UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO INSTITUTO DE FÍSICA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

DINÂMICA DOS AQUIFEROS DA REGIÃO DO BAIRRO PEDRA NOVENTA EM CUIABÁ-MT

IVANETE BARBOSA DE MOURA

ORIENTADOR: PROF. DR. SHOZO SHIRAIWA

Cuiabá-MT

Julho/2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO INSTITUTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

DINÂMICA DOS AQUIFEROS DA REGIÃO DO BAIRRO PEDRA NOVENTA EM CUIABÁ-MT

IVANETE BARBOSA DE MOURA

Tese apresentada ao Programa de Pósgraduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Física Ambiental.

ORIENTADOR: PROF. DR. SHOZO SHIRAIWA

Cuiabá-MT,

Julho/2013.

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

M929d Moura, Ivanete Barbosa de

Dinâmica dos Aquíferos da Região do Bairro Pedra Noventa em Cuiabá-MT/ Ivanete Barbosa de Moura. $-\,2013$

Viii, 160 f.: il. Color.; 30cm.

Orientador: Prof. Dr. Shozo Shiraiwa

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental. Cuiabá, 2013. Inclui bibliografia.

1. Nível estático. 2. Água subterrânea. 3. Compartimentos morfopedológicos. 4. Precipitação.5.Geofísica. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) utor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO INSTITUTO DE FÍSICA

Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: DINÂMICA DOS AQUÍFEROS DA REGIÃO DO BAIRRO PEDRA NOVENTA EM CUIABÁ - MT

AUTORA: IVANETE BARBOSA DE MOURA

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 25 de julho de 2013, pela comissão julgadora:

Prof. Dr. Shozo Shiraiwa - Orientador Instituto de Fisica/UFMT

Profa. Dra. Luciana Sanches Examinadora Interna

Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia/UFMT

Prof. Dr. Alteredo Oliveira Cutrim Examinador Externo Instituto de Ciências Exatas e da Terra

UFMT

Prof. Dr. Luiz Fernando Jorge da Cunha Examinador Externo

Faculdade de Ciências Exatas/UNEMAT

Profa. Dra. Rozilaine Aparecida Pelegrine Gomes de Faria Examinadora Externa

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso/IFMT

DEDICATÓRIA

Dedico ao meu esposo Odenil Daniel e aos meus filhos Anna Vitória, Luís Felipe e Lucas Gabriel por eles fazerem a alegria do meu lar. Aos meus pais Miguel e Ivany e irmãos Leivany, Paula Andrea e João Victor.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por ser tão generoso comigo e por providenciar os mínimos detalhes necessários ao inicio, meio e fim desta pesquisa. Por colocar na minha caminhada pessoas especiais e prestativas.

Agradeço ao professor Dr. Shozo Shiraiwa, orientador desta tese, pelos ensinamentos, discussões e sugestões, além do exemplo de vida a seguir de um profissional dedicado e persistente.

Agradeço ao prof. Dr. Alteredo O. Cutrim, por auxiliar nas discussões desta tese necessárias para a valorização do conteúdo apresentado.

Ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo apoio financeiro através do projeto processo nº 574124/2008-8, e aos moradores da região do bairro Pedra Noventa por cooperar com essa pesquisa.

Ao professor Dr. Edinaldo Castro e Silva que através da coordenação do projeto de pesquisa "Avaliação do impacto de esgoto doméstico nas águas subterrâneas..." apoiou financeiramente cada etapa necessária ao desenvolvimento da pesquisa. Jesus te ama!

A Hidrogeóloga Ivanety P. S. J. Assis da GAPC-UTANGA/Angola por ter elaborado o projeto de pesquisa "Avaliação do impacto de esgoto doméstico nas águas subterrâneas...", que subsidiou o desenvolvimento desta tese.

Ao professor Dr. Fernando Ximenes de T. Salomão pela preciosa participação nos levantamentos de campo, e na discussão dos resultados.

Ao professor Dr. Renato Blat Migliorinni tão citado nesta tese como Migliorini (1999), por sempre me esclarecer com atenção e paciência.

Aos professores Dra. Luciana Sanches e Dr. Prudêncio Castro Júnior em cooperar com a pesquisa cedendo as estações micrometereológicas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da UFMT e aos professores e alunos, na pessoa do professor Dr. José de Souza Nogueira por contribuírem para a realização deste trabalho.

Aos moradores do bairro Pedra Noventa e vizinhança, proprietários dos poços rasos e dos poços tubulares profundos, por permitirem a realização do monitoramento mensal em seus poços.

Ao geólogo José Romualdo Morceli diretor da Geopoços Hidroconstruções por apoiar financeiramente o projeto de tese, pela amizade e pelos incentivos.

A minha amiga e parceira de pesquisa Débora Delatore. Obrigada pela participação nas etapas de campo e nas incansáveis discussões. O que seria de nós sem Deus? ELE nos guardou até aqui.

A amiga do *core* Ana Rúbia, a sua companhia nos momentos de dificuldades e de indecisão foram de calmaria e abastança. Você é especial para Jesus e para mim também, abençoada!

As companheiras Marcely e Aparecida, nos momentos decisivos da finalização da tese os incentivos constantes fizeram a diferença. Avançar sempre, recuar jamais!

Ao jovem Ricardo Lara dos Santos pela amizade, pelas discussões sobre física. Não devo esquecer a sua preciosa força bruta, tão útil nas coletas de dados em campo. Valeu parceiro, que Jesus continue cuidando de você!

Aos Jovens Letícia, Samira, Suelen, Rafaela, Djonathan, Marcos, Cristiane, Miriam, Cassiana e ao técnico aposentado Alexandrino Nascimento, por cooperar com a pesquisa. A boa semente foi lançada, a seu tempo ceifarão. O que vocês fizeram por mim, eu creio que no momento oportuno alguém fará por vocês. Obrigada!

Aos motoristas da UFMT, ir até a área de estudo era um desafio, o sol escaldante desgastava o humor e a tolerância, mas todos aqueles que ali estiveram com certeza Jesus já os recompensou. A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram no desenvolvimento desta tese.

Determinando tu algum negócio, fique firme, e a luz brilhará em teus caminhos.

Jó 42: 10.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	13
LISTA DE TABELAS	17
LISTA DE ABREVIATURAS	18
LISTA DE SÍMBOLOS	19
RESUMO	20
ABSTRACT	21
1 INTRODUÇÃO	22
1.1 PROBLEMÁTICA	22
2.1 A ÁGUA SUBTERRÂNEA E O CLIMA	27 27 28 28 30 30
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. 3.2 CARACTERISTICAS DA ÁREA 3.2.1 Clima. 3.2.2 Hidrografia. 3.2.3 Geomorfologia. 3.2.4 Solo. 3.2.5 Geologia. 3.2.5 Geologia. 3.2.5.1 Formação Miguel Sutil. 3.2.5.2 Formação Rio Coxipó. 3.2.6 Hidrogeologia do Grupo Cuiabá. 3.2.6.1 A relação litologia-estrutura-água subterrânea. 4 MATERIAL E MÉTODO.	32 32 32 33 33 33 34 35 36 37 37
4.1 DADOS MICROCLIMÁTICOS 4.1.1 Medida de Variáveis Microclimáticas durante o ano hidrológico (agosto/11 a julho/12) 4.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO, SOLO E MORFOPEDOLÓGICO 4.2.1. Interpretação de aerofotografias da área de pesquisa	39 40 40 41 42

SUBTERRÂNEA	
4.3.1 Método Eletromagnético Indutivo	
4.3.2 Método da eletrorresistividade	46
4.3.2.1 Técnica do Caminhamento Elétrico	47
4.3.2.2 Técnica da Sondagem Elétrica Vertical	49
4.4 TESTEMUNHO DE SONDAGEM GEOLÓGICA (MÉTODO	
ROTATIVO)	50
4.4.1 Execução de furo de sondagem com retirada de Testemunho	
4.4.2 Descrição dos testemunhos de sondagem quanto suas características.	
4.4.2.1 Características geotécnicas	
4.4.2.2 Características Litológicas	
4.5 PERFURAÇÕES DE POÇOS TUBULARES	53
4.5.1 Execução da perfuração	
4.5.2 Descrição do perfil litológico dos poços	
4.6 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA	
4.6.1 Informações de Poços rasos e poços tabulares	
4.6.1.1 Seleção dos pontos de monitoramento de nível estático	
, .	
4.6.1.2 Determinação das coordenadas geográficas e altitude dos poços. 4.6.1.3Processamento dos dados do GPS	
4.6.1.4 Cálculo da altitude na boca dos poços	
4.6.2 Nível estático nos poços rasos e profundos	
4.6.3 Nível potenciométrico do aquífero (Carga Hidráulica)	
4.6.3.1 Mapa Potenciométrico	
4.6.4 Condutividade, Transmissividade e Coeficiente de Armazenamento	
4.6.4.1 Teste de bombeamento e teste de aquífero	
4.6.4.2 Método de Neuman (Aquífero Livre)	
4.6.4.3 Método de Theis (Aquífero Confinado)	
4.6.5 MODO DE OCORRÊNCIA DOS AQUÍFEROS	/0
4.7 AVALIAÇÃO DA INTERAÇÃO DOS AQUÍFEROS COM	
PRECIPITAÇÃO, RELEVO, SOLO E ROCHA	
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	7 1
5 1 Manage Ball DE GHA DÉ (ANO HIDROLÓGICO A GOSTO 2011	••• / 2
- 5 8/14/10/14/14 18/18 18/18 18/14 1	
5.1 MICROCLIMA DE CUIABÁ (ANO HIDROLÓGICO AGOSTO 2011	A
ЛЛНО DE 2012)	A 71
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL	A 71 72
JULHO DE 2012)	A 71 72
JULHO DE 2012)	A 71 72 1 73
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa	A 71 72 1 73 74
5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS	A 71 72 1 73 74
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local	A 71 72 73 74 576 76
5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil	A 71 72 73 74 576 76 78
5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil. 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó	A 71 72 73 74 576 76 78 79
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil. 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal	A 71 72 73 74 576 76 78 79
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes	A 71 72 73 74 76 76 78 79 79
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil. 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo	A 71 72 73 74 576 76 78 79 79 80
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico	A 71 72 73 74 576 76 78 79 79 80 80
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico 5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico	A 71 72 73 74 76 76 78 79 79 79 80 80 82
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico	A 71 72 73 74 76 76 78 79 79 80 80 82
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico 5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico 5.3.2.3 Neossolo Litólico 5.3.2.4 Argissolos	A 71 72 73 74 576 76 78 79 79 80 80 82 83 84
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico 5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico 5.3.2.3 Neossolo Litólico 5.3.2.4 Argissolos	A 71 72 73 74 576 76 78 79 79 80 80 82 83 84
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil. 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico 5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico 5.3.2.3 Neossolo Litólico	A 71 72 73 74 76 76 78 79 79 80 80 82 83 84 84
JULHO DE 2012) 5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL 5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa 5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa 5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS 5.3.1 Geologia local 5.3.1.1 Formação Miguel Sutil 5.3.1.2 Formação Rio Coxipó 5.3.1.3 Formação Pantanal 5.3.1.4 Aluviões Recentes 5.3.2 Solos da área de estudo 5.3.2.1 Plintossolos Pétrico 5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico 5.3.2.3 Neossolo Litólico 5.3.2.4 Argissolos 5.3.3 Compartimentos Morfopedológicos	A 71 72 73 74 76 76 78 79 79 80 80 82 83 84 84

5.3.3.2 Superfícies em Rampas	86
5.3.3.3 Campo Úmido com Murundus	86
5.3.3.4 Vales Amplos	
5.3.3.5 Colinas Médias e Morrotes	
5.3.3.6 Terraços	
5.4 MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A CARACTERIZAÇÃO	
HIDROGEOLÓGICA	87
5.4.1 Método eletromagnético Indutivo - Caminhamento EM	
5.4.1.1 Área A	
5.4.1.2 Área B	
5.4.2 Método Eletrorresistividade – Técnica do Caminhamento Elétrico	
5.4.2.1 Área A	
5.4.2.2 Área B	
5.4.3 Método Eletrorresistividade – Sondagem Elétrica Vertical	
5.4.3.1 Área A	
5.4.3.2 Área B	
5.5 TESTEMUNHO DE SONDAGEM GEOLÓGICA	90
5.5.1 Características geológicas e geotécnicas	
5.5.1.1 Área A	
5.5.1.2 Área B	
5.6 AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA	
5.6.1 Área A	
5.6.2 Área B	
5.6.2.1 Pt1	
5.6.2.2 Pt2	
5.6.2.3 PT3	
5.6.3 Poços Rasos e Poços Tabulares	
5.6.4 Profundidade dos poços	
5.6.4.1 Poços rasos	
5.6.4.2 Poços tubulares	
5.6.5 Altitude na boca dos poços	
5.6.6 Direção e sentido do fluxo da água subterrânea	
5.6.6.1 Nível estático dos poços rasos e poços tubulares	
5.6.6.2 Cálculo da Carga Hidraúlica ou Nível Potenciométrico	
5.6.6.3 Mapa Potenciométrico dos Aquíferos	
5.6.7 Avaliação de Testes de Bombeamento e de Aquífero	117
5.6.7.1 Área A	
5.6.7.2 Área B	
5.6.8 Parâmetros Hidrodinâmicos	
5.6.8.1 Área A	
5.6.8.2 Área B	
5.7 FORMA DE OCORRÊNCIA DOS AQUÍFEROS E SUA INTERAÇÃ	
COM PRECIPITAÇÃO, RELEVO, SOLO E ROCHA	131
5.7.1 Superfícies Aplainadas com solos rasos	132
5.7.2 Superfícies em Rampas	136
5.7.1.2 Campo Úmido com Murundus	139
5.7.1.3 Vales Amplos	
5.7.1.4 Colinas Médias e Morrotes	
5.7.3.5 Terraços	
6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	151

	^	,	
7	DEFEDENCIAC	DIDI IOCDATICAC	15/
/	REFERENCIAS	BIBLIOGRÁFICAS	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Tipos de aquífero: Suspenso, Livre e Confinado	. 27
Figura 2 Representação Esquemática das Províncias Hidrogeológicas do Brasil	l
(Adaptado de: Pessoa et al., 1980).	. 29
Figura 3 Principais aquíferos do território brasileiro (Fonte: ANA, 2007)	. 29
Figura 4 Localização do bairro Pedra Noventa e entorno, em Cuiabá – MT	
(imagem GoogleEarth, 2012)	. 32
Figura 5 Mapa geológico de Cuiabá (Migliorini, 1999)	. 34
Figura 6 Estação micrometerológica marca HOBO U30 modelo NRC, e detalh	es
para os sensores de temperatura, umidade do ar e pluviômetro digital	. 40
Figura 7 Foto ilustrando detalhes da identificação e classificação do tipo de sol	o in
situ	
Figura 8 Desenho esquemático apresentando a localização das áreas A e B, linl	nas
e pontos investigados utilizando métodos geofísicos (imagem GoogleEarth, 20	
Figura 9 Indução eletromagnética (BORGES, 2002).	
Figura 10 Esquema do arranjo Wenner-Schlumberger (Adaptado: LOKE, 2004	
Figura 11 Arranjo Eletródico Schlumberger mostrando esquematicamente o	
comportamento das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais no meio	
(BORGES, 2002).	. 50
Figura 12 GPS itinerante instalado ao lado do poço tubular, em ambiente aberto	
sem obstruções, para evitar perda de sinal e minimizar ocorrência de ruídos no	•
momento da coleta de dados.	56
Figura 13 Diferença observada entre elipsoide e geoide, e suas relações	
matemáticas (fonte: IBGE – MAPGEO2004 - Versão 3.0, fornecido gratuitame	ente
em www.ibge.gov.br)	
Figura 14 Medida da Distância (r) existente entre o poço e o GPS itinerante, pa	
obter a coordenada corrigida para a boca do poço	
Figura 15 Instrumento nivelador utilizado para medir a diferença de desnível de	
terreno entre o poço e o GPS itinerante.	
Figura 16 Detalhes da boca do poço raso (a), medidor elétrico de nível de água	
e trena (c)	. 59
Figura 17 Procedimento para obtenção da carga hidráulica (Feitosa e Manoel	. 57
Filho, 1997)	60
Figura 18 Bombeamento esquemático de um poço segundo as condições exigio	
pelo Método de Neuman (Fonte: CASTRO et al., 2000)	
Figura 19 Curva de ajustes de Neuman (1975), mostrando detalhe dos campos	
curva para obtenção de uA , uB e do coeficiente β	
Figura 20 Precipitação mensal acumulada de agosto 2011 a julho de 2012 (Fon	
boletos micrometreológicos mensais INMET).	. /1
Figura 21 Comparação entre a precipitação pluviométrica acumulada mensal	72
registrada em Cuiabá, obtida por Campelo et al. (1991) e pelo INMET	
Figura 22 Comparação entre as médias diárias de temperatura do ar, obtidas pe	
estação localizada no bairro Pedra Noventa e na estação do Aeroporto Marecha	
Rondom.	
Figura 23 Comparação entre as médias diárias de umidade relativa do ar obtida	
para a estação Pedra Noventa e estação do aeroporto	
Figura 24 Comparação entre a precipitação acumulada mensal (mm) obtida pel	
estação INMET em Cuiabá e para estação Pedra Noventa	. /5

Figura 25 Precipitação acumulada diária (mm), ocorrida no dia 13 de dezembro de
2011 na região do bairro Pedra Noventa
Figura 26 Precipitação acumulada diária, ocorridas no dia mês de abril de 2012 na
região do bairro Pedra Noventa
Figura 27 Mapa geológico da região do bairro Pedra Noventa
Figura 28 Filito marrom avermelhado observado em corte de estrada exibindo (a)
laminação plano-paralelas de dimensões milimétricas e (b) veios de quartzo
centimétricos concordantes com a foliação
Figura 29 Formação Pantanal representada por material arenoso, detalhe do
tamanho e composição dos clastos
Figura 30 Aluviões Recentes de textura areno-argilosa e coloração cinza clara a
média, exposto em cava de açude (a) e detalhe da textura utilizando câmera
fotográfica (b)
Figura 31 Horizontes superficiais do Plintossolo Pétrico: a) areno-argiloso; b)
cascalhento. 81
Figura 32 Horizonte superficial do Plintossolo Pétrico: couraça ferruginosa 81
Figura 33 Plintossolo Argilúvico mostrando horizonte plíntico formando uma
couraça ferruginosa
Figura 34 Foto apresentando o Neossolo Litólico recobrindo a rocha alterada 83
Figura 35 Argilosos de cor marrom e textura areno-argilosa, situado a sudoeste da
área de pesquisa
Figura 36 Mapa de Compartimentos Morfopedológicos da região Pedra Noventa.
Figura 37 Mapas de Isocondutividade aparente. Profundidades de 7,5 m (A), 15 m
(B), 30 m (C) e 60 m (D)
Figura 38 Seção de isocondutividade da Linha EM-5 área A, perfil litológico do
poço Pt-novo perfurado na estação de 20 m
Figura 39 Mapas de Isocondutividade aparente. Profundidades de 7,5 m (A), 15 m
(B), 30 m (C) e 60 m (D)
Figura 40 Linha EM5 da área B: (a) perfil de solo em corte de cava paralelo a
linha, (b) seção de isocondutividade com detalhe para perfil litológico do poço
tubular Pt193
Figura 41 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-1 94
Figura 42 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-4 95
Figura 43 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-5 96
Figura 44 Modelo Interpretativo da SEV1, área A
Figura 45 Modelo Interpretativo SEV2, área A
Figura 46 Modelo Interpretativo SEV1, área B
Figura 47 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular situado na área A,
Chácara A – região Pedra Noventa. 104
Figura 48 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt1 situado na área B,
Chácara J – região Pedra Noventa
Figura 49 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt2 situado na área B,
Chácara do J – região Pedra Noventa
Figura 50 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt3 situado na área B,
Chácara do J – região Pedra Noventa
Figura 51 Distribuição dos pontos de monitoramento do nível estático na região
do bairro Pedra Noventa, os pontos em cinza refere-se aos poços rasos e
triângulos verdes aos poços tubulares (Adaptado de Google Earth 2011) 108
Figura 52 Classes de profundidade de poços rasos da área de estudo 109
Figura 53 Profundidade dos poços tubulares na região do bairro Pedra Noventa.

Figura 54 Mapa de isovalores de cotas no bairro Pedra Noventa e região, os
pontos estão representados em vermelho
Figura 55 Média mensal do nível estático (NE), obtida a partir do monitoramento
dos 30 poços rasos, período de agosto de 2011 a julho 2012
Figura 56 Média mensal do nível estático (NE) para os 25 poços tubulares
monitorados no período de agosto de 2011 a julho 2012
Figura 57 Mapas em 3D, (a) topografia; (b) nível potenciométrico no período seco
(setembro 2011) e (c) período chuvoso (abril 2012), as setas indicam as direções
preferenciais do fluxo da água subterrânea
Figura 58 Mapas em 3D, (a) topografia; (b) nível potenciométrico no período seco
(agosto 2011) e (c) período chuvoso (abril 2012), as setas indicam as direções
preferenciais do fluxo da água subterrânea
Figura 59 Variações de Nível Dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no divers
durante o bombeamento do poço tubular Pt-exist (a) e do poço observado Pt-novo
(b)
Figura 60 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers
durante a recuperação do poço tubular Pt-exist (a) e do poço observado (b) 120
Figura 61 Localização dos poços utilizados nos testes de bombeamento e de
aquífero, área B
Figura 62 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers
durante o bombeamento do poço tubular Pt1 (a) e dos poços de monitoramento
Pt2 (b); Pt3 (c) e Pt4-Hélio (d)
Figura 63 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers
durante a recuperação do poço tubular Pt1 (a) e dos poços de monitoramento Pt2
(b); Pt3 (c) e Pt4-Hélio (d)
Figura 64 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers
durante o bombeamento do poço tubular Pt2
Figura 65 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) poços de
monitoramento Pt1 (b) e Pt3 (c), registrados no Divers durante o bombeamento do
poço tubular Pt2
Figura 66 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers
durante a recuperação do poço tubular Pt2
Figura 67 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) poços de
monitoramento Pt1 (b) e Pt3 (c), registrados no Divers durante a recuperação do
poço tubular Pt2.
Figura 68 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a
partir do teste de aquífero Pt-exist, interpretado pelo método de Neuman 127
Figura 69 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a
partir do teste de aquífero Pt-novo interpretado pelo método de Neuman 128
1 1
Figura 70 Parâmetros hidrodinâmicos para o aquífero metadiamictito obtidos a
partir do teste de aquífero realizado no poço Pt1, interpretado pelo método de
Theis
Figura 71 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a
partir do teste de aquífero interpretado pelo método de Theis: Pt2 (a); Pt3 (b) e
Pt4 (c)
Figura 72 Vista panorâmica do compartimento de Superfície Aplainada com solos
rasos, mostrado em baixo da linha amarela tracejada
Figura 73 Poço raso presente no compartimento Superfície Aplainada, o nível
estático é mantido na superfície do terreno durante o período seco
Figura 74 Poço raso presente no compartimento Superfície Aplainada, o nível
estático próximo à superfície do terreno durante o período chuvoso exala odores
fortes e a água apresenta turbidez

Figura 75 Comparação entre precipitação pluviométrica e a variação do nível	
estático nos poços rasos presentes no compartimento Superfícies Aplainadas	135
Figura 76 Comparação entre precipitação pluviométrica e a variação do nível	
estático nos poços tubular profundo presentes no compartimento Superfícies	
	136
Figura 77 Vista panorâmica do compartimento morfopedológico de Superfície	em
Rampa com Plintossolo Pétrico.	
Figura 78 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	
estático nos poços rasos do compartimento Superfície em Rampa	138
Figura 79 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	
estático nos poços tubulares do compartimento Superfície em Rampa	138
Figura 80 Vista panorâmica do Campo Úmido com Murundus inundado	
Figura 81 Vista panorâmica Campo Úmido durante o período seco	
Figura 82 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	1.0
estático, dos poços tubulares no compartimento Campo Úmido com Murundus	
control, dos poços tubulares no compartimento cumpo cimao com marandas	
Figura 83 Poço raso afogado pelas águas acumuladas no compartimento de	
- ,	142
Figura 84 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	1 12
estático, dos poços tubulares no compartimento Campo Úmido com Murundus	
	142
Figura 85 Vistas panorâmicas do Vale Amplo localizados a sudoeste: curso d'	1
	143
Figura 86 A aquífero freático alimentando cursos d' águas, tributários do rio A	_
	144
Figura 87 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	177
estático, dos poços rasos no compartimento Vales Amplos.	145
Figura 88 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	173
estático, poço tubular no compartimento Vale Amplo	1/16
Figura 89 Compartimento de Colinas e Morrotes, localizado na parte nordeste	
área pesquisadaárea pesquisada	
Figura 90 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	140
estático, poço tubular no compartimento Vale Amplo	1/10
Figura 91 Vista panorâmica do compartimento de Terraços, localizado na parte	
sudeste da área pesquisada	
- ·	149
Figura 92 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível	1.40
estático, poço tubular no compartimento Terraços.	149

LISTA DE TABELAS

') 45
45
1997).46
52
82
idade,
118
127
renosa
129
itorados
133
137
ındus.
140
144
ofundo
147
. i

LISTA DE ABREVIATURAS

NE Nordeste
NW Noroeste
N Norte
S Sul

CE Caminhamento Elétrico

SEV Sondagem elétrica vertical
STD Sólidos totais dissolvidos
ESTEIO Empresa de aerofotografias
CPRM Serviço Geológico do Brasil
GPS Global Positioning System

UTM Universal Transverse Mercator.

APA Área de Proteção Ambiental

PNAS Programa Nacional de Água Subterrânea

SINGREH Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos

IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

GIS Geographic Information System

SEPLAN Secretaria Municipal de Planejamento

MUNSELL Escala de cores proposta por Albert Henry Munsell

INMET Instituto Nacional de Meteorologia

EMBRAPA Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

LISTA DE SÍMBOLOS

cm Centímetros

m Metro

D1, D2, D3 Fases de deformação das rochas Grupo Cuiabá

S1, S2 Foliações

km Quilômetros

mm Milímetros

mm/h Milímetros por hora

Hp Campo magnético primário

Hs Campo magnético secundário

AC Corrente Alternada

k Fator geométrico

σ Condutividade elétrica

mS/m miliSiemens por metro

 ΔV Diferença de potencial

 Ω Ohm

 ρ_a Resistividade elétrica aparente

M e N Eletrodos de tensão M e N

A e B Eletrodos de corrente A e B

NE Nível estático

ND Nível dinâmico

NP Nível Potenciométrico

K Condutividade Hidráulica

Transmissividade

S Coeficiente de armazenamento

RESUMO

MOURA, I. B. *Dinâmica dos aquíferos da região do bairro Pedra Noventa em Cuiabá – MT*. Cuiabá, 2013. 160f. Tese (Doutorado) - Programa de Pósgraduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso.

Na região do bairro Pedra Noventa e adjacência, localizado na porção sudeste da cidade de Cuiabá, os aquíferos são intensamente explorados através de poços rasos e profundos. Nesta área existem muitas fossas negras que expõem os aquíferos à contaminação, intensificada no período chuvoso. O objetivo geral do trabalho é avaliar a influência dos fatores precipitação, relevo, solo e rocha sobre os aquíferos. Foram medidas no local a temperatura, umidade relativa do ar e a precipitação durante um ano hidrológico. Foi realizado o mapeamento geológico e morfopedológico, delimitando áreas homogêneas e associadas ao funcionamento hídrico. A espessura das rochas aquíferas foi detalhada em duas áreas utilizando os métodos eletromagnético indutivo e eletrorresistivos (CE e SEV). Os resultados geofísicos indicaram locais favoráveis a perfuração de poços tubulares profundos. Foram executados dois furos de sondagem um em cada área, antes da perfuração, com retirada de testemunho para detalhamento do perfil litológico e estrutural. Os parâmetros hidrodinâmicos foram obtidos, a partir de teste de produção e de aquífero de seis poços tubulares, utilizando os métodos de Theis e Newman. A dinâmica dos aquíferos foi avaliada a partir do monitoramento mensal do nível estático em 30 poços rasos e 25 poços tubulares profundos. O mapeamento geológico identificou quatro unidades na área: Formação Rio Coxipó; Formação Miguel Sutil; Formação Pantanal e os Depósitos Aluvionares. O método eletromagnético indutivo mapeou zonas anômalas com condutividade aparente superior a 16 mS/m, associadas ao metadiamictito de matriz arenosa saturada. O aquífero formado pela Formação Rio Coxipó ocorre na forma livre e confinada. Os valores do coeficiente de armazenamento são compatíveis para aquífero livre e confinado. O fluxo da água subterrânea na área é preferencialmente para SE e subordinadamente para E e S, e acompanha a topografia do terreno. A integração da precipitação, da morfopedologia e da geologia permitiu descrever o comportamento dos aquíferos nos seis compartimentos morfopedológicos. Na Superfície Aplainada não ocorre aquífero no solo, a água de chuva é armazenada no manto de alteração da rocha formando o aquífero freático. Na Superfície em Rampa a infiltração da água de chuva acontece até superfície da couraça ferruginosa, que aumenta o fluxo subterrâneo em direção as áreas de menor altitude. Nos Campos Úmidos com Murundus a água que infiltra no solo forma aquíferos suspensos sobre a couraça ferruginosa. Os Vales Amplos recebe os fluxos de subsuperfície. Nos Terraços, a recarga do aquífero freático é direta. Nas Colinas Médias e Morrotes ocorre defasagem na resposta do nível estático em relação à precipitação pluviométrica.

Palavras Chave: nível estático, água subterrânea; compartimentos morfopedológicos; precipitação; eletromagnético; eletrorresistividade.

ABSTRACT

Moura, I. B. *Aquifers dynamics of the Pedra Noventa district in Cuiabá - MT*. Cuiabá, 2013. 160f. Thesis (Doctor) - Graduate Program in Environmental Physics, Federal University of Mato Grosso.

In the district of Pedra Noventa located in the southeastern portion of the Cuiabá city the more shallow groundwater aquifer is intensively exploited by shallow and deep wells. In this area there are many cesspools exposing aquifers to contamination, intensified during the rainy season. The overall objective is to evaluate the influence of rainfall, topography, soil and rock on the aquifers. We measured the temperature, relative humidity and precipitation over a hydrological year. We made the geological and morphopedologic maps, delimiting homogeneous areas associated with the hydric behavior. The thickness of the aguifer rocks has been detailed in two areas, using inductive electromagnetic methods and geoelectric (VES and WE). The geophysical results indicated favorable locations for drilling for deep wells. Were performed two boreholes, one in each area before drilling, with withdraw of testimony to detail the structural and lithological profile. The hydrodynamic parameters were obtained starting from production testing of the aquifer in six wells tubular, using the methods and Newman Theis. The dynamics of the aquifer were calculated from the monthly monitoring of the static level in 30 shallow wells and 25 deep wells. Geological mapping identified four units in the area: the Rio Coxipó Formation; Miguel Sutil Formation; Pantanal Formation and Alluvial Deposits. The electromagnetic inductive method mapped anomalous zones with apparent conductivity greater than 16 mS/m, associated with metadiamictito saturated sandy matrix. The aguifer formed by the Rio Coxipó Formation occurs in free form and confined. The coefficient of storage is supported for the free and confined aquifer. The groundwater flow in the area is preferably for SE and subordinate to E and S, and follows the topography of the land. The integration of precipitation, and geology morfopedologia allowed to describe the behavior of aquifers in the six compartments morphopedologic. Surface Planed aquifer does not occur in the soil, rainwater recharges the mantle of alteration forming the phreatic aquifer. Surface Ramp allows the harness ferruginous infiltration of rainwater and develops a groundwater flow towards areas of lower altitude. Wet Fields with Mounds form suspended aquifers on the cuirass ferruginous. The Extensive Valleys receive subsurface flows. On the Terrace in the groundwater aquifer recharge is direct. In the Hills and Medium Morrotes lag occurs in response static level in relation to rainfall.

Keywords: static level, groundwater; morphopedologic compartments; precipitation, electromagnetic, electrical resistivity.

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

A água subterrânea armazenada em aquíferos cristalinos tem recebido pouca atenção da comunidade científica, por ser complexa e por apresentar baixa potencialidade hídrica. Os aquíferos cristalinos estão associados às áreas dos escudos cristalinos formados por rochas ígneas e metamórficas que ocupam grandes extensões dos continentes. Nos continentes Americano, Africano e em parte da Oceania a água subterrânea armazenada nesse meio é explorada amplamente para usos domésticos e industriais.

No Brasil estes aquíferos constam no mapa das Províncias Hidrogeológicas, onde das dez diferentes Províncias 36 % correspondem às províncias de rochas cristalinas do território brasileiro (MANOEL FILHO, 1996). Para os brasileiros, a importância dos aquíferos cristalinos está mais relacionada à localização geográfica do que a potencialidade propriamente dita (FEITOSA, 2008). Em regiões de elevado défice hídrico em razão da baixa pluviometria, estes aquíferos são essenciais para qualquer atividade socioeconômica. No nordeste do Brasil e no sudeste esses aquíferos cristalinos são fortemente explorados. No nordeste por causa das secas extremas e no sudeste a situação é de elevado índice pluviométrico, porém ocorre carência d'água devido a grande demanda.

A cidade de Cuiabá está situada na subprovíncia Hidrogeológica do Alto Paraguai e suas águas subterrâneas estão armazenadas em zonas aquíferas existentes nos substratos metamórficos pertencentes às rochas cristalinas do Grupo Cuiabá (MIGLIORINI, 1999). Na década de 70 à população da cidade era de pelo menos 100 mil habitantes. Devido às políticas de incentivo de desenvolvimento oferecidas pelo governo federal favoreceu o crescimento populacional e em 2010 alcançou os 551,1 mil habitantes (IBGE, 2010). Esse crescimento foi desordenado e gerou problemas de moradia, de saneamento e de falta de água tratada aos munícipes.

A falta de água, nas áreas periféricas de Cuiabá, foi resolvida pelos moradores abrindo poços rasos do tipo cacimba, em fundo de quintais, enquanto o poder público construía vários poços tubulares profundos. Assim, a água subterrânea desempenhou ao longo de décadas a importante função de fornecer água aos moradores. Em áreas distantes do centro urbano da cidade, ainda hoje, a água subterrânea é explorada de forma arcaica e rudimentar. Esta água é apreciada

como de boa qualidade e sua rejeição somente ocorre quando apresenta odor forte, turbidez e cor, quando então seus usuários passam a julga-la imprópria ao consumo humano.

A ampla exploração da água subterrânea nessas áreas acontece porque para perfurar um poço raso em rochas cristalinas é rápido e de baixo custo, pois a profundidade do nível estático é inferior 10 m (FEITOSA, 2008). O custo ambiental e social dessa exploração é elevado, porque expõem o aquífero à contaminação e a saúde da população em risco.

O nível estático é a superfície superior da zona de saturação do solo ou rocha e imediatamente abaixo está o depósito de água subterrânea designado de aquífero. Este nível carece de avaliação no espaço e no tempo, pois sua flutuação natural é influenciada principalmente pela precipitação pluviométrica, e evidencia a recarga do aquífero.

O rebaixamento do nível estático em áreas carentes de água produz crises e conflitos sociais de uso. Em locais onde o nível estático é raso geralmente enfrenta o problema de exposição à contaminação, em consequência da pequena camada de solo o que reduz a sua função de filtro. A água subterrânea contaminada causa transtornos à saúde dos seus usuários.

