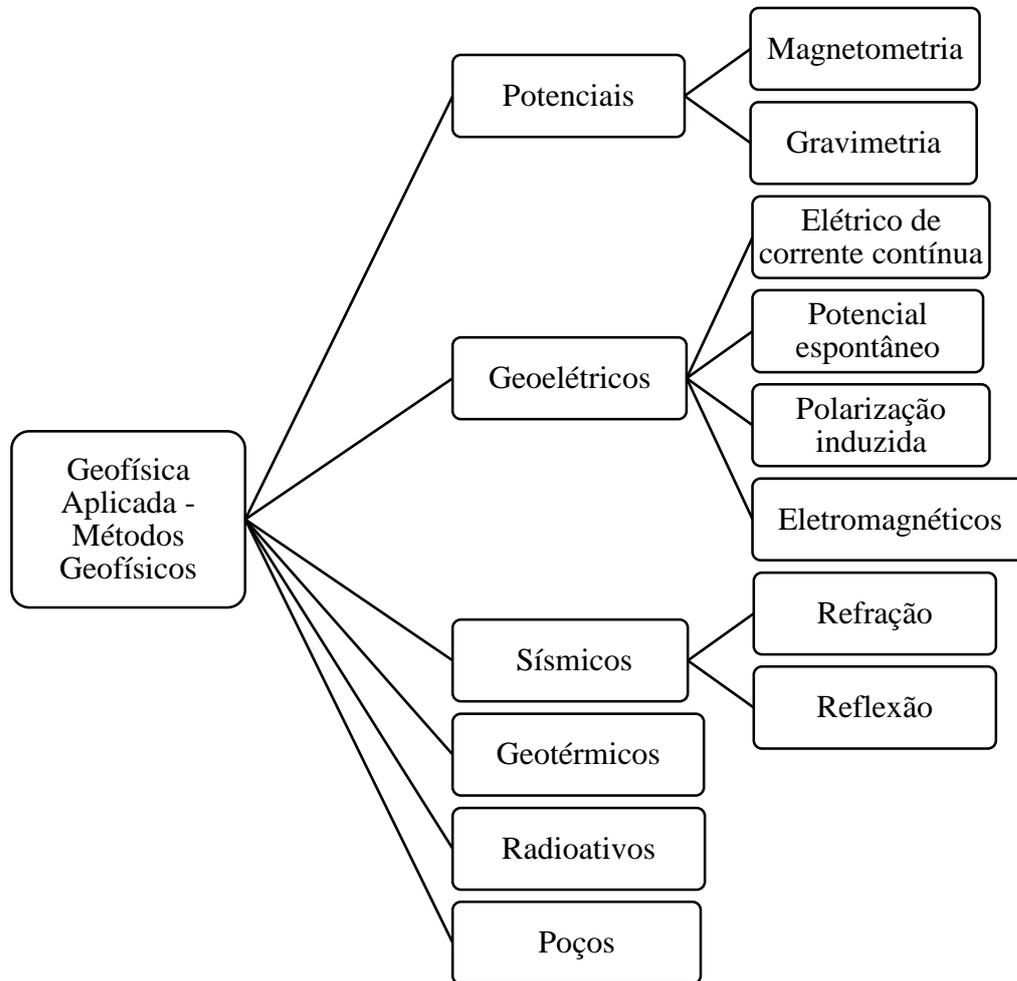


Figura 3.5. Fluxograma dos Métodos Geofísicos (Vogelsang, 1995; Souza *et al.*, 1998).

O potencial espontâneo se baseia na diferença natural de potencial que existe entre dois pontos distintos, sendo que, essa diferença é causada pelas correntes elétricas presentes naturalmente no subsolo devido à processos eletroquímicos que ocorrem em corpos minerais em contato com rochas, águas subterrâneas, entre outros (Souza *et al.*,1998; Vogelsang, 1995). Desta forma, o potencial espontâneo é capaz de prover informações a respeito das heterogeneidades no subsolo (Vogelsang, 1995).

A polarização induzida é pautada nas reações eletroquímicas que ocorrem no contato entre líquidos no subsolo, como água subterrânea, e minerais. Nessa interface verifica-se que os íons ou elétrons se encontram nas paredes ou interior dos poros da rocha fazendo com que

haja um potencial elétrico quando aplicada uma corrente elétrica (Vogelsang, 1995). Esse método pode ser aplicado na exploração geotérmica ou de águas subterrâneas ou, principalmente, na procura de minerais, segundo Reynolds (1997).

Nos métodos eletromagnéticos, a propagação do campo eletromagnético primário pelo solo induz um campo eletromagnético secundário devido às diferenças de resistividade das rochas e materiais na subsuperfície. Os instrumentos utilizados para a aplicação dos métodos eletromagnéticos, em sua grande maioria, são dotados de bobinas que emitem e recebem ondas eletromagnéticas possibilitando a realização do levantamento sem que haja a necessidade de fincar eletrodos no solo (Souza *et al.*, 1998; Vogelsang, 1995). Os métodos eletromagnéticos podem ser divididos no domínio do tempo e no domínio da frequência. Os equipamentos que utilizam uma frequência ou mais são enquadrados no domínio da frequência, enquanto que, àqueles nos quais as medições são função do tempo são classificados no domínio do tempo (Reynolds, 1997; Telford, 1990).

Segundo Reynolds (1997), comparando-se todos os métodos geofísicos, provavelmente, os métodos eletromagnéticos são os que englobam a maior diversidade de sistemas, com várias aplicações possíveis. Os métodos eletromagnéticos podem ser aplicados para a exploração mineral (Al-Rawi *et al.*, 2006), águas subterrâneas (Souza, 2005; Nascimento e Almeida, 2015), mapeamento de plumas de contaminantes e áreas contaminadas (Santos *et al.*, 2006; Al-Tarazi *et al.*, 2008), investigação de recursos geotérmicos (Layman *et al.*, 2002), detecção de falhas geológicas (Michael *et al.*, 2013; Gnaneshwar *et al.*, 2011), mapeamento do permafrost (Harada *et al.*, 2000), dentre outros. Ainda de acordo com Reynolds, os métodos eletromagnéticos são indicados como métodos primários para investigações hidrogeológicas e Souza *et al.* (1998) destacam os métodos eletromagnéticos devido a sua larga aplicação para zona de fraturamentos.

Os métodos geoeletricos, de maneira geral, podem ser aplicados para determinar a posição e geometria de um alvo, identificar zonas de falhas, zonas alteradas, contatos litológicos, diques, cavidades e nível freático, caracterizar materiais e delimitar zonas potenciais de contaminação, localizar alvos condutores, identificar a direção e sentido de fluxo na subsuperfície, dentre outros (Souza *et al.*, 1998).

Os métodos sísmicos levam em conta a teoria da elasticidade, pois a onda sísmica gerada artificialmente, ao percorrer a superfície terrestre, tem sua velocidade alterada em função da propriedade elástica das rochas e materiais no subsolo, sendo que nas interfaces, onde há mudança de velocidade e densidade, essas ondas podem ser refletidas ou refradas retornando a superfície, onde são captadas por sensores (Telford *et al.*, 1990; Vogelsang, 1995; Souza *et al.*, 1998). De acordo com Fetter (2001), os métodos sísmicos são aplicados na determinação da profundidade e declividade do embasamento rochoso, profundidade do nível freático e, em alguns casos, a determinação da litologia em geral.

Nos métodos geotérmicos são realizadas medidas de temperatura, fazendo-se levantamento em superfície, com o intuito de mapear anomalias geotérmicas, o que é possível devido ao calor liberado do interior da Terra para a superfície (Vogelsang, 1995; Sharma, 1976). Essas anomalias podem ser provenientes, por exemplo, de fraturas presentes no subsolo, nas quais há água quente circulando, entretanto, a aplicação desse método é limitada quando se trata de questões ambientais já que a densidade de fluxo de calor na superfície é muito pequena (Vogelsang, 1995).

Os métodos radioativos são baseados nos princípios da radioatividade e podem ser aplicados pelo fato de que a maioria das rochas possui traços de elementos radioativos em proporções variadas que decaem com o passar do tempo (Sharma, 1976; Telford *et al.*, 1990).

A geofísica de poços permite que seja realizada a perfilagem vertical de poços possibilitando o reconhecimento das formações geológicas na subsuperfície. O registro de dados de um poço pode indicar as zonas de maior porosidade e permeabilidade e, logo, passíveis de maior produção de água, além de ser possível identificar zonas com maior salinidade, a litologia das rochas perfuradas pelo poço, o padrão regional do fluxo de água subterrânea a partir de características como a temperatura do fluido, entre outras informações. Alguns métodos que podem ser utilizados para se obter diversas informações em poços são a resistividade, polarização induzida, caliper, gama natural, temperatura e condutividade, dentre outros (Fetter, 2001).

Neste trabalho será dado enfoque ao método eletromagnético VLF e ao método Elétrico de Corrente Contínua.

3.1.2.1. Método Eletromagnético *Very Low Frequency* (VLF-EM)

O *Very Low Frequency* (VLF) é um método geofísico de ampla aplicação que vem sendo utilizado, desde a sua criação em 1964, para a identificação de alvos condutores presentes no solo, por ser um método eletromagnético e, portanto, apropriado para o mapeamento em situações nas quais há diferenças laterais de resistividade ou condutividade. O método é aplicado na exploração de hidrocarbonetos, estudos geológicos regionais, exploração de depósitos minerais, investigações hidrogeológicas, mapeamento de pluma de contaminação e na localização e definição de objetos metálicos no subsolo (Reynolds, 1997; Vogelsang, 1995).

O princípio de funcionamento do método VLF é baseado na indução eletromagnética e no fato de que materiais com diferentes propriedades elétricas, contrastantes com as propriedades do solo, afetam o comportamento das ondas de rádio de formas distintas ao propagar pela subsuperfície (McNeill e Labson, 1987; Reynolds, 1997).

O método consiste basicamente em uma estação que transmite um campo magnético primário, induzido por uma corrente alternada que passa por uma bobina no transmissor. Esse campo magnético primário é horizontal e concêntrico à antena e se torna praticamente uniforme enquanto que o campo elétrico pode ser considerado praticamente vertical à grandes distâncias da antena (Telford *et al.*, 1990). Reynolds (1997) e McNeill e Labson (1987) afirmam que as componentes do campo eletromagnético se aproximam a uma onda plana a longas distâncias do transmissor.

O campo primário se propaga, a grandes distâncias da fonte (transmissor), pela superfície da Terra e pela ionosfera inferior, com baixa atenuação. Quando esse campo encontra um alvo condutor na subsuperfície, com diferente resistividade elétrica, são produzidas correntes secundárias que geram um campo magnético secundário. O receptor no equipamento VLF, que possui uma bobina horizontal e uma vertical responsáveis por captar campos magnéticos, detecta tanto o campo primário se propagando no ar quanto o campo secundário e, por conseguinte, o resultado dado pelo instrumento corresponde a relação entre os campos primário e secundário (Souza, 2005; Telford *et al.*, 1990; Vogelsang, 1995). O funcionamento do sistema VLF é apresentado simplificadaamente na Figura 3.6.

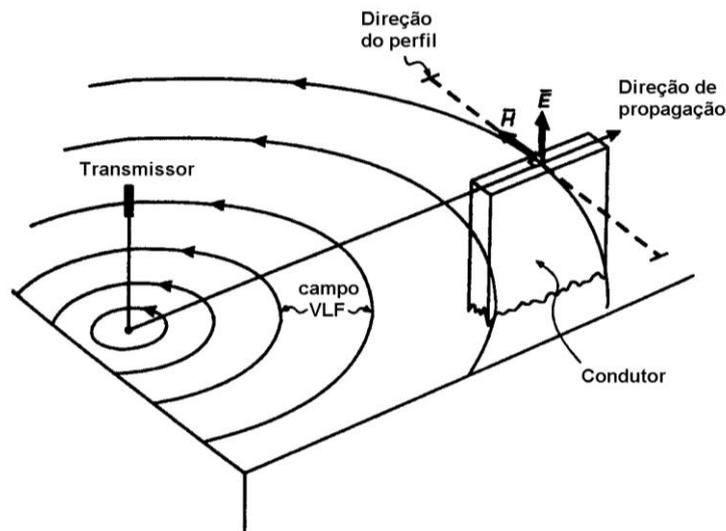


Figura 3.6. Esquema simplificado do funcionamento do sistema VLF (Reynolds, 1997).

Os resultados obtidos com o instrumento utilizado em levantamentos VLF fornecem os valores de fase, correspondente a porção do campo alternado que oscila na mesma fase que o primário, e valores de quadratura, que é rotacionada em 90° com relação ao campo primário. As alterações nas componentes de fase e quadratura podem indicar a posição em que o alvo se encontra na subsuperfície e se o alvo é um bom condutor ou não, sendo que as anomalias, para um dique vertical, são dadas pelo cruzamento ou aproximação das curvas de fase e quadratura, marcado por onde há uma mudança de inflexão dessas curvas (McNeill e Labson, 1987; Vogelsang, 1995). Esses resultados, segundo Reynolds (1997), apresentarão anomalias mais fortes e evidentes para alvos mais próximos a superfície e maior assimetria para alvos mais inclinados.

Ao se realizar vários perfis de levantamento, os resultados obtidos com o método podem ser correlacionados com anomalias de perfil para perfil, tornando possível a identificação de zonas de falhas devendo-se levar em conta o padrão tectônico já conhecido da área (Vogelsang, 1995).

As ondas VLF a serem utilizadas no método, como campo magnético primário, podem ser provenientes de uma estação portátil ou de estações de transmissão de alta potência. Essas estações transmissoras de alta potência, normalmente são utilizadas para a navegação marinha e aérea, operam na frequência de 15 a 25kHz e estão espalhadas pelo globo terrestre de forma que em qualquer lugar da superfície da Terra haja pelo menos duas estações que

sejam detectadas pelo aparelho VLF, segundo Telford *et al.* (1990). A Tabela 3.1 mostra as principais estações transmissoras de ondas de VLF no mundo, a frequência transmitida, sua localização e potência.

Tabela 3.1. Principais transmissores de ondas VLF no mundo (McNeill e Labson, 1987).

Estação	Frequência (kHz)	Localização	Potência (kW)
NAA	24,0	Cutler, Maine, EUA	1000
NLK	24,8	Seattle, Washington, EUA	125
NSS	21,4	Annapolis, Maryland, EUA	400
NAU	28,5	Puerto Rico, EUA	100
NPM	23,4	Lualualei, Havaí, EUA	600
BGR	16,0	Rugby, Inglaterra	750
UMS	17,1	Moscou, Rússia	1000
JXZ	16,4	Helgeland, Noruega	350
FUO	15,1	Bordeaux, França	500
NWC	22,3	North West Cape, Austrália	1000
NDT	17,4	Yosami, Japão	50

O sinal VLF transmitido pode ser detectado a distâncias de milhares de quilômetros devido à existência de elétrons livres presentes na ionosfera, que agem como uma camada refletora para essas frequências, conforme McNeill e Labson (1987). No entanto, como o perfil da ionosfera varia ao longo do dia, das estações e da atividade solar, há, então, variações e perdas no sinal das transmissões VLF.

Geralmente, os ruídos vão diminuindo lentamente durante a noite atingindo um mínimo, aproximadamente, às 8:00h do horário local voltando a aumentar rapidamente chegando ao seu máximo às 16:00h do horário local e, a partir de então desce novamente, assim sendo, o melhor horário para realizar o levantamento, geralmente, é pela manhã (McNeill e Labson, 1987). Outro fator essencial para um bom levantamento geofísico diz respeito ao comprimento do perfil que deve ser maior do que a largura esperada para a anomalia que se deseja encontrar (Reynolds, 1997).

Convém lembrar que o transmissor portátil VLF pode ser muito útil quando o sinal da estação transmissora de alta potência for desligado ou então quando a direção das componentes do campo eletromagnético do transmissor não concordam com a direção do alvo (McNeill e Labson, 1987), pois, para que se obtenha um sinal e anomalias fortes, além

de se evitar distorções, as linhas de levantamento devem ser ortogonais a linha que liga o transmissor e receptor (Souza, 2005; Vogelsang, 1995).

O VLF se apresenta um método vantajoso, conforme Reynolds (1997), Vogelsang (1995), Telford *et al.* (1990) e McNeill e Labson (1987), por proporcionar um levantamento rápido, quando comparado aos métodos elétricos, porque o VLF não necessita de haver contato direto com o solo. Além disso, o método VLF é barato, simples de operar e bom para o reconhecimento e mapeamento de alvos minerais condutores e fraturas com água. O método VLF possibilita que sejam usadas várias estações transmissoras e estações de onda longa para a realização de sondagens em profundidade com múltiplas frequências. McNeill e Labson (1987) evidenciam o VLF como a ferramenta mais popular entre os métodos eletromagnéticos.

Por ser um método eletromagnético, o VLF pode sofrer interferência de objetos como carros, cabos e tubos metálicos, cercas e malhas de metal e elétrica, dependendo de sua orientação, linhas de energia, galpões de metal, arame e paredes construídas com rochas ígneas. Além disso, outros aspectos que podem interferir no levantamento por VLF é a diferença de resistividade do meio e do alvo, topografia, atenuação do sinal, tempestades elétricas e magnéticas (Reynolds, 1997; Vogelsang, 1995; Nascimento, 2011).

O efeito da topografia sobre as medições de VLF podem ser significativos e, portanto, quando isto ocorre, em terrenos acidentados, é necessário realizar a correção dos dados antes da análise, no que diz respeito à atribuição das anomalias aos alvos condutores no solo (Reynolds, 1997; Parasnis, 1997; Vogelsang, 1995). Caso a topografia no local do levantamento seja mais alta, bem como um cume, e seja ortogonal a direção do levantamento, segundo Reynolds (1997), o efeito da topografia reflete a topografia real, ou seja, o aumento da declividade corresponde a um aumento no ângulo de inclinação (na anomalia). Entretanto, se o levantamento for paralelamente a direção do cume (da topografia), então a associação dos dados com a topografia pode não ser evidente.

A atenuação do sinal VLF, de acordo com McNeill e Labson (1987), é função de vários fatores como a frequência, direção de propagação da onda, condutividade e rigidez da superfície, hora do dia, estação do ano, latitude e atividade solar. Desta maneira, todos esses

fatores citados acima podem causar alterações no campo eletromagnético ao longo do levantamento causando, em alguns casos, a realocação ou restrição da área a ser estudada.

Apesar de suas vantagens, de acordo com Reynolds (1997) e Vogelsang (1995), o método VLF também possui algumas limitações, tais como, a dependência de uma estação transmissora apropriada operante e com sinal durante o levantamento, pois as estações podem estar fora do ar ou serem desligadas para manutenção, sendo uma limitação que foge ao controle do operador do VLF e a profundidade de penetração das ondas eletromagnéticas.

A profundidade de penetração da radiação eletromagnética no solo, também chamada de *skin depth*, é limitada já que o meio possui resistividade elétrica e, portanto, as ondas incidentes são absorvidas e atenuadas por difusão, de forma que, sua amplitude decresce exponencialmente enquanto atravessam o condutor e, para ondas que não são planas, também há o decaimento devido ao espalhamento, chamado de decaimento geométrico, ou seja, para frequências menores que 5kHz esse efeito pode ser desprezado (Parasnis, 1997; Reynolds, 1997).

A profundidade de penetração (*skin depth*), para condutores não magnéticos, é dada pela (Equação 3.3), onde δ é a profundidade de penetração em metros, f é a frequência em hertz e σ é a condutividade em Siemens por metro (Parasnis, 1997; Reynolds, 1997).

$$\delta = 503\sqrt{f\sigma} \quad (\text{Equação 3.3})$$

Em diversos estudos realizados pelo mundo, no âmbito das investigações hidrogeológicas, o VLF é utilizado para a identificação de fraturas no subsolo, pelo fato de serem propícias ao armazenamento de água subterrânea. A análise dos dados brutos obtidos pelo método VLF pode não ser tão clara quanto a inclinação da fratura ou profundidade, portanto, para uma melhor visualização e análise, os dados brutos podem ser filtrados, ressaltando-se o filtro de Karous e Hjelt. Esse filtro é linear e estima a profundidade do alvo condutor a partir da distância pico a pico dos dados de fase. O filtro de Karous e Hjelt retorna uma seção transversal em profundidade mostrando as regiões com alvos mais ou menos condutores facilitando a localização de descontinuidades verticais (Karous e Hjelt, 1983; Kumar *et al.*, 2016).

Souza (2005) realizou levantamentos, no estado do Ceará, pelo método VLF e utilizou o equipamento ABEM Wadi e o *software* SECTOR a fim de identificar alvos que possam conter água no subsolo, desta maneira, para a análise de dados foram considerados os dados originais, os dados filtrados e a seção transversal obtida com o *software* utilizado. A partir disto, verificou-se a presença de duas fraturas e analisou-se a distorção causada quando se possui outras anomalias próximas fazendo com que a interpretação dos gráficos do SECTOR fique mais difícil.

Gnaneshwar *et al.* (2011) realizaram um estudo de caso em Schirmacheroasen, no leste da Antártica, com quatro perfis utilizando o método VLF para avaliar sua viabilidade, obtendo como resultados preliminares a localização de zonas de faturamento que podem indicar anomalias. Devido à presença de uma camada de gelo altamente resistiva, ruído eletrostático induzido pelo vento, tempestade magnética e perturbações na ionosfera, as componentes de fase e a quadratura se apresentaram relativamente fracas. Os dados obtidos foram tratados por meio do filtro de Fraser e de Karous e Hjelt. Analisando a amplitude dos dados obtidos, os autores conseguiram identificar múltiplos alvos. Apesar de suas limitações o método VLF se mostrou uma ferramenta útil, rápida e econômica para o mapeamento de estruturas geofísicas, de acordo com os autores.

Nascimento *et al.* (2013) estudaram uma área de murundu, localizada na Estação Ecológica de Águas Emendadas, no Distrito Federal, utilizando o método VLF, com o auxílio do aparelho VLF EM16 fabricado pela Geonics. A área estudada possui uma nascente comum à duas bacias, Amazônica e Platina. Nesse trabalho foi feito um perfil de 1520m com medições de 10 em 10m. Com os resultados obtidos, os autores identificaram a posição de maior acúmulo de água no campo de murundu, além de verificar que a área se encontra no meio do alinhamento que une duas drenagens de sentidos opostos, indicando, provavelmente, que este alinhamento corresponde à uma fratura. Portanto, o método VLF foi adequado para a identificação da posição de alvos condutores presentes na subsuperfície que podem ser relacionados com fraturas com água.

No estudo desenvolvido por Michael *et al.* (2013), o método VLF foi utilizado, com o auxílio do instrumento ABEM Wadi, para a detecção de zonas de fraturas no sudeste da Nigéria. O maciço presente na área estudada possui vários graus de intemperismo e é composto por

rochas ígneas e metamórficas na parte leste. Foram realizados 12 perfis de levantamento, que variam em comprimento de 120 a 650m, nos quais foram feitas medições a cada 5m. Os filtros de Fraser e de Karous e Hjelt foram utilizados para a análise dos dados obtidos no levantamento. Foram encontradas conexões entre as zonas de fratura indicando uma área boa para o acúmulo de águas subterrâneas, assim sendo, foram recomendadas zonas para a perfuração de poços produtivos e sustentáveis em determinados locais e profundidades.

Para caracterizar um aquífero fissural localizado em Formosa, Goiás, Nascimento *et al.* (2015) usaram o método VLF e fizeram dois perfis, de 1550 e 1150m, com o instrumento EM16, fabricado pela Geonics, com medições de 50 em 50m. Foram observadas várias anomalias e considerando que as anomalias coincidem com a direção preferencial das drenagens e que essas drenagens são a expressão da direção de faturamento, então, os autores concluíram que esses alinhamentos podem indicar fraturas com água presentes na subsuperfície, sendo estes os locais recomendados para a perfuração de poços para captar água subterrânea.

Kumar *et al.* (2016) aplicou o método VLF com o intuito de caracterizar a subsolo para localizar água subterrânea no campus da Universidade Osmania, na Índia. O local é caracterizado por um terreno rochoso com descontinuidades abruptas na litologia, espessura e propriedades elétricas da rocha matriz proporcionando uma ocorrência irregular da água no subsolo. Inicialmente foi verificado o cenário geológico e foram identificadas estruturas tectônicas que pudessem indicar uma zona potencial com água, além disso, também foram usados dados hidrogeológicos para complementar os estudos. No levantamento foi utilizado o instrumento VLF ABEM Wadi. Foram feitos 19 perfis com diferentes comprimentos, variando de 440 a 2430m, nos quais foram realizadas medições em intervalos de 10 em 10m.

Para a análise quantitativa dos dados, Kumar *et al.* (2016) utilizou o filtro linear produzido por Karous e Hjelt, em 1983, para a estimativa da profundidade do condutor a partir dos dados VLF em fase. Quanto aos resultados obtidos, as componentes de fase e quadratura possibilitaram a identificação do topo das características, a assimetria das anomalias indicou a inclinação do alvo condutor no subsolo, enquanto que o padrão das anomalias dos alvos condutores apresentou diferentes amplitudes, que é função da profundidade do alvo com relação a superfície, geometria e posição do alvo. Dessa forma, o mapeamento utilizando o

método VLF resultou na localização de diversos condutores lineares presentes na área de estudo que são, possivelmente, zonas de fratura podendo conter água subterrânea.

3.1.2.2. Método Elétrico de Corrente Contínua

No método elétrico de corrente contínua, também denominado método da resistividade elétrica ou da eletrorresistividade, o parâmetro estudado é a resistividade elétrica com base na Lei de Ohm. De acordo com a Lei de Ohm, para um circuito elétrico, a resistência (R) corresponde a razão entre a diferença de potencial (V) e a corrente (I), apresentado na (Equação 3.4). A resistividade elétrica é definida como a dificuldade que a corrente elétrica tem de fluir por determinado meio, podendo ser representada pela (Equação 3.5), onde L é o comprimento do material resistivo e A é a área transversal. A resistividade é o inverso da condutividade (Reynolds, 1997).

$$R = \frac{V}{I} \quad \text{(Equação 3.4)}$$

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad \text{(Equação 3.5)}$$

A densidade de corrente corresponde a razão entre a intensidade da corrente e a área sobre a qual a corrente é distribuída, desta forma, o aumento da distância da fonte de corrente provoca uma diminuição na densidade de corrente (Reynolds, 1997).

Conforme Reynolds (1997), a corrente elétrica pode ser conduzida nas rochas por três mecanismos diferentes: a condução eletrolítica, a eletrônica e a dielétrica. A condução eletrolítica, também chamada de iônica, diz respeito à movimentação de íons em um eletrólito, por exemplo, água presente nos poros do solo. Em rochas nas quais ocorre a condução iônica, a resistividade diminui com o aumento da quantidade de água, de sais dissolvidos e da porosidade total (Braga, sem data). A condução eletrônica, por sua vez, ocorre quando há o movimento rápido de elétrons em metais, sendo possível ocorrer na matriz da rocha contendo agregação de metais ou impurezas, de acordo com Braga (sem data). Já a condução dielétrica trata da leve movimentação de elétrons em materiais pouco condutores resultante da aplicação de uma corrente a partir de uma fonte externa, entretanto, devido as frequências usadas para o método de resistividade elétrica, esse último tipo de

condução pode ser desconsiderado. Em geral, nas rochas a condução se dá principalmente pela condução eletrolítica com uma pequena contribuição da eletrônica (Reynolds, 1997).

No que tange a resistividade das rochas deve-se levar em consideração que rochas mais antigas possuirão menor porosidade e permeabilidade, do que uma semelhante com menor idade, em decorrência da maior exposição, preenchimento de seus interstícios por mineralização e compactação. A resistividade também varia com o tipo de material, sendo que materiais arenosos, em geral, possuem maior resistividade do que materiais argilosos, e com a umidade do solo, quanto maior a umidade menor será a resistividade elétrica (Reynolds, 1997; Souza *et al.* 1998).

Para levantamento da resistividade elétrica do solo, normalmente são fixados quatro eletrodos no solo sendo dois deles eletrodos de corrente (AB) e os outros dois eletrodos de potencial (MN). Ao se aplicar uma corrente em AB, que fluirá pelo subsolo, a diferença de potencial entre os dois pontos na superfície é medida pelos eletrodos de potencial MN. A partir dessa diferença de potencial é possível obter valores de resistividade em função do tipo de arranjo utilizado (Vogelsang, 1995; Braga, sem data). No caso de um solo homogêneo, ao se aplicar uma corrente, ela sempre fluirá radialmente há uma queda de tensão entre dois pontos distintos da superfície, ou seja, o gradiente de potencial reduz na direção da corrente e as linhas equipotenciais intersectam ortogonalmente as linhas de igual corrente. Entretanto, a heterogeneidade do solo faz com que a resistividade obtida seja, na verdade, uma resistividade aparente. Desta maneira, os valores obtidos em campo são de resistividade aparente (ρ_a), dado pela (Equação 3.6), que é função da geometria do arranjo de eletrodo usado para o levantamento, definido como fator de geometria (K) (Reynolds, 1997).

$$\rho_a = K \cdot R \quad \text{(Equação 3.6)}$$

O método de resistividade elétrica pode ser executado por meio de diferentes técnicas e arranjos. As técnicas correspondem ao tipo de investigação a ser realizada, na horizontal ou vertical. As principais técnicas usadas no método de eletrorresistividade são a sondagem elétrica vertical, o caminhamento elétrico (Braga, sem data).

Na sondagem elétrica vertical (SEV) as medições do parâmetro resistividade são realizadas em superfície a partir de um ponto fixo com o intuito de avaliar as variações da resistividade com a profundidade, ou seja, é uma investigação vertical pontual (Braga, sem data; Souza *et al.*, 1998). A aplicação dessa técnica em terrenos homogêneos lateralmente com camadas estratificadas plano-paralelas gerará melhores resultados, de acordo com Souza *et al.* (1998). Conforme Parasnis (1997), a diferença de potencial e a resistividade aparente são mais influenciados pela resistividade a maiores profundidades e a maiores distâncias entre eletrodos. Quanto maior a distância entre os eletrodos de corrente maior será a profundidade que a corrente penetra, de acordo com Reynolds (1997).

A técnica de SEV possui algumas limitações quanto a omissão de camadas devido ao fato de camadas muito finas não poderem ser derivadas das curvas de sondagem a maiores profundidades e quanto ao princípio da equivalência, pois a avaliação das curvas de sondagem podem produzir diversas soluções equivalentes. Além disso, como a sondagem leva em conta a variação da resistividade, em solo homogêneo, apenas em profundidade, é possível que, em solos heterogêneos e com horizontes que mergulham, a avaliação seja prejudicada (Vogelsang, 1995; Parasnis, 1997).

O caminhamento elétrico envolve o levantamento horizontal em superfície para uma ou mais profundidades para o estudo da variação lateral da resistividade (Braga, sem data; Souza *et al.*, 1998). As análises dos dados obtidos por meio da técnica de caminhamento elétrico, geralmente, são feitas em planta, sendo uma para cada profundidade estudada, ou em seções que mostram as diversas profundidades estudadas. Por meio do caminhamento elétrico é possível detectar contatos geológicos inclinados ou verticais, fraturamentos, falhamentos, dentre outras estruturas envolvendo a variação lateral da resistividade (Souza *et al.*, 1998). Os levantamentos podem ser efetuados com diferentes configurações dos eletrodos, sendo mais utilizados os arranjos de Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo. A disposição dos eletrodos em cada um desses arranjos é mostrada esquematicamente na Figura 3.7 e a Tabela 3.2 mostra de forma sintética os arranjos com a disposição dos eletrodos e o fator de geometria correspondente.

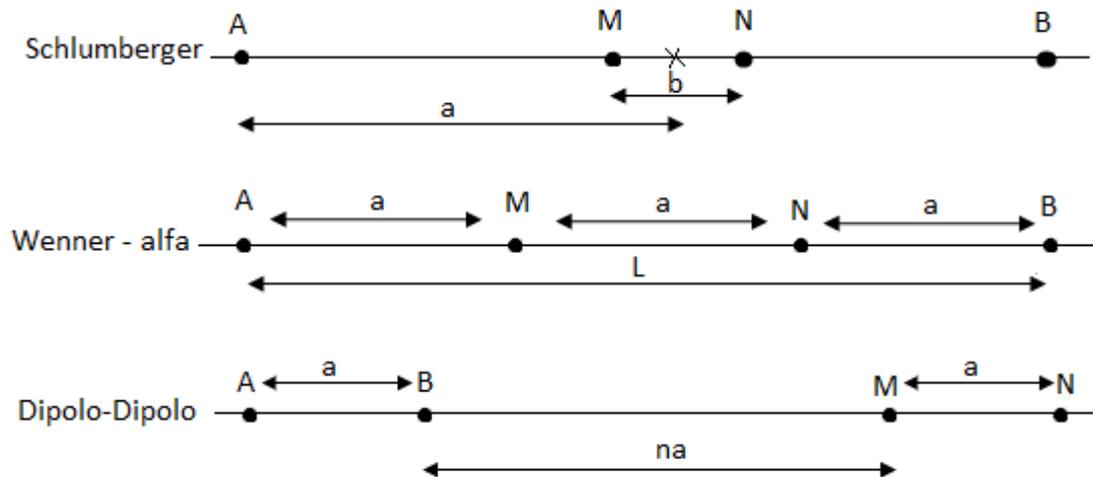


Figura 3.7. Configuração dos eletrodos segundo os arranjos de Schlumberger, Wenner – alfa e Dipolo-dipolo (Reynolds, 1997 - modificado).

Tabela 3.2. Arranjos, configurações dos eletrodos e fator de geometria (Reynolds, 1997).

Arranjo	Configuração dos eletrodos	Fator de geometria
Schlumberger	A M N B	$K_{Schlumberger} = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \left(\frac{b}{4a^2} \right)^2 \right]$
Wenner	Alfa	A M N B
	Beta	A B N M
	Gama	A M B N
Dipolo-Dipolo	A B M N	$K_{Dipolo-Dipolo} = \pi n(n+1)(n+2)a$

O espaço disponível para montar o arranjo, o trabalho para realizar cada método, a sensibilidade a heterogeneidades laterais e ao mergulho das interfaces são fatores a serem considerados durante o processo de escolha do arranjo a ser utilizado na investigação (Reynolds, 1997). A Tabela 3.3 apresenta a comparação entre os arranjos de Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo quanto a resolução, adequabilidade a sondagem elétrica vertical e ao caminhamento elétrico, sensibilidade a orientação e a heterogeneidades laterais, trabalho intensivo e disponibilidade de meio para interpretação.

Os dados obtidos pelo método de resistividade elétrica podem ser apresentados como perfis, seções, pseudo-seções e mapas de isorresistividade (Souza *et al.*, 1998). Para a interpretação, a resistividade aparente medida é plotada em função da separação do eletrodo, diferente para cada arranjo e igual a metade da distância AB para o arranjo de Schlumberger, formando uma curva de sondagem. A partir disso pode-se determinar o número de camadas que poderia

dar origem a curva encontrada, a espessura e a resistividade de cada camada, entretanto, as interfaces litológicas podem não coincidir com os limites identificados eletricamente, ou seja, litologias distintas podem possuir a mesma resistividade, formando uma única unidade. A unidade geoeétrica é caracterizada basicamente pela resistividade e espessura da camada (Parasnis, 1997; Reynolds, 1997; Vogelsang, 1995).

Tabela 3.3. Comparação entre os arranjos de Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo (Reynolds, 1997 - modificado).

Fatores	Schlumberger	Wenner	Dipolo-Dipolo
Resolução vertical	Moderado	Bom	Ruim
Profundidade de penetração	Moderado	Ruim	Bom
Adequabilidade à sondagem elétrica vertical	Bom	Moderado	Bom
Adequabilidade ao caminhamento elétrico	Não adequado	Bom	Bom
Sensibilidade a orientação	Sim	Sim	Moderado
Sensibilidade a variações laterais de resistividade	Moderado	Alto	Moderado
Trabalho intensivo	Moderado	Sim	Moderado
	Não, quando se usa o arranjo automático de eletrodos e cabo multieletrodo		
Disponibilidade de meios para interpretação	Bom	Bom	Moderado

Reynolds (1997) afirma que a resistividade elétrica pode ser utilizada como método primário para as investigações hidrogeológicas. Para zonas de fraturamento, Souza *et al.* (1998) afirmam a larga aplicação do caminhamento elétrico nas investigações e a SEV como usada com limitações.

Nascimento *et al.* (2003) estudaram a resistividade dos solos na área do Jardim Botânico de Brasília por meio do método elétrico de corrente contínua por ele possuir uma boa correlação com as propriedades do solo. O arranjo de Wenner foi usado com um espaçamento de 2m entre os eletrodos, ao longo de uma estrada de 2730m, realizando-se medidas em intervalos de 65m no mesmo sentido em 5 datas distintas resultando em 208 medidas. O resistímetro modelo *Geopulse*, fabricado por Campus Geophysical Instruments (Inglaterra) foi usado para o levantamento por ser relativamente moderno, portátil, leve e permitir o uso de sistemas multieletrodo.

Os resultados obtidos pelos perfis, que foram realizados ao longo do período de transição entre a estação chuvosa e seca por Nascimento *et al.* (2003), mostraram que solos argilosos apresentam menor resistividade e menor amplitude de variação dos valores de resistividade aparente ao longo deste período devido ao fato de são capazes de reter maior quantidade de água do que os solos arenosos. Já os solos arenosos, por possibilitarem maior circulação de água, proporcionam uma maior redução na umidade, para um mesmo período, e, portanto, apresentam maior variação quanto à resistividade elétrica aparente. Na área estudada pelos autores os solos argilosos apresentaram valores de resistividade elétrica aparente entre 8000 e 10000 Ohm.m e os solos arenosos de 20000 a 60000 Ohm.m.

Em 1981, de acordo estudo de Palacky *et al.*, os perfis de resistividade já vinham sendo usados como um meio de localizar zonas fraturadas. Contudo, esse estudo sugere que esse tipo de levantamento pode ser feito mais rapidamente, com menor custo e maior precisão utilizando-se o VLF e métodos eletromagnéticos. Entretanto, os métodos VLF e de resistividade elétrica podem ser usados conjuntamente para a obtenção de dados, como mostram estudos mais recentes de Saraiva e Demétrio (2004), Adiat *et al.* (2009), Omosuyi *et al.* (2008), Taiwo *et al.* (2016), dentre outros, mostrando a importância e os benefícios da aplicação do método eletromagnético, VLF, em conjunto com a resistividade elétrica para a caracterização do subsolo quanto a hidrogeologia e a identificação de áreas potenciais que possam acumular águas subterrâneas, sendo utilizados até os dias atuais.

Saraiva e Demétrio (2004) compararam a utilização de dois métodos geofísicos, a eletrorresistividade e o VLF, em um estudo de caso no município de Carnaubeira da Penha, no estado do Pernambuco, em área de rochas cristalinas, com o intuito também de compreender a diferença de produção entre dois poços de água subterrânea próximos e em condições geológicas semelhantes. O método VLF foi realizado com o aparelho ABEM Wadi e foram feitos 12 perfis de VLF com medições de 5 em 5m. O arranjo de Schlumberger foi utilizado nos 12 perfis de eletrorresistividade realizados com medições em intervalos de 10m e espaçamento entre eletrodos (AB) igual a 80m e MN igual a 5m, com base na interpretação dos resultados das duas SEVs realizadas. Os perfis de VLF e de eletrorresistividade foram feitos sobre a mesma linha.

Saraiva e Demétrio (2004) identificaram que as anomalias encontradas pelo método VLF foram confirmadas pelas zonas condutivas evidenciadas nos resultados de

eletrorresistividade, indicando as zonas de faturamento, além do fato dos padrões de alinhamento das zonas condutivas e resistivas serem identificados tanto no mapa de VLF quanto no de eletrorresistividade mostrando uma semelhança entre os mapas geoeletricos, entretanto, há uma diferença entre os mapas por causa da diferença de espaçamento entre as medições nos levantamentos, diferença entre o princípio dos métodos e os efeitos da passagem de eletrodos em descontinuidades. Os autores afirmam a importância da integração entre a geologia e a geofísica já que as variações de resistividade podem não ser rochas fraturadas. Ademais, o estudo verificou que os poços se encontravam em situações geoeletricas distintas, pois um poço estava em uma zona mais condutiva, interpretada pelos autores como mais fraturada, e o outro em uma zona mais resistiva e menos fraturada.

No caso da aplicação dos métodos VLF-EM e eletrorresistividade em Obanla-Obakekere, na Nigéria, Omosuyi *et al.* (2008) estudaram a respeito da prospecção de água subterrânea no embasamento cristalino da região tendo como foco delinear a área em zonas hidrogeológicas para que a perfuração de poços seja mais efetiva na área estudada. O levantamento pelo método VLF, com o instrumento ABEM Wadi, foi feito em intervalos de 20m ao longo de 25 perfis de comprimentos variando entre 160 a 820m. Os resultados de VLF obtidos foram filtrados, com o filtro Karous-Hjelt, possibilitando a análise entre a amplitude positiva da fase filtrada e os pontos de inflexão dos dados brutos de fase. Os autores inferiram que as zonas que apresentaram picos positivos nos valores de fase filtrados são zonas condutivas típicas de fissuras contendo água subterrânea e, portanto, são zonas prioritárias para a realização das SEVs. Além disso, por meio das seções, obtidas pelo filtro Karous-Hjelt, foram evidenciadas características estruturais significativas no que diz respeito às águas subterrâneas.

Posteriormente, Omosuyi *et al.* (2008) realizaram as medições de resistência, com o condutímetro R-50 Soil Test, aplicando o arranjo de Schlumberger, no qual o máximo meio espaçamento entre os eletrodos ($AB/2$) foi igual a 100m. Os dados obtidos em campo pela sondagem foram interpretados manualmente usando curvas padrão e gráficos auxiliares. Os parâmetros geoeletricos obtidos por interpretação manual foram usados, em seguida, em um modelo inicial para interpretação assistida por computador. Devido a constante variação dos parâmetros no terreno, Omosuyi *et al.* (2008) afirmam a necessidade de identificar as zonas hidrogeológicas. Os autores, por meio da análise de dados, encontraram de 3 a 5 camadas geoeletricas na área, sendo 3 camadas litologicamente distintas, a partir da qual foi

possível delinear as unidades aquíferas. No estudo inferiu-se que áreas com unidades aquíferas espessas possuem maior potencial para águas subterrâneas, enquanto que unidades mais finas provavelmente possuem baixo potencial.

Adiat *et al.* (2009) aplicaram os métodos VLF e eletrorresistividade para avaliar o potencial de água subterrânea na cidade de Oda, na Nigéria. O método VLF foi utilizado como uma ferramenta para o reconhecimento da região, de forma que, o VLF auxiliou a determinar áreas de importância hidrogeológica, por meio da identificação das fraturas e seleção dos melhores locais para o uso do método da eletrorresistividade. O levantamento com o instrumento VLF ABEM Wadi incluiu a medição dos valores de fase e quadratura de 20 em 20m ao longo de sete perfis, nos quais haviam ruas ou caminhos orientados ortogonalmente à direção do transmissor.

Os dados obtidos pelo levantamento VLF, conduzido por Adiat *et al.* (2009), foram filtrados pelo filtro de Fraser e pelo filtro de Karous e Hjelt resultando em vários picos positivos, representando as fraturas e, portanto, os pontos de interesse para a prospecção de água subterrânea no local. A sondagem elétrica foi feita com o resistivímetro RD-50 nos locais selecionados previamente pela análise dos resultados de VLF, no qual foram indicadas as fraturas presentes no subsolo.

Foram realizadas 39 SEVs utilizando-se o arranjo de Schlumberger com metade do espaçamento entre eletrodos (AB/2) variando entre 1 e 100m e os dados obtidos pela sondagem foram invertidos com o auxílio do programa Resist Version 1.0. A inversão dos dados permitiu que se obtivesse seções geoeletricas bidimensionais com os parâmetros de resistividade e profundidade. Os resultados obtidos variaram de duas a quatro camadas.

Os autores utilizaram os valores de fase filtrada para preparar um mapa de densidade de corrente equivalente para caracterizar as zonas resistivas e condutivas e, com os valores de resistividade do aquífero, proveniente das SEVs, foi elaborado um mapa de contorno da resistividade do aquífero por meio do qual a área de estudo foi classificada em três zonas com relação a prospecção de águas subterrâneas: baixa, média e alta, sendo que as zonas com alto potencial para as águas subterrâneas coincidiram com as zonas condutivas identificadas no mapa de condutividade.

Além disso, Adiat *et al.* (2009) elaboraram o mapa de espessura do aquífero, com as áreas de maior espessura sendo preferenciais para a exploração das águas subterrâneas. O mapa de relevo da rocha matriz foi realizado subtraindo-se a sobrecarga da elevação. Comparando-se o mapa de relevo da rocha matriz com o mapa de potencial de águas subterrâneas, os autores concluíram que as áreas que possuem um bom potencial para a prospecção de águas subterrâneas coincidem com as áreas de depressão no mapa de relevo e com substancial espessura da sobrecarga e do aquífero. A interpretação dos resultados obtidos permitiu a identificação de zonas de importância hidrogeológica, como fraturas e zonas permeáveis.

Taiwo *et al.* (2016) apresentaram um estudo de caso na área de Modomo/Eleweran, na Nigéria, no qual os autores integraram os métodos geofísicos VLF e resistividade elétrica para identificar fissuras ou fendas que possam acumular água subterrânea. O método VLF foi utilizado como uma ferramenta para o reconhecimento rápido da área no que diz respeito à água subterrânea, enquanto o método de resistividade elétrica forneceu um perfil geoeletrico da subsuperfície na área. Os 6 perfis de VLF realizados, com o instrumento EM16 produzido pela Geonics, possuíam comprimento de 130 a 360m, nos quais foram feitas medições em intervalos de 10m. Nesse estudo foi utilizada como transmissor a estação NAA Cutler Maine, nos Estados Unidos. Os resultados de fase filtrados do método VLF apresentaram tendência a baixos picos mostrando anomalias fracas ou sem fraturas.

A partir dos resultados obtidos pelas medições em campo pelo método VLF, Taiwo *et al.* (2016) selecionaram as 39 localizações nas quais foram executadas as SEVs com o resistivímetro ABEM SAS 300C e arranjo de Schlumberger com meio espaçamento entre eletrodos de corrente ($AB/2$) variando de 1 a 100m. Os resultados das sondagens foram plotados em gráficos log-log de separação do eletrodo ($AB/2$) no eixo x e de resistividade aparente no eixo y possibilitando a interpretação por meio da correspondência das curvas com curvas padrão obtendo-se os valores de espessura e resistividade, que, em seguida, foram usados para a iteração no *software* RESIST. A partir dos parâmetros geoeletricos iterados foram geradas seções geoeletricas e mapas de contorno para a área de estudo. Os autores identificaram quatro formações litológicas distintas, das quais a camada intemperizada e fraturada constitui as unidades aquíferas. Por fim, os autores concluem que a investigação geofísica combinando os dois métodos é vantajosa por ser uma melhor ferramenta para a avaliação do potencial de águas subterrâneas.

3.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA

3.2.1. Modelos usados em águas subterrâneas

Um sistema hidrológico consiste em uma estrutura ou volume limitado no espaço, no qual pode haver entradas, como o fluxo de água, que serão operacionalizadas internamente resultando em uma saída. A análise de um sistema hidrológico tem por objetivo o estudo da operação desse sistema e a predição das saídas a serem geradas por ele (Chow, 1988), para isso, os modelos hidrológicos podem ser utilizados para representar um sistema real (Fetter, 2001). A modelagem de águas subterrâneas tem como objetivos principais prever as mudanças no aquífero, sejam elas artificiais ou naturais, descrever o sistema para a melhor compreensão e gerar sistemas hipotéticos que possam ser utilizados no estudo do fluxo de águas subterrâneas (Kresic, 2007).

Os modelos podem ser divididos em modelos empíricos, probabilísticos e determinísticos, em função das equações utilizadas para descrever os fenômenos envolvidos. Os modelos empíricos provêm de dados experimentais ajustados a alguma função matemática. Apesar dos modelos empíricos não possuírem uma base científica e, por vezes, serem muito específicos, eles podem ser importantes na modelagem numérica complexa (Kresic, 2007).

