



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Recarga do tipo Localizada em Ambiente Semiárido: Estudo de
Caso em Dolinas da Bacia do rio Verde Grande,
Minas Gerais**

AUTOR: Letícia Teixeira Palla Braga

ORIENTAÇÃO: Leila Nunes Menegasse Velásquez

Nº 145

BELO HORIZONTE

DATA: Julho de 2014

Letícia Teixeira Palla Braga

**Recarga do tipo Localizada em Ambiente Semi-árido: Estudo de
Caso em duas Dolinas da Bacia do rio Verde Grande,
Minas Gerais**

Dissertação apresentada ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Minas Geras como requisito parcial para obtenção do título de mestre em geologia.

Orientadora: Leila Nunes Menegasse Velásquez

Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada

Universidade Federal de Minas Gerais

Julho de 2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Recarga do tipo Localizada em Ambiente Semi-árido: Estudo de Caso em Dolinas da Bacia do rio Verde Grande, Minas Gerais

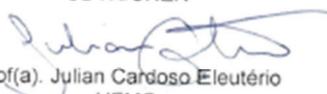
LETICIA TEIXEIRA PALLA BRAGA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 16 de julho de 2014, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Leila Nunes Menegasse Velasquez - Orientador
UFMG


Prof(a). Paulo César Horta Rodrigues
CDTN/CNEN


Prof(a). Julian Cardoso Eleutério
UFMG

Belo Horizonte, 16 de julho de 2014.

*Dedico este trabalho à minha mãe Sãozinha,
mulher mais maravilhosa da minha vida, exemplo
de superação e garra, que cria desafios para si
mesma e nunca se cansa deles.*

Afinal, parar para quê?

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha orientadora Leila pela paciência em ensinar, além do carinho com o qual fui acolhida como sua mestranda na geologia.

Aos colegas que foram verdadeiros parceiros deste trabalho: Peter Fleming, Paulo Rodrigues, Sérgio Melo, Geraldo Araújo e Prof. Guilherme Marques.

Aos demais colegas, da geografia e da geologia que contribuíram estando disponíveis para discutir e esclarecer dúvidas, tão presentes.

À FAPEMIG pelo suporte financeiro, sem o qual este trabalho não teria sido executado.

Não poderia deixar de agradecer ao Hélio e aos meus pais, Sãozinha e Marcinho, pelo apoio e incentivo em todas as horas.

*vai longe a umidade
metros as dezenas abaixo
da terra solidificada
que fissurou-se em placas*

...

*falo, aos leigos, de um coração
aos técnicos, de algum recriado sertão
mas nada disso é verdade*

L. T. Celestino

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE TABELAS.....	XIII
RESUMO.....	XIV
ABSTRACT.....	XV
1- INTRODUÇÃO.....	01
2- OBJETIVOS.....	03
3- JUSTIFICATIVAS.....	04
4- EMBASAMENTO TEÓRICO.....	05
4.1- Sistemas Cársticos.....	05
4.1.1.- <i>O Relevo Cárstico e a Origem das Dolinas.....</i>	<i>05</i>
4.1.2 – <i>O Aquífero Cárstico.....</i>	<i>21</i>
4.2. Recarga do Tipo Localizada.....	24
4.3. Balanço Hídrico.....	27
5 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA.....	44
5.1 – Localização.....	44
5.2. Clima.....	46
5.3- Geologia.....	50
5.3.1 – <i>Contexto Geotectônico e Estrutural.....</i>	<i>50</i>
5.3.2 – <i>Litologias Presentes na Área de Estudo.....</i>	<i>55</i>
5.4. Geomorfologia.....	60
5.5 – Pedologia.....	64
5.6- Hidrogeologia.....	69
5.6.1 – <i>Os Sistemas Aquíferos Regionais.....</i>	<i>69</i>
5.6.2 – <i>Origem e Renovação da Água Subterrânea.....</i>	<i>74</i>
6 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	76
6.1 – Identificação e Seleção das Dolinas.....	76
6.2 – Caracterização dos solos.....	79
6.2.1 - <i>Caracterização Pedológica.....</i>	<i>79</i>
6.2.2 - <i>Caracterização Granulométrica.....</i>	<i>79</i>
6.3 – Ensaio de Infiltração.....	81
6.3.1 - <i>Permeâmetro de Guelph.....</i>	<i>82</i>
6.3.2 - <i>Infiltrômetros de Anéis Duplos Concêntricos.....</i>	<i>86</i>
6.3.3 - <i>Slug Test.....</i>	<i>90</i>
6.4 – Monitoramento Hidrológico.....	93
6.4.1 – <i>Aparelhos de Monitoramento.....</i>	<i>93</i>
6.4.2 – <i>Análise Estatística: Correlação Cruzada.....</i>	<i>95</i>
6.5 – Balanço Hídrico Climático e Estimativa de Recarga.....	96
6.5.1 – <i>Balanço Hídrico Decendial Seqüencial.....</i>	<i>98</i>
6.5.2 – <i>Cálculo da Recarga pela Variação do Nível D’água dos Poços de Monitoramento.....</i>	<i>100</i>
7 – RESULTADOS.....	102
7.1 – Identificação e Seleção das Dolinas.....	102
7.2 – Caracterização dos solos.....	105
7.2.1 – <i>Caracterização Pedológica.....</i>	<i>105</i>
7.2.2 – <i>Caracterização Granulométrica.....</i>	<i>112</i>
7.3 – Ensaio de Infiltração.....	116
7.3.1 – <i>Permeâmetro de Guelph.....</i>	<i>116</i>
7.3.2 – <i>Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos.....</i>	<i>118</i>
7.3.3 – <i>Slug Test.....</i>	<i>120</i>
7.4 – Monitoramento Hidrológico.....	126
7.4.1 – <i>Os Dados do Monitoramento Hidrológico.....</i>	<i>126</i>
7.4.2 – <i>Análise Estatística dos Dados: Correlação Cruzada.....</i>	<i>131</i>

7.5 – Balanço Hídrico e Estimativa de Recarga.....	132
7.5.1 – <i>Balanço Hídrico Decendial Sequencial.....</i>	132
7.5.1.1- <i>Balanço Hídrico para um ano hidrológico.....</i>	133
7.5.1.2- <i>Balanço Hídrico reduzido ao tempo de medição dos divers.....</i>	139
7.5.2 - <i>Cálculo da Recarga pela Variação do Nível D'Água.....</i>	145
7.5.3 – <i>Recarga para a Area de Estudos.....</i>	134
8- CONCLUSÃO.....	148
9 – BIBLIOGRAFIAS.....	150
ANEXOS.....	159

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - A distribuição mundial do carste. As áreas pretas são as principais áreas de afloramento de calcário com potencial de desenvolvimento do carste. Fonte: Waltham <i>et al.</i> (2005).	06
Figura 02 - Bloco diagrama dos processos relacionados aos dolinamentos. Fonte: Karmann (2000).	12
Figura 03 - Classificação básica das dolinas e suas características. Fonte: Whaltam (2005). Tradução nossa.	13
Figura 04 - Desenvolvimento das dolinas de dissolução. Fonte Waltham <i>et al</i> (2005). Tradução nossa.	16
Figura 05 - Dolinas de subsidência em solos coesos e não coesos. Tradução nossa.	18
Figura 06 - Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de dolinas para uma uvala ou depressão composta. Baseado em White (1988) adaptado de Piló (1998).	19
Figura 07 - Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de um sistema fluvial para um relevo de depressões compostas (uvalas). Baseado em White (1988) adaptado de Piló 1998.	19
Figura 08 - Caminhos da água em uma micro bacia em área com vegetação. Adaptado de Boers, 1994 <i>apud</i> Simmers <i>et al</i> , 1997. Tradução nossa.	29
Figura 09 -Mapa de localização da área de estudo.	47
Figura 10 - Mapa de acesso à área estudos.	48
Figura 11 - Mapa da bacia do rio Verde Grande em Minas Gerais e as sub-bacias objeto de estudos.	49
Figura 12 - Mapa das médias anuais de temperatura para Minas Gerais.	50
Figura 13 - Mapa das médias de precipitação anual para Minas Gerais em milímetros por ano.	50
Figura 14 - Semiárido brasileiro com a localização dos municípios de Varzelândia e Verdelândia. Fonte: IBGE 2007 (adaptado).	52
Figura 15 - Mapa geológico esquemático do cráton do São Francisco mostrando os limites da Bacia do São Francisco e a localização da área de estudo. Adaptado de Alkmim & Noce (2006) e Pimentel & Silva (2003).	54
Figura 16 - Coluna Estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco. Fonte: Alkmim & Martins-Neto (2001).	55
Figura 17 - Compartimentação estrutural do cráton do São Francisco e a localização da área de estudos. Fonte: Adaptado de Alkmim <i>et al.</i> (1996).	57
Figura 18 - Mapa geológico em escala regional 1:250.000 com enfoque na área de estudos.	58
Figura 19 - Mapa geológico regional. Fonte Martínez (2007) adaptado por Freitas <i>et al.</i> (2008).	59
Figura 20 - Mapa Geológico de maior detalhe da área de estudos em escala 1: 50.000 adaptado de Costa (2011).	60
Figura 21- Mapa dos compartimentos geomorfológicos da região área de estudo sobreposto ao modelo de elevação digital de terreno para os municípios de Varzelândia e Verdelândia e seu entorno. Fonte: Velásquez <i>et al.</i> (2009).	63
Figura 22 - Classes altimétricas da área de estudo.	65
Figura 23 - Imagem de satélite com destaque das dolinas na região de Verdelândia e bloco diagrama de uma região genérica com presença de dolinas. Fonte: mod. de Google Earth (jun - 2010) e IBGE	63

(2009).