Na porção sudeste da cidade de Cuiabá está localizado o bairro Pedra Noventa e bairros vizinhos. No local, conforme Migliorini (1999) ocorrem rochas da Formação Rio Coxipó consideradas pelo autor como as de maior potencialidade hídrica dentro do Grupo Cuiabá. Nessa área, a água subterrânea é explorada em poços rasos de fundo de quintal, desde a criação do bairro em 1990 devido a inexistência de redes de abastecimento público. São famílias de baixa renda e socialmente marginalizadas (VASCONCELOS et al., 2004).

Os resquícios de uma história de uso inadequado do espaço físico são percebidos em muitas residências marcadas pelos poços rasos e pelas fossas negras, fora das normas técnicas uma vez que os proprietários as desconhecem. A exploração da água subterrânea continua no dia a dia dos moradores, tanto no período seco como no chuvoso. Durante as chuvas a elevação do nível estático faz com que o conteúdo das fossas se misture com as águas dos aquíferos, ocasionando contaminação por coliformes fecais e totais (SILVA 2013).

Para fazer gestão de um aquífero é necessário conhecer a estrutura, a geometria e suas propriedades hidráulicas (UNESCO, 2012). No Brasil, o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos - SINGREH – é o coordenador

da gestão integrada das águas, é respaldado na Lei nº 9.433/1997, agrega diversos conselhos e comitês que juntos devem: planejar, regular e controlar o uso, a preservação e a recuperação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos, além de promover a cobrança pelo uso.

Em Mato Grosso, a Lei n° 6.945 foi elaborada como diretriz da Politica Estadual de Recursos Hídricos e nela consta o artigo 7° inciso V que trata dos programas de gestão de água subterrânea, abordando a pesquisa, planejamento e monitoramento.

Pesquisa de água subterrânea em escala local é citada no Programa Nacional de Água Subterrânea - PNAS, no subprograma de estudos e projetos das águas subterrâneas em escala local. O aquífero é entendido como uma área restrita e pertencente a uma bacia hidrográfica, limitado geograficamente por município ou estado. Menciona também, que em centros urbanos onde a água subterrânea possui relevante contribuição ao abastecimento público, as pesquisas e o conhecimento hidrogeológico devem ser ampliados.

Fatores naturais como substrato geológico, tipos de solo e relevo influenciam a dinâmica do aquífero. Além desses a precipitação pluviométrica é o fator de maior interferência na recarga e é revelada a partir da elevação do nível estático. Compreender a influencia desses fatores sobre a dinâmica dos aquíferos é fundamental para fazer o gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos, como também para propor medidas de uso e conservação desses aquíferos.

1.2 JUSTIFICATIVA

Pesquisas que avaliam a dinâmica de um aquífero em meio cristalino são importantes e de especial interesse para grupos sociais que residem em comunidades distantes que enfrentam a falta de água, e tem uma grande demanda de água subterrânea. Nessas áreas, rurais ou urbanas, a água subterrânea é explorada por causa das condições de seca extrema ou em razão da inexistência de água tratada.

A conservação dos aquíferos em meio urbano é imprescindível e depende do conhecimento científico, para orientar o uso adequado do meio físico destinado a ocupação. A maior fonte de dados hidrogeológicos de uma área é obtida a partir da perfuração de poços tubulares. Todavia, é comum encontrar dados de poços tubulares inconsistentes e errados em relatórios técnicos, feito pelas empresas

perfuradoras, dificultando a sua compreensão e a utilização nas pesquisas hidrogeológicas.

Assim, essa pesquisa se justifica pela carência de pesquisas de cunho científico que avaliem os aquíferos do bairro Pedra Noventa e vizinhança, sujeitos à contaminação por esgoto doméstico. Além disso, pela lacuna de informações palpáveis sobre aquíferos em meio cristalino que subsidie o desenvolvimento de estratégias de gestão e conservação das águas subterrâneas.

Diante do exposto, definiu como objetivo geral:

Avaliar a influência dos fatores precipitação, relevo, solo e rocha sobre os aquíferos em área de rochas cristalinas.

Para alcançar o objetivo geral deste trabalho foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Descrever o microclima por um ano hidrológico;
- Elaborar mapas temáticos: geológico e morfopedológico;
- Estimar a espessura e definir a forma de ocorrência dos aquíferos com auxílio dos métodos geofísicos: eletromagnético e eletrorresistividade;
- Determinar os parâmetros dos aquíferos: espessura, nível estático, nível dinâmico, nível potenciométrico, condutividade hidraúlica, transmissividade, coeficiente de armazenamento e capacidade específica;
- Determinar a forma de ocorrência e avaliar a interação dos aquíferos com a precipitação, relevo, solo e rocha;

Procura-se deste modo, somar o conhecimento sobre aquíferos em meio cristalino, em especial os da região do bairro Pedra Noventa, e fornecer informações consistentes para órgão gestor dos recursos hídricos subterrâneos que assim pode propor medidas de conservação e evitar prejuízos para gerações futuras.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A ÁGUA SUBTERRÂNEA E O CLIMA

A água dos oceanos é evaporada para a atmosfera e avança sobre os continentes, retorna por superfície ou subsuperfície, em direção ao oceano. Este movimento do ciclo das águas dá origem ao ciclo hidrológico. No ciclo hidrológico está a procedência de toda a água subterrânea do planeta Terra.

Fatores climáticos, como temperatura do ar, umidade relativa e insolação são atuantes nos processos de circulação dos oceanos para a atmosfera. Além desses, cita-se a precipitação como um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico, responsável em manter as águas das descargas dos rios e a recarga dos aquíferos (FEITOSA, 2008).

Segundo Custódio & Llamas (2001), o clima também influencia os aquíferos em meio cristalino controlando a espessura e a natureza do manto de intemperismo, como também regulando sua recarga.

As variações no nível estático do aquífero em períodos seco e chuvoso revelam sua ligação com o clima, e depende das interações com o solo, rocha, relevo e vegetação, devendo ser considerada ainda a ação antrópica. Pesquisas avaliaram a influência do clima sobre os aquíferos (BONSSON et al., 2013; RAPOSO et al., 2013; CALLEGARY et al., 2013; WELLMAN et al., 2013; NEUKUM & AZZAM, 2012; GONG et al., 2012; LI et al., 2012; HSU et al., 2012; CRUZ FALCÓN et al., 2011; YIHDEGO e WEBB, 2011; MCCALLUM et al., 2010).

Segundo Brito Neves & Albuquerque (2004) somente a partir da década de 60 os pesquisadores do Brasil formaram consenso sobre a importância do fator clima sobre a produção de poços e da qualidade da água subterrânea de um aquífero, entendendo que em uma mesma litologia há diversidade na produção de poços em distintas regiões climáticas.

As relações do clima, mais especificamente, o efeito da precipitação na elevação do nível estático no interior dos aquíferos do território brasileiro já foram pesquisadas por: Manzione et al.,2012; Friedel et al., 2012; Formaggio et al., 2009; Barreto et al. 2009; Manzione et al., 2007 e Souza et al., 2001.

2.2 CONCEITO E CLASSIFICAÇÃO DE AQUÍFEROS

As rochas que armazenam água subterrânea e são capazes de transmitir essas águas são denominadas de aquíferos. Aquíferos podem ser encontrados em rochas sedimentares, cristalinas de origem ígnea ou metamórfica. Os melhores aquíferos são formados nas rochas porosas de origem sedimentar (REBOUÇAS, 2002, REBOUÇAS et al., 2006). As classificações mais usuais são apresentadas a seguir.

2.2.1 Aquífero Livre, Confinado e Suspenso.

A pressão atmosférica do ar é igual a atuante sobre a superfície do nível estático no interior de um aquífero, e o aquífero sob estas condições é denominado de aquífero livre ou freático (Figura 1). A água subterrânea movimenta livremente entre os poros da rocha e a potencialidades dos poços nessas formações são elevadas.

Quando a formação rochosa portadora de água subterrânea, além da pressão atmosférica, tiver outra pressão adicional exercida por uma camada impermeável sobre o aquífero diz, que está sobre confinamento e o aquífero é chamado de aquífero confinado. A água subterrânea do aquífero é liberada, quando ocorre expansão da água a partir do alívio de pressão e pela redução de poros por compactação.

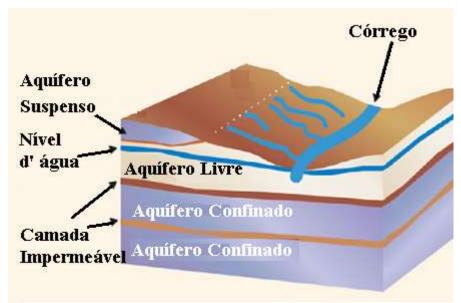


Figura 1 Tipos de aquífero: Suspenso, Livre e Confinado. (Fonte: http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm? infoid=1377&sid=129#livr).

O aquífero suspenso é um tipo especial de aquífero livre, pois satisfaz a definição de livre, tem ocorrência localizada e restrita, é formado sobre camada semipermeável ou impermeável. Está relacionado às lentes de arenito com limite de produção de água subterrânea, o uso continuo exaure rapidamente a água nele armazenado (Figura 1).

2.2.2 Aquífero Poroso, Aquífero Cristalino e Aquífero Cárstico.

Outra classificação bastante conhecida é segundo o tipo litológico: aquífero poroso quando a rocha aquífera é altamente permeável, em princípio relacionada às rochas sedimentares de textura arenosa. Aquífero cristalino é a denominação aplicada para aquíferos existentes em regiões de rochas ígneas e metamórficas.

Os aquíferos cársticos são aqueles associados às rochas carbonáticas. Os processos de desgastes provocados pela ação da água nas fraturas existentes nas camadas das rochas alargam-se pelo movimento da água no interior dessas fraturas, formando o aquífero.

2.2.3 Províncias Hidrogeológicas e os Principais Aquíferos Brasileiros

Uma província hidrogeológica é uma região de características semelhantes quanto as principais ocorrências de água subterrânea. Para definir uma província baseado nas características geológicas e fisiográficas, sendo a geológica a mais importante em razão da litologia, estrutura e tectônica responsáveis em controlar a forma de ocorrência da água subterrânea. A partir dessas características foram identificadas dez diferentes províncias e quinze subprovíncias apresentadas na Figura 2.

Segundo Pessoa et al. (1980) a definição das províncias hidrogeológicas deve ser consideradas após o fator geológico, os fatores clima e a morfologia, pois esses fatores podem operar mudanças significativas nas condições da água de subsuperfície, favorecendo ou não a produtividade hídrica de uma determinada região.

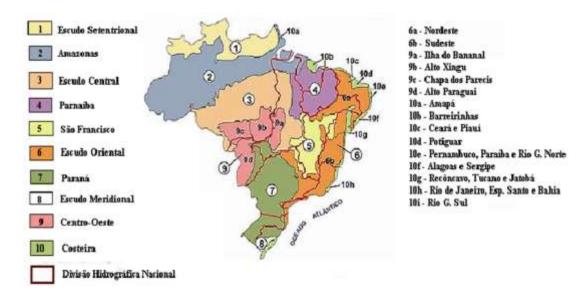


Figura 2 Representação Esquemática das Províncias Hidrogeológicas do Brasil (Adaptado de: Pessoa et al., 1980).

Os aquíferos mais importantes do Brasil são relacionados a rochas sedimentares de alta permeabilidade, e pertencem as províncias do Amazonas, Parnaíba e Paraná conforme apresentado na Figura 3.



Figura 3 Principais aquíferos do território brasileiro (Fonte: ANA, 2007).

Os maiores aquíferos brasileiros são os aquíferos Guarani e Alter do Chão pertencente à Província do Paraná e da Amazonas, respectivamente. Ambos por serem de origem sedimentar possuem grande potencialidade hídrica. Os mais pesquisados pertencem à Província do Escudo Oriental representados pelas Subprovíncias do Nordeste e Sudeste. Esses aquíferos por serem do tipo cristalino possuem potencialidade baixa, mas são de suma importância para o abastecimento público e para as atividades econômicas destas regiões.

2.3 AQUÍFERO CRISTALINO E SUA IMPORTÂNCIA

Em rocha cristalina a porosidade primária é sutil e praticamente impermeável, dificulta o armazenamento e a exploração da água subterrânea, contida na porosidade secundária formada por fraturas e/ou fissuras.

Internacionalmente diversos trabalhos são considerados clássicos, baseados em investigações de campo, propõe modelos de fluxo de água subterrânea em aquíferos cristalinos e destacam-se os de Cooper et al.,1967; Snow 1969; Boulton & Streltsova 1977; Oliveira 1990e Sidle & Lee 1995.

No Brasil as rochas portadoras de água subterrânea foram agrupadas em áreas de potencialidades semelhantes, caracterizadas como províncias hidrogeológicas. Correspondem às bacias sedimentares e aos grandes escudos cristalinos. As rochas da região Centro-Oeste pertencente à província de mesmo nome, foi subdividida em seis Províncias. A cidade de Cuiabá está situada na Província Hidrogeológica do Paraguai, conforme o primeiro mapa hidrogeológico do Brasil proposto por Pessoa et al., (1980).

O conhecimento científico sobre aquíferos cristalinos brasileiros é mínimo, e teve inicio no trabalho de Manoel Filho (1996) realizado na região nordeste do Brasil.

Em Cuiabá, na área objeto deste trabalho está situada sobre rochas cristalinas de origem metamórficas pertencentes ao Grupo Cuiabá. A seguir estão apresentadas as principais características do aquífero formado por essas rochas.

2.3.1 O aquífero cristalino formado pelas rochas do Grupo Cuiabá

As rochas do Grupo Cuiabá, pertencente a Faixa Interna de Dobramentos Paraguai, e na cidade de Cuiabá e Várzea Grande estão situadas sobre as Formações Miguel Sutil e Rio Coxipó (MIGLIORINI, 1999).

As pesquisas desenvolvidas por este autor demonstram que os metassedimentos da Formação Miguel Sutil possuem potencialidade hídrica inferior em relação à Formação Rio Coxipó. Também menciona que a água subterrânea armazenada nas rochas do Grupo Cuiabá encontram se em aquíferos de meio poroso e cristalino ou fraturado.

O aquífero poroso ocorre associado ao manto de intemperismo e aos depósitos detríticos – laterítico. Esses aquíferos são importantes por favorecer a recarga e são preocupantes por facilitar o transporte de contaminantes (APOITIA et al., 2004).

No aquífero cristalino ou fraturado, o meio geológico é heterogêneo, e por isso as condições de circulação de água anisotrópica, ou seja, pode ocorrer em diversas direções. A potencialidade hídrica dessas rochas é baixa, e depende da extensão, continuidade e interligação dos fraturamento, como também da presença de veios de quartzo.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Esta pesquisa foi desenvolvida no município de Cuiabá-MT, na área do bairro Pedra Noventa e vizinhança, localizados na região sudeste da cidade. A área de estudo abrange o bairro Pedra Noventa e alguns bairros vizinhos: Sonho Meu, Nova Esperança, Voluntários da Pátria e assentamento Cinturão Verde. Esta área é delimitada pelas latitudes UTMY 8.273.150 m a Norte, e 8.269.500 m a Sul, e longitudes UTMX 616.200 m a Leste e 611.000 m a Oeste (Datum WGS84, Zona 21) (Figura 4).

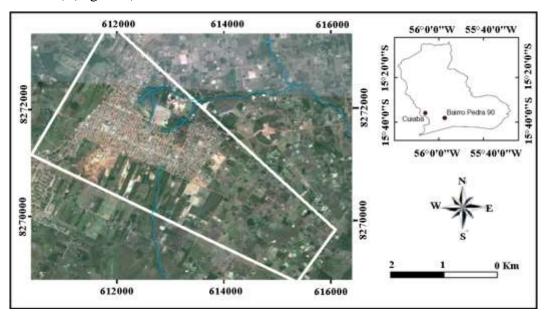


Figura 4 Localização do bairro Pedra Noventa e entorno, em Cuiabá – MT (imagem GoogleEarth, 2012).

3.2 CARACTERISTICAS DA ÁREA

3.2.1 Clima

Em Cuiabá as características climáticas estão relacionadas à localização geográfica, por encontrar-se na região Centro-Oeste do Brasil. Nessa região, o relevo exerce pouca influência sobre a temperatura e precipitação, o fator preponderante para caracterização do tipo de clima é a dinâmica das massas de ar (NIMER, 1979).

No Centro Oeste ocorrem chuvas tipicamente tropicais, os maiores valores acumulados mensais de precipitação pluviométricas acontecem durante a estação do verão e os menores valores registrados ocorrem no inverno (NIMER, 1979).

A localização geográfica de Cuiabá confere-lhe temperaturas absolutas, superior a 40°C, por encontrar-se em uma área rebaixada que bordeia o Pantanal de Mato Grosso. Possui de quatro a cinco meses secos, o que caracteriza um clima quente semiúmido característico da faixa Tropical Central. A média anual registrada é de 22°C, com média de 15°C a 24°C para mês mais frio e de 24°C a 26°C para o mês mais quente (MARTINS et al., 2011).

3.2.2 Hidrografia

Na área do bairro Pedra Noventa ocorrem duas cabeceiras de drenagem, uma mais expressiva localizada a nordeste e outra a sul, ambas afluentes do rio Aricá-açu (Figura 4). Elas pertencem à borda esquerda Área de Proteção Ambiental (APA) Municipal Aricá-Açu, criada pela Lei nº. 3.874, de 05 de julho de 1999 (SEPLAN, 2009).

3.2.3 Geomorfologia

As feições geomorfológicas observadas na área pertencem a Depressão Cuiabana, que constituí se em três unidades morfológicas caracterizadas por: dissecação média a forte, amplitude média, e controlada por estruturas da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. As formas de relevos fortemente dissecadas dão origem às colinas, morrotes e morros. Os relevos tem suave dissecação, apresentam pequena amplitude, declividade baixa e baixa densidade de drenagem. Além das formas dissecadas a Depressão Cuiabana possui uma unidade de origem agradacional, constituída por uma superfície plana do Rio Cuiabá, com inundações ocorridas em períodos de cheias excepcionais (CASTRO JÚNIOR et al., 2007).

3.2.4 Solo

Na Depressão Cuiabana (Oliveira et al., 1982), ocorre predomínio de solos caracterizados por Neossolos Litólicos, Cambissolos e Plintossolos. Esses

solos são de pequena espessura, dificultam a infiltração de água de chuva e favorecem o escoamento superficial, ocorrendo associados às formas de relevo do tipo colinas e rampas pediplanadas com cotas variando de 160 a 240 m (CASTRO JÚNIOR et al., 2007).

3.2.5 Geologia

A cidade de Cuiabá situa-se nos domínios geológicos do Grupo Cuiabá, pertencente à Faixa Interna de Dobramentos Paraguai. Essas rochas vêm sendo descritas desde 1894, quando Evans as chamou de *Cuyaba Slates*. Alguns pesquisadores já passaram por Cuiabá, e contribuíram com a diferenciação das unidades litoestratigraficas e com suas subunidades (LUZ et al., 1980; BARROS, et al., 1982).

Este trabalho utilizou como referencia as descrições apresentadas por Migliorinni (1999), por serem mais recente e de maior detalhamento. Ele caracterizou as faces das rochas metamórficas do Grupo Cuiabá, existentes em afloramentos de rochas observados na cidade de Cuiabá e Várzea Grande (Figura 5).

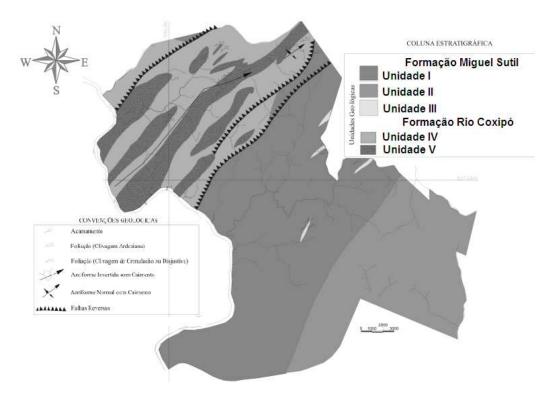


Figura 5 Mapa geológico de Cuiabá (Migliorini, 1999).

Migliorini (1999) diferenciou as rochas na área de Cuiabá e Várzea Grande em cinco unidades caracterizadas pelas suas litofácies da Formação Miguel Sutil e Formação Rio Coxipó. Essas unidades encontram-se no núcleo da anticlinal invertida da Faixa Interna de Dobramentos Paraguai.

3.2.5.1Formação Miguel Sutil

As estruturas sedimentares e a constituição litológica foram pressupostos utilizados na particularização dos dois conjuntos atribuídos a Formação Miguel Sutil, denominando os: Litofácies Pelítica com Laminação Plano-paralela e Litofácies argilo-areno-conglomerático.

• Litofácies Pelítica com Laminação Plano-paralela

Ocorre nessa litofácies rochas metamórficas de granulação muito fina, formadas por meta-argilitos, filitos cinza esverdeada a marrom avermelhada, apresentando laminações plana paralela sugestiva de mudança granulométrica, além do aspecto sericítico. Intercalando esses pacotes laminado, podem ocorrer os metapelitos maciços. Camadas tabulares de metarenitos finos a médios, quartzosos fazem contatos abruptos com os metapelitos laminados ou maciços, sua espessura máxima é de 20 cm.

• Litofácies Argilo-Areno-Conglomerático

Esta unidade corresponde a sequências cíclicas granodecrescentes, que descrevem arranjos lenticulares de direção preferencial N30°-40°E, tais lentes apresentam dimensões métricas a quilométricas, seu contato é irregular e abrupto com a litofácies pelítica evidenciados pela ocorrência de fragmentos de filitos compondo o nível conglomerático. A sequência exposta desta litofácies mostram ciclos granodecrescente, representados da base para o topo por metaconglomerados com matriz de areia grossa, predominando seixos de quartzo leitoso suavemente arredondado, com ocorrência de um material caulinítico com finas bandas irregulares. Outra característica marcante é a variação da espessura de 1 a 10 m para a sequência e a irregularidade da base.

3.2.5.2 Formação Rio Coxipó

Esta unidade litológica está sobrepostaa Formação Miguel Sutil, seu contato é do tipo transicional e tectônico. É restrito ao flanco invertido, dobra anticlinal invertida de caimento NE.

Duas associações litológicas foram individualizadas para esta formação: os metadiamictitos com matriz argilosa e os metadiamictitos com matriz arenosa. O primeiro ocorre maciço, com raras intercalações de areia fina a média. Enquanto o segundo apresenta matriz arenosa, intercalado por metarenitos quartzosos de grosso a médio.

• Metadiamictitos com matriz argilosa

Esta litologia é a de maior extensão, seu contato é por falhas inversas e transicionais com a Formação Miguel Sutil. São metadiamictitos maciços, de cor cinza esverdeado a amarelado, a matriz é argilo-siltosa e suportam fragmentos centimétricos a métricos, de varias composições e possuem forma achatada. É intercalado por camadas tabulares e lentes de metarenitos quartzosos de granulação fina a média, de cor cinza esbranquiçada. Tal fácies é mais expressiva na porção sudoeste de Cuiabá, atingindo espessuras acima de 50 m.

• Metadiamictito com matriz arenosa

Esta associação litológica apresenta espesso manto laterítico desenvolvido sobre a rocha e impede o afloramento. A geometria do depósito é desconhecida, sugerindo formato lenticular. Os metadiamictitos são maciços, com matriz arenosa e raramente silte-argilosa. A matriz arenosa é grossa a média, preferencialmente quartzosa, abunda clasto com dimensões e composição variada.

Todo o pacote de rochas metamórficas do Grupo Cuiabá evidenciam três fases de deformação D1, D2 e D3. Cada evento gerou uma família de estruturas secundárias específicas. As estruturas geradas na deformação D1 e D2 são paralelas ao eixo principal dos Dobramentos da Faixa Paraguai, originados pelo estiramento dessas rochas. Enquanto que os da deformação tardia D3, a origem é

rúptil, alívio, e tem orientação perpendicular a D1 e D2. A deformação D1 descreve uma anticlinal assimétrica, invertida, com caimento aproximado de 10° para NE, o pano axial é orientado N40°-50°E, mergulhando para NW com ângulos de 40° a 50°. O núcleo é constituído pela Formação Miguel Sutil, enquanto no flanco invertido são encontrados os metadiamictitos da Formação Rio Coxipó.

3.2.6 Hidrogeologia do Grupo Cuiabá

As pesquisas realizadas que abordam a hidrogeologia das rochas do Grupo Cuiabá em Cuiabá e Várzea Grande são referenciadas a Migliorini (1999), Migliorini e Apoitia (2009). Utilizaram dados existentes de poços, analises de água e caracterização construtivas dos poços tubulares.

Este trabalho utiliza como base o trabalho de Migliorini (1999), por caracterizar o aquífero como um sistema aquífero do tipo livre heterogêneo e anisotrópico, com intensa variação lateral e em profundidade. A matriz do corpo rochoso é caracterizada pela inexistência e/ou presença reduzida de espaços intergranulares. A água subterrânea encontra-se, preferencialmente, nas descontinuidades das rochas como fraturas, fissuras, diáclases e outras, isto é, nas porosidades secundárias. A trama e intensidade destas descontinuidades definem o potencial do aquífero.

Ainda menciona variações extremas de litologia e estrutura, dessa maneira, o caráter aleatório das fraturas, associadas às zonas produtoras de água subterrânea, localizadas em pontos preferenciais, proporcionam ao Grupo Cuiabá a ocorrência das zonas aquíferas. Sua produtividade dependerá das características do manto de alteração e do grau de fraturamento das rochas. As melhores situações acontecem com manto de alteração predominantemente arenoso, com grande espessura, sobreposto a rochas com elevado grau de fraturamento. Situações intermediárias e em diferentes proporções poderão ser encontradas associadas aos veios de quartzo.

3.2.6.1 A relação litologia-estrutura-água subterrânea

Entre as características presentes nas Formações Miguel Sutil e Rio Coxipó, apresentam expressiva diferença na presença de fraturas e veios de

quartzo. A unidade I Litofácies pelítica (laminação plano-paralela) e unidade II Litofácies argilo-areno-conglomerático. A primeira exibe baixa intensidade de fraturas e veios de quartzo, e a segunda apresenta diferentes famílias de juntas e expressivos veios de quartzo. Evidenciando diferença mecânica, quando submetidos a esforços proporcionando aos argilo-areno-conglomerático a melhor condição de armazenamento e circulação de água subterrânea.

De um modo geral, a Formação Rio Coxipó tem na associação metadiamictitos de matriz arenosa as melhores condições aquíferas (MIGLIORINI, 1999). A água está associada à presença de descontinuidades existentes nos metadiamictitos, formadas pelas intersecções perpendiculares as foliações S1 e S2.

4 MATERIAL E MÉTODO

4.1 DADOS MICROCLIMÁTICOS

O diâmetro das nuvens de chuvas alcançam no máximo dois quilômetros. Por esta razão, é que frequentemente, se nota que em um local choveu muito e em outro próximo menos. Tal episódio influencia o índice pluviométrico, como também os valores da temperatura e umidade do ar. Por este motivo foi instalado uma estação micrometerológica na área da pesquisa. Além de utilizar dados das estações de referencia denominadas de estação aeroporto e estação INMET, estas estações estão distantes da região pesquisada 18 km e 13,5 km, respectivamente.

As variáveis microclimáticas temperatura e umidade relativa do ar de Cuiabá registradas na estação meteorológica foram obtidas a partir do link (www.wunderground.com). Essas informações foram utilizadas para avaliar os dados coletados na estação local.

Foi utilizado dado de precipitação pluviométrica obtida a partir da estação oficial do INMET – Instituto Nacional de Meteorologia, localizada em Cuiabá nas coordenadas – 15,5594° e -56,0628°, através dos boletins mensais (INMET, 2012).

4.1.1 Medida de Variáveis Microclimáticas durante o ano hidrológico (agosto/11 a julho/12)

Os dados microclimáticos foram obtidos a partir de uma estação micrometerológica do tipo HOBO U30 Station NRC (Figura 6), instalada na área pesquisada, em terreno amplo e aberto, com incidência direta de raio solar e longe de obstruções, e com o solo coberto por grama. Os valores de temperatura do ar, umidade do ar e precipitação foram coletados initerruptamente de 01 de agosto de 2011 a 31 de julho de 2012. Os registros foram armazenados em *data logger* e posteriormente enviados via satélite e disponibilizados no link (www.onset.com.br). As informações do microclima e em especial a precipitação foram de suma importância para o desenvolvimento deste trabalho, em razão do nível estático elevar se no período das cheias e se rebaixar durante a seca.

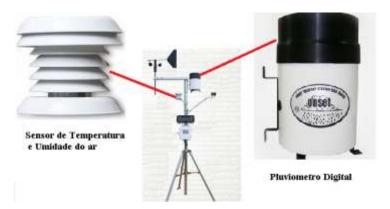


Figura 6 Estação micrometerológica marca HOBO U30 modelo NRC, e detalhes para os sensores de temperatura, umidade do ar e pluviômetro digital.

O sensor de temperatura do ar, funcionou em intervalo de 1 em 1 minuto, o intervalo de registro é de -40° C a $+75^{\circ}$ C, com resolução de $0,02^{\circ}$ C e precisão de $\pm 0,2^{\circ}$ C. O sensor de umidade do ar, umidades registradas dentro do intervalo de 0 a 100%, com resolução de 0,1% e precisão de $\pm 2,5\%$.

A precipitação pluviométrica foi medida em um pluviômetro digital com coletor de alumínio e aço inoxidável, da marca Onset, instalado na estação micrometerológica. A taxa máxima de registro de chuva foi de 1.270 mm/hora, com precisão de 1% de 20 mm e resolução de 0,2 mm.

4.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO, SOLO E MORFOPEDOLÓGICO

Foi realizado reconhecimento prévio do substrato geológico e do solo, em março de 2010. Posteriormente, foi executado um mapeamento sistemático na caracterização das litologias, amparadas por informações complementares adquiridas por meio de Mapas: Geológico, Geomorfológico e Pedológico (Compilados da CPRM, 2006) e por fotos aéreas na escala de 1: 25.000, ESTEIO aerofotografias nº 03/4899; 03/4900; 03/4901 e 04/02/83 -25.

4.2.1. Interpretação de aerofotografias da área de pesquisa

Foram utilizados pares de fotografias aéreas para extrair informações dos diferentes tipos litológicos, estruturas, solo, drenagem e formas de relevo. Foi utilizado o método da visão paralaxs usando um esterioscópio de mesa e dois pares de fotos aéreas, com lentes de aumento de trinta vezes. Para interpretação das fotografias e imagens foi utilizada a metodologia proposta por Veneziani e Anjos (1982).

Os resultados obtidos a partir da fotointerpretação auxiliaram na identificação dos diferentes tipos litológicos e compartimentos morfopedológicos, essenciais a compreensão da dinâmica dos aquíferos.

4.2.2 Levantamento geológico e pedológico

Com o mapa base elaborado no item anterior, em mãos, foi realizado o mapeamento sistemático para o diagnóstico dos tipos litológicos, identificando a granulação, cor, textura, presença de estrutura primária e secundária, e possíveis contatos litológicos.

As informações escassas de afloramentos foram complementadas por aquelas obtidas em poços rasos, poços tubulares recentes, cortes de estrada e áreas de extração de material para aterro.

Para identificar os solos foram realizados furos a trado de até 1 m de profundidade ou até atingir o nível d'água, executados próximo aos poços rasos, as amostras foram retiradas, examinando a cor (Figura 7) conforme a escala de MUNSELL (MUNSELL, 1998) e a textura conforme a classificação da EMBRAPA (2006).



Figura 7 Foto ilustrando detalhes da identificação e classificação do tipo de solo *in situ*.

4.2.3 Levantamento dos Compartimentos Morfopedológicos

Após avaliar as informações obtidas nos itens 4.2.1 e 4.2.2, foi elaborado um mapa morfopedológico preliminar em escala 1: 25.000, baseado na fotoanálise de fotografias aéreas e de imagens digitais.

Em seguida, foram escolhidos locais a serem identificados e interpretados. Alguns pontos de referencia, com coordenadas UTM, foram definidos por meio da observação de imagens do Google Earth (http://www.google.com), e, em seguida, lançados em GPS, previamente configurado para o DATUM WGS84 zona 21. Pontos de controle, na transição dos compartimentos morfopedológicos foram tomados como as coordenadas armazenadas no GPS. Esses pontos, após caracterização em campo, foram identificados no Google Earth e serviram de orientação no ajuste preciso de contornos dos compartimentos morfopedológicos.

Os compartimentos morfopedológico foram caracterizados *in situ* segundo a relativa homogeneidade das áreas, e em relação às interações existentes entre as formas de relevo, substrato geológico e tipos pedológicos (CASTRO e SALOMÃO, 1997), levando em consideração o funcionamento hídrico diante das condições de infiltração e de escoamento das águas de chuva no compartimento.

4.2.3.1 Elaboração do Mapa Compartimento Morfopedológico

O mapa contendo os diferentes compartimentos morfopedológico foi elaborado utilizando as ferramentas do software ArcGis 10. Em ambiente Gis, foram criados vários *shapes* que ao final deu origem a delimitação final de cada compartimento morfopedológico. Este mapa é de suma importância para o entendimento das interações existentes entre os aquíferos e fatores solo, rocha e relevo.

4.3 MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A PROSPECÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

Para conhecer qual a formação rochosa que o aquífero utilizado pertencente, foi necessário aplicar métodos geofísicos de eletromagnetismo e de

eletrorresistividade para identificar a rocha armazenadora de água subterrânea e a sua espessura na área, pois a partir das informações existentes de poços tubulares profundos, não foi possível chegar a esse conhecimento. Através dos resultados foram indicados locais favoráveis á perfuração de poços em duas áreas, denominadas de área A e área B (Figura 8).

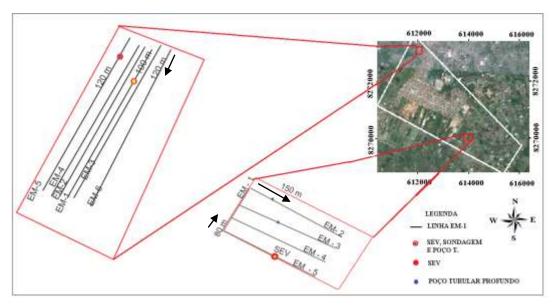


Figura 8 Desenho esquemático apresentando a localização das áreas A e B, linhas e pontos investigados utilizando métodos geofísicos (imagem GoogleEarth, 2012).

Foram utilizados os métodos eletromagnéticos e da eletrorresistividade. No eletromagnético foi empregado à técnica de caminhamento utilizando sistema Geonics EM-34. No método da Eletrorresistividade foram desenvolvidas as técnicas de caminhamento elétrico e da sondagem elétrica vertical. Ambos os métodos geofísicos forneceram informações preciosas ao conhecimento hidrogeológicos da área, favorecidos pela presença de água na formação aquífera.

Através dos dados geofísicos foi possível identificar diferentes camadas do substrato geológico, e determinar a profundidade do nível d'água, bem como evidenciar a formação geológica favorável ao acumulo de água subterrânea.

4.3.1 Método Eletromagnético Indutivo

A condutividade elétrica em subsuperfície é o parâmetro mensurado pelo Método Eletromagnético Indutivo a partir da técnica de baixo número de induções (MCNEILL, 1980a).