Os modelos probabilísticos, por sua vez, têm por base as leis da probabilidade e estatística, enquanto que, os modelos determinísticos não consideram a aleatoriedade, ou seja, uma determinada entrada sempre produzirá a mesma saída. Os modelos determinísticos ainda podem ser subdivididos em modelos analíticos e numéricos. Nos modelos determinísticos analíticos as equações são resolvidas uma de cada vez e o resultado pode ser usado em um ponto ou linha de pontos. Já no modelo numérico todo o objeto de estudo é descrito ao mesmo tempo gerando um sistema de equações que é resolvido numericamente por processo iterativo. Os modelos determinísticos são muito utilizados para a resolução de questões da hidrogeologia tradicional, sendo os modelos numéricos de diferenças finitas e de elementos finitos os mais utilizados (Kresic, 2007; Chow, 1988).

Outra abordagem possível é a classificação em modelos de bacia e modelos de águas subterrâneas. Os modelos de bacia normalmente são complexos e são modelos conceituais concentrados que são utilizados para os problemas de gestão das águas superficiais,

entretanto, os modelos de bacia não consideram os detalhes dos fenômenos relacionados às águas subterrâneas. Os modelos de águas subterrâneas são, em sua maioria, modelos distribuídos e com base física usados na gestão das águas subterrâneas, porém, não tratam as águas superficiais em detalhes. Como a gestão das águas superficiais e subterrâneas deve ser realizada conjuntamente devido à integração dos processos no ciclo hidrológico da água, então, é necessário que todos os processos hidrológicos sejam simulados continuamente na bacia para longos períodos de tempo (Sophocleous e Perkins, 2000). Esse tipo de integração será abordado no item 3.2.4.

Dentre os modelos de bacia pode-se mencionar o SWAT, HEC-HMS, BASINS, EFDC, HSCTM2D e SWMM. O SWAT é amplamente utilizado para a simulação de impactos resultantes de alterações no uso do solo, fluxo de águas superficiais e para simulação de qualidade da água. Já dentre os modelos para a simulação de fluxo de águas subterrâneas pode-se citar: MODFLOW, FEFLOW, SUTRA, MT3DMS, SEAWAT, MIKE SHE e Visual MODFLOW, sendo que o MODFLOW é o modelo mais utilizado devido a facilidade de preparação de dados e de mudança de formato de dados, além do desenvolvimento contínuo do programa, disponibilidade de código e de experiências com o programa e pelo fato de ser disponível ao público (Kumar, 2015).

Para o desenvolvimento deste trabalho foram escolhidos os modelos SWAT, para bacia, e o MODFLOW, para águas subterrâneas.

3.2.2. *Soil and Water Assessment Tool (SWAT)*

O *Soil and Water Assessment Tool (SWAT)* consiste em modelo conceitual, semidistribuído, que trabalha em escala de bacia hidrográfica e continuamente no tempo em passo diário, desenvolvido pelo Serviço de Pesquisa Agrícola dos EUA (ARS) para a avaliação do solo e da água de modo a prever o impacto causado a longo prazo pela gestão do solo nos recursos hídricos, bem como, a produção de sedimentos, a dinâmica de nutrientes e poluentes e a aplicação de pesticidas em grandes bacias hidrográficas não monitoradas, considerando seus diversos tipos e uso do solo (Neitsch *et al.*, 2011; Arnold *et al.*, 1998).

Para o caso de bacias não monitoradas, o SWAT possui um banco de entradas disponíveis para que seja possível a modelagem mesmo com uma quantidade mínima de dados sobre a

bacia a ser estudada (Neitsch *et al.*, 2011). Segundo Arnold *et al.* (1998), o modelo é eficiente do ponto de vista computacional para se trabalhar com bacias grandes e é capaz de simular longos períodos para a análise dos efeitos provocados pela gestão.

O SWAT é baseado em princípios físicos para a descrição e associação entre variáveis de entrada e saída. O clima, as propriedades do solo, topografia, vegetação e gestão do solo na bacia são dados de entrada utilizados pelo programa para modelar diretamente os processos físicos que são associados com o movimento da água e sedimentos, crescimento de culturas, ciclagem de nutrientes, entre outros. Desta maneira, o SWAT é capaz de quantificar o impacto dos dados alternativos de entrada nas variáveis desejadas (Neitsch *et al.*, 2011).

O modelo divide a bacia hidrográfica em várias sub-bacias. Essas sub-bacias possuem informações associadas que são agrupadas quanto ao clima, Unidade de Resposta Hidrológica (HRU), açudes ou pântanos, águas subterrâneas e o canal principal, responsável por drenar a sub-bacia. As HRUs, de acordo com Neitsch *et al.* (2011), correspondem a áreas, contidas nas sub-bacias, que compreendem uma combinação básica de uso, tipo de solo e declividade.

O modelo SWAT considera que o equilíbrio hídrico move todos os processos que ocorrem na bacia hidrográfica. A simulação hidrológica da bacia se dá em duas fases: a fase do terreno do ciclo hidrológico e a fase do itinerário hidrológico. A primeira fase diz respeito a quantidade de água, sedimentos, nutrientes e pesticidas, para cada sub-bacia, presentes no canal principal, enquanto que, a segunda fase se refere ao movimento da água, sedimentos, nutrientes e pesticidas pelos canais da bacia até a descarga (Neitsch *et al.*, 2011).

Como o modelo SWAT separa a bacia em sub-bacias, no cálculo que envolve as componentes do ciclo hidrológico, o escoamento superficial é separado para cada HRU resultando no valor total de escoamento para a bacia hidrográfica. A modelagem do ciclo hidrológico envolve a entrada de dados de clima, hidrológicos, de cobertura do terreno e crescimento vegetal, erosão, nutrientes, pesticidas e gerenciamento (Neitsch *et al.*, 2011).

Dentre as variáveis climáticas necessárias à modelagem, tem-se a precipitação diária, as temperaturas máxima e mínima do ar, a radiação solar, a velocidade do vento e a umidade

relativa, sendo que esses dados podem ser provenientes de observações e registros ou, então, resultantes da simulação (Neitsch *et al.*, 2011).

Quanto às variáveis hidrológicas, o SWAT considera que a água pode ser armazenada na copa das árvores, infiltrar, sofrer redistribuição, evapotranspiração, escoar lateralmente e superficialmente e retornar como fluxo de base. O processo de redistribuição é resultado da distribuição desigual de umidade do solo no perfil e ocorre com o movimento de água ao longo do perfil do solo após uma entrada de água no solo. O processo de redistribuição é previsto para cada camada de solo na zona de raiz por meio de uma técnica de rota armazenamento (Neitsch *et al.*, 2011).

A evaporação e a transpiração são calculadas separadamente no modelo SWAT e o potencial evaporação da água no solo é função da evapotranspiração potencial e do índice de área foliar, sendo que a evapotranspiração potencial pode ser estimada no SWAT pelos métodos Hargreaves, Priestley-Taylor e Penman-Monteith (Neitsch *et al.*, 2011).

O fluxo subsuperficial lateral, calculado concomitantemente à redistribuição, é obtido por meio de um modelo de acumulação cinética que explica a variação na condutividade, no talude e na quantidade de água presente no solo. O SWAT simula o volume de escoamento superficial com os dados de precipitação diária ou sub-diária para cada HRU e, além disso, também obtém as taxas máximas podendo-se utilizar a alteração do método SCS de curva de número ou o método de infiltração de Green e Ampt para o cálculo do volume de escoamento superficial e a modificação do método racional para prever as taxas máximas, sendo que o tempo de concentração a ser usado neste último método é calculado pela equação de Manning (Neitsch *et al.*, 2011).

Quando a água escoar superficialmente podem haver as perdas de transmissão, estimadas como sendo dependente da largura do canal, comprimento do canal e duração do fluxo. Caso essas perdas ocorram em canais afluentes, o SWAT ajusta o volume de escoamento e a taxa máxima. Ademais, estruturas de acumulação de água, responsáveis por armazenar ou interceptar o escoamento superficial, são consideradas no modelo em função da capacidade de armazenamento e da superfície da estrutura, quanto está em sua capacidade máxima (Neitsch *et al.*, 2011).

Com relação às águas subterrâneas, o modelo as separa em dois sistemas em cada sub-bacia: o aquífero raso e o aquífero profundo. O aquífero raso é não confinado e contribui para o corpo hídrico com o retorno de um fluxo dentro dos limites da bacia hidrográfica, enquanto que, o aquífero profundo é confinado e contribui para corpos hídricos que estão fora dos limites da bacia hidrográfica. Os dois sistemas de aquíferos podem ter sua água retirada por bombeamento. A água que infiltra para além da zona de raiz pode ser direcionada como fonte de recarga para os dois aquíferos (Neitsch *et al.*, 2011).

O equilíbrio de água para o aquífero raso considera a quantidade de água armazenada no aquífero raso no dia, o fluxo de base no canal principal no dia, a quantidade de água penetrando a zona do solo em resposta às deficiências hídricas no dia e quantidade de água retirada do aquífero raso por bombeamento (Neitsch *et al.*, 2011).

Para o cálculo da recarga, o modelo SWAT considera o tempo de atraso entre a saída da água do perfil do solo e a entrada dessa água no aquífero raso. Esse processo é função da profundidade do nível da água e das propriedades hidráulicas das formações geológicas presentes na zona vadosa e da água subterrânea. Além disso, o SWAT utiliza um modelo de resposta precipitação/águas subterrâneas com o intuito de agregar esse tempo de atraso na recarga. Desta maneira, a quantidade de recarga que penetra o aquífero no dia depende do tempo de atraso, da quantidade total de água que sai da base do perfil do solo no dia e da quantidade de recarga que entra no aquífero no dia anterior. A recarga total diária do aquífero profundo é dada em função da quantidade de recarga que entra nos dois aquíferos e do coeficiente de percolação do aquífero (Neitsch *et al.*, 2011).

O fluxo de base para o canal principal, proveniente da contribuição do aquífero raso, acontecerá apenas se a quantidade de água no aquífero for maior que o valor limite, que deve ser inserido pelo usuário. Em regime permanente, o cálculo do fluxo de base leva em conta a condutividade hidráulica do aquífero, a distância da divisão de sub-bacia pelo sistema de águas subterrâneas até o canal principal e a altura do lençol freático. A flutuação da altura do lençol, em consequência do regime não permanente, é função da quantidade de recarga que entra no aquífero raso no dia, do fluxo de base e da produção específica do aquífero raso (Neitsch *et al.*, 2011).

O modelo SWAT considera que a variação do fluxo de base se dá linearmente à taxa de mudança da altura do lençol freático por meio de uma constante de recessão do escoamento de base, que se caracteriza por ser um índice que reflete a resposta do fluxo de base com relação às mudanças na recarga, sendo estimado por meio da análise de medidas do fluxo em períodos em que não há recarga na bacia (Neitsch *et al.*, 2011).

Em períodos de seca, a água subterrânea do aquífero raso que se move para a zona não saturada evapora ou é capturada pelas raízes profundas de algumas plantas. Esse deslocamento da água é transformado em demanda hídrica para a evapotranspiração e é chamado de revap no modelo SWAT, esse processo ocorrerá apenas quando a quantidade de água presente no aquífero raso for maior que o valor limite especificado previamente. A quantidade de água que poderá ser retirada do aquífero pelo processo revap é função da evapotranspiração potencial para o dia, da quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia e o limite de nível da água do aquífero raso para que o revap aconteça (Neitsch *et al.*, 2011).

O modelo SWAT, conforme Neitsch *et al.* (2011), calcula a altura da água subterrânea diariamente em função da condutividade hidráulica do aquífero, da divisão de sub-bacia para o sistema de águas subterrâneas até o canal principal e do fluxo de base, entretanto os dados de altura não são disponibilizados nos resultados.

Já para o aquífero profundo, o equilíbrio hídrico leva em conta a quantidade de água armazenada no aquífero no dia anterior, a quantidade de água que percola do aquífero raso para o profundo no dia e a quantidade de água retirada do aquífero profundo por bombeamento no dia. Como o aquífero profundo contribui para áreas fora da bacia hidrográfica, então, é tida como perda do sistema e não é levada em conta nos cálculos futuros. Tanto para o aquífero raso quanto para o profundo, o modelo possibilita que seja retirado em volume bombeado até o volume total do aquífero em um certo dia (Neitsch *et al.*, 2011).

3.2.3. MODFLOW

O MODFLOW, escrito na linguagem de programação Fortran-90, é um programa modular para a modelagem de águas subterrâneas, bi ou tridimensional, feito com o objetivo de que

o programa fosse fácil de entender, alterar, usar e manter, além de poder ser executado em uma grande diversidade de computadores com o mínimo de mudanças sendo eficiente quanto à necessidade de memória do computador e o tempo de execução. Sua estrutura modular permite que funções similares sejam agrupadas e que suas opções, tanto computacionais quanto hidrológicas, sejam independentes uma das outras, de forma que é possível adicionar ou deletar opções sem precisar mudar outras. O programa também possui flexibilidade quanto a formatação variável dos dados de entrada e de saída (Harbaugh, 2005).

O programa possui uma equação principal ou um conjunto de equações relacionadas que são resolvidos por partes do código, denominadas de pacotes. Esses pacotes são responsáveis por apenas um aspecto da simulação e cada pacote é constituído por várias sub-rotinas, que simulam o fluxo de água subterrânea quando o programa principal designa uma determinada sequência de sub-rotinas. A hierarquia da composição do programa MODFLOW é representada esquematicamente na Figura 3.8.

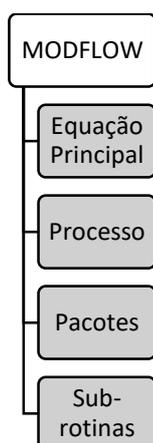


Figura 3.8. Hierarquia da composição do programa MODFLOW.

A equação das diferenças finitas é derivada para descrever o fluxo de água subterrânea tridimensional sob condição de não equilíbrio considerando-se que o movimento de água se dá com densidade constante pelos poros do solo, o meio é heterogêneo e anisotrópico e que os eixos principais da condutividade hidráulica estejam alinhados a direção das coordenadas. A representação matemática do sistema de fluxo de água subterrânea é composta pela equação do fluxo de água subterrânea, das especificações do fluxo, condições de contorno de carga do sistema aquífero e as condições de carga inicial (Harbaugh, 2005).

O MODFLOW, segundo Harbaugh (2005), discretiza o aquífero em uma grade, retangular vertical e horizontalmente, composta por vários blocos que são chamados de células. As células são endereçadas quanto as linhas, colunas e camadas, onde i , j e k são os índices das linhas, colunas e camadas, respectivamente. A largura das células na direção da linha em determinada coluna é Δr_j , a largura das células na direção da coluna em uma certa linha é Δc_i e a espessura das células em dada camada é Δv_k , como mostrado na Figura 3.9. A discretização vertical do modelo é dada pelo número de camadas e pela elevação do topo e na base de cada célula em cada camada. A grade pode ser distorcida verticalmente quando os valores de elevação da base das células são diferentes para uma mesma camada.

As equações do modelo consideram que as camadas correspondem, em geral, a unidades ou intervalos geohidrológicos horizontais. Cada célula possui um ponto em seu interior chamado de nó, no qual será calculada a carga, sendo que, o nó foi considerado como localizado no centro de cada célula para a formulação da equação de fluxo de águas subterrâneas, além do fato que as linhas e colunas devem estar paralelas às direções ortogonais dentro das camadas, porém não é necessário designar os eixos x , y e z . A discretização do domínio tempo, por sua vez, é dada em períodos de estresse que são subdivididos em passos de tempo, nos quais a carga é calculada. O número de períodos de estresse depende da frequência de determinado fenômeno, por exemplo, a cada mudança da taxa de bombeamento de um poço se iniciará um novo período de estresse até o fim do período da simulação (Harbaugh, 2005).

A equação do fluxo de águas subterrâneas é desenvolvida conforme a equação da continuidade, na qual a soma dos fluxos que entram e saem da célula é igual a taxa de mudança no armazenamento dentro da célula, considerando a densidade da água constante. Desta forma, será gerado um conjunto de equações de diferenças finitas que será recalculado para cada passo de tempo dando origem a um novo sistema de equações. Para isso, o MODFLOW usa métodos iterativos para solucionar esses sistemas para cada passo de tempo, sendo delimitado a um número máximo permissível de iterações por passo de tempo (Harbaugh, 2005).

Ainda que seja obtido um conjunto exato de soluções, essas soluções representam uma aproximação da solução da equação diferencial de fluxo de águas subterrâneas. No cálculo,

o erro entre a carga em um determinado nó e o tempo tende a aumentar quanto maior for o espaçamento da grade e o tamanho do passo de tempo (Harbaugh, 2005).

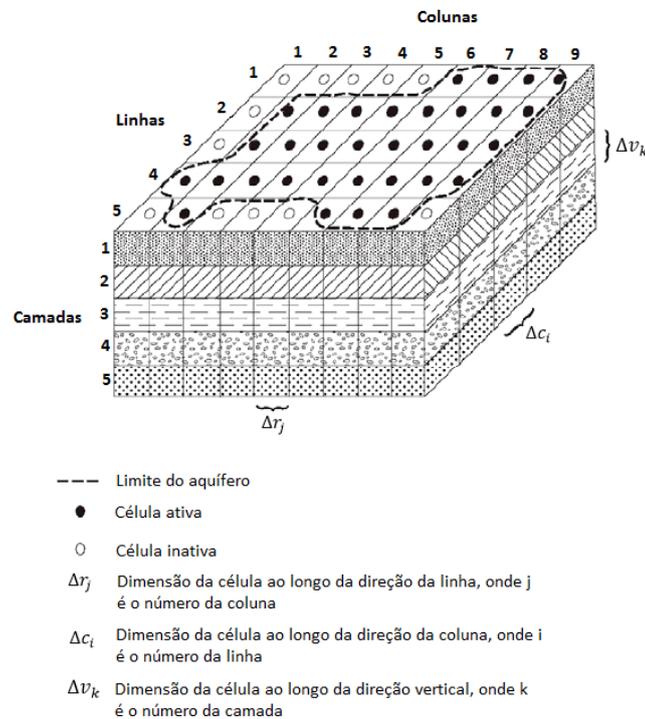


Figura 3.9. Discretização de um aquífero hipotético pelo modelo MODFLOW (Harbaugh, 2005 - modificado).

Como a equação de fluxo de águas subterrâneas foi formulada levando em conta condições transientes, para as simulações em estado estacionário basta que seja considerado o termo de armazenamento igual a zero, desta forma, esse tipo de problema não necessita da entrada do valor de carga inicial, entretanto, o programa precisa da carga inicial para realizar as iterações subsequentes. Além disso, para o caso estacionário é necessário apenas um período de estresse com um passo de tempo (Harbaugh, 2005).

O modelo MODFLOW possui as células de carga constante, as células sem fluxo e as células de carga variável. As células de carga constante possuem um valor de carga determinado para cada tempo que não é alterado com a iteração da equação de fluxo de água subterrânea podendo representar, por exemplo, um corpo de água superficial de nível constante em contato com o aquífero. Nas células sem fluxo não há fluxo entrando nem saindo da célula e as células de carga variável não possuem um valor de carga especificado e a carga varia com o tempo. As células de carga constante e as células sem fluxo podem ser utilizadas para

simular condições de contorno necessárias dentro da grade, por exemplo, para aquíferos de formato irregular pode-se usar a células sem fluxo para eliminar parte da grade que não corresponde ao aquífero. Quando o aquífero coincide com a borda externa da grade não são necessárias indicações especiais já que o fluxo entre as células não é calculado através das bordas externas da grade (Harbaugh, 2005).

O processo responsável pela resolução da equação do fluxo de água subterrânea é o GWF (*Groundwater Flow Process*), que possui como resultado primário a distribuição de carga, além do rebaixamento e informações sobre o balanço hídrico, sendo registrado ao final de cada período de estresse. O GWF é constituído pelos pacotes hidrológicos, pacote básico e pelo solver (Harbaugh, 2005).

Os pacotes hidrológicos do MODFLOW são separados em dois tipos de pacotes, os de fluxo interno e de estresse. Os pacotes de fluxo interno simulam o fluxo entre as células adjacentes e engloba os pacotes de fluxo no centro do bloco, fluxo camada-propriedade e barreira de fluxo horizontal. Já os pacotes de estresse simulam estresses individuais, bem como os rios, poços e recarga, abrangendo os pacotes poço, recarga, rio, de condições de contorno (GHB – *General Head Boundary*), dreno e evapotranspiração (Harbaugh, 2005).

O balanço hídrico calculado pelo modelo serve, em geral, como uma forma de se verificar se a solução é aceitável ou não e disponibilizar os fluxos de água que entram e saem de uma determinada região, já que os valores obtidos pelo balanço hídrico também devem respeitar a continuidade. Para cada passo de tempo a sub-rotina balanço hídrico calcula para cada pacote hidrológico a taxa de fluxo que entra e que sai do sistema resultante do processo simulado pelo pacote. Como o balanço é calculado independentemente do processo de solução da equação de fluxo, ele pode ser usado para validar a solução obtida (Harbaugh, 2005).

Segundo Harbaugh (2005), os pacotes de fluxo interno calculam a condutância, a partir da equação de diferença finita do fluxo, lembrando que as equações de diferença finita de fluxo usam a condutância equivalente entre nós de células adjacentes. O pacote de fluxo interno define, a partir disso, a condutividade hidráulica para cada célula e a condutância entre os nós. O programa MODFLOW possui quatro métodos para o cálculo da condutância: transmissividade uniforme dentro da célula ou método da média harmônica,

transmissividade variando linearmente entre os nós ou método da média logarítmica e o método da média aritmética.

Os pacotes de estresse são responsáveis por adicionar termos que representem as entradas e saídas de fluxo na equação de fluxo, sendo, do ponto de vista matemático, as condições de contorno. O pacote poço simula a retirada ou injeção de água no aquífero, por um poço, a uma taxa constante ao longo de um período de estresse, de forma que essa taxa é independente da área e da carga da célula. Para cada poço é necessário localizá-lo quanto a coluna, linha e camada e inserir a taxa de recarga do poço. Os poços são redefinidos para cada período de estresse. Caso haja mais de um poço na célula, é considerado o efeito conjunto para se obter a recarga total da célula (Harbaugh, 2005).

O pacote de recarga simula a recarga distribuída na área para o sistema de águas subterrâneas e para isso leva em consideração o fluxo de recarga aplicada a área do mapa da célula. A recarga pode ser aplicada a profundidades simultâneas em uma célula na mesma coluna vertical, pois a recarga natural penetra no sistema de água subterrâneas. O programa permite três modos de especificar a célula que recebe a recarga em cada coluna vertical. Esses modos são: a aplicação de recarga para a camada 1 do modelo, a aplicação da recarga a qualquer célula na coluna vertical como especificado pelo número de camadas contido na variável bidimensional e a aplicação da recarga à célula de carga variável mais alta na coluna vertical, dado que nenhuma célula de carga constante está acima da célula de carga variável na coluna (Harbaugh, 2005).

O pacote GHB (*General-Head Boundary*) trata das condições de contorno de carga e é encarregado de simular as entradas ou saídas de fluxo de determinada célula devido às fontes externas linearmente proporcional a diferença de carga na célula e a carga atribuída à fonte externa. Como esse pacote não limita o valor de fluxo para a função linear e a diferença entre a carga na célula, contendo uma condição de contorno, e a fonte aumenta, então o fluxo entrando ou saindo da célula aumenta indefinidamente, desta forma, esse pacote deve ser utilizado com cuidado, pois ele não possui uma conceituação realista e pode promover resultados irreais de fluxo (Harbaugh, 2005).

O pacote rio é responsável pela simulação dos efeitos do fluxo entre corpos hídricos e o sistema de águas subterrâneas, de acordo com Harbaugh (2005), para isto, acrescenta-se um

termo a equação de fluxo de águas subterrâneas para cada célula correspondendo ao fluxo rio/aquífero. Assumindo que não há perda de carga substancial entre a camada do fundo do rio e o ponto do nó subjacente do modelo e que o nível da água não diminui abaixo da camada do rio, o modelo calcula o fluxo entre o rio e o aquífero como uma função linear da condutância hidráulica da interconexão rio-aquífero e da diferença entre o nível da água no rio e a carga no nó da célula abaixo do rio, entretanto, caso o nível da água no rio caia abaixo de certo valor, a contribuição do rio deixa de depender da carga no aquífero, podendo ocorrer também a contribuição do aquífero para o rio.

O pacote dreno é feito para simular o efeito de drenos, responsáveis por remover água do aquífero a uma taxa proporcional a diferença entre a carga no aquífero e alguma carga ou elevação fixa (elevação do dreno), entretanto, caso a carga do aquífero fique abaixo da elevação do dreno, então o dreno não afeta o aquífero. As perdas de cargas são consideradas quanto ao fluxo convergente para o dreno, ao fluxo pelo material de condutividade diferente na vizinhança do dreno e quanto ao fluxo pela parede do dreno, assumindo-se que essas perdas de carga são proporcionais a descarga (Harbaugh, 2005).

O pacote evapotranspiração simula a transpiração das plantas e a evaporação direta proveniente da água presente no solo. Nessa simulação assume-se que a perda por evapotranspiração é máxima quando o nível freático é igual ou maior que a elevação da superfície de evapotranspiração especificada. No modelo também é assumido que quando a profundidade do nível da água é menor do que a elevação da superfície de evapotranspiração e passa do intervalo especificado da profundidade de extinção, na qual não ocorre evapotranspiração, então a evapotranspiração do nível freático cessará. A evaporação do nível freático varia linearmente com elevação do nível freático. A evapotranspiração pode ocorrer na camada superior do modelo ou o usuário pode selecionar uma célula na coluna vertical na qual a evapotranspiração ocorrerá ou ela pode se dar na célula de carga variável superior em cada coluna vertical. Cabe ressaltar que uma célula de carga constante acima de uma de carga variável impediria a ocorrência da evapotranspiração e, além disso, a evapotranspiração não influencia na simulação caso a célula designada para o cálculo seja uma célula sem fluxo ou de carga constante (Harbaugh, 2005).

3.2.4. Integração SWAT-MODFLOW

A integração de modelos tem como propósito agregar conhecimentos interdisciplinares fracionados com o intuito de aumentar a capacidade de se avaliar hipóteses e a resposta de sistemas à cenários dinâmicos (Arnold, 2013 *apud* Guzman *et al.*, 2015). A integração dos modelos SWAT e MODFLOW, proposta inicialmente por Sophocleous (1997, *apud* Perkins e Sophocleous, 1999), teve como objetivo juntar as vantagens de usar cada um deles e reduzir as limitações como forma de melhorar a avaliação de longo prazo das estratégias de gestão de água, além da avaliação de impactos naturais e antropogênicos nas águas superficiais e subterrâneas. Os modelos SWAT e MODFLOW foram escolhidos por serem modelos bem estabelecidos e que possuem uma ampla diversidade de opções de modelagem e flexibilidade (Sophocleous *et al.*, 1999; Guzman *et al.*, 2015; Ke, 2014).

O modelo SWAT é reconhecido por ser um modelo de bacia hidrográfica capaz de simular a precipitação e geração de escoamento, crescimento de culturas e a qualidade da água levando em consideração o tipo e uso do solo (Ke, 2014; Kim *et al.*, 2008; Sophocleous *et al.*, 1999; Luo e Sophocleous, 2011). O SWAT é um modelo concentrado quanto à simulação dos processos envolvendo águas subterrâneas, que ocorre para cada sub-bacia contendo um aquífero raso e um profundo, sendo assim, não é possível inserir parâmetros temporal e espacialmente distribuídos relacionados ao fluxo de água subterrânea, bem como a condutividade hidráulica, o coeficiente de armazenamento, taxa de bombeamento e a distribuição da carga. Desta forma, o SWAT não simula com precisão os níveis de água subterrânea e o escoamento de base (Perkins e Sophocleous, 1999; Wang *et al.*, 2013; Sophocleous *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2008).

O modelo MODFLOW se destaca por ser um modelo de águas subterrâneas no qual há rotinas capazes de simular o fluxo de água subterrânea e a interação rio-aquífero de forma contínua. No MODFLOW, apesar de ser um modelo distribuído, não há como especificar as condições relativas aos processos hidrológicos superficiais da bacia e no perfil do solo, portanto, o MODFLOW não calcula com precisão as taxas de recarga distribuída, sendo que a recarga é um dado trivial para a modelagem do fluxo de águas subterrâneas (Perkins e Sophocleous, 1999; Wang *et al.*, 2013; Sophocleous *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2008; Ke, 2014).

Segundo Sophocleous e Perkins (2000), uma das principais complicações ao se acoplar um modelo de bacia com um modelo de águas subterrâneas reside no fato que eles possuem diferentes escalas temporais, já que as águas superficiais possuem tempos de residência bem menores do que as águas subterrâneas. Os dados correspondentes as águas superficiais geralmente são diários. Desta maneira, a resolução numérica da equação de fluxo pode ser comprometida. Como as quantidades de recarga e percolação no solo são pequenas quanto comparadas à precipitação, ao se utilizar um período de tempo muito longo para a resolução da equação de fluxo pode-se estar ocultando períodos curtos de recarga, ou seja, a representação dos processos hidrológicos exige que haja passos de tempo curtos, geralmente, diário, para os processos de bacia e também necessita de uma escala de tempo longa para a simulação dos fluxos subterrâneos, que pode ser trimestral, anual ou até mensal.

No caso da integração SWAT-MODFLOW, os resultados diários gerados pelo SWAT podem ser acumulados até a escala do aquífero, ou seja, por um mês para que possam ser inseridos no MODFLOW (Perkins e Sophocleous, 1999).

Em geral, os modelos de águas subterrâneas possuem equações diferenciais parciais em suas formulações o que leva ao modelo ser distribuído espacialmente, com uma grade regular ou irregular para que se obtenha uma melhor aproximação da geometria do sistema e convergência da solução numérica da equação diferencial parcial, de acordo com Sophocleous e Perkins (2000). Os autores associam o domínio de cada sub-bacia do SWAT às células da grade do MODFLOW correspondente ao aquífero.

As unidades de resposta hidrológica (HRUs) do modelo SWAT não são geolocalizadas dentro da sub-bacia e são estatisticamente definidas em complexos espaciais, em função do uso e tipo de solo, devido as diferentes respostas hidrológicas dessas áreas. Neste contexto, a discretização espacial distinta dos dois modelos também deve ser levada em conta para que seja possível efetuar a transferência dos resultados entre o SWAT e MODFLOW. Para contornar esse problema, Perkins e Sophocleous (1999) e Sophocleous e Perkins (2000) fazem uma média ponderada pela fração da área ocupada pela HRU na sub-bacia para encontrar o fluxo correspondente a HRU.

Outro fator a ser considerado quanto à integração SWAT-MODFLOW, é que os resultados da simulação são fornecidos pelo SWAT em lâmina, ou seja, em volume acumulado por

unidade de área, então eles devem ser transformados em taxas de fluxo no passo de tempo para que os dados possam ser incorporados no MODFLOW. Esses resultados do SWAT compreendem os fluxos de entrada de tributários para o canal principal, recarga do aquífero, retiradas de água superficial e subterrânea (Sophocleous e Perkins, 2000).

A integração permite que a recarga distribuída espacialmente seja utilizada levando-se em conta o uso e as práticas de gestão do solo (Guzman *et al.*, 2015). Segundo Sophocleous *et al.* (1999), a integração SWAT-MODFLOW possui embasamento físico, aceita dados de entrada prontamente disponíveis, é capaz de operar em escala de bacia permitindo sua subdivisão e é contínua no tempo permitindo a simulação de culturas de rotação, lavouras e irrigação, além de ser capaz de simular longos períodos de tempo e ser computacionalmente eficiente. Sophocleous e Perkins (2000) salientam que as variações sazonais do nível freático e da recarga podem ser previstas mais precisamente utilizando-se a integração do que usando apenas o modelo de águas subterrâneas. Perkins e Sophocleous (1999) ressaltam que o modelo integrado apresentado no estudo representa melhor os processos físicos que ocorrem na bacia do que qualquer um dos dois separadamente.

Entre as desvantagens da integração estão o aumento da complexidade do domínio do modelo, do código computacional, dados necessários e operação (Sophocleous e Perkins, 2000).

Em geral a integração dos modelos SWAT e MODFLOW compreende as seguintes etapas:

- Desenvolvimento de processos, rotinas ou sub-rotinas ou alteração da estrutura do SWAT e/ou MODFLOW, caso a integração seja feita de forma automática.
- Ajuste da distribuição temporal, geralmente, para passo de tempo diário para os processos de bacia e mensal para os fluxos de água subterrânea.
- Conversão dos dados do SWAT, que estão em termos de unidade de resposta hidrológica (HRU), para a discretização espacial em grade de células do MODFLOW.
- Conversão dos resultados do SWAT, que estão em lâmina de água, para o MODFLOW, que é em taxa de fluxo no tempo, para cada passo de tempo.

4. METODOLOGIA

A metodologia adotada neste trabalho consiste em um aprofundamento do entendimento dos processos hidrogeológicos na região do NRLO mediante a obtenção de dados primários, aplicando métodos geofísicos e realizando o levantamento de nível em poços rasos, e de dados secundários, que engloba dados fluviométricos, pluviométricos e do cadastro de poços da ADASA. Esse conjunto de dados obtidos compuseram a base de dados e proporcionaram um melhor entendimento da área de estudo sendo utilizada para a modelagem e simulação com os modelos SWAT e MODFLOW com o intuito de verificar o impacto da utilização das águas subterrâneas no escoamento de base.

A Figura 4.1 apresenta um fluxograma esquemático da metodologia a adotada. Inicialmente foram realizados os estudos geofísicos na área envolvendo o levantamento de dados com o método VLF ao longo da DF-001, travessas e ruas determinadas do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO) com posterior verificação em campo com medição da atitude dos planos das fraturas em afloramentos. A sondagem elétrica vertical foi realizada nos diferentes tipos de solo presentes na região de estudo levando em conta o resultado do levantamento com o VLF. Após a execução dos estudos geofísicos fez-se necessário a coleta de dados de vazão, que inclui a coleta de dados hidrológicos e hidrogeológicos. A coleta de dados hidrogeológicos, por sua vez, envolveu um levantamento em conjunto com a ADASA no que diz respeito aos poços outorgados na região que subsidiou também a seleção de poços existentes na área do NRLO para a coleta de dados a respeito da posição do nível freático nesses poços.

A modelagem matemática utilizando o SWAT e MODFLOW se deu logo em seguida a coleta de dados primários e secundários. A modelagem compreendeu a utilização desses dados para a geração dos resultados de escoamento de base na região. Após a modelagem foi possível entender a relação de interferência entre captação e escoamento de base na Bacia do Ribeirão Tortinho. A metodologia desse trabalho aborda a descrição da área de estudo, incluindo as áreas selecionadas previamente para os estudos geofísicos, caracterização hidrológica e hidrogeológica, além abranger também o levantamento geofísico com o método VLF e o método Elétrico de Corrente Contínua, a coleta de dados de vazão e, por fim, a modelagem matemática utilizando os programas SWAT e MODFLOW de forma integrada.

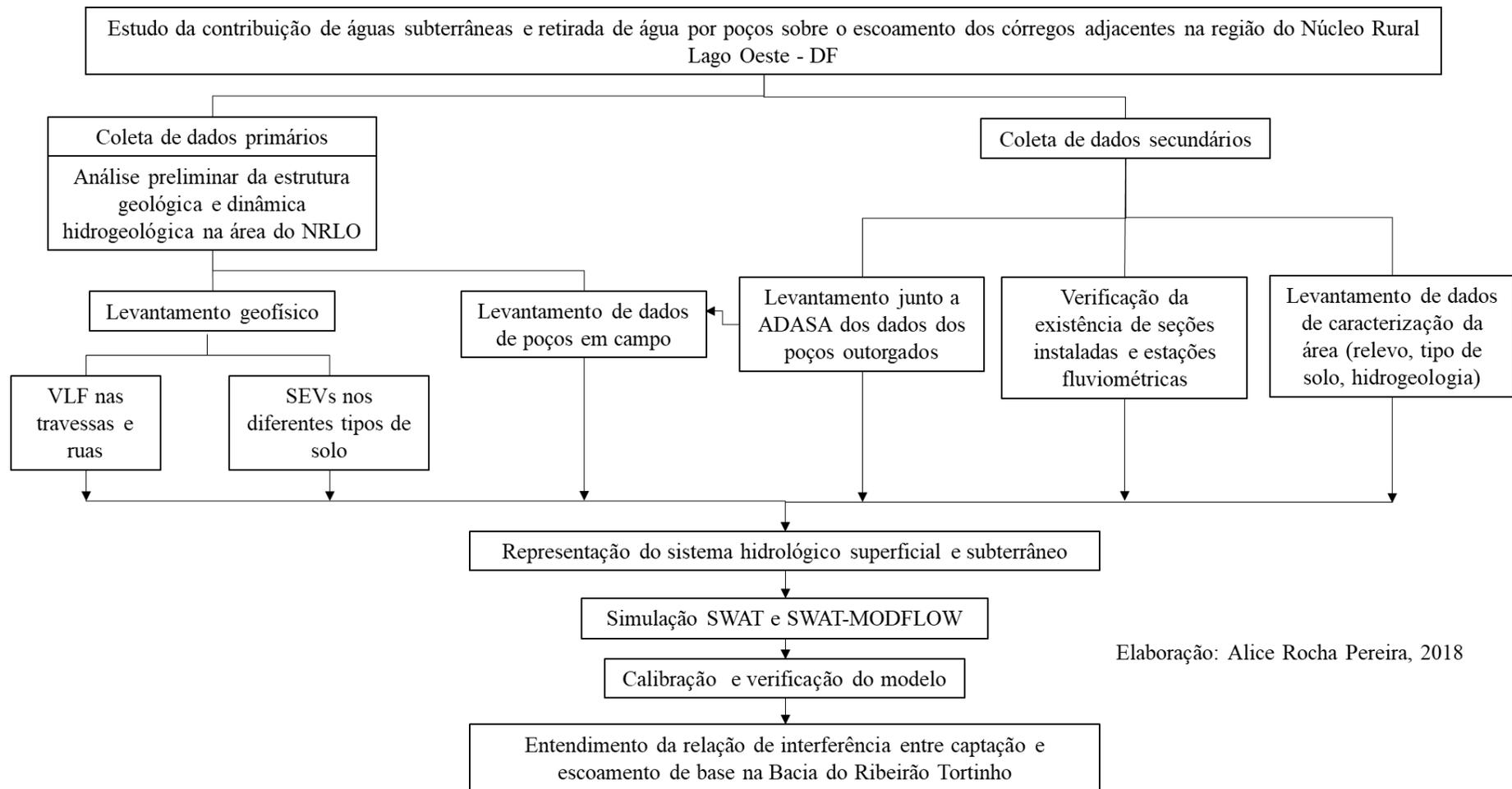


Figura 4.1. Fluxograma da metodologia utilizada no trabalho.

4.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do Ribeirão Tortinho localiza-se no Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, com uma área aproximada de 41km². Grande parte da bacia se encontra no Parque Nacional de Brasília e se estende até parte do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO), que se localiza sobre o divisor de águas superficiais entre a bacia do Rio Paranoá e bacia do Rio Maranhão, sobre solos profundos e permeáveis próximos às escarpas da Chapada da Contagem (GREENTEC, 2010). Para a análise e interpretação de dados também serão consideradas as áreas adjacentes à bacia do Ribeirão Tortinho, ou seja, o Parque Nacional, o Núcleo Rural Lago Oeste e parte da bacia do Rio Maranhão. A Figura 4.2 apresenta a localização da bacia do Ribeirão Tortinho no Distrito Federal.

O NRLO situa-se em uma área de grande importância ambiental, pois está inserida na Área de Proteção Ambiental (APA) do Planalto Central e na APA de Cafuringa, além de ter propriedades ao longo da rodovia DF-001, que é o limite com o Parque Nacional de Brasília. Nos limites do NRLO também estão a Reserva Biológica da Contagem e a região de dissecação do relevo da Chapada da Contagem. A área do NRLO faz parte da Reserva da Biosfera do Cerrado, ocupando parte da zona de amortecimento e transição do Parque Nacional de Brasília (GREENTEC, 2010; SEMARH, 2014; Netto, 2005). Outro fator importante condiz ao fato de que parte do NRLO está sobre a Área de Proteção de Manancial do Torto/Santa Maria além de estar na Zona Rural de Uso Controlado II (PDOT, 2009).

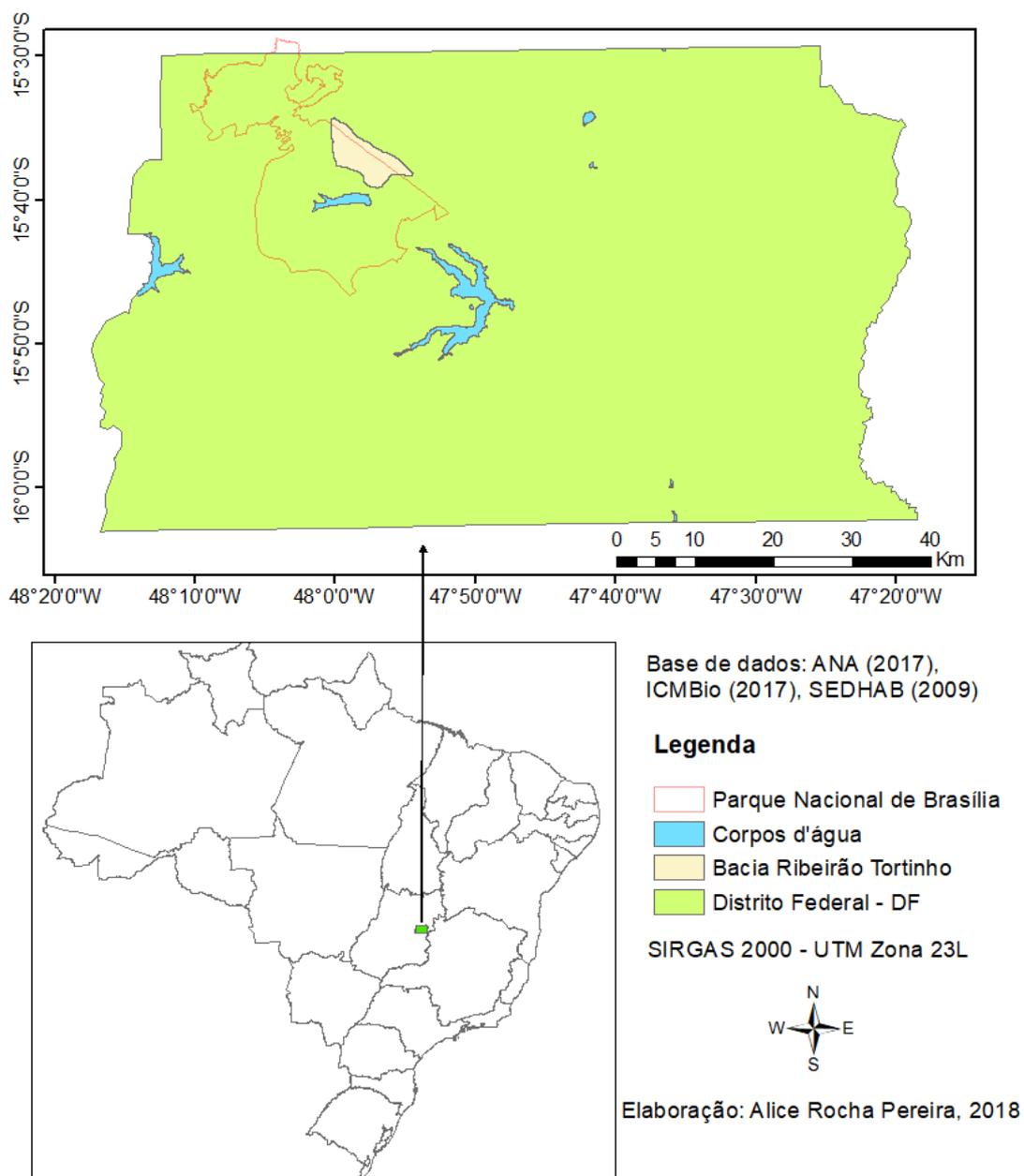


Figura 4.2. Localização geográfica da Bacia do Ribeirão Tortinho.

4.1.1. Clima

O NRLO possui clima tropical de altitude (Cwb) (CODEPLAN, 1984 *apud* Martins *et al.* 2004), caracterizado por uma estação chuvosa no verão, com os meses mais chuvosos sendo novembro, dezembro e janeiro, e estação seca no inverno, que se dá entre junho e agosto (GREENTEC, 2010). A região do NRLO possui um dos maiores índices pluviométricos do Distrito Federal, com médias anuais entre 1600 a 1650mm, de acordo com Netto (2005), sendo registrado uma média anual de 1639mm para a estação Contagem, localizada a sudeste do NRLO. As maiores taxas de evaporação total, no DF como um todo, ocorrem ao longo

do período de seca, em julho, agosto e setembro, e as menores taxas, em dezembro, janeiro e fevereiro (GREENTEC, 2010).

4.1.2. Topografia

A bacia do Ribeirão Tortinho possui altitudes variando de 1060 a 1300m, podendo-se observar que, na área onde se encontra o NRLO, predominam altitudes acima de 1200m (Figura 4.3). Após a região do NRLO as altitudes vão decaindo para valores em torno de 900m caracterizando a Chapada da Contagem e o início da bacia do Rio Maranhão, portanto, o NRLO se encontra sobre o divisor de águas superficiais da bacia do Rio Paranoá e do Rio Maranhão.

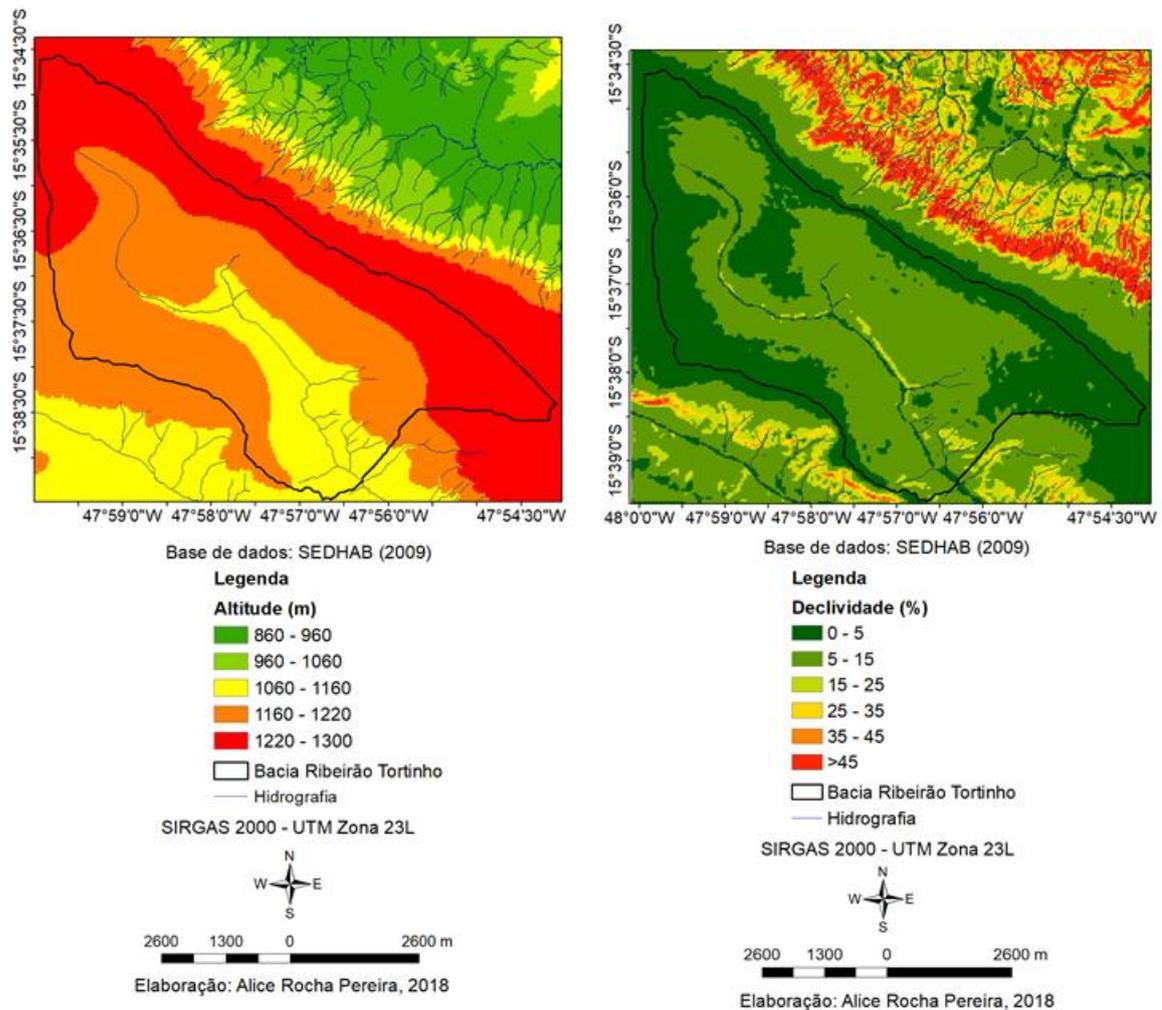


Figura 4.3. Mapas topográfico e de declividade da região de estudo.