Figura 24 - Caráter meandrante do rio Verde Grande em Verdelândia. Fonte: Google Earth (jun – 2010).	67
Figura 25 - Mapa de solos adaptado de EMATER 1:100.000 (1998) para a bacia do Rio Verde Grande.	69
Figura 26 - Mapa de solos adaptado de CETEC (1994) para as sub-bacias da área de estudo.	71
Figura 27 - Mapa de sistemas aquíferos da bacia hidrográfica do São Francisco em Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Fonte: Mourão <i>et al.</i> 2001. Em vermelho, a localização da área do Alto e Médio Verde Grande.	72
Figura 28 - Mapa potenciométrico para o sistema aquífero cárstico-fissural nos municípios de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia. Adaptado de Velasquez <i>et al.</i> 2009.	76
Figura 29 - Distribuição dos valores de Trítio para área dos municípios de Jaíba-Varzelândia-Verdelândia para água subterrânea. Fonte: Adaptado de Velásquez <i>et al</i> (2009) para a área de estudos.	78
Figura 30 - Quadriculas originais SRTM e o retângulo envolvente da área de estudos. Fonte: Rodrigues (no prelo, 2010).	80
Figura 31 - Exemplos de três casos possíveis de polígonos fechados. Quadro vermelho um padrão de elevação, quadrado verde um padrão de depressão e quadrado azul padrão misto de elevações e depressões. Fonte: Rodrigues (no prelo, 2010).	80
Figura 32 - Mapa com a identificação Dolinas Santana e Pedro Moura selecionadas na área de estudos.	82
Figura 33 – Dolina Santana (Foto: Letícia Braga – setembro 2009).	83
Figura 34 – Dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga – setembro 2010).	83
Figura 35 - Mapa litológico dolinas Santana e Pedro Moura de acordo com Costa (2011).	84
Figura 36 - Análise pedológica das dolinas por meio de trincheiras: A – Conferência da espessura dos horizontes. B – Análise da estrutura dos solos (Foto: Peter Fleming).	85
Figura 37 - Perfuração com trado motorizado na dolina Santana: A – Trado com 6 metros de alcance. B – Amostras de solo colhidas no fundo da dolina pelo trado (Foto: Letícia Braga).	88
Figura 38 - Disposição das trincheiras e furos de sondagem ao longo das dolinas Santana e Pedro Moura. Fonte Google Earth 2010	88
Figura 39 - Esq: Permeâmetro Guelph depois de montado ao lado da maleta com os acessórios. Dir: Desenho esquemático do Guelph funcionando em campo. Fonte: Soilmoisture Equipment Corp (2008).	90
Figura 40 - Permeâmetro de Guelph: ensaio realizado na dolina Santana (Foto: Geraldo Araújo).	90
Figura 41 - Permeâmetro de Guelph: ensaio realizado na dolina Pedro Moura (Foto: Peter Fleming).	91
Figura 42 - Fator de Forma C. Fonte: Soilmoisture Equipment Corp. (2008).	93
Figura 43 - Infiltrômetros de anéis duplos concêntricos. Fonte Kather <i>et al.</i> (2009).	94
Figura 44 - Anéis duplos concêntricos cravados no solo. Dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga).	95
Figura 45 - Ensaio acontecendo: infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos. Dolina Santana (Foto:	96

Peter Fleming).

Figura 46 - Representação dos parâmetros físicos utilizados no ensaio de condutividade hidráulica pela técnica do Slug Test. Fonte: Sousa (2008).	98
Figura 47 - Ensaio Slug Test com a introdução de água no poço. Dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga).	99
Figura 48 - Ensaio Slug Test com a introdução de um sólido de volume conhecido. Dolina Santana (Foto: Letícia Braga).	99
Figura 49 – Dolina Santana: 1- Pluviógrafo; 2 – Caixa de armazenamento dos dados e o baro e 3 – Poço de monitoramento (Foto: Geraldo Araújo).	101
Figura 50 - Dolina Pedro Moura: 1- Pluviógrafo; 2- Caixa de armazenamento dos dados e o baro; 3 – Poço de monitoramento e 4 – Poço que permite o monitoramento do espelho d'água (Foto: Letícia Braga).	101
Figura 51 - Geometria em planta (A) e secção transversal (B) de bacia utilizada por adaptado de Nieber <i>et al.</i> (1993) <i>apud</i> Simmers (1997).	104
Figura 52 – Classe de solos para as dolinas Santana e Pedro Moura segundo classificação regional do CETEC (1983).	110
Figura 53 - Perfil topográfico e pedológico da dolina Santana a partir dos dados de topografia das imagens SRTM.	111
Figura 54 - Perfil topográfico e pedológico da dolina Pedro Moura a partir dos dados de topografia das imagens SRTM.	111
Figura 55 - Mapeamento pedológico das dolinas Santana e Pedro Moura em planta. Imagem Google (jun/2010).	112
Figura 56 - Trincheira do Vertissolo Hidromórfico no fundo da dolina Santana marcado pela presença de estruturas de fricção destacadas (Foto Letícia Braga – Setembro 2009).	113
Figura 57 - Mosqueados em meio ao solo acinzentado no horizonte glei do vertissolo (Foto: Letícia Braga – Setembro 2009).	113
Figura 58 - Gretas de contração em Vertissolo na dolina Santana (Foto: Letícia Braga – Setembro 2009).	114
Figura 59 - Superfície rachada em Vertissolo na dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga –Setembro 2009).	114
Figura 60 - Cambissolos Háplicos bastante arenoso em Média Vertente nas Faz.Santana (esq.) e Pedro Moura (dir.) (Foto: Letícia Braga, 2010).	115
Figura 61 – Gráfico Ternário para Grupamento de Classes de Textura representativo para a Dolina Santana.	117
Figura 62 - Gráfico Ternário para Grupamento de Classes de Textura representativo para a Dolina Pedro Moura.	117
Figura 63 - Perfil Granulométrico representativo para a vertente leste da Dolina Santana.	118
Figura 64 - Perfil Granulométrico representativo para a vertente oeste da Dolina Pedro Moura.	118
Figura 65 - Gráfico com o resultado do ensaio de permeabilidade da dolina Santana por setor utilizando o método de Anéis Duplos Concêntricos.	122
Figura 66 - Gráfico com o resultado do ensaio de permeabilidade da dolina Pedro Moura por setor	123

utilizando o método de Anéis Duplos Concêntricos.

Figura 67 - Gráfico do comportamento no nível d'água durante o ensaio do Slug Test na dolina Santana.	124
Figura 68 – Gráfico do decaimento do nível d'água H/Ho semi-logarítmo versus tempo na dolina Santana.	124
Figura 69 – Gráfico do comportamento no nível d'água durante o ensaio do Slug Test na dolina Pedro Moura.	126
Figura 70 – Gráfico do decaimento do nível d'água H/Ho semi-logarítmo versus tempo na dolina Pedro Moura.	126
Figura 71 – Gráfico do monitoramento hidrológico da dolina Santana.	131
Figura 72 – Gráfico do monitoramento hidrológico da dolina Pedro Moura.	132
Figura 73 – Correlação cruzada entre pluviometria acumulada diária e nível d'água do poço de monitoramento para a dolina Santana.	133
Figura 74 - Correlação cruzada entre pluviometria acumulada diária e nível d'água do poço de monitoramento para a dolina Pedro Moura.	134
Figura 75 - Balanço Hídrico Decencial na dolina Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	135
Figura 76 - Extrato do balanço hídrico decencial em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	136
Figura 77 - Gráfico de Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	137
Figura 78 - Balanço Hídrico Decencial na dolina Pedro Moura de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	138
Figura 79 - Extrato do balanço hídrico decencial em Pedro Moura de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	139
Figura 80 - Gráfico de Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.	139
Figura 81 - Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.	143
Figura 82 - Extrato do Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.	143
Figura 83 – Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição Hídrica do Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.	144
Figura 84 – Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.	145
Figura 85 - Extrato do Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.	145
Figura 86 – Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição Hídrica do Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.	146

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Classificações das dolinas por diversos autores. Fonte: Whaltam (2005).	14
Tabela 02 – Estações Hidrológicas. Fonte: Velásquez et al. (2009).	53
Tabela 03 - Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí (Martinez, 2007).	62
Tabela 04 - Amostragem da dolina Santana por setor. Em verde as amostras analisadas em laboratório.	86
Tabela 05 - Amostragem da dolina Pedro Moura por setor. Em verde as amostras analisadas em laboratório.	87
Tabela 06 - Macroporosidade do solo, valores de α .	92
Tabela 07 - Porosidade efetiva de alguns materiais (adaptado de Rebouças et al, 2006).	108
Tabela 08 - Grupamentos Texturais (EMBRAPA, 2006).	116
Tabela 09 - Classificação dos solos quanto à permeabilidade (adaptado de ESPINHA MARQUES et. al, 2009).	119
Tabela 10 - Permeabilidade das dolinas por setor utilizando o Permeâmetro de Guelph.	120
Tabela 11 - Síntese dos resultados de permeabilidade do solo e condutividade hidráulica das dolinas Santana e Pedro Moura em cm/s.	127
Tabela 12 - Período de Monitoramento dos Pluviógrafos.	130
Tabela 13 - Período de Monitoramento dos Divers Transdutores Medidores de Nível d'água.	130
Tabela 14 - Evaporação, Pluviometria, Excedente Hídrico e Recarga nas Dolinas Santana e Pedro Moura pelo método do Balanço de um ano Hidrológico em mm.	141
Tabela 15 - Evaporação, Excedente Hídrico e Recarga nas dolinas Santana e Pedro Moura pelo método do Balanço Hídrico Reduzido ao tempo de medição com os divers, em mm.	147
Tabela 16 - Comparação da Recarga entre os métodos de Balanço Hídrico de Um Ano Hidrológico e Balanço Hídrico Reduzido ao tempo de medição com divers transdutores para as dolinas Santana e Pedro Moura.	148
Tabela 17 - Resultados dos métodos de Balanço Hídrico e de Variação do nível d'água para um ano hidrológico.	150