O princípio físico do método está na passagem de corrente elétrica alternada por meio de um fio (bobina emissora), gerando um campo magnético nas vizinhanças desse fio (campo eletromagnético primário). Ao ser estabelecido uma corrente AC no fio e colocado sobre a superfície do terreno ocorre um fluxo de corrente elétrica alternada por meio dele. O resultado é um campo eletromagnético primário (*Hp*). Esse campo ao propagar em um meio condutor em subsuperfície, homogêneo, resultará em correntes secundárias alternadas que produzirão um campo eletromagnético secundário (*Hs*), como pode ser observado na Figura 9.

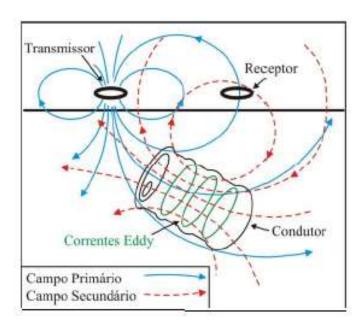


Figura 9 Indução eletromagnética (BORGES, 2002).

Assume se a restrição técnica de "operação de baixa indução" e admitese que a relação entre os módulos dos dois campos seja dada pela Equação 1:

$$Hs = k * Hp \tag{1}$$

onde:

 k é constante que depende da frequência do campo, da permeabilidade magnética do material no vácuo, do espaçamento entre as bobinas e da condutividade elétrica do meio;

Hp é o campo magnético primário;

Hs é o campo magnético secundário

O equipamento utilizado no método eletromagnético indutivo, EM34, permite a leitura direta da condutividade em miliSiemens por metro. A variação

nas profundidades de investigação depende do comprimento do cabo de referência e da orientação das bobinas, conforme apresentado na Tabela 1.

Tabela 1 Profundidades de exploração para EM34 (TELFORD et al., 1997).

Profundidade de exploração (m)				
Espaçamentos entre T e R	Dipolo Horizontal	Dipolo Vertical		
(Loop)				
10	7,5	15		
20	15	30		
40	30	60		

T - Bobina Transmissora; R – Bobina Receptora

A propagação das ondas eletromagnéticas depende da condutividade elétrica, da permissividade dielétrica e da permeabilidade magnética dos materiais existente em subsuperfície. As características desses materiais tais como: porosidade, permeabilidade hidráulica, grau de saturação e propriedades eletroquímicas dos fluídos que preenchem os poros, são fatores que influenciam no valor da condutividade elétrica do meio (MCNEILL, 1980a e b; REYNOLDS, 1997; TELFORD et al., 1997). A condutividade de diversos materiais geológicos estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 Condutividade de alguns materiais (TELFORD et al., 1997).

	Condutividae	dı	Condutividade
Materiais Secos	(mS/m)	Materiais	(mS/m)
		Saturados	
Areia seca e cascalho	0,01	Areia	0,1 -1
Argila	2	Silte	1 - 10
Folhelho e siltito	1	argila	1000
Solo arenoso	0,14	Solo arenoso	6,9
Solo argiloso	0,27	Solo argiloso	50
		Arenito	40
		Siltito	100

Os dados de condutividade elétrica aparente foram adquiridos com o equipamento EM-34, nos modos dipolo magnético horizontal e vertical a cada 5 m, com espaçamento entre as bobinas de 10, 20 e 40 m. As linhas de caminhamento foram realizadas em duas áreas aqui denominadas de A e B, e os critérios para definição das linhas foram direção da foliação da rocha, perpendicular as principais estruturas geológicas e o acesso às áreas a serem

investigadas. Foram realizados 132 pontos de leituras em cada área, até a profundidade máxima permitida pelo equipamento (Tabela 1).

Os dados obtidos no levantamento foram interpretados qualitativamente, elaborando-se mapas de isovalores a partir de interpolações de dados utilizando o método da Krigagem, disponibilizado no software SURFER, versão 8 (GOLDEN SOFTWARE, 2002).

4.3.2 Método da eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade consiste em injetar uma corrente elétrica (I) artificialmente em subsolo, a partir de dois eletrodos de correntes de A e B, para medir o potencial gerado (ΔV) nas vizinhanças de dois eletrodos denominados de M e N devido ao fluxo de corrente. Esse fluxo de corrente é influenciado pela propriedade física do meio investigado denominada de resistividade elétrica (ρ), enquanto que a condutividade elétrica (σ) é o inverso da resistividade. A resistividade elétrica ou aparente em subsuperfície pode ser calculada aplicando a primeira Lei de Ohms, usando a equação 2 (TELFORD et al., 1997):

$$\rho_a = k. \frac{\Delta V}{I} \tag{2}$$

onde:

 ρ_a é a resistividade elétrica aparente (Ω .m)

 ΔV é a diferença de potencial entre os eletrodos M e N (mV)

I é a intensidade de corrente que passa entre os eletrodos A e B (mA)

k é o fator geométrico (m), é dependente da distribuição dos eletrodos no terreno.

A resistividade elétrica dos materiais depende principalmente, de quatro fatores: quantidade de água presente nos poros e fraturas, sólidos totais dissolvidos (STD), porosidade e composição mineralógica. Na Tabela 3 estão apresentados diversos tipos de materiais com seus intervalos de resistividades. A resistividade é designada por (Ω) , dada em ohm.m e a condutividade (σ) , dada em S/m, sendo $\rho = 1/\sigma$.

Tabela 3 Resistividades (ohm) de materiais geológicos (TELFORD et al, 1997).

Material	Resistividade (Ω.m)
Granito	$3 \times 10^2 - 10^6$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$

Gabro	103 - 106
Arenito	$1 - 7.4 \times 10^8$
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$
Calcário	5 x 10 - 10 ⁷
Argilas	$1 - 10^2$
Aluvião e areais	$10 - 8 \times 10^{2}$
Água subterrânea doce	10 - 100
Água do mar	0,2
Quartzo	3 x 10 ² - 106
Magnetita	$5 \times 10-5 - 5,7 \times 10^{3}$
Limonita	10³ - 107
Hematita	3,5 x 10- ³ - 107
Xisto (Grafite)	$10 - 10^2$
Xisto (calcário e mica)	20 - 10 ⁴
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$

Existem várias técnicas de levantamentos de campo, com eletrodos conforme suas disposições no terreno, algumas das denominações de arranjos são: Arranjo Schlumberger, Arranjo Werner, Arranjo Werner- Schlumberger; Arranjo Dipolo-Dipolo, etc.

O método da eletrorresistividade utiliza-se geralmente de três diferentes técnicas de aquisição dos dados, são elas: caminhamentos elétricos, sondagens elétricas verticais e perfilagens.

Neste trabalho foi aplicado a técnica da Sondagem Elétrica Vertical para obter informações pontuais, observando-se a variação da resistividade em profundidade, empregando o arranjo Schlumberger e a técnica do Caminhamento Elétrico utilizando o arranjo Wenner-Schlumberger..

4.3.2.1 Técnica do Caminhamento Elétrico

O caminhamento elétrico é utilizado para conhecer a variação lateral da resistividade das rocha em subsuperfície. A técnica consiste em realizar medidas ao longo de uma linha, de modo obter uma seção horizontal da variação de resistividade para diversas litologias. É aplicado com muito sucesso em áreas que apresentam variações horizontais, caracterizando diques, falhas e fraturas, mudanças de faces e contatos litológicos.

Pode ser desenvolvida aplicando diversos tipos de arranjos tais como: Schlumberger, Wenner-Schlumberger, dipolo-dipolo, etc. O arranjo aqui aplicado foi o Wenner-Schlumberger que é obtido a partir da união entre os arranjos Wenner e Schlumberger (LOKE, 2004). Ou seja, o arranjo Schulumberger para

investigar maiores profundidades amplia as distancias entre AB e entre MN, mantendo a simetria. Enquanto que o Wenner-Shclumbeger os eletrodos são utilizados mantendo espaçamentos constantes (Figura 10).

Wenner - Schlumberger

Figura 10 Esquema do arranjo Wenner-Schlumberger (Adaptado: LOKE, 2004).

O fator geométrico k é em função da distância dos eletrodos AM ou BN em relação ao espaçamento dos eletrodos de potencial MN. O ponto de investigação localiza-se no centro do arranjo e a medida que os eletrodos são deslocados no sentido da linha de investigação é realizado o detalhamento da variação horizontal da resistividade do meio geológico. Está técnica permite reconhecer tanto estruturas verticais como horizontais no centro, utilizando distâncias simétricas.

O arranjo Wenner-Schlumberger, consiste em estabelecer um valor fixo para **a** que corresponde a distancia entre os eletrodos MN, que é multiplicado por n para aumentar a profundidade de investigação. Assim, **a** é constante e o primeiro nível de investigação **n** é igual a 1. O fator geométrico k calculado pela equação 3:

$$K = xn(n+1)a \tag{3}$$

onde:

K é o fator geométrico

n é o número de níveis

a distância entre M e N

Os dados de resistividade aparente foram adquiridos com o equipamento Syscal R2. As linhas de investigação foram padronizadas em um nível de investigação. Foi estabelecida para **a** distancia de 5 m entre os eletrodos M e N. O nível de investigação **n** foi igual a 3 e as linhas foram executadas com extensão de até 150 m.

As linhas de EM-34 de melhor contrates de condutividade foram detalhadas utilizando caminhamento elétrico, de forma a possibilitar a integração dos dados posteriormente.

Foram realizadas duas linhas na área A uma na Linha EM1 e outra na Linha EM5 do caminhamento EM34, ver Figura 8. Na área B o caminhamento CE foi realizado sobre a Linha EM5 do caminhamento EM34.

Os dados obtidos no levantamento foram interpretados qualitativamente utilizando gráficos de linha no software Excel.

4.3.2.2 Técnica da Sondagem Elétrica Vertical

A sondagem elétrica vertical é amplamente utilizada atualmente, determinando as resistividades apresentadas pelas diversas camadas de rocha, por causa da praticidade na aquisição dos dados em campo, podendo ser realizada rapidamente e a pequeno custo.

Há uma variedade na maneira de dispor os eletrodos metálicos utilizados na coleta de dados, assim a organização é chamada de arranjos. Os mais utilizados geralmente dispões os eletrodos distribuídos simetricamente a partir de um ponto fixo no centro: Schlumberger; Wenner Schlumberger, entre outros.

O arranjo Schlumberger acontece em linha reta, posicionando os eletrodos metálicos AB e MN a partir de um ponto central fixo. A corrente elétrica é injetada em A e B localizados nos extremos do arranjo, enquanto que a diferença potencial elétrico é medido entre os dois eletrodos M e N colocados próximos ao centro, às distâncias são simétricas (Figura 11).

Para aplicar a sondagem elétrica vertical utilizando arranjo simétrico, é considera que o terreno é um semi-espaço infinito e a geometria dos eletrodos colocados na superfície seja calculada por um fator geométrico k, e pode ser obtido pela equação 4 (TELFORD, 1997):

$$k = \frac{2\pi}{(1/AM) - (1/AN) - (1/BM) + (1/BN)} \tag{4}$$

onde:

k é fator geométrico (m)

AM, BM, NA, BN são as distância entre eletrodos (m)

Aumentando-se o espaçamento entre os eletrodos A e B a corrente penetra em maior profundidade, ou seja, quanto maior o espaçamento entre esses eletrodos maior será o alcance em profundidade. A partir das medidas de campo constrói-se um gráfico bi-log da resistividade aparente versus metade do espaçamento entre os eletrodos A e B. O comportamento desta curva reflete a

variação de resistividade elétrica aparente com a profundidade das camadas (Figura 11).

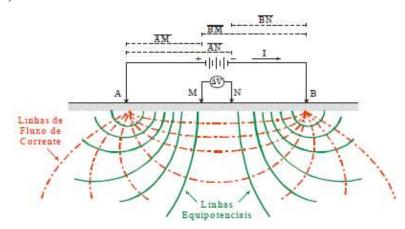


Figura 11 Arranjo Eletródico Schlumberger mostrando esquematicamente o comportamento das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais no meio (BORGES, 2002).

A curva de campo é modelada, isto é, elabora-se um modelo de camadas especificando-se as espessuras e as respectivas resistividades elétricas, através de um programa computacional que utiliza o algoritmo de Dar Zarrouk para o cálculo da curva de resistividade em função de AB/2 e compara com a curva obtida em campo (BOBACHEV et al., 1990 -2001). A curva modelada permite elaborar um modelo geoelétrico mostrando as diferentes camadas determinadas a partir do contraste de resistividade aparente (KELLER & FRISCHKNECHT, 1977).

Os dados de resistividade aparente foram adquiridos com o equipamento Syscal R2, com arranjo Schlumberger, foram interpretados qualitativamente e quantitativamente utilizando o método dos mínimos quadrados disponibilizado pelo software IPI2win, ajustando os dados de campo aos dados modelados, o programa fornece o erro de ajuste da curva modelada.

4.4 TESTEMUNHO DE SONDAGEM GEOLÓGICA (MÉTODO ROTATIVO)

4.4.1 Execução de furo de sondagem com retirada de Testemunho

Executou-se sondagem rotativa para confrontar os dados geofísicos com os dados geológicos e subsidiar a identificação do tipo da rocha aquífera suas estruturas. Foram selecionadas as áreas A e B, por apresentarem características

geofísicas e geológicas diferentes. Nessas áreas Foram realizados dois furos de sondagens na área A na coordenada 6.116.575,20 m E/82.731.767,68 m S e na área B na coordenada 6.38.104,84 m E/82.699.022,06 m S.

O equipamento utilizado foi uma sonda rotativa constituída de tripé, bomba, hastes, revestimentos, broca, coroas adiamantadas, barrilete e amostrador oco na extremidade, ferramentas, etc. O método consiste em utilizar um conjunto motomecanizado, onde tubos de ferro galvanizado são cravados na rocha e ao acionar a bomba de injeção de água, o barrilete avançava penetrando e cortando a rocha devido o movimento circular desenvolvido. Cada haste possui de três a quatro metros, que são inseridos, em ato contínuo, e interligados por sistema de bucha e rosca até atingir a profundidade de 60 m. Este procedimento foi repetitivo e desenvolvido por um período de 30 dias na área A e de 20 dias na área B, visto que a facilidade ou dificuldade de se desenvolver as manobras estavam relacionadas dureza da rocha.

O barrilete utilizado foi de 7/8 polegadas, o diâmetro do furo foi de 25 mm. As amostras foram armazenadas em caixas de madeira para serem descritas. Foram sempre dispostas conforme eram retiradas do furo, obedecendo a sequência de amostragem.

Foi realizada a orientação dos testemunhos a cada nova manobra, o norte foi demarcado na área, utilizando uma haste simbolizando a direção. Assim, sempre antes de cortar a amostra, a primeira haste era marcada em direção do norte e na sequencia todas as demais hastes, até chegar ao barrilete amostrador e transportar para a extremidade da amostra que seria retirada e depositada na caixa. Esse procedimento permitiu a definição da posição espacial das fraturas, foliações e veios de quartzo presentes nas rochas amostradas.

Diariamente, antes de iniciar a primeira manobra foram efetuadas leituras de nível da água no interior do furo, a fim de identificar as condicionantes da percolação de água subterrânea.

4.4.2 Descrição dos testemunhos de sondagem quanto suas características

Os testemunhos foram descritos quanto aos parâmetros geotécnicos, estruturais e quanto fácies litológicas, pois estas informações são importantes para avaliar o comportamento da água subterrânea no aquífero.

4.4.2.1 Características geotécnicas

Os parâmetros geotécnicos descritos foram: grau de alteração da rocha, grau de fraturamento, inclinação das estruturas geológicas, rugosidade, alteração e preenchimento das paredes das juntas.

O grau de alteração da rocha identifica o quanto propriedades físicas e mecânicas da rocha estão diferentes da rocha dura, ou seja, é facilmente quebrada com as mãos. A cor auxilia e esclarece o grau de alteração, tons mais claros estão relacionados à rocha alterada e tons escuros correspondem à rocha sã. A classificação utilizada foi: rocha sã (RS), rocha pouco alterada (RPA), rocha medianamente alterada ou dura (RAD), rocha muito alterada (RAM) e rocha extremamente alterada ou solo de alteração (AS).

Enquanto que, o grau de fraturamento indica o número das descontinuidades por tipo litológico e/ou por trecho homogêneo, sem levar em consideração o número de manobras. Descontinuidades são estruturas que provoca a separação física dos testemunhos ao longo dos planos das fraturas, juntas e falhas, etc. A classificação segundo o grau de fraturamento está apresentada na Tabela 4.

Tabela 4 Classificação do grau de fraturamento.

Símbolo	Grau de Fraturamento	Número de fraturas por m
F1	Rocha pouco fraturada	0 a 1
F2	Rocha fraturada	2 a 5
F3	Rocha muito fraturada	6 a 11
F4	Rocha extremamente fraturada	11 a 20
F5	Rocha fragmentada (zonas	
	cisalhadas)	> 20

Foi a utilizado também o parâmetro rugosidade, ela avalia a superfície da descontinuidade, quando áspera ao tato é denominada como rugosa, e quando suave ao tato é chamada de superfície lisa. A lisa é identificada quando as duas peças são justa posta e se encaixam perfeitamente. A rugosa as peças não se encaixam. Outro tipo de superfície é a estriada, ou seja, é aquela sedosa ao tato e que teve travamento ou não das peças quando justaposta.

Dentre todos os parâmetros analisados, o de inclinação das descontinuidades destaca-se como um dos mais interessantes a hidrogeologia, pois

ele trata das seguintes categorias: vertical e/ou subvertical quando o mergulho do plano de fratura esteve entre 71 e 90 graus de inclinação, enquanto que a inclinada o mergulho encontra-se no intervalo de 21 a 70 graus e a horizontal e/ou subhorizontal aconteceu entre 0 e 20 graus de inclinação do plano da fratura.

O fluxo de água subterrânea em substrato cristalino acontece preferencialmente em plano de fratura vertical, ou seja, com ângulos de mergulho variando entre 71° e 90°. As fraturas precisam ser abertas para ocorrer a movimentação dessas águas. Estas fraturas geralmente estão associadas a sistemas de deformação dúctil, com quebra do corpo rochoso e posterior alívio de pressão.

4.4.2.2 Características Litológicas

O tipo de rocha existente na área de estudo são as metamórficas de baixo grau e tem por característica a conservação de estruturas primarias da rocha mãe. Em virtude disso, a descrição dos testemunhos foi realizada quanto a característica da matriz da rocha abordando, os atributos físicos: granulometria, textura e estruturas por avaliarmos que tais informações são fundamentais na analise do comportamento da água subterrânea.

4.5 PERFURAÇÕES DE POÇOS TUBULARES

Poço tubular é todo poço perfurado para captação de água subterrânea, que recebe um revestimento constituído por tubo de plástico ou metálico (FEITOSA, 2008).

A determinação de parâmetros hidrodinâmicos em meio cristalino, é de suma importância visto que estudos que avaliem aquíferos nesse meio geológico são complexos, e raros para as rochas do Grupo Cuiabá. Muitos poços foram perfurados ao longo das últimas décadas, mas os relatórios são inconsistentes, dificultando o avanço do conhecimento desses aquíferos. Alguns dados são elementares para alimentar os Métodos de estimativas dos parâmetros tais como: nível estático, espessura do aquífero, vazão, além de detalhes das estruturas atravessadas pelo perfil do poço, como também o conhecimento das entradas de água ao longo do perfil do poço. Diante desses pressupostos, um poço existente sem o mínimo de informação necessária para a aplicação dos métodos de estimativa dos parâmetros inviabilizaria o estudo. Logo, a perfuração foi

estratégica e de suma importância para o sucesso dessa pesquisa. Ao finalizar a pesquisa os poços tubulares foram doados aos proprietários dos lotes.

4.5.1 Execução da perfuração

A perfuração aconteceu entre os dias 27 a 30 de dezembro de 2011, nos locais previamente indicados conforme estudos geofísicos foram executados em diâmetro de 9.7/8 pol., embora, o diâmetro útil final ter sido de 6 pol. O equipamento que executou foi uma perfuratriz roto-pneumática, conjunto compressor, ferramentas, hastes de ferro broca e corroas.

O avanço do conjunto instrumental de haste e broca, somados ao movimento rotacional ocasionava a pulverização das camadas de rocha cortadas, no intuito de realizar uma descrição e acompanhamento da variação ou persistência do tipo rochoso eram efetuadas coletas do material pulverizado ao observar mudança litológica e sempre ao final de cada avanço de haste.

Essas observações também auxiliaram na definição do pacote a ser revestido. Ainda na fase de perfuração, foi realizado o revestimento utilizando tubo geomecânico de 6 pol. Ao finalizar o procedimento de revestimento, o diâmetro útil final foi de 150 mm. Foi executada a troca do jogo broca e coroa de 9.7/8 pol. Para um jogo de 6 pol. A troca aconteceu porque a rocha foi avaliada como dura e não friável. A profundidade perfurada foi de 60 m

Diante destas características, houve a necessidade na área A de utilizar 28 m de tubo geomecânico de 6 pol. Enquanto que, na área B em dois dos poços foram utilizados 36 m, e no último 28 m, Pt1, Pt2 e Pt3, respectivamente.

Para encerrar a perfuração, os poços foram limpos de qualquer obstrução possível injetando jatos de ar com compressor. Após esse procedimento os poços permaneceram descansando por um dia, para que o nível voltasse ao seu nível estático natural. Transcorrido esse tempo, foi realizada a medida do nível estático utilizando um medidor elétrico de nível da água e uma trena.

Para segurança e proteção dos equipamentos utilizados na pesquisa cada poço recebeu cerca metálica de proteção e sobre a boca foi colocada tampa de ferro, com suporte interno adequado ao uso do sensor *Divers*. As grades possui tela metálica nas dimensões de 0,80 x 0,60 m, com cadeado.

4.5.2 Descrição do perfil litológico dos poços

As amostras pulverizadas obtidas no momento da perfuração foram armazenadas em sacolas plásticas identificadas com o número do poço, profundidade de amostragem e a profundidade da entrada de água. A descrição consistiu em elaborar perfil litológico para cada poço perfurado, detalhando: profundidade, a cor do material, a textura e tipo litológico e/ou tipo de solo. A partir do esboço do perfil, foi elaborado perfil litológico utilizando software Corel Draw versão 11.

4.6 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

4.6.1 Informações de Poços rasos e poços tabulares

4.6.1.1 Seleção dos pontos de monitoramento de nível estático

Na região existe grande quantidade de poços rasos do tipo cacimba, isso permitiu buscar residências, selecionando ruas, em pontos estratégicos e em condições favoráveis a execução do monitoramento.

Em março de 2010, durante o reconhecimento da área de estudo, foi estabelecido critério principal de distribuição homogênea de poços rasos e poços tubulares para a área, para facilitar a determinação da forma de ocorrência do nível d' água. Para tanto, foram selecionados trinta poços rasos e trinta e dois poços tubulares. Foram coletadas informações de: profundidade, tipo litológico, tipo de revestimento, tipo de uso da água.

4.6.1.2 Determinação das coordenadas geográficas e altitude dos poços

Após a definição dos poços utilizados na pesquisa, foi realizado o posicionamento e a altitude de cada poço. O mapa potenciométrico exige precisão elevada, por este motivo os dados de coordenada e altitude foram coletados com GPS de alta precisão.

A precisão foi alcançada utilizando em campo dois receptores GPS (Sistema de Posicionamento Global) modelo GTR-A. Esse sistema permitiu coleta de dados com precisão milimétrica. No entanto, a precisão aqui utilizada foi da ordem de centímetro.

Um dos receptores foi utilizado como base e outro como itinerante. As configurações dos receptores GTR-A móvel e base, foram realizados através do

programa Útil (TechGeo, 2002) e foram definidos os parâmetros de aquisição: dados para pós-processamento; gravação contínua; mínimo de 5 satélites; PDOP máximo de 6; ângulo de corte: 15°; intervalo de gravação 3 seg.; altura da antena 2.200 mm.

O GPS-GTR-A utilizado em campo, foi instalado em um local aberto, livre de interferências para o sinal e mantido em segurança (Figura 12).



Figura 12 GPS itinerante instalado ao lado do poço tubular, em ambiente aberto e sem obstruções, para evitar perda de sinal e minimizar ocorrência de ruídos no momento da coleta de dados.

A escolha da área para instalação do receptor GPS base teve por critério a ausência de obstáculos para evitar interferências de sinal, local seguro, cercado, e de fácil acesso. Foi escolhida como área base, a área da Associação de deficientes físicos do Bairro Pedra Noventa. Para obter dados com desvio máximo da ordem de 0,10 m, foi determinado um tempo de 20 minutos para a coleta dos dados em cada ponto junto aos poços. Como os poços encontravam se em quintais com árvores, o receptor GPS era colocado afastado dos poços e as coordenadas foram corrigidas com trena e bússola. A elevação da boca do poço foi transportada com um nível óptico Leica Basic Level e régua graduada em centímetro.

4.6.1.3Processamento dos dados do GPS

Apesar do GPS ser um sistema tridimensional, as altitudes fornecidas por eles estão em um sistema elipsoidal diferente daquele em que as altitudes obtidas pelos métodos clássicos de nivelamento (geométrico; trigonométrico ou barométrico). Isso faz com que as altitudes GPS não possam ser diretamente comparadas com as altitudes e mapas fornecidos pelo IBGE e outros institutos brasileiros (IBGE, 2010).

A altura elipsoidal obtida pelo sistema GPS deve ser corrigida para o geóide. Desta forma, foi necessário realizar a correção da altura acima do elipsóide (He) fornecida pelo sistema de GPS, para a altitude em relação ao geóide (Hg). O ajustamento do elipsóide para o geóide é efetuado pela ondulação (Ng) do geóide para cada ponto, calculado pela expressão: Hg = He - Ng. O modelo geoidal utilizado foi o MAPGEO2010 (IBGE, 2010) (Figura 13).

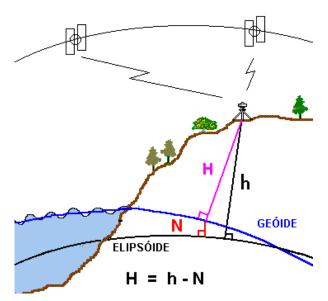


Figura 13 Diferença observada entre elipsoide e geoide, e suas relações matemáticas (fonte: IBGE – MAPGEO2004 - Versão 3.0, fornecido gratuitamente em www.ibge.gov.br).

A diferença entre as elevações do GPS e da boca do poço nos dá a elevação na boca do poço corrigida, segundo a equação (5):

$$(Alt._{GE}) = Alt_{GPS} + dh$$
 (5)

onde:

Alt._{GE} é altitude na boca do poço corrigida para o geóide no GPS; dh é o desnível entre o GPS e a boca do poço

O sistema de projeção utilizado foi o Universal Transversa de Mercator – UTM, com Datum SAD-69. Os dados do GPS Base foram corrigidos pela Estação Base Cuiabá da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo, distante a menos de 30 km. Utilizando o software EZsurv 2.51 foram ajustados os dados do GPS móvel à base local corrigida. A estação de Cuiabá possui as coordenadas na Zona 21L, E 599.791,609 m e N 8.280.082,107 m. Encontra-se a 243,520 m em relação ao nível do mar.

4.6.1.4 Cálculo da altitude na boca dos poços

Em campo, quando não era possível a instalação do GPS móvel próximo ao poço, em virtude de algum impedimento físico, foram realizadas leituras da distância (r) e o azimute (θ) entre o poço e o GPS, usando trena, régua e nível (Figuras 14 e 15). Assim, a coordenada da boca do poço corrigida foi obtida aplicando a equação (6) abaixo:

$$Xc = Xgps - r \cdot coseno \theta$$
 (6)

$$Yc = Ygps - r \cdot seno \theta \tag{7}$$

onde:

Xc é longitude corrigida para a boca do poço (m);

Xgps é a longitude do GPS

r é distância entre o poço e o GPS;

θ é azimute da posição do GPS em relação ao poço;

Yc é latitude corrigida para a boca do poço;

Ygps é a latitude do GPS



Figura 14 Medida da Distância (r) existente entre o poço e o GPS itinerante, para obter a coordenada corrigida para a boca do poço.



Figura 15 Instrumento nivelador utilizado para medir a diferença de desnível do terreno entre o poço e o GPS itinerante.

4.6.2 Nível estático nos poços rasos e profundos

A leitura do nível d' água exige que o poço esteja em repouso, com o sistema de bombeamento desligado, por no mínimo 24 horas. As medidas do nível d' água são obtidas através de um medidor elétrico de nível. Ao inserir o eletrodo contendo no interior do poço, ao tocar a água, é emitido um sinal sonoro. As marcações registradas de m em m no cabo do medidor auxiliam e permite obter a leitura inteira e a fração é feita com uma trena (Figura 16). A diferença da boca do poço em relação à superfície do terreno é retirada para gerar um valor real da profundidade em que foi encontrado o nível d' água. Estes dados são imprescindíveis na determinação das equipotenciais do nível potenciométrico e na caracterização do fluxo subterrâneo em um ano hidrológico completo.



Figura 16 Detalhes da boca do poço raso (a), medidor elétrico de nível de água (b) e trena (c).

4.6.3 Nível potenciométrico do aquífero (Carga Hidráulica)

Os procedimentos desenvolvidos nos itens 4.6.1 e 4.6.2 foram de suma importância para determinar as variações na carga hidráulica para os pontos amostrados, com precisão de 0,03 m. Qualquer variação no valor da carga hidráulica em uma rede de fluxo interfere na direção do fluxo subterrâneo. A carga hidráulica é obtida através da equação (8):

$$\mathbf{h} = \mathbf{C}\mathbf{B} - \mathbf{N}\mathbf{E} \tag{8}$$

onde:

h é carga hidráulica;

CB é cota da boca do poço;

NE é profundidade do nível estático.

Assim, a carga hidráulica (h) é a diferença existente entre a cota na boca (CB) do poço e o nível d' água aqui assumido como NE, conforme apresentada na Figura 17.

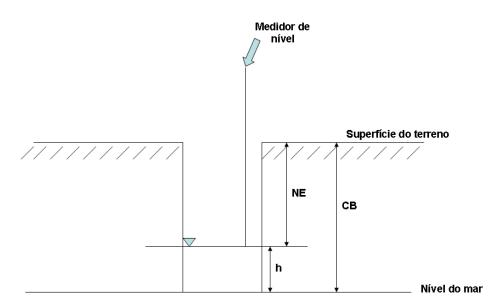


Figura 17 Procedimento para obtenção da carga hidráulica (Feitosa e Manoel Filho, 1997).

A partir das cargas hidráulicas obtidas em dois pontos diferentes é determinada a direção do fluxo subterrâneo entre esses pontos, que acontece na direção do maior para o menor valor. Vários pontos distribuídos homogeneamente em uma área, formando uma malha, permite elaborar um mapa do fluxo subterrâneo denominado de mapa potenciométrico.

4.6.3.1 Mapa Potenciométrico

O mapa potenciométrico consiste em um conjunto de isolinhas representantes da superfície potenciométrica da área estudada, onde é possível a identificação das principais direções de fluxo e divisores de água, bem como áreas de recarga e descarga.

Os dados referentes às coordenadas XY da boca do poço, juntamente com as leituras de altitude, e carga hidraúlica foram tabulados, gerando arquivos independentes para interpolação pelo método da Krigagem em ambiente do Software SURFER, versão 8 (GOLDEN SOFTWARE, 2002). Neste trabalho o método de interpolação utilizado foi a krigagem linear (JACOB, 2002; LANDIM, 2000).

4.6.4 Condutividade, Transmissividade e Coeficiente de Armazenamento

Os espaços vazios existentes em uma rocha cristalina são inferiores ao apresentado por uma rocha sedimentar. As rochas ígneas são formadas em ambientes de alta temperatura gerando corpos maciços e de baixa porosidade, entretanto com processos de resfriamentos e de deformação podem ocasionar falhas e fraturas. Outro tipo de rocha cristalina é a metamórfica. É originada de uma rocha pré-existente, sedimentar ou ígnea, quando de origem sedimentar ao sofrer o metamorfismo de baixo grau conservará feições da rocha pré-existente como as estruturas primárias e os espaços intergranulares. Além dessas porosidades, ocorrem os espaços originados por fraturamentos, falhas e pelas foliações metamórficas conforme seus ângulos de mergulhos favorecem a movimentação das águas subterrâneas em subsuperfície contribuindo para recarga do aquífero.

Para realizar a estimativas de parâmetros hidrogeológicos em rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo, foi necessário assumir que essas rochas preservam os espaços intergranulares da matriz, e que a mesma é portadora de características compatíveis com rocha sedimentar.

Assim, a litofácies de Metadiamictito de matriz arenosa pertencente às rochas metamórficas da Formação Rio Coxipó, preserva características da rocha mãe, de origem sedimentar. Os espaços intergranulares são em quantidade suficiente para armazenar água subterrânea.

Essa rocha ocorre em duas situações distintas identificadas nas áreas A e B. Na área A está aflorando e na área B ocorre recoberto por espesso manto de intemperismo originado pelo filito. Os parâmetros hidrogeológicos na área A, foram modelados pelo método de Neuman por considerar o metadiamictito de matriz arenosa um aquífero livre. Enquanto que para área B foi utilizado o método Theis.

A aplicação destes métodos tem por condição o rebaixamento do nível d'água no interior de um poço que é bombeado por um longo período de tempo, e permitiu obter informação sobre transmissividade (T), condutividade hidráulica (K) e coeficiente de armazenamento (S).

4.6.4.1 Teste de bombeamento e teste de aquífero

A variação do nível estático no interior dos poços tubulares são informações importantes e que podem ser adquirida de duas maneiras: manualmente ou eletronicamente. Ambos os métodos trazem informações relevantes, entretanto o método eletrônico utilizando sensores destaca-se pela facilidade em obter os dados de modo continuo e preciso, tornando-os mais confiáveis. Durante os testes de bombeamento e aquífero, ambos medidores foram utilizados.

• Micro Divers medidor eletrônico de nível da água

Optou-se pelos medidores eletrônicos *Micro Divers*, por ser tecnologia de ponta e inovadora no registro de pequenas variações de nível da água durante o desenvolvimento de testes de bombeamento e de aquíferos. O monitoramento foi continuo e sincronizado, tanto no poço bombeado como nos poços monitorados. O sensor mede 18 mm de diâmetro e contém internamente um medidor de pressão e um de temperatura, e armazena as medidas em uma memória não volátil, é alimentado por uma bateria.

Antes de inserir no poço o sensor foi acoplado em *data logger* que interliga o sensor ao computador, no software *Diver Office* foi programado com informações de: hora de inicio, número de leituras, intervalos das medições, sincronização de relógio, comprimento de cabo, e ainda informando a opção de sensor barométrico ou ponto de monitoramento.

Um semicondutor é responsável pelas medidas de temperatura, enquanto que um barômetro registra as variações da pressão barométrica. Portanto, enquanto o *Diver* permaneceu na superfície do terreno ele registrou a pressão atmosférica e após ser inserido no poço, permaneceu abaixo da coluna de água ele passou a registrar a pressão da água.

Assim, a altura da coluna de água no interior do poço foi determinada a partir da medida de pressão registrada no *Diver*, durante o tempo em que ele esteve abaixo da superfície da lâmina da água. Então, foi adicionado à pressão atmosférica o valor da pressão da água, ou seja, quanto maior a coluna de água acima do *Diver* maior foi à pressão. Portanto, os valores medidos em ambos os sensores permitiu calcular as variações da altura da coluna de água acima do *Diver*.