A declividade na bacia do Ribeirão Tortinho predomina até 15%, sendo que na área correspondente ao NRLO a região tem predominância de declividades abaixo de 10%, como se pode observar na Figura 4.3. Em direção a bacia do Rio Maranhão, que possui relevo mais tortuoso e menores altitudes, é evidente que os valores predominantes de declividade serão maiores, estando acima de 25% para grande parte da região próxima ao divisor de águas superficiais.

4.1.3. Ocupação Urbana

A ocupação da área do NRLO começou aproximadamente no ano 1980, como se pode observar na Figura 4.4(a) e (b). Inicialmente, o loteamento e ocupação incipiente da área não causava tantas preocupações quanto as questões ambientais (GREENTEC, 2010), entretanto, já em 1986, Figura 4.4(c), é possível perceber que a ocupação e o loteamento das terras do NRLO aumentavam e, por conseguinte, a pressão sobre os recursos naturais também. Em 1990, Figura 4.4(d), a notável intensidade com que se dava o parcelamento do solo alterou significativamente a paisagem local.

Em 1993, o NRLO foi reconhecido pela Lei Distrital nº 548/1993, passando a compor a Região Administrativa de Sobradinho, na porção noroeste do Distrito Federal, sendo destinado à produção de alimentos para a complementação alimentar da população do DF e de matérias-primas específicas para o setor industrial. Entretanto, como a Lei Distrital não foi regulamentada, então o NRLO ainda é uma região não regularizada para a urbanização. Apesar disto, a partir dos anos 90, Figura 4.4(e) e (f), observa-se um aumento expressivo da ocupação da área, promovendo-se a especulação e pressão imobiliária da região levando a uma descaracterização da região como área rural. Como se pode perceber, a urbanização no NRLO se dá de forma desordenada e em condomínios horizontais à borda do Parque Nacional de Brasília (a sudoeste) e à borda das drenagens da bacia do Rio Maranhão (a nordeste) (Fortes *et al.*, 2003). Segundo GREENTEC (2010), dentre as áreas ocupadas, houve um crescimento significativo por uso agrícola.

O NRLO possui aproximadamente 1350 propriedades, sendo que, em sua grande maioria são chácaras com uma área mínima de 20000m². A densidade populacional local é de até 50hab/ha (Netto, 2005).

(a) 1977



(b) 1984



(c) 1986



(d) 1990



(e) 1997



(f) 2013

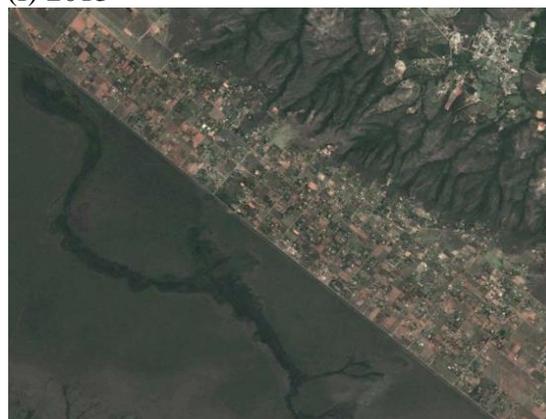


Figura 4.4. Evolução da ocupação da área do Núcleo Rural Lago Oeste nos anos de (a) 1977, (b) 1984, (c) 1986, (d) 1990, (e) 1997 e (f) 2013 a partir de imagens SICAD e Google Earth.

4.1.4. Pedologia

A bacia do Ribeirão Tortinho possui predominantemente latossolo vermelho-escuro álico ou distrófico, além de latossolo vermelho-amarelo álico, solos hidromórficos, cambissolos e laterita hidromórfica distrófica (Figura 4.5). Na região de levantamento (NRLO) predominam os latossolos vermelho-escuro álico ou distrófico com algumas áreas de latossolo vermelho-amarelo álico, cambissolo e laterita hidromórfica distrófica.

Os latossolos são altamente intemperizados como resultado da remoção de sílica e de bases trocáveis do perfil, portanto, possuem minerais secundários do grupo da caulinita, óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, conforme Reatto *et al.* (2004). Além disso, ainda de acordo com Reatto *et al.* (2004), os latossolos são profundos e bem drenados, dependendo de sua textura, estrutura e situação topográfica.

O latossolo vermelho é caracterizado como solo não hidromórfico, bastante porosos e permeáveis, variando de acentuados a fortemente drenados. Associado a esse tipo de solo geralmente se encontra um relevo plano a suave-ondulado contínuo, sendo propício a ocorrer em chapadas elevadas e em divisores de águas mais contínuos sobre as rochas do Grupo Paranoá, de acordo com EMBRAPA (1978, *apud* Martins *et al.*, 2004). Os latossolos vermelho-amarelo, por sua vez, tendem a ocorrer nas bordas das chapadas mais elevadas e entre divisores e drenagens no Grupo Paranoá e, também, em chapadas mais baixas do Grupo Canastra (Martins *et al.*, 2004).

Os solos hidromórficos indiscriminados ocorrem em áreas de inundações, geralmente, depressões, sendo pouco drenados podendo estar em áreas de várzea ou cabeceiras e em relevo plano. Esse tipo de solo possui textura variável em seu perfil. Já os cambissolos são solos pouco alterados quanto a sua composição física e química, pouco intemperizados, podendo ser raso ou profundo, de estrutura e textura variável. Geralmente, os cambissolos estão associados a locais com relevos ondulados ou forte-ondulados (Reatto *et al.*, 2004).

Os plintossolos, que inclui a laterita hidromórfica, são solos minerais, pouco drenados e com escoamento lento, além de possuírem alta variabilidade quanto suas propriedades químicas. Esse tipo de solo ocorre, normalmente, em áreas de alagamento temporário e em relevo plano

e suave-ondulado. Quando esse solo é mais raso, pode haver a formação de uma camada espessa e contínua reduzindo muito a permeabilidade do solo (Reatto *et al.*, 2004).

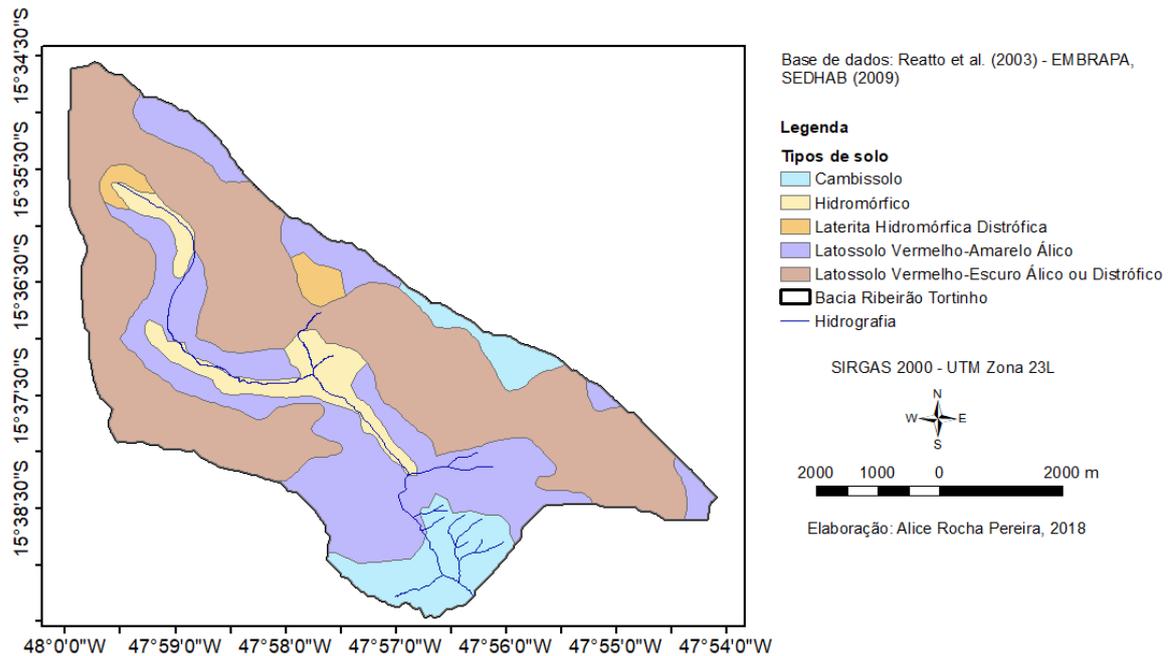


Figura 4.5. Mapa Pedológico da bacia do Ribeirão Tortinho.

4.1.5. Geologia

Segundo Freitas-Silva e Campos (1998), a geologia local é essencial para a determinação do relevo, tipos, características e composição química do solo e manto de intemperismo além de condicionar a distribuição de águas subterrâneas e a disponibilidade de águas superficiais.

O Distrito Federal se encontra na parte central da Faixa de Dobramentos e Cavalgamentos Brasília. Essa Faixa é composta principalmente por dobras, falhamentos, cavalgamentos e transcorrências originados no Ciclo Brasileiro, no qual ocorreu a tectônica compressiva. Desta forma, a geologia do DF é composta por rochas metassedimentares pertencentes aos Grupos Canastra, Paranoá, Araxá e Bambuí (Freitas-Silva e Campos, 1998; Martins *et al.*, 2004).

Na bacia do Ribeirão do Tortinho predomina as formações geológicas do grupo Paranoá, da época do meso/neoproterozóico, a unidade Metarritmito Arenoso (MNPpr3) e a unidade

Quartzito Médio (MNPpq3). A região do levantamento no NRLO é composta pela unidade Quartzito Médio (MNPpq3), como se pode observar na Figura 4.6.

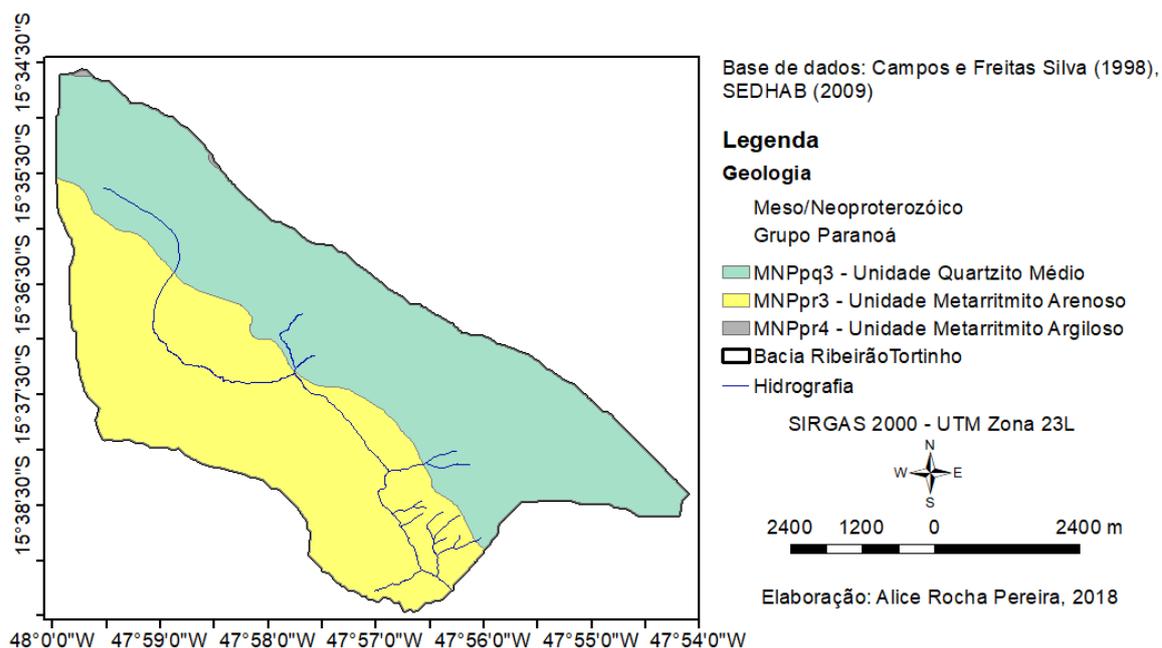


Figura 4.6. Mapa geológico da bacia do Ribeirão Tortinho.

A unidade Quartzito Médio é caracterizada pela presença de quartzitos brancos, finos e bastante silicificados, enquanto que a unidade Metarritmito Arenoso possui intercalações de quartzitos e materiais pelíticos, compostos por metassiltitos e ardósias (Freitas-Silva e Campos, 1998).

4.1.6. Hidrogeologia

No que tange a hidrogeologia, Freitas-Silva e Campos (1998) distinguiram dois grupos de aquíferos no Distrito Federal que incluem o domínio aquífero poroso e o domínio aquífero fraturado, que possuem subsistemas aquíferos.

O domínio poroso no Distrito Federal é representado pelo manto de alteração das rochas, já que não há rochas sedimentares com espaços intersticiais. O domínio poroso se caracteriza pelo fato de água estar presente nos espaços entre os minerais que compõem a rocha, segundo Freitas-Silva e Campos (1998). Esses aquíferos são lateralmente extensos e compõem as águas subterrâneas rasas, sendo aproveitados por meio de poços rasos, produzindo volumes

inferiores a 800L/h (Campos, 2004). Nesse tipo de aquífero a espessura saturada e a condutividade hidráulica exercem grande importância, sendo que esses dois parâmetros são função da geologia local e da geomorfologia. Levando em conta esses dois parâmetros o domínio poroso foi subdivididos nos sistemas P_1 , P_2 , P_3 e P_4 . Os sistemas P_1 , P_2 e P_3 , segundo Campos (2004), são caracterizados por possuir grandes espessuras e condutividade hidráulica alta, média e baixa, respectivamente, enquanto que o sistema P_4 possui espessura pequena e condutividade hidráulica baixa.

Os aquíferos do domínio fraturado têm como características as descontinuidades, planos de fraturas, juntas, zonas de cisalhamento, diaclases e microfraturas que contém água, como já explicado no item 3.1. No caso do DF, de acordo com Campos (2004), os metassedimentos tiveram seus espaços preenchidos ao longo da litificação e do metamorfismo. Os aquíferos fraturados podem conter extensão lateral variável, sendo heterogêneos e possuindo anisotropia marcante. A densidade das descontinuidades na rocha será responsável pela condutividade hidráulica do aquífero. Esse tipo de aquífero, geralmente, se dá até aproximadamente 250m de profundidade, já que profundidades maiores, normalmente, verifica-se o selamento dos planos abertos devido à pressão litostática, segundo Campos (2004). No DF o domínio fraturado é composto pelos sistemas Paranoá, Canastra, Bambuí e Araxá. O sistema Paranoá é composto pelos subsistemas S/A, A, R_3/Q_3 , R_4 e PPC e o sistema Canastra é constituído pelos subsistemas F e F/Q/M.

A Figura 4.7 mostra o domínio poroso e o domínio fraturado na região do NRLO, na qual é possível perceber o predomínio do sistema P_1 , que pode fornecer vazão média de 800L/h, no domínio poroso, e presença dos subsistemas R_3/Q_3 e R_4 no domínio fraturado, com vazão média de 12000 e 6000L/h, respectivamente, de acordo com Freitas-Silva e Campos (1998). A presença dessas rochas com alto grau de intemperismo favorece o desenvolvimento de aquíferos tanto no domínio poroso quanto no domínio fraturado.

Quanto à retirada de água subterrânea, segundo Netto (2005), a área do NRLO concentra o maior número de poços tubulares profundos instalados na APA de Cafuringa. De acordo com a ADASA *apud* GREENTEC (2010), em 2005, o NRLO já contava com 498 poços para a exploração de águas subterrâneas em aquíferos rasos e profundos, sendo 322 poços tubulares profundos. Cabe salientar também que a região do NRLO apresenta médio e alto risco de perda de recarga de aquífero (SEMA/SUPLAN, 2015).

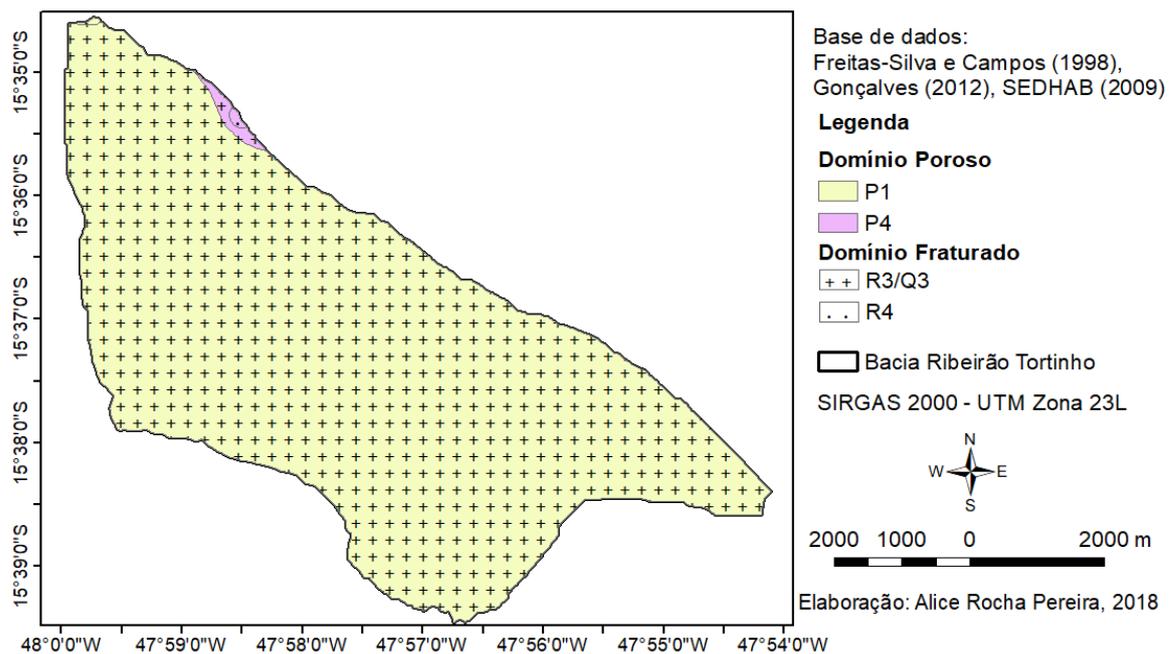


Figura 4.7. Domínios poroso e fraturado na região do NRLO (Freitas-Silva e Campos, 1998; Gonçalves, 2012).

4.2. LEVANTAMENTO GEOFÍSICO

4.2.1. Área selecionada para os estudos geofísicos

A área apresentada na Figura 4.8 foi selecionada previamente para o desenvolvimento dos estudos geofísicos. O levantamento de dados ocorreu na região do NRLO e, para isso, foram planejadas onze linhas, nomeadas de A até K. O posicionamento estratégico dessas linhas ao longo das ruas e travessas do NRLO permitiram uma maior facilidade de acesso, execução e rapidez para a aquisição dos dados.

A área abrangida pelo levantamento perfaz 6,3km². As linhas A, B, C e D, posicionadas ortogonalmente às drenagens da Bacia do Rio Maranhão, correspondem, respectivamente, à Rodovia DF-001 e às travessas 1, 2 e 3 do NRLO, iniciando na rua 6 e terminando na rua 17. As linhas E, F, G, H, I, J e K correspondem, respectivamente, às ruas 16, 15, 14, 13, 12, 10 e 8, iniciando na DF-001 e terminando na travessa 3.

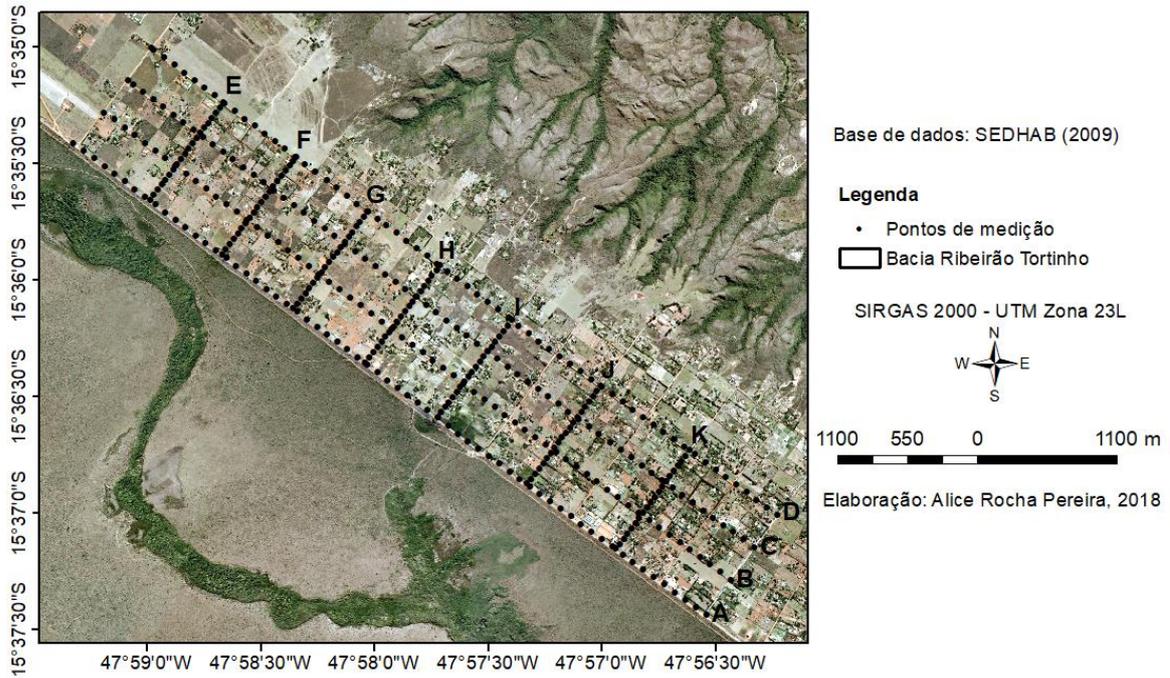


Figura 4.8. Linhas de levantamento da parte experimental do estudo.

O estudo de campo para a obtenção de dados geofísicos foi dividido em 3 etapas, como apresentado no fluxograma da Figura 4.9.

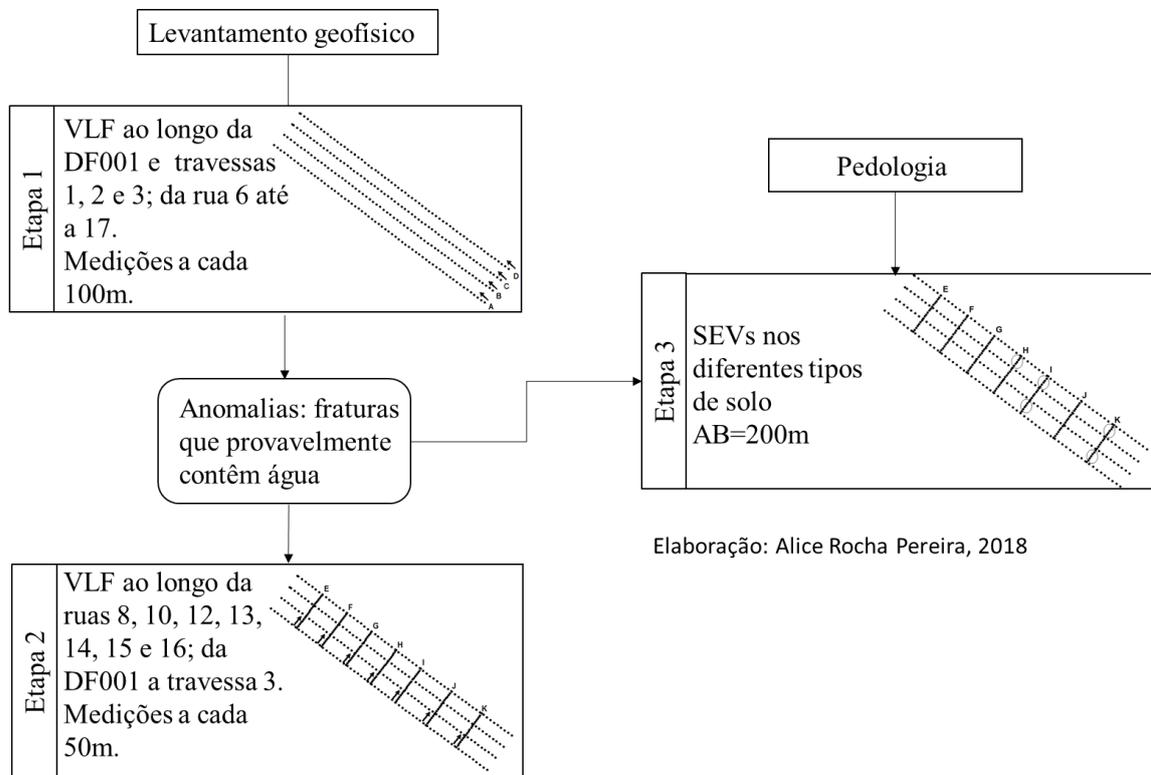


Figura 4.9. Fluxograma esquemático da execução do levantamento geofísico.

Na primeira etapa foram definidos os perfis iniciais a serem realizados na área do NRLO, que englobou quatro linhas ortogonais as fraturas esperadas, sendo essas linhas chamadas de linhas A, B, C e D, correspondentes à, respectivamente, DF001, travessas 01, 02 e 03 do NRLO delimitadas pelas ruas 06 e 17. Nessas linhas foram realizadas medições com o equipamento VLF em espaçamentos de 100m com o auxílio do GPS portátil Garmin eTrex. A obtenção desses resultados possibilitou o traçado das fraturas, que possivelmente possuem água em seu interior, além de subsidiar a etapa 2.

A segunda etapa do levantamento geofísico compreendeu a execução do método VLF ao longo das ruas pré-selecionadas a partir dos resultados da Etapa 1, ou seja, foram escolhidas as ruas mais próximas e paralelas às fraturas delimitadas na etapa anterior para um melhor detalhamento dos dados. Desta maneira, o perfil de levantamento com o VLF, nesta etapa, se deu nas ruas 8, 10, 12, 13, 14, 15 e 16 do NRLO limitadas pela DF001 e travessa 03.

A terceira etapa do levantamento geofísico inclui a realização de cinco SEVs em cada um dos diferentes tipos de solo, sendo essas SEVs com uma abertura máxima de 200m e seu posicionamento determinado a partir do resultado obtido nas etapas anteriores.

4.2.2. Levantamento geofísico utilizando o Método VLF

Neste trabalho, para a primeira e segunda etapas, foi utilizado o sistema receptor VLF EM16, mostrado na Figura 4.10(a), produzido pela companhia canadense Geonics Limited. O EM16 é dotado de uma bobina de núcleo de ferrite, pesa 1,8kg e necessita de uma fonte de 9V para o seu funcionamento (Geonics Limited, 2017).

O equipamento recebe as ondas geradas pela transmissão que são traduzidos nas componentes de resposta do VLF, a fase e a quadratura, representando a razão entre o campo secundário e o campo primário, variando de $\pm 150\%$ para a fase e $\pm 40\%$ para a quadratura. O sistema é capaz de operar em uma faixa de temperatura de -30 a 50°C e na faixa de frequência de 15 a 28kHz dependendo da estação transmissora (GEONICS LIMITED, 2017). O campo primário usado é proveniente da estação de rádio NAA, nos Estados Unidos, que transmite em uma frequência de 24kHz e possui uma potência de 1000kW.

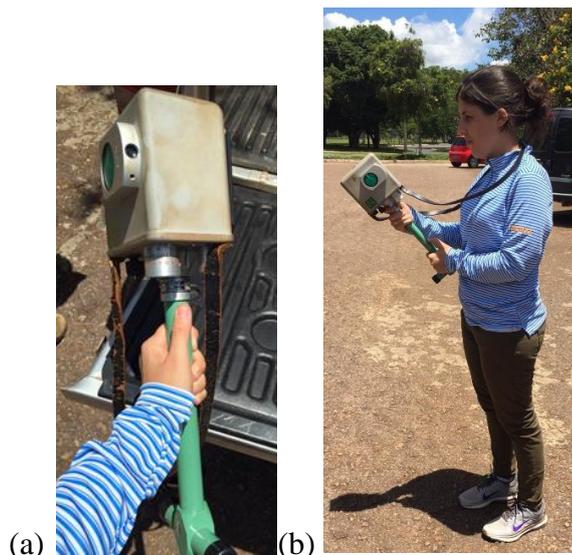


Figura 4.10. (a) Equipamento VLF EM16 da Geonics Limited e (b) posição de medição hipotética.

A operacionalização do instrumento VLF consiste em, inicialmente, manter o aparelho horizontal e movimentá-lo ao longo do eixo vertical até que seja encontrada uma posição na qual o sinal emitido é nulo ou mínimo correspondendo a componente horizontal do vetor elétrico. Como o levantamento deve ser realizado ortogonalmente a essa direção, é necessário rotacionar, horizontalmente, o aparelho em 90° para que fique ao longo da linha do vetor magnético, ou seja, o equipamento VLF estará alinhado com a direção do perfil de levantamento. Para obter os valores de fase, em cada ponto de medição, o equipamento deverá ser girado para frente e para trás até que fique em uma posição na qual o sinal é nulo ou mínimo (Reynolds, 1997). Permanecendo com o aparelho na posição na qual foi anotado o valor de fase (ângulo de inclinação), o operador deve girar o botão da quadratura também até que se encontre uma posição de sinal nulo ou mínimo correspondendo ao valor de quadratura em determinado ponto do perfil de levantamento. A Figura 4.10(b) uma posição hipotética de medição utilizando-se o equipamento VLF EM16.

O levantamento foi realizado ao longo das travessas e ruas do NRLO, apresentado na Figura 4.11, e em duas etapas ao longo de quatro dias, mostrado na Tabela 4.1. Na primeira etapa foram realizadas as linhas A, B, C e D (DF001, travessas 1, 2 e 3 respectivamente), com aproximadamente 6,3km cada linha, com medições a cada 100m totalizando 252 pontos de medição. Enquanto que, na segunda etapa, foram realizadas as linhas E, F, G, H, I, J e K

(Ruas 8, 10, 12, 13, 14, 15 e 16, respectivamente), com aproximadamente 1km cada linha, com medições a cada 50m totalizando 140 pontos de medição.

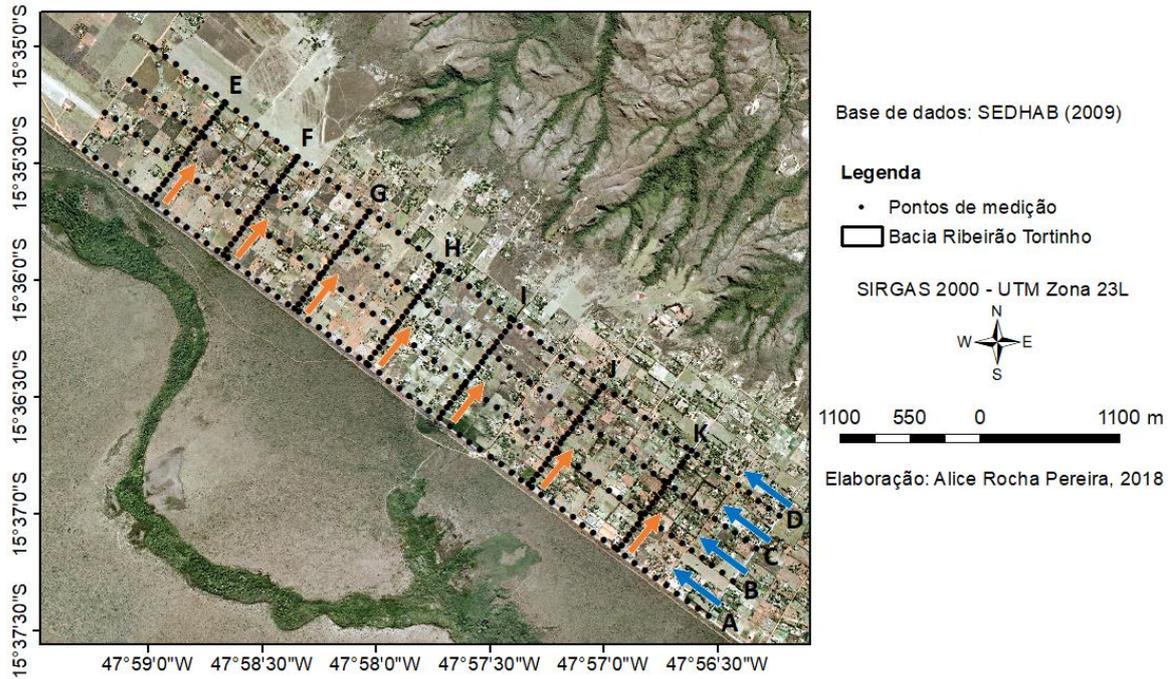


Figura 4.11. Perfis de levantamento VLF na região do NRLO.

Os dados obtidos por meio do levantamento VLF foram tratados com o *software* SURFER para a confecção das linhas de contorno de valores de fase e também com o filtro de Karous-Hjelt que possibilitou a obtenção do imageamento em profundidade das regiões mais condutivas, que provavelmente indicam fraturas com água.

Tabela 4.1. Etapas, linhas e data de aquisição dos dados.

Etapa	Nome	Data
1	Linha A	27/01/2017
	Linha B	31/01/2017
	Linha C	
	Linha D	01/02/2017
2	Linha E	02/03/2017
	Linha F	
	Linha G	
	Linha H	
	Linha I	
	Linha J	
	Linha K	

4.2.3. Levantamento geofísico utilizando o Método Elétrico de Corrente Contínua

O levantamento geofísico com o método elétrico de corrente contínua envolveu a realização de SEVs nos diferentes tipos de solo presentes na região do NRLO, como mostra a Figura 4.12. As SEVs foram realizadas com um espaçamento máximo entre os eletrodos de corrente (AB) igual a 200m com o arranjo de Schlumberger. Os eletrodos de corrente (AB) foram movidos logaritmicamente para cada medição em cada SEV. A Figura 4.13 mostra a realização de uma das SEVs em uma rua do NRLO.

No arranjo de Schlumberger os eletrodos M e N são fincados entre A e B, de forma que, todos sejam colineares e M e N sejam simétricos com relação ao centro e tenha uma distância b entre M e N. Essa distância b deve ser muito menor que a distância L (distância entre A e B). A corrente, injetada no solo por meio dos eletrodos A e B, foi medida através dos eletrodos de potencial M e N utilizando o resistivímetro *Geopulse*. Casos nos quais o solo se encontrava muito seco, foi necessário colocar um pouco de água ao redor dos eletrodos para que se conseguisse uma melhor conexão (Fetter, 2001).

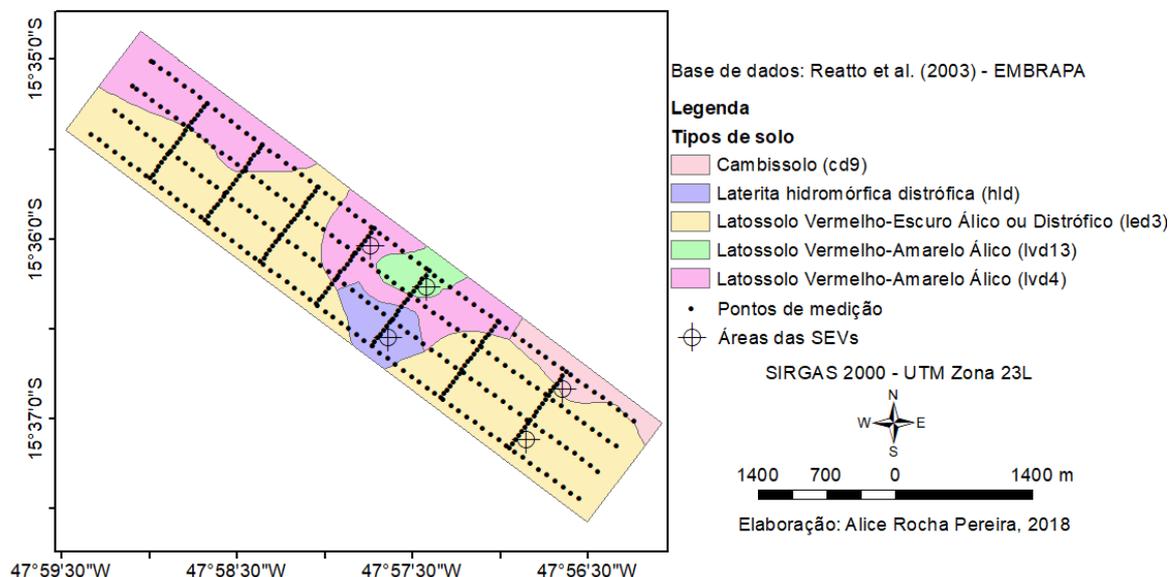


Figura 4.12. Variação dos tipos de solo na região do levantamento no NRLO e áreas para a realização das SEVs.

Os dados obtidos por meio do levantamento geofísico com o Método elétrico de corrente contínua foram tratados com o auxílio do *software* SOUNDER com o intuito de se gerar seções geoeletricas, de variação da resistividade com a profundidade, a partir do processo de inversão.



Figura 4.13. SEV em rua do NRLO.

4.2.4. Fraturamento

A ratificação dos resultados obtidos pelo levantamento geofísico com o método VLF foi realizada por meio da medição da atitude (direção e mergulho) dos planos de fraturas em campo, com uma bússola e um GPS portátil Garmin eTrex. Esse levantamento foi efetuado tanto próximo a borda da bacia do Maranhão como dentro da área do Parque Nacional de Brasília, ao longo da área entre o Ribeirão Tortinho e o Córrego Três Barras devido a maior acessibilidade pela estrada presente.

Para que fosse possível encontrar esses afloramentos foi necessária a análise visual de imagens de satélite para a identificação de indicativos de afloramentos nas áreas próximas ao divisor de bacias, entre a bacia do Ribeirão Tortinho e a bacia do Maranhão e, também, entre as bacias do Ribeirão Tortinho e a bacia do Córrego Três Barras. O planejamento prévio ao levantamento também envolveu o estudo Mapa Geológico (1997), do Plano de Manejo do Parque Nacional de Brasília e do Mapa Geológico do ZEE RIDE (2002) quanto aos locais de ocorrência de zonas de falhas, cisalhamentos, atitude de foliações e acamamentos.

4.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE POÇOS E DADOS DE VAZÃO

O levantamento de dados de poços rasos e tubulares outorgados, bem como localização, profundidade, posição do nível freático, vazão e perfil litológico, foi realizado conjuntamente com a ADASA. A partir disso, o levantamento de nível dos poços rasos foi realizado na área do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO) por meio de amostragem, ou seja, a posição do nível freático foi medida em diversas chácaras distribuídas ao longo do NRLO com o auxílio de um medidor de nível Solinst Mini Interface Meter com o intuito de observar se o divisor de água superficial coincide com o divisor de águas subterrâneas ou não.

Com base nas informações obtidas no levantamento de nível dos poços rasos na região do Lago Oeste foi realizada uma estatística dos poços a respeito do cadastramento, aprofundamento, secamento e soterramento de poços. Entretanto, para isso, foi necessário reconhecer alguns endereços da região por meio de SIG utilizando-se as coordenadas do poço (ou residência) e comparar com o endereçamento do Núcleo Rural Lago Oeste, presente no Plano de Ocupação do NRLO (2014) e no projeto de urbanismo para novo endereçamento (Freitas, 2014), já que alguns lotes/chácaras não possuíam numeração ou placa indicativa de endereço.

Outro fator que dificultou o processo foi o fato de que o NRLO teve seu sistema de endereçamento modificado, ou seja, as chácaras foram renumeradas. Dessa forma, na região ainda há chácaras com numeração antiga e outras com a numeração atual, sendo assim, foi necessário fazer a correspondência entre o endereçamento antigo e o novo utilizando-se o Plano de Ocupação do NRLO (2014).

O levantamento de dados de vazão incluiu a verificação da existência de seções instaladas e de estações fluviométricas, tanto no Ribeirão Tortinho como em corpos hídricos adjacentes à área de estudo. Em face da ausência de seções e estações fluviométricas na bacia do Ribeirão Tortinho, a vazão observada na Estação Torto-Granja (60477300) da CAESB, presente no Ribeirão do Torto, foi utilizada para estimar a vazão observada no exutório da bacia de estudo. A transferência dos dados fluviométricos foi feita por meio da metodologia de vazão específica.

4.4. PREPARAÇÃO/OBTENÇÃO DO BANCO DE DADOS

4.4.1. Dados pluviométricos

As três estações pluviométricas da CAESB, utilizadas para compor a série de precipitação a ser usada na simulação, se encontram nos arredores da bacia do Ribeirão Tortinho e são apresentadas na Figura 4.14: a estação Contagem, a estação Fazenda Santa Elisa e estação Santa Maria. A Tabela 4.2 contém informações a respeito da localização dessas estações.

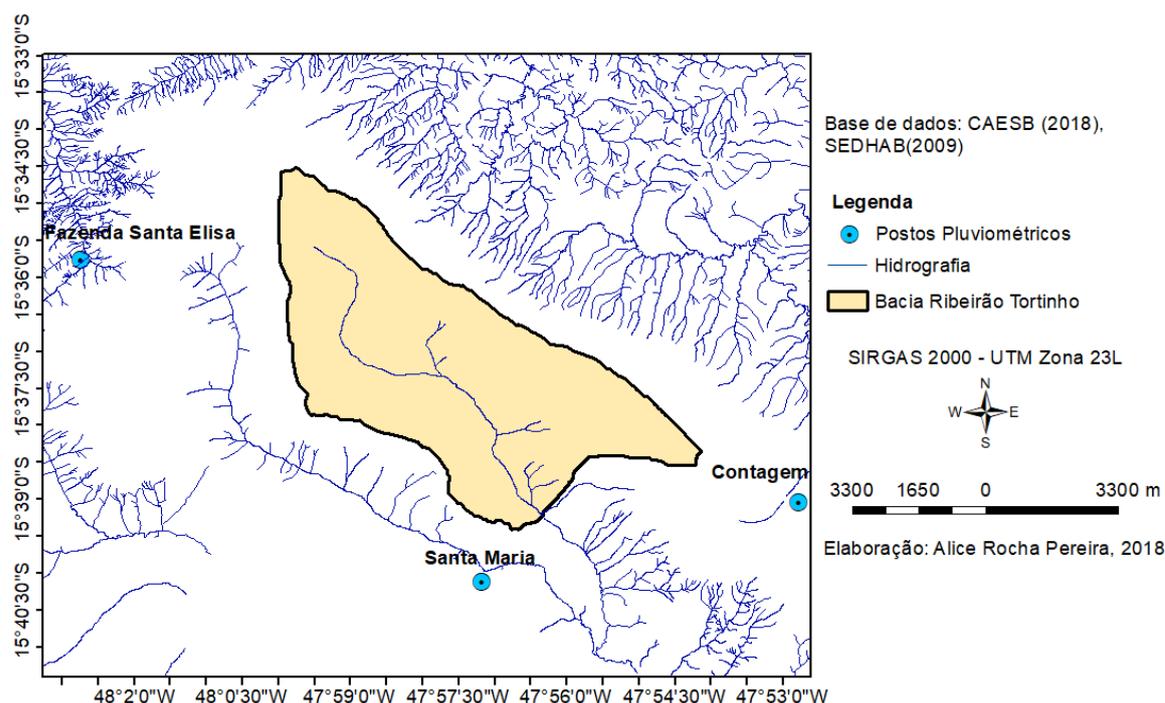


Figura 4.14. Estações pluviométricas da CAESB próximas a bacia do Ribeirão Tortinho.

Tabela 4.2. Código, nome, latitude, longitude e altitude das estações pluviométricas da CAESB.

Código	Nome	Latitude	Longitude	Altitude (m)
1548013	Fazenda Santa Elisa	15°35'48"S	48° 2'35"W	1205
1547010	Contagem	15°39'11"S	47°52'44"W	1242
1547017	Santa Maria	15°40'12"S	47°57'9"W	1078

Para possibilitar a simulação e calibração do modelo com a bacia do Ribeirão Tortinho foi necessário fazer uma ponderação dos dados pluviométricos das estações mais próximas. A ponderação da precipitação foi feita de acordo com a disponibilidade de dados de cada estação, sendo que, para períodos nos quais não havia disponibilidade de dados em nenhuma das três estações, como no caso dos meses de maio a julho de 2014 e de maio a agosto de

2016, foi realizada a transferência de dados de precipitação do mesmo período do ano anterior.

A Tabela 4.3 apresenta os períodos e as estações pluviométricas correspondentes utilizadas na ponderação da precipitação a ser usada na modelagem. Além disso, a precipitação ponderada também incorporou a área de influência de cada posto assim como a influência da diferença topográfica da Estação Santa Maria.

Tabela 4.3. Períodos e estações pluviométricas da CAESB usadas na ponderação da precipitação para modelagem.

Período	Estações usadas na ponderação da precipitação
01/1971 - 07/1978	Contagem
08/1978 - 12/1982	Contagem e Santa Maria
01/1983 - 12/1986	Contagem
1987	Contagem e Santa Maria
01/1988 - 02/2009	Contagem, Santa Maria e Fazenda Santa Elisa
03/2009 - 02/2018	Contagem e Santa Maria

Ao se aplicar o método de Thiessen, a área correspondente ao posto pluviométrico Santa Maria é mais importante, devido a sua distância, entretanto, a região de estudo, mais alta e de grande interesse, é de altitude superior, o que levou a considerar mais razoável usar as estações que se encontram na parte mais elevada da topografia com ponderação por altitude. Para reduzir o efeito da altitude sobre a pluviometria, foi estabelecida a cota de 1205m, que é a altitude mais baixa dos dois outros postos pluviométricos, Contagem e Fazenda Santa Elisa, e, a partir dessa cota se estabeleceu que a área sob influência do posto Santa Maria é delimitada conjuntamente pelo método de Thiessen e a cota 1205m como apresentado na Figura 4.15.

Entretanto, como as séries de precipitação dessas estações possuem comportamentos similares, como se pode observar no gráfico mostrado na Figura 4.16, que apresenta a comparação para o período no qual há dados para todas as estações utilizadas, portanto, não haveria tanta diferença de se utilizar ponderação simples, por exemplo.

Os dados pluviométricos presentes no banco de dados de clima, da estação Brasília (Código 83377) operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e fornecido por Ferrigo (2014), iam até o dia 11/07/2016, desta forma, para possibilitar a simulação até o ano de

2018, os dados do mesmo período de 2014 foram transferidos para que se obtivesse os dados de clima até fevereiro de 2018.

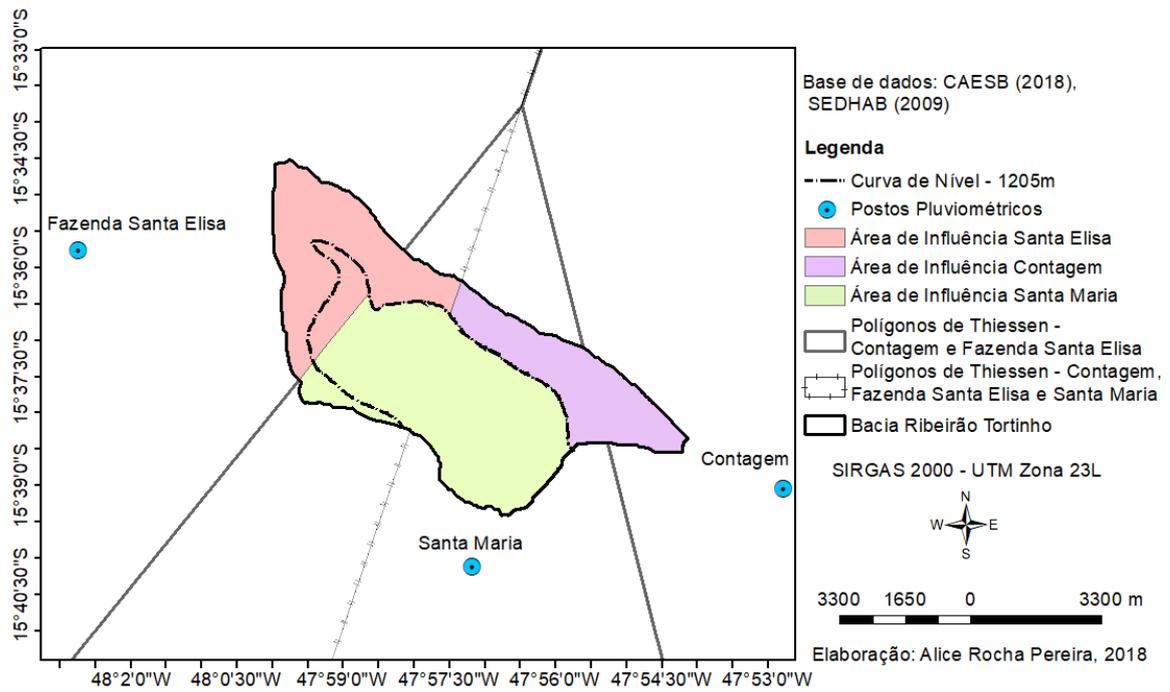


Figura 4.15. Polígonos de Thiessen e postos pluviométricos utilizados.