RESUMO

A recarga localizada a partir de dolinas em regiões áridas e semiáridas assume importância na recarga de aquíferos cárstico-fissurais, uma vez que essas estruturas geomorfológicas favorecem a concentração de água de escoamento superficial. A área de estudos, sub-bacias do Rio Verde Grande nos municípios de Verdelândia e Varzelândia, insere-se no clima semiárido (P média regional = 790 mm), sendo fortemente marcada pela presença de dolinas instaladas na sequência carbonática-pelítica neoproterozóica do Grupo Bambuí. A fim de compreender os processos desse tipo de recarga e quantificá-la na área de estudo, selecionaram-se na área duas dolinas a partir da identificação automatizada em ArcGis, nas quais procedeu-se ao seguinte roteiro metodológico: caracterização textural do solo em campo e granulométrico em laboratório; ensaios de infiltração do solo pelos métodos permeâmetro de Guelph, infiltrômetros de anéis duplos; avaliação da permeabilidade do aquífero/aquíclodo do fundo da dolina por slug test; monitoramentos automatizados da pluviometria e do nível d'água; balanço hídrico e estimativa da recarga pelos métodos balanço hídrico e variação do nível d'água. O tratamento dos dados envolveu a análise estatística de Função de Correlação Cruzada entre os dados de pluviometria e o N.A. da água subterrânea no fundo das dolinas. Os resultados apontam valores de recarga entre 8% e 13% da precipitação e permitem inferir o seu importante papel na recarga aquífera do tipo localizada.

Palavras-Chave: Dolinas. Recarga localizada. Semiárido. Aquífero cárstico. Balanço hídrico.

ABSTRACT

The localized recharge from sinkholes in arid and semiarid regions assumes importance in the recharge of karst-fractured aquifers, since these geomorphological structures favor the concentration of runoff water. The study area, sub-basins of the Verde Grande River in the cities of Verdelândia and Varzelândia, falls within the semiarid climate (790 mm/year), being strongly marked by the presence of sinkholes installed in the Neoproterozoic carbonate-pelitic sequence of the Bambuí Group. In order to understand the processes of this type of recharge and quantify it in the study, two sinkholes were selected in the area from the automated identification in ArcGIS, in which the following methodological route was taken: textural characterization of soil field and grain size in laboratory; testing of soil infiltration by Guelph permeameter methods, double ring infiltrometers; evaluation by slug test of permeability of aquitard/aquiclude from the bottom of the sinkhole; automated monitoring of rainfall and water level; hidric balance and estimated recharge by the water balance and water level variation methods. Data analysis involved the statistical analysis of Cross-Correlation Function between the data of rainfall and groundwater level from the bottom of sinkholes. The results indicate recharge values between 8% and 13% from precipitation and allow us to infer its important role in aquifer recharge of localized type.

Keywords: Sinkholes. Recharge localized. Semiarid. Karst aquifer. Hidric balance.

1. INTRODUÇÃO

Para que ocorra a recarga de água subterrânea a quantidade de água que entra no sistema deve ser superior àquela que é perdida. Como em regiões áridas a taxa de evapotranspiração supera a taxa de precipitação nos cálculos tradicionais do balanço hídrico, dificilmente os resultados demonstram a recarga do aquífero.

Entretanto, estudos mostram que mesmo com essas condições adversas é possível ocorrer algum tipo de recarga subterrânea. Isso porque o ambiente árido não é homogêneo, existindo significativa variação espacial e temporal das condições de precipitação e infiltração.

Por isso, em regiões áridas o estudo da recarga localizada é de fundamental importância e a sua investigação demanda um conhecimento em escala detalhada, tendo-se em consideração que os efeitos da topografia, solo, clima e vegetação são bastante determinantes nesse processo.

O uso da água subterrânea é de importância fundamental para satisfazer às necessidades da expansão urbana, industrial e agrícola em regiões (semi)áridas. Quantificar a taxa real de recarga é, portanto, crucial para uma gestão eficiente dos recursos de águas subterrâneas nessas regiões (SIMMERS, 1997). Ademais, é comum se encontrar nesse ambiente climático um comprometimento da potabilidade das águas, sobretudo a subterrânea, principalmente pela elevada salinização ou alguma outra anomalia, que frequentemente são de origem natural, em sua composição.

A área de estudo se localiza parcialmente nos municípios de Verdelândia e Varzelândia, norte de Minas Gerais e se enquadra no domínio do clima semiárido (789,8 mm/ano). Situada sobre um relevo cárstico desenvolvido na sequência pelito-carbonáticas do Grupo Bambuí, a região é fortemente marcada pela presença das dolinas - depressões fechadas circulares ou elípticas que se formam na superfície, em função da dissolução de rochas solúveis, normalmente em subsuperfície.

Na área de estudos, localizada na região Norte de Minas, a água subterrânea é amplamente utilizada. Localmente, porém, em Verdelândia e Varzelândia, a sua qualidade compromete a potabilidade devido à elevada salinidade e ou concentração de fluoreto acima de 1,5mg/L

de acordo com o Ministério do Meio Ambiente (BRASIL, 2011¹). Estudos geológicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos anteriores apontam que tais anomalias de fluoreto estão relacionadas à dissolução da fluorita que ocorre principalmente nos veios calcíticos dos calcários do Grupo Bambuí; e também que as concentrações mais elevadas ocorrem na porção semiárida, com registro de maior concentração regional - 11 mg/L no município de Verdelândia (VELÁSQUEZ *et al.*, 2003, 2006, 2007a, 2007b).

Embora as fontes litológicas do flúor para água tenham sido esclarecidas, a dinâmica de alimentação desses fluxos subterrâneos demanda conhecimento. A realização desse estudo contribui para caracterizar e quantificar o fluxo da água subterrânea que é incorporada ao aquífero a partir da infiltração em superfície.

A baixa pluviosidade da região do Norte de Minas, conjugada com temperaturas elevadas e grande insolação, contribui para uma condição de *déficit* hídrico significativo (SILVA *et al.*, 2008). A região se caracteriza por apresentar dois períodos climáticos marcantes: um seco, praticamente sem chuvas, de maio a outubro, e um chuvoso, de novembro a abril, sendo comuns precipitações de grande intensidade, resultando em elevados volumes de escoamentos superficiais (VELÁSQUEZ *et al.*, 2009).

Pressupõe-se, assim, que para a área de estudos uma das formas de recarga mais significativas seria a do tipo localizada, através do grande número de dolinas que marcam a paisagem da região, garantindo a continuidade do aporte do recurso hídrico subterrâneo. Comprovar tal hipótese, por sua vez, impulsionaria a possibilidade de se tomar medidas importantes na manutenção das condições de infiltração através destas feições de absorção cárstica, através da preservação ambiental.

Este trabalho insere-se no projeto FAPEMIG (PROCESSO Nº. CRA – 220 PPM-00070-08): “Ênfase no estudo da recarga aquífera no projeto Processos geradores de concentração anômala de fluoreto na água subterrânea em região semiárida: estudo de caso em aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí em Verdelândia, Minas Gerais” que foi executado pela Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG e pelo Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear - CDTN.

¹ Ministério da Saúde - Portaria 2.914 de 12 de dezembro de 2011: Dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade.

2. OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho foi investigar a existência de recarga aquífera do tipo localizada através de dolinas existentes no domínio de rochas pelito-carbonáticas neoproterozóicas em duas sub-bacias do rio Verde Grande, nos municípios de Verdelândia e Varzelândia, Minas Gerais, sob clima semiárido.

Uma vez considerada tal infiltração, seguem os objetivos específicos:

- a) Caracterizar o processo sazonal da infiltração através das dolinas durante um ano hidrológico;
- b) Realizar o balanço hídrico; e
- c) Quantificar a recarga nas dolinas selecionadas.

3. JUSTIFICATIVAS

O uso de água subterrânea pela população da região do Norte de Minas é intenso, dada a baixa disponibilidade de recursos hídricos superficiais. Contudo, em alguns locais como nos municípios foco deste estudo - Verdelândia e Varzelândia - a qualidade dessa água é tida como imprópria para consumo humano devido à elevada concentração de fluoreto.

Para uma devida caracterização da evolução química da água subterrânea deve-se partir da caracterização quantitativa e qualitativa dos fluxos desde a infiltração. Visando esta análise, foi demonstrado, em estudos anteriores com uso de infiltrômetros, que a recarga do tipo direta nos topos de morro é dificultada na região, e que nenhuma resposta de água infiltrada naturalmente foi registrada (VELÁSQUEZ *et al.*, 2009; SILVA, 2011). Pressupõe-se assim, com base nos resultados anteriores e na bibliografia de referência, que a recarga pode estar ocorrendo localmente, por meio das dolinas e das fraturas abertas pela dissolução cárstica.

Por este motivo a compreensão de como ocorre a infiltração pelas dolinas ao longo do tempo justifica-se por contribuir para o entendimento da recarga do aquífero e da dinâmica hidrogeológica quantitativa e qualitativa na região da área de estudo.

4. EMBASAMENTO TEÓRICO

4.1- Sistemas Cársticos

4.1.1.- O Relevo Cárstico e a Origem das Dolinas

O carste² é o relevo gerado a partir da dissolução de rochas solúveis, como o calcário, o dolomito, o mármore, o sal e até mesmo o quartzito. As principais feições destas paisagens são as grutas, grandes nascentes, vales secos, dolinas e a presença da drenagem subterrânea. Estes ambientes são caracterizados por um fluxo eficiente de águas subterrâneas através de condutos que vão se tornando maiores à medida que vão sofrendo dissolução. De forma geral, a água em áreas cársticas infiltra rapidamente para o subsolo pelas zonas de recarga, e, em seguida fluem através das redes de condutos até a superfície em zonas de descarga (JONES *et al.*, 2003).