• Calibração dos Divers

Para utilizar adequadamente os sensores houve a necessidade de realizar um pré-teste, que foi desenvolvido no dia 17/01/2012 às 10:00 h, nos poços localizados na área A. Os sensores utilizados foram 6961, 6968, 6970, 6985. Buscando efetuar a compensação entre a pressão atmosférica e a pressão da coluna de água sobre o sensor. Foi instalado outro sensor externo próximo à boca do poço, configurado como Barômetro (sensor 0747), e os demais no interior do poço. Além, dos valores referentes as série temporais do sensor assumido como barômetro foi também definido o comprimento padrão para o cabo 5.000 centímetros e assim permitir realizar a compensação, pois poços utilizados possuíam profundidade de 60 m.

O procedimento do teste de calibração consistiu em conectar 5.000 cm de cabo em cada um dos três sensores utilizados como ponto de monitoramento, as metragens dos cabos foram conferidas com rigor e precisão, dispondo-os em paralelo e tomando como referencia a marca existente na extremidade da ponta do sensor.

Para selecionar qual o melhor cabo a ser utilizado, no monitoramento da flutuação do nível estático, foram testados os cabos de aço, de nylon e de cobre. A conexão entre os cabos e os sensores foi realizada utilizando uma presilha de metal e fita de alta fusão.

A configuração dos sensores Divers foi executada no software *Diver Office 2011*, foram informados: o tamanho do cabo de 5.000 cm, a cota da boca do poço em centímetro, o intervalo de amostragem a cada 5 segundos, número do sensor *Diver* indicado como barômetro foi o sensor 0747. O sensor barômetro permaneceu na superfície do terreno para registrar a pressão atmosférica, foi instalado na altura da boca do poço.

Após a realização da programação, os três sensores foram inseridos simultaneamente no interior do poço. Os sensores foram presos aos cabos com o auxilio de uma fita isolante, a fim de garantir que todos permanecessem sob as mesmas condições de pressão abaixo da coluna de água.

Os sensores permaneceram a 50 metros de profundidade durante cinco minutos. Transcorridos esse tempo foi recolhido 5 m colocando-os a 45 m de profundidade. Assim sucessivamente, a cada 5 minutos foram reduzidos às profundidades em cinco metros até alcançar a profundidade mínima de 10 m, em relação à superfície do terreno. O nível da água foi observada a 8,30 m de profundidade em relação a boca do poço. Ao final desse procedimento, os sensores foram recolhidos e os dados foram transferidos para um computador do tipo *notbook* utilizando um data logger.

A compensação barométrica foi efetuada com auxílio do software *Diver Office 2011* (SCHLUMBERGER, 2011) que funcionou em ambiente Windows XP. Os valores de pressão de água do ponto de monitoramento, relacionados com os do sensor barômetro deixado na superfície do terreno. A unidade de medida foi dada em centímetros de H2O.

• Teste de bombeamento e teste de aquífero

O teste de bombeamento e de aquífero foi dado inicio após a calibração dos sensores *Divers*. Foi executado com vazão constante, utilizando conjunto bomba submersa de 1,5 CV, registro de 1 ½ polegadas em bronze.

O volume de água retirada do poço foi medida em um balde de 18 litros, usando cronômetro para conferir o tempo. A bomba foi instalada a 52 m de profundidade, com capacidade de produzir até 8 mil litros por hora. Toda a água bombeada foi depositada a uma distância segura para evitar infiltração e recarga do aquífero.

A duração do bombeamento foi de 24 horas contínuas, o inicio foi considerado após o dimensionamento da vazão adequada à realização do teste, de modo não provocar o esgotamento do poço durante o bombeamento.

Durante o bombeamento foi registrada manualmente a profundidade do nível da água no poço bombeado. Os cinco primeiros minutos as leituras aconteceram de minuto em minuto, depois de transcorrido esse tempo passaram para intervalos de 5 minutos, e após 30 minutos do inicio do ensaio e passou para 10 minutos até o final da primeira hora. Depois foram feitas leituras de hora em hora, até completar 24 horas. Ao finalizar 24 horas, a bomba foi desligada e deuse inicio ao teste de recuperação.

Os sensores *Divers* foram programados para registrarem leituras a cada 10 segundos continuamente durante as 24 horas do bombeamento e durante a recuperação.

O teste de aquífero consistiu em bombear um poço com vazão constante e acompanhar o rebaixamento do nível estático em outros poços as distancia conhecidas do poço bombeado (FEITOSA, 2008).

A aplicação do teste de aquífero tem por objetivo determinar os parâmetros hidrodinâmicos. Todos os registros foram realizados tanto manualmente como automaticamente através dos *Divers*.

4.6.4.2 Método de Neuman (Aquífero Livre)

O Método de Neuman consiste, em obter os parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero livre ou freático, quando o mesmo tem uma espessura inicial conhecida, e necessita que o poço perfurado tenha sido bombeado durante um longo período de tempo. Também é necessário que ao bombear o poço, o mesmo sofra rebaixamento do nível estático em seu interior. A condição proposta por Neuman está esquematizada na Figura 18 (CASTRO et al., 2000).

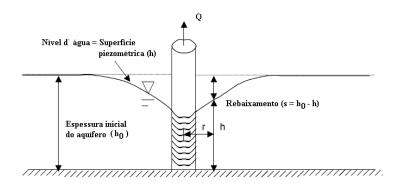


Figura 18 Bombeamento esquemático de um poço segundo as condições exigidas pelo Método de Neuman (Fonte: CASTRO et al., 2000).

A equação matemática que ilustra essa condição de rebaixamento do nível estático no poço é (FETTER, 2001):

$$K_{y} \frac{\partial^{2} h}{\partial r^{2}} + \frac{K_{r}}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + K_{y} \frac{\partial^{2} h}{\partial z^{2}} = S_{e} \frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\tag{9}$$

onde:

 K_{ν} é a condutividade hidraúlica vertical (L/T)

 K_r é a condutividade hidraúlica radial (L/T)

S_e é o coeficiente de armazenamento específico (1/L)

h é a espessura saturada do aquífero (m)

r é a distância do ponto ao poço bombeado (m)

z é a coordenada cartesiana vertical (L)

t é o tempo.

Fetter (2001) apresenta a solução de Neuman (1975), para a equação de rebaixamento e dividiu a curva em duas partes. Propôs uma curva, ábaco, com dois campos de ajuste e sobreposição. O primeiro campo corresponde ao tempo imediatamente após o começo do bombeamento, onde a água é proveniente do armazenamento específico denominada de área uA. O segundo é uB para o tempo final, corresponde ao momento em que a água é proveniente de drenagem por gravidade com o coeficiente de armazenamento igual ao rendimento específico. A solução da equação é dada por:

$$h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, T)$$
 (10)

onde:

 $(h_0 - h)$ é o rebaixamento (m);

Q é a vazão do bombeamento (m³/h);

T é a transmissividade (m²/s);

W(u_A, u_B, T) é a função do poço para aquíferos livres

Substituindo os termos $h_0 - h$ por s na equação 10:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B) \tag{11}$$

Segundo Neuman (1975), o termo u_A é obtido ajustando os dados de rebaixamento pelo tempo na curva de Theis (Figura 19) utilizando os dados do inicio do bombeamento, o comportamento do fluxo do aquífero é semelhante a de um aquífero confinado e com característica de fluxo predominantemente horizontal.

A partir de u_A foi determinado o valor do Coeficiente de armazenamento S e a transmissividade (T), utilizando a equação a baixo:

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt} \tag{12}$$

 u_A é encontrado no campo de ajuste de A, na Figura 19.

onde:

r é distância radial do poço bombeado (m);

S é coeficiente de armazenamento;

t é tempo de duração do bombeamento;

T é a transmissividade

O termo u_B foi obtido pelo ajuste dos dados de rebaixamento pelo tempo à curva de Theis usando dados referentes a fase final do bombeamento, assume-se que o fluxo é preferencialmente vertical, e o valor de transmissividade (T) é determinado por:

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt} \tag{13}$$

 u_B é encontrado no campo de ajuste de B, na Figura 19.

onde:

Sy é rendimento específico;

r é distância radial do poço bombeado (m);

S é coeficiente de armazenamento;

- *t* é tempo duração do bombeamento;
- T é a transmissividade (m²/s);

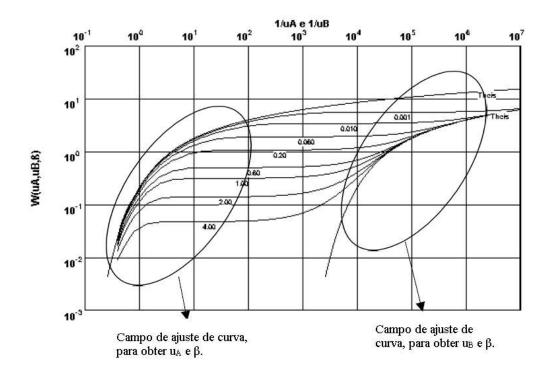


Figura 19 Curva de ajustes de Neuman (1975), mostrando detalhe dos campos da curva para obtenção de uA, uB e do coeficiente β .

O ajuste dos valores na curva determinou o coeficiente β . Conhecendo β e Kr que foi obtido através de uA, permitiu determinar Kv através da equação a seguir:

$$\beta = \frac{r^2 K_v}{h_0 K_r} \tag{14}$$

onde:

 K_r é condutividade hidráulica horizontal (m/s);

 K_{ν} é condutividade hidráulica vertical (m/s);

r é distância radial do poço bombeado (m);

 h_0 é o nível estático no inicio do bombeamento

4.6.4.3 Método de Theis (Aquífero Confinado)

Para determinar os parâmetros do aquífero confinado, foi utilizado o método de Theis. O modelo é proposto para aquífero confinado, não drenante e em regime transitório.

Theis propõe uma equação diferencial para solucionar o problema de fluxo em meio poroso (FEITOSA, 2008):

$$h - h_0 = \frac{Q}{4\pi T} \int_h^\infty \frac{-e^u}{u} du \tag{15}$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \tag{16}$$

e

$$\int_{h}^{\infty} \frac{-e^{u}}{u} du = 0.5772 - \ln u + u - \frac{u^{2}}{2.2!} + \frac{u^{3}}{3.3!} + \frac{u^{4}}{4.4!} \dots = W(u)$$
(17)

O rebaixamento do poço é dado pela diferença do nível final menos o nível inicial conforme a expressão $s = h - h_0$. Logo, a equação de Theis pode ser escrita da seguinte maneira:

$$s = \frac{Q}{4\pi T}W(u) \tag{18}$$

Os coeficientes de armazenamento (S) e de transmissividade (T) podem ser definidos a partir das equações a seguir:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u) \tag{19}$$

$$S = \frac{4Ttu}{r^2} \tag{20}$$

onde:

s é o rebaixamento (m)

Q é a vazão de bombeamento (m³/h)

t é o tempo a partir do inicio do bombeamento (horas)

r é a distancia do centro do poço bombeado ao ponto de observação (m)

w(u) é a função do poço para aquífero confinado não drenante

 h_0 é o nível estático no poço no instante inicial (t = 0) de bombeamento

h é o nível estático no poço no tempo final ($t = t_i$) de bombeamento;

A condutividade hidráulica foi calculada a partir da equação a baixo:

$$K = \frac{T}{h} \tag{21}$$

onde:

T é a transmissividade (m 3 /s)

b é a espessura suturada do aquífero no poço bombeado e no poço monitorado
 (m)

4.6.5 MODO DE OCORRÊNCIA DOS AQUÍFEROS

As formas de ocorrência dos aquíferos foram determinadas a partir das informações de solo e rocha contidos nos perfis dos poços rasos, confrontados com os dados de profundidade. A profundidade revela de qual material geológico a água está sendo explorada. Por este motivo, os poços rasos monitorados, foram classificados conforme a profundidade e tipo de solo.

Os poços profundos utilizados no monitoramento do nível estático não possuem perfis litológicos e suas profundidades foram determinadas no levantamento de campo. Assim, entendimento da forma de ocorrência do aquífero profundo baseou-se no mapeamento geológico, morfopedológico, dados geofísicos obtidos nas áreas A e B, e perfis de poços perfurados nessas áreas.

4.7 AVALIAÇÃO DA INTERAÇÃO DOS AQUÍFEROS COM PRECIPITAÇÃO, RELEVO, SOLO E ROCHA.

Foram investigadas as relações e as tendências das águas de chuva e das águas escoadas na superfície dos terrenos e em subsuperfície. Essa interpretação permitiu posicionar os aquíferos e diagnosticar a recarga pelas águas de chuva, em cada compartimento morfopedológico, pois eles resumem a interação relevo, solo e rocha.

A partir das medidas de nível d'água em 30 poços rasos, foi avaliada a dinâmica do aquífero interpretada conforme as condições de infiltração, escoamento e do volume precipitado mensal na área da pesquisa. Para o período de agosto 2011 a julho 2012 foram observados em poços de monitoramento em cada compartimento morfopedológico.

O compartimento morfopedológico, foi caracterizado *in situ* conforme homogeneidade das áreas em relação às interações existentes entre as formas de relevo, substrato geológico e tipos solos (CASTRO E SALOMÃO, 2000), levando em consideração o seu funcionamento hídrico diante infiltração das águas de chuva em subsuperfície e em superfície.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 MICROCLIMA DE CUIABÁ (ANO HIDROLÓGICO AGOSTO 2011 A JULHO DE 2012)

As medidas das variáveis micrometereológicas de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar do período de agosto de 2011 a julho 2012 das estações INMET e aeroporto Marechal Rondon, foram utilizadas nesta pesquisa com o objetivo de confrontar os seus dados com os obtidos na estação instalada no local pesquisado.

A precipitação acumulada de agosto de 2011 a julho de 2012 registradas pelo INMET foi 1.314 mm (Figura 20).

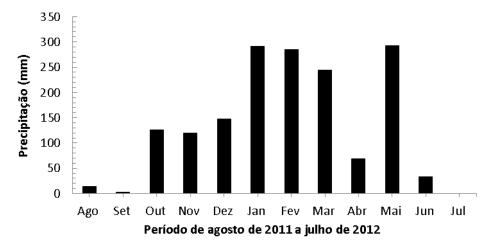


Figura 20 Precipitação mensal acumulada de agosto 2011 a julho de 2012 (Fonte: boletos micrometreológicos mensais INMET).

De agosto a dezembro a precipitação acumulada foi 410,8 mm, com máxima em dezembro. Enquanto, entre janeiro e julho de 2012 o total acumulado foi 1.216 mm, com máxima registada em maio e a mínima em julho (Figura 20), o total acumulado no período foi 1.627 mm.

Os dados de precipitação pluviométrica registrados em Cuiabá durante os anos de 1970 a 1989 permitiram Campelo et al. (1991) caracterizar a precipitação da cidade (Figura 21).

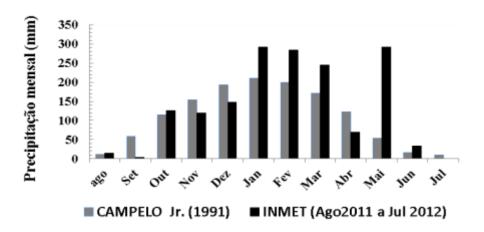


Figura 21 Comparação entre a precipitação pluviométrica acumulada mensal registrada em Cuiabá, obtida por Campelo et al. (1991) e pelo INMET.

Conforme esses autores o período de maior precipitação pluviométrica é no verão e a menor no inverno, durante o mês de agosto. Comparando as barras do histograma, nota-se que houve 313 mm a mais para o ano hidrológico analisado. Isso se deve ao mês de maio, interpretado como atípico por registrar um acumulado cinco vezes maior que a normal totalizando 292,4 mm (Figura 21).

De modo geral, o ano hidrológico estudado teve comportamento atípico quando confrontado com as médias obtidas por Campelo et al. (1991). Em maio de 2012 atuações de áreas de instabilidades foram responsável pelos episódios de chuvas e ventos fortes, que ocorreram na região centro-oeste durante o mês (INMET, 2012).

5.2 DESCRIÇÃO MICROCLIMATICA LOCAL

As variáveis micrometereológicas temperatura ar, umidade do ar e precipitação obtidos na estação Pedra Noventa foram avaliadas como representantes do microclima do bairro e vizinhança, devido a inexistência de estações nas proximidades seus registros foram comparados aos valores registrados pelas estações de referencia (estação aeroporto e INMET).

5.2.1 Temperatura do ar e umidade relativa do ar na região do bairro Pedra Noventa

Durante o ano hidrológico estudado os meses de agosto e setembro, caracterizados como período seco registrou temperatura máxima preferencialmente às 14 horas com valores oscilando entre 39°C e 40,3°C. Entretanto, nos meses seco de 2012, junho e julho, a máxima foi de 34,9°C. No período chuvoso, de dezembro 2011 a maio 2012, por ser considerado ano atípico a máxima foi de 37,3°C registrada no dia seis de fevereiro 2012. As máximas do período chuvoso foram intermediárias, às observadas no período seco de 2011 e de 2012 (Figura 22).

Tanto as temperaturas máximas e mínimas diárias registradas na estação do Pedra Noventa foram inferiores as obtidas na estação aeroporto Marechal Rondom.

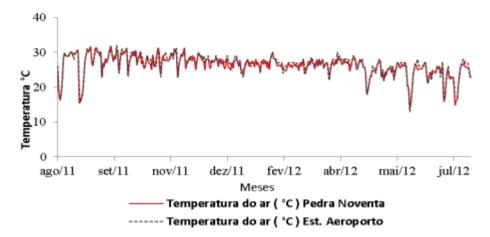


Figura 22 Comparação entre as médias diárias de temperatura do ar, obtidas pela estação localizada no bairro Pedra Noventa e na estação do Aeroporto Marechal Rondom.

As condições de ocupação do solo para o perímetro do bairro, comportase como aglomerado urbano, é diferente do seu entorno que ainda preserva os características de área rural. A abundância de remanescente do cerrado, e a presença de árvores ornamentais e frutiferas, favorecem a ocorrência de temperaturas mais amenas do que as registrada na estação aeroporto. Outro aspecto a considerar é a baixa densidade de ruas com pavimentação asfáltica, contribuindo para menor aquecimento do ar próximo a superfíce do terreno. Durante os meses de agosto e setembro de 2011 ocorre predomínio de umidades variando entre 30% a 70% em ambas as estações, com valores muitos similares.

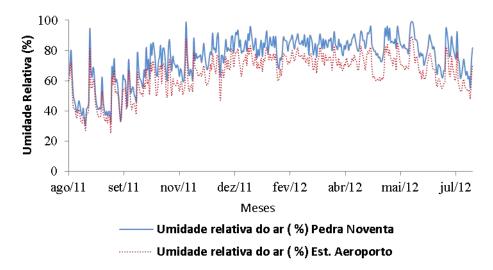


Figura 23 Comparação entre as médias diárias de umidade relativa do ar obtida para a estação Pedra Noventa e estação do aeroporto.

Entretanto, após iniciar as chuvas, em outubro de 2011, observa-se na Figura 23 que a umidade relativa registrada na estação Pedra Noventa foi superior à verificada na estação aeroporto. Nessa área durante os períodos seco e chuvoso a umidade relativa média foi 64 % e 80%, respectivamente. Enquanto na estação do aeroporto, a média do período seco foi 56% e de 69% para o chuvoso.

Destaca-se que os máximos valores de umidade relativa ocorreram juntamente com os menores valores de temperatura do ar, tanto para o período seco como chuvoso.

5.2.2 Precipitação acumulada para região Pedra Noventa

As precipitações máximas ocorreram de dezembro 2011 a maio 2012 (período chuvoso) e a partir de junho a setembro mostra a redução (período seco) (Figura 24).

A precipitação total acumulada na estação Pedra Noventa registrou 1.627 mm, enquanto a estação do INMET registrou 1.314 mm para o mesmo período. Observa-se que houve 313 mm de precipitação a mais na região Pedra Noventa do que registrado na estação Cuiabá (INMET, 2011; INMET, 2012).

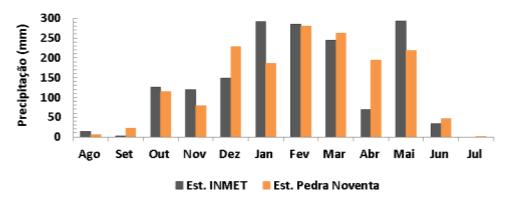
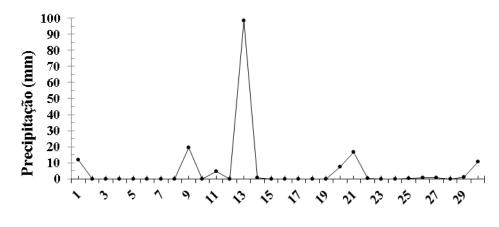


Figura 24 Comparação entre a precipitação acumulada mensal (mm) obtida pela estação INMET em Cuiabá e para estação Pedra Noventa.

A precipitação acumulada na região Pedra Noventa em dezembro foi de 228 mm, registrando 80 mm a mais do que em Cuiabá. O acumulado total ocorrido no dia 13 de dezembro foi 98 mm (Figura 25). Em dezembro 2011 a precipitação superou as médias climatológicas, em consequência de áreas de instabilidades e devidas atuação de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (INMET, 2011).



Dias do mês de dezembro de 2011

Figura 25 Precipitação acumulada diária (mm), ocorrida no dia 13 de dezembro de 2011 na região do bairro Pedra Noventa.

Destaca-se no mês de abril de 2012, ocorrido precipitação de 69,1 mm em Cuiabá. Enquanto, a estação Pedra Noventa registrou um total acumulado de 195 mm para esse mês, somando 125,9 mm a mais. Os volumes precipitados concentraram-se em quatro dias com registros variando de 32,8 mm a 67,0 mm dia (Figura 26).



Figura 26 Precipitação acumulada diária, ocorridas no dia mês de abril de 2012 na região do bairro Pedra Noventa.

No inicio de abril uma frente fria de origem polar, vinda de Mato Grosso do Sul, foi a responsável pelo volume precipitado no primeiro dia desse mês.

5.3 GEOLOGIA, SOLO E COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS

5.3.1 Geologia local

Foram identificados quatro unidades litoestratigraficas, por meio de mapeamento geológico sistemático na escala de 1:25.000. O mapa geológico é uma ferramenta necessária para compreensão dos fatores condicionantes do fluxo água subterrânea e para identificar a rocha armazenadora.

Na área pesquisada foram identificados tipos litológicos pertencentes às rochas do Grupo Cuiabá, subunidade 5 e 6, de idade Neoproterózoica; a Formação Pantanal de idade Quaternária e os sedimentos recentes de idade Holocênicas caracterizados por Aluviões Recentes por Luz et al. (1980), conforme o mapa da Figura 27.

Na área, o embasamento foi observado em poços rasos, em cortes de estradas e em antigas cavas de extração de canga laterítica, como também em escassos afloramentos de rocha. As rochas do Grupo Cuiabá na área de estudo é representado por filitos sericítico de cor marrom avermelhado a cinza esverdeado pertencentes à Formação Miguel Sutil que ocorre recobrindo os metadiamictitos de matriz arenosa pertencentes à Formação Rio Coxipó (Figura 27).

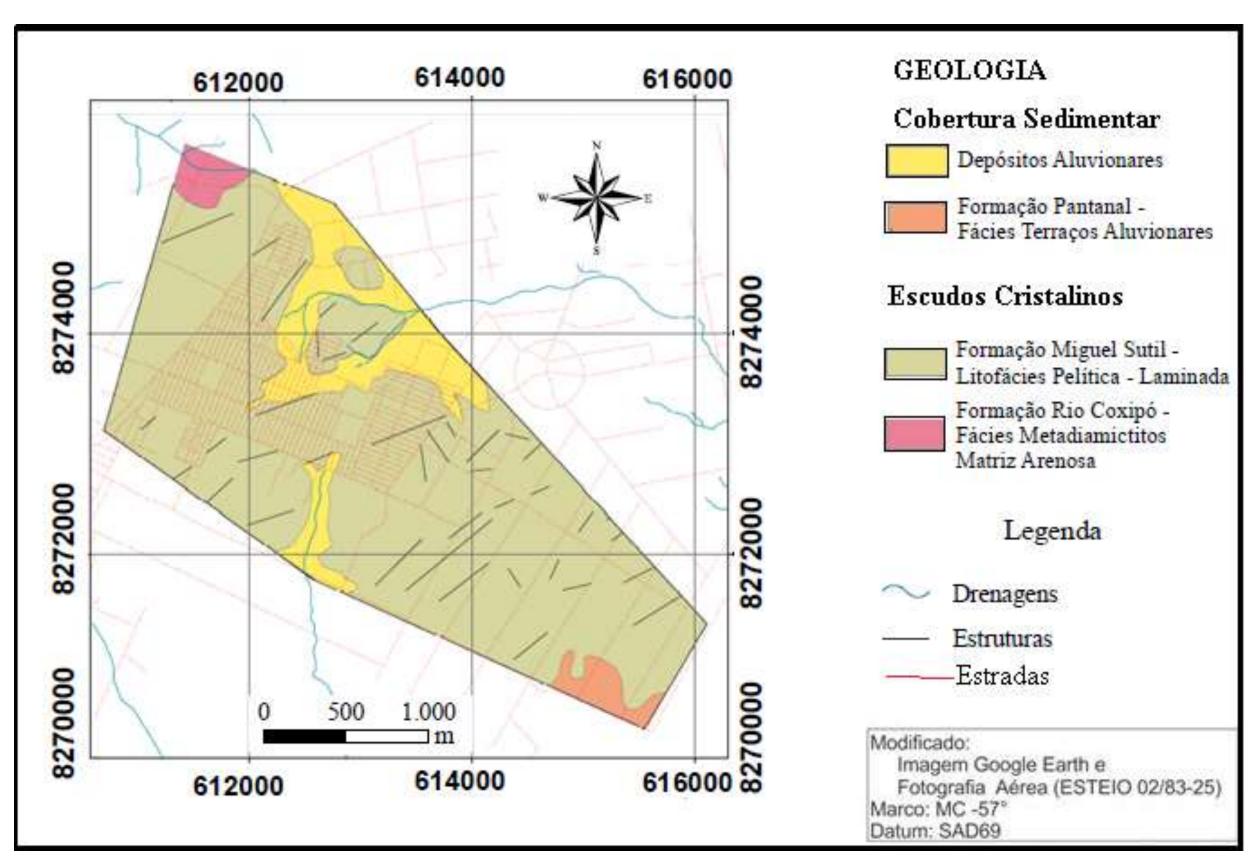


Figura 27 Mapa geológico da região do bairro Pedra Noventa

5.3.1.1 Formação Miguel Sutil

Esta formação expõe filitos sericítico de cor marrom avermelhada a cinza esverdeada (Figuras 28a e 28b), apresentam laminações plano-paralelas de dimensões milimétricas a centimétricos ocasionadas pela mudança granulométrica ocorrida durante a deposição dos sedimentos da rocha mãe. Entre os níveis laminados acontecem raramente níveis maciços de metapelitos. São rochas intensamente dobradas, e apresentam fraturas preenchidas por quartzo formando veios concordantes com as camadas ou discordantes. Essas rochas encontram-se fraturadas por sistemas de juntas, um conjugado sub-horizontal e outro verticalizado.



Figura 28 Filito marrom avermelhado observado em corte de estrada exibindo (a) laminação plano-paralelas de dimensões milimétricas e (b) veios de quartzo centimétricos concordantes com a foliação.

5.3.1.2 Formação Rio Coxipó

Os metadiamictitos de matriz areno-argilosa são representantes da Formação Rio Coxipó que ocorre aflorando em uma estreita área da região pesquisada. Possui cor cinza claro a cinza escuro, exibem uma matriz sustentando os seixos do tipo: granitos, filitos e metapelitos. Quanto ao fraturamento observa se dois sistemas de fraturas conjugado: um sub-horizontal de direção N30°- 40°E, e outro verticalizado de direção N40°-60°W.

5.3.1.3 Formação Pantanal

A Formação Pantanal ocupa uma pequena faixa na região sudoeste da área mapeada. É constituída por espessa camada de material arenoso de coloração esbranquiçada (Figura 29). Apresenta clasto e fragmentos de tamanho variados e de diferentes composições: quartzo, metapelitos, filitos e granitos.



Figura 29 Formação Pantanal representada por material arenoso, detalhe do tamanho e composição dos clastos.

5.3.1.4 Aluviões Recentes

As unidades Aluviões Recentes ocorrem próximas a drenagens e em pequenos embaciados, formam áreas alagáveis, apresentam espessura variada. São sedimentos arenosos, quartzoso de granulação fina a média e possuem coloração cinza clara a média (Figura 30).

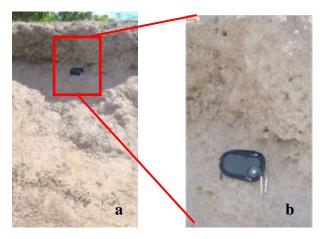


Figura 30 Aluviões Recentes de textura areno-argilosa e coloração cinza clara a média, exposto em cava de açude (a) e detalhe da textura utilizando câmera fotográfica (b).

5.3.2 Solos da área de estudo

A distinção dos tipos de solo foi baseada em características morfológica (cor) e em atributos descritivos que permitiram reconhecer a presença de: matéria orgânica, cascalho, plintitas, petroplintitas, laterita, etc. A cor é a propriedade morfológica do solo mais importante e de maior facilidade de diagnosticar, permitindo a classificação e diferenciação de horizontes, o que possibilita aludir sobre os atributos físicos, condições de drenagem, teores de ferro, etc, aplicando o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).

Na área ocorrem três classes de solos, e esses solos apresentam relações estreitas com as formas de relevo e com as unidades litológicas sobre as quais se originaram: Plintossolos Pétricos e Argilúvicos, Neossolos Litólicos e Argissolos.

Os Neossolos e os Plintossolos Pétricos ocorrem associados a superfícies desenvolvidas por dissecação, gerando relevos em forma de colinas e rampas, morros e morrotes.

Os Plintossolos Argilúvicos estão associados preferencialmente às superfícies deprimidas, pequenos embaciados, representados por campos úmidos com murundus e fundo de vales amplos. O Argissolos ocorre associado ao ambiente de antigos terraços, na porção de vertente do vale do alto curso do rio Arica-Açu.

5.3.2.1 Plintossolos Pétrico

O Plintossolo Pétrico, na área ocorre com horizonte superficial diferenciado: areno-argilosos, cascalhento ou na forma de plintitas endurecidas e ressecadas formando couraça ferruginosa (Figura 31a e 31b).



Figura 31 Horizontes superficiais do Plintossolo Pétrico: a) areno-argiloso; b) cascalhento.

É caracterizado pela presença em subsuperfície de camada de couraça ferruginosa, constituída por sedimentos detríticos compostos especialmente por seixos de quartzo cimentados por óxidos de ferro (Figura 32).



Figura 32 Horizonte superficial do Plintossolo Pétrico: couraça ferruginosa.

A couraça ferruginosa é observada a profundidades não superiores a 40 cm, encontrando-se sobreposta por horizonte pedológico superficial com espessura máxima de 30 cm, constituído por material cascalhento, com matriz arenosa de coloração cinza escura, tendo em vista a presença de restos da matéria orgânica. Abaixo desse horizonte, em transição clara e plana, observa-se presença

de horizonte plíntico, isto é, constituído por material de textura argilo-arenosa de coloração amarelada e volumes milimétricos de plintita de coloração avermelhada.

As plintitas se endurecem e secam formando crostas avermelhadas na superfície do terreno, evidenciando a ocorrência de ciclos de umedecimento e secagem do solo.

5.3.2.2 Plintossolo Argilúvico

Os Plintossolos Argilúvicos exibem horizontes superficiais arenosos, areno-argilosos e conforme aumenta a profundidade do horizonte argiloso aparecem as plintitas (Tabela 5).

Tabela 5 Características do perfil dos Plintossolos Argilúvico.

	1	<u> </u>	Tabela (Munsell)		
Solo	Prof. (cm)	Textura	Matiz	Valor	Croma
Plintossolo	0 - 15	arenoso argiloso	7,5Y/R	5	2
Argilúvico	15 - 30	argilo-arenoso	10 Y/R	6	4
(horizonte plintito:	30 - 75	argilo-arenoso	10 Y/R	6	4
plintitas 2,5 Y/R	75 - 155	argilo-arenoso	10 Y/R	6	4
5/8)	155 - 165	argiloso	10 Y/R	6	4
	165 - 180	argiloso c/ plintitas	10 Y/R	6	6

A formação do horizonte plíntico é relacionada à proximidade do nível freático. E quanto maior a sua espessura maior é a disponibilidade hídrica desse solo, e melhor a percolação vertical da água nos horizontes superiores.

A profundidade do horizonte plíntico é variada, e faz aumentar a intensidade do tom avermelhado no interior da massa acinzentada (Figura 33). Esses solos ocorrem em formas de relevo deprimidos e permitem uma rápida elevação do nível d' água após as precipitações.



Figura 33 Plintossolo Argilúvico mostrando horizonte plíntico formando uma couraça ferruginosa.

De modo que, a precipitação é fator preponderante no desenvolvimento do solo Plintossolo Argilúvico, pois durante o período chuvoso ele mantém umidade dos horizontes mais profundos e acumulam essas águas a cima da couraça ferruginosa.

5.3.2.3 Neossolo Litólico

Os Neossolos Litólicos apresentam horizonte superficial, com espessura máxima de 50 cm, encontra-se sobreposto à rocha constituída por filito alterado em transição clara e plana (Figura 34).



Figura 34 Foto apresentando o Neossolo Litólico recobrindo a rocha alterada.

A coloração é amarelada na matiz 7,5 YR até cores acinzentadas mais claras com matiz 10 Y/R, à medida que vai diminuindo a presença da matéria orgânica. A matéria orgânica presente é incorporada juntamente com fragmentos de quartzo e cascalho laterítico, em uma matriz de textura areno-argilosa de tonalidade amarelada.

5.3.2.4 Argissolos

Os Argissolos na área de estudo estão presentes somente em uma porção sudoeste da área. É moderadamente espesso, e possui textura arenosa no horizonte superficial, cor marrom 7,5 YR 5/6. O furo a trado mostra que no perfil a cor passa de marrom escuro para marrom clara 7,5 YR 6/2 e a textura passa de arenosa para areno-argilosa (Figura 35). Foram observadas plintitas incipientemente associada textura argilosa de coloração 7,5 Y/R 7/2, e a inexistência da couraça ferruginosa.



Figura 35 Argilosos de cor marrom e textura areno-argilosa, situado a sudoeste da área de pesquisa.

5.3.3 Compartimentos Morfopedológicos

A Figura 36 sintetiza a interpretação cartográfica dos compartimentos morfopedológico existente na área objeto. Os compartimentos foram distinguidos por denominações que permitem facilitar ao usuário sua identificação em campo. A interpretação do comportamento das águas de chuva, em cada compartimento, é analisada como condicionador da dinâmica dos aquíferos.