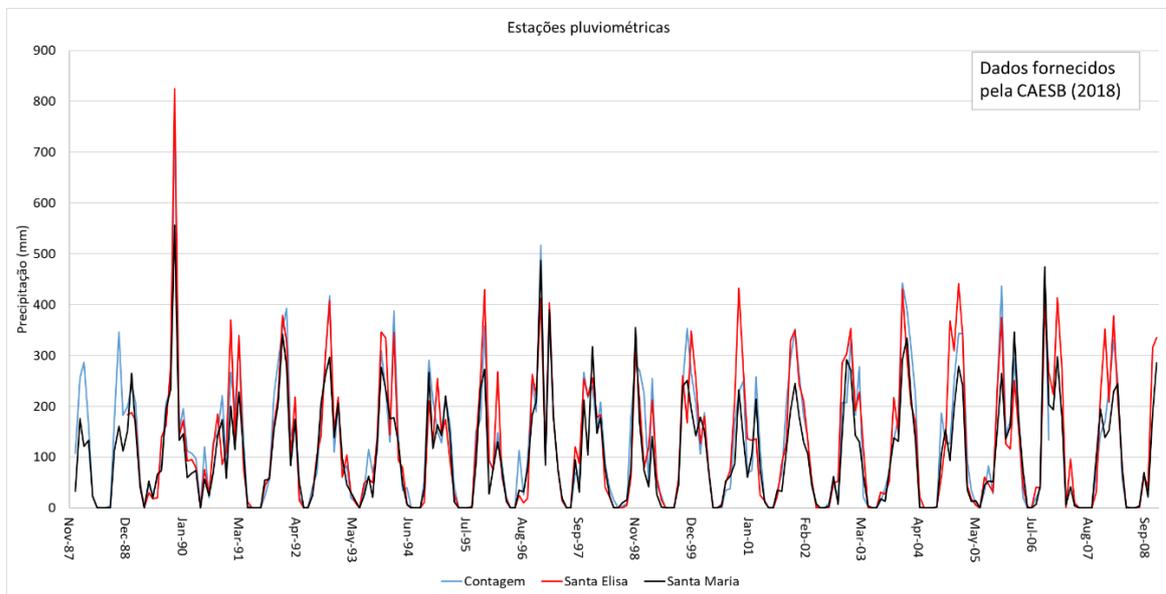


Figura 4.16. Comportamento médio mensal de precipitação para as estações Contagem, Fazenda Santa Elisa e Santa Maria.

4.4.2. Dados fluviométricos

Os dados fluviométricos foram avaliados nas estações a jusante mais próximas a bacia de estudo, as estações 60477400 (Torto-Lago) e 60477300 (Torto-Granja) da CAESB, mostradas na Figura 4.17. A comparação entre os dados fluviométricos das estações 60477400 (Torto-Lago) e 60477300 (Torto-Granja) da CAESB se deu a partir do ano de 1988, para o qual se tem dados das vazões captadas no Torto – CAP.TOR.001.

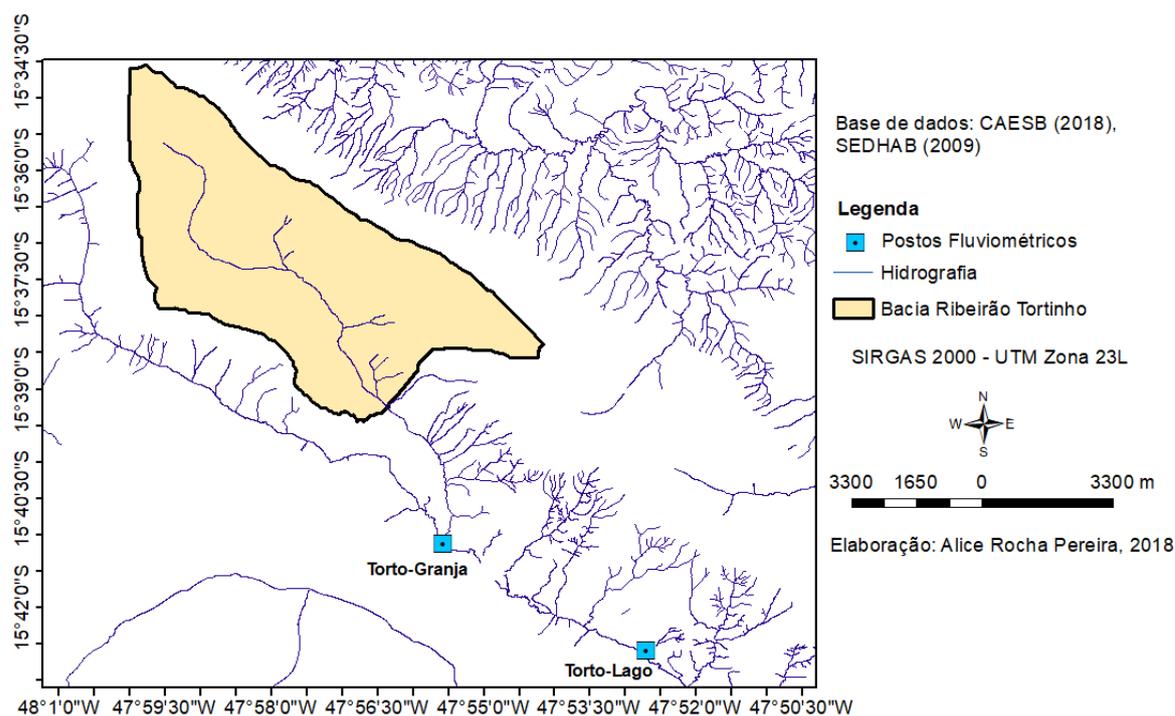


Figura 4.17. Estações fluviométricas.

Para realizar a comparação entre esses dados fluviométricos, a vazão gerada pela área de contribuição entre as duas estações foi retirada da vazão da estação Torto-Lago, pela vazão específica e área entre as sub-bacias, o que deveria gerar valores consoantes com as vazões da estação Torto-Granja. No entanto, foram encontrados erros de até 390% quando comparados os valores calculados com os valores observados na estação Torto-Granja. Desta forma, é possível que haja inconsistência nos dados fluviométricos utilizados. Isso se deve ao fato que, de acordo com o Engenheiro da CAESB responsável pela fluviometria (comunicação pessoal), além da captação, que influencia a vazão aportada a Estação Torto-Lago, também há a retirada difusa de água para a irrigação que não é contabilizada.

Na Estação Torto-Granja são realizadas medições mensais de vazão com molinete e também são realizadas medições diárias de cota por meio de linígrafo e posterior obtenção dos valores de vazão por meio da curva-chave. No entanto, as vazões calculadas a partir da curva-chave têm algumas incertezas associadas à imprecisão da curva-chave da estação. Quando a barragem de captação do Torto, localizada a jusante da Estação Torto-Granja, está vertendo (o que ocorre com frequência uma vez que a barragem está completamente assoreada), ocorre um remanso a partir da barragem que afeta a Estação Torto-Granja. Desde 1971 já foram feitas 30 curvas-chave para a estação pela CAESB. A Estação foi modificada de local e alocada um pouco mais para montante, entretanto, continua sob influência do remanso. Dessa maneira, a CAESB confeccionou curvas-chave diferentes para as situações, em que há influência do remanso, que afeta a acurácia das medições principalmente nos períodos de vazões baixas, em que o regime é mais subcrítico. Devido a essas incertezas as vazões calculadas a partir das cotas devem estar superestimadas em vários momentos. Alterações de seção e mesmo modificações na calha são complexas em função de que a região está dentro do Parque Nacional de Brasília e qualquer mudança exige autorização do IBAMA/ICMBio.

Neste trabalho optou-se pela utilização da série de dados fluviométricos da estação Torto-Granja devido ao fato dela estar localizada a montante da captação e, também, por não ter interferência da retirada de água para abastecimento, cuja estimativa é complexa uma vez que essa retirada é associada as retiradas de vazão do reservatório de Santa Maria. Esses dados hidrológicos foram transferidos para o exutório da bacia do Ribeirão Tortinho calculando-se a vazão específica da área de contribuição da estação Torto-Granja retirando-se a área do reservatório Santa Maria e multiplicando pela área da bacia do Ribeirão Tortinho. É importante observar que praticamente não há vertimento na barragem de Santa Maria. A Figura 4.18 apresenta o gráfico chuva-vazão, no qual pode-se observar os resultados de vazão mensal observada estimada e a precipitação ponderada média mensal para a área de estudo.

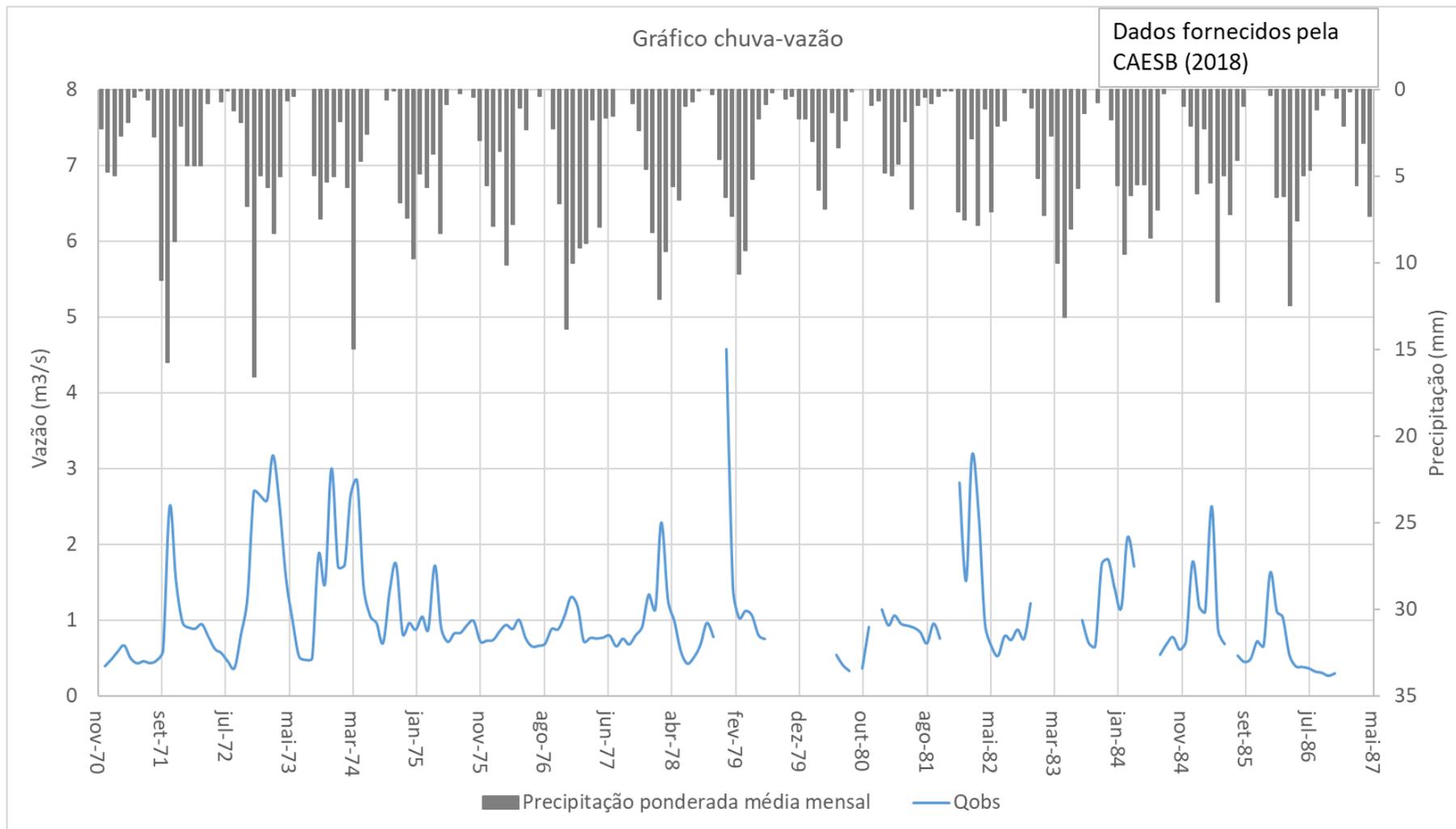


Figura 4.18. Gráfico chuva-vazão para o período de calibração (1971 a 1986) mostrando a precipitação ponderada média mensal e a vazão observada.

A Figura 4.19 mostra o gráfico de precipitação média ponderada conjuntamente com os dados de vazão mínima observada no Ribeirão Tortinho, em milímetros, no qual é possível perceber, na média, houve uma redução tanto nos valores de vazão mínima quanto na precipitação ao longo dos anos. A linha de tendência para a série de vazões mínimas apresentou um coeficiente angular de decaimento igual a 0,6 e para a série de precipitação, 0,7.

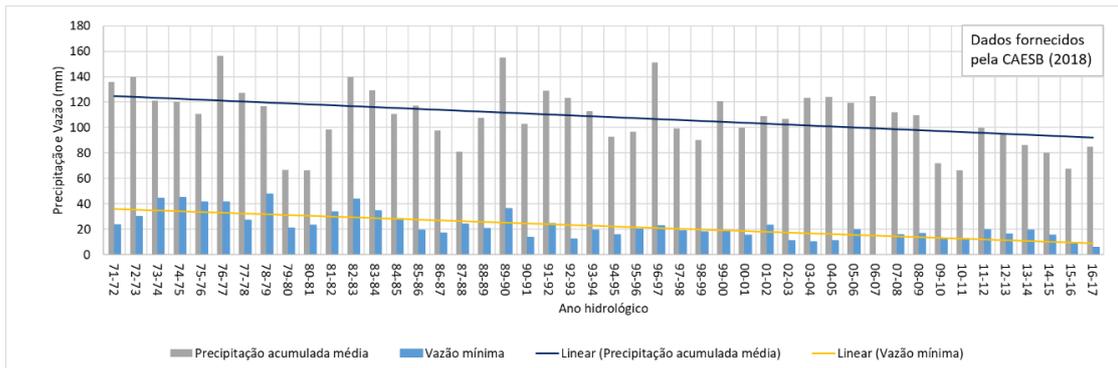


Figura 4.19. Gráfico de precipitação ponderada acumulada média e vazão mínima observada no Ribeirão Tortinho.

4.4.3. Pedologia

Os tipos de solo da região foram adaptados aos solos presentes no banco de dados de Ferrigo (2014) que tivessem características mais próximas aos solos encontrados na região. A Figura 4.20 apresenta os tipos de solos na bacia do Ribeirão Tortinho utilizados na modelagem.

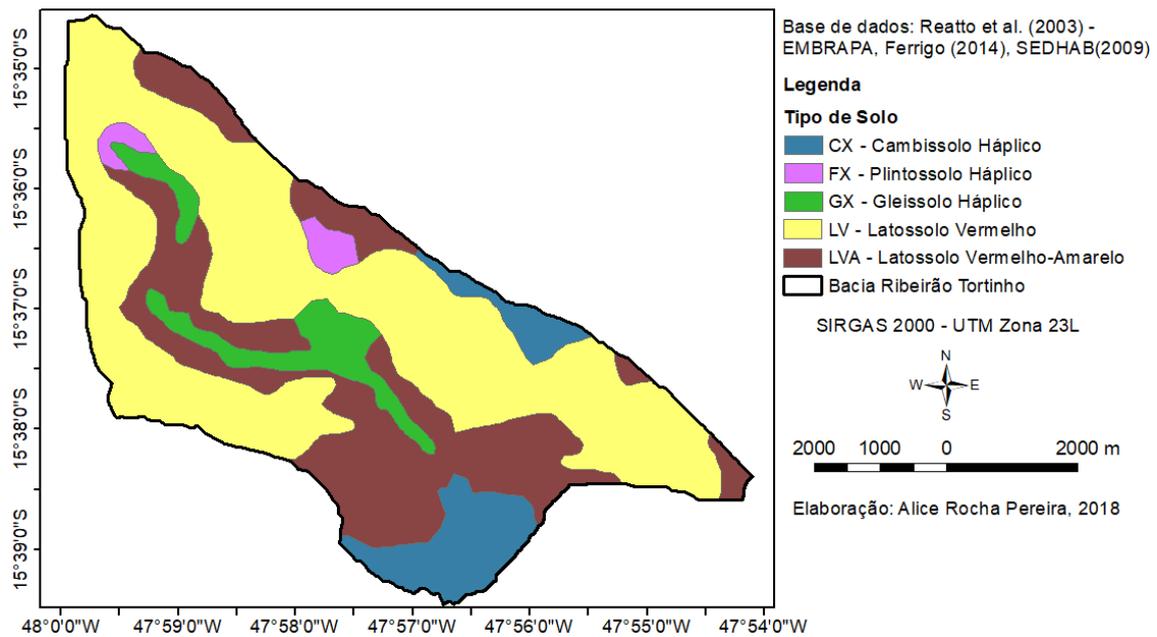


Figura 4.20. Classificação dos solos da bacia do Ribeirão Tortinho de acordo com o banco de dados fornecido por Ferrigo (2014).

4.4.4. Uso e ocupação do solo

Para simular a bacia do Ribeirão Tortinho no SWAT sem influência da urbanização foi realizada a classificação de uso e cobertura do solo para o ano de 1975. Devido à ausência de imagens e a extensiva cobertura de nuvens em imagens até os anos 1984 (no qual havia urbanização incipiente), foi utilizada uma imagem de 1975 que apresenta algumas interferências de nuvens e áreas de queimadas. Essas áreas não foram consideradas representativas pois foi um fenômeno pontual e não sazonal, portanto, foram consideradas como áreas de vegetação nativa.

As Figura 4.21(a) e (b) apresentam os cenários de uso e ocupação do solo para a bacia do Ribeirão Tortinho para os anos de 1975 e 2013. O mapa de uso e ocupação do solo de 1975 foi feito por meio de classificação não supervisionada Iso Cluster e o mapa de uso e ocupação de 2013, apresentado na Figura 4.21 (b) , foi feito manualmente com o ArcGIS, em uma escala de 1:1000, para o delineamento dos polígonos sobre a Ortofoto da Terracap de abril de 2013 com resolução espacial de 24cm.

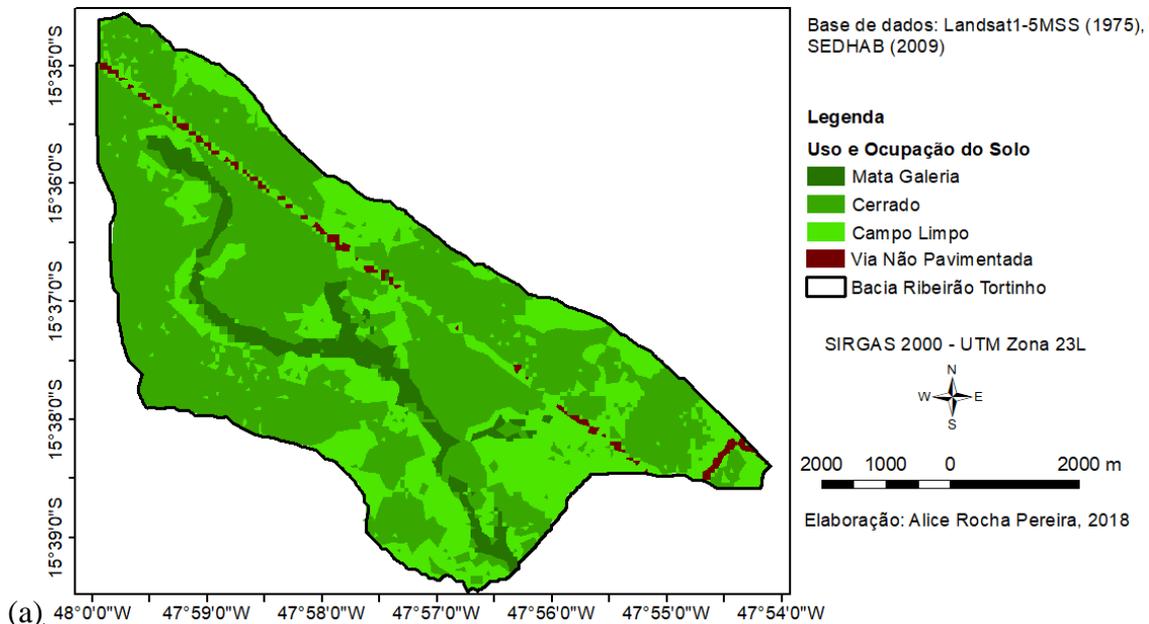
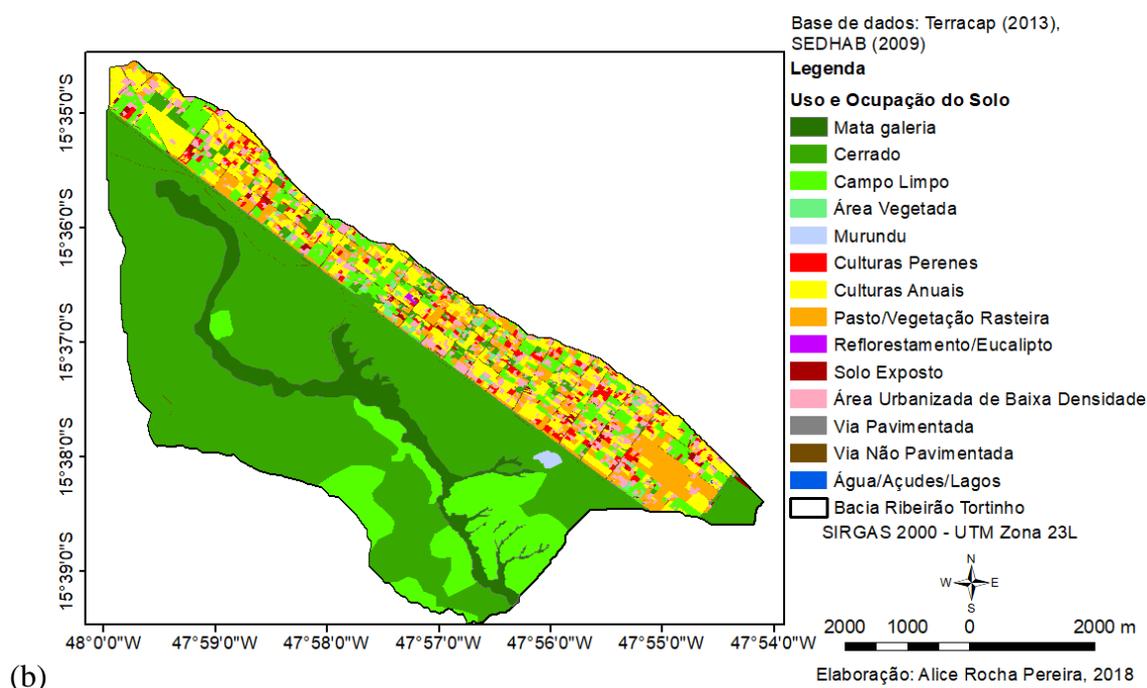


Figura 4.21. Uso e ocupação do solo para a Bacia do Ribeirão Tortinho para (a) 1975 e (b) 2013.



(b) Figura 4.21. Uso e ocupação do solo para a Bacia do Ribeirão Tortinho para (a) 1975 e (b) 2013.

4.5. MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIBEIRÃO TORTINHO

4.5.1. Programas computacionais

A ferramenta de geoprocessamento utilizada para o processamento de dados, confecção de mapas e análise espacial de dados foi o *software* ArcGis 10.3 *for Desktop Advanced*. A modelagem de bacia foi feita com o auxílio da interface do SWAT-ArcSWAT versão 2012.10.19. Já a análise de sensibilidade e calibração do modelo obtido foi realizada com o *software* SWAT-CUP 2012 versão 5.1.6.2.

A interface gráfica simplificada SWATMOD-PREP (Bailey *et al.*, 2017) versão 2 foi utilizada para a geração de arquivos de entrada para o SWAT-MODFLOW versão 2 (Park e Bailey, 2017), que foi usado para a modelagem acoplada do modelo de bacia SWAT e do modelo de águas subterrâneas MODFLOW. Esses *softwares* foram escolhidos pelo fato de serem bem estabelecidos, flexíveis, disponíveis além de possuírem uma grande diversidade de opções quanto a modelagem.

Os resultados obtidos foram organizados e processados por meio do programa Excel versão 2016, também usado para a elaboração de gráficos possibilitando uma melhor análise de resultados.

4.5.2. Base de Dados

Para estruturar a base de dados necessária à modelagem realizada neste trabalho o banco de dados fornecido por Ferrigo (2014) foi utilizado na modelagem com o SWAT modificando-se os dados pluviométricos correspondentes à área de estudo que contemplam a precipitação ponderada calculada a partir dos dados diários das Estações Contagem, Fazenda Santa Elisa e Santa Maria da CAESB (item 4.1.1).

As curvas de nível com espaçamento de 5m do SICAD (SEDHAB, 2009) foram utilizadas para a confecção do modelo digital de elevação da área de estudo. O mapa pedológico digital atualizado por Reatto (2004), com resolução espacial de 1:100000, também foi utilizado para a modelagem, além da caracterização do domínio poroso presente no Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal (Freitas-Silva e Campos, 1998) e a do domínio fraturado de Gonçalves (2012). Os valores de condutividade hidráulica saturada e produção específica, tanto para o domínio poroso quanto para o fraturado, foram baseados em Santos e Koide (2016) e em Freitas-Silva e Campos (1998).

A classificação quanto ao uso e cobertura do solo consistiu em agrupar os diferentes usos de solo em classes com resposta hidrológica semelhante. Para a confecção dos mapas de uso e cobertura do solo foram utilizadas as imagens Landsat 1-5MSS de julho de 1975 e a Ortofoto de abril de 2013 com resolução espacial de 24cm fornecida pela Terracap.

Para o ano de 1975 foi realizada a classificação não-supervisionada Iso Cluster da região quanto ao uso e ocupação do solo enquanto que a classificação do ano de 2013 foi feita manualmente em uma escala de 1:1000 fazendo-se delineamento dos polígonos sobre a Ortofoto.

A classificação englobou as seguintes classes: mata galeria, cerrado, campo limpo, área vegetada, murundu, culturas perenes, culturas anuais, pasto/vegetação rasteira, reflorestamento/Eucalipto, solo exposto, área urbanizada de baixa densidade, via

pavimentada, via não pavimentada, água/açudes/lagos. Nos cenários anteriores ao ano de 2013, as culturas perenes e anuais foram agrupadas na classe agricultura já que não era possível distingui-las.

4.5.3. Modelagem com o SWAT

A modelagem com o SWAT se dá em escala de bacia e necessita do MDE, uso e ocupação do solo, tipos de solo, declividade e informações a respeito do clima como dados de entrada. O modelo digital de elevação é inserido no SWAT para o delineamento da hidrografia e definição do exutório da bacia a ser estudada possibilitando o traçado dessa bacia. Posteriormente, entrando no modelo com as características de uso e ocupação do solo, tipos de solo e declividade são definidas as HRUs. Com todos esses dados de entrada conjuntamente com os dados de clima, o SWAT gera uma vazão simulada que, em seguida, pode ser calibrada com o software SWAT-CUP gerando os parâmetros calibrados. A Figura 4.22 sintetiza como se dá a modelagem com o SWAT.

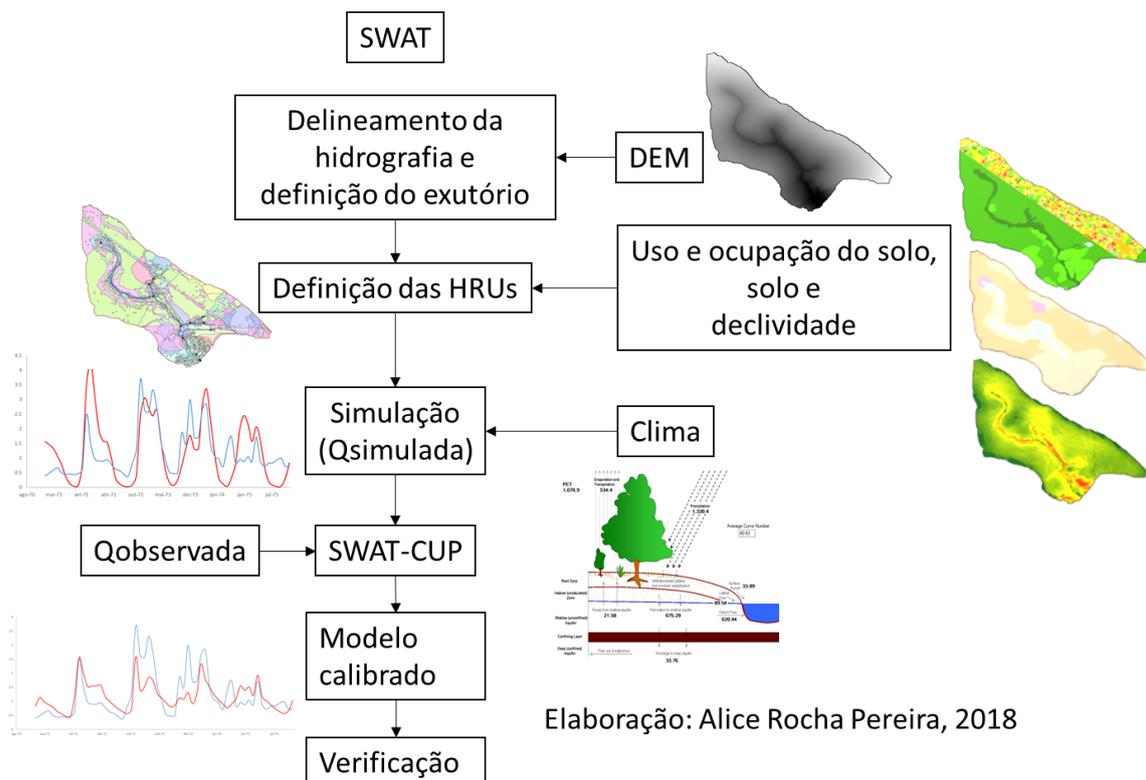


Figura 4.22. Esquema síntese da modelagem com SWAT e calibração com SWAT-CUP.

Inicialmente, a modelagem com o SWAT foi realizada com o banco de dados fornecido por Ferrigo (2014) sem calibração com 4 anos de aquecimento com o SWAT de 01/01/1971 a 31/12/1978 alterando-se os arquivos relativos à precipitação, no qual foi inserida a precipitação ponderada entre as três estações utilizadas (Contagem, Santa Maria e Fazenda Santa Elisa). Como os dados de clima começam a partir de 1971, 4 anos de dados foram espelhados para realizar o aquecimento iniciando em 1967. A simulação foi feita para o uso e ocupação do solo de 1975, ano no qual ainda não se observava urbanização na região, para que fosse possível observar a resposta do modelo.

A bacia do Ribeirão Tortinho foi delineada com base no MDE considerando-se uma área de 75ha para o traçado da hidrografia e foram inseridos 13 exutórios, que conjuntamente com o uso de solo, tipos de solo da região adaptados ao banco de dados usado e a declividade, resultou em 208 HRUs para o uso e cobertura de solo de 1975.

Subsequentemente, o modelo foi calibrado com série mensal de forma automática com o SWAT-CUP 2012, com o algoritmo SUFI-2, para o período de 1971 a 1975, na qual foram usados os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) e de determinação (R^2) como forma de verificar a eficiência do modelo em simular as vazões reais. Já a verificação da vazão para Bacia do Ribeirão Tortinho foi realizada para o período de 1979 a outubro de 1984 avaliando-se os resultados mensais.

A seleção de parâmetros a serem calibrados modelo SWAT foi realizada com base em Ferrigo (2014), Távora (2017) e Arnold *et al.* (2012). Inicialmente, o intervalo de variação para cada parâmetro utilizado foi baseado em Ferrigo (2014), Távora (2017) e nos valores mínimos e máximos presentes no banco de dados do SWAT. A Tabela 4.4 apresenta os parâmetros utilizados para a calibração do modelo, sendo importante ressaltar que a constante de recessão do fluxo de base, parâmetro ALPHA_BF, foi calculada para o período de calibração com o auxílio do filtro digital BFLOW e modificada no banco de dados calibrado.

Tabela 4.4. Parâmetros, unidade, método, valor inicial e intervalo de variação (Ferrigo, 2014)

Parâmetro	Unidade	Método	Valor Inicial	Intervalo de variação	
				Mín	Máx
SOL_K.sol	mm/h	multiplicativo	932 (média)	-1,95	0,8
SOL_AWC.sol	mm/mm	multiplicativo	0,12 (média)	-0,2	0,5
SOL_BD.sol	g/cm ³	multiplicativo	0,95 (média)	-0,93	-0,6
DEEPST.gw	mm	substitutivo	2000	0	3000
GW_REVAP.gw	adimensional	substitutivo	0,02	0,02	0,1
GWHT.gw	mm	substitutivo	12	0	25
RCHARG_DP.gw	mm	substitutivo	0,05	0	1
GW_DELAY.gw	dias	aditivo	3	-20	450
GWQMN.gw	mm	substitutivo	0	0	1228
REVAPMN.gw	mm	substitutivo	1	0	500
SHALLST.gw	mm	substitutivo	1000	1000	5000
ESCO.hru	adimensional	substitutivo	0,95	0,4	1
EPCO.bsn	adimensional	substitutivo	1	0	1
ANION_EXCL.sol	adimensional	substitutivo	0,5	0,1	1
CN2.mgt	adimensional	multiplicativo	50 (média)	-0,3	0,2
SURLAG.bsn	dias	substituir	4	0	10
OV_N.hru	adimensional	multiplicativo	0,1	0	0,8

4.5.4. Modelagem com o SWAT-MODFLOW

O acoplamento dos modelos SWAT e MODFLOW, de forma sintetizada, envolve o ajuste da distribuição temporal, a conversão de dados do SWAT de HRU para a grade de células do MODFLOW e a conversão dos resultados do SWAT para o MODFLOW. Neste trabalho esses ajustes, conversões e a preparação de arquivos foi feita com o auxílio do SWATMOD-Prep.

O SWATMOD-Prep consiste em uma interface gráfica para a preparação dos arquivos a serem utilizados nas simulações do modelo acoplado SWAT-MODFLOW, entretanto, o SWATMOD-Prep permite apenas a simulação de modelos simplificados de apenas uma camada (Bailey *et al.*, 2017).

O SWATMOD-Prep requer, como dados de entrada, os *shapes* de sub-bacia, HRU e rio gerados pelo SWAT, a dimensão desejada da célula da grade do MODFLOW, o modelo

digital de elevação, a espessura do aquífero, a condutividade hidráulica, a razão entre a condutividade hidráulica horizontal e vertical, o armazenamento específico e a produção específica do aquífero, a condutividade do leito do rio, a carga hidráulica inicial, o período de simulação e de aquecimento do modelo e a frequência com a qual o SWAT e o MODFLOW serão rodados (Bailey *et al.*, 2017).

A partir desses dados de entrada o SWATMOD-Prep desagrega as HRUs, cria a grade de células e identifica as células do rio e, logo, gera os arquivos de link entre as HRUs, DHRUs, sub-bacias do SWAT e a grade de células do MODFLOW. A Tabela 4.5 apresenta os arquivos de link entre o SWAT e MODFLOW necessários ao modelo acoplado e as informações que esses arquivos relacionam.

Tabela 4.5. Arquivos de link entre o SWAT e o MODFLOW e as informações que são relacionadas nesses arquivos (adaptado de Bailey *et al.*, 2017).

Arquivos de link entre o SWAT e MODFLOW	Informações que são relacionadas entre os modelos
<i>Swatmf_dhru2hru.txt</i>	HRUs → DHRUs
<i>Swatmf_dhru2grid.txt</i>	DHRUs → Grade de células MODFLOW
<i>Swatmf_grid2dhru.txt</i>	Grade de células → DHRUs
<i>Swatmf_river2grid.txt</i>	Células do rio → Sub-bacias
<i>Swatmf_link.txt</i>	Sinalizadores de células, frequência e arquivos de saída

A integração entre os programas SWAT e MODFLOW para um modelo conceitual de múltiplas camadas foi efetuada, conforme proposto por Bailey *et al.* (2017), utilizando-se o SWATMOD-Prep para a criação dos arquivos de link entre o SWAT e MODFLOW, além da geração da malha de diferenças finitas para o MODFLOW. Desta maneira, criados os arquivos de entrada do MODFLOW, é possível modificá-los de forma a incluir novas camadas, adicionar pacotes que o usuário desejar e executar o modelo acoplado SWAT-MODFLOW. A Figura 4.23 mostra de forma sintetizada o processo realizado para a integração dos modelos SWAT e MODFLOW.

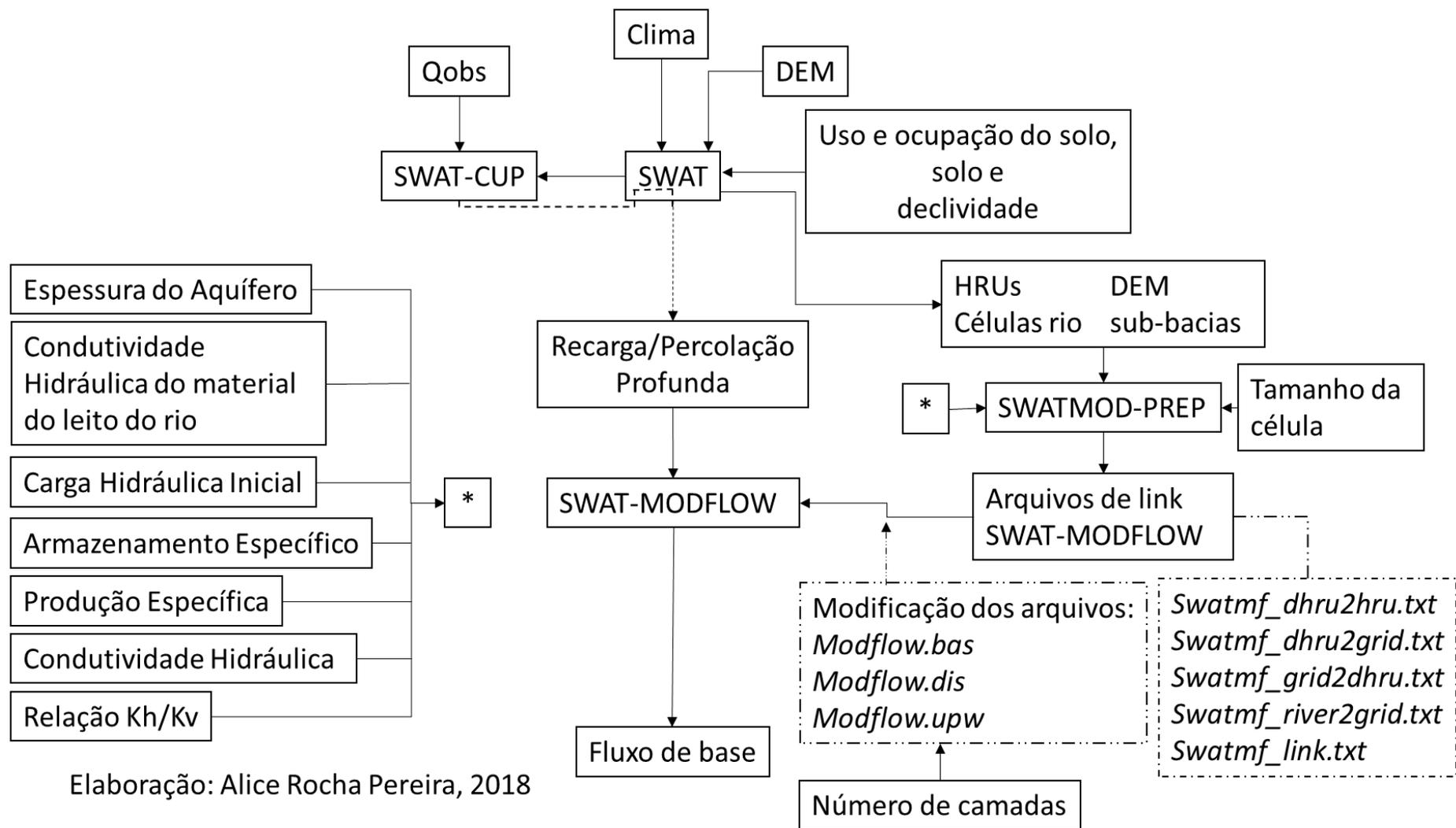


Figura 4.23. Esquema da integração SWAT-MODFLOW.

Após rodar o SWATMOD-Prep, foi realizada a modificação dos arquivos modflow.bas, modflow.dis, modflow.upw. O arquivo modflow.bas contém a indicação das células ativas do modelo e valores de carga inicial, o modflow.dis contém o modelo digital de elevação e o modflow.upw possui os valores de condutividade hidráulica saturada, da relação entre a condutividade hidráulica horizontal e vertical, do armazenamento específico e da produção específica. Esses três arquivos foram modificados de forma a conter todas essas informações para o número de camadas que o modelo conceitual abrangeu para que, então, o modelo acoplado SWAT-MODFLOW fosse executado, sendo o SWAT executado em passo diário e o MODFLOW em passo mensal e os resultados apresentados todos em escala mensal.

4.5.4.1. Modelo hidrogeológico conceitual

O modelo hidrogeológico conceitual foi definido a partir do modelo digital de elevação da superfície, dados da ADASA de perfil litológico dos poços na região e de nível do poço de monitoramento da ADASA, delimitação da bacia do Ribeirão Tortinho, hidrografia, Mapa Geológico do Distrito Federal, *shapes* dos tipos de solos presentes na região e do domínio fraturado, além dos resultados do levantamento geofísico e da medição da atitude dos planos de fraturamento obtidos em campo.

A partir dessas informações foi possível delinear a quantidade de camadas numéricas a serem utilizadas em cada domínio modelo conceitual e seus modelos digitais de elevação, a malha de diferenças finitas e as condições de contorno do modelo. Como condição de contorno do modelo, assumiu-se que o fluxo de água subterrâneo é nulo no divisor de água, ou seja, as células ativas se encontram dentro da delimitação da bacia. Já para a malha de diferenças finitas foram testados vários espaçamentos de grade de células até que o modelo convergisse evitando, assim, a descontinuidade lateral entre células de mesma camada. Inicialmente, a célula da grade do MODFLOW foi definida com um tamanho de 150m, entretanto, foi necessário testar novos tamanhos de célula para atingir os critérios de convergência na simulação.

4.5.4.2. Parâmetros

Para a simulação com o modelo acoplado SWAT-MODFLOW, inicialmente, foram adotados os parâmetros de condutividade hidráulica saturada e produção específica baseados

em Santos e Koide (2016), Gonçalves (2012) e Campos e Freitas-Silva (1998) *apud* Lousada (2005), apresentados na Tabela 4.6, e, posteriormente, foi realizada uma calibração manual.

Tabela 4.6. Valores iniciais de condutividade hidráulica saturada e produção específica usados.

Domínio	Solo/Unidade	Condutividade Hidráulica Saturada - Ksat (m/dia)	Produção específica - Sy (adimensional)
Poroso	LV e LVA	3,2220	0,089
	CX	0,5184	0,01
	FX	0,8989	0,01
	GX	0,0500	0,01
Fraturado	R4	0,2450	0,014
	R3	4,1550	0,12
	Q3	7,2713	0,107

Quanto à anisotropia do meio, inicialmente foi adotada uma relação K_h/K_v igual a 1. Foi utilizado um armazenamento específico de 0,00005/m e condutividade hidráulica do material do leito do rio igual a 0,01m/d. Já a carga hidráulica inicial, de 14,96m, foi definida com base na média do nível medido pela ADASA no poço de monitoramento número 16, que se encontra na área do Núcleo Rural Lago Oeste para período semelhante ao período de início da simulação (início do ano – época de chuva).

4.5.4.3. Cenários

A simulação de cenários se dividiu em duas vertentes. Primeiramente, os cenários foram simulados em função da presença ou não de fraturas na unidade Quarzito Médio (Q3), domínio fraturado. Essas fraturas foram inseridas no modelo conceitual baseadas nos resultados obtidos no levantamento geofísico realizado e na medição da atitude dos planos de fratura em afloramentos na região do NRLO e do Parque Nacional de Brasília, considerando-se, portanto, sua direção e ângulo de mergulho no modelo.

A segunda parte da simulação de cenários incluiu a inserção de poços na região do Núcleo Rural Lago Oeste para melhor compreensão do consumo de água na região do NRLO para analisar o impacto do consumo de água sobre o escoamento para os córregos adjacentes. Foram simulados os cenários de 1975, no qual não havia urbanização na bacia, e o cenário de 2013, para o qual foram simuladas três condições diferentes de consumo, a saber:

- Poços com vazão e tempo de bombeamento outorgados pela ADASA.
- Duas vezes a quantidade de poços outorgados pela ADASA com vazão igual à vazão média de produção do aquífero, baseada em Campos e Freitas-Silva (1998), e máximo tempo de bombeamento possível sem que ocorram problemas de convergência no modelo.
- Quatro vezes a quantidade de poços outorgados com vazão igual a vazão média de produção do aquífero, baseada em Campos e Freitas-Silva (1998), e máximo tempo de bombeamento sem que ocorram problemas de convergência no modelo.

A Figura 4.24 apresenta de forma sintetizada os cenários simulados utilizando-se o modelo acoplado SWAT-MODFLOW.

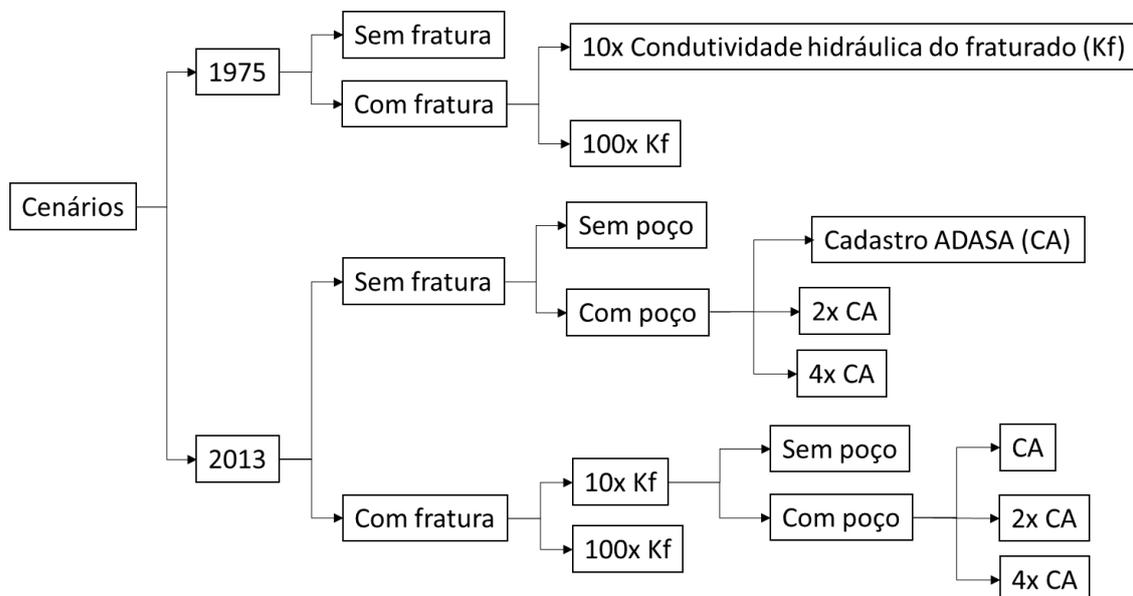


Figura 4.24. Síntese dos cenários simulados com o modelo acoplado SWAT-MODFLOW.