São em áreas onde afloram as rochas carbonáticas, que existe o maior potencial para ocorrência do relevo cárstico, pois possuem solubilidade altíssima. Elas são aquelas definidas como tendo mais de 50% do seu peso em minerais de carbonato, embora esta proporção geralmente seja superior a 90%. De acordo com Waltham *et al.* (2005) os dois principais minerais de carbonato são a calcita (CaCO_3) e a dolomita ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$). Quaisquer frações de mineral não carbonato encontradas nas rochas carbonáticas são geralmente minerais de argila ou sílica, deixados para formar o solo residual durante o intemperismo.

Áreas em que o calcário aflora têm potencial para o desenvolvimento do carste, essa rocha é considerada o grande indicador deste tipo de relevo. O calcário é a rocha sedimentar mais difundida do mundo (Figura 01), e é por isto que o carste é desenvolvido em algum grau em quase todos os países. Regiões notáveis onde ocorrem grandes áreas de terrenos cársticos densamente povoados são os EUA onde 40% das terras a leste do Mississipi é sustentada por algum tipo de rocha cárstica, o sul da China e o conjunto de países que uma vez constituíam a Iugoslávia (WALTHAM *et al.*, 2005).

² Com origem pré-indo-européia, a palavra *karst* significa terreno rochoso que se referia às características de um determinado local situado a nordeste da Itália e noroeste da Eslovênia, (SWEETING, 1972).

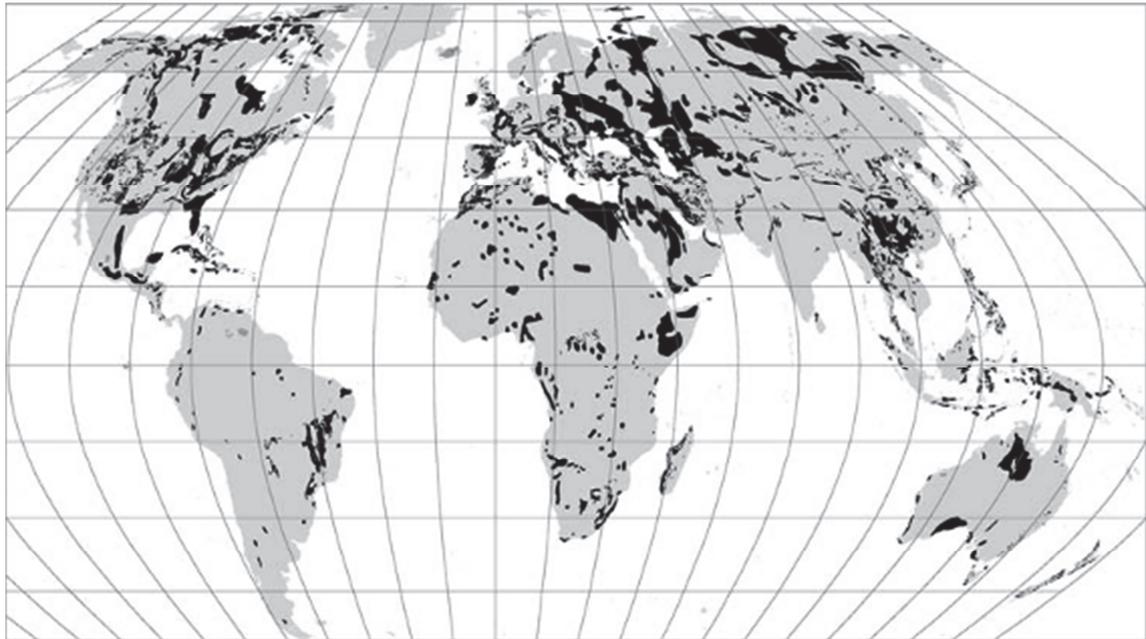


Figura 01 - A distribuição mundial do carste. As áreas pretas são as principais áreas de afloramento de calcário com potencial de desenvolvimento do carste. Fonte: Waltham *et al.* (2005).

A maior parte dos terrenos cársticos no Brasil é do Proterozóico, mas a idade do calcário no mundo é bastante variável visto que são do Ordoviciano na Pensilvânia, Carbonífero na Grã-Bretanha, Permiano na China, do Mesozóico na Europa e do Terciário na Malásia (WALTHAM *et al.*, 2005).

Os calcários são poligenéticos, alguns são de origem mecânica a partir de detritos de carbonato transportados, depositados e acumulados no local. Outros são formados por precipitados químicos ou bioquímicos ou na forma de depósitos orgânicos. Processos biológicos e bioquímicos são responsáveis pela produção de carbonatos detríticos, que se originam principalmente dos restos de conchas. Calcários alóctones podem exibir acamamentos, assim como os arenitos, já nos autóctones o processo de estratificação é pobre. Entretanto alguns calcários autóctones apresentam acamamentos estromatólicos, como nos corais (WALTHAM *et al.*, 2005).

As rochas conhecidas como dolomitos contêm elevadas proporções de mineral dolomita e são muito parecidos com os calcários em relação ao desenvolvimento do carste e a formação de feições cársticas.

Existe, contudo na literatura, uma indefinição sobre os critérios de se definir uma paisagem cárstica. Os estudos cársticos historicamente dizem respeito às rochas carbonáticas, o que

explica a forte tendência em se associar o termo a esta litologia. Porém, tendo em vista que o termo carste tem origem relacionada à morfologia e à drenagem subterrânea, Piló (1998) considera que o carste representa um conjunto de formas de relevo típicas do processo de dissolução da rocha, seja ela carbonática ou não.

Nas últimas décadas são cada vez mais constantes, em abrangência mundial, estudos sobre o tema desenvolvidos em rochas não carbonáticas, como o quartzito e o itabirito (minério de ferro), que se assemelham ao *carste clássico* (GALÁN, 1991; CORRÊA, NETO 1997; WRAY, 1997; DOERR, 1999; FABRI, 2011). O aparecimento do carste, desta forma, pode ocorrer em lugares com características geológicas bastante diferentes, tendo mais destaque os fatores hidrogeológicos. Mesmo quando o carste encontra-se enterrado sob outras rochas e/ou sedimentos, os *paleocarstes*, podem proporcionar o mesmo efeito da paisagem cárstica na superfície (JONES *et al.*, 2003).

Desta forma, com a evolução nos estudos no tema, a definição hoje mais aceita nos grupos de estudo do tema é de que não apenas a rocha carbonática é capaz de desenvolver o relevo cárstico e/ou possuir características da hidrogeologia cárstica. Apesar da rocha carbonática possuir o maior potencial para desenvolver a paisagem cárstica através da dissolução, outras litologias também são capazes de desenvolvê-lo com a mesma gênese. Adiciona-se ainda à definição de paisagem cárstica, àquela que reflete a dissolução de rochas sotopostas, formando feições cársticas na superfície, como no caso do carste enterrado.

As propriedades litológicas e petrográficas relacionadas à dissolução exercem influência marcante na gênese dessas paisagens. Apesar disto, a parte estrutural também é de fundamental importância, tendo em vista que funciona como guia inicial dos processos de dissolução (PILÓ, 1998).

A porosidade também é elemento de destaque dividindo-se em primária e secundária. A porosidade primária é aquela intergranular, formada durante a diagênese. Tendo em vista que os calcários no Brasil apresentam-se de forma maciça, não permitindo uma eficiente circulação hídrica por entre os grãos, não sendo, deste modo, de grande importância. Por outro lado a porosidade secundária, formada pós-diagênese, representada pelas juntas, fraturas, acamamentos, falhas e outras descontinuidades, são de real importância no desenvolvimento cárstico (JONES *et al.*, 2003; PILÓ, 1998) e presente de forma mais marcante nas rochas brasileiras.

As propriedades mecânicas dos calcários antigos e bem litificados são bem vastas podendo ter uma “Inconfina Resistência a Compressão” – UCS na sigla em inglês - variando de 30-100 MPa³ para rocha intacta (WALTHAM e FOOKES, 2003 *apud* WALTHAM *et al.*, 2005). Na maioria das cavernas, sumidouros e outras formas cársticas em rochas mais fortes, com UCS > 60 MPa, peso unitário 2,6kN/m³ e porosidade primária < 2%, o fluxo das águas subterrâneas e a dissolução se concentram em fraturas criando os condutos. Calcários de força moderada, com o UCS em torno de 30 MPa, peso unitário em torno de 2,3 kN / m³ e porosidade primária > 10%, têm uma proporção maior do fluxo difuso das águas subterrâneas, assim suas fissuras não são tão rapidamente alargadas, após a dissolução. Estes incluem os calcários do Jurássico da Inglaterra, em Cotswold Hills, onde o carste cavernoso é significativamente menor e com menos vazios do que no calcário Carbonífero da Grã Bretanha. Ou seja, nas rochas mais fortes, com menor porosidade, o fluxo de água subterrânea se concentra nas fraturas possibilitando o alargamento das fissuras, já as rochas com maior porosidade, predomina o fluxo subterrâneo difuso e é menor desenvolvimento da carstificação.

Os argilominerais e a sílica são as impurezas mais comuns em rochas carbonáticas. Em calcários com mais de 20-30% de argila são elaborados os carstes inibidos (FORD & WILLIAMS, 1989). De acordo com Piló (1998), quando a sílica excede 20%, o conjunto dos processos cársticos é pouco desenvolvido.