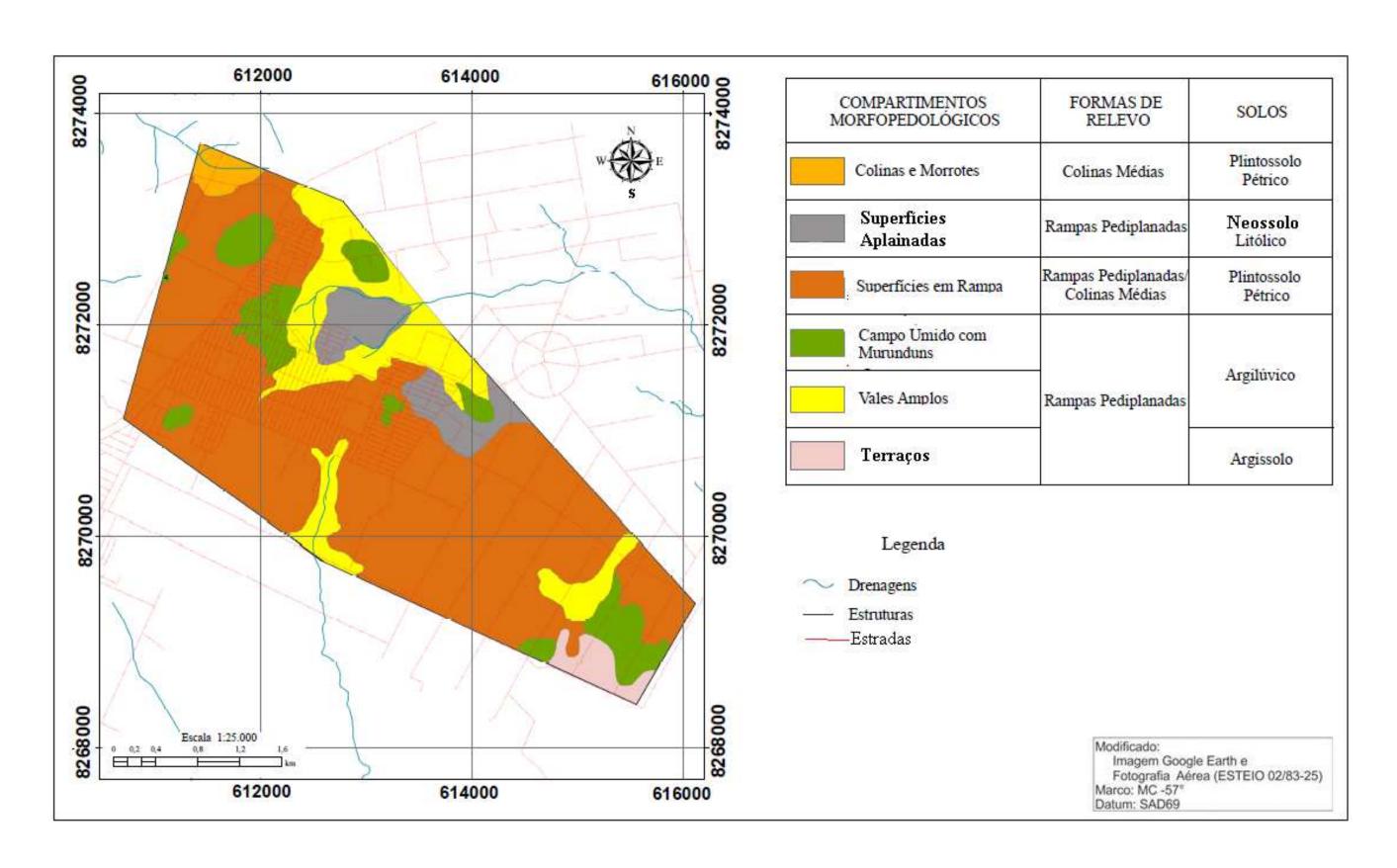


Figura 36 Mapa de Compartimentos Morfopedológicos da região Pedra Noventa.

5.3.3.1 Superfícies Aplainadas com solos rasos

O compartimento Superfícies Aplainadas corresponde à pequena porção da área objeto de estudo, áreas praticamente planas, com desnível máximo de 3% contemplando os Neossolos Litólicos e recobre as rochas pertencentes ao Grupo Cuiabá (Formação Miguel Sutil) constituída por filitos.

5.3.3.2 Superfícies em Rampas

Correspondem similarmente ao compartimento morfopedológico de Superfícies Aplainadas, áreas situadas em porções mais elevadas, com cotas topográficas variando de 200 a 213 m, e forma de relevo ligeiramente aplainado com caimento suave de declive máximo de 6% que se dirigem para porções mais rebaixadas onde se situam os compartimentos constituídos por Campo Úmido com Murundus e Vales Amplos. Apresentam cobertura pedológica constituída por Plintossolo Pétrico, que se caracteriza pela presença em subsuperfície de camada de couraça ferruginosa.

5.3.3.3 Campo Úmido com Murundus

Ocorre campo úmido com murundus em situações de pequenos embaciados, com a presença de mini-ilhas, cobertas por vegetação de espécies mais robustas do que as gramíneas, do entorno, e os campos sujos quando em áreas de Cerrado alterado. Os montões são originados pelos arranjos e distribuição espacial de frações de materiais distintos (areia, silte, argila) sedimentados durante o processo de erosão diferencial das regiões circunvizinhas dessas depressões.

5.3.3.4 Vales Amplos

Os Vales Amplos exibem superfícies planas de formato alongados ou levemente inclinadas. Ocorrem associados aos canais de drenagens de primeira ordem, tributários do Rio Arica-Açu existente na área de estudo. Esses compartimentos estão localizados a sudoeste e leste da área. Associados aos seus cursos d'água ocorrem vegetações do tipo: gramíneas, eliconias e buritis. A ação antrópica é responsável por espécies invasoras formadoras de campo sujo.

Ocorrem próximo aos cursos d'água espécies vegetacionais do tipo *buritis* e são remanescente de vegetação e *eliconias* favorecidas pela ação antrópica.

5.3.3.5 Colinas Médias e Morrotes

Ocorre na parte nordeste da área e pertence à bacia do Rio Coxipó. Recobre a Formação Rio Coxipó, constituída por Metadiamictitos de matriz arenosa. Os processos de dissecação são atuantes, possui declividade média, exibe relevos na forma de morrotes com topos arredondados, e suas vertentes são convexas.

5.3.3.6 Terraços

O compartimento de Terraços apresenta relevo plano a levemente inclinado, está localizado na extremidade sudeste da área. Foi desenvolvido por frequentes inundações ocorridas na planície do Rio Arica Açu, que depositaram sedimentos aluvionares formando limites entre o canal externo e os depósitos atuais.

5.4 MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

Nas rochas do Grupo Cuiabá, as águas subterrâneas armazenadas em fraturas e falhas dificultam identificar locais favoráveis a construção de poço tubular com boa produção de água. Ou seja, poço que em períodos severos de seca mantenha a produtividade. A aplicação de métodos geofísicos foi importante, pois forneceu informações da espessura de manto de alteração, da profundidade do topo da rocha portadora de água e permitiu indicar os locais favoráveis à perfuração dos poços tubulares onde foram realizados os ensaios de bombeamento e de aquífero.

Os riscos financeiros foram minimizados aplicando a geofísica, evitando perda de poço por improdutividade. Além de fornecer informações pontuais, os métodos aplicados forneceram informações laterais do substrato geológico, que auxiliaram na interpretação dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos para o aquífero.

Os resultados obtidos pelos métodos geofísicos aplicados nas áreas A e B, localizada na região nordeste e na porção central, para melhor compreensão foram organizados conforme o método geofísico aplicado. Está dividido em subitem área A e área B. A localização das linhas de caminhamento eletromagnético EM-34, linhas de caminhamento elétrico (CE) e dos pontos de sondagem elétrica vertical de ambas as áreas podem ser observadas na Figura 8.

5.4.1 Método eletromagnético Indutivo - Caminhamento EM

O Caminhamento Eletromagnético Indutivo – EM 34, em ambas as áreas buscou localizar zonas aquíferas mais promissoras de água subterrânea.

5.4.1.1 Área A

Foram realizadas 6 linhas de direção S10W, quatro com 100 m de comprimento e duas com 120 m. Os resultados estão apresentados em forma de mapas de isovalores de condutividade aparente para as profundidades de investigação de 7,5; 15; 30 e 60 m podem ser observados na Figura 37.

Conforme os mapas de isocondutividade (Figuras 37A e 37B) indicam que até a profundidade de 15 m a condutividade elétrica aparente varia de um mínimo de 5,9 mS/m a um máximo 16 mS/m.

Nas profundidades de 30 e 60 m (Figura 37C e 37D), ocorre uma região de condutividade mais elevada, variando de 16 mS/m a 32 mS/m. Estes valores mais elevados de condutividade ocorrem nas vizinhanças de um poço produtivo, apesar de desconhecer o seu perfil geológico permitiu correlacionar com uma rocha com bom potencial para água subterrânea. Este intervalo de condutividade elétrica aparente foi assumido como norteador para a investigação de áreas similares, indicando probabilidade de ocorrência de água subterrânea nas profundidades de 30 a 60 m.

Nota-se uma concentração de maior condutividade na região norte do mapa, a partir de 30 m e alcança até os 60 m (Figura 37C e 37D). Ressalta-se que a homogeneidade da condutividade elétrica verificada nessa região, indica rocha com porosidade próxima a de um arenito.

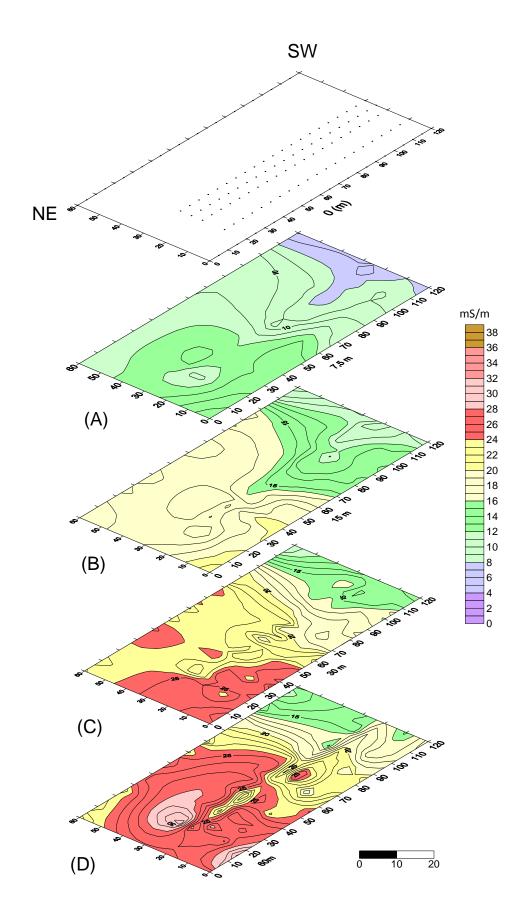


Figura 37 Mapas de Isocondutividade aparente. Profundidades de 7,5 m (A), 15 m (B), 30 m (C) e 60 m (D).

Conforme Telford et al. (1997) os arenitos saturados apresentam condutividade elétrica de 40 mS/m, a rocha metamórfica investigada possui matriz arenosa, por este motivo a condutividade observada assemelha-se que são encontradas em arenitos saturados. Em razão dos resultados alcançados foi indicado a perfuração de um poço tubular profundo na Linha EM5, na estação de 20 m. A Figura 38 apresenta a pseudo-seção da Linha EM5 e o detalhe do perfil do poço perfurado na estação 20 m (Figura 38).

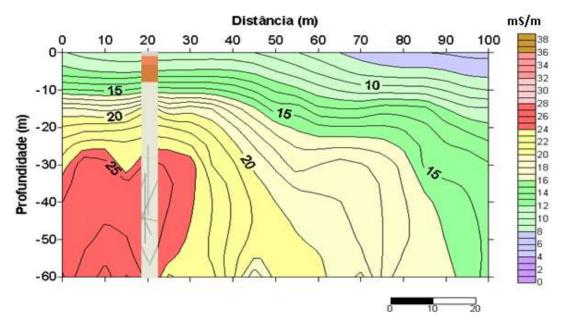


Figura 38 Seção de isocondutividade da Linha EM-5 área A, perfil litológico do poço Pt-novo perfurado na estação de 20 m.

O detalhe apresentado pela Linha EM 5 demonstra que a rocha metadiamictito de matriz arenosa, avança em profundidade, do inicio da pseudo-seção até a estação 30 m a condutividade foi superior a 24 mS/m. Esse comportamento da condutividade na pseudo-seção foi obtida para profundidade de 30 até 60 m (Figura 38).

O perfil litológico obtido com a perfuração apresentou uma camada de 2,5 m de solo, manto de alteração do metadiamictito de matriz arenosa até 28 m e a rocha sã representada pelo metadiamictito de matriz arenosa até 60 m.

5.4.1.2 Área B

Foram realizadas cinco linhas na área B, uma linha de direção S10W com 80 m de extensão e quatro na direção S80E com 150 m (Figura 39).

.

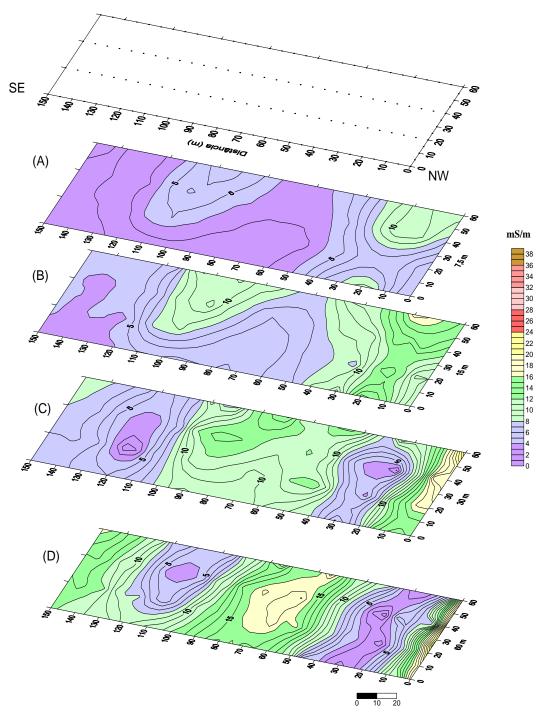


Figura 39 Mapas de Isocondutividade aparente. Profundidades de 7,5 m (A), 15 m (B), 30 m (C) e 60 m (D).

Nas Figura 39A e 39B, estão apresentados os mapas das profundidades de 7,5 e 15 m. A condutividade na profundidade de 7,5 m variou de 2 mS/m a 12mS/m e está relacionada a variação lateral na umidade do solo. Na profundidade de 15 m, a condutividade variou 2 mS/m a 18mS/m e está relacionada a variação litológica e de umidade do manto de intemperismo.

As figuras 39C e 39D apresentam zonas anômalas de condutividade alinhadas na direção NE, em 30 e 60 m, ocorrem três zonas anômalas, sendo uma zona de alta e duas zonas de baixa condutividade.

A zona de alta condutividade aparente ocorre no centro da área observado na Figura 39C e 39D, possui forma alongada na direção NE, com valores de condutividade de 12 mS/m e 18 mS/m para as profundidades de 30 a 60 m, respectivamente.

Os valores de condutividade mais elevados foram em um primeiro momento da pesquisa relacionados a ocorrência de água subterrânea. Essa relação foi possível devido a interpolação das linhas de isocondutividade ser padronizada para ambas as áreas, e representar os mesmos intervalos de condutividade da área A.

Foi observado que ocorrem duas zonas de baixa condutividade, posicionadas a leste e a outra a oeste e apresentam direção NE (Figura 39 D). Tanto na primeira quanto na segunda zona de baixa condutividade, os valores estão entre 3,3 e 4,6 mS/m.

Essas zonas de baixa condutividade apresentam forma alongada e sugere *trend* estrutural com presença de fraturas preenchidas por veios de quartzo dando origem aos baixos valores de condutividade.

Nota-se, na Figura 39 padrão de formas alongadas e alinhadas para as linhas de isovalores de condutividade aparente. Essas formas são associadas à ocorrência de dobras e repetições das camadas de rocha que ocorrem na área. A rocha de menor condutividade está relacionada aos filitos da Formação Miguel Sutil. Os valores mais condutivos, localizados na porção centro-oeste da área, correlacionam-se aos metadiamictitos de matriz arenosa. A pseudo-seção realizada na Linha EM-5, localizada no setor oeste da área B está apresentado na Figura 40.

O perfil de condutividade elétrica aparente foi comparado ao perfil do solo exibido no corte de cava de extração de cascalho. Nota-se a ocorrência de uma feição dobrada observada para intervalos de isocondutividade entre as estações 50 a 110 m (Figura 40).

Esta feição também aparece no perfil do solo de 1,80 m de espessura em superfície. São veios de quartzo concordante com a foliação S_1 , ocorre paralelo a camada S_0 da rocha de subsuperfície. O veio de quartzo está em elevado estágio

de alteração, e revela a posição da crista da dobra em forma de M identificada pelo método eletromagnético.

A ocorrência de veios de quartzo favorece a infiltração das águas de chuva, em profundidade, funcionam como caminho de recarga e de acumulação de água subterrânea.

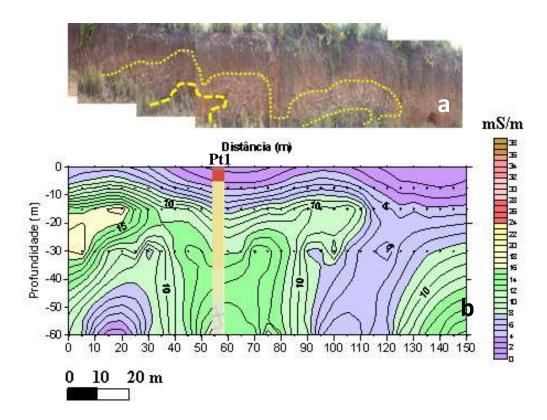


Figura 40 Linha EM5 da área B: (a) perfil de solo em corte de cava paralelo a linha, (b) seção de isocondutividade com detalhe para perfil litológico do poço tubular Pt1.

De modo geral, os valores de condutividade aparente mapeados na área A foram superiores e de maior amplitude do que os obtidos para a área B. O substrato geológico observado na área A também ocorre na área B, próximo a profundidade de 60 m. Mas, restringe-se à porção mais central do mapa. Os dados geofísicos demonstram a diferença na forma de ocorrência da água subterrânea associados a litologia do metadiamictito de matriz arenosa (Figuras 38 e 40).

Na área A, a água subterrânea provavelmente está relacionada ao pacote de rocha interpretado como homogêneo, e de condutividade aparente superior a 16 a 32 mS/m (Figura 38). Enquanto na área B, a formação litológica que dá origem ao aquífero encontra-se próxima à profundidade de 60 m, o aquífero está ocorrendo entre o intervalo de 30 a 60 m (Figura 40).

5.4.2 Método Eletrorresistividade – Técnica do Caminhamento Elétrico

Os dados de caminhamento elétrico foram coletados tanto na área A como na B, com espaçamentos de 10 m e 10 m, extensão de 150 m. Na área A foram executadas duas linhas CE, a primeira ao longo da Linha EM-1 e a segunda sobre a Linha EM-4. Na área B, foi realizado um perfil sobre a Linha EM-5. A profundidade de investigação teórica foi 30 m, indicada pelo método eletromagnético como a interface da rocha alterada com a sã.

5.4.2.1 Área A

O perfil de caminhamento (CE) obtido para a Linha 1 apresentado na Figura 41, expõe valores de resistividade com amplitude de 17 Ω .m do início do perfil até a estação 100 m, com largura de 100 m. Esses valores de resistividade ratificam os obtidos com o método EM para os primeiros 100 m, com registros de condutividades oscilando entre 16 e 28 mS/m. Nos 30 m finais do perfil, a resistividade é maior e apresenta amplitude de 62 Ω .m.

A região de menor resistividade no perfil (Figura 41), é relacionada a água subterrânea presente nos poros da rocha. É conveniente destacar que o perfil CE obtido não se a semelham com dados obtidos para rochas cristalinas, dobradas e fraturadas. Nessas rochas os padrões de anomalia são de altos e baixos valores de resistividades, em trechos estreitos ao longo dos perfis de investigação, geralmente associados às descontinuidades das rochas causadas por fraturas e falhas.

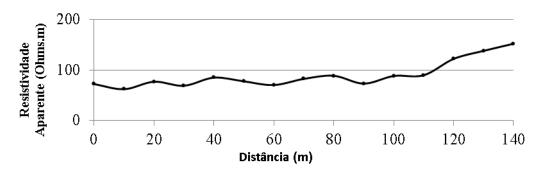


Figura 41 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-1.

Na Figura 42 estão apresentados os resultados do perfil CE obtido para Linha EM-4. A resistividade exibida entre as estações de 0 a 30 m foi 72,1 Ω.m,

indicando homogeneidade no material investigado. Sanciona a existência de uma rocha com ausência de fraturas causadoras de heterogeneidade na resistividade.

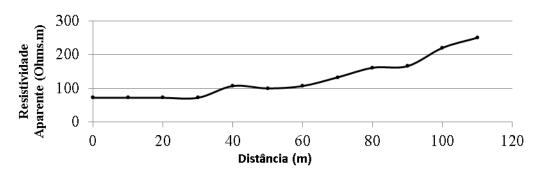


Figura 42 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-4

Após a estação de 30 m a resistividade aumenta gradativamente até alcançar 250 Ω.m, indicando mudança do material geológico (Figura 42). As análises de fotointerpretação geológica indicaram uma zona de quebra de relevo associada à mudança litológica na área A. A parte inicial das linhas estão sobre uma litologia, e a partir dos 100 m os valores de resistividade são condizentes com litologia diferente ao do inicio. Um contato litológico acontece no trecho correspondente aos 100 m da Linha EM-1 e na Linha EM-4, na proximidade da estação 30 m.

A interpretação conjunta dos perfis de EM e CE indicou um ponto para realizar a investigação em profundidade usando a técnica da SEV (sondagem elétrica vertical). A inexistência de dados do poço existente foi sanada realizando uma das SEVs ao seu lado, e a informação obtida orientou a interpretação das demais SEVs.

5.4.2.2 Área B

Na área B foi executado um único perfil de caminhamento elétrico, está apresentado na figura 43. A resistividade registrada entre as estação 0 a 90 m variou de 61,4 Ω .m a 100,8 Ω .m, amplitude de 39,4 Ω .m. Entre as estações de 110 a 130 m, as resistividades são superiores a 300 Ω .m. As resistividades obtidas são condizentes para os tipos metamórficos investigados, até os 90 m do perfil o material geológico apresenta-se de granulação mais fina do que do final do perfil. Outro detalhe é a largura estreita da faixa de maior resistividade, pode estar relacionada com a mudança granulométrica do material geológico.

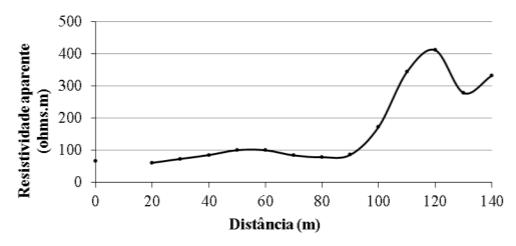


Figura 43 Dados de Caminhamento Elétrico (CE) realizado na Linha EM-5.

As resistividades aparentes obtidas utilizando caminhamento elétrico (CE) exibe seções com predomínio de resistividades inferior a 200 Ω .m (Figuras 41, 42 e 43), esse sinal geoelétrico corresponde rochas do tipo sedimentar conforme variações apresentadas por Telford et al. (1997) e Orellana (1972).

As áreas A e B possuem substrato rochoso constituído por rochas metamórficas, de baixo grau de metamorfismo, composto por filitos e metadiamictitos de matriz arenosa. A integração dos resultados do EM-34 e do caminhamento elétrico (CE) indicou dois pontos de investigação de SEV's, um na estação 50 m da Linha EM-1 e a Linha EM-4 na estação 20 m, ambos na área A. Na área B, foi indicado um ponto de SEV sobre a Linha EM-5.

5.4.3 Método Eletrorresistividade – Sondagem Elétrica Vertical

Tanto na área A como na B, foram realizadas SEVs com abertura máxima de AB/2 de 150 m, locadas sobre as regiões de menor resistividade no CE e de maior condutividade no EM-34.

As SEV's realizadas na área A, foram situadas sobre a estação de 50 m da Linha EM1 e outra na Linha EM4 na estação 20 m. E na área B, foi executada uma SEV sobre a estação 65 m da Linha EM5.

5.4.3.1 Área A

As Sev1 e 2 da área A, foram interpretadas assumindo modelo de cinco camadas, para isso foram geradas soluções de meio acamado mesmo tratando-se

de um meio cristalino. Em ambas as SEVs, o princípio de suavidade das curvas foi alcançado mesmo referindo-se a um meio cristalino. Esse comportamento é em função do solo e do manto de alteração da rocha forma camadas distintas, e a apesar de registrar valor de resistividade aparente para a quinta camada o software IPWin2 utilizado no tratamento dos dados, não identificou a espessura da última camada devido não ter alcançado a sua base. Os locais investigados pelas SEV's foram utilizados para perfuração de poços tubulares. As SEV's interpretadas segundo o perfil geoelétrico foram posteriormente comparadas ao perfil dos poços perfurados nos pontos indicados pelas SEV's. O resultado da SEV1 está apresentado na figura 44 e da SEV2 está representado na figura 45.

A camada 1 possui resistividade de 1.263 Ω .m e 0,65 m de espessura (Figura 44). A camada 2 é a mais resistiva com 3.972 Ω .m, sua espessura é de 2 m , sua resistividade está relacionada à presença da laterita que aumenta a dificuldade de penetração da corrente elétrica. A camada 3 possui 4 m de espessura e resistividade de 2.547 Ω .m, está relacionada à rocha alterada. Entre a 4 e 5 camada encontra-se contato manto intemperismo com a rocha sã a 28,3 m de profundidade. É a menor resistividade foi de 47,3 Ω .m é exibida pela camada 4. A camada 5 apresenta resistividade de 411 Ω .m e espessura não determinada.

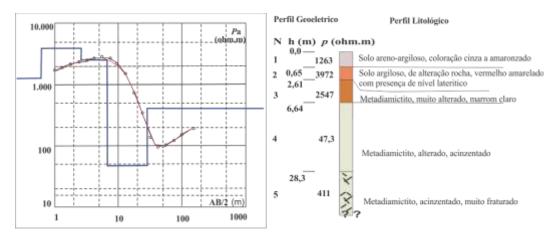


Figura 44 Modelo Interpretativo da SEV1, área A

O resultado da SEV2 realizada na área A está apresentada na figura 45. A camada 1 possui resistividade de 2.088 Ω.m e 0,46 m de espessura. A camada 2 é a mais resistiva de todas as camadas, sua espessura é de 1,30 m. A alta resistividade desta camada está relacionada à presença da laterita que aumenta a dificuldade de penetração da corrente elétrica. A camada 3 possui 4,62 m de

espessura e é menos resistiva do que a camada 2, está relacionada à rocha alterada, sem saturação.

A camada 4 apresenta espessura de 20,69 m e resistividade de 40,7 Ω .m atribuída a presença de água, manto de intemperismo saturado. A resistividade da camada 5 foi 276 Ω .m e espessura não determinada.

Igualmente a SEV1, o contato entre rocha sã e manto de intemperismo é identificado entre a base da camada 4 e o topo da camada 5. A rocha presente na camada 5 é aqui interpretada como metadiamictito de matriz arenosa apresentando fraturas, conforme foi observado no perfil litológico do poço perfurado posteriormente.

Os resultados obtidos por ambas as SEV's nortearam a perfuração do poço de 60 m, com 28 m de revestimento, profundidade necessária identificada pelas SEVs para alcançar a rocha sã.

Ao integrar todos os dados geofísicos, tornou clara qual a rocha que armazena água subterrânea na área A, é o metadiamictito de matriz arenosa. Os métodos aplicados mostraram bom desempenho e resultados satisfatórios.

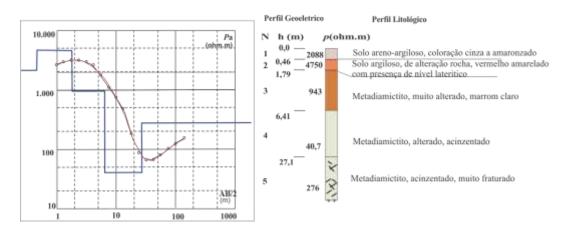


Figura 45 Modelo Interpretativo SEV2, área A.

5.4.3.2 Área B

A SEV1 realizada na área B foi interpretada assumindo modelo de cinco camadas, gerando soluções de meio acamado, apesar de ser meio cristalino. Como as SEV's da área A, o princípio de suavidade da curva foi obtido.

A suavidade da curva é atribuída as camada de solo e do manto intemperismo, e por isso interpretadas pelo software IP2Win como meio acamado. O resultado da SEV1 está na Figura 46. A camada 1 é a mais resistiva de todas as camadas, possui resistividade de 2.088 Ω.m e 0,46 m de espessura. A camada 2

tem espessura 0,96 m e resistividade de 2.043 Ω .m, a resistividade elevada é atribuída à presença de solo com nódulos de óxidos de ferro formando couraça laterítica. A camada 3 possui resistividade de 161 Ω .m, está camada é relacionada à rocha alterada insaturada. A menor resistividade é observada na camada 4 com 37,9 Ω .m, está relacionada ao filito alterado. A base da camada 4 faz contato litológico entre o filito alterado e o metadiamictito de matriz arenosa, identificados através das resistividades da camada 4 e camada 5 com 37,9 Ω .m e 782 Ω .m, respectivamente.

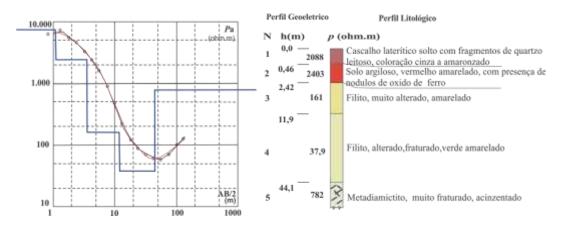


Figura 46 Modelo Interpretativo SEV1, área B.

Os resultados obtidos com a técnica da sondagem elétrica vertical (SEV) identificaram a espessura e a profundidade de diferentes camadas litológicas, como também o contato entre o manto de intemperismo e a rocha sã. Todas essas informações são precisas, para estudos hidrogeológicos em meio cristalino.

Diante desses resultados, indicou-se a perfuração de um poço com 60 m na região norte da área A, localizado na Linha EM-5, estação 25 m. Enquanto, na área B foram indicados três locais para perfuração de poços com 60 m. O primeiro posicionado na Linha EM-5 na estação 55 m, o segundo na Linha EM-3 estação 50 m e o terceiro na Linha EM-2 na estação 30 m. Os perfis de sondagem da área A e B estão apresentados no item 5.5 e os obtidos a partir da perfuração dos poços tubulares estão descritos no item 5.6.

5.5 TESTEMUNHO DE SONDAGEM GEOLÓGICA

Os furos de sondagem com retirada de testemunho geológico teve por finalidade o detalhamento dos solos e rochas. Foram realizados duas sondagens uma na área A e outro na B, desenvolvidas sobre os pontos indicados pelos métodos geofísicos. No momento da perfuração de um poço tubular, a rocha é pulverizada e suas peculiaridades são omitidas. A descrição detalhada da rocha permite identificar os fraturamentos potenciais ao armazenamento e percolação da água subterrânea. Esta informação é rara, tratando-se das rochas metamórficas do Grupo Cuiabá que geralmente é perfurada e seus perfis litológicos são perdidos, negligenciado ou não informado. Comumente é tido como não informado ou desconhecido.

5.5.1 Características geológicas e geotécnicas

Os testemunhos dos furos de sondagem geológica revelam estruturas do substrato geológico, responsáveis em favorecer o movimento das águas subterrâneas nas áreas A e B. As analises dos testemunhos foram realizadas segundo a ocorrência de trechos homogêneos.

Em rochas cristalinas, a percolação de água ocorre através das descontinuidades presentes no maciço rochoso. As atitudes das descontinuidades geralmente formam famílias, podem ser consideradas como conjuntos de descontinuidades com atitudes subparalelas. É comum, agrupar superfícies de descontinuidades em que os planos se interceptam. Quando refere-se a água subterrânea as famílias de descontinuidades são de grande importância por favorecer a infiltração e percolação de água no aquífero.

5.5.1.1 Área A

O substrato geológico avaliado está posicionado estratigraficamente no Grupo Cuiabá, Formação Rio Coxipó. É constituído basicamente de metadiamictito de matriz arenosa. No local, ocorrem raramente veios quartzo milimétricos.

Foi descrito um furo de sondagem para área A, realizado no ponto da SEV2. Identificou-se o metadiamictito de matriz arenosa alterado, coberto por

uma camada de cerca de 2m de couraça ferruginosa e solo areno argiloso classificado em grau A3 de alteração.

Foi observada até 15 m de profundidade, uma família de fraturas inclinadas, o trecho foi considerado como de rocha fraturada. A superfície das fraturas era lisa. A alteração dessa rocha foi evidenciada pela cor amarelo avermelhada, pelo aspecto poroso e pela ausência de veios de quartzo. Não foi possível classificar quanto ao RQD, pois não foram identificados pedaços de tarugos com medidas a cima de 10 cm. A partir de 33 m de profundidade o grau de fraturamento da rocha aumentou.

Foram identificadas nos testemunhos, além da foliação, três famílias de descontinuidades, denominadas de Família 1, Família 2 e Família 3. A orientação foi caracterizada pela direção de mergulho e pelo mergulho, apresentadas a seguir:

• foliação S₁: N30E/60NW;

• Família 1: N30E/60SE;

• Família 2: N15W/85NE:

• Família 3: N30E/85SE.

Há diferença nos valores de grau de fraturamento por metro, até o trecho de 33,20 m a rocha é pouco fraturada e permitiu ser classificada como rocha muito fraturada (F3), com RQD classificado como péssimo, em virtude da baixa preservação da rocha. No intervalo de 33 a 41 m foram observados veios de quartzo paralelos concordantes com a foliação, de espessura 1 mm.

A rocha mostrou-se fraturada a muito fraturada, as fraturas pertencentes às Famílias 2 e 3 possui evidências de percolação de água, demonstrando que no interior do aquífero o fluxo vertical pode ocorrer.

5.5.1.2 Área B

Foi descrito um furo de sondagem na área B, realizado no ponto da SEV3. Identificou-se o filito alterado, coberto por 4 m de solo do tipo Plintossolo Pétrico. Encontra-se pouco alterado (grau A2) fraturado e dobrado. No intervalo de 18 a 26 m, ocorre a Família 1 de fraturas inclinadas, com superfície lisa. A rocha possui cor amarelo avermelhada e não apresenta veios de quartzo até essa profundidade. O RQD é classificado como péssimo.

A partir de 18 m a rocha está pouco alterada (grau A2) fraturado e dobrada apresenta uma família de fraturas inclinadas. A superfície das fraturas é lisa. A alteração dessa rocha é evidenciada pela cor amarelo avermelhada, pelo

aspecto poroso e pela ausência de veios de quartzo. Não foi possível classificar quanto ao RQD.

O padrão de fraturamento é o mesmo ao identificado nos testemunhos da área A, são três famílias de descontinuidades, com as seguintes orientações:

- foliação S₁: N30E/60NW;
- Família 1: N30E/60SE:
- Família 2: N15W/85NE;
- Família 3: N30E/85SE.

O testemunho descrito para área B apresenta várias ocorrências de veios de quartzo com espessura oscilando de 1 mm a 10 cm, intensamente dobrados e fraturados. Somente um veio maciço foi observado com 20 cm de espessura, ocorreu a 55,80 m de profundidade. Provavelmente o aporte de quartzo na matriz da rocha permitiu a sua formação.

A presença de fraturamentos no pacote de rocha analisada favoreceu a percolação de água subterrânea, em razão da intercomunicação das fraturas.