4.5.4.4. Calibração e Verificação do modelo

A calibração do modelo acoplado foi realizada manualmente, modificando-se os valores de S_s , S_y , K_{sat} , relação K_h/K_v e condutividade hidráulica do rio, enquanto que a verificação do modelo foi realizada com os dados de vazão observados estimados para o Ribeirão Tortinho além dos dados obtidos no levantamento de nível feito nos poços rasos, conforme descrito no item 4.3, na região do NRLO.

5. RESULTADOS

5.1. VERY LOW FREQUENCY E FRATURAMENTO

As drenagens consistem em expressões em superfície de fraturas presentes no subsolo, sendo assim, o alinhamento entre drenagens indica a provável existência de uma fratura conectando-as, portanto, a análise das curvas de fase foi realizada conjuntamente com a visualização das drenagens da região sendo possível interpretar as fraturas existentes na região do Núcleo Rural Lago Oeste (NRLO). A Figura 5.1 mostra a anomalia padrão para a região, relacionada com fratura com água, a partir da visualização clara da conexão entre as drenagens a nordeste e a sudoeste da área do levantamento.

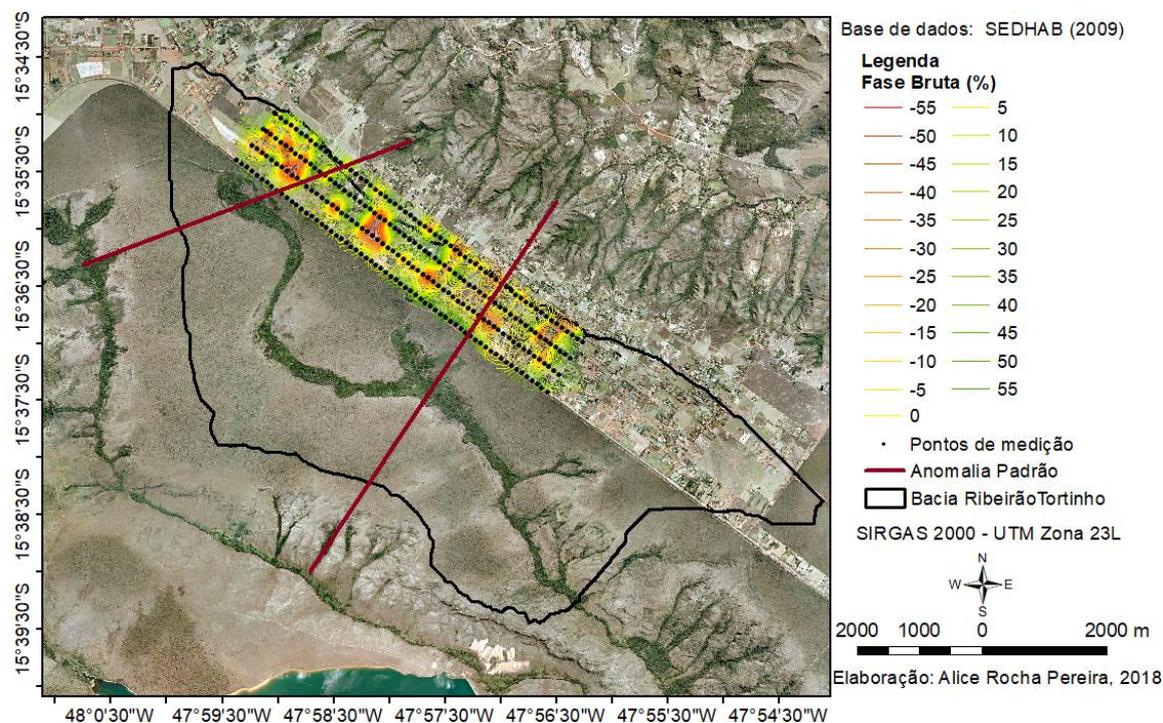


Figura 5.1. Anomalia padrão para a região do Núcleo Rural Lago Oeste.

Como já explicado no item 3.1.2.1, o padrão de anomalia do VLF, para um dique vertical, se dá quando há a mudança de inflexão na curva de fase, ou seja, em teoria, a anomalia aparece entre valores altos e baixos de fase, entretanto, na região do NRLO foi observado, no mapa de fase bruta, que as fraturas interpretadas a partir das drenagens coincidem com os pontos mínimos do gráfico da fase. A partir disso, foram traçadas as outras anomalias seguindo o padrão interpretado e o mapa de contorno da fase bruta. As anomalias presentes na região do NRLO são apresentadas na Figura 5.2.

Os pontos de mínimo do gráfico da fase, coincidentes com as drenagens, são os pontos de cruzamento entre fase e quadratura, como se pode observar nos gráficos apresentados na Figura 5.3. Cabe salientar que esses pontos de cruzamento entre os dois gráficos, geralmente, indicam a posição das anomalias. As anomalias de VLF provavelmente são associadas com água presente nas fraturas. No caso da região estudada, se essas fraturas apresentarem caimento para noroeste, logo, sua expressão na superfície, as drenagens, ocorrerão a sudeste das respectivas anomalias, exatamente nos pontos de mínimo da fase bruta.

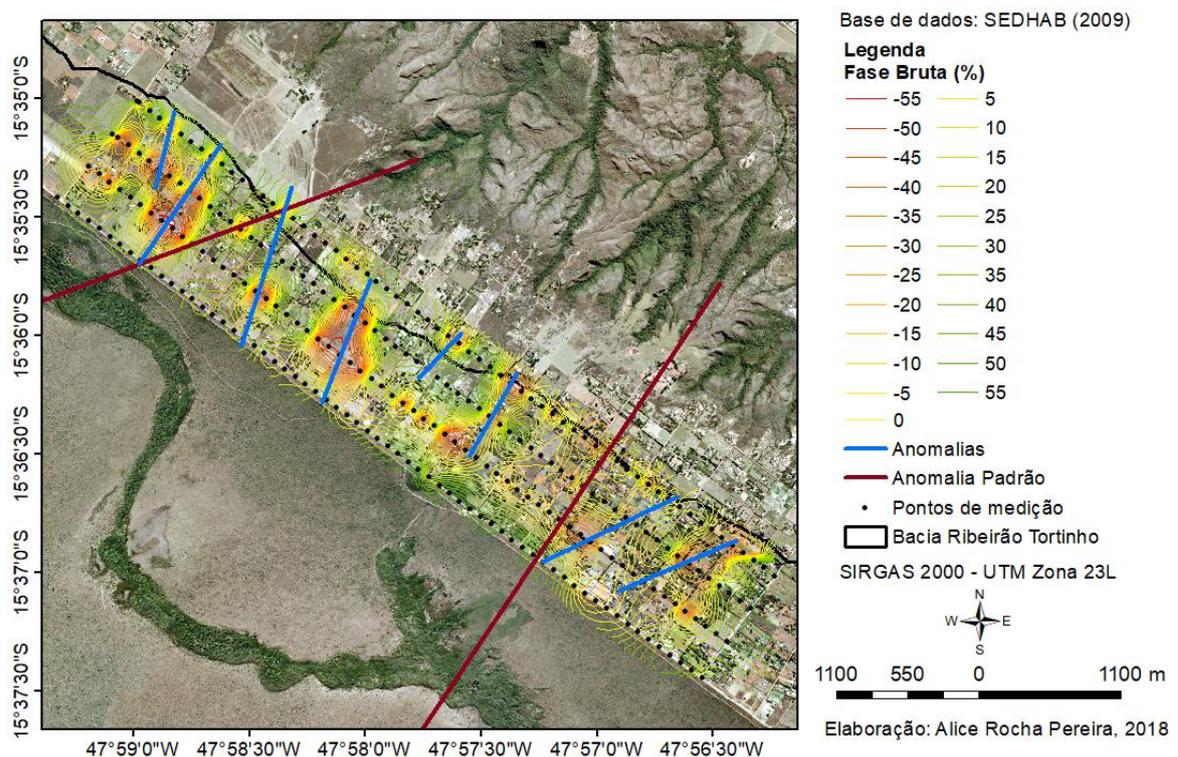


Figura 5.2. Anomalias identificadas na região do NRLO por levantamento nas linhas A, B, C e D.

Por meio das constatações realizadas a respeito das anomalias e fraturas na região de estudo, construiu-se um modelo conceitual da anomalia padrão do local, apresentado na Figura 5.4. A fratura inclinada, mergulhando para noroeste e com direção aproximada nordeste, possui água até determinado nível. Ao se realizar o levantamento em superfície, a anomalia ocorrerá no ponto correspondente ao nível da água presente na fratura, enquanto que, a drenagem aparecerá na superfície à sudeste da anomalia VLF detectada.

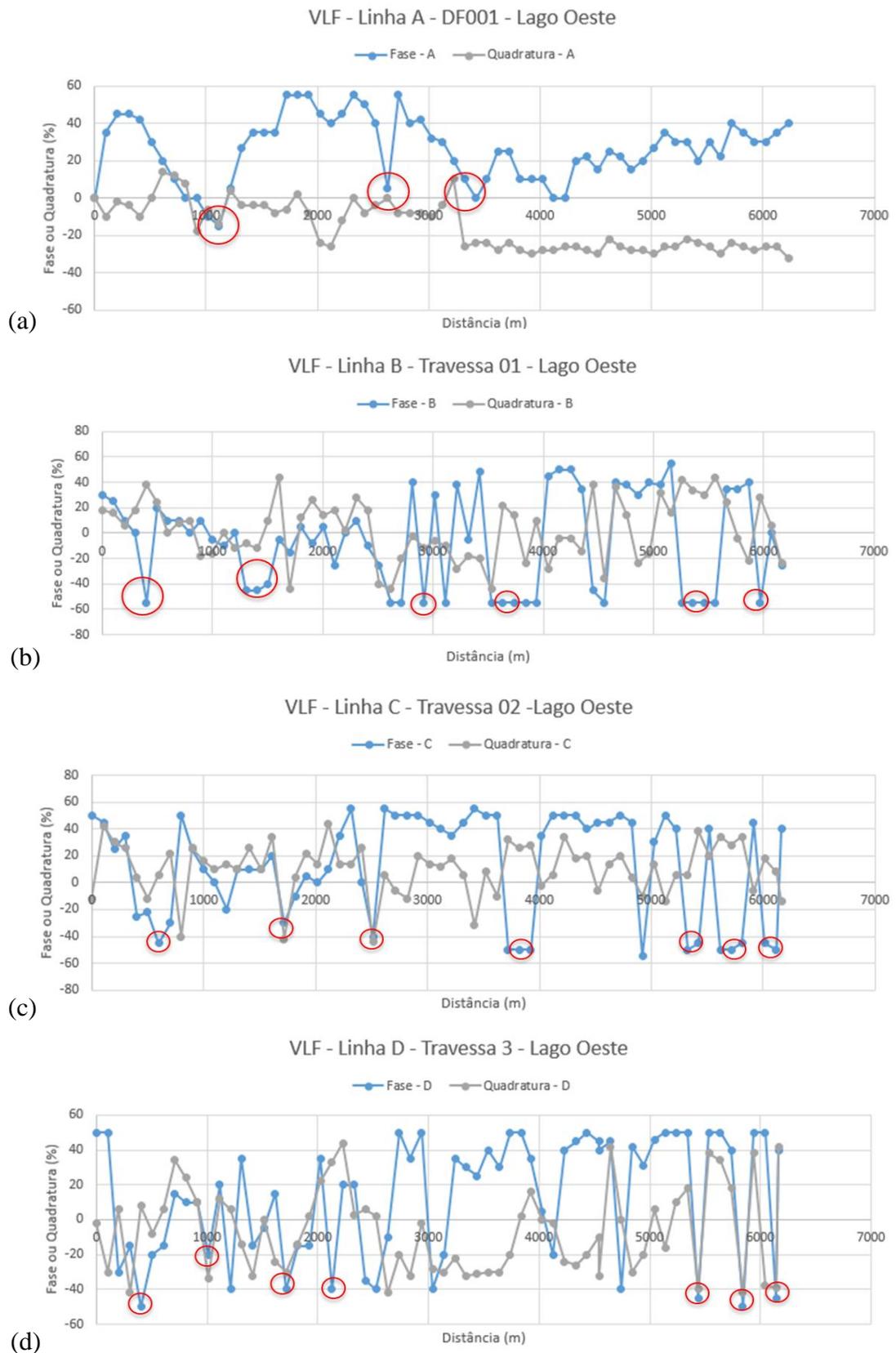


Figura 5.3. Gráfico dos valores de fase e quadratura brutas pela distância ao longo dos perfis (a) A, (b) B, (c) C e (d) D evidenciando o mínimo da fase.

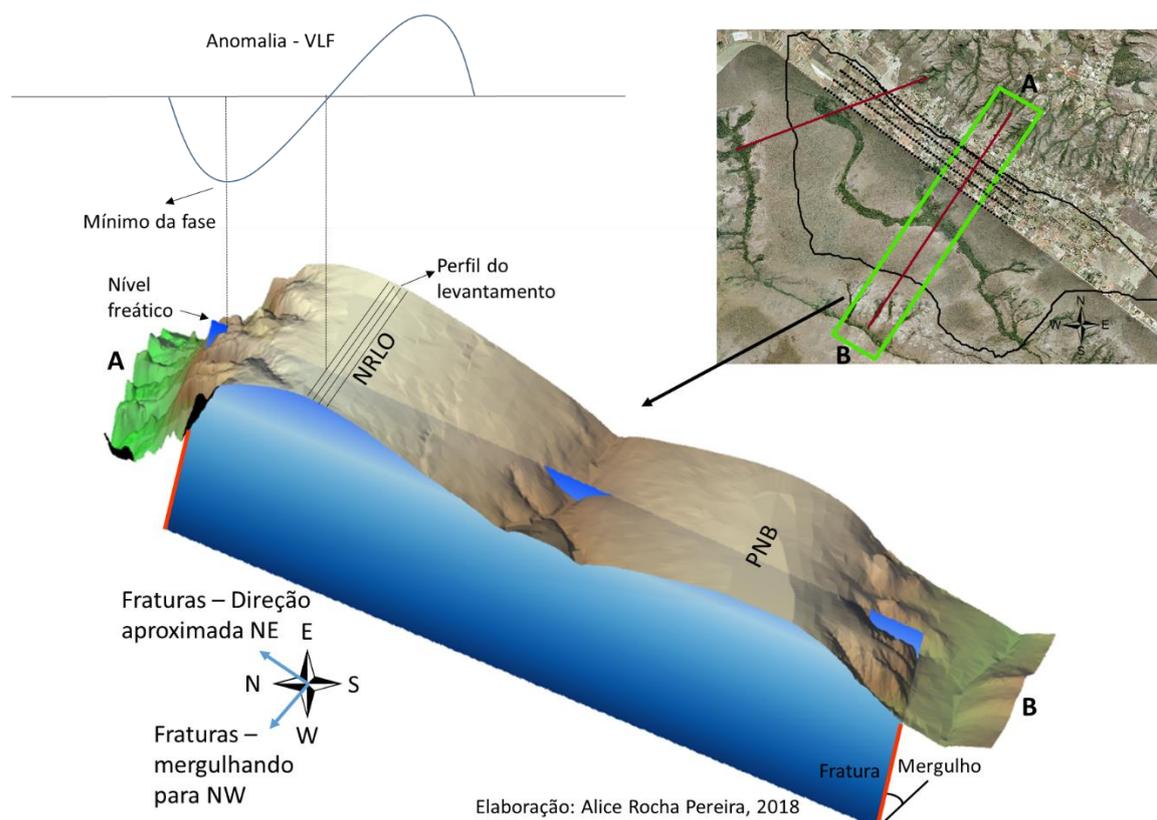


Figura 5.4. Representação do modelo conceitual para as fraturas na região do NRLO.

O filtro de Karous e Hjelt foi aplicado aos dados de fase bruta para que se obtivesse os valores de fase em uma seção transversal do subsolo possibilitando a identificação da localização, profundidade e inclinação. A Figura 5.5 apresenta os dados filtrados para as linhas A, B, C e D. Além de ser possível observar que há um padrão zonas menos condutivas nas distâncias de 0 a 2000m, 2000 a 4000m e de 4000 a 6000m, nota-se também o aumento de zonas condutivas com a aproximação da Bacia do Maranhão, que possui muito mais drenagem.

Os valores de fase bruta obtidos na segunda etapa do levantamento geofísico, ao longo das ruas, foram interpolados conjuntamente com os dados da primeira etapa, conforme apresentado na Figura 5.6, na qual foi observado que os dados adicionais obtidos nas ruas apenas reforçaram as anomalias já identificadas na primeira etapa, ou seja, não houve o acréscimo de anomalias novas.

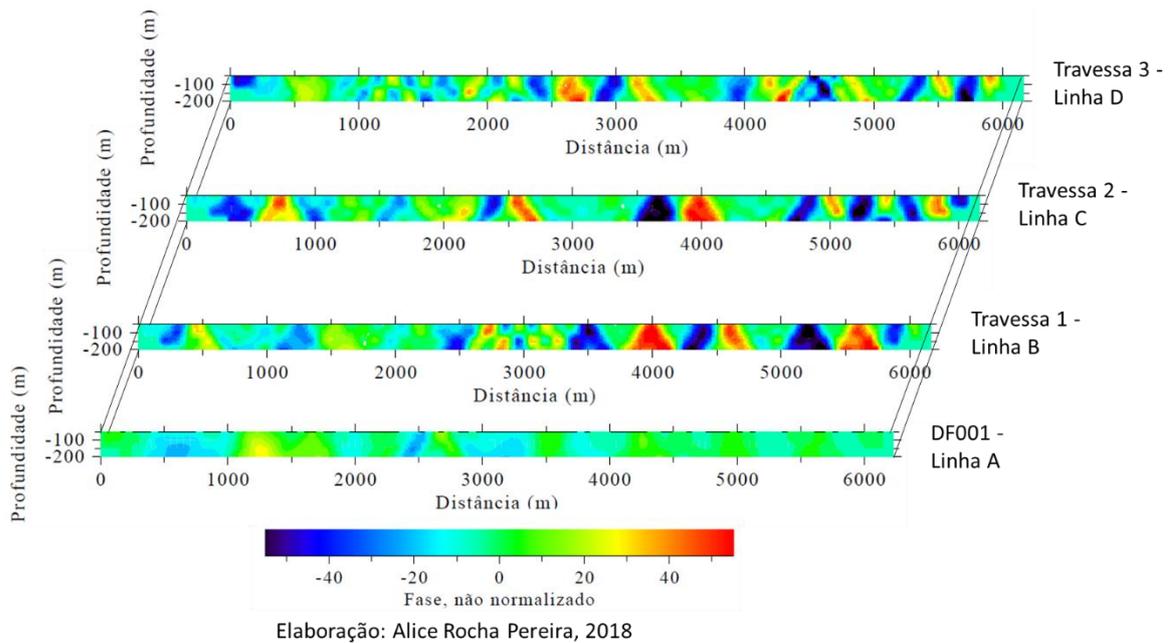


Figura 5.5. Imageamento obtido após a utilização do filtro Karous-Hjelt para as linhas A, B, C e D.

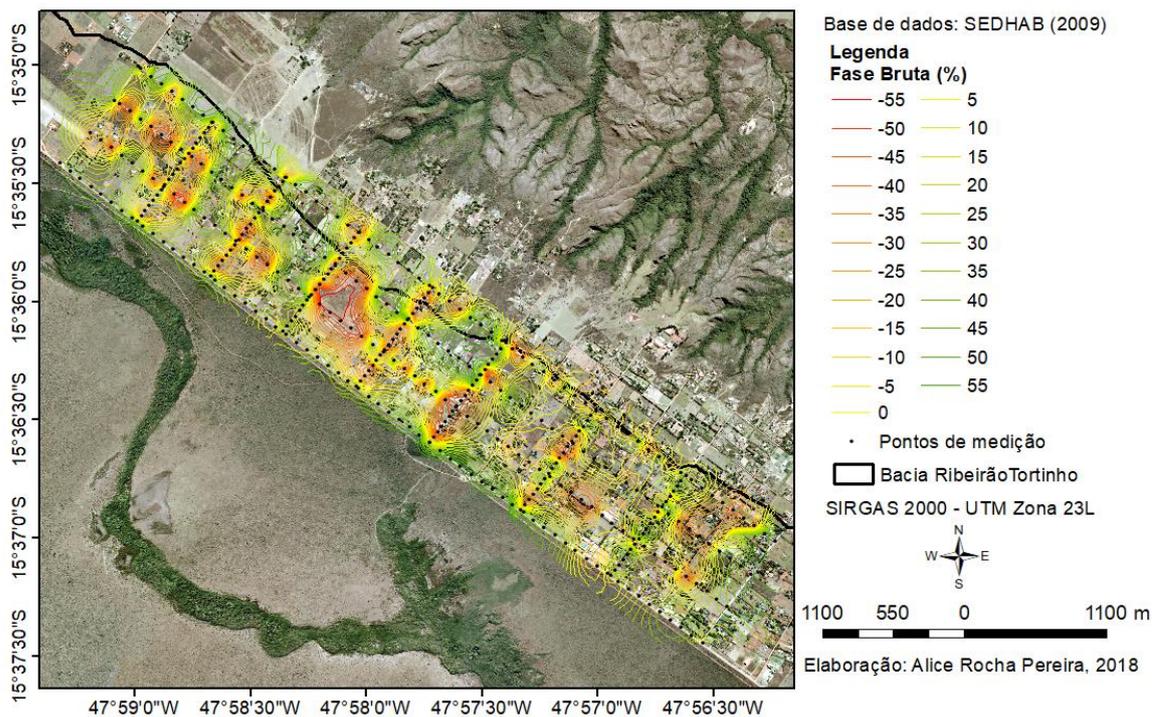


Figura 5.6. Mapa de contorno da fase bruta para os dados obtidos nas linhas A, B, C, D, E, F, G, H, I, J e K.

Aplicando-se o filtro de Karous e Hjelt para os dados adquiridos nas linhas E, F, G, H, I, J e K, mostrado na Figura 5.7, percebe-se um padrão e continuidade das zonas de baixa e alta condutividade nas ruas 16 a 13. Além disto, observa-se que na porção central da linha J (rua 10) há valores muito negativos, enquanto que, na linha I (rua 12) aparecem valores muito

positivos, também na porção central. Conjuntamente, essas duas regiões apontam uma anomalia condutiva entre as ruas 10 e 12, indicando provavelmente uma fratura contendo água. O modelo conceitual construído previamente, a partir da interpretação dos dados obtidos na etapa 1 e da conexão entre fraturas no Parque Nacional e na Bacia do Maranhão, apresentava uma grande fratura imediatamente a noroeste da rua 10. Esta fratura, de acordo com o modelo conceitual construído, apresentaria mergulho para noroeste, logo, a água presente na fratura causadora da anomalia estaria posicionada a noroeste do traço da fratura em superfície, sendo esse o comportamento geral na região do NRLO. Como a água subterrânea na fratura se dá a uma determinada profundidade e a fratura é inclinada, então, a zona saturada de cada fratura também fica à noroeste de sua drenagem correspondente. Desta maneira, o modelo conceitual construído na etapa 1 foi reforçado pelos resultados obtidos na segunda etapa.

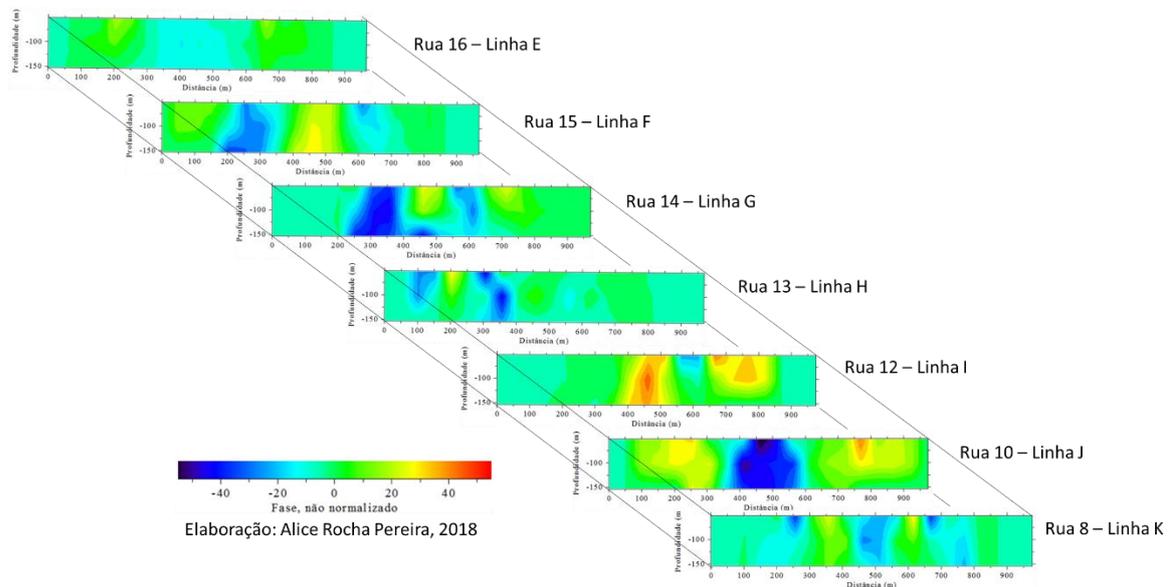


Figura 5.7. Imageamento obtido após a utilização do filtro Karous-Hjelt para as linhas E, F, G, H, I, J e K.

A verificação do modelo conceitual construído a partir dos resultados do levantamento utilizando o método VLF foi efetuada em campo com a identificação de afloramentos rochosos próximos a área de estudo e medição da atitude dos planos, de foliação e de fratura. O levantamento em campo para a medição de fraturas em afloramentos, no Parque Nacional de Brasília, para a comprovação do modelo conceitual construído foi feito nos dias 19 de agosto e 14 de setembro de 2017.

Os locais nos quais foram encontrados os afloramentos e mudanças de solo, na bacia do Maranhão e na área do Parque Nacional de Brasília, são indicados na Figura 5.8. O local, a atitude dos planos e a imagem dos afloramentos, na bacia do Maranhão e na área do Parque Nacional de Brasília, são mostrados nas Figura 5.9, Figura 5.10, Figura 5.11, Figura 5.12 e Figura 5.13.

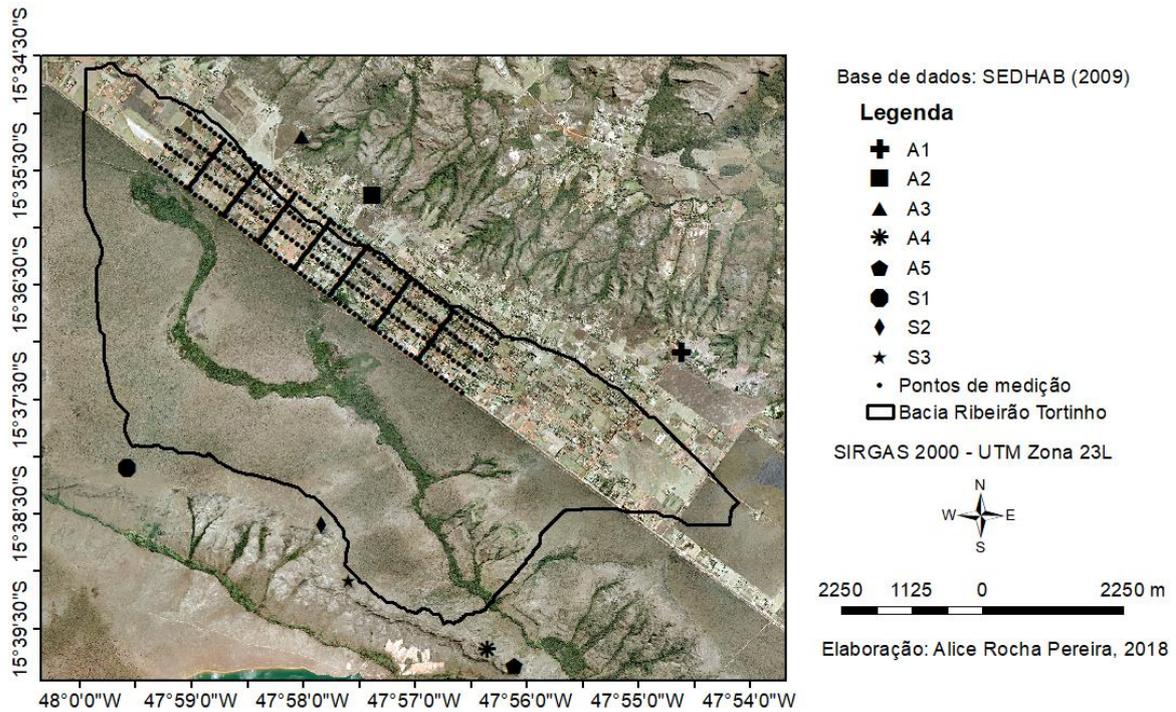


Figura 5.8. Locais de medição da atitude dos planos: A1, A2, A3, A4 e A5 e mudanças de solo verificadas em S1, S2 e S3.

Ao longo do levantamento foram observadas mudanças de solo em três pontos. No ponto S1 observou-se a mudança de gleissolo para um solo mais amarelado. Em S2 há uma nova mudança de gleissolo (hidromórfico) sendo possível observar que a água desempenhou um fator importante na sua pedogênese refletindo, assim, na cobertura vegetal. Já em S3 observou-se alteração de solo vermelho para vermelho-amarelo e evidenciou-se no local com uma grande concentração de canela de ema, vegetação indicativa de solo arenoso e da influência de quartzito no ambiente de acordo com Farias *et al.* (2008).

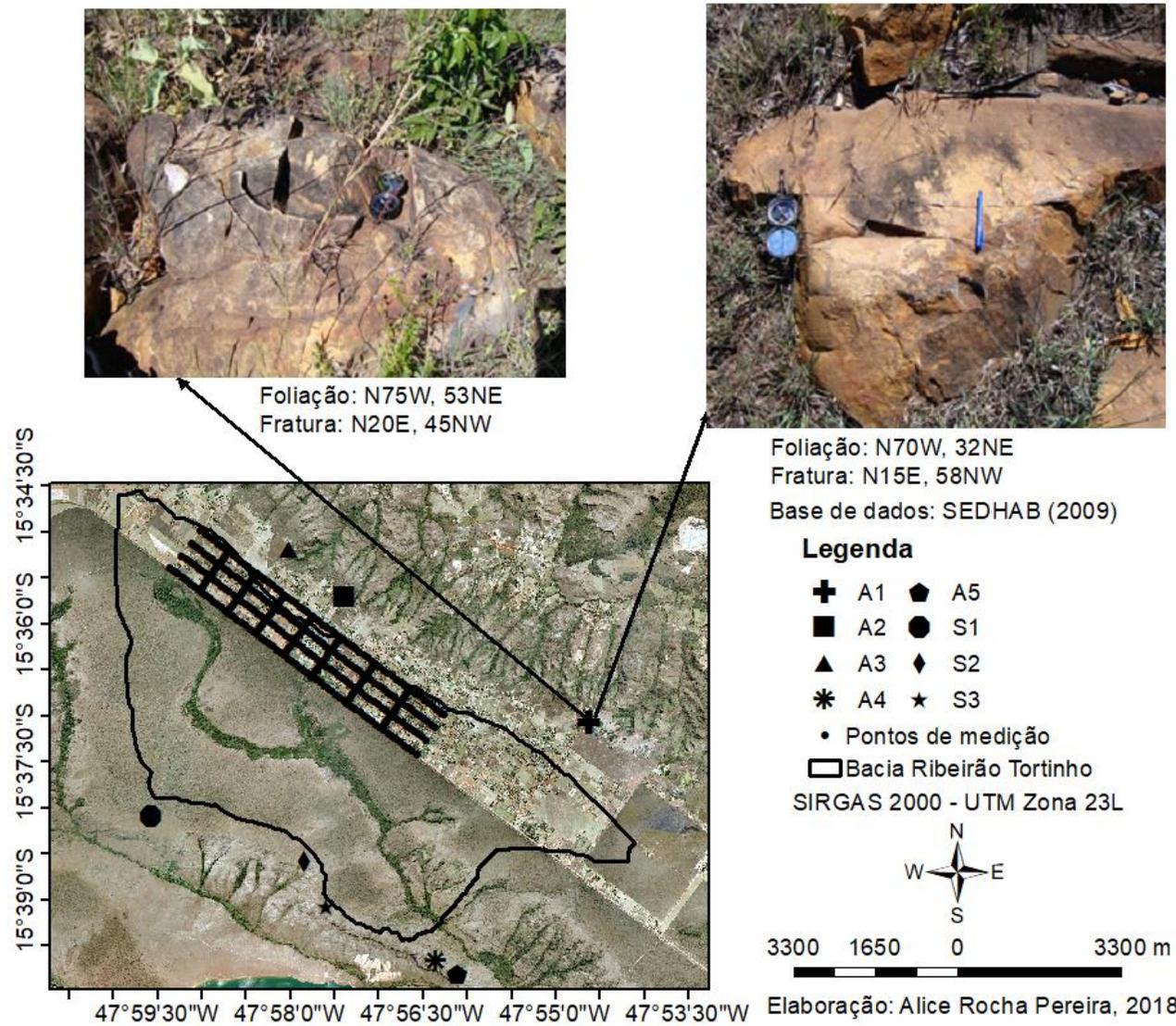


Figura 5.9. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A1.

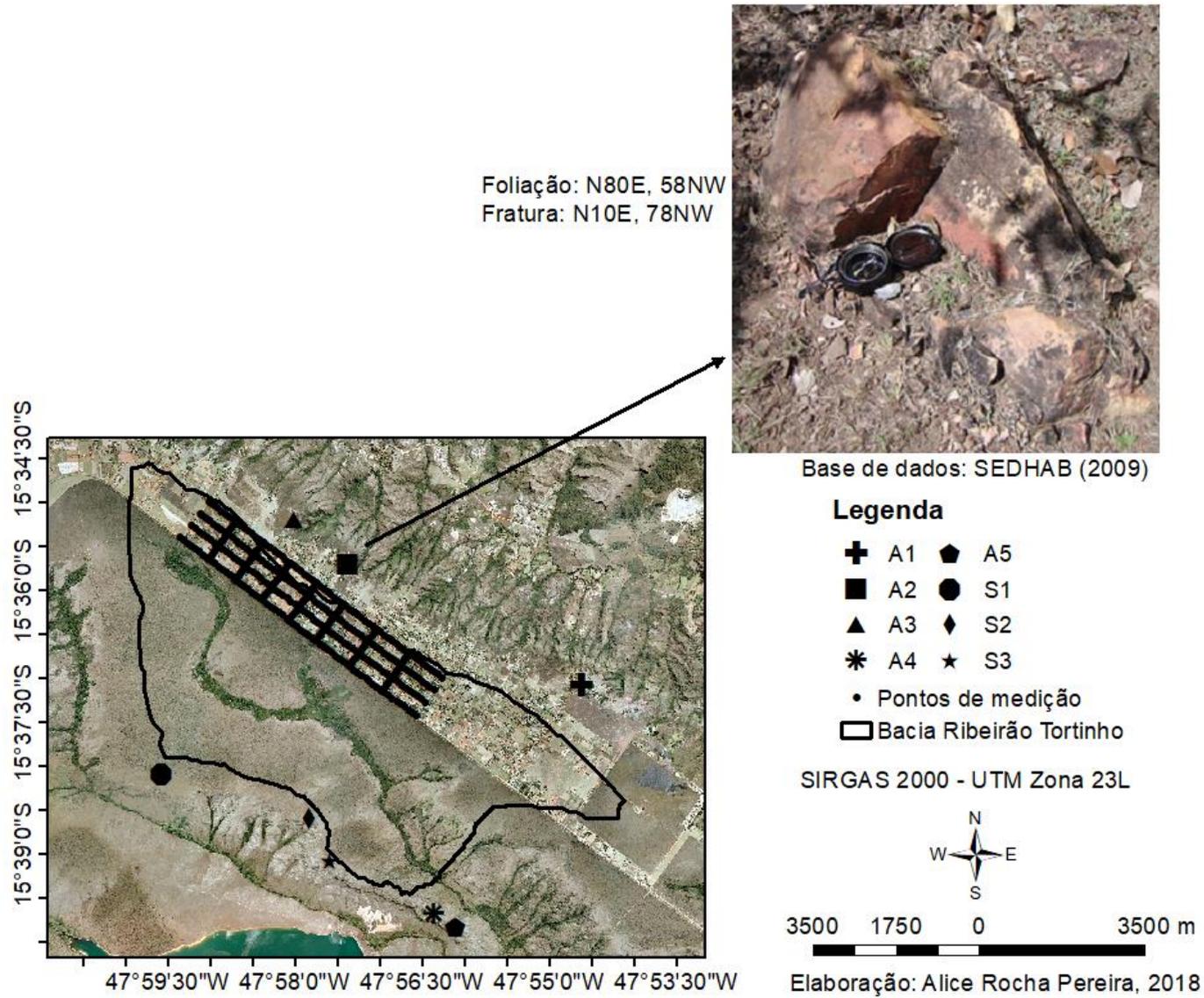


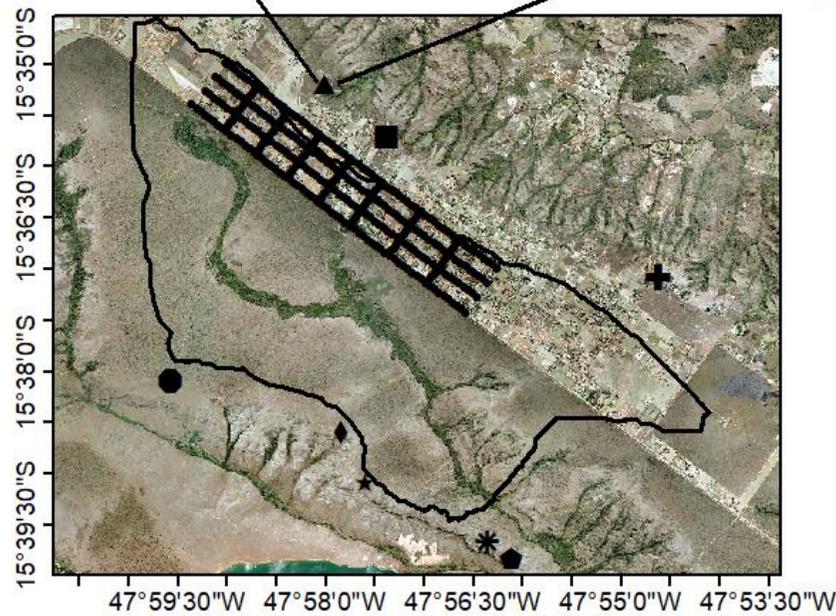
Figura 5.10. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A2.



Foliação: N40W, 85NE
Fratura: N55E, 70SE



Foliação: N70W, 37SW
Fratura: N30E, 70SE



Base de dados: SEDHAB (2009)

Legenda

- ✚ A1 ⬠ A5
- A2 ● S1
- ▲ A3 ◆ S2
- * A4 ★ S3

• Pontos de medição

▭ Bacia Ribeirão Tortinho

SIRGAS 2000 - UTM Zona 23L



3400 1700 0 3400 m

Elaboração: Alice Rocha Pereira, 2018

Figura 5.11. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados na bacia do Maranhão no ponto A3.

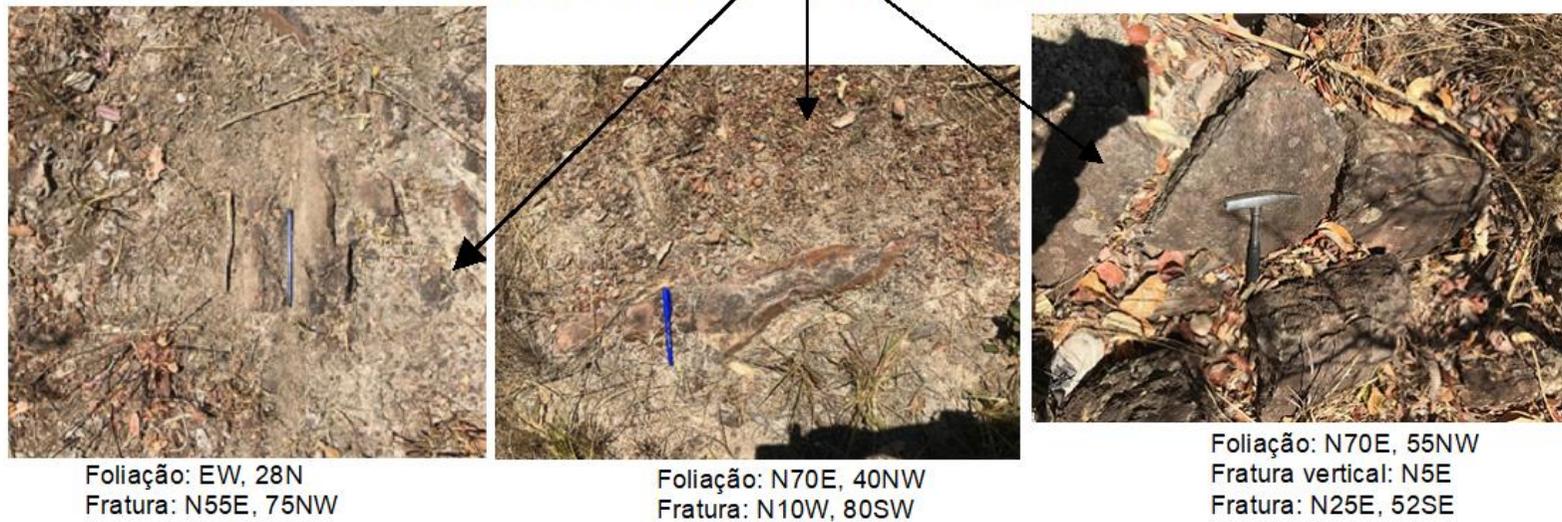
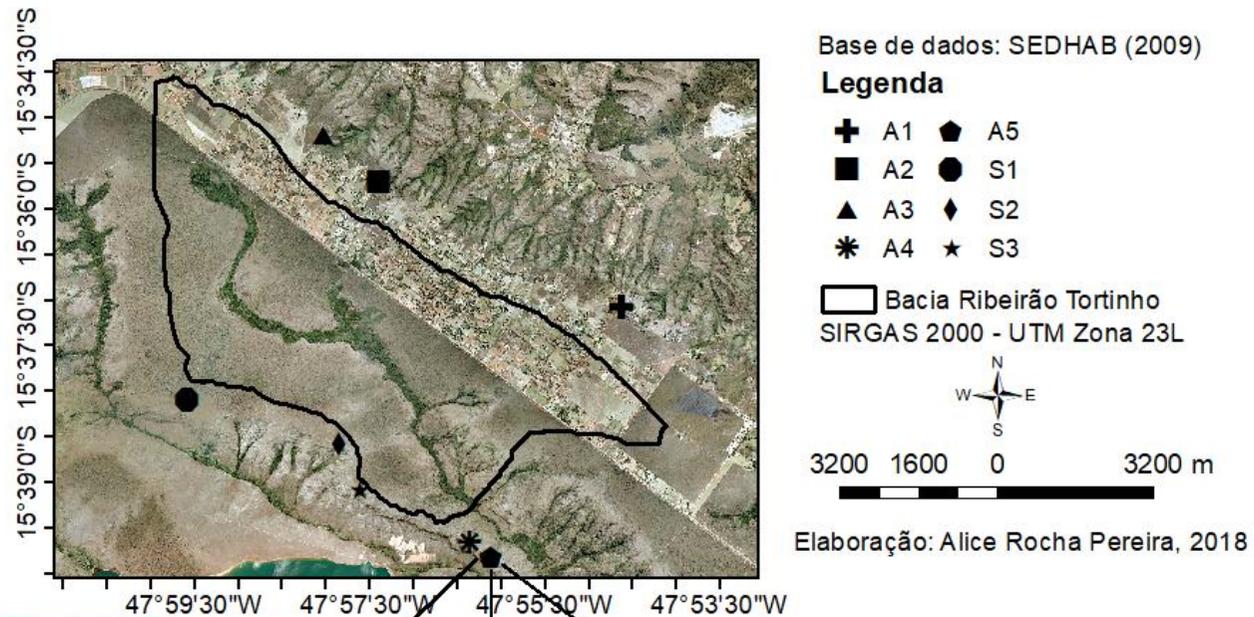


Figura 5.12. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados no Parque Nacional de Brasília no ponto A5.

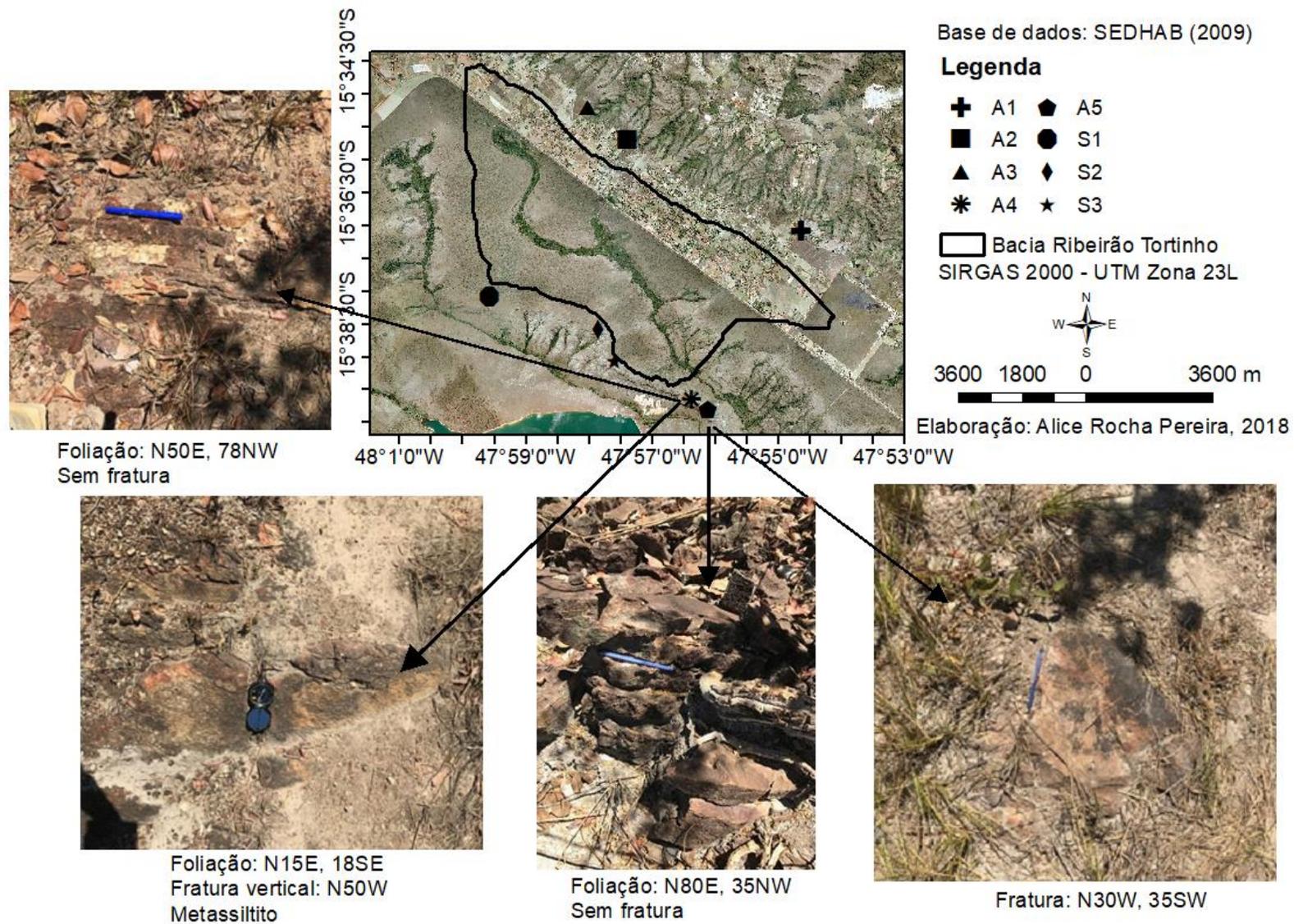


Figura 5.13. Localização e atitude dos planos de fratura encontrados no Parque Nacional de Brasília nos pontos A4 e A5.