Desta forma, são fatores muito importantes para o desenvolvimento do carste, além da litologia e petrografia marcada por rochas com boa capacidade de dissolução, a presença de feições estruturais, a porosidade secundária e a pouca presença de impurezas.

A dissolução das rochas calcárias é determinada por complexas reações reversíveis entre a fase gasosa (gás carbônico), a fase líquida (ácido carbônico na água natural) e a fase sólida (mineral de ocorrência primária ou precipitado) (CHORLEY *et al.*, 1984 *apud* PILÓ, 1998).

De acordo com Piló (1998) a influência do clima na dinâmica e evolução do relevo cárstico tem sido alvo de debate nas últimas décadas. Corbel (1959) *apud* Piló (1998) destacou os climas frios como o mais aptos à carstificação, em função da maior capacidade da água fria de absorver CO₂. Em defesa contrária Lehmann (1936) *apud* Piló (1998) privilegiou os

³ Mega Pascal = 1 milhão de Pascal = 10,1972 Kgf/cm³.

climas tropicais úmidos como os de maior desenvolvimento, em função da maior quantidade de CO₂ disponível, particularmente nos solos. Entretanto, o que todos concordam é que a quantidade de água tem sido considerada o principal fator climático para o desenvolvimento do carste. Por esta afirmativa, os ambientes tropicais úmidos teriam vantagens para o desenvolvimento do carste considerando a disponibilidade de água e de CO₂ no solo.

O relevo cárstico por sua vez vai desenvolvendo ao longo do tempo, criando características morfológicas próprias em cada estágio. Grund (1914) *apud* Piló (1998) identifica quatro fases evolutivas da paisagem cárstica, às quais outros autores também desenvolveram suas análises. Inicia-se pela fase *jovem* em que é notória a presença de dolinas isoladas inseridas em superfícies planálticas. Cvijic (1901) *apud* Piló (1998) ressalta a transformação dos vales fluviais em depressões fechadas, as dolinas. Logo após inicia-se a fase *adolescente*, em que o número de dolinas aumenta significativamente com início dos processos de colapso. Com o desaparecimento da superfície original pelo desenvolvimento de largas dolinas e uvalas⁴ chega-se à fase *madura*, em que é possível perceber a individualização de morros residuais. Os vales dos rios não se desenvolvem em um carste maduro, em vez disso a drenagem e a erosão fluvial se tornam centrípetos em direção aos sumidouros. Os sistemas de vales dendríticos e lineares são substituídos pela drenagem interna (WALTHAM *et al.* 2005). Por fim chega-se a fase *senil* da paisagem cárstica, constituída de morros residuais sobre uma superfície plana. De acordo com Cvijic (1901) *apud* Piló (1998) no estágio final ocorre o retorno dos vales normais entalhados em rochas impermeáveis, com morros calcários residuais. “Pela importância de seus trabalhos, J. Cvijic tem sido considerado a grande referência histórica da geomorfologia cárstica” (PILÓ, 1998). Piló afirma, entretanto que o desenvolvimento cárstico de uma região não passa necessariamente por estas fases aqui apontadas. No entanto percebe-se uma importância fundamental na análise do estágio do desenvolvimento do carste a evolução das drenagens e a distribuição e desenvolvimento das dolinas.

Cvijic (1901) *apud* Piló (1998) já reconhecia a origem do relevo cárstico nas rochas solúveis e tendo a água acidulada como o principal agente geomorfológico. As águas subterrâneas já eram consideradas importantes na formação do relevo, abrindo uma discussão importante sobre a questão do nível de base nos sistemas hidrológicos cársticos

⁴ Feição que possui a sua formação pela coalescência de dolinas – vide Figura 6 a frente.

(GRUND, 1914 *apud* PILÓ, 1998). Em meados da década de 1930, Lehmann (1936) *apud* Piló (1998) estudou a circulação da água subterrânea nas juntas e fraturas da rocha calcária e sua relação com as morfologias do relevo superficial.

Atualmente o estudo mais usual das formas cársticas se divide em exocarste, epicarste e endocarste.

Para Ford & Williams (1989) o *exocarste*, palavra denominada por Bögli (1978), trata-se do conjunto morfológico do carste de superfície. Com uma grande variedade de tipologias é possível identificar as formas mais típicas do modelado, em que se destacam as dolinas, *polijes*⁵, maciços rochosos, *lapiás*⁶ e vales cegos⁷.

O *epicarste*, ou zona subcutânea (WALTHAM *et al.*, 2005), é a porção entre a rocha e a cobertura inconsolidada adjacente, que contém uma porção de fissuras posteriormente desenvolvidas por processos cársticos. Esses materiais encontram-se em contato direto com a rocha subjacente, influenciando a circulação hídrica interna (FORD & WILLIAMS, 1989).

Para Bögli (1978) o termo *endorcaste* constitui a zona subterrânea em que se desenvolvem formas cársticas. Nelas estão incluídos os condutos subterrâneos e seus depósitos, sejam eles químicos, clásticos ou orgânicos. O controle principal da origem das cavernas está condicionado à estrutura da rocha e sua relação geográfica entre a área de recarga e de descarga hídrica (FORD & WILLIAMS, 1989).

O termo dolina – feição típica do exocarste - é uma palavra eslovena, que significa relevo negativo, forma bastante presente nas regiões de calcário deste país. O termo entrou na literatura através dos escritos de Cvijić (1893) *apud* WALTHAM *et al.* (2005), e atualmente o termo é aceito entre geomorfólogos todo o mundo (WALTHAM *et al.*, 2005).

As dolinas são muitas vezes utilizadas como diagnóstico de um terreno cárstico. Suas bordas encontram-se circundadas por terrenos mais elevados, de modo que não exista nenhuma saída de drenagem à jusante. Entretanto, depressões fechadas podem ser criadas

⁵ *Polijes* ou *Poljés*: Grande depressão cárstica de base plana, drenagem cárstica e vertentes abruptas na periferia, entendidas como formas negativas do terreno originadas pela dissolução de centenas de quilômetros (Sweeting, 1972).

⁶ *Lapiás* ou *lapiés* ou *karren*: Pequenos sulcos ou canalículos na rocha, indo desde a ordem milimétrica ao tamanho máximo de 5 metros (Ford & Williams, 1989).

⁷ Vales cegos: Vale fechado em que a drenagem se torna subterrânea

por tectônica, por glaciares, deflação eólica nos desertos de areia e também podem ocorrer crateras causadas por vulcões em rochas vulcânicas, que não são cársticas. De acordo com Waltham *et al.*, (2005), todas estas formas, independente da gênese ou contexto climático, podem ser consideradas dolinas.

Como definição, Sweeting (1972) considera as dolinas como depressões fechadas de pequenas ou moderadas dimensões, podendo ocorrer em forma cônica, com paredes rochosas ou com vegetação. Em planta costumam ser circulares ou elípticas. Elas são consideradas as formas mais particulares do exocarste (CVIJIC, 1893 *apud* PILÓ, 1998). Podem atingir de poucos a centenas de metros de profundidade por várias centenas de metros de diâmetro (SWEETING, 1972).

Pelo Manual Técnico de Geomorfologia, IBGE (2009), dolinas são depressões fechadas de forma oval ou arredondada, de bordas íngremes e fundo chato, podendo conter lagoas com argilas de descalcificação ou outros materiais de preenchimento resultantes da dissolução. Ocorrem em áreas de rochas carbonáticas, principalmente calcários e dolomitos solúveis, dispostas em camadas espessas, pouco dobradas e fraturadas, submetidas a sistemas morfognéticos úmidos atuais ou pretéritos.

Embora o IBGE esteja considerando como dolinas apenas àquelas depressões de origem cárstica, ou seja, resultado da dissolução de rochas, a definição de dolina para os grandes autores é que ela não é uma morfologia exclusiva do relevo cárstico, embora sua presença neste ambiente seja marcante.

As dolinas são desenvolvidas por um conjunto de processos inter-relacionados, incluindo a dissolução do substrato, o colapso da rocha, a lavagem do solo e o colapso deste solo. Qualquer um desses processos podem dar origem a uma dolina (Figura 02).

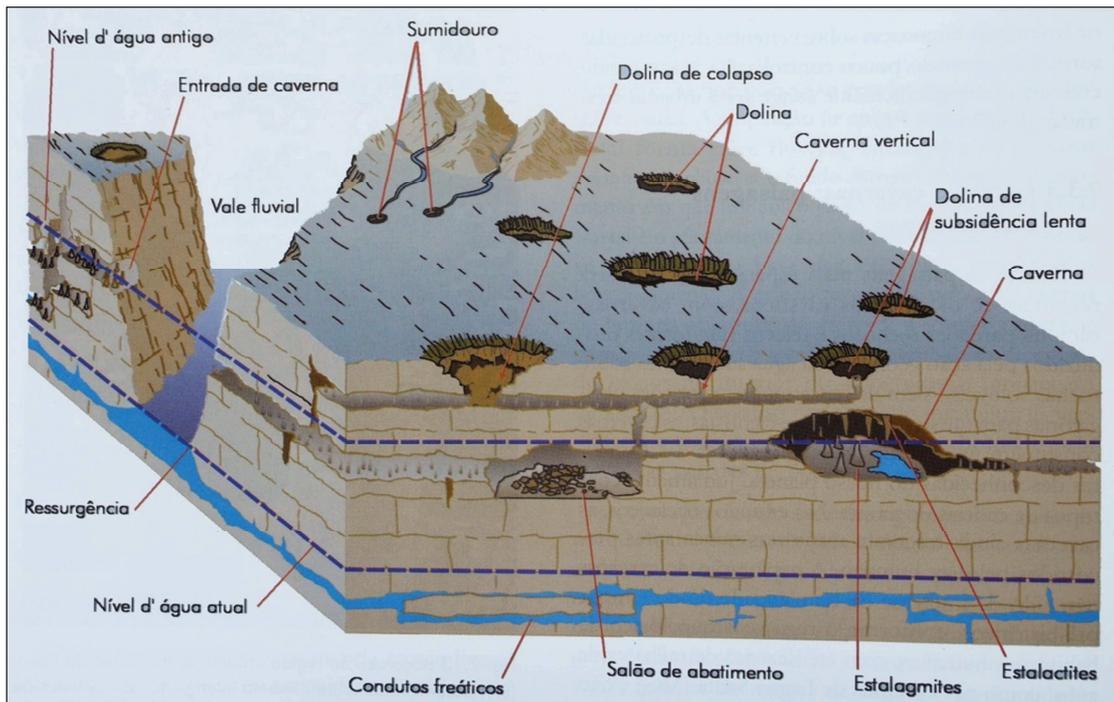


Figura 02 - Bloco diagrama dos processos relacionados aos dolinamentos. Fonte: Karmann (2000).