As descrições dos perfis de sondagem permitiu orientar a profundidade dos poços tubulares, como também indicar a quantidade de revestimento necessário para isolar a contribuição de água do manto de alteração e solo.

5.6 AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

Os poços tubulares utilizados nesta pesquisa em geral não possuem relatórios técnicos e informações de qualquer natureza, são desconhecidas. Por essa razão foram executados com 60 metros de profundidade na área A (Pt-novo) e na área B (Pt1, Pt2 e Pt3), que possibilitaram a elaboração detalhada dos seus perfis construtivos e litológicos, como também a realização de ensaios de bombeamento e de teste de aquíferos tão importantes para determinação da condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento. As informações dos poços tubulares estão descritos a seguir.

5.6.1 Área A

Na área A foi perfurado um poço denominação de Pt-novo, em razão de que na área A já havia outro poço, desativado, sem informações de perfil

construtivo e litológico. A locação do Pt-novo foi indicada pela geofísica e muito oportuna, visando a realização de testes de aquífero nessa área.

A Figura 47 exibe a seção litológica, o perfil é constituído superficialmente de solo areno argiloso, até a profundidade de 0,30 m. A baixo, o solo argiloso forma couraça laterítica até a profundidade de 2,30 m. Na sequência é verificada a rocha muito alterada do tipo metadiamictito de matriz arenosa, possui seixos e clasto provenientes de granitos e metarenitos, ocorre até a profundidade de 8,10 m e a sua cor é avermelhada. Nota-se nessa camada a presença incipiente de foliação. A partir desta profundidade o metadiamictito mostra-se mais foliado, com evidencias de fraturamentos, com coloração de tons acinzentados, variando de claro a médio, alcançando até a profundidade de 22 m.

A partir da profundidade de 22,5 m até 33,2 m, o metadiamictito apresentou muitas fraturas favorecendo o armazenamento e a percolação da água subterrânea a partir da profundidade de 25 m.

A matriz arenosa do metadiamictito, apesar de fina, permite a circulação da água formando aquífero livre. Essas condições continuam até a profundidade de 52,70 m, encontrando uma camada de 2 m de metadiamictito de matriz argilosa, que prossegue até à profundidade de 54 m. Na sequência até o final do poço, o metadiamictito de matriz arenosa volta a aparecer mostrando níveis intercalados de cinza claro com cinza escuro.

As principais características construtivas do **Pt-novo** são:

- Profundidade de 60 m,
- Diâmetro de perfuração de 8", com diâmetro útil final de 6",
- Revestimento de 28 m, usando TUBO PVC geomecânico de 6",
- A proteção sanitária é construída por uma laje de cimento reforçado, com
 15 cm de espessura e 1m de área,
- A boca do poço ficou 0,18 m acima da laje de proteção,
- A segurança do poço, para evitar vandalismo, foi realizada com caixa com tampa e sem fundo, com dimensões de 1 m x 1 m x 0,80 m em material metálico e cadeado.

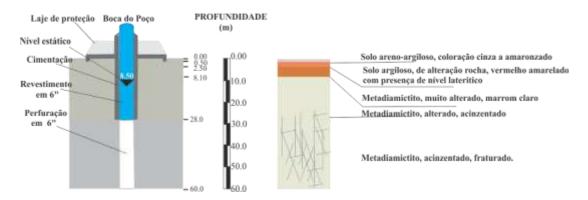


Figura 47 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular situado na área A, Chácara A – região Pedra Noventa.

5.6.2 Área B

Na área B, foram perfurados três poços tubulares, todos eles com profundidade de 60 m. A denominação utilizada foi Pt1, Pt2 e Pt3. Dos três poços somente o Pt1 foi indicado pela integração dos métodos geofísicos de EM34, CE e SEV, os outros dois foram indicados pelo EM34. A sequência de perfuração aconteceu nos dias 28/12/2011 o poço Pt1, no dia 29/12/2011 o poço Pt2 e o poço Pt3 no dia 30/12/2011.

5.6.2.1 Pt1

A seção litológica da Figura 48, solo constituído de cascalho laterítico solto até a profundidade de 1,20 m. Na sequência é alcançada camada laterítica formada por fragmentos de quartzo e nódulos de ferro cimentados. A partir da profundidade de 4 a 8 m ocorre a rocha muito alterada, com predominância de argilas de coloração avermelhada.

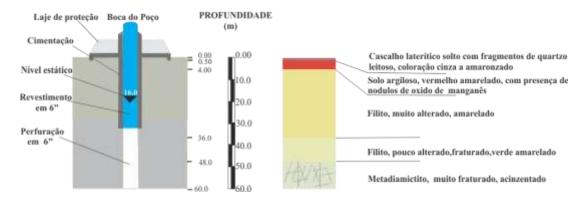


Figura 48 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt1 situado na área B, Chácara J – região Pedra Noventa.

O filito muito alterado ocorre entre as profundidades de 8 a 12 m, apresenta cores variando de marrom claro a amarelado claro. O nível estático foi identificado a 16 m.

Das profundidades de 16 a 32 m o filito permanece com características de muito alterado a alterado, e coloração amarelada. Da profundidade de 36 até 40 m o filito muito alterado exibe concreções de manganês e cor amarelada, ocorrem fraturas. A partir dos 44 m de profundidade até 48 m o filito é pouco alterado a inalterado, a cor é amarela clara, e presença de fragmentos de quartzo evidenciando a existência de veio de quartzo. A rocha do tipo metadiamictito de matriz arenosa faz contato com o filito na profundidade de 48 m. Na profundidade de 49 m ocorre entrada de água. A partir dos 49 m o metadiamictito expõe a cor cinza clara, presença intensa de fraturamentos preenchidos por quartzo leitoso evidenciado pelos fragmentos de quartzo até os 60 m.

5.6.2.2 Pt2

A seção litológica da Figura 49, solo constituído de cascalho laterítico solto até a profundidade de 1,20 m. Na sequencia é alcançada camada laterítica formada por fragmentos de quartzo e nódulos de óxidos de ferro cimentados. A partir de 4 m até os 32 m ocorrem o filito de cor amarelada. De 32 a 36 m exibe filito de cor marrom claro.

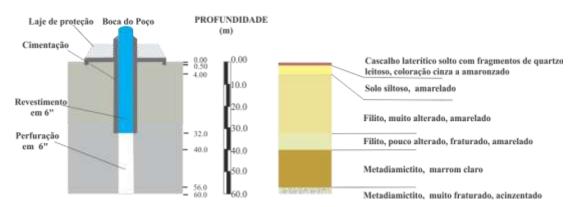


Figura 49 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt2 situado na área B, Chácara do J – região Pedra Noventa.

Nas profundidades de 36 a 40 m ocorre o filito, fraturado, pouco alterado e de cor amarelo claro. Das profundidades de 40 m a 56 m acontecem os metadiamictitos de matriz arenosa, fraturado e de cor marrom claro. De 56 a 60 m o metadiamictito apresenta fraturas e coloração cinza. O nível estático não foi identificado, material foi insaturado do inicio ao final do poço.

5.6.2.3 PT3

A seção litológica da Figura 50, solo constituído de cascalho laterítico solto até a profundidade de 1,20 m. Na sequencia é alcançada camada laterítica formada por fragmentos de quartzo e nódulos de óxidos de ferro cimentados. A partir de 4 m ocorre solo avermelhado, com fragmento de rocha do tipo metadiamictito de matriz arenosa. De 4 a 12 m ocorre metadiamictito de matriz arenosa, muito alterado e fraturado, cor marrom claro. Entre as profundidades de 12 a 32 m o filito é de cor amarelada e apresenta-se alterado.

Entre as profundidades 32 a 44 m, o filito é de cor marrom claro, alterado, com presença de concreções de óxidos de manganês. Nas profundidades de 36 a 40 m, o filito é fraturado, pouco alterado e de cor amarelo claro. Das profundidades de 44 m a 56 m acontecem os metadiamictitos de matriz arenosa, fraturado, com níveis intercalados de cores de tonalidades marrom e cinza. A partir da profundidade de 56 m até 60 m o metadiamictito apresenta fraturas preenchidas por quartzo, coloração cinza. A entrada de água foi registrada a 44 m de profundidade.

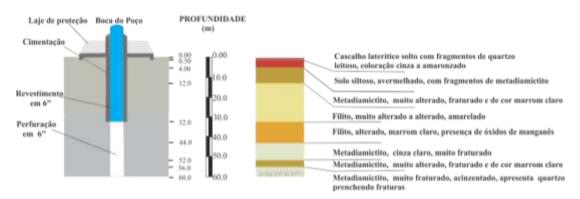


Figura 50 Perfil construtivo e Litológico do poço tubular Pt3 situado na área B, Chácara do J – região Pedra Noventa.

As principais características construtivas dos poços Pt1, Pt2 e Pt3 são:

- Profundidade de 60 m,
- Diâmetro de perfuração de 6", reabertura em 8"
- Diâmetro útil final de 6",
- Revestimento em Pt1 e Pt2 foi de 32 m e de Pt3 foi de 28 m, todos três utilizaram TUBO STANDER geomecânico de 6",
- A proteção sanitária é constituída por uma laje de cimento reforçado, com
 15 cm de espessura e 1m de área,
- A boca do poço Pt1 e Pt2 foi de 0,30 m e de Pt3 foi de 0,27 m, acima da laje de proteção.
- A segurança do poço, para evitar vandalismo, foi realizada com caixa com tampa e sem fundo, com dimensões de 1 m x 1 m x 0,80 m em material metálico e cadeado.

5.6.3 Poços Rasos e Poços Tabulares

Em março de 2010, foram selecionados 30 poços rasos existente na área distribuídos de forma homogênea, também foram identificados na região poços tubulares totalizando 25 ocorrências com permissão para desenvolver a pesquisa (Figura 51).

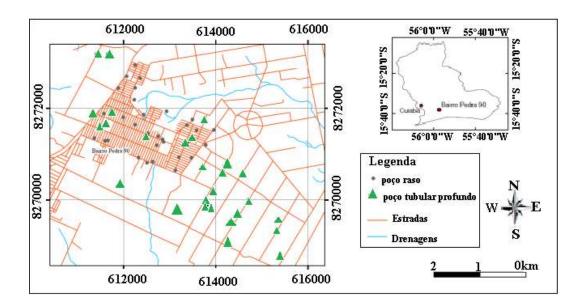


Figura 51 Distribuição dos pontos de monitoramento do nível estático na região do bairro Pedra Noventa, os pontos em cinza refere-se aos poços rasos e triângulos verdes aos poços tubulares (Adaptado de Google Earth 2011).

A distribuição homogênea dos poços rasos e dos poços tubulares na área de estudo, foi essencial para elaborar os mapas potenciométricos, como também para avaliar a interação dos aquíferos com os fatores: precipitação, relevo, solo e rocha. Em todos os poços foram investigadas a sua profundidade, perfil de solo e rocha. Também foram obtidas as coordenadas e a cotas da boca com o georreferenciamento.

5.6.4 Profundidade dos poços

A profundidade do poço aliada à informação do perfil litológico são dados importantes e esclarecem qual tipo de solo ou rocha é responsável em armazenar e liberar água.

A profundidade dos poços rasos é o reflexo direto da capacidade solo em suprir o volume de água necessário ao usuário. Em período de estiagem prolongada, os poços diminuem sua capacidade. Em períodos de seca extrema, é comum ocorrer o rebaixamento do nível estático e o poço seca. Para avaliar o acréscimo e decréscimo na coluna de água do poço referente ao aquífero mais superficial e o mais profundo, os dados foram organizados em poço raso (tipo cacimba) e profundo (poço tubular).

Os poços rasos foram divididos em três grupos de acordo com as profundidades e a ocorrência dos solos existente na área (Figura 52).

- O **Grupo 1** é constituído por poços com profundidades de até 2,0 m, são três poços rasos, o solo é do tipo Plintossolo Argilúvico.
- O **Grupo 2** possui 25 poços com profundidades entre 2,0 m a 8,0 m, escavados em solo do tipo Plintossolo Pétrico e recobrem o filito alterado.

No **Grupo 3** ocorrem dois poços rasos, esses poços avançam sobre os filitos alterados da Formação Miguel Sutil e possuem profundidade superior a 8,0 m.

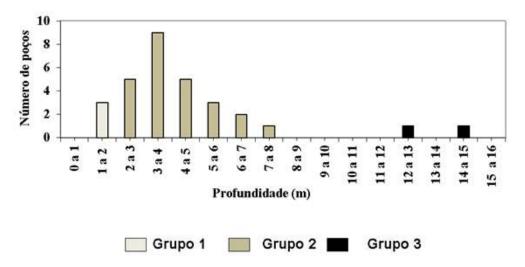


Figura 52 Classes de profundidade de poços rasos da área de estudo.

5.6.4.2 Poços tubulares

As informações de profundidade de cada poço tubular estão apresentadas na Figura 53. Estão agrupados em intervalos de profundidade de 10 m. Nota-se, que somente dois poços apresentam profundidade inferior a 30 m e exploram o manto de intemperismo. No intervalo de 60 a 70 m ocorrem 8 poços, e representam a maior frequência de poços por classe de profundidade. É relacionado à ocorrência dos metadiamictitos de matriz arenosa, encontrados a baixo dos filitos.

Outro sim, os proprietários dos poços negociam a compra dos poços com profundidades previamente definidas, confiantes que vão ser bem sucedidos no investimento. Costumam ser orientados por vizinhos que alcançaram o objetivo e ficaram satisfeito com a profundidade do poço adquirido.

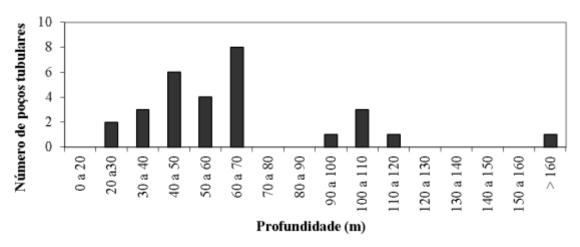


Figura 53 Profundidade dos pocos tubulares na região do bairro Pedra Noventa.

As profundidades superiores a 100 m foram encontradas em poços de propriedade do poder público CABs (Companhia de Água, e foram perfurados durante os primeiros anos do bairro com o objetivo de atender o sistema de distribuição de água potável na região do bairro Pedra Noventa).

O poço com profundidade superior a 160 m destaca-se dos demais, pois sugere que a rocha aquífera formada pelo metadiamictito de matriz areno pode está ocorrendo em profundidade superior a 60 m. Localiza-se na região sudeste, limite da área. Este poço pertence à comunidade do assentamento Cinturão Verde que reside na Linha 12.

5.6.5 Altitude na boca dos poços

A partir dos valores de cota obtidas em cada poço utilizado no monitoramento foi elaborado o mapa de isovalores de cota topográfica para a área estudada (Figura 54). Este mapa é de suma importância para identificar as regiões de maior e menor elevação na área estudada e posterior analise do fluxo subterrâneo.

Na Figura 54 as curvas de níveis estão representadas em equidistâncias de 1 m. Observa-se, áreas de maior elevação na região centro-noroeste da área com cotas variando de 211 a 213 m. A menor altitude é de 187 m e ocorre na porção sudoeste da área, e exibe desnível de 26 m de noroeste para sudoeste. Além desse desnível geral, nota-se que tanto a leste como a oeste ocorrem vales, onde estão os cursos d'água que desaguam no Rio Arica-Açu.

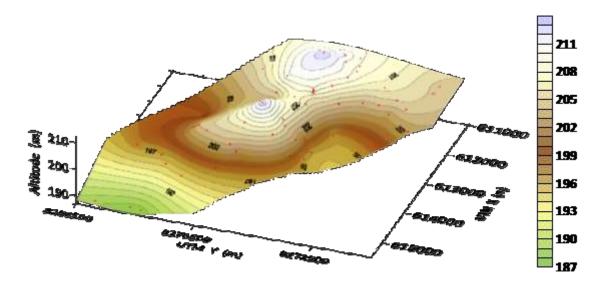


Figura 54 Mapa de isovalores de cotas no bairro Pedra Noventa e região, os pontos estão representados em vermelho.

Os valores de cota topográfica estão em conformidade com as encontradas por Castro Júnior et al. (2007), pois observou variações de 160 m a 200 m para áreas pertencentes à bacia do rio Arica-Açu.

5.6.6 Direção e sentido do fluxo da água subterrânea

O fluxo da água subterrânea é analisado a partir de quatro sentidos Norte/Sul e Leste/Oeste. Esse parâmetro é muito importante na avaliação da função ambiental que a água subterrânea desempenha. O sentido do fluxo foi obtido a partir da superfície potenciométrica verificada em cada poço raso e em cada poço tubular, usando a medida de nível estático, adquiridos ao longo do ano hidrológico e das cotas na boca do poço.

5.6.6.1 Nível estático dos poços rasos e poços tubulares

O estudo das variáveis solo e profundidade do poço permitiu avaliar a influência de cada compartimento morfopedológico sobre a dinâmica da água subterrânea na área de estudo.

• Nível estático dos poços rasos

Para analise do nível estático, observado a partir dos 30 poços rasos, foi elaborado o gráfico da Figura 55. A média mensal de NE obtida para setembro (2011) foi 2,89 m. Foi a maior média do período pesquisado e está relacionada ao período de estiagem.

De abril, maio e junho a média do NE 1,4 m, reflete as intensas precipitações ocorridas a partir de dezembro de 2011 até maio de 2012. Esta similaridade entre médias demonstram que o volume precipitado foi suficiente para manter a saturação do solo e elevar o nível estático próximo à superfície do terreno.

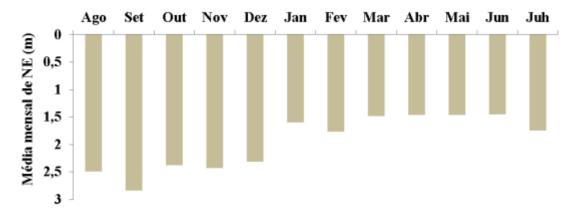


Figura 55 Média mensal do nível estático (NE), obtida a partir do monitoramento dos 30 poços rasos, período de agosto de 2011 a julho 2012.

A falta de rede de esgoto na área pesquisada põe o aquífero exposto à contaminação direta, por coliformes fecais e totais durante todo o período chuvoso. Durante as chuvas ocorre a elevação do nível estático, que passa a ficar, próximo a superfície do terreno. As fossas existentes na área pesquisada possuem profundidades que variam de 2,5 a 3,0 m. Comparando as informações de profundidade das fossas com a elevação do NE, nota-se que entre os meses de janeiro a junho de 2012 as águas contidas nas fossas participaram efetivamente da água subterrânea, ou seja, essas águas se misturaram.

Esses resultados confirmam os encontrados por Silva (2013). A autora identificou nas amostras de água subterrânea, nos poços utilizados nesta pesquisa, a presença de coliformes totais (*Escherichia coli*) e de bactérias heterotróficas. As concentrações foram acima dos valores máximos permissíveis. Menciona ainda, que é causada pela distribuição intensa de fossas sépticas na região.

• Nível d'água nos poços tubulares

A Figura 56 apresenta a média mensal do NE obtidas para 25 poços tubulares. Nota-se que em setembro (2011) a média estimada foi 6,7 m é a maior média do período pesquisado. Esta média está relacionada à baixa precipitação pluviométrica do período seco.

Observa-se que de março a julho de 2012, a profundidade média de NE oscila entre 2,2 m e 2,8 m. Esse comportamento é condizente com as intensas precipitações registradas para esse período de 2012. A elevação do nível estático próximo à superfície do terreno demonstra que as precipitações pluviométricas alcançaram o aquífero mais profundo, formado pelo metadiamictito de matriz arenosa, e favoreceu a recarga.

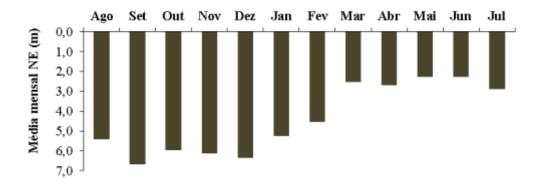


Figura 56 Média mensal do nível estático (NE) para os 25 poços tubulares monitorados no período de agosto de 2011 a julho 2012.

5.6.6.2 Cálculo da Carga Hidraúlica ou Nível Potenciométrico

Os valores de carga hidraúlica em cada poço raso ou poço tubular foi alcançado utilizando um sistema GPS diferencial com precisão milimétrica. Essa ferramenta foi essencial à elaboração do mapa potenciométrico, gerado a partir de técnicas geoestatísticas de interpolação por *Kriging*.

5.6.6.3 Mapa Potenciométrico dos Aquíferos

O mapa potenciométrico apresenta linhas de contorno da superfície, e linhas de fluxo que caracterizam as direções e sentidos da água subterrânea. A variação da carga hidraúlica, mensal, em cada poço raso ou profundo foram

imprescindíveis à aplicação da técnica de kriging na geração dos mapas 3D apresentados a seguir.

• Mapa Potenciométrico Aquífero (poço raso)

O mapa 3D da Figura 57a apresenta configuração da elevação na área, e as Figura 57b e 57c as formas de ocorrência das linhas equipotenciais do nível potenciométrico obtido a partir do monitoramento do nível estático dos poços rasos.

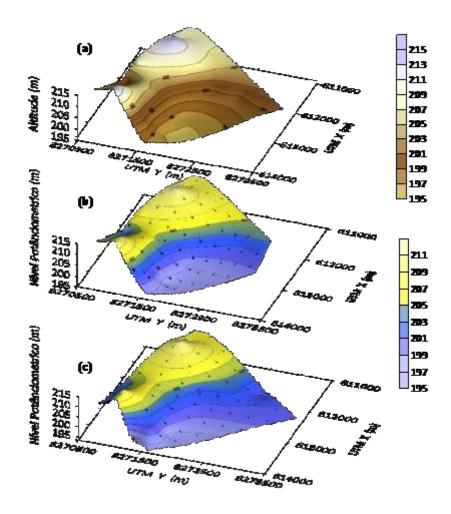


Figura 57 Mapas em 3D, (a) topografia; (b) nível potenciométrico no período seco (setembro 2011) e (c) período chuvoso (abril 2012), as setas indicam as direções preferenciais do fluxo da água subterrânea.

Nota-se na Figura 57b, que as águas subterrâneas fluem da maior elevação para as áreas de menor elevação. Também, verifica-se a ocorrência de um divisor de água localizado aproximadamente na porção centro-sul da área. Este comportamento potenciométrico mostra que este aquífero freático contribui

na manutenção das áreas de cabeceiras de drenagem existentes na área pesquisada.

O fluxo ocorrendo na direção de maior topografia para a menor topografia também foi verificado em mapas potenciométricos por Migliorini e Apoitia (2009) para a região de Cuiabá e Várzea Grande.

De modo geral, o mapa potenciométrico revela um padrão de fluxo para o aquífero freático semelhante para os períodos de seca (setembro 2011) e de chuva (março 2012) conforme observado nas Figuras 57b e 57c, respectivamente. Em ambos os períodos ocorrem duas direções preferenciais para o fluxo da água subterrânea: uma para sudoeste e outra para sudeste, opostas entre si. Também é visível a presença de dois altos potenciométricos, o mais expressivo está situado a noroeste da área e o menor a sudoeste.

A situação topográfica da área de estudo exposta na Figura 57a, identificada pelo quadrado sobre o mapa 3D topográfica do terreno, é observado ampla similaridade entre ambas. O fluxo da água subterrânea é o responsável em alimentar os canais perenes que ocorrem nos Vales Amplos localizados a sudoeste, leste e sudeste da área estudada.

O mínimo e máximo da média do nível potenciométrico (NP) para o período de seca em outubro de 2011 é de 190,9 m e 211,2 m (Figura 57b). Em março de 2012, aqui assumido como período chuvoso, o mínimo e máximo foi 195,63 m e 211,51 m, respectivamente (Figura 57c).

Os mapas potenciométricos apresentados na Figura 57 indicam recarga para os aquíferos a partir das precipitações pluviométricas ocorridas durante o ano hidrológico analisado. As características físicas de cada compartimento e as condições de seca das superfícies e dos horizontes do solo permite a infiltração direta da água de chuva até a sua saturação. Após a saturação do solo, as áreas de topográfica mais elevada favorece fluxo lateral da água subterrânea em direção às áreas de menor cota topográficas. Essa liberação acontece em direção aos Veles Amplos e aos Campos Úmidos com Murundus.

• Mapa Potenciométrico para o Aquífero profundo (poço tubular)

A Figura 58a apresenta elevação topográfica da área e as Figuras 58b e 58c as formas de ocorrência das linhas equipotenciais do nível potenciométrico, obtidos a partir do monitoramento do nível estático nos poços profundos.

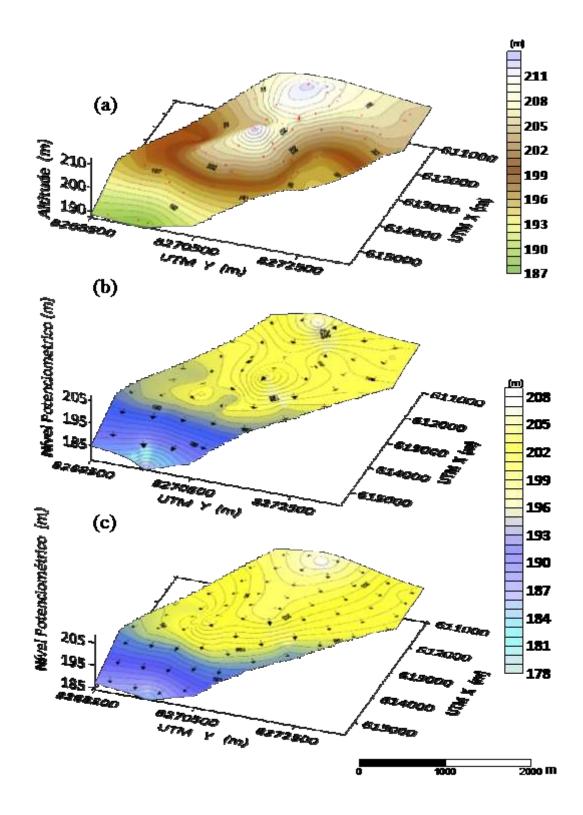


Figura 58 Mapas em 3D, (a) topografia; (b) nível potenciométrico no período seco (agosto 2011) e (c) período chuvoso (abril 2012), as setas indicam as direções preferenciais do fluxo da água subterrânea.

O nível potenciométrico variou 30 m fazendo as águas subterrâneas fluírem das áreas de maior elevação para as áreas de menor elevação (Figura 58a). Essa variação do nível potenciométrico é em função da variação topográfica, pois as profundidades dos níveis estáticos dos poços estudados foram inferiores a 15

m. Ratificando águas subterrâneas pouco profundas conforme Migliorini (1999) que menciona profundidades de nível de saturação inferior a 15 m.

Outro sim, a Figura 58b apresenta dois altos potenciométricos, localizados na região NW e no centro da área. Os altos potenciométricos condicionam o fluxo da água subterrânea para a direção S alcançando o curso d'água principal formado pelo Rio Arica-Açu.

O período de seca (agosto 2011) representado na Figura 58b possui máximo potenciométrico de 207,4 m e o mínimo de 178,22 m, sendo que 55% são superiores a média de 195,4 m.

As áreas de recarga do aquífero profundo associa-se ao manto de intemperismo, formado por rochas do tipo filito, pertencentes à Formação Miguel Sutil. Embora, essa rocha possua características de material fino a muito fino, apresenta foliações e fraturas que favorecem a infiltração da água de chuva até o aquífero formado pelo metadiamictito de matriz arenosa pertencente à Formação Rio Coxipó.

Observa-se na Figura 58c, que o nível potenciométrico variou 30 m, o maior alto potenciométrico está localizado na região noroeste da área. A partir deste ponto é perceptível um fluxo de água subterrânea preferencial, acontecendo para direção S. Tanto no período seco como no chuvoso os fluxos de direções S, SE e SW, ocorrem em direção ao Rio Arica-Açu e seus tributários, respectivamente.

O período chuvoso (março 2012) representado na Figura 58c possui máximo potenciométrico de 208,85 m e o mínimo de 184,13 m, sendo que 45,84% são superiores a média de 198,4 m.

Ao comparar os mapas das Figuras 58b e 58c, nota-se que o fluxo da água subterrânea é similar à topografia do terreno, idêntico ao observado por Migliorini (1999) para região de Cuiabá.

5.6.7 Avaliação de Testes de Bombeamento e de Aquífero

Para melhor avaliar os resultados dos testes, os mesmos foram agrupados em subitens referentes às áreas A e B, seguindo a mesma ordem adotada nas investigações que caracterizam o aquífero mais profundo. Foram executados testes para avaliar as características hidráulicas do aquífero formado pelo metadiamictito de matriz arenosa. Um resumo dos dados de vazão (Q), nível

estático (NE) e nível dinâmico (ND), obtidos para os poços durante o bombeamento estão apresentados na Tabela 6.

Tabela 6 Dados dos poços das áreas A e B, eles possuem 60 m de profundidade, foram testados com a bomba instalada em 52 m de profundidade.

					Manto		Aquífero
Área	Poço	NE	ND	$oldsymbol{arrho}$	Alteração	Filito	Metadiamictito
		(m)	(m)	(m^3/h)	<i>(m)</i>	(m)	(m)
A	Pt-exist	11,8	16,4	3,6	28	0	32
В	Pt1	6,9	19,1	1,7	30	16	12
В	Pt2	7,7	47,0	0,4	28	28	4
В	Pt3	7,3	24,0	1,3	27	21	4

Nota-se, que as espessuras do manto de intemperismo oscilam entre 27 e 30 m, e o filito ocorre somente nos poços da área B. A rocha aquífera representada pelos metadiamictitos de matriz arenosa possui espessura variada na área B.

5.6.7.1 Área A

O comportamento do nível dinâmico foi registrado continuamente através de *Divers*, durante as 24 horas de bombeamento no poço Pt-exist e monitorado no Pt-novo. A vazão foi mantida constante em 3,6 m³/h, isso foi possível utilizando bomba submersa e controle da vazão com registro de gaveta. Por medida de segurança e precisão dos resultados, a cada hora a vazão era conferida com balde de 18 litros e cronômetro.

Os resultados alcançados no bombeamento do poço Pt-exist é exibido na Figura 59a. O nível estático (NE) foi 11,8 m e o nível dinâmico (ND) final 16,4 m, o rebaixamento total foi 4,6 m. Na oportunidade do bombeamento do Pt-exist foi realizado um teste de aquífero acompanhando o rebaixamento no poço Pt-novo distante 25,82 m do bombeado.

A Figura 59b, apresenta a curva obtida para o rebaixamento sofrido no poço Pt-novo, simultaneamente ao bombeado. O comportamento é similar ao obtido para o poço bombeado. A curva é crescente e a profundidade do nível estático (NE) é 9,80 m e o nível dinâmico (ND) final 14,40 m, o rebaixamento total foi 4,6 m.

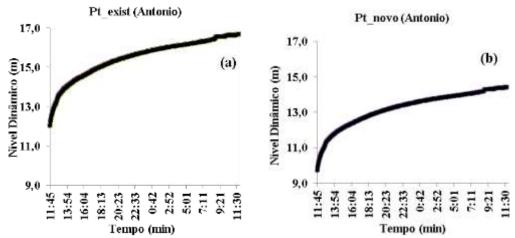


Figura 59 Variações de Nível Dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no divers durante o bombeamento do poço tubular Pt-exist (a) e do poço observado Pt-novo (b).

O Rebaixamento final em ambos os poços foi de 4,6 m, não estabilizou durante o período monitorado. Permitiu avaliar a produção do aquífero como boa, através da razão existente entre vazão e rebaixamento, para o valor de 0,78 m³/h/m (FEITOSA, 2008).

Os valores de nível estático inicial são diferentes em razão, do poço Ptexist ter sido bombeado anteriormente e não ter retornado ao seu nível natural, isso aconteceu em razão do esforço da equipe em dimensionar a vazão adequada ao teste de bombeamento sem que o poço secasse. Isso significa que a exploração com vazão superior à utilizada no teste, compromete a produção do aquífero.

Para avaliar o quão rápido o aquífero respondeu ao bombeamento, após o término, foi monitorado a recuperação do nível estático no poço Pt-exist o resultado está exposto na curva de recuperação da Figura 60a.

Observa-se na Figura 60, que após a interrupção do bombeamento o nível da água no poço subiu 5,4 m, e durante as horas seguintes a elevação foi lenta chegando a 8,9 m para um período de 19 horas e 55 minutos de teste de recuperação. O valor alcançado é superior ao nível estático registrado no inicio do teste de bombeamento, por causa do rebaixamento provocado no poço durante a regulagem do registro para vazão inferior a 6 m³/h. Pois, o nível dinâmico foi a 42 m quando o mesmo foi bombeado a 6,5 m³/h, em 4 horas de bombeamento, com nível estático de 8,90 m.

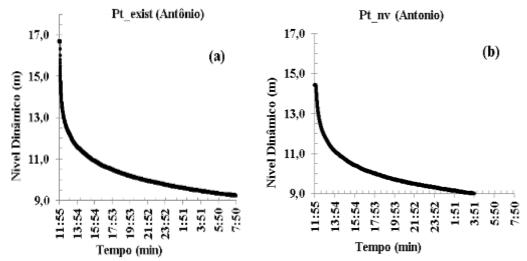


Figura 60 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers durante a recuperação do poço tubular Pt-exist (a) e do poço observado (b).

Os resultados do teste de aquífero realizado Pt-novo durante a recuperação, estão apresentado na Figura 60b, mostra que o nível estático subiu 2,4 m nos primeiros 15 minutos de recuperação do poço Pt-novo observado. Entretanto, após esse intervalo de tempo a elevação do nível foi mais lenta. O nível estático final foi de 8,70 m.

A recuperação apresentada por ambos os poços demonstram que o nível estático ocorreu com uma diferença 0,2 m de um poço para outro, associada ao desnível topográfico.

5.6.7.2 Área B

Poço tubular Pt1

Durante o teste de bombeamento no poço Pt1, foi realizado um teste de aquífero acompanhando o rebaixamento em outros três poços: Pt2, Pt3 e Pt4-Hélio. As distâncias existentes entre o poço bombeado Pt1 e os demais são: 45,85 m até Pt2, 82,25 m até Pt3 e de 81 m até Pt4_Hélio (Figura 61).

O comportamento do nível dinâmico (ND), durante as 24 horas de bombeamento, com vazão constante de 1,7 m³/h realizado no poço Pt1 está exibido na Figura 62a. Nota-se que o nível estático do poço foi 6,9 m e o nível dinâmico final 19,4 m, e o rebaixamento de 12,5 m.



Figura 61 Localização dos poços utilizados nos testes de bombeamento e de aquífero, área B.

Na oportunidade, foi realizado o teste de aquífero acompanhando o rebaixamento em outros poços, com as seguintes distâncias (Figura 61):

 $Pt1 \ a \ Pt2 = 45,85 \ m$

 $Pt1 \ a \ Pt3 = 82,25 \ m$

Pt1 a Pt4-Hélio = 81 m

A curva obtida para o rebaixamento do poço Pt1 está apresentada na Figura 62. Na primeira hora o nível dinâmico baixou 10 m, formando uma linha reta paralela ao eixo y. Transcorrido esse tempo a curva suaviza-se e o nível dinâmico foi aumentando lentamente, tendeu a estabilizar.

As Figuras 62b, 62c e 62d, apresentam as curvas obtidas para os rebaixamentos sofridos nos poço observados durante o bombeamento de Pt1. As curvas de rebaixamento registradas para os poços observados Pt2 e Pt3 são similares e apresentam comportamento crescente e suave, com rebaixamento máximo de 1 m cada, enquanto o poço Pt4 rebaixou 2,4 m.