As fraturas observadas na área do Parque Nacional de Brasília, quando associadas com àquelas observadas na área do Núcleo Rural Lago Oeste, são indicativas de par conjugado. A Figura 5.14 apresenta de forma sintetizada o mergulho das fraturas encontradas nos levantamentos de campo efetuados.

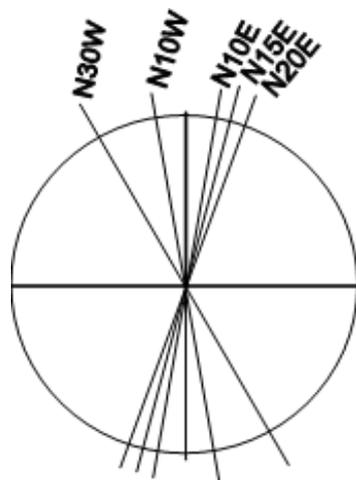


Figura 5.14. Síntese do mergulho das fraturas encontradas no levantamento de campo.

5.2. SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

As SEVs foram realizadas conforme mostrado na Tabela 5.1, nos diferentes tipos de solo presentes na região resultando em cinco SEVs ao longo das ruas 8, 12 e 13.

Tabela 5.1. SEVs, tipo de solo e data.

Nome	Solo	Data
SEV R8 – DF001 e T1	Latossolo Vermelho Escuro	23/05/2017
SEV R8 – T2 e T3	Cambissolo	23/05/2017
SEV R12 – DF001 e T1	Laterita Hidromórfica	09/05/2017
SEV R12 – T2 e T3	Latossolo Vermelho-Amarelo	23/04/2017
SEV R13 – T2 e T3		09/05/2017

As cinco SEVs foram processadas pelo método de inversão utilizando-se o software SOUNDER. Os resultados de número, espessura e resistividade das camadas, além do erro são apresentados na Tabela 5.2. Apesar do erro relativamente grande, os resultados têm uma razoabilidade geológica, já que se encontra resultados similares no mundo real. Podemos observar na Figura 5.15 que o conjunto não mostra uma continuidade, o que inviabiliza a construção de uma seção geológica. Provavelmente, isso se deve a existência de variações laterais de resistividade muito grandes o que vai contra os pressupostos da SEV (variações apenas na vertical). O modelo foi muito afetado pelas variações laterais. Há muito ruído devido a variação lateral.

Os solos apresentam comportamentos geelétricos diferentes e, logo, coberturas geológicas diferentes. O cambissolo (Cd) apresenta uma grande diferenciação com uma queda pronunciada devido as suas características. Nos 5 perfis pode-se observar que, por volta dos 4m e aos 20m há uma redução na resistividade aparente, podendo estar associada as incertezas por serem pontos de embreagem, portanto, não se pode afirmar que está associado ao nível freático. Além disso, não se observou correlações entre SEVs alinhadas nas mesmas travessas.

Tabela 5.2. Número, espessura e resistividade das camadas e erro do modelo.

	Número de camadas	Espessura da camada (m)	Resistividade da camada(Ω .m)	Erro (%)
SEV1 SEV R12 – T2 e T3	4	0,1	55	58,1
		15	3.10^6	
		35	5.10^6	
		∞	7.10^6	
SEV2 SEV R12 – DF001 e T1	4	1	2	72,4
		3	8.10^2	
		45	15	
		∞	10^3	
SEV3 SEV R13 – T2 e T3	3	4	7	73.8
		50	5.10^2	
		∞	10^3	
SEV4 SEV R8 – T2 e T3	3	2,12	262	117
		2,16	2,27	
		∞	17467	
SEV5 SEV R8 – DF001 e T1	3	2,36	207	83,1
		0,236	$3,5.10^5$	
		∞	$1,9.10^5$	

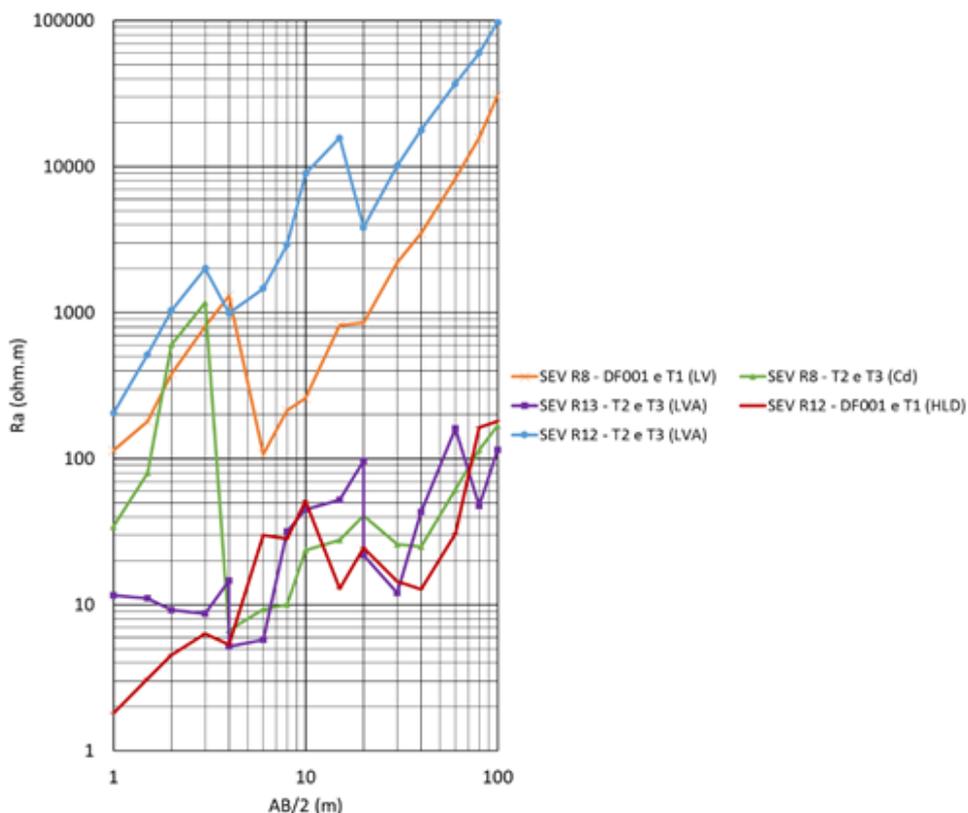


Figura 5.15. Resistividade aparente de levantamento com o arranjo de Schlumberger com espaçamento máximo AB igual a 200m sobre a área do Núcleo Rural Lago Oeste.

5.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE POÇOS

O levantamento de dados de poços realizado em conjunto com a ADASA para a obtenção de dados dos poços manuais e tubulares cadastrados, bem como perfil litológico, nível estático e dinâmico, vazão, localização, profundidade e entradas de água, envolveu a localização e organização dos dados que se encontravam em processos físicos para tabelas digitais e, posteriormente, processamento com a ferramenta de geoprocessamento ArcGIS.

Os poços cadastrados pela ADASA totalizam 593 poços (183 manuais e 410 tubulares) na área do Núcleo Rural Lago Oeste, sendo 298 desses poços (91 manuais e 207 tubulares) na bacia do Ribeirão Tortinho. Os poços cadastrados pela ADASA são mostrados na Figura 5.16, enquanto que a Figura 5.17 apresenta a espessura do domínio poroso para os poços cadastrados da ADASA que possuíam essa informação.

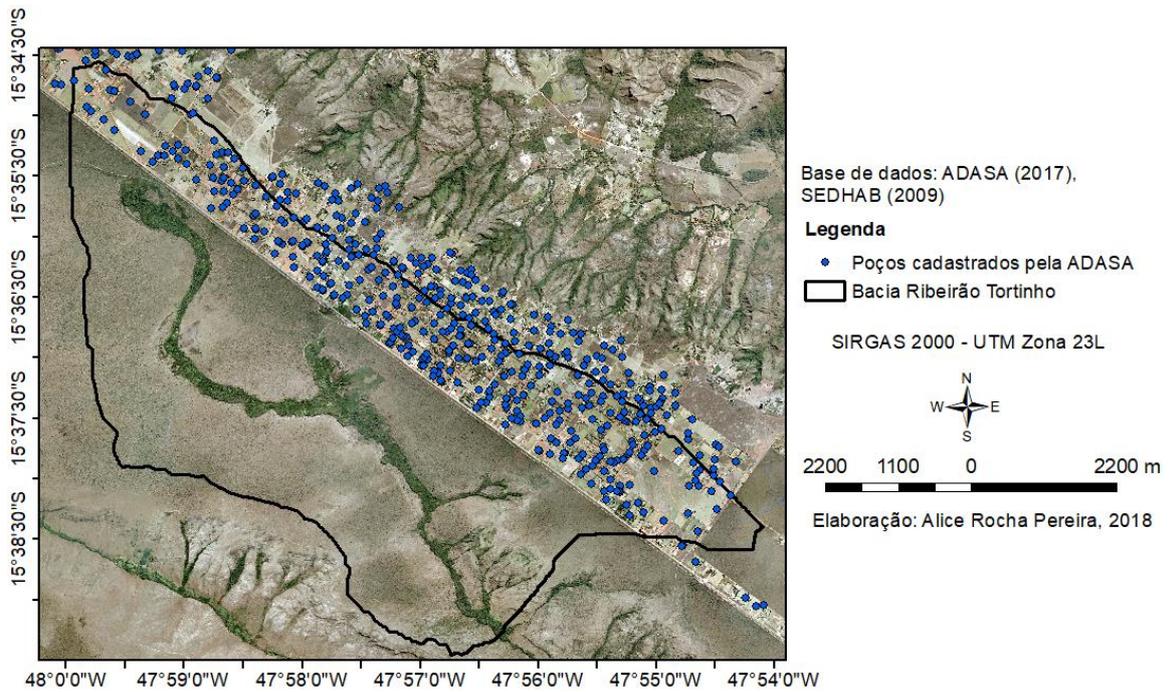


Figura 5.16. Poços outorgados pela ADASA na região do Núcleo Rural Lago Oeste.

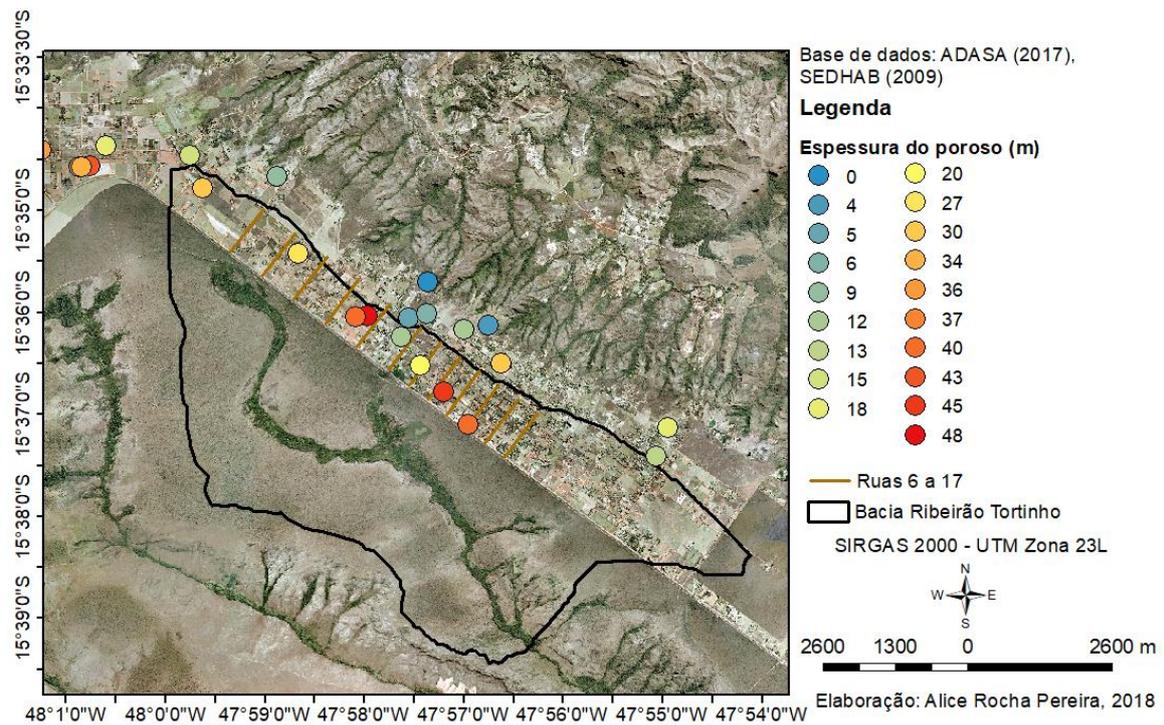


Figura 5.17. Espessura do domínio poroso avaliado em poços cadastrados com perfil litológico no Núcleo Rural Lago Oeste.

Além disso, também a partir dos dados obtidos foi realizada uma amostragem dos poços para o levantamento de nível dos poços rasos presentes na região. O levantamento de nível foi realizado em setembro e outubro de 2017.

Os valores de nível medidos no levantamento foram interpolados para a obtenção da superfície freática entre a bacia do Ribeirão Tortinho e a bacia do Maranhão, apresentada na Figura 5.18, na qual pode-se perceber que o divisor de águas subterrâneas na região é coincidente com o divisor de águas superficiais.

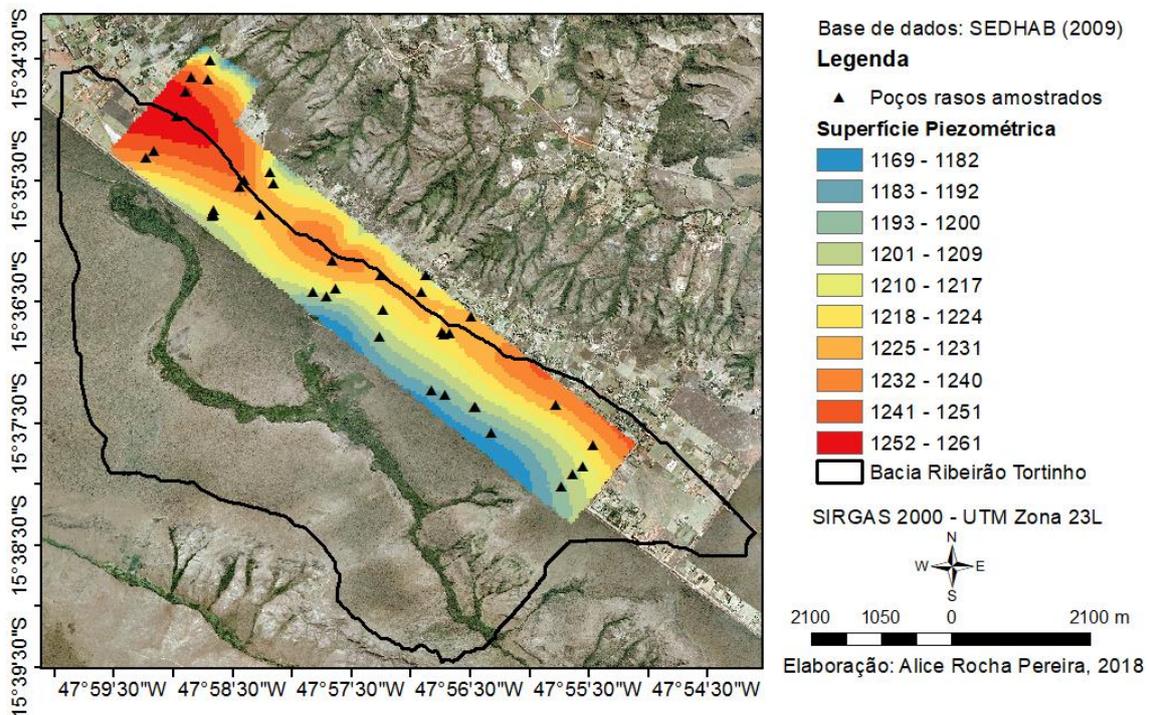


Figura 5.18. Superfície freática obtida a partir do levantamento de nível dos poços rasos do Núcleo Rural Lago Oeste.

A partir do levantamento de nível dos poços rasos também se verificou que, de um total de 49 entrevistados/ residências visitadas:

- 26 não estavam na lista de poços manuais cadastrados da ADASA, dentre eles aqueles que soterraram o poço (2), poços secos (7) e os que não permitiram a medição de nível no poço (2).
- 13 poços secos, incluindo os 3 soterrados, sendo que, 9 deles não constam na lista de poços manuais cadastrados da ADASA.
- 3 reportaram que soterraram seu poço raso (ou cisterna) pois ela havia secado e, portanto, oferecia risco aos moradores da casa, principalmente para crianças, sendo que 2 desses ainda acrescentaram que agora utilizam apenas poço profundo. Desses 3, apenas um deles se encontrava na lista da ADASA de poços manuais cadastrados.

- 3 não permitiram, de forma explícita, a medição de nível, sendo que, 2 deles relataram que a ADASA já faz isso e que ela é responsável pela medição. Dentre esses 3, 2 não constam na lista de poços manuais cadastrados da ADASA.
- 1 relatou que possuía apenas poço profundo, entretanto, está na lista de poços manuais cadastrados da ADASA
- 3 relataram que não possuíam poço raso apesar de estar na lista de poços manuais cadastrados da ADASA, sendo que, 1 deles está em um local mais parcelado do que aparece no endereçamento.
- 5 se encontravam em lotes muito mais parcelados (maior adensamento) do que no plano de ocupação do NRLO. Dentre eles, 1 não constava na lista de poços manuais da ADASA.
- 2 entrevistados comentaram que já haviam aprofundado seu poço raso para continuar usando, pois ele já havia secado. Ambos constam na lista de poços cadastrados.
- 1 entrevistado comentou que seu poço de, aproximadamente 17m, já está seco há 8 anos e ele consta na lista de poços manuais cadastrados da ADASA.

Em uma chácara visitada, que é cadastrada para poço manual, por exemplo, foram verificados 3 poços manuais em diferentes lotes dentro dessa chácara (subdivisões), sendo que, provavelmente, a outorga ou cadastro é para apenas 1 poço. Outro fator de grande importância ambiental citado por entrevistados é que, para o fechamento dos poços, algumas pessoas acabam utilizando lixo para preencher o poço, o que pode acarretar em contaminação do aquífero.

5.4. MODELAGEM COM SWAT

A simulação realizada apenas com o SWAT e sem calibração, apresentada na Figura 5.19, não representa bem a vazão observada já que, em geral, pode-se observar picos superestimados e fluxo de base subestimado, sendo assim, necessária a calibração do modelo. Essa simulação apresentou um NS de -0,05 e R^2 de 0,42.

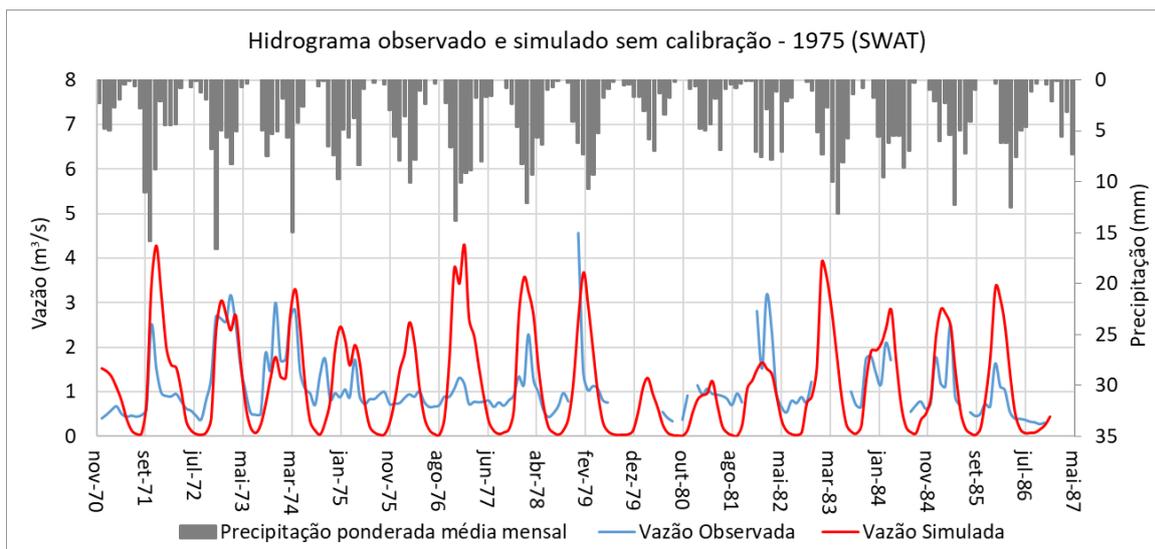


Figura 5.19. Hidrograma observado e simulado pelo SWAT sem calibração ao longo de 1971 a 1986.

Como se pode perceber no gráfico da Figura 4.18, no período de 1976 ao começo de 1978, os dados observados de vazão não possuem comportamento similar ao resto da série apresentada, portanto, como o SWAT é um modelo chuva-vazão, as calibrações e verificações envolvendo esse período poderiam ficar prejudicadas. Desta forma, foram testados vários períodos para a calibração e verificação do modelo, sendo apresentado na Tabela 5.3 os resultados de NS obtidos para cada um deles. Assim sendo, optou-se por utilizar a calibração mensal do período de 1971 a 1975 devido ao fato de que, em geral, ela representa melhor os períodos de recessão da série de dados fluviométricos e possui melhor valor de NS.

Tabela 5.3. Períodos de calibração e verificação mensais testados para o modelo e valores de NS e R^2 obtidos.

Calibração			Verificação		
Período	Nash-Sutcliffe (NS)	R^2	Período	Nash-Sutcliffe (NS)	R^2
1971 a 1975	0,47	0,47	1976 a 1986	-0,01	0,22
			1976 a 1980	-0,11	0,26
			1976 a 1978	-2,98	0,32
			1976 a 1979	-0,23	0,22
			1979 a 1984	0,28	0,38
1971 a 1978	0,37	0,37	1979 a 1984	0,06	0,37
			1979 a 1985		0,27
1975 a 1978	0,08	0,30	1971 a 1974	0,26	0,56

Desta forma, a calibração mensal do modelo adotada para a modelagem foi realizada com o SWAT-CUP para os anos de 1971 a 1975 resultando em um NS de 0,47, NS do log das vazões também igual a 0,47 e R^2 de 0,47, enquanto que a verificação foi realizada de 1979 a 1984 e resultou em um NS de 0,28, NS do log das vazões igual a -13,91 e R^2 de 0,38. De acordo com Moriasi *et al.* (2007), o valor de NS obtido para a calibração mensal e verificação apresentam uma performance insatisfatória. É importante observar que os levantamentos de dados hidrogeológicos realizados em campo e com a ADASA, por suas características, não são incorporados ao banco de dados do modelo SWAT, mas sim ao banco de dados do MODFLOW.

Ao longo do processo de calibração foi observado que a interface do SWAT-CUP, para os parâmetros calibrados pelo método multiplicativo, libera apenas um valor ajustado, porém, quando se compara os arquivos de *backup* com os arquivos da calibração realizada pode-se observar que os parâmetros apresentam valores diferentes daqueles dados na interface. Assim sendo, os valores dos parâmetros foram recalculados e, no caso dos parâmetros .sol, foi considerada cada camada de solo já que o valor multiplicado é diferenciado por camada. A Tabela 5.4 apresenta os parâmetros, método utilizado e valores ajustados para cada um dos parâmetros para a bacia do Ribeirão Tortinho mediante calibração com a interface SWAT-CUP.

Apesar da análise de sensibilidade mostrar que o modelo não é sensível aos parâmetros SOL_K, ESCO, GW_DELAY, CN2, RCHRG_DP, SHALLST, SOL_BD, OV_N, ANION_EXCL e GW_REVAP pode-se observar piores resultados quando se calibra sem eles.

A Figura 5.20 mostra o resultado da simulação realizada apenas com o modelo SWAT utilizando-se os parâmetros obtidos na calibração mensal com o uso e cobertura do solo de 1975 (Tabela 5.4).

Tabela 5.4. Parâmetros, métodos e valores da calibração para a bacia do Ribeirão Tortinho.		
Parâmetros	Método	Valor ajustado
SOL_K(..).sol	multiplicativo	C1 0,798291
		C2 0,798295
		C3 0,798272
SOL_AWC.sol	multiplicativo	C1 0,5000
		C2 0,35714
		C3 0,35714
SOL_BD(..).sol	multiplicativo	C1 0,7647
		C2 0,044444
		C3 0,044444
DEEPST.gw	substitutivo	11,506059
GW_REVAP.gw	substitutivo	0,095693
GWHT.gw	substitutivo	23,260632
RCHRG_DP.gw	substitutivo	0,025368
GW_DELAY.gw	aditivo	199,2217
GWQMN.gw	substitutivo	1073,5846
REVAPMN.gw	substitutivo	191,94324
SHALLST.gw	substitutivo	3593,0432
ESCO.hru	substitutivo	0,910349
EPCO.bsn	substitutivo	0,241715
ANION_EXCL.sol	multiplicativo	0,56944
CN2.mgt	multiplicativo	0,191147
SURLAG.bsn	substitutivo	4,718503
OV_N.hru	multiplicativo	0,6454067

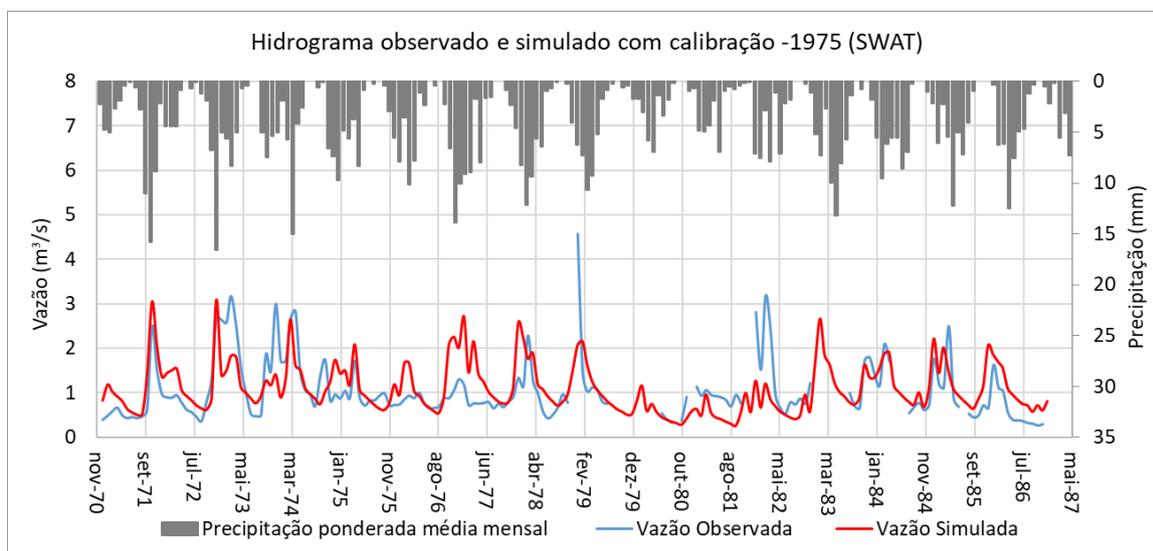


Figura 5.20. Hidrograma observado e simulado calibrado pelo SWAT com calibração ao longo de 1971 a 1986.

As Figura 5.21 (a) e (b) apresentam para o período de 2008 a 2013, respectivamente, a vazão simulada pelo SWAT sem calibração e a vazão simulada pelo SWAT com a calibração

utilizando-se o cenário de uso e cobertura do solo de 2013. Para o cenário de 2013 foram inseridos os mesmos 13 exutórios, o que resultou em 366 HRUs.

Comparando-se os resultados do cenário de 1975 e 2013 calibrados, para o período de 2008 a 2018, é possível perceber que a urbanização da bacia e seus efeitos que englobam 21,6% da bacia, considerando as classes de pasto/vegetação rasteira, solo exposto, via pavimentada, olericultura, via não pavimentada, área urbanizada de baixa densidade e reflorestamento de eucalipto, não influenciou significativamente no hidrograma simulado Figura 5.22.

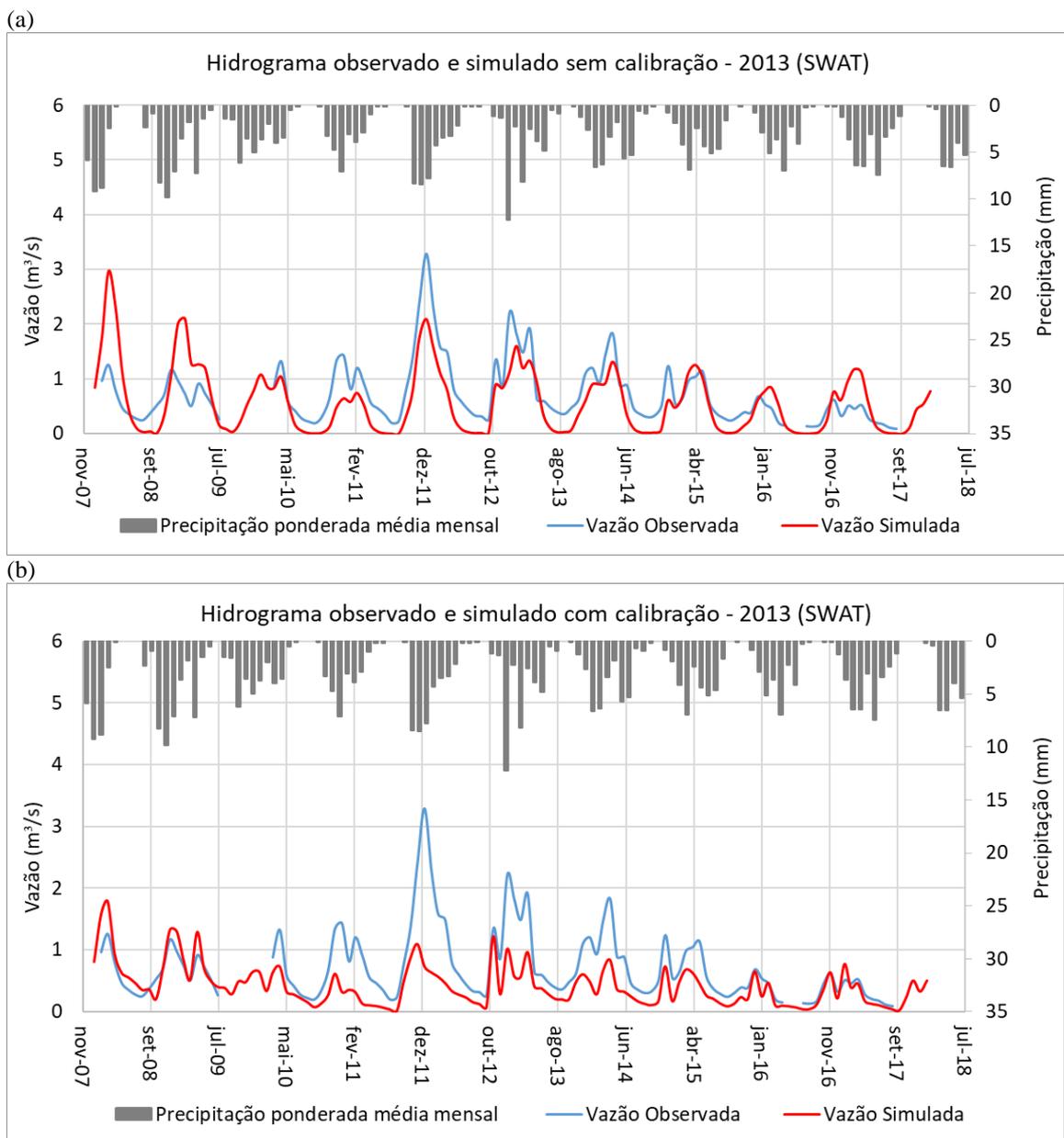


Figura 5.21. Hidrograma observado e simulado pelo SWAT (a) sem calibração e (b) com calibração para o cenário de 2013.

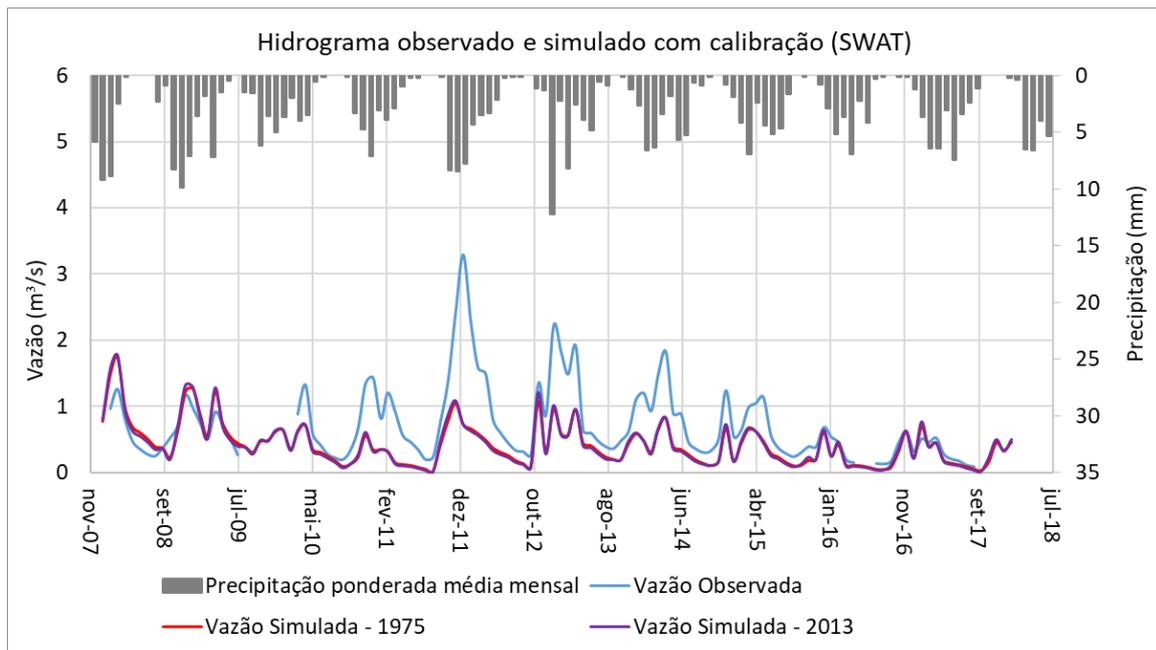


Figura 5.22. Hidrograma observado e simulado com calibração para os uso e cobertura do solo relativos aos anos de 1975 e 2013.

5.5. MODELAGEM COM O SWAT-MODFLOW

5.5.1. Modelo conceitual

O modelo conceitual utilizado no modelo acoplado SWAT-MODFLOW foi construído com duas camadas geológicas (domínio poroso e fraturado) que incorpora duas camadas numéricas no domínio poroso e cinco camadas numéricas no domínio fraturado. Essas camadas foram definidas a partir do modelo digital de elevação e dos dados de perfil litológico dos poços da região, fornecidos pela ADASA, de forma que a primeira camada do domínio poroso foi delimitada pelo modelo digital de elevação da superfície e pelo modelo digital de elevação em uma distância média entre a superfície e a rocha e a segunda camada do poroso se estendeu até a rocha.

Já no domínio fraturado, a primeira até a quarta camada foram formadas a partir do modelo digital de elevação do topo da rocha acrescido de 20, 40, 60 e 80m em profundidade, enquanto que a quinta camada do domínio fraturado foi considerada com elevação constante de forma que, logo abaixo do rio, essa camada possuísse 10m de espessura, portanto, a quinta camada possui espessura variável. As dimensões horizontais adotadas para a célula da grade do MODFLOW foi de 50m, gerando uma grade de 181 linhas e 210 colunas, necessárias

para que o modelo não apresentasse problemas de convergência. A Figura 5.23 mostra a grade de células de diferenças finitas gerada.

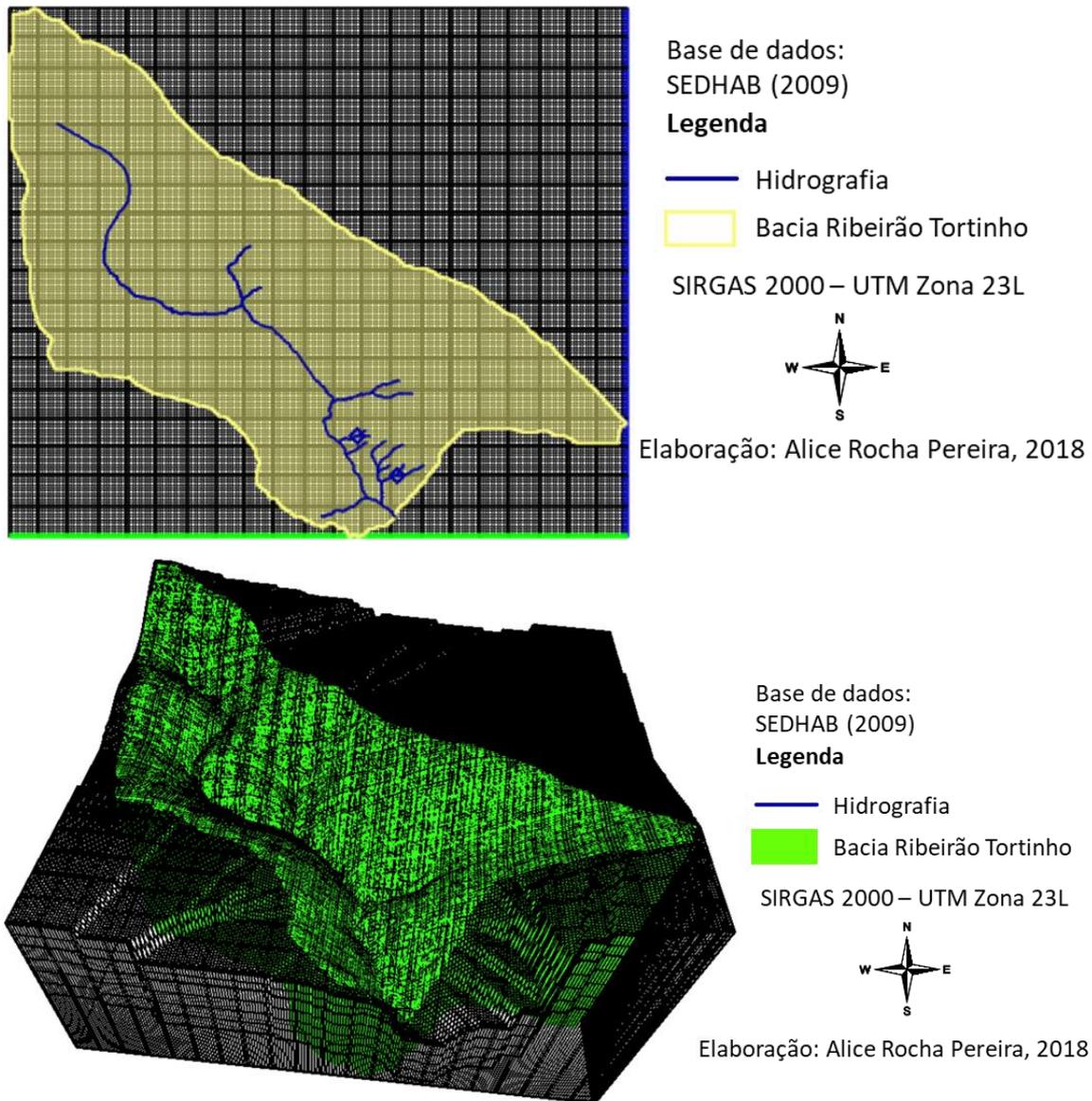


Figura 5.23. Malha de diferenças finitas com célula de 50m para o modelo conceitual da área de estudo.

Como não há dados de poços no Parque Nacional de Brasília (PNB), assumiu-se que a profundidade do domínio poroso abaixo do Ribeirão Tortinho é de 0,5m e, os valores de espessura do poroso do NRLO, mostrados anteriormente na Figura 5.17, foram espelhados para o PNB, resultando em um modelo digital de elevação da superfície da rocha e obtenção da espessura do domínio poroso, mostrada na Figura 5.24, em toda área de estudo.

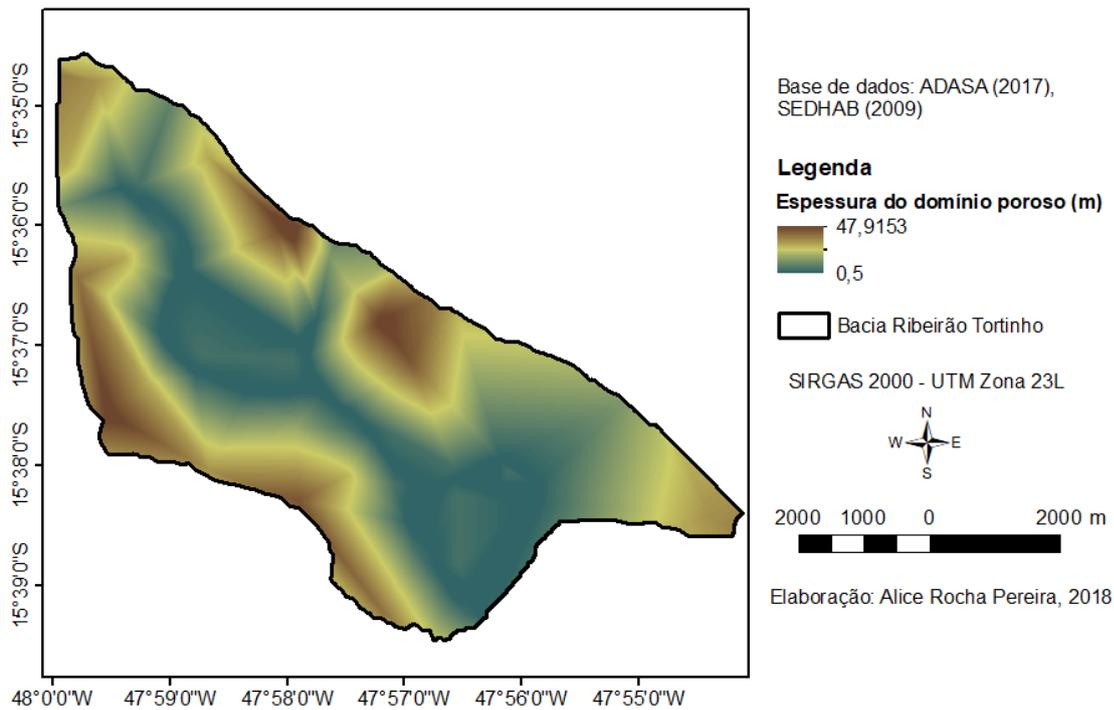


Figura 5.24. Espessura do domínio poroso adotada para a bacia do Ribeirão Tortinho.

No modelo conceitual também foi considerada a direção e o ângulo de mergulho (35°) da Unidade Quartzito Médio (MNPpq3), com base no Mapa Geológico do Distrito Federal (Freitas-Silva e Campos, 1998), mostrado na Figura 5.25, e o mergulho médio das fraturas medido em campo (60°), conforme mostrado na Figura 5.14.

A condição de contorno de Neumann, na qual assume-se que o fluxo de água subterrâneo é nulo no divisor de águas da bacia é razoável neste estudo, além de ter sido reforçada pelo levantamento de nível dos poços rasos em campo, no qual se verificou que o divisor de águas superficiais coincide com o divisor de águas subterrâneo. Já a condição de Dirichlet, na qual a carga é conhecida, mostra-se de certa forma inviável para esse estudo, visto que a simulação de uma área mais extensa, envolvendo a chapada da Contagem, seria mais complexa porque as condições de carga devem ser conhecidas, como apresentado na Figura 5.26.

Há dificuldades evidentes para a modelagem da parte da vertente bacia do Maranhão também devido à falta de dados de vazão, entretanto, sugere-se que se modele todo o platô incluindo os poços da região pois pode haver mudança no divisor de águas subterrânea. Para isso, será necessária a instalação de pontos de monitoramento de vazão ao longo da vertente.

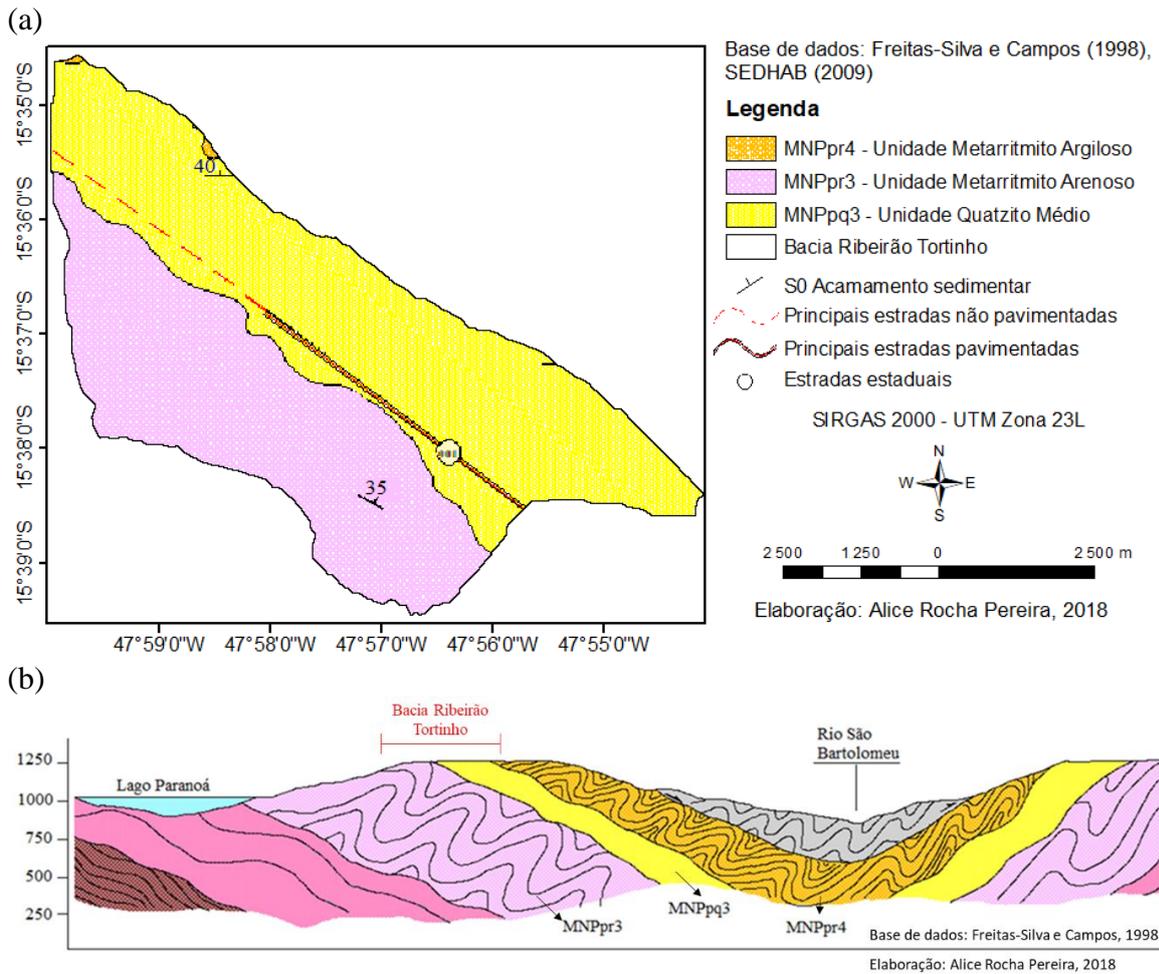


Figura 5.25. Mapa Geológico (a) para a bacia do Ribeirão Tortinho e (b) corte transversal passando pela bacia do Ribeirão Tortinho (Freitas-Silva e Campos, 1998 - modificado).



Figura 5.26. Condições de contorno possíveis para o modelo conceitual.

5.5.2. Parâmetros e calibração

A calibração do modelo acoplado SWAT-MODFLOW foi realizada de forma manual, ajustando-se os parâmetros de condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), produção específica

(S_y), a relação K_h/K_v , o armazenamento específico (S_s), a carga hidráulica inicial e a condutividade hidráulica do leito do rio.