A classificação básica das dolinas tem seis tipos principais e são relacionados com os processos que estão por trás do desenvolvimento de cada uma. As características principais estão apresentadas na Figura 03. Esta classificação de Whaltam *et al.* (2005) foi apoiada, entretanto, em antecessores descritos na Tabela 01.

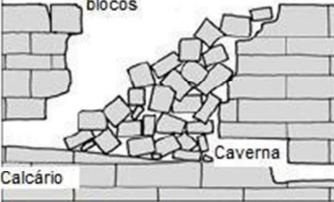
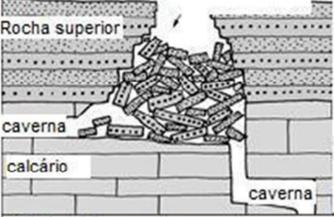
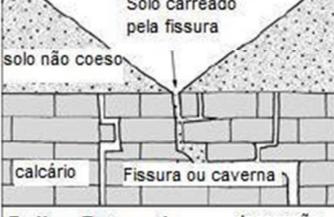
<p>Dolina de dissolução</p> <p>Alargamento das fissuras</p> <p>Corrosão da superfície Pequenos Colapsos</p>  <p>Calcário</p> <p>Caverna ou fissura</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Superfície rebaixada por dissolução</p> <p>Calcários, dolomitos, gipsitos</p> <p>Mais de 20.000 anos</p> <p>Mais de 1.000 m de diâmetro por 100 m de profundidade</p> <p>Fissuras e drenos de cavernas devem existir por baixo do assoalho</p> <p>Dissolução, cockpit, dolina</p>
<p>Dolina de colapso</p> <p>Queda de blocos</p>  <p>Calcário</p> <p>Caverna</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Queda do teto da caverna subjacente</p> <p>Calcários, dolomitos, gipsitos, basaltos</p> <p>Extremamente raro e rápido o rompimento</p> <p>Mais de 300 m de diâmetro e 100 m de profundidade</p> <p>Chão instável, falha no teto da caverna</p> <p>Colapso da caverna, cenote</p>
<p>Dolina caprock</p> <p>Colapso</p>  <p>Rocha superior</p> <p>caverna</p> <p>calcário</p> <p>caverna</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Fratura em rocha insolúvel acima de uma caverna em rocha solúvel</p> <p>Qualquer rocha acima de calcário, dolomito e gipsita</p> <p>Raros eventos, desenvolvida em mais de 10.000 anos</p> <p>Mais de 300 m de diâmetro por 100 m de profundidade</p> <p>Chão instável</p> <p>Colapso subjacente, carste em interestrato</p>
<p>Dolina dropout</p> <p>Colapso do solo</p>  <p>Solo coeso</p> <p>calcário</p> <p>fissura ou caverna</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Colapso do solo acima de cavidade formada pela rocha original</p> <p>Solo coeso sobreposto à calcários, dolomitos e gipsista</p> <p>Em minutos cobrindo a cavidade formada durante meses ou anos</p> <p>Mais de 50 m de diâmetro e 10 m de profundidade</p> <p>O principal ameaça são fraturas em solos cobrindo o carste</p> <p>Subsidência, colapso de cobertura, aluvial</p>
<p>Dolina suffosion</p> <p>Solo carregado pela fissura</p>  <p>solo não coeso</p> <p>calcário</p> <p>Fissura ou caverna</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Solo é carregado para dentro das fissuras da rocha</p> <p>Solos não coesos acima de calcários, dolomitos e gipsitos</p> <p>Subsidência dura de meses à anos</p> <p>Mais de 50 m de diâmetro por 10 m de profundidade</p> <p>Lenta subsidência durante anos</p> <p>Subsidência, colapso de cobertura, aluvial</p>
<p>Dolina Enterrada</p> <p>depressão</p>  <p>solo</p> <p>calcário</p> <p>caverna ou fissura</p>	<p>Processo de formação</p> <p>Tipo de rocha</p> <p>Velocidade de formação</p> <p>Tamanho máximo típico</p> <p>Indícios</p> <p>Outro nome usual</p>	<p>Dolina em rocha coberta posteriormente por solo</p> <p>Depressão em calcário, dolomito e gipsisto</p> <p>Feição estável geologicamente, mais de 10.000 anos</p> <p>Mais de 300 m de diâmetro por 100 m de profundidade</p> <p>Subsidência local em cobertura cercada por rochas estáveis</p> <p>Preenchida, compactada ou paleodolinas</p>

Figura 03 - Classificação básica das dolinas e suas características. Fonte: Whaltam *et al.* (2005). Tradução nossa.

Tabela 01 - Classificações das dolinas por diversos autores. Fonte: Whaltam (2005)⁸.

Waltham <i>et al.</i> (2005)	Dissolução	Colapso	Caprock	Dropout	Suffosion	Enterrada	
				Subsidência			
Williams (2004)	Dissolução	Colapso	Colapso caprock	Dropout	Suffosion	Enterrada	
Lowe and Waltham (2002)	Dissolução	Colapso	Caprock	Dropout	Suffosion	Enterrada	
Ford and Williams (1989)	Dissolução	Colapso			Suffosion	-	
White (1988)	Dissolução	Colapso	-	Colapso de cobertura	Subsidência de cobertura	-	
Culshaw and Waltham (1987)	Dissolução	Colapso	-	Subsidência		Enterrada	
Beck and Sinclair (1986)	Dissolução	Colapso			Colapso de cobertura	Subsidência de cobertura	-
Jennings (1985)	Dissolução	Colapso	Colapso subjacente	Subsidência		-	
Bögli (1980)	Dissolução	Colapso (rápido) / Subsidência (lento)		Aluvial		-	
Sweeting (1972)	Dissolução	Colapso	Dissolução e subsidência	Aluvial		-	
Outros termos em uso	Cockpit	Colapso de cobertura Tiankeng Tumor Cenote Abatimento	Colapso interestratal Breccia pipe	-	Shakehole Ravelling	Preenchida Compactação Pipe	

Waltham *et al.* (2005) ainda afirmam que as dolinas podem ser classificadas em dois grupos de processos, sendo o primeiro o grupo das dolinas que se formam por dissolução e pequenos colapsos e o segundo grupo formado por sucessões de escorregamentos e colapsos. Cvijic (1893) *apud* Ford & Williams (1989) reconheceu a dissolução e o colapso

⁸ Tradução nossa.

para a formação das dolinas, embora tenham considerado que a maioria tenha uma origem predominantemente apenas por dissolução. Abaixo serão descritas as dolinas em quatro grandes classes, que se relacionam com os estes grupos.

a) Dolinas de dissolução

As dolinas de dissolução são aquelas depressões formadas a partir de dissoluções em estruturas das rochas (PILÓ, 1998). Ocorrem em afloramentos de rochas solúveis, sem cobertura de solo significativa. As dolinas de dissolução de vários formatos e tamanhos dominam o relevo cárstico (WALTHAM *et al.*, 2005).

Elas são formadas quando as águas superficiais e/ou a água do solo começa a dissolver a rocha sendo drenadas por fissuras ou cavidades. A dolina vai então aumentando em consequência da drenagem, que se torna centrípeta e maior no interior da depressão, favorecendo ainda mais a dissolução local. A água da chuva é drenada pelas várias fissuras expostas na superfície ou abaixo da cobertura do solo (WALTHAM *et al.*, 2005). Pode não haver nenhum sinal de drenagem superficial centrípeta, apesar disto, apenas a infiltração difusa já é capaz de aprofundar a dolina.

A dissolução pode ocorrer nas rochas quando expostas, rochas cobertas por qualquer tipo de solo e nas discontinuidades da rocha por entre as fissuras. Entretanto, a maioria da dissolução do solo ocorre no epicarste (KLIMCHOUK 2000 *apud* WALTHAM *et al.*, 2005).

A superfície do epicarste vai se tornando cada vez mais fissurada e chegam a se formar blocos separados. Nestes blocos com dimensões de cerca de 1 metro, ocorrem pequenos colapsos que ampliam as fissuras e as cavidades. É por este motivo que todas as dolinas de dissolução envolvem elementos de colapsos em sua evolução. A remoção do calcário pela dissolução é acelerada com os alargamentos das fissuras permitindo o aumento da infiltração que se concentra no centro das dolinas pelo fluxo centrípeta. (Figura 04) (WILLIAMS, 1983, Williams 1985 *apud* Waltham *et al.*, 2005).