O poço Pt1 quando bombeado interfere no nível estático dos poços observados, ocasiona rebaixamento de até 2,4 m a uma distância de 81 m. A pequena interferência observada no conjunto da Figura 62 demonstra que a rocha aquífera formada pelo *metadiamictito de matriz arenosa* possui fraturas, a interferência foi baixa, mas não significativamente interconectadas.

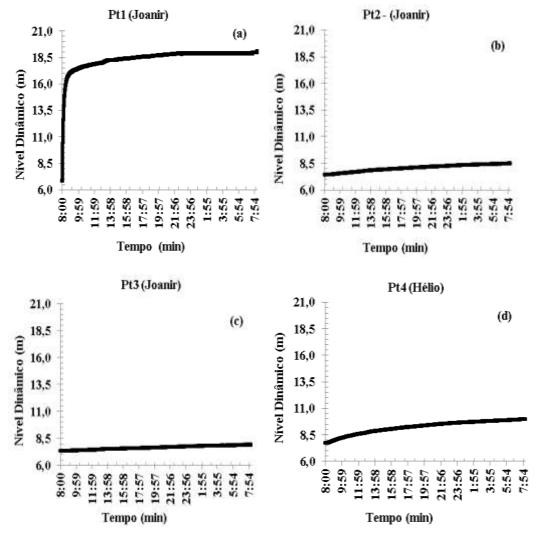


Figura 62 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers durante o bombeamento do poço tubular Pt1 (a) e dos poços de monitoramento Pt2 (b); Pt3 (c) e Pt4-Hélio (d).

Para avaliar o quão rápido o aquífero responde a exploração, após o término do bombeamento, foi monitorado a recuperação do nível estático no poço Pt1 o resultado está exposto na curva de recuperação da Figura 63a. A recuperação do nível dinâmico no poço foi 8,5 m, e durante as horas seguintes a elevação foi lenta chegando a 8,4 m para um período de 6 horas de teste de recuperação.

Os resultados do teste de aquífero realizados durante a recuperação nos poços observados estão apresentados nas Figuras 63b a 63d. O nível dinâmico recuperou 0,6 m no poço Pt2 e 0,2 m, nos primeiros 15 minutos de recuperação. Depois de transcorrido esse intervalo de tempo o nível estático estabiliza.

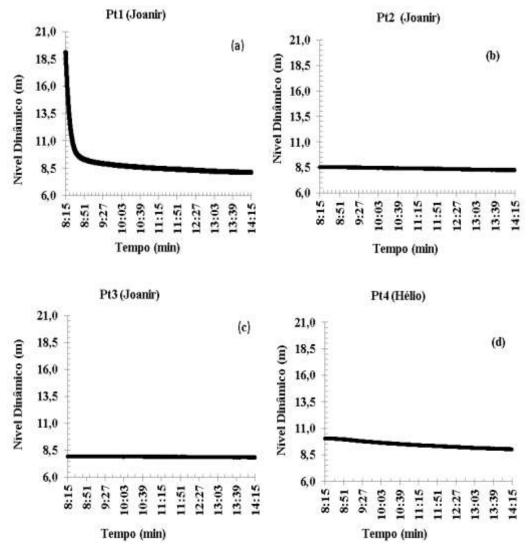


Figura 63 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers durante a recuperação do poço tubular Pt1 (a) e dos poços de monitoramento Pt2 (b); Pt3 (c) e Pt4-Hélio (d).

A diferença do nível dinâmico entre os poços Pt1, Pt2 e Pt3 podem ser atribuídas ao desnível da área, de um poço para outro, onde o Pt3 encontra-se em maior altitude do que os demais. O desnível existente entre Pt3 a Pt1é de 0,50 m, o fluxo da água subterrânea é na direção S, similar à topografia do terreno.

• Poço tubular Pt2

O poço Pt2 ao ser bombeado com uma vazão constante de 0,4 m³/h, não sustentou o período de 24 horas exigido para os testes, com três horas e quinze minutes ele rebaixou 42 m do seu nível estático inicial (Figura 64a).

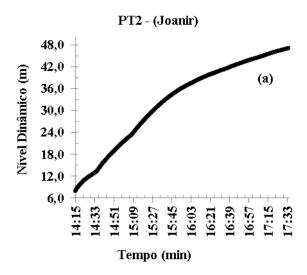


Figura 64 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers durante o bombeamento do poço tubular Pt2.

O poço Pt2 explorou uma espessura de 4 m do metadiamictito de matriz arenosa atravessada poço tubular. A curva de rebaixamento do nível dinâmico revelou a baixa potencialidade hídrica. Esse poço não influenciou os demais poços da área B, não é indicado para uso.

Os poços observados Pt1 e Pt3 com distância de Pt2 da ordem de 45,85 e 36,4 m, respectivamente. Observa-se uma oscilação mínima, milímetros, na curva apresentada nas Figuras 65a e 65b.

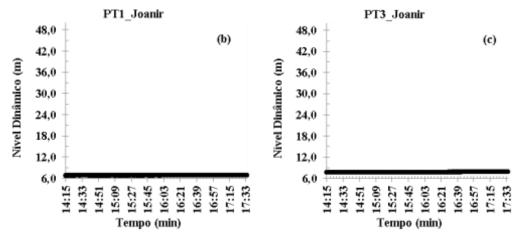


Figura 65 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) poços de monitoramento Pt1 (b) e Pt3 (c), registrados no Divers durante o bombeamento do poço tubular Pt2.

Nesta pesquisa a heterogeneidade das curvas foi associada aos diferentes perfis litológicos verificados nos poços perfurados na área B. Como também nas diferenças de espessuras do metadiamictito de matriz arenosa atravessadas pelos três poços tubulares utilizados nos ensaios de bombeamento e de aquífero. Estes

resultados confirmam a avaliação de Migliorini (1999), de que o aquífero pertencente às rochas do Grupo Cuiabá é heterogêneo.

A recuperação do nível inicial do poço Pt2 demorou quatro horas (Figura 66). Para rebaixar demorou 6 horas, enquanto para recuperar gastou duas horas a menos. Indica que a descompressão da água armazenada na rocha metadiamictito de matriz arenosa favoreceu o nível dinâmico elevar-se até o nível estático, sem que houvesse contribuição dos poços vizinhos observados (Figura 66).

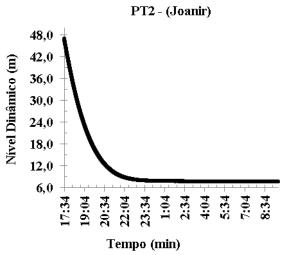


Figura 66 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) registrados no Divers durante a recuperação do poço tubular Pt2.

As curvas de recuperação dos poços observados Pt1 e Pt3 demonstra que não ocorreu contribuição significativa desses poços para a recuperação do poço bombeado (Figura 67).

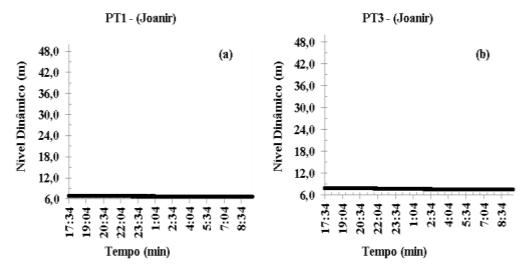


Figura 67 Variações de nível dinâmico (m) x Tempo (mim) poços de monitoramento Pt1 (b) e Pt3 (c), registrados no Divers durante a recuperação do poço tubular Pt2.

As curvas de recuperação dos poços observados assemelham-se a uma reta contínua, sem acréscimo de expressivos. Esse comportamento está associado à baixa conectividade das fraturas existentes no metadiamictito de matriz arenosa e a capacidade dos poros da rocha em facilitar o fluxo.

5.6.8 Parâmetros Hidrodinâmicos

As informações dos testes de bombeamento e de aquífero permitem determinar as grandezas físicas de condutividade hidraúlica, transmissividade, coeficiente de armazenamento e capacidade específica, são importantes e descrevem as características hidrodinâmicas do aquífero. Esses parâmetros são essenciais para avaliação do fluxo e o transporte de contaminantes nas águas subterrâneas, visto que na área Silva (2013) já constatou a presença de contaminantes, procedentes de esgotos domésticos.

Os parâmetros hidrodinâmicos foram estimados utilizando o software *Aquifer Teste for Windows 3.0* (WATERLOO HYDROGEOLOGIC INC, 2010), usando as curvas de ajuste propostas por Neuman (1975) e por Theis (1935).

O Aquífero formado pelo metadiamictito de matriz arenosa apresenta comportamentos distintos entre as áreas A e B. Assumiu-se que na área A este aquífero é do tipo Livre, por estar aflorando, e na área B é confinado pelos filitos do Grupo Cuiabá.

5.6.8.1 Área A

Os resultados de condutividade hidraúlica, transmissividade e coeficiente de armazenamento, foram interpretados usando o método de Neuman (1975).

As informações da profundidade dos poços Pt_exist e Pt_novo, aliadas a informação da espessura do aquífero em conjunto com os dados de NE, ND e vazão constante de 3,6 m³/h, permitiram estimar a condutividade hidraúlica, a transmissividade e o coeficiente de armazenamento. A espessura é um parâmetro importante para avaliar o coeficiente de armazenamento, o valor de entrada foi de 32 m de espessura para o metadiamictito, os resultados estão expostos na Tabela 7 e nas Figuras 68 e 69.

Tabela 7 Parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Metadiamictito.

	To	este de aquífe	Teste de bombeamento		
Teste	T (m ² /s) K (m/s)		S	$T (m^2/s)$	K (m/s)
1	7,95 x 10 ⁻⁴	1,69 x 10 ⁻⁵	$3,18 \times 10^2$	7,95 x 10 ⁻⁴	1,69 x 10 ⁻⁵
2	7,95 x 10 ⁻⁴	1,69 x 10 ⁻⁵	4,78 x 10 ⁻⁷	-	-

A condutividade obtida a partir do teste de produção e do teste de aquífero foi de 1,69 x 10⁻⁵ m/s, a partir de ambos os poços bombeado e observado. A ordem de grandeza observada é esperada para rochas metamórficas fraturadas conforme Heller e Pádua (2006), para o aquífero metadiamictito de matriz arenosa fraturado.

A transmissividade calculada a partir de ambos, os testes para os poços bombeado e observado foi 7,95x10⁻⁴ m²/s. A igualdade dos resultados de condutividade hidráulica confirmam a classificação de alta condutividade para rochas arenosas (FETTER, 1994), já que a matriz do metadiamictito é arenosa.

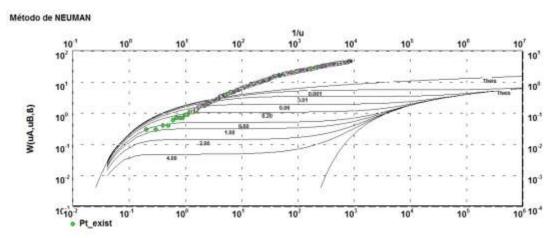


Figura 68 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a partir do teste de aquífero Pt-exist, interpretado pelo método de Neuman.

O valor do coeficiente de armazenamento variou 3,18 x 10² a 4,78 x 10⁻⁷ a variação foi influenciada pela distância existente entre os poços bombeado e observado (Figura 68 e 69). Observa-se um desvio da curva de campo para cima da curva teórica situada na região u_A, onde o valor do termo t_y é obtido no modelo de curva proposto por Neuman (1975). Segundo Feitosa (2008), o desvio da curva para cima é um desvio negativo ocasionado pelo efeito do limite impermeável que provoca um aumento no rebaixamento do nível dinâmico do poço.

O aumento no rebaixamento está associado à variação lateral, formando um contato litológico entre o metadiamictito e o filito. Confirmam o resultado dos dados geofísico eletromagnético EM34 para a área A.

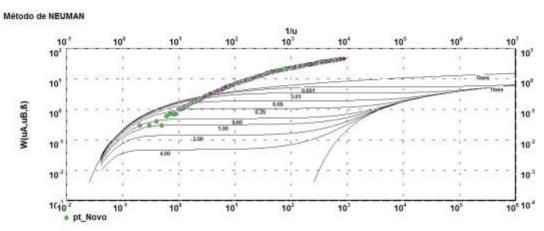


Figura 69 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a partir do teste de aquífero Pt-novo interpretado pelo método de Neuman.

Em ambos os poços os valores obtidos para condutividade hidráulica e transmissividade foram iguais, tanto no teste de bombeamento como para o teste de aquífero. Entretanto, o coeficiente de armazenamento foi diferente. Segundo Fetter (2001) as melhores estimativas dos parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero são obtidas a partir do teste de aquífero.

5.6.8.2 Área B

Os resultados de condutividade hidraúlica, transmissividade e coeficiente de armazenamento, foram interpretados para o teste de produção realizado no Pt1 e de aquífero desenvolvido no Pt2, Pt3 e Pt-Hélio, interpretados utilizando o método de Theis (1935).

A espessura do aquífero metadiamictito atravessada pelos poços tubulares construídos na área variou, de um poço para outro. Os valores de entrada de espessura estão apresentados na Tabela 6. Os resultados obtidos com a interpretação estão expostos na Tabela 8 e nas Figuras 70 a 74.

A condutividade obtida a partir do teste de produção e do teste de aquífero foi de 3,13x10⁻⁶ m/s, a partir dos dados obtidos no poço Pt1 durante o bombeado e assumindo este poço como observado (Figura 70).

Tabela 8 Parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Metadiamictito matriz arenosa

área B, aplicando Método de Theis (1935).

	To	este de aquífe	Teste de bombeamento		
Teste	$T (m^2/s)$	K (m/s)	S	$T (m^2/s)$	K (m/s)
Pt1	3,75 x 10 ⁻⁵	3,13 x 10 ⁻⁶	1,5 x 10 ⁻³	3,75 x 10 ⁻⁶	3,13 x 10 ⁻⁶
Pt2	3,75 x 10 ⁻⁵	9,39 x 10 ⁻⁶	1,5 x 10 ⁻⁸	-	-
Pt3	3,75 x 10 ⁻³	9,39 x 10 ⁻⁴	1,5 x 10 ⁻⁶	-	-
Pt4-Hélio	3,75 x 10 ⁻⁴	9,39 x 10 ⁻⁵	1,5 x 10 ⁻⁷	-	-

Verifica-se que a grandeza do coeficiente de armazenamento obtida para o poço Pt1 na área B é diferente do encontrado para a área A, no metadiamictito de matriz arenosa, confirmando a situação de confinamento.

A condutividade hidráulica obtida a partir do teste de aquífero realizados nos poços Pt2, Pt3 e Pt4 apresentaram valores diferentes, para cada um deles, a variação foi de 3,13 x 10⁻⁶ a 9,39 x 10⁻⁴ m/s. Esses valores são condizentes para rochas metamórficas fraturadas conforme Heller & Pádua (2006), reforçando as características de matriz arenosa para o aquífero.

A transmissividade variou de 3,75 x 10⁻⁸ a 3,75 x 10⁻³ m²/s, demostra que as distâncias existentes entre os poços e as diferenças na espessura alcançada por cada poço influenciam esse parâmetro hidrodinâmico.

O valor do coeficiente de armazenamento foi 3,18 x 10². Os coeficientes de armazenamento de aquíferos livres são de até 10⁻³ (FETTER, 2001).

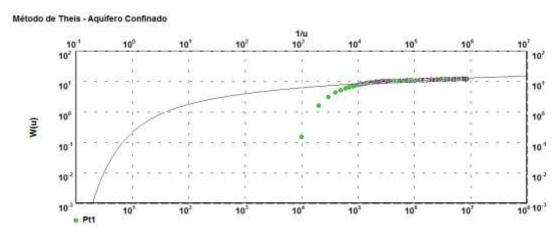


Figura 70 Parâmetros hidrodinâmicos para o aquífero metadiamictito obtidos a partir do teste de aquífero realizado no poço Pt1, interpretado pelo método de Theis.

As características hidráulicas de uma porção do aquífero próximo ao poço são refletidas na etapa inicial do teste de bombeamento, sofrendo influência das condições construtivas do poço, como também do material de preenchimento entre o furo e o revestimento (IRITANI et al., 2000). Os poços perfurados na área pesquisada não possuem revestimento ao longo da camada aquífera, por entender que a rocha é dura o suficiente para manter a boa condição construtiva e evitar a criação de uma película de material fino inibidor do fluxo horizontal no interior da rocha aquífera. Este procedimento minimiza a situação mencionada por Iritani et al. (2000).

Ao comparar o comportamento das curvas apresentadas nas Figuras 71 e 72 observa-se que o poço Pt1 e os poços observados Pt2 e Pt3 exploram a mesma formação geológica. Em razão das curvas de bombeamento posicionar-se a cima da curva teórica de Theis, implica que abaixo da camada aquífera ocorre outra camada de rocha impermeável (FEITOSA, 2008).

Nota-se na Figura 71 que o poço Pt1 apresenta a curva de bombeamento com a forma de maior semelhança com a curva teórica. Indica que houve influência do volume de água armazenado no diâmetro útil do poço tubular, por retardo de liberação de água pela rocha. Enquanto, o acréscimo no rebaixamento reflete a impermeabilidade da camada de rocha abaixo da camada aquífera.

Os parâmetros hidrodinâmicos transmissividade e coeficiente de armazenamento estão coerentes nos três poços observados. Enquanto a condutividade hidráulica variou dentro de uma mesma ordem que também reflete a formação de matriz arenosa portadora de água subterrânea.

As Figuras 71a a 71c correlacionam as informações da vazão x tempo do poço Pt2 bombeado com a curva de rebaixamento dos poços observados. Nota-se que as curvas dos poços observados Pt3 e Pt4 assemelham se a seguimentos de reta. Indica que no primeiro momento a água armazenada no perfil desses poços contribuiu para o volume explorado no Pt2.

Transcorrido esse tempo as curvas mudam de posição e deslocam-se para cima da curva teórica de Theis. Nota-se que ocorre acréscimo nos rebaixamentos demonstrando, que mesmo que sutil, a contribuição dela está ocorrendo através das fraturas. Essa contribuição é incipiente em resposta à baixa conectividade existente entre as famílias de juntas existentes no pacote de rocha, da área pesquisada.

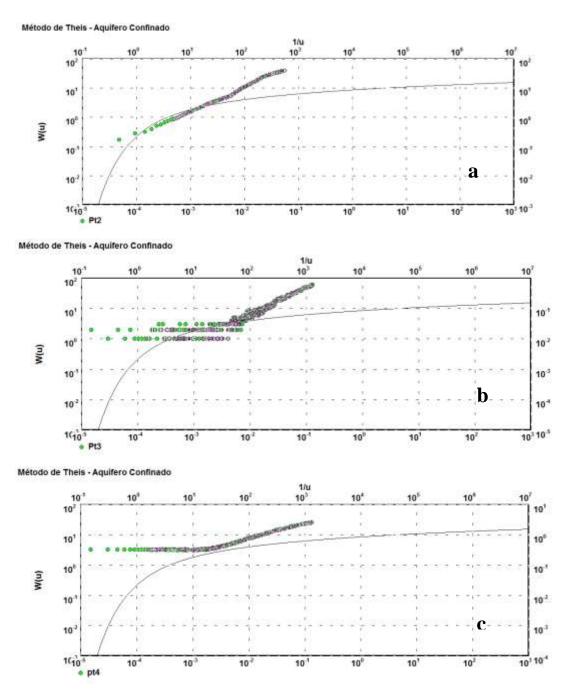


Figura 71 Parâmetros hidrodinâmicos para o Aquífero Metadiamictito obtidos a partir do teste de aquífero interpretado pelo método de Theis: Pt2 (a); Pt3 (b) e Pt4 (c).

5.7 FORMA DE OCORRÊNCIA DOS AQUÍFEROS E SUA INTERAÇÃO COM PRECIPITAÇÃO, RELEVO, SOLO E ROCHA.

A interpretação do comportamento das águas de chuva, em cada compartimento, é avaliada a partir do conjunto relevo, solo, rocha sumarizadas pelo compartimento morfopedológico. Cada compartimento interage com a água de chuva e recarrega o aquífero existente na área de pesquisa, de diferentes

maneiras. As medidas de nível estático resultante do monitoramento dos poços ao serem comparadas com os dados de precipitação refletem diretamente na elevação do nível em períodos chuvosos e rebaixamento em período seco. Histogramas foram elaborados para melhor visualizar esses comportamentos, estão apresentados a seguir, de acordo com o compartimento morfopedológico.

5.7.1 Superfícies Aplainadas com solos rasos

No compartimento de Superfícies Aplainadas com Neossolos Litólicos (Figura 72), as águas de chuva tendem a infiltrar apenas no horizonte superficial cascalhento que não ultrapassa 0,5 m, mantendo-se no horizonte subsuperficial, e, com o prolongamento das chuvas o horizonte superficial permanece saturado favorecendo o alagamento do terreno, e o escoamento difuso acontece em direção às porções ligeiramente rebaixadas do terreno, onde se instala pequenos embaciados, e também em direção aos compartimentos morfopedológicos caracterizados por Vales Amplos e Campo Úmido com Murundus.



Figura 72 Vista panorâmica do compartimento de Superfície Aplainada com solos rasos, mostrado em baixo da linha amarela tracejada.

Não se observa ocorrência de aquífero no perfil do solo, comportando-se como transmissor da água de chuva por escoamento superficial para os demais compartimentos (Figura 72).

A média mensal do nível estático para os poços presentes no compartimento de Superfícies Aplainadas estão apresentadas na Tabela 9. Três poços rasos ocorrem nesse compartimento e suas profundidades variam de 3,5 a 15 m. Os altos valores de desvio padrão estão associados às diferentes profundidades desses poços.

Tabela 9 Nível Estático Médio, Desvio Padrão, Min e Máx dos poços monitorados mensalmente no compartimento de Superfícies Aplainadas.

		Desvio		
	Média	Padrão	Mín.	Máx.
ago	5,4	7,3	0,0	13,6
set	5,5	7,4	0,0	14,0
out	5,5	7,7	0,0	14,3
nov	5,8	8,0	0,0	15,0
dez	4,9	6,7	0,0	12,5
jan	2,9	3,6	0,0	7,0
fev	2,4	2,7	0,0	5,3
mar	1,6	1,4	0,0	2,8
abr	1,5	1,3	0,0	2,5
mai	1,4	1,3	0,0	2,5
jun	1,4	1,2	0,0	2,4
jul	2,3	2,6	0,0	5,1

O poço raso de maior profundidade da área pesquisada está situado nesse compartimento. É interessante destacar que este poço permaneceu seco por dois meses consecutivos. Isso indica que a água armazenada no manto de alteração originado do filito, libera água a partir de fraturas para o aquífero profundo. Implica que a recarga do profundo acontece com defasagem em relação à recarga do aquífero freático mais superficial.

Dentre esses poços, um manteve o seu nível estático na superfície do terreno, durante o período seco e chuvoso. Este poço está localizado em uma micro depressão (Figura 73 e 74). A posição do poço no relevo coincide com uma linha de talvegue, provavelmente originada por fratura presente no manto de alteração.

O fluxo da água das áreas circunvizinhas mais elevadas ocorre em direção à pequena depressão, demonstrando que neste local, especificamente, o aquífero freático presente no manto de alteração está recebendo recarga direta. Por este motivo o nível estático é mantido na superfície, durante o período seco.

No período chuvoso, nota-se que a água exala odores fortes devidos ao carreamento para dentro do poço de águas contaminadas armazenadas nas fossas existente nas proximidades. As análises bacteriológicas realizadas com água proveniente deste poço, realizadas por SILVA (2013) constataram a presença de por coliformes fecais e totais (Figura 74).



Figura 73 Poço raso presente no compartimento Superfície Aplainada, o nível estático é mantido na superfície do terreno durante o período seco.



Figura 74 Poço raso presente no compartimento Superfície Aplainada, o nível estático próximo à superfície do terreno durante o período chuvoso exala odores fortes e a água apresenta turbidez.

Ao comparar a curva de precipitação acumulada mensal com as barras representante da média mensal do nível estático (Figura 75). Nota-se que a média do nível estático no compartimento de Superfície Aplainadas começa a se elevar a partir de dezembro, essa defasagem é associada ao tempo gasto para o poço mais profundo recuperar seu nível. Esse comportamento forçou a média e o desvio padrão para as medidas de nível estático, realizadas durante o período seco.

A razão para este poço ter secado, está relacionado com a perfuração de um poço tubular, com 50 m de profundidade e distante 45 m. A partir do momento que o poço tubular passou a ser bombeado, o poço raso secou. Isso demonstra que o poço tubular profundo foi mal revestido. O poço tubular explorou o aquífero presente no manto de alteração.

Com o aumento das precipitações pluviométricas, a partir de janeiro de 2012, ocorre a saturação do manto de alteração. Indica contribuição de recarga, e

elevação do nível estático médio para até 1,2 m, essa média permaneceu de março a junho 2013.

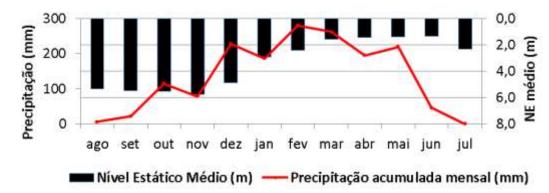


Figura 75 Comparação entre precipitação pluviométrica e a variação do nível estático nos poços rasos presentes no compartimento Superfícies Aplainadas.

A elevação do nível estático nesse compartimento acompanha a precipitação, essa resposta simultanea demonstra o quanto a água do aquífero freático está vulnerável a contaminação por esgoto doméstico. Pois, durante o período chuvoso o nível estático do aquífero está muito próximo a superfície do terreno. O caso mais critico trata se do poço que durante o ano hidrológico estudado, manteveo seu nível estático na superfície.

Ao comparar o nível estático médio dos poços profundos com a variação da precipitaçã acumulada (Figura 76), indica que o aquífero explorado em profundiade também pode está recebendo essa contaminação, pois o nível estático médio mensal durante o período seco foi inferior a 2,5 m e no período chuvoso oscilou entre 1 e 2 m. Demonstra que o manto de alteração sobrejacente ao metadiamictito contribui para recarga.

Outro detalhe, a profundidade dos poços tubulares pertencentes a esse compartimente é inferior a 60 metros. A má construção desses poços e o seu estado de abandono podem comprometer as águas do aquífero existente no metadiamictito de matriz arenosa.

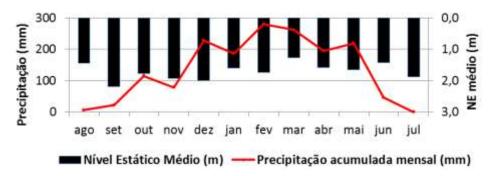


Figura 76 Comparação entre precipitação pluviométrica e a variação do nível estático nos poços tubular profundo presentes no compartimento Superfícies Aplainadas.

5.7.2 Superfícies em Rampas

O solo Plintossolo Pétrico que ocorre no compartimento de Superfícies em Rampa (Figura 77) apresenta comumente couraça ferruginosa exposta em superfície ou como uma camada inibidora de infiltração de água em subsuperfície. A couraça quando está exposta na superfície do terreno ela resseca, e com as primeiras chuvas ocorre infiltração dessas águas e a rocha alterada subjacente armazena essa água, dando origem ao aquífero freático confinado e não confinado.



Figura 77 Vista panorâmica do compartimento morfopedológico de Superfície em Rampa com Plintossolo Pétrico.

Em áreas ligeiramente deprimidas do compartimento a couraça favorece o acumulo das águas de chuva formando alagados temporários que contribuem com a recarga do aquífero freático.

Foi monitorado o nível estático (NE) de dezesseis poços rasos, os resultados estatísticos estão apresentados na Tabela 10. A maior média de 3,5 m foi obtida para o mês de setembro e corresponde ao período seco. A menor média foi de 1,6 m em abril e corresponde ao período chuvoso. A diferença na média dos meses seco e chuvoso é de 1,9 m, comprova que o aquífero recebeu recarga a partir do Plintossolo Pétrico.

Tabela 10 Nível Estático Médio, Desvio Padrão, Min e Máx dos poços monitorados mensalmente no compartimento de Superfície em Rampa.

Desvio						
	Média	padrão	Min	Máx		
ago	3,1	1,3	1,6	6,7		
set	3,5	1,8	1,4	7,7		
out	2,9	1,4	1,5	6,3		
nov	2,9	1,6	1,5	7,2		
dez	2,7	1,4	1,3	5,7		
jan	1,9	0,4	1,1	2,6		
fev	2,1	0,8	1,1	4,5		
mar	1,7	0,6	0,7	2,5		
abr	1,6	0,4	1,1	2,2		
mai	1,7	0,5	1,0	2,4		
jun	1,7	0,6	0,8	2,7		
jul	1,9	0,4	1,2	2,5		

A Figura 78 compara a curva de precipitação acumulada mensal com nível estático médio mensal. Nota-se que o nível estático no compartimento de Superfície em Rampa responde rapidamente as primeiras chuvas, resultando na sua elevação. Demostra que ocorre infiltração das águas de chuva devido o ressecamento na superfície da couraça ferruginosa.

O total acumulado de chuva em outubro foi de 115 mm, e representa 78% do acréscimo registrado no nível estático médio. O acréscimo foi possível dada às condições de extrema seca do Plintossolo Pétrico, resulta na recarga do aquífero freático.

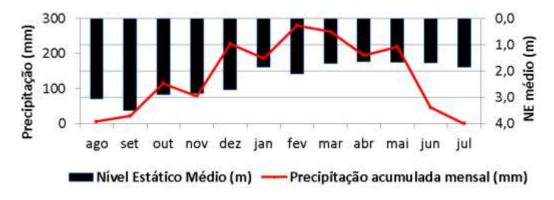


Figura 78 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático nos poços rasos do compartimento Superfície em Rampa.

A precipitação acumulada de janeiro de 2012 refletiu no nível estático que sofreu um decréscimo. Porém, a precipitação acumulada de janeiro a maio de 2012 foi 1.142 mm o acréscimo na média do NE oscilou em 0,5 a 0,2 m. Demonstra pequena variação, o nível estático tende estabilidade durante o período chuvoso. Mas, a couraça presente no horizonte do Plintossolo Pétrico saturado favorece que a água passa a escoar continuamente em subsuperfície, sobre a couraça ferruginosa, deslocando-se das áreas de maior altitude em direção aos fundos de vales em direção às pequenas depressões. A recarga do aquífero freático diminui e a contribuição da água subterrânea para as drenagens superficiais aumenta. Não há ocorrência de nascentes nesse compartimento.

De modo geral, nota-se estabilidade no nível estático médio, demonstrando que apesar das chuvas se prolongarem até junho de 2012 não ocorre acréscimos significativos nas médias observadas nos poços rasos.

No compartimento de Superfícies em Rampa foram monitorados dez poços tubulares profundos. Os valores de nível estático médio estão apresentados na Figura 79.

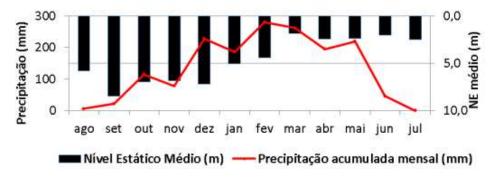


Figura 79 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático nos poços tubulares do compartimento Superfície em Rampa.

Nota-se que o valor máximo do nível estático médio foi 8,5 m em setembro de 2011 e o mínimo foi 1,9 em março de 2012. A amplitude da variação das médias é superior ao observado nos poços rasos. Também, ultrapassa a espessura de 8 m do solo Plintossolo Pétrico. Indica que o manto de alteração é o responsável em fazer a recarga do aquífero mais profundo, presente no compartimento. Essa recarga é lenta, e começa ocorrer mais efetivamente a partir de março de 2012, momento em que o manto saturado libera água lentamente por ação da gravidade através de fraturas e foliações.

Os proprietários desses poços afirmam que os mesmos foram revestidos até o contato com a rocha sã. A inexatidão dessas informações é preocupante, pois a falta de revestimento pode ocasionar o contato entre as águas do aquífero freático existente abaixo da couraça ferruginosa com as do aquífero mais profundo. A diferença de 0,7 m entre as mínimas dos poços rasos e poços profundos evidenciam essa interação.

5.7.1.2 Campo Úmido com Murundus

Este compartimento exibe as consequências da sazonalidade do clima, durante o período chuvoso a umidade dos horizontes mais profundos do Plintossolo Argilúvico induz a ocorrência de inundação (Figura 80) e as altas temperaturas e baixas umidades do ar expõem o solo (Figura 81).



Figura 80 Vista panorâmica do Campo Úmido com Murundus inundado.



Figura 81 Vista panorâmica Campo Úmido durante o período seco.

Devido à inundação, ocorre o processo de amortecimento dos fluxos de água superficiais das áreas circunvizinhas. Favorece a formação de um aquífero suspenso acima da couraça ferruginosa. Foi monitorado o nível estático (NE) de três poços rasos, os resultados estatísticos estão apresentados na Tabela 11.

Tabela 11 Nível Estático Médio, Desvio Padrão, Min e Máx dos poços monitorados mensalmente no compartimento de Campo Úmido com Murundus.

		Desv		
	Média	Padrão	Mín	Máx
ago	1,4	0,5	0,9	1,8
set	1,5	0,5	1,0	1,9
out	1,3	0,4	0,9	1,8
nov	1,3	0,4	0,9	1,6
dez	1,3	0,5	0,8	1,7
jan	1,2	0,5	0,7	1,6
fev	1,1	0,5	0,5	1,6
mar	1,1	0,5	0,5	1,5
abr	1,0	0,6	0,4	1,6
mai	1,0	0,7	0,3	1,6
jun	1,0	0,7	0,3	1,6
jul	1,0	0,6	0,5	1,7

A dinâmica da água subterrânea é evidenciada pelo valor de nível estático médio do período seco 1,5 m em setembro 2011 e do período chuvoso foi 1,0 m em março 2012. A amplitude verificada para a média foi de 0,5 m (Figura 82).

O volume acumulado de precipitação ocorrida entre setembro e outubro, acrescentou no NE médio 0,2m (Figura 82). Os pequenos acréscimos nos NE

médios demostra que o Plintossolo Argilúvico em Campo Úmido com Murundus mantém o nível estático por longo período de tempo.

A dinâmica do aquífero freático é diferente do observado no comportamento de Superfície em Rampa, em razão da micro depressão formadora do compartimento e das condições do Plintossolo Argilúvico com presença de couraça ferruginosa. Ao intensificar as precipitações pluviométricas a água da chuva e a água proveniente do escoamento superficial das áreas de entorno são acumuladas no solo até saturar. Ocorre o processo de alagamento a cima da couraça ferruginosa, ela mantém a lâmina d'água estagnada, e conforme o volume de água é acrescido, micro depressão, mais a lâmina d'água são elevados sobre a superfície do terreno, formando um grande lago temporário.

A lâmina d'água é rebaixada através da evaporação para a atmosfera com retorno das altas temperaturas e da redução da umidade relativa do ar. O tempo transcorrido para perda dessa lâmina tem por função primordial as condições do clima. Pois, não ocorre fluxo horizontal no interior desse solo quando relacionado ao campo úmido com murundu. Enquanto houver água em abundância no horizonte do solo, o compartimento forma um aquífero suspenso sobre a couraça ferruginosa (MOURA, et al., 2013).