Os parâmetros K_{sat} , S_y , K_h/K_v e S_s foram definidos para as diferentes camadas geológicas e numéricas do modelo conceitual. A carga hidráulica inicial, de 14,96m, foi definida com base na média do nível medido pela ADASA no poço de monitoramento número 16, que se encontra na área do Núcleo Rural Lago Oeste para período semelhante ao período de início da simulação (início do ano – época de chuva) e a condutividade hidráulica do leito do rio foi definida como 0,01m/d.

As fraturas foram consideradas apenas para as camadas do fraturado, exceto a última camada, com K_{sat} reduzido. Foram simulados cenários com as fraturas assumindo 10 e 100 vezes o valor de K_{sat} da unidade Q3, sendo considerado um valor de S_y 1,2 vezes maior que da unidade Q3 para os dois casos.

A Tabela 5.5 mostra um resumo dos parâmetros calibrados manualmente utilizados no modelo acoplado SWAT-MODFLOW.

Devido às dificuldades encontradas no processo de ajuste por meio da calibração manual do modelo acoplado SWAT-MODFLOW, a incerteza com relação aos parâmetros selecionados como ótimos é grande e, portanto, é possível que os valores obtidos para o parâmetro de condutividade hidráulica estejam baixos.

A calibração manual do modelo acoplado SWAT-MODFLOW para o período de 1971 a 1975 resultou em um NS de 0,42, um NS do log das vazões igual a 0,50 e R^2 de 0,49, enquanto que a verificação, realizada de 1979 a 1984, resultou em um NS de 0,35 e NS do log das vazões igual a -0,83 apresentando melhora em comparação ao resultado da calibração aplicando-se apenas o modelo SWAT no que diz respeito aos períodos de recessão, entretanto, segundo Moriasi (2007), o modelo continua insatisfatório. A Figura 5.27 apresenta as vazões simuladas e calibradas e o fluxo de base para os períodos de 1975 a 1986 e 2008 a 2018.

Tabela 5.5. Parâmetros utilizados no modelo acoplado Swat-MODFLOW.

Camadas		Solo/ Unidade	Condutividade de Hidráulica Saturada - Ksat (m/dia)	Produção específica - Sy (adimensional)	Relação Kh/Kv	Armazenam ento específico – Ss (1/m)
Geológica s	Numérica s					
Poroso	1 e 2	LV e LVA	3,2220	0,089	0,1	5x10 ⁻⁴
		CX	0,5184	0,01		
		FX	0,8989	0,01		
		GX	0,0500	0,01		
Fraturado	3, 4, 5 e 6	R4	2,45x10 ⁻³	0,014	1	5x10 ⁻⁵
		R3	4,1550x10 ⁻²	0,12		
		Q3	7,2713x10 ⁻²	0,107		
	7	-	10 ⁻⁵	Igual ao das camadas 3, 4, 5 e 6		
Carga Hidráulica Inicial: 14.96m Condutividade hidráulica do leito do rio: 0.01m/d						
Fraturas						
Fraturado	3, 4, 5 e 6	Q3	Cenário 1: 0,72713 Cenário 2: 7,2713 Cenário 3: 72,713	0,1284	-	-

(a)

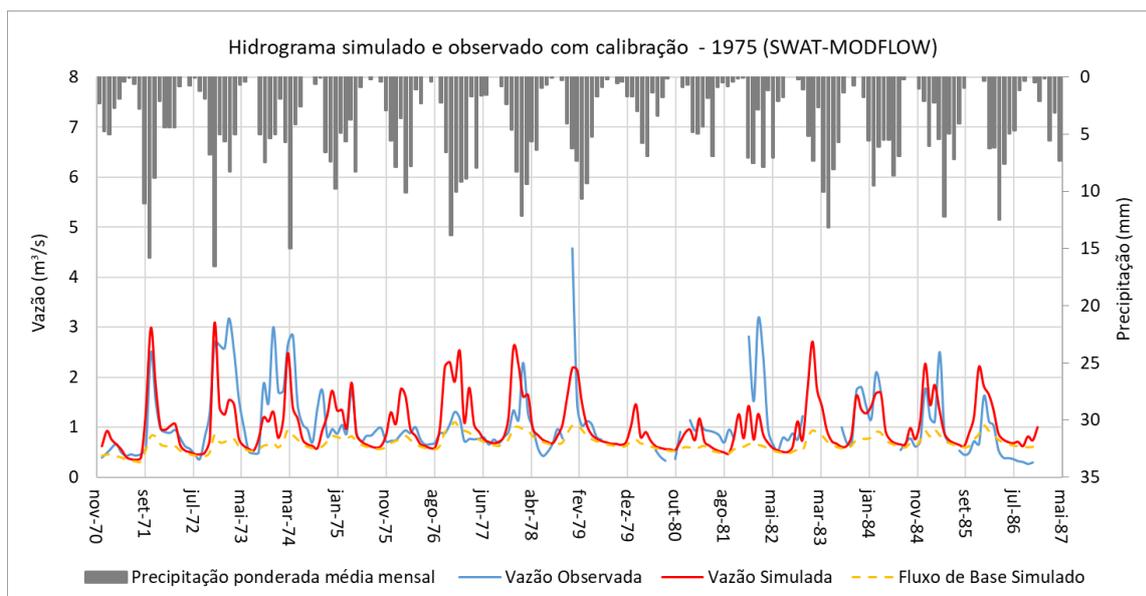


Figura 5.27. Hidrograma observado e simulado com calibração e fluxo de base para o modelo acoplado SWAT-MODFLOW durante o período de (a) 1971 a 1986 e (b) 2008 a 2018 sem fraturas.

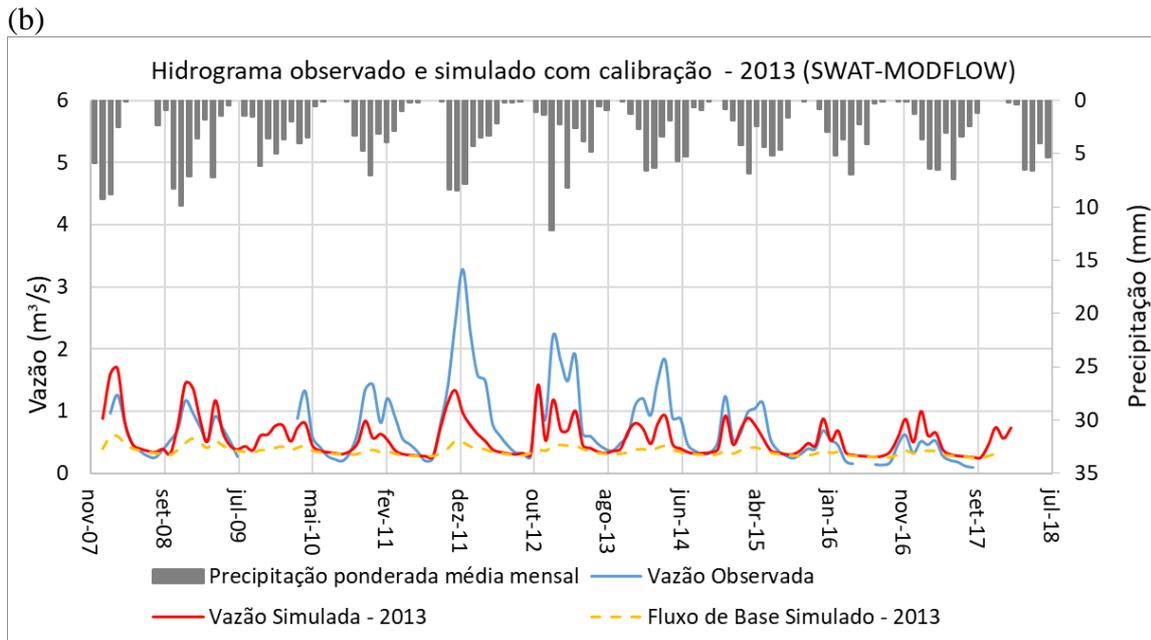


Figura 5.27. Hidrograma observado e simulado com calibração e fluxo de base para o modelo acoplado SWAT-MODFLOW durante o período de (a) 1971 a 1986 e (b) 2008 a 2018 sem fraturas.

5.5.3. Cenários

Os cenários foram simulados para os usos e ocupação do solo de 1975 e 2013, além de também terem sido considerados os fatores fraturamento e retirada de águas subterrâneas, portanto, neste tópico, os cenários abordados foram subdivididos em função da simulação com fraturas e com poços.

5.5.3.1. Cénarios com fraturas

Para a simulação do cenário com fraturas, foi necessária a confecção de *rasters* que incluíssem as fraturas na bacia e suas características. Desta maneira, as fraturas foram inseridas na unidade Q3 (Quartzito médio), como mostra a Figura 5.28, e foi atribuído a elas um K_{sat} 10 vezes maior que o K_{sat} da unidade Q3, em um primeiro cenário, representadas na primeira camada numérica do domínio fraturado. Já em um segundo cenário, atribuiu-se um K_{sat} 100 vezes maior que o K_{sat} da unidade Q3 para verificar a influência dessas fraturas na resposta do aquífero. Nesses dois cenários adotou-se que as fraturas possuem S_y igual a 1,2 vezes o S_y da unidade Q3.

A simulação dos cenários com as fraturas com 10x e com 100x a condutividade da unidade Q3 no domínio fraturado não apresentou diferenças/mudanças significativas, como se pode

ver nas Figura 5.29 e Figura 5.30. Ao simular o cenário com as fraturas com Ksat 1000x maior que a condutividade da unidade Q3 no domínio fraturado também não foram observadas diferenças significativas no fluxo, entretanto, o modelo apresentou erro de convergência e não concluiu a simulação para todo o período.

O número de fraturas consideradas pode ter sido pequeno para representar o fraturamento, além de se ter considerado a permeabilidade para o fluxo em meio intergranular em vez de ser por fraturas. Dessa maneira, provavelmente, as considerações feitas foram insuficientes para representar uma alteração significativa na direção do fluxo devido às fraturas. A prévia calibração de Ksat para o Q3 também pode ter reduzido a interferência das fraturas ao permitir fluxo mais livre pelo maciço.

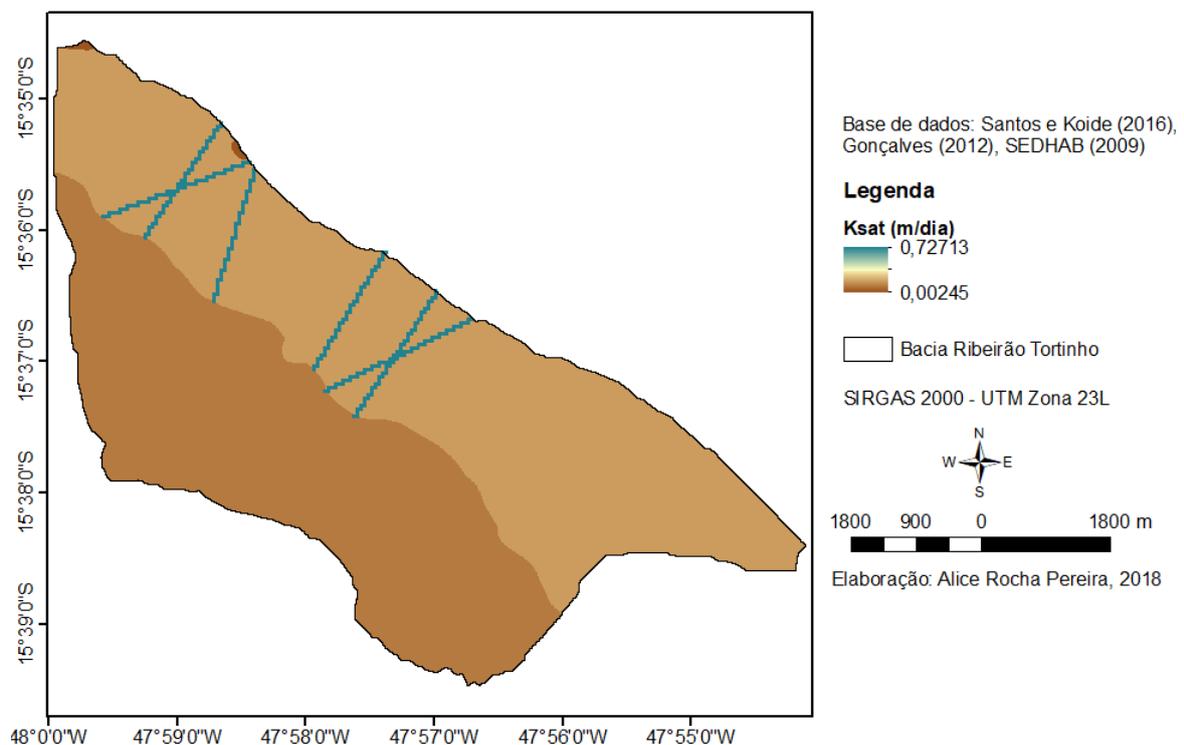


Figura 5.28. Valores de condutividade hidráulica saturada (Ksat) para a primeira camada do domínio fraturado, apresentando fraturas com Ksat 10 vezes maior que o Q3.

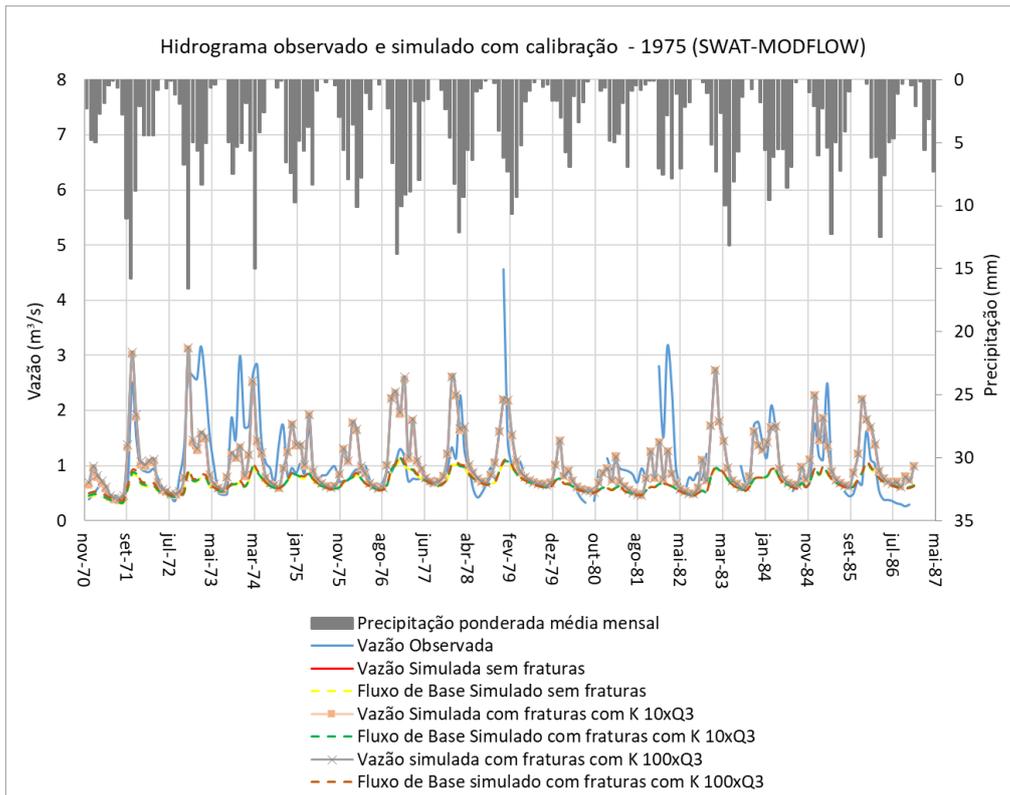


Figura 5.29. Hidrograma observado e simulado com calibração para o modelo sem fraturas, com fraturas com 10 e 100 vezes o Ksat de Q3.

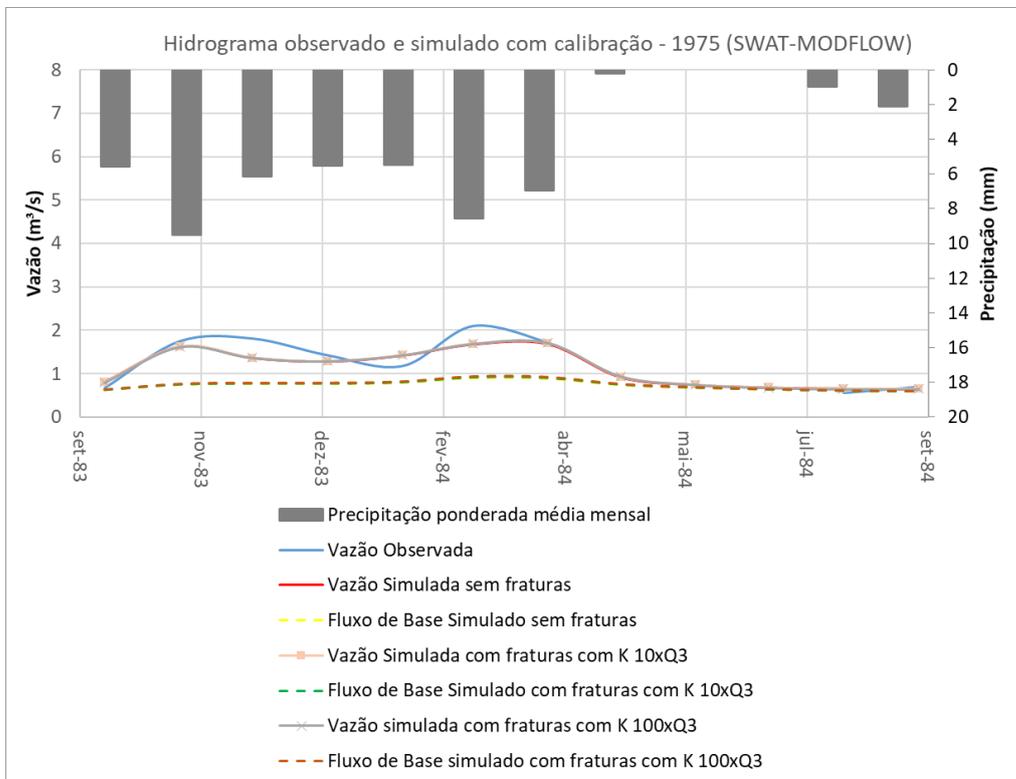


Figura 5.30. Hidrograma observado e simulado com calibração para o modelo sem fraturas, com fraturas com 10 e 100 vezes o Ksat de Q3 para o período de outubro de 1983 a setembro de 1984.

5.5.3.2. Cenários com poços

A simulação dos cenários com poços envolveu a avaliação das informações de poços cadastrados fornecidas pela ADASA, quanto a quantidade e tipo dos poços, além da vazão e tempo de bombeamento correspondente.

Ao analisar os dados dos poços cadastrados, observou-se que a profundidade de alguns poços não correspondia ao seu tipo, logo, esses poços foram reclassificados quanto à sua profundidade. Poços indicados como manuais e com profundidade superior que 40m foram reclassificados como tubulares, ao passo que, conforme apresentado nos resultados de levantamento de nível no item 5.3, a profundidade máxima do domínio poroso na região se encontra nessa faixa de valor. Aspectos construtivos, como o diâmetro do poço, escavação e revestimento, não foram considerados para a reclassificação dos poços devido à ausência de informação. Assim sendo, a bacia do Ribeirão Tortinho conta com 298 poços, sendo 91 poços manuais e 207 poços tubulares, segundo os dados de poços cadastrados fornecidos pela ADASA.

Com relação aos poços manuais, foram alteradas as vazões superiores à produção média do aquífero poroso, de $800\text{m}^3/\text{d}$ (Freitas-Silva e Campos, 1998). Em todos os casos de cenários com poços foram retirados os poços que se encontravam muito próximos ao divisor de águas superficiais, entre a bacia do Ribeirão Tortinho e a bacia do Maranhão. Esse procedimento foi realizado para permitir que houvesse convergência do modelo. Inicialmente, ao executar o modelo com todos os poços manuais, o processamento foi interrompido devido ao secamento de poços no domínio poroso e, por conseguinte, erro de convergência. Isso ocorreu em função do pequeno número de camadas na vertical. Dessa forma, para realizar a simulação com os poços manuais seria necessário aumentar o número de camadas no domínio poroso, o que requer maior esforço computacional. Nesse caso, recomenda-se inicialmente a tentativa de 4 camadas numéricas no domínio poroso. Entretanto, optou-se por não sacrificar a resolução da malha xy para que fosse possível incluir as fraturas na modelagem.

Na simulação do cenário com os poços manuais e tubulares cadastrados pela ADASA, foi necessária a retirada de 65 poços para que o modelo convergisse. Os poços retirados incluíam poços que se encontravam próximos ao divisor de águas superficiais e poços com vazões

maiores que a vazão de produção média para o domínio poroso. Esse cenário ficou com um total de 233 poços dentre manuais e tubulares. A vazão retirada por esses 65 poços corresponde a 55,5% da vazão total prevista para os 298 poços outorgados na bacia.

Em seguida, o cenário de poços cadastrados pela ADASA foi simulado com todos os poços da região considerados como tubulares. Dessa maneira, foi necessária a retirada de 49 poços localizados nas proximidades do divisor de águas superficiais para que o modelo convergisse. Nesse cenário a região contou com um total de 249 poços tubulares. A vazão que seria retirada por esses 49 poços corresponde a 16,6% da vazão total prevista para os 298 poços cadastrados na bacia.

Na Figura 5.31 é possível observar que esses dois cenários, considerando 233 poços manuais e tubulares e 249 poços tubulares, não apresentam diferenças significativas no hidrograma resultante, bem como em relação ao cenário sem poços. Isso se deve ao fato de que a vazão dos poços retirados representa, em média 0,7 e 2,4% da média mensal da vazão observada, respectivamente, para o cenário com poços manuais e tubulares e para o cenário com poços tubulares. Assim sendo, a configuração com poços 249 poços tubulares foi adotada também para os cenários seguintes.

O cenário 1, com 249 poços tubulares, também foi utilizado com as fraturas com 10 vezes a condutividade hidráulica de Q3, o qual também não apresentou diferenças significativas com relação ao cenário sem fraturas e com os mesmo poços, como mostrado na Figura 5.32. Além disso, é necessário destacar que, na área do Núcleo Rural Lago Oeste, os poços são bem distribuídos ao longo da área, ao passo que não houve uma tendência a se colocar os poços sobre as fraturas durante a ocupação da região. Esse fato também corrobora para que as simulações não possuam diferenças expressivas.

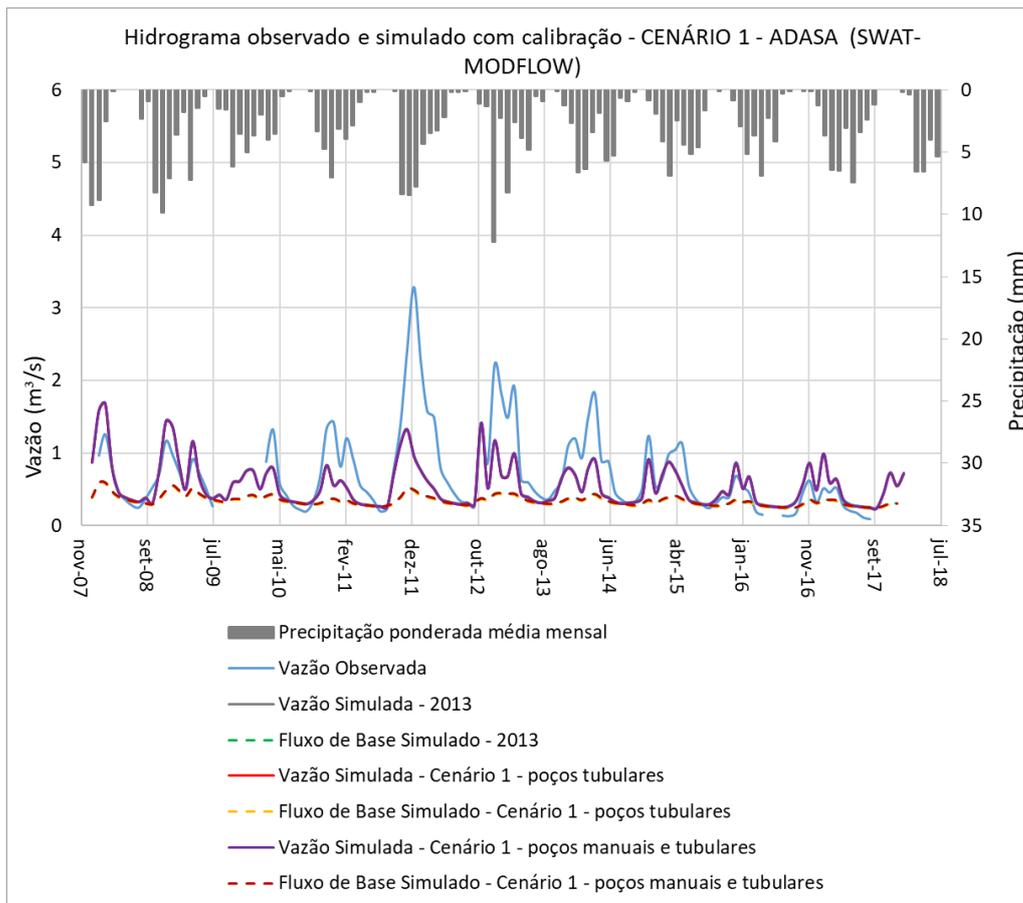


Figura 5.31. Hidrograma observado e simulado calibrado para o modelo sem poços, com 249 poços tubulares e com 233 poços manuais e tubulares.

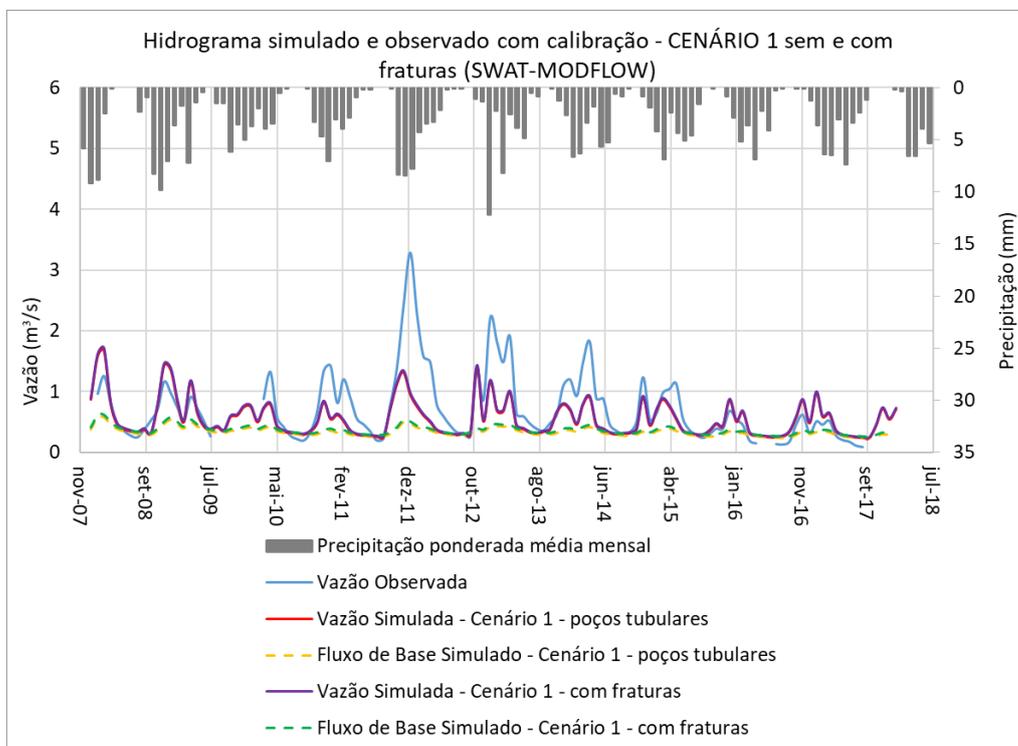


Figura 5.32. Hidrograma observado e simulado com calibração para o cenário 1 com o modelo sem fraturas e com fraturas.

Nos cenários sem poços e com poços cadastrados pela ADASA pode-se observar que as vazões simuladas já ficaram menores que as vazões observadas. Comparando-se a vazão específica da bacia do Ribeirão Tortinho com a vazão específica da bacia do Rodeador, (bacia próxima e com características hidrogeológicas semelhantes) para os períodos de recessão (junho a setembro) nos anos de 1978 a 1988 (período ainda com poucas atividades antrópicas nas duas bacias) verificou-se valores em torno de 45% maiores para a vazão específica do Ribeirão Tortinho. Tal discrepância pode ser resultado dos problemas relatados pela CAESB citados anteriormente (item 4.4.2) e indicando a necessidade de melhorar as medições fluviométricas.

Os cenários seguintes, 2 e 3, foram delineados com o intuito de analisar o possível impacto de um maior fracionamento das chácaras e consumo de água sobre o fluxo de base de forma mais próxima à situação que pode estar acontecendo na região conforme constatado pelo levantamento realizado em campo. No entanto, com relação as vazões exploradas, não há como inferir os valores corretos uma vez que não há medições.

O cenário 2, com poços tubulares, consistiu em dobrar a quantidade de poços tubulares na região e estimar a maior taxa de bombeamento possível para o aquífero conforme o modelo conceitual utilizado e a vazão média de produção para o aquífero fraturado, de 12000L/h, valor indicado por Freitas-Silva e Campos (1998), resultando em 496 poços tubulares e 7h de bombeamento por dia.

A Figura 5.33 apresenta o rebaixamento provocado no hidrograma na simulação do cenário 2 com 496 poços tubulares e 84m³/d por poço, junto com o cenário 1, com 249 poços tubulares, com vazão e taxa de bombeamento cadastrados pela ADASA.

Já o cenário 3 consistiu em quadruplicar a quantidade de poços tubulares na região e estimar a maior taxa de bombeamento possível para o aquífero conforme o modelo conceitual utilizado e a vazão média de produção para o aquífero fraturado, de 12000L/h de acordo com (Freitas-Silva e Campos, 1998), o que resultou em um total de 998 poços tubulares, quantidade escolhida por se aproximar a quantidade de chácaras na região do Núcleo Rural Lago Oeste, 1350 chácaras (Netto, 2005), e uma frequência de bombeamento de 3,5horas por dia.

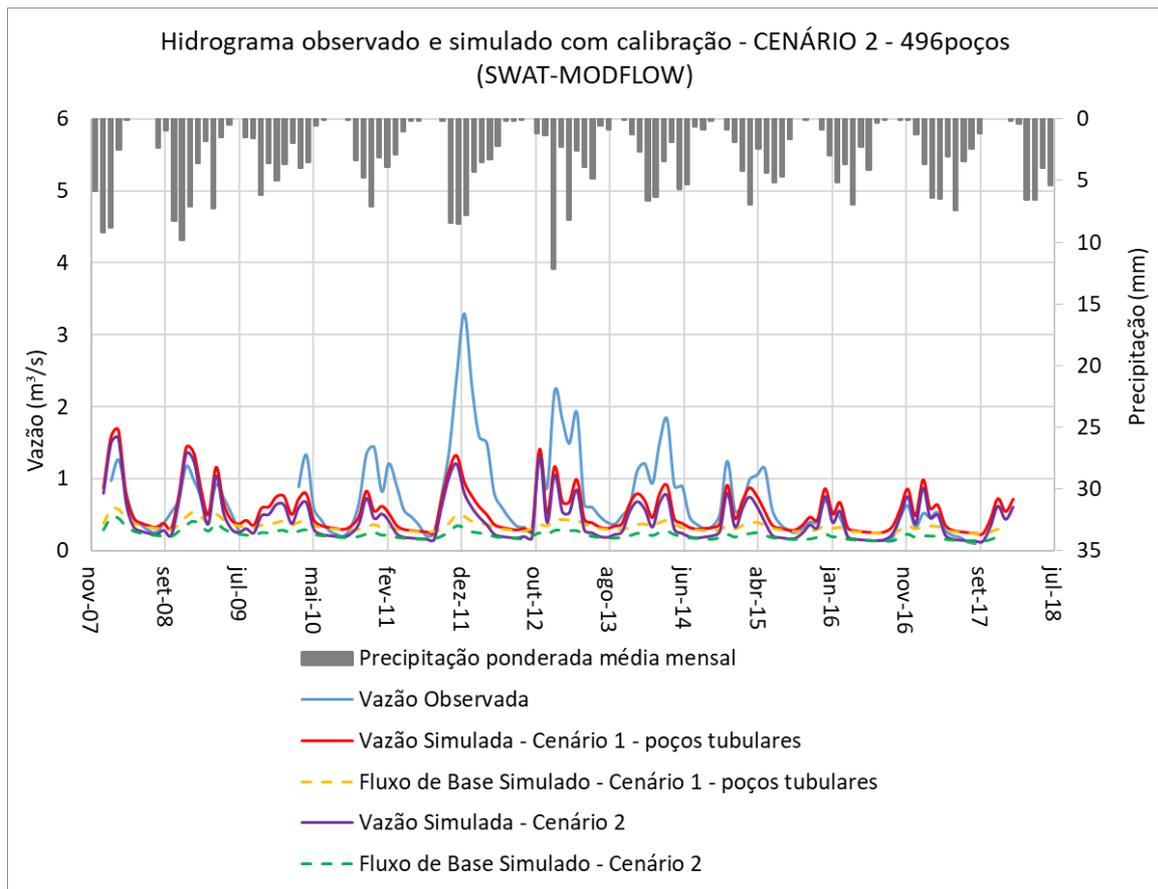


Figura 5.33. Hidrograma observado e simulado com calibração para os cenários 1 e 2.

A Figura 5.34. apresenta o rebaixamento provocado no hidrograma na simulação do cenário 3, com 998 poços tubulares e $42\text{m}^3/\text{d}$ por poço, junto com o cenário 1, com 249 poços tubulares, com vazão e taxa de bombeamento cadastrados pela ADASA.

A comparação entre a vazão observada média do Ribeirão Tortinho e a vazão total extraída pelos cenários 1, 2 e 3 ao longo dos anos hidrológicos de 1971 a 2017 é apresentada na Figura 5.35. A vazão total extraída no cenário 1 atingiu um percentual máximo de 6,3% da vazão do Ribeirão Tortinho e mínimo de 0,6%. Já para os cenários 2 e 3 obteve-se um percentual máximo de 146,7% da vazão média observada do Ribeirão Tortinho e mínimo de 13,3%. O percentual máximo ocorreu para o ano hidrológico de outubro de 2016 a setembro de 2017, enquanto que o mínimo ocorreu para outubro de 2006 a setembro de 2007.

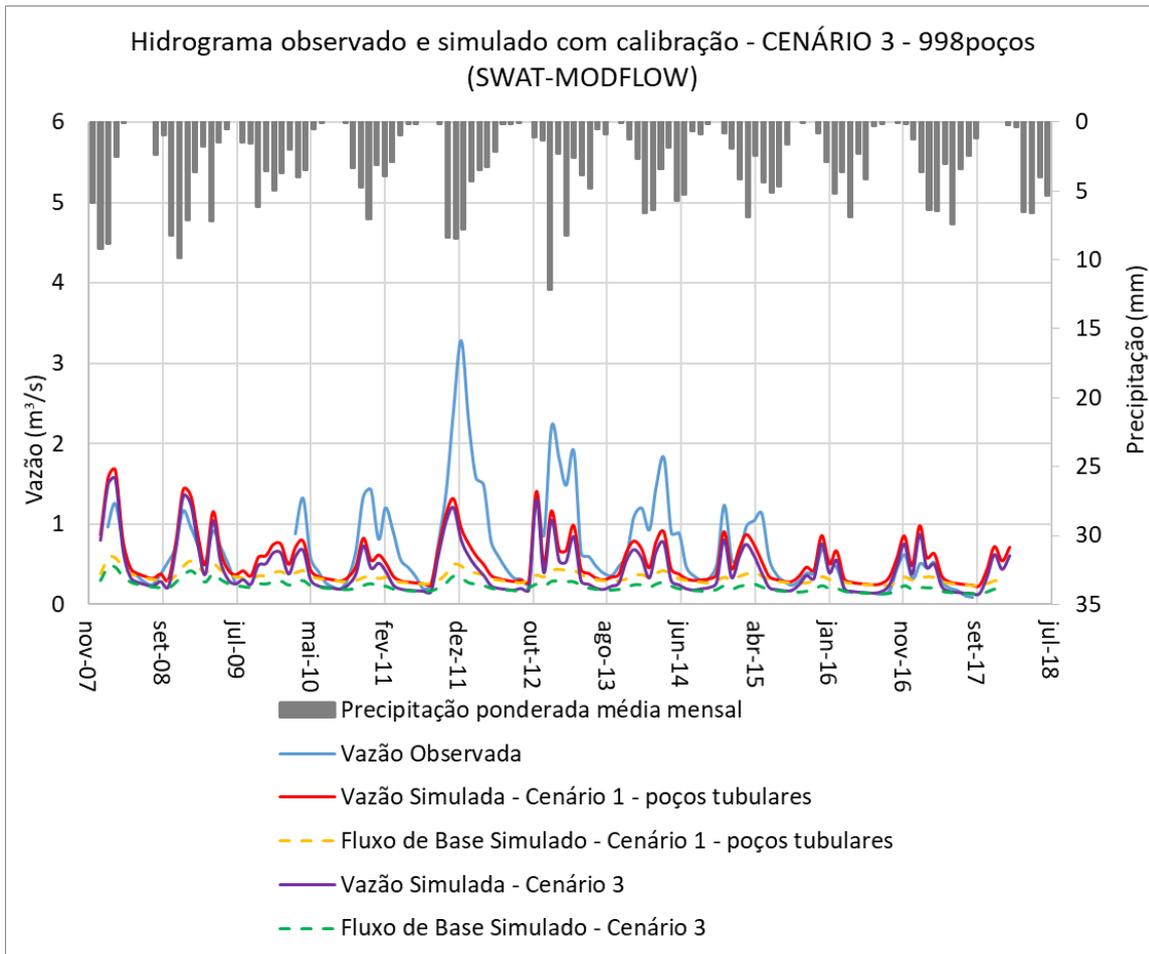


Figura 5.34. Hidrograma observado e simulado com calibração para os cenários 1 e 3.

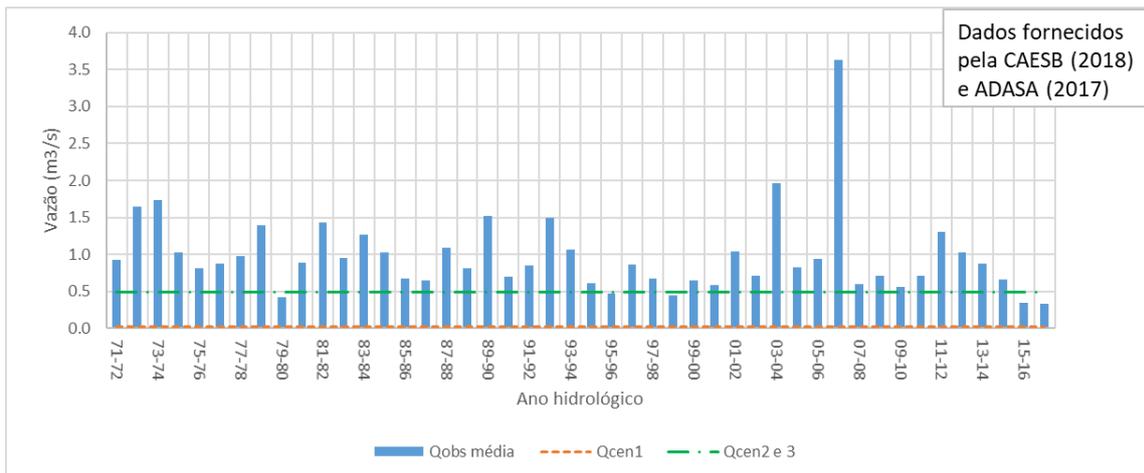


Figura 5.35. Gráfico de vazão observada média do Ribeirão Tortinho e vazão total extraída nos cenários 1, 2 e 3.

A Tabela 5.6 apresenta o volume total de fluxo de base ao longo dos anos hidrológicos para a simulação sem fraturas e sem poços e os valores obtidos para os cenários 1, 2 e 3, sendo possível observar uma redução do volume do fluxo de base simulado ao longo do período

simulado. A inserção dos poços para a retirada de águas subterrâneas nos cenários simulados também contribui significativamente para a redução do volume total de fluxo de base por ano.

Tabela 5.6. Volume total anual de fluxo de base simulado.

Ano Hidrológico	Fluxo de base acumulado anual (mm/ano)			
	sem fratura	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
out/08 a set/09	508,47	308,52	223,93	223,77
out/09 a set/10	434,49	272,68	188,03	187,71
out/10 a set/11	353,35	228,58	153,04	152,70
out/11 a set/12	383,53	274,96	181,31	180,94
out/12 a set/13	370,00	276,71	181,22	180,66
out/13 a set/14	341,05	259,36	166,43	165,76
out/14 a set/15	314,69	245,88	155,13	154,33
out/15 a set/16	269,65	213,22	131,15	130,35
out/16 a set/17	274,16	222,38	136,26	135,39

Comparando-se o fluxo de base dos cenários 1, 2 e 3 com o fluxo de base simulado sem fraturas e sem poços observa-se, na Tabela 5.7., que a diminuição percentual média do fluxo de base para o cenário 1 foi maior no ano hidrológico de outubro de 2008 a setembro de 2009 com um valor de 39% e menor no ano hidrológico de outubro de 2016 a setembro de 2017 com um rebaixamento médio percentual de 19%. Os cenários 2 e 3 apresentaram maior diminuição percentual no ano hidrológico de outubro de 2009 a setembro de 2010, com aproximadamente 57% de redução no fluxo de base.

Na Tabela 5.7. também é apresentada a porcentagem da vazão escoada que essa diminuição no fluxo de base representa em cada um dos cenários quando comparado com a simulação sem fraturas e sem poços. Para o cenário 1, no ano hidrológico de outubro de 2009 a setembro de 2010, a diminuição fluxo de base causada pelo bombeamento de água subterrânea pelos poços representa 29% da vazão escoada na bacia e para o ano hidrológico de outubro de 2016 a setembro de 2017 a diminuição do fluxo de base correspondeu a 13% da vazão escoada, sendo o menor valor dentre os anos simulados. Já para os cenários 2 e 3 o fluxo de base correspondeu a maior porcentagem da vazão escoada para o ano hidrológico de outubro de 2010 a setembro de 2011, sendo igual a 46%, respectivamente, enquanto que a menor porcentagem se deu para o ano hidrológico de outubro de 2016 a setembro de 2017, de 34%.

Tabela 5.7. Redução percentual média do fluxo de base e porcentagem da vazão escoada que a redução do fluxo de base representa para os cenários 1, 2 e 3

Ano Hidrológico	Redução percentual média do fluxo de base			Porcentagem da vazão escoada que a redução do fluxo de base representa		
	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
out/08 a set/09	39%	56%	56%	28%	40%	40%
out/09 a set/10	37%	57%	57%	29%	44%	44%
out/10 a set/11	35%	57%	57%	29%	46%	46%
out/11 a set/12	28%	53%	53%	19%	36%	36%
out/12 a set/13	25%	51%	51%	17%	34%	35%
out/13 a set/14	24%	51%	51%	17%	37%	37%
out/14 a set/15	22%	51%	51%	16%	36%	36%
out/15 a set/16	21%	51%	52%	16%	39%	39%
out/16 a set/17	19%	50%	51%	13%	34%	34%

Como no levantamento de medição de nível de poços rasos, apresentado no item 5.3, observou-se que aproximadamente 53% dos poços não constavam na lista de poços manuais cadastrados fornecida pela ADASA, então, é importante considerar, pelo menos, um cenário intermediário entre os cenários simulados 1 e 2 na gestão das águas da bacia do Ribeirão Tortinho. Além disso, diante desses resultados é necessário ressaltar que há uma porcentagem muito significativa de redução do fluxo de base proveniente da simulação dos três cenários.

A carga, ou superfície piezométrica, simulada para a bacia do Ribeirão Tortinho para uma condição na qual não há poços na região nem fraturas no período de novembro de 2008 para a primeira camada numérica do domínio poroso é apresentada na Figura 5.36. As células sem valor, ou seja, secas próximas ao Ribeirão Tortinho (áreas brancas na figura) ocorrem devido a pequena espessura para o domínio poroso adotada logo abaixo do rio.

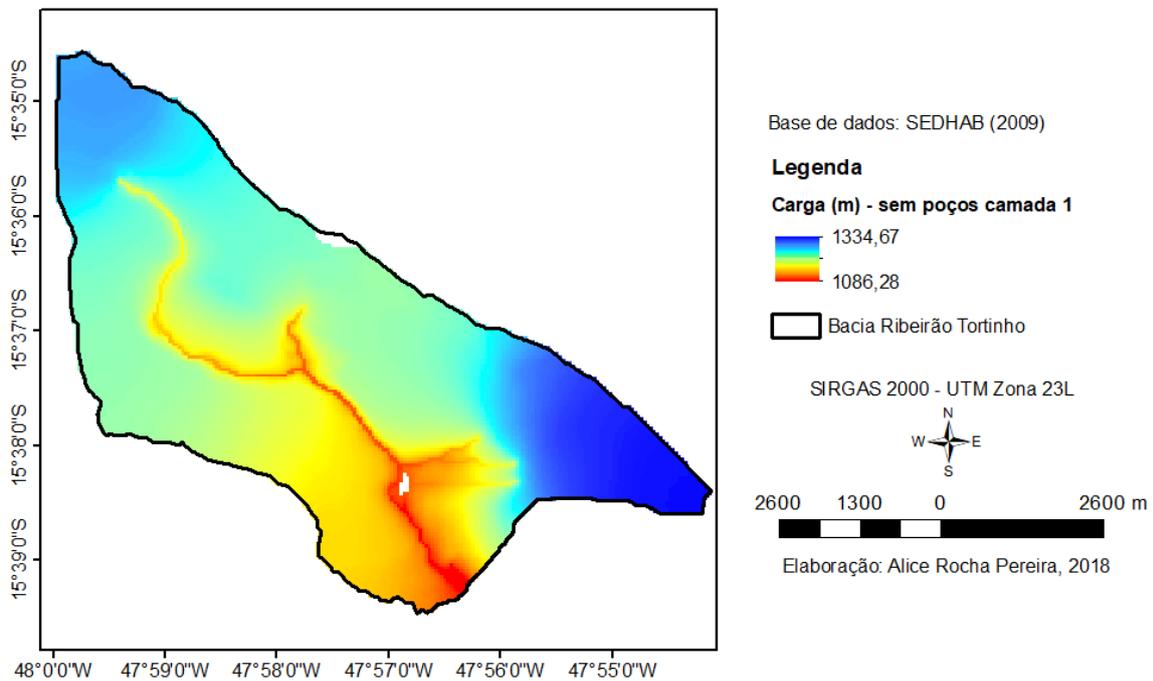


Figura 5.36. Carga simulada para a primeira camada numérica do domínio poroso para a simulação sem poços e sem fratura para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.

Já para o cenário 1, a Figura 5.37 (a) mostra a carga para a primeira camada, além dos poços cadastrados pela ADASA e os poços retirados para que fosse possível realizar a simulação. Para esse cenário já se pode observar uma área de secamento (células sem valor) na primeira camada do domínio poroso próximo ao divisor de bacia, além de que, comparando-se com a simulação sem poços também já se pode reparar um rebaixamento da carga. A Figura 5.37(b) apresenta a carga para a quinta camada numérica do modelo considerando o cenário 1 e o período de novembro de 2008.

Para os cenários 2 e 3, apresentados nas Figura 5.38 e Figura 5.39, é possível observar uma extensa área de secamento da primeira camada do domínio poroso ao longo de toda a região do Núcleo Rural Lago Oeste e que ainda se prolonga até as partes que possuem o domínio poroso mais fino, próximo ao Ribeirão Tortinho, dentro da área do Parque Nacional de Brasília (PNB) o que poderia afetar a vegetação nativa presente no PNB. Além disso, para esses dois cenários também é evidente o rebaixamento da carga na quinta camada numérica do modelo, no domínio fraturado.