Os tamanhos e formas destas dolinas variam muito, em geral variam de 20-200 m de diâmetro. Entretanto algumas podem chegar a bem mais que 1.000 m de diâmetro. As profundidades das dolinas variam de 1 m a mais de 100 m. O perfil dessas dolinas também varia muito, ora ocorrem formas mais suaves, ora formas mais íngremes. A água da chuva

que se infiltra pelas encostas e no fundo da dolina formam um perfil de dolinas mais suavizado, “como de um pires”. Em regiões com maior pluviosidade a água escoar sobre a superfície do solo ou rocha para um ponto central, neste caso a dolina desenvolve um perfil mais íngreme, cônico (WALTHAM *et al.*, 2005).

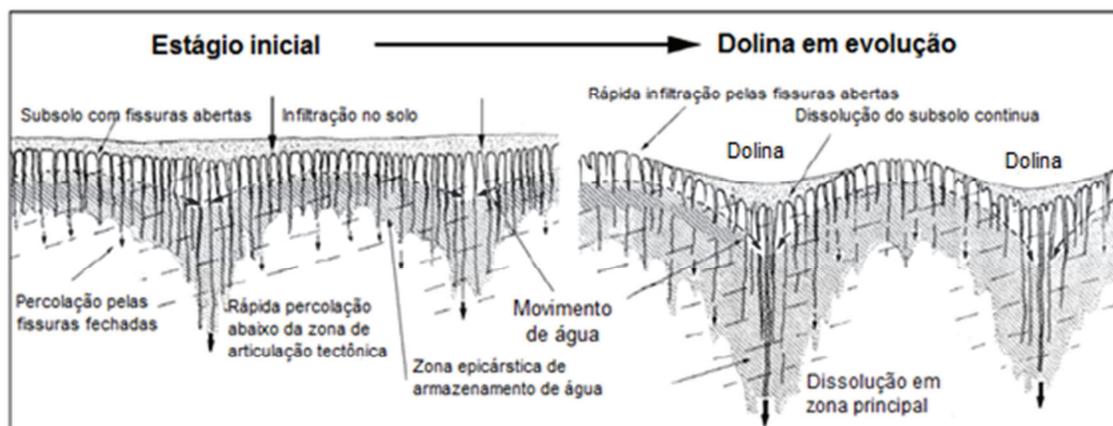


Figura 04 - Desenvolvimento das dolinas de dissolução. Fonte Waltham *et al.* (2005). Tradução nossa.

Em regiões com o carste maduro ocorrem as dolinas de dissolução ao longo dos vales. Com a evolução do carste, as dolinas vão se expandindo e os sistemas de vales vão sendo destruídos, entretanto o modelo linear das dolinas pode revelar os padrões dos vales ancestrais.

Depressões com paredes muito íngremes ou até mesmo verticais são formadas pela dissolução cárstica em rocha, onde normalmente córregos são drenados para sistemas de condutos subterrâneos. Eles são conhecidos como sumidouros (*sinks*, *swallow holes* ou *swallets*), mas são dolinas de dissolução *stritu sensu* (WALTHAM *et al.*, 2005).

Estes sumidouros podem drenar toda ou parte da drenagem nas superfícies das dolinas de dissolução. Podem também ser encontrados nas laterais de grandes dolinas ou até mesmo em vales ou encostas longe das dolinas. O diâmetro dos sumidouros aumenta pelo recuo da parede de dissolução, mas raramente ultrapassam os 10 m de diâmetro. Depressões maiores têm evoluído de colapsos progressivos das paredes, que podem ocorrer da fusão com depressões adjacentes, estas sim são efetivamente dolinas de colapso.

Dolinas de dissolução de grande porte são formações de longo prazo. Em alguns carstes, em altas altitudes, dolinas de alguns metros se desenvolveram dentro de um período de

10.000 anos, mas existem dolinas datadas com mais de um milhão de anos (WALTHAM *et al.*, 2005).

b) Dolinas de colapso, abatimento e caprock

Dolinas de colapso, dolinas de abatimento e dolinas *caprock* são originadas de fraturas, desagregação e colapso de rocha sem suporte. Elas variam de tamanho, mas poucas atingem mais de 100 metros de diâmetro. Os processos por trás dos colapsos estão extremamente ligados com a dissolução de rochas, que amplia as fraturas e fendas abertas, e por isso também ocorrem os processos de dissolução (WALTHAM *et al.*, 2005).

De acordo com Piló (1998), as dolinas de abatimento têm sua origem quando o teto ou paredes das cavernas localizadas abaixo da superfície sofrem colapsos. “Essas feições são consequência da maior dissolução em pontos da zona epicárstica ou do endocarste de montante, e o transporte de materiais móveis para essas zonas internas” (PILÓ, 1998). A partir daí são formados vazios e criação de um arco entre a rocha e o solo. O crescimento desta área faz com que se perca a sustentação e consequente abatimento.

As dolinas de colapso não são tão comuns, os eventos de colapsos naturais são bastante raros e o colapso final ocorre de forma quase instantânea (WALTHAM *et al.*, 2005).

c) Dolinas de subsidência, suffusion e dropout

As dolinas de subsidência ocorrem sob solos ou sedimentos móveis por cima da rocha sã que vão sendo introduzidos em estruturas de rochas cársticas, ocasionando subsidência de forma gradual (PILÓ, 1998).

Nestes tipos de dolinas o solo é rapidamente sugado por meio de cavidades, a rocha permanece estável enquanto o solo não. O efeito sobre a superfície do solo é rápida e causa severas subsidências localizadas, formando as depressões. Em solos não coesos o processo de subsidência tende a ocorrer ao longo de meses ou anos, os resultados são conhecidos como dolinas *suffusion* (WALTHAM *et al.*, 2005). Em solos coesos podem se desenvolver grandes vazios, que posteriormente entram em colapso e o abatimento da superfície do solo pode ser instantâneo, neste caso são as dolinas *dropout* (Figura 05) (WALTHAM *et al.*, 2005). Ambas as dolinas são agrupadas muitas vezes com a denominação de dolinas de

subsidência. Este grupo de dolinas costuma apresentar diâmetros que variam de 1 a 100 metros.

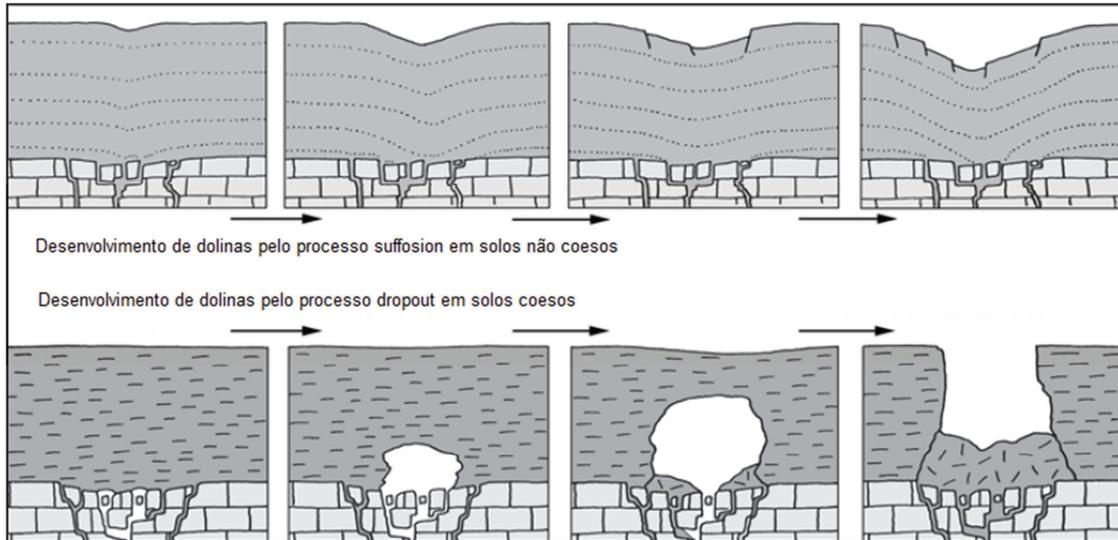


Figura 05 - Dolinas de subsidência em solos coesos e não coesos. Fonte Waltham *et al.* (2005). Tradução nossa.

d) Dolinas enterradas

Podem ocorrer em depressões cársticas de qualquer tipo, tamanho, forma, sendo total ou parcialmente preenchidas por sedimentos e/ou cobertura de solo, são conhecidas como dolinas enterradas. A maioria é originada de dolinas de dissolução, que sofreram ou não colapso, que posteriormente foram enterradas ou preenchidas por sedimentação induzidas pelas alterações climáticas ou ambientais. Possuem perfis suaves ou escalonados (WALTHAM *et al.*, 2005).

Os processos para a origem das dolinas em sistemas cársticos estão bastante interligados. Assim como as dolinas de dissolução envolvem elementos de colapso na sua evolução, as dolinas de colapso tem origem na dissolução. A predominância de um ou outro, ou ainda o tipo de material a ser drenado é que indicará qual a classificação mais apropriada para determinada dolina.

As dolinas, de forma geral, podem ser consideradas unidades hidrográficas elementares, assim como bacias hidrográficas. Seus sistemas de vertentes convergem as águas para o fundo das depressões, onde se encontram os pontos de absorção, e em seguida esta infiltra passando para o meio subsuperficial (PILÓ, 1998).

À medida que estas dolinas vão se desenvolvendo e coalescendo, são formadas as uvalas. De acordo com White (1988) *apud* Piló (1998) “as taxas de ampliação das depressões estariam diretamente relacionadas à eficiência do processo de realimentação hidrológica e ao desenvolvimento das rotas de drenagem subterrânea.” Ampliando-se a área de captação de água pluvial, aumentaria também o fluxo de água para uma mesma zona de infiltração, aumentando a corrosão e o aprofundamento das depressões, de forma cíclica e contínua (Figura 06).