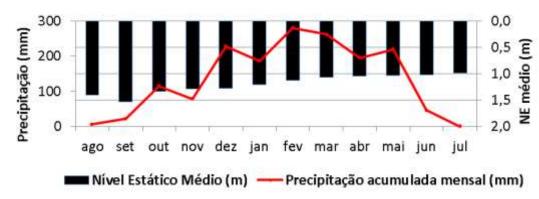


Figura 82 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, dos poços tubulares no compartimento Campo Úmido com Murundus.

A proximidade do nível estático à superfície do terreno nesse compartimento coloca em risco a saúde da população que utiliza dessas águas para atender suas necessidades básicas. A situação é agravada quando o compartimento forma um lago e a lâmina d'água afoga o poço raso (Figura 83). As águas servidas das redondezas deste compartimento também se misturam com as do aquífero suspenso.



Figura 83 Poço raso afogado pelas águas acumuladas no compartimento de Campo Úmido com Murundus com Plintossolo Argilúvico.

Em situações peculiares, em que a água contaminada é mantida a cima da couraça ferruginosa, ao encontrar fendas na couraça a água infiltrará alcançando o manto de alteração e poderá alcançar o aquífero mais profundo.

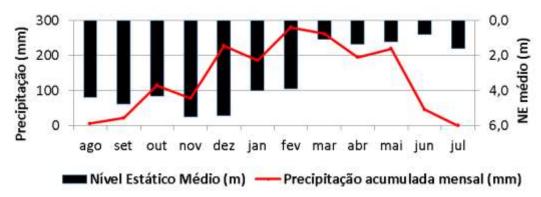


Figura 84 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, dos poços tubulares no compartimento Campo Úmido com Murundus.

Os poços tubulares profundo também exibem nível estático médio inferior a 2,0 m durante o período das chuvas. E mesmo no período seco essa média revela proximidade a superfície do terreno permanecendo inferior a 6 m durante os meses de novembro e dezembro de 2011 (Figura 84). Ao comparar a curva de precipitação acumulada como o NE médio, nota-se que as primeiras chuvas

contribuem para a recarga do aquífero. Demonstra que as fendas e fraturas na couraça permitem a recarga do aquífero mais profundo.

5.7.1.3 Vales Amplos

Nos compartimentos de Vales Amplos as águas das precipitações formam áreas alagadas ou inundadas anualmente nos arredores dos cursos d'água e fluxo subterrâneo advindo das porções mais elevadas da área são responsáveis pela característica perene desses cursos d'água (Figura 85).



Figura 85 Vistas panorâmicas do Vale Amplo localizados a sudoeste: curso d'água no fundo do vale.

Ocorrem próximo aos cursos d'água, espécies vegetacionais do tipo buritis são remanescente da vegetação e eliconias favorecidas pela ação antrópicas. Nota-se na Figura 80 que a área que contorna o curso d'água,o nível da água subterrânea ocorre aflorando, e forma também em um local protegido por um balde tampão uma fonte de volume considerável. Os proprietários do lote em questão desconhecem as leis ambientais, desmataram as margens para plantar mandioca e afirmam que quando ao retirar a vegetação o volume da água aumenta.

Foi monitorado o nível estático (NE) em seis poços rasos, os resultados estatísticos estão apresentados na Tabela 12. Nota-se que o valor máximo do nível estático médio foi 2,4 m em setembro de 2011 e o mínimo foi 1,0 m em junho de 2012.

Tabela 12 Nível Estático Médio, Desvio Padrão, Min e Máx dos poços monitorados mensalmente no compartimento de Vales Amplos.

		Desvio		
	Média	Padrão	Min	Max
ago	2,1	1,2	1,0	4,1
set	2,4	1,5	1,2	5,1
out	2,0	1,8	1,0	5,7
nov	2,3	2,0	1,1	6,3
dez	2,0	1,9	0,9	5,9
jan	1,2	0,6	0,7	2,3
fev	1,3	0,5	0,9	2,3
mar	1,2	0,4	0,6	1,9
abr	1,1	0,4	0,6	1,9
mai	1,1	0,4	0,6	1,8
jun	1,0	0,4	0,6	1,6
<u>jul</u>	1,2	0,3	0,9	1,7

A amplitude da variação das médias foi 1,40 m. Demostra que os fluxos das águas subterrâneas provenientes das áreas mais elevadas atuam na recarga do aquífero freático. O aquífero freático durante o período seco contribui na manutenção dos tributários do rio Arica-Açu (Figura 86).



Figura 86 A aquífero freático alimentando cursos d' águas, tributários do rio Arica Açu.

Deve ser ressaltado, que as famílias que moram nas redondezas utilizam normalmente dessa água, e diversas fossas negras estão distribuídas em todas as proximidades.

O nível estático médio mensal, obtido para os poços rasos monitorados no compartimento Vale Amplo está exposto na Figura 87.

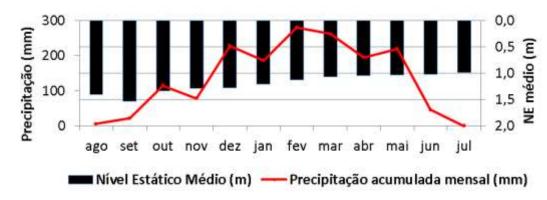


Figura 87 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, dos poços rasos no compartimento Vales Amplos.

A precipitação pluviométrica acumulada na área foi 1.639 mm durante o ano hidrológico estudado. Nota-se o nível estático médio nos poços rasos cresceu continuamente diante das precipitações ocorridas no peíodo, demonstrando que as águas subterrâneas provenientes das áreas mais elevadas mantém o fluxo e alimentam os cursos das drenagens da área, que pertecem às cabeceiras do rio Arica-Açu.

Indica que durante todo o ano hidrológico todas os esgotos armazenados nas fossas, principalmente em compartimentos que o nível estático está próximo a suoerfície do terreno, estão sendo conduzidos em subsuperfície através do fluxo da água subterrânea e alcaçam os distributários do rio Arica-Açu, que desaguam no Rio Cuiabá e alimentam o Pantanal Norte. Deve ser ressaltado, que as drenagens presentes na área de estudo tanto as localizadas a leste como a sudoeste, pertencem a APA do rio Arica-Açu.

Um poço profundo está localizado no compartimento de Vales Amplos (Figura 88). O acréscimo registrado no NE médio durante todo período de agosto de 2011 a julho de 2012 foi 2,1 m, a média máxima foi 2,5 m e a mínima 0,8 m. Nota-se que as ausências e ocorrências de precipitação pluviométrica influenciaram o nível estático médio mensal durante todo o período analisado, demonstra que o aquífero profundo está recebendo recarga e a redução nas precipitações afeta sensivelmente seu nível estático.

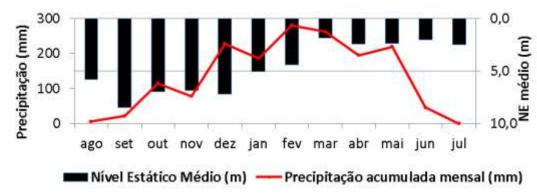


Figura 88 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, poço tubular no compartimento Vale Amplo.

A elevação e o rebaixamento do nível estático nesse compartimento reflete a manutenção do fluxo subterrâneo em direção aos corpos d'água. Essa dinâmica expõe o aquífero profundo aos perigos de contaminação decorrentes dos esgotos domésticos presentes no subsolo da região.

5.7.1.4 Colinas Médias e Morrotes

A água de chuva nesse compartimento escoa facilmente sobre o relevo inclinado, somada a presença da couraça dificulta a infiltração da água das primeiras chuvas. Este compartimento corre na parte nordeste da área de estudo e pertence à bacia do Rio Coxipó. Recobre a Formação Rio Coxipó, constituída por Metadiamictitos de matriz arenosa. Os processos de dissecação são atuantes, possui declividade média, exibe relevos na forma de morrotes com topos arredondados, e suas vertentes são convexas (Figura 89).



Figura 89 Compartimento de Colinas e Morrotes, localizado na parte nordeste da área pesquisada.

No Compartimento de Colinas Médias e Morrotes as análises foram realizadas utilizando informações de dois poços tubulares profundo. O valor

máximo do nível estático médio foi de 9,2 m em dezembro de 2011 e o mínimo foi de 2,3 m em julho de 2012 (Tabela 13).

Tabela 13 Nível Estático Médio, Desvio Padrão, Min e Máx dos poços profundo monitorados mensalmente no compartimento de Colinas e Morrotes.

		Desvio		
	Média	Padrão	Mín	Máx
ago	4,8	0,2	4,6	4,9
set	5,9	0,1	5,9	5,9
out	6,3	0,5	6,0	6,7
nov	6,9	0,4	6,6	7,2
dez	8,2	1,4	7,2	9,2
jan	8,1	0,8	7,6	8,6
fev	7,0	0,7	6,5	7,5
mar	5,9	1,0	5,2	6,5
abr	3,6	0,6	3,1	4,0
mai	3,4	0,6	2,9	3,8
jun	3,2	0,7	2,7	3,7
jul	2,8	0,7	2,3	3,3

A amplitude da variação dos NE médios foi 5,4 m. Demostra que o fluxo superficial das águas de chuva interfere na recarga do aquífero freático formado pelo metadiamictito de matriz arenosa.

O nível estático do aquífero freático mesmos com as primeiras chuvas do verão continua sofrendo rebaixamento do nível estático que prosseguem até janeiro de 2012. A infiltração da água de chuva no aquífero começa fazer efeito a partir de fevereiro. Essa defasagem está associada ao escoamento superficial, formam drenagens efêmeras que desaguam no rio Coxipó.

Durante o período seco as primeiras chuvas escoam sobre as camadas de couraça ferruginosa dos Plintossolo Pétrico e dificulta a infiltração das águas. As variações das precipitações mensais de agosto 2011 a janeiro 2012 não recarregam o aquífero freático aflorante nessa área. Demostrando que os Plintossolos Pétricos em áreas de relevo inclinados e associados a cursos d'água efêmeros dificultam a recarga do aquífero (Figura 90).

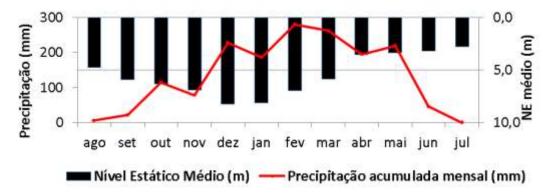


Figura 90 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, poço tubular no compartimento Vale Amplo.

Em fevereiro de 2012, após a saturação dos horizontes subsuperficial do solo Plintossolo Pétrico o aquífero dá inicio a elevação do nível estático. O valor máximo do nível estático médio foi 2,8 m. O perfil do poço Pt-novo perfurado nesse compartimento possui uma camada de solo de 2,7 metros. Logo, o nível estático em 2,7 m indica que o aquífero recebeu recarga durante o período estudado.

As fossas negras existente na região do bairro Pedra Noventa e vizinhança geralmente possuem profundidade de até 3,0 m. O aquífero eleva seu nível estático até 2,7 m onde se encontra o contato entre solo e manto de alteração do metadiamictito de matriz arenosa. Nas proximidades dessa área, está sendo construído condomínio residencial. A ocupação desse espaço físico deve levar em consideração a área de recarga do aquífero metadiamictito de matriz arenosa.

5.7.3.5 Terraços

O compartimento de Terraços apresenta relevo plano a levemente inclinado (Figura 91) forma aquífero freático nos sedimentos recentes da Formação Aluvionar de Idade Quaternária. As águas de chuva infiltram sem nenhuma barreira inibidora até alcançar o nível estático. Conforme mapa potenciométrico o fluxo da água subterrânea nesse compartimento acontece em direção ao leito do Rio Arica-Açu.



Figura 91 Vista panorâmica do compartimento de Terraços, localizado na parte sudeste da área pesquisada.

Foi observado a partir de um poço tubular profundo com 162 m de profundidade. O valor máximo do nível estático foi 7,3 m em agosto de 2011 e o mínimo foi 1,5 m em julho de 2012 (Tabela 13).

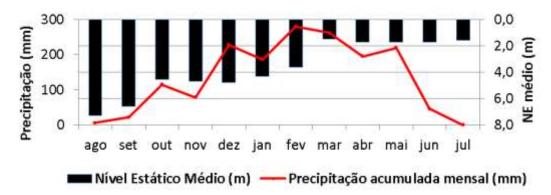


Figura 92 Comparação da precipitação pluviométrica com a variação do nível estático, poço tubular no compartimento Terraços.

A amplitude da variação do nível estático foi 5,8 m (Figura 92), indica que o fluxo águas subterrâneas provenientes dos altos potenciométricos da área de estudo estão favorecendo a recarga do aquífero freático formado pelos sedimentos de terraços da Formação Pantanal. A variação na curva de precipitação ao longo do ano hidrológico monitorado, influência a dinâmica do aquífero, pequena precipitação ocorrida em setembro fez elevar o nível estático. Em contrapartida o menor volume das chuvas registradas em novembro reflete rebaixando o nível estático.

A partir de março de 2012 até julho o nível estático é mantido próximo a superfície do terreno, oscilando entre 1,5 a 1,8 m. Nesse compartimento, existem muitas cavas de até 4 m profundidade, para cultivo de peixes. Indica que o nível estático próximo a superfície mantém as cavas com água durante todo o ano.

De modo geral, o nível estático durante todo o monitoramento esteve sempre inferior a 8 m de profundidade. O espesso pacote formado pelos sedimentos dos antigos terraços do rio Arica-açu fornecem condições favoráveis a recarga do aquífero mais profundo, e forma na camada mais superficial o aquífero freático que mantém as cavas para cultivo de peixe.

A maior profundidade identificada para o poço presente neste compartimento é atribuída ao espesso pacote da Formação Pantanal, que ocorre recobrindo metadiamictitos de matriz arenosa. Os resultados obtidos demonstra que o aquífero profundo está recebendo contribuição do aquífero freático pelo solo Argissolo e pelos sedimentos da Formação Pantanal.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A elevação do nível estático na região do bairro Pedra Noventa reflete a interação dos aquíferos freático, suspenso e profundo com os fatores: precipitação, relevo, solo e rocha.

O fluxo da água subterrânea, na região do bairro Pedra noventa e entorno, acontece preferencialmente para direção S e subordinadamente para as direções NE e SE. Acompanha a topografia do terreno, são idênticos para períodos seco e chuvoso. Os fluxos de direção NE e SE são responsáveis pela manutenção de cursos d'água que formam os tributários do Rio Arica-açu.

Foram identificados seis compartimentos morfopedológicos associados a quatro tipos de solos diferentes: Plintossolo Pétrico, Plintossolo Argilúvico, Neossolo Litólico e Argissolo.

As águas do aquífero freático superficial na região do bairro Pedra Noventa estão armazenadas de três diferentes maneiras: acima do horizonte plíntico do Plintossolo Argilúvico formando aquífero suspenso; b) abaixo da camada laterítica armazenados no Plintossolo Pétrico; c) no manto de alteração da Formação Miguel Sutil.

O aquífero profundo formado pelo metadiamictito de matriz arenosa ocorre de duas formas diferentes, em uma é do tipo Livre e outra do tipo Confinado. Os coeficientes de armazenamento são condizentes para aquífero livre e confinado.

A condutividade aparente obtida com o método geofísico EM-34 registrou para as profundidades de 7,5 e 15 m ocorrendo entre 5,9 a 16 mS/m na área A e de 2 a 12 mS/m na área B. Para as profundidades de 30 m e 60 m a condutividade aparente variou no intervalo de 16,1 a 32 mS/m na área A e de 2 a 20 mS/m na área B, esse intervalo foi associado a rocha metadiamictito de matriz arenosa saturado em razão de na área A e B os poços tubulares profundo explorarem o aquífero formado por essa rocha.

A profundidade do topo do metadiamictito de matriz arenosa, inalterado, identificado a partir da sondagem elétrica vertical foi de 27 a 28 m na área A e de 44 m na área B, a resistividade variou de 276 Ω .m a 782 Ω .m.

Os parâmetros hidrodinâmicos estimados para aquífero formado pelo metadiamictito de matriz arenosa presente na área A, através dos testes de produção e de aquífero foram: transmissividade de 7,95 x 10⁻⁴ m²/s, condutividade hidráulica de 1,69x10⁻⁵ m/s e coeficiente de armazenamento variando de 3,18 x 10² a 4,78 x 10⁻⁷. E com os dados do teste de produção e de aquífero obtidos para essa mesma rocha na área de pesquisa B: transmissividade variou de 3,75x10⁻⁶ a 3,75x10⁻³ m²/s, a condutividade hidráulica variou de 3,13 x 10⁻⁶ a 9, 39 x 10⁻⁴ m/s e o coeficiente de armazenamento variou de 1,5 x 10⁻⁸ a 1,5 x 10⁻³.

O nível estático na área pesquisada é muito raso e coloca o aquífero freático e o aquífero profundo exposto a contaminação por esgoto doméstico armazenado em fossas negras.

Para trabalhos futuros sugere-se:

- Mapear o topo e a base da rocha aquífera (metadiamictito de matriz arenosa) utilizando métodos geofísicos de detalhamento como caminhamento elétrico de alta resolução.
- Utilizar método de Theis para determinar os parâmetros hidrodinâmicos usando dados dos poços PT2 e PT3 situados na área B.
- Dar continuidade ao monitoramento simultâneo do nível estático e da precipitação, temperatura e umidade relativa do ar para avaliar a parcela de contribuição da evapotranspiração para o rebaixamento no nível estático. Selecionando poços rasos para instalação de sensores eletrônicos com leituras sincronizadas aos sensores de variável micrometereológicas.
- Realizar ensaios de infiltração e coleta de amostras de solo em cada compartimento morfopedológico, para obter a condutividade hidráulica e a porosidade especifica visando estimar as reservas dos aquíferos.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDULAZIZ, A. M.; HURTADO, J. M. e FAID, A Jr. Hidrogeological characterization of Gold Valley: a investigation of precipitation recharge in na intermountain basin in the Death Valley region, California, USA. **Hidrogeology Journal**. v. 20, p.701-708, 2012.
- APOITIA, L. F. M; ROSA FILHO, E. F.; BITTENCOURT, A. V. L. e HINDY, E. Caracterização preliminar da qualidade das águas subterrâneas na cidade de Cuiabá MT. **Boletim Paranaense de Geociências**. Editora UFPR. n. 54, p.7-17. 2004. Disponível em: http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/geociencias/article
- BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E. e MARCUZZO, F. F. N. Estimativa Da Evapotranspiração a Partir de Variação de Nível Estático de Aquífero. **Eng. Agríc.**, Jaboticabal. v.29, n.1, p.52-61. 2009.
- BARROS, A. M.; SILVA, R. H. da.; CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JUNIOR, J. J. de.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S. da.; PALMEIRA, R. C. de B. & TASSINARI, C. C. G. **Geologia, Folha SD.21/Cuiabá**. BRASIL/Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL (Levantamento de Recursos Naturais, 26). Rio de Janeiro, RJ. 1982.
- BOBACHEV, A. A.; MODIN, I. N.; SHEVNIN, V. A. **IPI2win**. Moscou, Moscou State University, Geological Faculty, Department of Geophysics. 1990-2001. www.geol.msu.ru/deps/geophys/rec_labe.htm. 04/2012.
- BONSSON, E.; SELROOS, J.O.; STIGSSON, M; GUSTAFSSON, L G. e DESTOUNI, G. 2013. Exchange and pathways of deep and shallow groundwater in different climate and permafrost conditions using the Forsmark site, Sweden, as an example catchment. **Hydrogeology Journal.** v. 21, p. 225–237. 2013.
- BORGES, W. R. Investigações Geofísicas na Borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, Utilizando-se GPR e Eletrorresistividade. 2002. 127 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) IAG, Universidade de São Paulo SP.
- BOULTON, N. S. e STRELTSOVA, T. D. Unsteady flow to a pumped well in a fissured water-bearing formation. **Journal Hydrol**. v. 35, p. 257-269. 1977.
- BRITO NEVES, B. B. & ALBUQUERQUE, J. P. T. Tectônica e Água Subterrânea em Rochas Pré-Cambrianas do Nordeste do Brasil A Diversidade do Sistema Aquífero. **Geol. USP Ser. Cient.**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 71-90. 2004.
- CALLEGARY, J. B.; KIKUCHI, C. P.; KOCH, J. C.; LILLY, M. R. e LEAKE, S. A. Review: graoundwater in Alaska (USA). **Hidrogeology Journal**. v.21, p.25-39, 2013.
- CAMPELO, JR. J. H.; CASEIRO, F. T.; FILHO, N. P.; BELLO, G. A. C.; MAITELLI, G. T.; ZANPARONI, C. A. G. P. Caracterização microclimática de Cuiabá. In. ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS SOBRE O AMBIENTE, 7. Londrina, Anais. Londrina, v. 1. 1991.

- CASTRO JÚNIOR, P. R.; MIGLIORINI, R. B; SALOMÃO, F. X. T. e VECCHIATO, A. B. 2007. Unidades de relevo da bacia do rio Cuiabá e suas relações com os recursos hídricos. In. I SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORTE E CENTRO-OESTE. A busca pelo uso sustentável dos recursos hídricos das regiões norte e centro oeste, 1, Cuiabá-MT. Anais, Cuiabá. 2007. v. i. p. 1-20.
- CASTRO, S. S. & SALOMÃO, F. X. T. Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. In: GEOUSP. **Revista do Departamento de Geografia-FFLCH-USP**, N° 7, São Paulo, Humanas. p.27 37, 1997.
- COOPER, H. H., Jr.; BREDEHOEFT, J. D.; PAPADOPULOS, I. S. Response of finite diameter well to instantaneous charge of water. **Water Ressour Res.** v 3 (1), p. 263-269, 1967.
- CPRM Serviço Geológico do Brasil. Sistema de Informação geoambiental de Cuiabá, Várzea Grande e entorno. Secretaria de Industria, Comércio, Minas e Energia (S.I.), In: CD-ROM. 2006.
- CRUZ-FALCÓN, C A; VÁRZQUEZ-GONZÁLEZ, R ; RAMÍREZ-HERNANDEZ, J.; NAVA-SANCHEZ, EH.; TROYO-DIÉGUEZ, E.; RIVERA-ROSAS, J. e VEJA-MAYAGOITIA, J.E. Precipitacion y recarga em la Cuenca de La Paz, BCS, México. p. 251 263, 2011.

In: www.universidadyciência.ujat.mx

- CUSTÓDIO, E; LLAMAS, M. **Hidrologia Subterrânea**. 2º edição Ediciones Omega, Barcelona. 2 v, 2350p., 1996.
- Disponível em: http://www.cas.umt.edu/geosciences//faculty/sheriff/495-subsurface%20imaging%20in%20archaeology/Sources/Loke_elect_tutorial.pdf
- EMBRAPA. Centro Nacional e Pesquisa em Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos. 306p., 2006. http://www.cpap.embrapa.br/publicacoes/online/COT61.pdf
- FEITOSA, F. A. C. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações.** 3 ed. Ver. E ampl. Rio de Janeiro: CPRM/LABHID. 812p., 2008.
- FEITOSA, F. A. C.; MAOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE. 412p., 1997.
- FETTER, C. W. Applied Hydrogeology. 4th Edition, Prentice Hall. 598p., 2001.
- FORMAGGIO, L. F.; CAMPOS, J. E. G. e AMARAL, B. D. Estudo da variabilidade da potenciometria em aquíferos freáticos com auxílio de regressão múltipla espacial. **Revista Brasileira de Geociências**. V. 39, n.1, p.101-111. 2009.
- FRIEDEL, M J.; SOUZA FILHO, O. A. de; IWASHITA, F; SILVA, A. M. e YOSHINAG, S. Data-driven modeling for groundwater exploration in fractured

- crystalline terrain, northeast Brazil. **Hydrogeology Journal**. v. 20, p.1061–1080, 2012.
- GEONICS, L Eletromagnetic Terrain Condutivy Measurement at Low induction Numbers: Technical Note TN 6. Ontário, Canadá. p.5-15, 1980.
- GOLDEN SOFTWARE, **Surfer 8**: User's guide. Golden Software, Inc. Colorado. 640p., 2002.
- GONG, H.; PAN, Y. e XU, Y. Spatio-temporal variation of groundwater recharge in response to variability in precipitation, land use and soil in Yanqing Basin, Beijing, China. **Hydrogeology Journal.** v.20, p.1331–1340, 2012.
- GOOGLE EARTH 4.0. Google Earth Poduct Family. 2009. Disponível em: http://earth.google.com/
- HELLER, L. e PÁDUA, V. L. **Abastecimento de Água para consumo humano**. Belo Horizonte. Editora da UFMG. 859p., 2006.
- HSU, K.; YEH, H.; CHEN, Y.; LEE, C.; WANG, C. & CHIU, F. Basin-scale groundwater response to precipitation variation and anthropogenic pumping in Chih-Ben watershed, Taiwan. **Hydrogeology Journal.** v.20: p. 499–517. 2012. http://www.inmet.gov.br/html/biblioteca-acesso em 05/09/2012 <a href="http://www.wunderground.com/history/airport/SBCY-acesso em 16/08/2012
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rede brasileira de monitoramento continuo dos sistemas GNSS (RBMC). 2010.
- IRITANI, M. A.; HASSUDA, SEIJU; SOUZA, J. C. S.de & REBOUÇAS, A. C. Avaliação dos valores de transmissividade do aquífero sedimentar no município de Caçapava (SP), com base na capacidade específica obtida em testes de bombeamento. In. 1st JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER. Ceará, Brazil (in Portuguese). 2000.
- JACOB, A. A. E. A krigagem como método de análise de dados demográficos. In: XIII ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS POPULACIONAIS abep, Ouro Preto Minas Gerais. 2002. http://www.abep.nepo.unicamp.br/docs/anais/pdf/2002/GT_SAU_ST3_Jakob_tex to.pdf Acesso em 14-06-2011 às 17:33 hs.
- KEELER, E.A. **Environmental Geology**. 7.ed. New Jersey: Prentice Hall, Upper Saddle River. 560p., 1996.
- KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT, F. C. Eletrical Methods in Geophysical **Prospecting.** 2. ed. Colorado, USA. 517p., 1997.
- LANDIM, P. M. B. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. Rio Claro. UNESP. 20p., 2000.
- LI, X.; SHU, L.; LIU, L;. YIN, D. & WEN, J. Sensitivity analysis of groundwater level in Jinci Spring Basin (China) based on artificial neural network modeling. **Hydrogeology Journal.** v. 20, p.727–738, 2012.

- LOKE, M. H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 67p., 2004.
- LUIZ, J. GOUVÊA & SILVA, L. M. da C. **GEOFÍSICA DE PROSPECÇÃO.** Cap. 4, apostila. p.109-184.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A. M.; SOUZA, J. O.; MOTTA, J. F. M.; TANNO, L. C.; CARMO, L. S. & SOUZA, N. B. **Projeto Coxipó Relatório Final**. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1. 136p. 1980.
- MANOEL FILHO, J. **Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural.** São Paulo. 1996. 197f. (Tese de doutoramento). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- MANZIONE, R. L., DRUCK, S., CÂMARA, G. e MONTEIRO, A. M. V. Modelagem de incertezas na análise espaço-temporal dos níveis freáticos em uma bacia hidrográfica. **Revista Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília. v. 42, n.1, p. 25-34, 2007.
- MANZIONE, R. L., MARCUZZO, F. F. N. e WENDLAND, E. C. Integração de modelos espaciais e temporais para predições de níveis freáticos extremos. **Pesq. Agropec. Bras.**, v.47, n.9, p.1368-1375, 2012.
- MARTINS, J. A.; DALLACORT, R.; INOUE, M. H.; GALVANIN, E. A. S.; MAGNANI, E. B. Z. e OLIVEIRA, K. C. Caracterização do Regime Pluviométrico no Arco das Nascentes do Rio Paraguai. **Revista Brasileira de Metereologia**. v.26, n.4, p. 639-647, 2011.
- MCCALLUM, J. L;. CROSBIE, R. S;. WALKER, G. R. & DAWES, W. R. Impacts of climate change on groundwater in Australia: a sensitivity analysis of recharge. **Hydrogeology Journal.** v.18, p.1625–1638, 2010.
- McNEILL J. **Electrical Conductivity of Soils and Rocks:** Technical. Note TN, 5: 21. 1980b. Disponível em: http://www.geonics.com. Acesso em: 18 março de 2011.
- McNEILL J. Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers: Technical Note TN, 6: 6–15. 1980a. Disponível em: http://www.geonics.com. Acesso em: 18 de março 2011.
- MIGLIORINI, R B. **Hidrogeologia em meio urbano da região de Cuiabá e Várzea Grande, Estado de Mato Grosso.** Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências/USP, São Paulo SP. 130p., 1999.
- MIGLIORINI, R. B.; APOITIA, L.F.M. Águas Subterrâneas: caracterização da hidrogeologia na região da bacia do rio Cuiabá. In: FIQUEIREDO, D.M. e SALOMÃO, F.X.T. (Org.). **Bacia do Rio Cuiabá-uma abordagem socioambiental.** CUIABÁ: Entrelinhas/EdUFMT. p. 146-153. 2009.
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Programa Nacional de Água Subterrânea. 2012. Consultado em http://www.mma.gov.br/agua/recursos-hidricos/aguas-subterraneas/programa-nacional-de-aguas-subterraneas.

- MOURA, I B.; SHIRAIWA, S.; MIGLIORINI, R. B. e SILVA, D. D. Três diferentes formas de ocorrência do aquífero freático no bairro Pedra Noventa, Cuiabá MT. In: **II Coletânea Física Ambiental**. Editora Baraúna. 2013. p. 161-174.
- MOURA, I. B.; SILVA, D. D.; SHIRAIWA, S.; CUTRIM, A. O.; MIGLIORINI, R. B.; SILVA, E. C. da; SANTOS, R. L. Avaliação do aquífero freático na região do bairro Pedra Noventa em Cuiabá/MT. In: XIX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2011, Maceió AL. Anais XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.
- MUNSELL COLOR. **Munsell Soil Color Charts**. Macbeth Division of Kollmorgem Instruments Corporation. Beltimore, Maryland. 1998.
- NEUKUM, C and AZZAM, R. Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. **Hydrogeology Journal**. v. 20. p.547–560, 2012.
- NEUMAN, S.P. Analysis of pumping test data from anisotropic inconfined aquifers considering delayed gravity response. **Water Resources Research.** v. 11, n. 12. p. 329-342, 1975.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Série Recursos Naturais e Meio Ambiente. Fundação IBGE. Brazil.. n. 4, 1979.
- OLIVEIRA, M. M. AQFIS, um programa para gerar curvas rebaixamento/tempo para aquíferos fracturados, Geolis. **Revista de Geologia Aplicada e do Ambiente**. v. 4, n. 1 e 2, p. 97-107, 1990.
- ORELLANA, E. **Prospeccion geoletrica en corriente continua**. Madri, Ed. Paraninfo, Biblioteca Tecnica Philips. 523p., 1972.
- PESSOA, M.D.; MENTE A.; LEAL, O. 1980. Províncias hidrogeológicas adotados para o mapa hidrogeológico do Brasil na escala 1: 2.500.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, Recife. Anais. Recife: ABAS. p. 461-468, 1980.
- RAMOS, S. O.; ARAÚJO, H. A. de; LEAL, L. R. B.; DA LUZ, J. A. G. e DUTTON, A. R. Variação temporal do nível freático do aquífero cárstico de Irecê Bahia: contribuição para uso e gestão das águas subterrâneas no semi-árido. **Revista Brasileira de Geociências**. n.37, v. 4, p.227-233. 2007.
- RAPOSO, J. R.; DAFONTE, J & MOLINERO, J. Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia-Costa, Spain. **Hydrogeology Journal**. v. 21, p.459–479, 2013.
- REBOUÇAS, A. C. Água doce no mundo e no Brasil. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDSI, J. G. (org.). **Água doce no Brasil: capital ecológico, uso e conservação.** 3ed. São Paulo. Escrituras Editora. 748p., 2006.

- REBOUÇAS, A. C. Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação. 2ª edição revisada e ampliada, São Paulo. 703 p., 2002.
- REYNOLDS, J. M. 1997. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons, Chichester. 1997. 795p.
- SALOMÃO, F. X. de T. **Processos erosivos lineares em Bauru (SP):** regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. São Paulo. Tese de Doutoramento FFLCH-USP, Departamento de Geografia. 1994. 200 p.
- SCHLUMBERGER. Water Service Diver-Office Getting Started Guide. 2011.
- SEPLAN-Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral. Mapas das áreas legalmente protegidas do Estado de Mato Grosso e áreas protegidas propostas pelo ZSEE/MT. 2009.
- SIDLE, W.C. e LEE, P.Y. Estimating local groundwater flow conditions in a granitoid: preliminary assessments in the Waldoboro Pluton Complex, Maine. **Ground Water**. 1995. v. 33, n. 2, p. 291-302.
- SILVA, D. D. Estudo da qualidade física, química e bacteriológica das águas subterrâneas em aquífero freático. Região do bairro Pedra Noventa, Cuiabá-MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra/UFMT, Campus Cuiabá MT. 2013. 171p.
- SNOW, D. T. Anisotropic permeability of fractured media. **Water Resources Research.** 1969. v. 5, n. 6, p.1273-1289.
- SOUZA, M. T.; CAMPOS, J. E. G. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. **Rem Revista Escola Minas**, Ouro Preto, v. 54, n. 3, 2001. Disponível http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci arttext&pid=S0370467200100030000 5&lng=pt&nrm=iso>.
- TECHGEO.. Manual de Operação do receptor GTR-A. 2002. 42 p.
- TELFORD WM, GELDART LP, SHERIFF RE. **Applied Geophysics**. 2and ed. Cambridge University Press, New York. 1997. 859p.
- THEIS, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Trans. **Am. Geoph. Union.** 1935. n.16. p.519-524.
- TREIDEL, H. and MARTIN-BORDES. Climater Change Effects on Graouwater resourcers: A Global Syntesis of Findings and Recommendations.
- UNESCO The United Nations World Water Development, Report 4: Managing Water under Uncertainty and Risk. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization 7, place de Fontenoy, 75352 Paris 07 SP, France. v. 1. 407p., 2012.

http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/HQ/SC/pdf/WWDR4%20 Volume%201- anaging%20Water%20under%20Uncertainty%20and%20Risk.pdf

VASCONCELOS, L.C.S.; FERREIRA, Z. M.; FERREIRA, J. G.; ROMANCINI, S. R. & NASCIMENTO, A. Q. A moradia na periferia urbana: um estudo sobre o Pedra Noventa. In: Anais da 56º REUNIÃO ANUAL DA SBPC – Cuiabá, MT-julho 2004.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia.** São José dos Campos: INPE. (INPE-2227-MO/041). 1982. 61p.

WELLMAN, T. P.; VOSS, C. I. e WALVOORD, M. A. – Impacts of climate, lake size, and supra-and sub-permafrost groundwater flow on lake-talik evolution, Yunk Flats, Alaska (USA). Hydrogeology Journal. v.21, p.281-298, 2013.

YIHDEGO, Y e WEBB, J.A. Modeling of bore hydrographs to determine the impact of climate and land-use change in a temperate subhumid region of southeastern Australia. **Hydrogeology Journal**, v.19, p.877-887, 2011.

ZERWES, L. C.; ARAUJO, V. S.; BACANI, D. A. e MARRETTO, A. R. Estudo do meio: caso do bairro Pedra Noventa, Cuiabá/MT. In CD: IV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLÓGIAS DA GEOINFORMAÇÃO. Recife – PE. 2012. 9p.