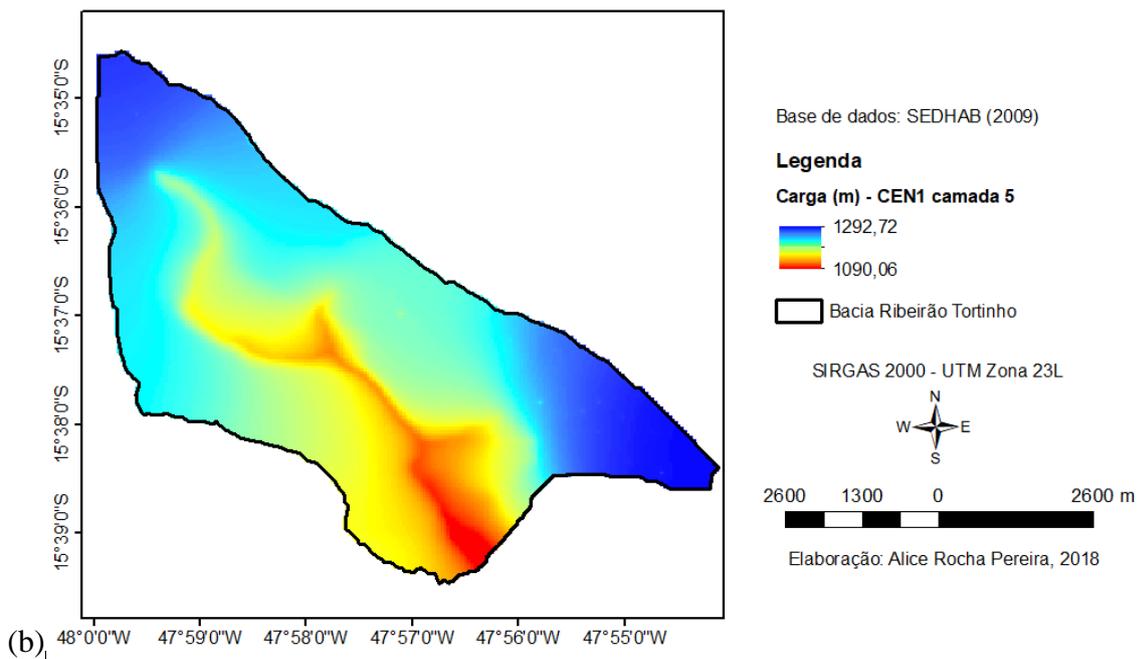
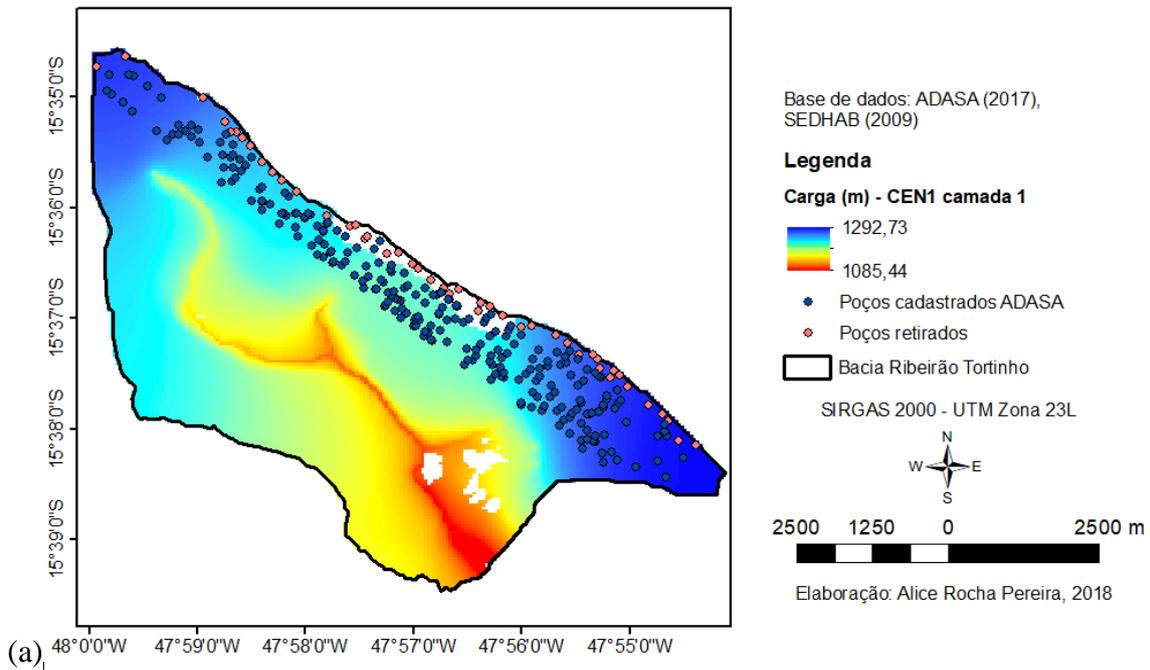


Figura 5.37. Carga simulada para o cenário 1 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.

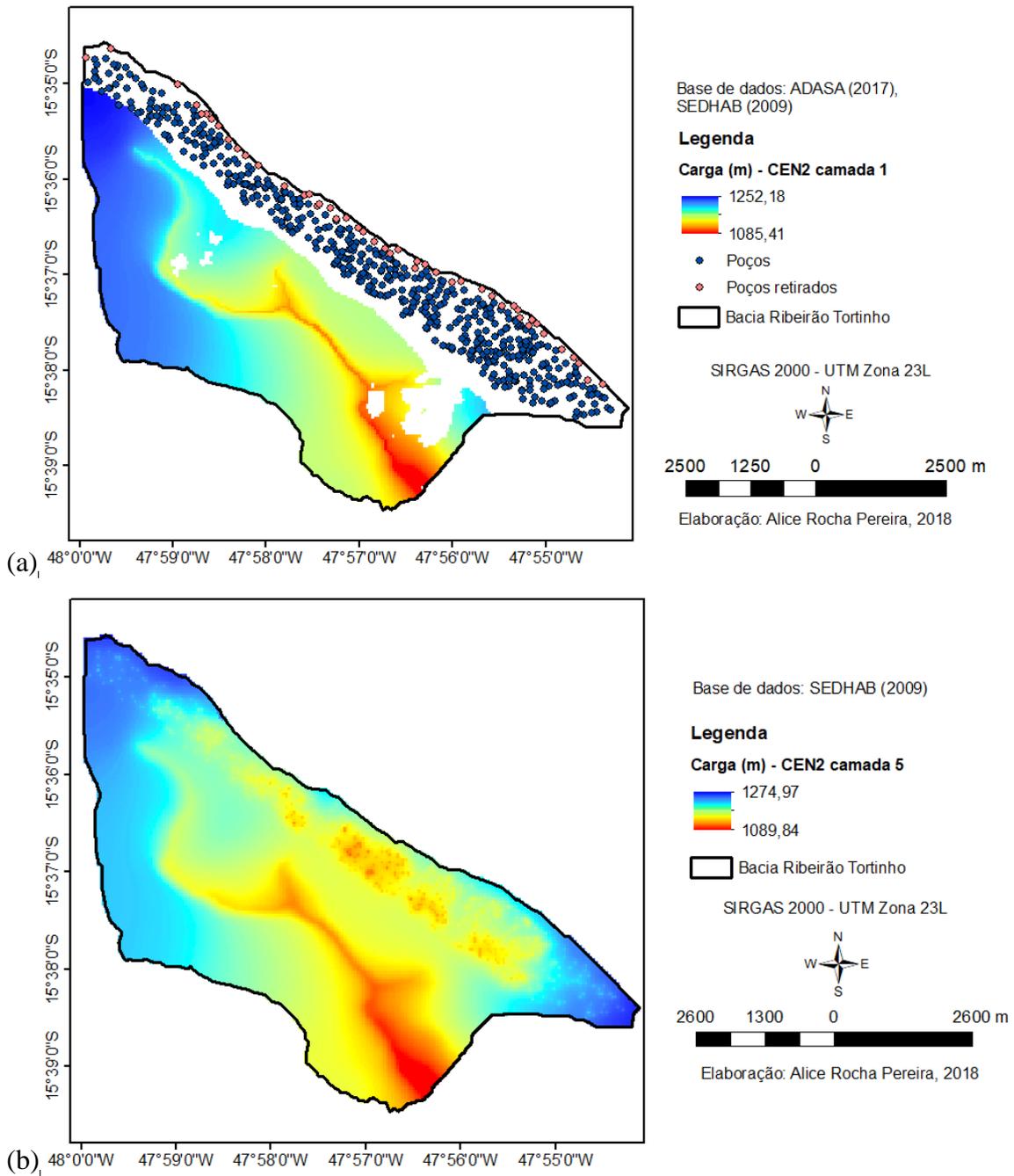


Figura 5.38. Carga simulada para o cenário 2 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.

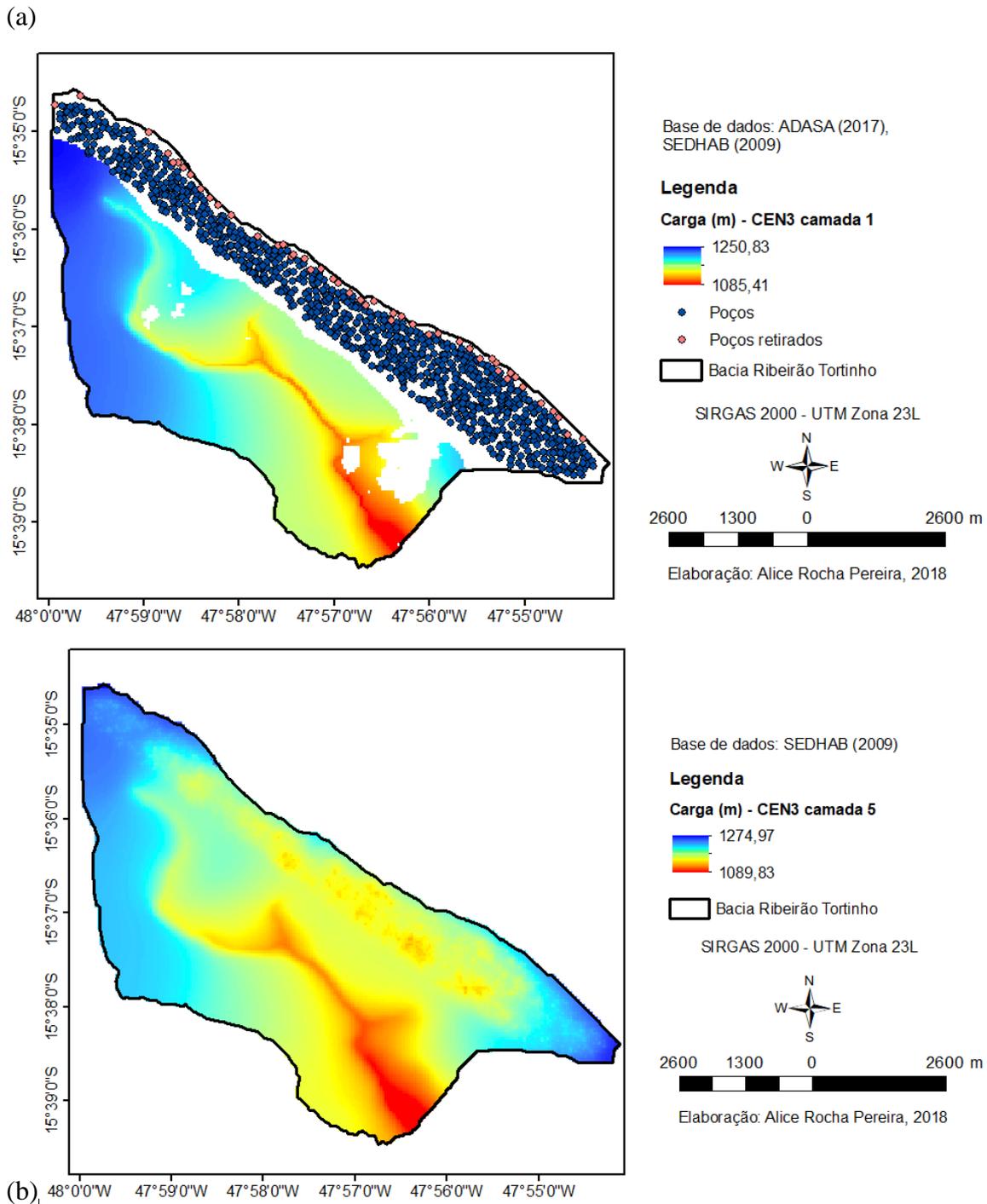


Figura 5.39. Carga simulada para o cenário 3 na (a) primeira camada numérica (domínio poroso) e (b) quinta camada numérica (domínio fraturado) para novembro de 2008 na bacia do Ribeirão Tortinho.

Para avaliar a carga também são mostrados cortes transversais ao longo da bacia passando pelo Ribeirão Tortinho. Esses cortes foram efetuados nas colunas 65 e 96 e linhas 80 e 100 da grade de células ativas do MODFLOW e interceptam o Ribeirão e são mostradas nas Figura 5.40 e Figura 5.41. Observa-se que esse modelo conceitual adotado não conseguiu

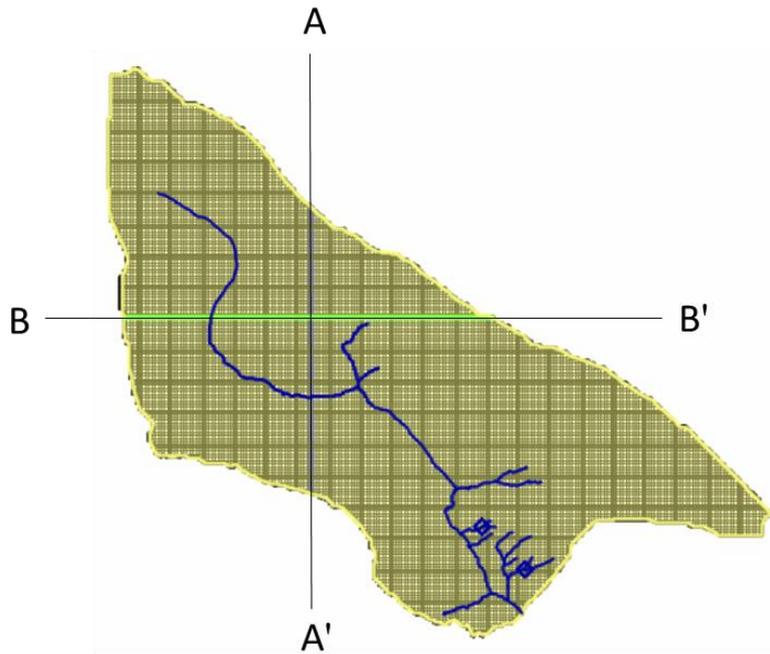
simular adequadamente a carga, provavelmente, pelo fato de que a malha na vertical está pouco discretizada.

Segundo Gao (2011), ao modelar um sistema de fluxo subterrâneo com condições geológicas e hidrogeológicas complexas pode-se deparar com oscilações numéricas e/ou instabilidade na solução da equação de fluxo, particularmente, quando se usa o método de diferenças finitas, como no MODFLOW. Essas condições no domínio do modelo incluem:

- Mudanças bruscas na topografia ao longo do domínio do modelo
- Forte gradiente hidráulico devido a diferenças nas propriedades hidráulicas das unidades
- Condições de retirada de água do aquífero, e/ou
- Múltiplos aquíferos nos quais ocorre fluxo em direções distintas em função de diferentes estresses no aquífero.

Assim sendo, para se obter maior estabilidade numérica do modelo e eficiência, Gao (2011) aponta a necessidade de se construir um modelo refinado com várias camadas finas e planas, pois essa discretização vertical possibilita que o modelo simule a complexidade da hidrogeologia local. As Figura 5.40 e Figura 5.41 evidenciam as mudanças de topografia no domínio do modelo, ou seja, na bacia do Ribeirão Tortinho ao longo das colunas 65 e 96 e linhas 80 e 100, respectivamente, e a carga simulada nesses perfis.

Como no modelo a grade é plana, então há uma distorção devido a topografia já que quando o modelo vai calcular o gradiente hidráulico, há uma componente em Z (ΔZ) que não é levado em conta pelo modelo, o que provavelmente explica a carga elevada calculada pelo modelo. Outros fatores que podem ter contribuído para os erros nos valores de carga são o tipo de contorno adotado no modelo conceitual nos divisores das bacias e a consideração de isotropia e homogeneidade dos aquíferos.



Base de dados:
SEDHAB (2009)

Legenda

- Carga hidráulica
- Hidrografia
- Bacia Ribeirão Tortinho

SIRGAS 2000 – UTM Zona 23L



Elaboração: Alice Rocha Pereira, 2018

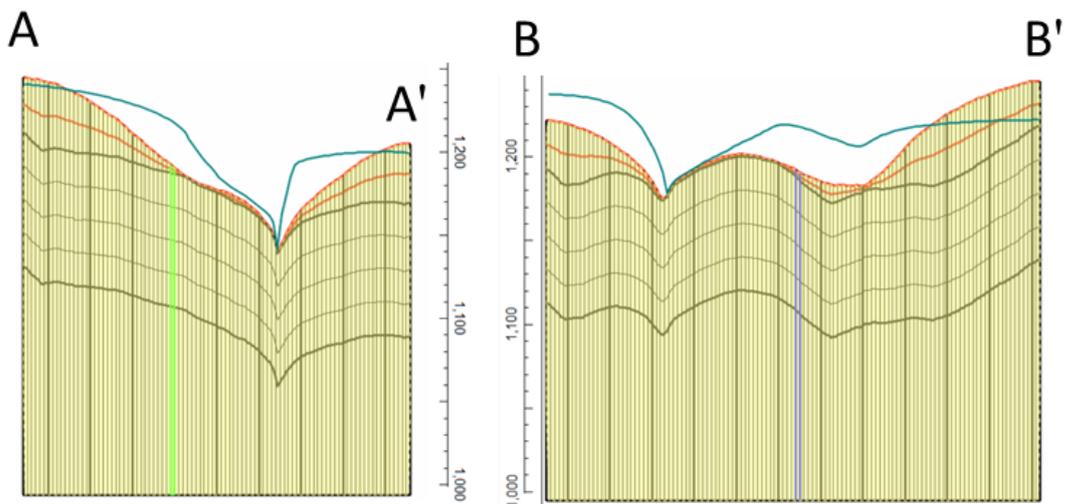
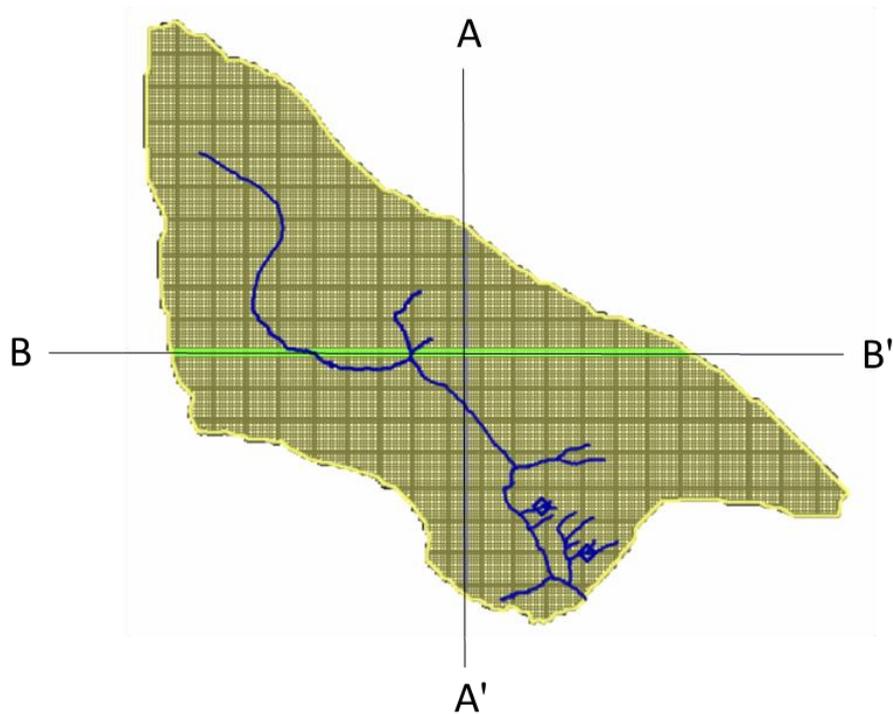


Figura 5.40. Cortes ao longo da coluna 65 (A-A' em azul) e linha 80 (B-B' em verde) da malha de diferenças finitas na bacia do Ribeirão Tortinho para novembro de 2008.



Base de dados:
SEDHAB (2009)

Legenda

- Carga hidráulica
- Hidrografia
- Bacia Ribeirão Tortinho

SIRGAS 2000 – UTM Zona 23L



Elaboração: Alice Rocha Pereira, 2018

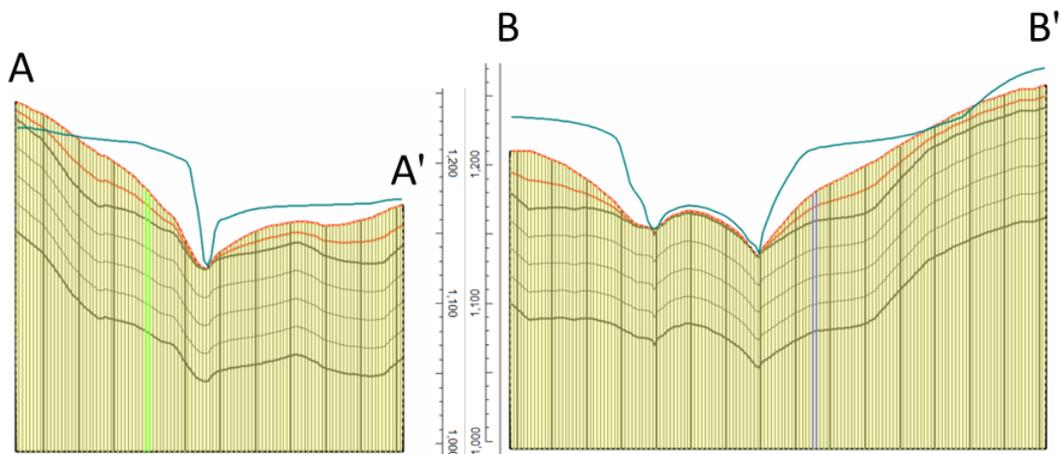


Figura 5.41. Cortes ao longo da coluna 96 (A-A' em azul) e linha 100 (B-B' em verde) da malha de diferenças finitas na bacia do Ribeirão Tortinho para novembro de 2008.

Foram alocadas no modelo células (ou poços) de observação nos locais de levantamento de dados de nível em poços rasos, no ponto de monitoramento da ADASA nº 16 e na cabeceira do Ribeirão Tortinho para verificar a carga. Essas células de observação foram colocadas na camada da qual se está retirando água, ou seja, na quinta camada numérica. O gráfico de valores observados em campo e simulados nesses mesmos pontos pelo modelo (Figura 5.42) mostra que o modelo utilizado está superestimando a carga.

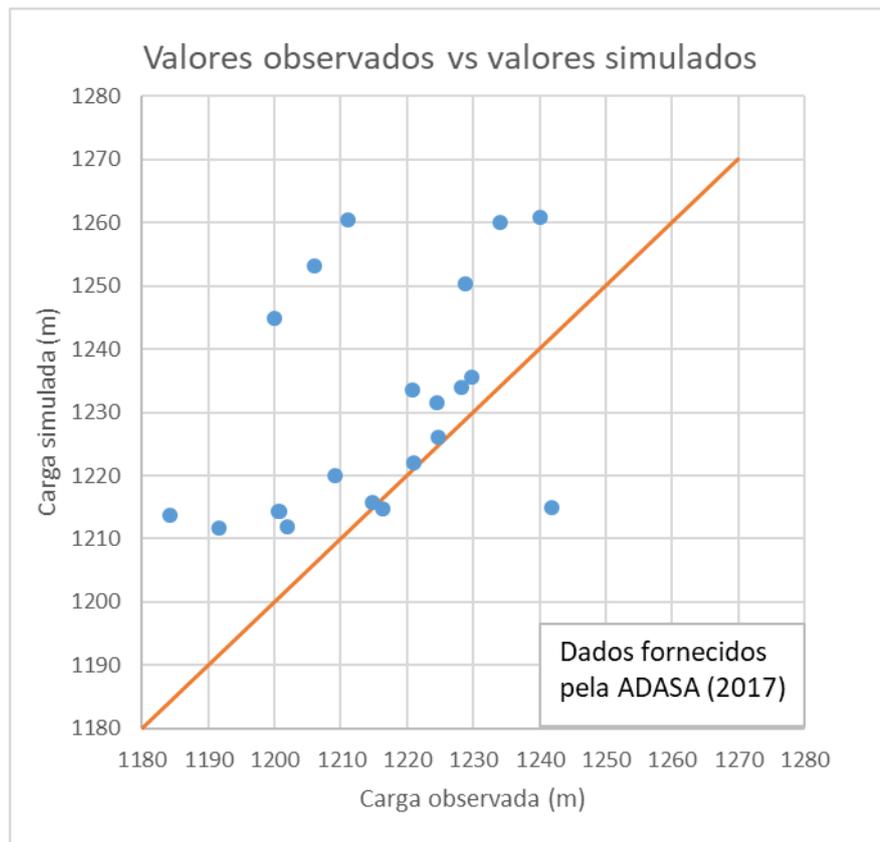


Figura 5.42. Gráfico de valores observados vs valores simulados para os pontos de observação inseridos no modelo.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

No presente estudo, inicialmente, caracterizou-se a bacia do Ribeirão Tortinho, que sofre com a ocupação urbana e retirada de água subterrânea na região do Núcleo Rural Lago Oeste, além de ser importante no contexto ambiental visto que a região contempla áreas de proteção ambiental, reserva biológica, a zona de amortecimento e transição do Parque Nacional de Brasília e também a área de proteção de manancial do Torto/Santa Maria. A área do NRLO é uma zona de recarga do aquífero que alimenta o Ribeirão Tortinho, importante manancial para o abastecimento público do Distrito Federal.

Em função do grande desconhecimento da hidrogeologia local fez-se necessário preliminarmente uma análise para a identificação de algumas características como a identificação de falhas e posição do lençol freático.

A aplicação do método geofísico *Very Low Frequency* (VLF) permitiu a identificação de anomalias, associadas, provavelmente, a água presente nas fraturas no subsolo e, por conseguinte, a construção de um modelo conceitual.

A medição do ângulo mergulho e direção dos planos de foliação e fratura de afloramentos rochosos em campo reforçou o modelo conceitual construído para as fraturas, além de que as fraturas observadas no Parque Nacional de Brasília e na área do NRLO são indicativas de par conjugado. O trabalho realizado identificou fraturas na região, não identificadas em trabalhos anteriores.

Outra abordagem utilizada para a caracterização da área foi o levantamento geofísico pelo Método Elétrico de Corrente Contínua com a técnica de Sondagem Elétrica Vertical. No entanto, o erro relativamente grande nos resultados obtidos após a inversão dos dados e a não continuidade do conjunto de dados inviabilizou a construção de uma seção geológica. Provavelmente, a existência de variações laterais de resistividade muito grandes provocaram ruídos e afetaram o modelo.

Os dados de poços cadastrados fornecidos pela ADASA foram utilizados para caracterizar a espessura do domínio poroso na região e subsidiou a amostragem dos poços para o

levantamento de nível dos poços rasos em campo permitindo a obtenção da superfície freática, na qual o divisor de águas subterrâneas coincidiu com o divisor de águas superficiais. A partir do levantamento de nível dos poços rasos em campo observou-se que aproximadamente 53% dos poços visitados e medidos não constavam na lista de poços manuais cadastrados fornecida pela ADASA e 27% estavam secos. Além disso, chácaras com um parcelamento maior do que indicado no plano de ocupação do NRLO podem indicar a existência de uma maior quantidade de poços, uma vez que as soluções de abastecimento são individuais na região.

A estimativa da vazão realizada para o Ribeirão Tortinho, em função da ausência de estações fluviométricas na bacia, incorporou incertezas aos dados, além da influência do remanso presente na estação utilizada. A comparação da vazão específica da bacia do Ribeirão Tortinho com relação a bacia próxima da região (bacia do Rodeador) mostra que a vazão específica do Ribeirão Tortinho pode estar superestimada.

Com relação a modelagem matemática da bacia utilizando tanto o SWAT quanto o SWAT-MODFLOW foram obtidos bons resultados com valores de NS do log das vazões um pouco melhores para o modelo SWAT-MODFLOW.

A simulação apenas com os poços e vazões cadastrados na ADASA tem pouco impacto sobre as vazões do rio visto que as vazões de retirada são pouco significativas. Com o objetivo de analisar o impacto mais real do número de poços na vazão do Ribeirão Tortinho, foram simulados um número maior de poços e de vazão extraída. No entanto, esse impacto, quando comparado às vazões observadas ficam prejudicados devido à falta de confiabilidade dos dados observados de vazão.

As simulações realizadas indicam que a extração de água no NRLO pode ter um impacto significativo na posição do lençol freático no domínio poroso inclusive no Parque Nacional de Brasília que podem trazer consequências sobre a vegetação nativa na área.

A dificuldade no estabelecimento das condições de contorno na chapada da Contagem, bacia do Maranhão, pode ter levado a erros no estabelecimento do divisor de água subterrânea.

Desse modo, a partir dos resultados obtidos nesse trabalho, recomenda-se a instalação de uma estação fluviométrica no Ribeirão Tortinho ou a realocação da Estação Torto-Granja para um ponto em que se possa determinar a vazão sem possíveis influências de remanso, sendo de fundamental importância para estudos futuros tendo em vista as incertezas geradas pela curva-chave no Ribeirão Tortinho.

Considerando a incerteza no estabelecimento do divisor de água subterrânea, sugere-se a inclusão da vertente da bacia do Maranhão nos estudos de simulação.

Tendo em vista o baixo impacto das fraturas no fluxo simulado, verificado na calibração, talvez seja necessário analisar a possibilidade de simulações com valores dos parâmetros dos aquíferos sem calibração e iniciar a calibração pelos parâmetros atribuídos às falhas, o que talvez torne a calibração mais realista.

Além disso, é importante, para que se possa fazer estudos mais apurados de gestão dos recursos hídricos, o conhecimento das vazões reais retiradas, sendo necessário uma atualização do cadastro de poços com dados mais confiáveis, inclusive com relação à profundidade de poços na região do NRLO, bem como a hidrometração dos poços conforme o Decreto 22018/01.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADASA - Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal (2011a). Resolução nº 01, de 28 de fevereiro de 2011. *Define as disponibilidades hídricas dos aquíferos subterrâneos no território do Distrito Federal*.
- ADASA - Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal (2011b). Resolução nº 06, de 28 de fevereiro de 2011. *Estabelece as diretrizes e critérios para concessão de outorgas de direito de uso de águas subterrâneas e define as disponibilidades hídricas dos aquíferos subterrâneos do Núcleo Rural Lago Oeste*.
- Adiat, K. A.; Olayanju, G. M.; Omosuyi, G. O.; Ako, B. D. (2009). “Electromagnetic Profiling and Electrical Resistivity Soundings in Groundwater Investigation of a Typical Basement Complex - A Case of Study of Oda Town Southwestern Nigeria”. In: *Ocean Journal of Social Sciences*, **2**(4), 333-359.
- Ahrens, C.D. (2007). *Meteorology Today: An introduction to weather, climate, and the environment*, 9ª Edição, Brooks/Cole. 547p.
- Al-Rawi, F.R.; Al-Gabery, A.S.; Mustafa, M.S. (2006). “Application of electromagnetic method for mineral prospecting in Al-Bayda Area, Yemen”. In: *Earth Science*, **17**, 103-116.
- Al-Tarazi, E.; Abu Rajab, J.; Al-Naga, A.; El-Waheidi, M. (2008). “Detecting leachate plumes and groundwater pollution at Ruseifa municipal landfill utilizing VLF-EM method”. In: *Journal of Applied Geophysics*, **65**(3-4), 121-131.
- Arnold, J. G.; Srinivasan, R.; Muttiyah, R. S.; Williams, J. R. (1998). “Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development”. In: *Journal of the American Water Resources Association*, **34**(1), 1-17.
- Arnold, J.G.; Allen, P.M. (1999). “Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records”. *Journal of the American Water Resources Association*, **35**(2), 411-424.
- Arnold, J.G.; Moriasi, D.N.; Gassman, P.W.; Abbaspour, K.C.; White, M.J.; Srinivasan, R.; Santhi, C.; Harmel, D.; van Griensven, A.; Van Liew, M.W.; Kannan, N.; and Jha, M.K. (2012). “SWAT: Model use, calibration, and validation”. Biological Systems Engineering: Papers and Publications. 406.
- Bailey, R.; Rathjens, H.; Bieger, K.; Chaubey, I.; Arnold, J. (2017). SWATMOD-Prep: Graphical User Interface for Preparing Coupled SWAT-MODFLOW Simulations. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 53(2):400-410.

- Bell, F.G. (2007). *Engineering Geology*. 2ª Edição. Butterworth-Heinemann, Oxford, Reino Unido. 581p.
- Bosch, A. P. (2014). *Nociones de Hidrogeología para Ambientólogos*. Editorial Universidad de Almería.
- Braga, A.C.O. (sem data). *Métodos geoeletricos aplicados: Módulo Hidrogeologia*. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. 91p. Disponível em: <<https://fenix.ciencias.ulisboa.pt/downloadFile/1407512322506757/Geoeletricos-V3.pdf>> Acesso em 23.mar.2017.
- BRASIL. (2001). Decreto nº 22.018, de 20 de março de 2001. Dispõe sobre a outorga e a cobrança pelo direito de uso da água subterrânea no território do Distrito Federal de que tratam o artigo 10, da Lei nº 512, de 28 de julho de 1993, e o Decreto nº21.007, de 18 de fevereiro de 2000, e dá outras providências. Diário Oficial, Brasília, DF, 21 mar. 2001. Nº 55.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: An Introduction*. Cambridge: University Press, 605p.
- Caicedo, N.L. (2009). “Água subterrânea”. In: Tucci, C.E.M. (Org). *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4ª Edição. Editora da UFRGS, Porto Alegre. 2009. 943p.
- Campos, J.E.G. (2004). Hidrogeologia do Distrito Federal: Bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**(1), 41-48.
- Chow, V. T.; Maidment, D.R.; Mays, L.W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Publishing Company, 572p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. (2017). *Breve história da Terra*. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Breve-Historia-da-Terra-1094.html>> Acesso em 10 abr 2017.
- Eckhardt, K. (2005). “How to construct recursive digital filters for baseflow separation”. In: *Hydrol. Process*. 19, 507-515.
- Farias, M.F.R.; Carvalho, A.P.F.de; Carvalho Júnior, O.A.de; Martins, E.S.; Reatto, A.; Gomes, R.A.T. (2008). Relação entre os solos e fitofisionomias do Parque Nacional de Brasília, DF. *Boletim de Pesquisa*, 224, Embrapa Cerrados, 55p.
- Ferrigo, S. (2014). *Análise de consistência dos parâmetros do modelo SWAT obtidos por calibração automática – Estudo de caso da bacia do lago Descoberto – DF*. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.DM-159/14, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 164 p.

- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. 4ª Ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Fortes, P.T.F.O; Joffily, C.M.L.C.; Oliveira, M.L.; Baxe, O.S.S.; Almeida, W.M. (2003). Geoprocessamento aplicado ao planejamento e gestão ambiental na região do Núcleo rural Lago Oeste, Sobradinho, Distrito Federal: Resultados preliminares. In: *Anais do XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1795-1802.*, Belo Horizonte, Brasil.
- Freitas, G. (2014). Projeto de urbanismo para novo endereçamento. Escala 1:1000. Disponível em: <<http://asproeste.org.br/projeto-de-enderecamento/>>. Acessado em: 30/06/2018.
- Freitas-Silva, F.H.; Campos, J.E.G. (1998). Geologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. 1 *CD-Rom*.
- Freitas-Silva, F.H.; Campos, J.E.G. (1998). Mapa Geológico do Distrito Federal (Eliminadas as Coberturas Recentes). Escala 1:100000.
- Gao, H. (2011). Groundwater modeling for flow systems with complex geological and hydrogeological conditions. *Procedia Earth and Planetary Science*, 3, p. 23-28.
- Geonics Limited – Geophysical Instrumentation for Exploration & the Environment. *Catalogue*. Disponível em: <<http://www.geonics.com/html/vlfsystems.html>> Acesso em 23 fev 2017.
- Gnaneshwar, A.S.; Srinivas, Y.; Jettaiah, P.; Sundararajan, N. (2011). “Very-low-frequency electromagnetic (VLF-EM) measurements in the Schirmacheroasen area, East Antarctica”. In: *Polar Science*, 5(1), 11-19.
- Gonçalves, T.D. (2012). Recursos hídricos no Distrito Federal: modelagem hidrológica para subsidiar a gestão sustentável na bacia do Ribeirão Pípiripau. Xv, 134f., il. Teste (Doutorado em Geociências Aplicadas) – Universidade de Brasília, Brasília, 2012.
- Gonzales, A.L.; Nonner, J.; Heijkers, J.; Uhlenbrook, S. (2009). “Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment”. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(11), 2055–2068.
- Greenhouse, J.P. (1991). “Environmental geophysics: It’s about time”. In: *The Leading Edge of Exploration*, 10(1), 32-34.
- Greentec Tecnologia Ambiental – GREENTEC. (2010). *Estudo de Impacto Ambiental - EIA: Núcleo Rural Lago Oeste*.
- Guzman, J.A.; Moriasi, D.N.; Gowda, P.H.; Steiner, J.L.; Starks, P.J.; Arnold, J.G. (2015). “A model integration framework for linking SWAT and MODFLOW”. In: *Environmental Modelling & Software*, 73, 103-116.

- Harada, K.; Wada, K.; Fukuda, M. (2000). “Permafrost mapping by transiente electromagnetic method”. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 71-84.
- Harbaugh, A.W. (2005). MODFLOW-2005, “The U.S. Geological Survey modular ground-water model - the Ground-Water Flow Process”. In: *U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16*, Virgínia, EUA.
- Karous, M.; Hjelt, S.E. (1983). “Linear filtering of VLF dip-angle measurements”. In: *Geophysical Prospecting*, **31**, 782-794.
- Ke, K.Y. (2014). “Application of an integrated surface water-groundwater model to multi-aquifers modeling in Choushui River alluvial fan, Taiwan”. In: *Hydrological Processes*, **28**, 1409-1421.
- Kim, N.W.; Chung, I.M; Won, Y.S.; Arnold, J.G. (2008). “Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model”. In: *Journal of Hydrology*, **356**, 1-16.
- Kresic, N. (2007) *Hydrogeology and groundwater modeling*. 2ª Edição. CRC Press, Taylor & Francis Group. New York. 807p.
- Kumar, C.P. (2015) “Modelling of groundwater flow and data requirements”. In: *International Journal of Modern Sciences and Engineering Technology*, **2(2)**, 18-27.
- Kumar, D. V.; Ramadass, G.; Jagadish, S. V. (2016). “A quantitative analysis of VLF data for groundwater exploration in hardrock terrain in Osmania University Campus, Hyderabad, Telangana state, India”. In: *International Journal of Advanced Research*, **4(9)**, 802-821.
- Layman, E.B.; Agus, I.; Warsa, S. (2002). “The Dieng Geothermal Resource, Central Java, Indonesia”. In: *Geothermal Resources Council Transactions*, **26**, 573-579.
- Luo, Y.; Sophocleous, M. (2011). “Two-way coupling of unsaturated-saturated flow by integrating the SWAT and MODFLOW models with application in an irrigation district in arid region of West China”. In: *Journal of Arid Land*, **3(3)**, 164-173.
- Lyne, V.; Hollick, M. (1979). “Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modelling”. In: *Institute of Engineers Australia National Conference*, **79(10)**, 89-93.
- Magalhães, F.S.; Cella, P.R.C. (1998). “Estrutura dos maciços rochosos”. In: Oliveira, A.M.S, Brito, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia – ABGE. p. 39-55.
- Martins, E.S.; Reatto, A.; Carvalho Júnior, O.A.; Guimarães, R.F. (2004). *Evolução geomorfológica do Distrito Federal*. Planaltina, DF. Embrapa Cerrados. p. 57.

- McNeill, J D; Labson, V. (1987). “Geological Mapping Using VLF Radio Fields”. In: Nabighian, M. N. (ed.) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Vol 2 (Investigations in Geophysics No. 3). 521-640.
- Metcalf, R.A.; Schmidt, B.; Pyrc, R.S. (2005). A surface water quality threats assessment method using landscape-based indexing. *WSC Report No.01-2005*, Watershed Science Centre, Trent University, Peterborough, Ontario, 41 p.
- Michael, G.A.; Agwul, A.A.; Akam, O.D. (2013). “Fracture zone detection using very low frequency (VLF) electromagnetic method in parts of Oban Massif, southeastern Nigeria”. In: *Advances in Applied Science Research*, 4(6), 104-121.
- Moriasi, D.N.; Arnold, J.G.; Van Liew, M.W.; Binger, R.L.; Harmel, R.D.; Veith, T. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans ASABE*, v. 50, p. 885-900.
- Morris, B. L.; Lawrence, A. R. L.; Chilton, P. J. C.; Adams, B.; Calow, R. C.; Klinck, B.A. (2003). Groundwater and its susceptibility to degradation: a global assessment of the problem and options for management. *Early Warnings and Assessment Report Series*, RS. 03-3. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya, 126p.
- Nascimento, C. T. (2011). “Localização de Estrutura Subterrânea Empregando VLF”. In: *II Congresso Internacional de Meio Ambiente Subterrâneo*.
- Nascimento, C. T. C.; Almeida, A. (2015). Caracterização de Aquífero Fissural Utilizando VLF. In: *XIV International Congress of The Brazilian Geophysical Society*. Rio de Janeiro.
- Nascimento, C. T. C.; Almeida, A.; Silva, R. R.; Silva, V. X. (2013). “Identificação de aquífero fissural por meio de VLF”. In: *XIII International Congress of The Brazilian Geophysical Society*. Rio de Janeiro.
- Nascimento, C.T.C.; Pires, A.C.B.; Moraes, R.A.V. (2003). “Variação sazonal da resistividade em latossolos”. In: *VIII International Congress of The Brazilian Geophysical Society*. Rio de Janeiro.
- Nathan, R.J.; McMahon, T.A. (1990). “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses”. In: *Water Resources Research*, 26 (7), 1465-1473.
- Neitsch, S. L.; Arnold, J. G.; Kiniry, J.R.; Williams, J.R. (2011). “Soil and water assessment tool – Documentação teórica versão 2009”. *Technical Report -406*. Centro de pesquisa de Blackland Centro de pesquisas Texas AgriLife, 634p.
- Netto, P. B. (Org.) (2005). *APA de Cafuringa: a última fronteira natural do DF*. Brasília: SEMARH.

- Omosuyi, G. O.; Adegoke, A. O.; Adelusi, A. O. (2008). “Interpretation of electromagnetic and geoelectric sounding data for groundwater resources around Obanla-Obakekere, near Akurem Southwestern Nigeria”. In: *The Pacific Journal of Science and Technology*, **9**(2), 509-525.
- Palacky, G. J.; Ritsema, I. L.; De Jong, S. J. (1981). “Electromagnetic Prospecting for Groundwater in Precambrian Terrains in the Republic of Upper Volta”. In: *Geophysical Prospecting*, **29**, 932-955.
- Parasnis, D. S. (1997). *Principles of Applied Geophysics*. 5ª Edição. Chapman & Hall. 429p.
- Perkins, S.P.; Sophocleous, M. (1999). Development of a comprehensive watershed model applied to study stream yield under drought conditions. *Groundwater*, **37** (3), 418-426.
- Pettyjohn, W. A.; Henning, R. (1979). “Preliminary estimate of groundwater recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio: Ohio State”. University Water Resources Center, Project Completion *Report Number 552*, 323p.
- Plano de Ocupação. Regularização fundiária e ambiental do Núcleo Rural Lago Oeste. Região Administrativa de Sobradinho – RA V Distrito Federal. (2014). Disponível em: <<http://asproeste.org.br/pdf/memorial%20descritivo-1.pdf>>. Acessado em: 30/06/2018.
- Plano Diretor de Ordenamento Territorial do Distrito Federal – PDOT (2009). *Documento Técnico*. 332p.
- Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T.H. (2006). *Para entender a Terra*. 4ª Edição. Porto Alegre: Bookman.
- Raghunath, H. M. (2006). *Hydrology: Principles, Analysis, Design*. 2ª Edição. New Age International Publishers.
- Reatto, A.; Martins, E.S.; Farias, M.F.R.; Silva, A.V.; Carvalho Júnior, O. A. (2004). *Mapa Pedológico Digital – SIG Atualizado do Distrito Federal Escala 1:100000 e uma Síntese do Texto Explicativo*. Planaltina, DF: Embrapa - CPAC. (Embrapa-CPAC. Documentos, 120). 29p.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England: John Wiley & Sons. 796p.
- Santos, F.A.M.; Mateus, A.; Figueiras, J.; Gonçalves, M.A. (2006). “Mapping groundwater contamination around a landfill facility using the VLF-EM method – A case study”. In: *Journal of Applied Geophysics*, **60**, 115-125.
- Santos, R.M.; Koide, S. (2016). Avaliação da Recarga de Águas Subterrâneas em Ambiente de Cerrado com Base em Modelagem Numérica do Fluxo em Meio Poroso Saturado.

- Revista Brasileira de Recursos Hídricos - RBRH vol. 21 nº 2. Porto Alegre abr./jun 2016 p. 451-465.
- Saraiva, A. L.; Demetrio, J. G. (2004). “Comparação entre os métodos de eletrorresistividade e VLF - Um estudo de caso”. In: *XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*. Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Recursos Hídricos - SEMARH. *Mapa Ambiental do Distrito Federal*. Brasília: GDF, 2014.
- SEMA/SUPLAN (2015). *RA XXVI – SobradinhoII: Risco Aquífero*. Disponível em: <http://www.zee.df.gov.br/images/mapasra/RA_XXVI/ra_xxvi_aquifero.pdf> Acesso em 04 abril 2017.
- Sharma, P. V. (1976). *Geophysical Methods in Geology*. Elsevier Science, New York.
- Smakhtin, V.U. (2001). “Low flow hidrology: a review”. In: *Journal of Hidrology*, **240**, 147-186.
- Sophocleous, M.; Perkins, S.P. (2000). “Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas”. In: *Journal of Hydrology*, **236**, 185-201.
- Sophocleous, M.A.; Koelliker, J.K.; Govindaraju, R.S.; Birdie, T.; Ramireddygari, S.R.; Perkins, S.P. (1999). “Integrated numerical modeling for basin-wide water management: The case of the Rattlesnake Creek basin in South-central Kansas”. In: *Journal of Hydrology*, **214**, 179-196.
- Souza, L.A.P.; Silva, R.F.; Iyomasa, W.S. (1998). Métodos de investigação. In: Oliveira, A.M.S, Brito, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia - ABGE, 163-196.
- Souza, N. P. (2005). “Discussão sobre aspectos da locação do poço nos levantamentos de EM-VLF”. *Revista de Geologia*, **18**(1), 27-35.
- Steeple, D. (1991). “Uses and techniques of environmental geophysics”. *The Leading Edge of Exploration*, 30-31.
- Taiwo, S.M.; Awoyemi, M.O.; Onyedim, G.C. (2016). “Combined use of Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM) and electrical resistivity survey for evaluation of groundwater potential of Modomo/Eleweran area, south western Nigeria”. *African Journal of Environmental Science and Technology*, **10**(7), 192-206.
- Távora, B.E. (2017). Zona Ripária de Cerrado: Processos Hidrossedimentológicos. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.TD-019/2017, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 133p.

- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. 2ª Edição. Cambridge: Cambridge University Press. 770p.
- Todd, D.K.; Mays, L.W. (2005). *Groundwater Hydrology*. 3ª Edição. John Wiley & Sons. 636p.
- Tucci, C.E.M. (Org). (2009). *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4ª Edição. Editora da UFRGS, Porto Alegre. 943p.
- United States Geological Survey - USGS (2016). *O ciclo da água*. Disponível em: <<https://water.usgs.gov/edu/watercycleportuguese.html>> Acesso em 19 mar 2017.
- Vogelsang, D. (1995). *Environmental Geophysics - A Practical Guide*. (U. Forstner, R. J. Murphy, & W. Rulkens, Eds.) Alemanha: Springer - Verlag. 173p.
- Wang, Z.; Luo, Y.; Zhu, X.; Wang, R.; Li, W.; Zhang, M. (2013). “Watershed modelling of surface water-groundwater interaction under projected climate change and water management in the Haihe River Basin, China”. *British Journal of Environment & Climate Change*, **3**(3), 421-443.