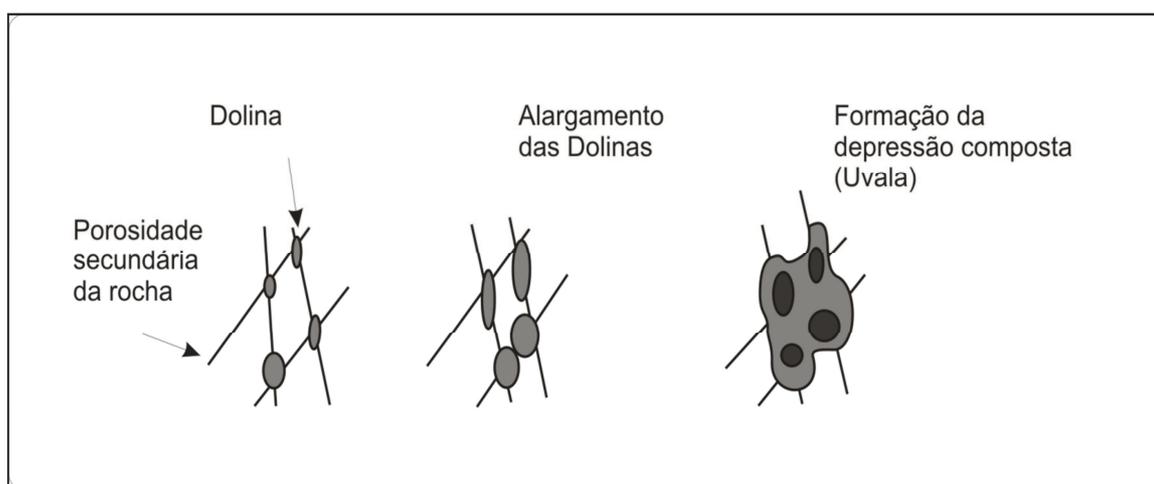


Figura 06 - Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de dolinas para uma uvala ou depressão composta. Baseado em White (1988) adaptado de Piló (1998).

Conforme foi descrito anteriormente, as dolinas também podem ser formadas a partir de vales fluviais, denominadas *valley sinks* (PILÓ, 1998). Inicialmente haveria uma drenagem superficial com nível freático raso. Surgiriam, a partir de então, sumidouros ou pontos de absorção que se instalariam na calha de drenagem e fazendo-se aprofundar o nível freático. A drenagem passa a possuir além de uma fase superficial outra subsuperficial e o desenvolvimento das dolinas. Estas dolinas também poderiam se desenvolver com a formação de uvalas (Figura 07).

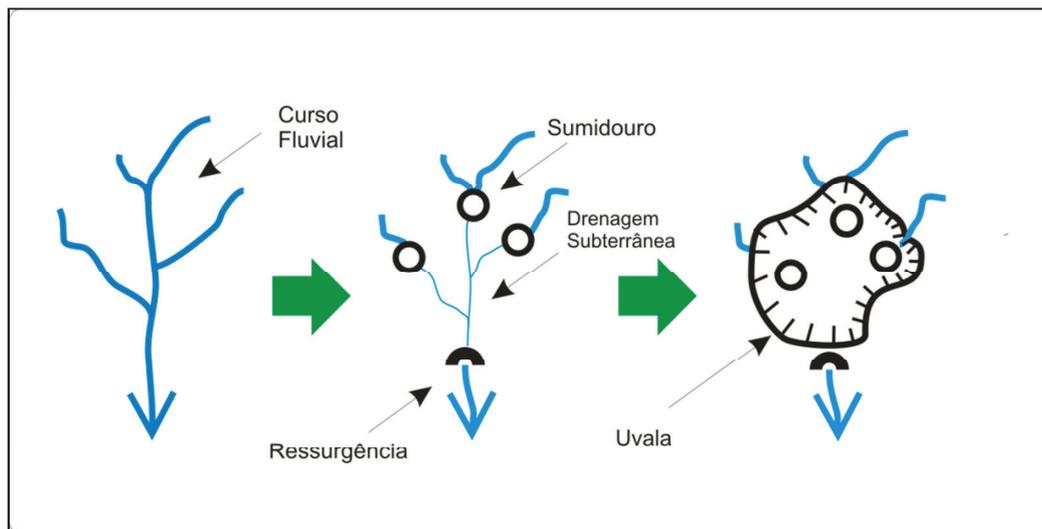


Figura 07 - Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de um sistema fluvial para um relevo de depressões compostas (uvalas). Baseado em White (1988) adaptado de Piló 1998.

Conforme foi intensamente reportado, a origem das dolinas é atribuída à circulação de água superficial para o subsolo em um processo contínuo de infiltração e alargamento do seu diâmetro. Assim, em toda formação de dolina houve a participação da água na sua elaboração, água que se infiltrou no subsolo e migrou para algum outro ponto do aquífero, sugerindo, desta maneira, uma circulação de água subterrânea naquele ponto onde ocorre a dolina.

Este processo contínuo de esculturação das dolinas pode, em certas condições, carrear material detrítico (como no caso das dolinas de *dropout* e *suffoussion*), principalmente argilas, para dentro das dolinas e em alguns casos obliterar os condutos subterrâneos e interromper a infiltração e a circulação de água no subsolo. Com isto, podem existir dolinas não ativas que não são boas como indicadores de ocorrência de água subterrânea. Adianta-se que a dolina obliterada, em determinadas circunstâncias, pode ser reativada e regenerar o processo de circulação de água subterrânea naquele ponto (COSTA & SILVA, 2008).

A classificação das dolinas como indicadoras de água subterrânea pode ser feita considerando-se o seu diâmetro, forma, grau de preenchimento por material detrítico, permeabilidade e a relação com as outras estruturas geológicas.

As dolinas com menor diâmetro sugerem menor grau de evolução da carstificação ou infiltração rápida da água para o subsolo. São muito difíceis as dolinas de pequeno

diâmetro encontrarem-se obstruídas por material argiloso o que facilita a circulação de água subterrânea.

Os grandes diâmetros das dolinas normalmente sugerem um grau de evolução e desenvolvimento maior e a grande possibilidade do preenchimento das cavidades do subsolo por argilas, como também a menor circulação de água subterrânea. Quando as dolinas apresentam grandes diâmetros e pequenas profundidades há possibilidade do seu desenvolvimento ter sido preferencialmente lateral formando uma pseudo carstificação superficial. É muito comum este tipo de dolina em camadas carbonáticas superficiais, de pouca espessura, sobrepostas a rochas pelíticas, onde são reduzidas as possibilidades de ocorrência de água no subsolo (COSTA & SILVA, 2008).

Ou seja, considerando que na dolina ocorrem os processos contínuos de infiltração e alargamento do seu diâmetro, as dolinas menores indicariam menor grau de evolução cárstica na superfície, entretanto pouca circulação de água para o meio subterrâneo. Em contrapartida, as dolinas maiores indicariam maior grau de evolução do exocarste em detrimento da diminuição da circulação subterrânea.

A forma das dolinas pode dar informações sobre a litoestrutura que ocorreram os processos de carstificação. As dolinas com formas elípticas, por exemplo, normalmente são relacionadas à fraturamentos anteriores das rochas nos quais esta dolina foi desenvolvida. O eixo maior da elipse corresponde à direção do fraturamento e, conseqüentemente, à direção do principal sistema de circulação de águas subterrâneas. Em menor proporção as formas elípticas são oriundas da instalação de dolinas ao longo da direção das camadas, naqueles casos onde as rochas carbonáticas apresentam fortes mergulhos. Em camadas horizontais é muito difícil a ocorrência de dolinas não relacionadas a fraturas.

As dolinas em gotas normalmente são sumidouros de água e a parte mais arredondada da gota é que está relacionada à circulação subterrânea das águas. É muito comum ocorrer dolinas desta forma nas zonas de recarga dos aquíferos (COSTA & SILVA, 2008).

As formas circulares são as mais comuns. No entanto, a análise individual de uma dolina com forma circular não permite identificar a direção preferencial de circulação das águas subterrâneas. A esta análise deve-se associar outras informações e interpretações hidrogeológicas.

A permeabilidade de uma dolina está relacionada com as suas condições de permitir a percolação das águas pluviais para o aquífero. Uma dolina é ativa quando toda a água que flui para o seu interior é transmitida facilmente para o seu subsolo por sumidouros ou através do seu material de preenchimento. Uma dolina ativa tem pouca capacidade de reter água na superfície (COSTA & SILVA, 2008).

A análise das dolinas no sistema cárstico pode contribuir para a compreensão da gênese e evolução deste sistema, bem como facilitar interpretações litoestruturais e de evolução de paisagens.

4.1.2 – O Aquífero Cárstico

A ciência do carste parte do conhecimento da morfologia cárstica, que estuda as formas e o modelado cárstico e sua evolução. Estes estudos podem mostrar as formas de absorção da água pela rocha calcária, onde começa então a “hidrogeologia cárstica” (LLOPIS LLADO, 1970).

A “água cárstica”, água circulante pelas rochas solúveis, é o agente de uma série de fenômenos de erosão e dissolução subterrânea, conjunto que Martel *apud* Llopis Lladó (1970) chamou de “a evolução subterrânea”. O principal resultado é a formação de cavernas (LLOPIS LLADO, 1970).

Um aquífero é uma zona dentro do subsolo que serve como reservatório de água e que pode transmitir água para nascentes e poços. Os aquíferos cársticos são únicos porque o fluxo da água ocorre nas fraturas que foram ampliadas pelo processo de dissolução natural, os condutos (JONES *et al.*, 2003).

Resultado da dinâmica água-rocha solúvel, a circulação da água através das fissuras da rocha é a causa de toda a complexa fenomenologia cárstica que, em sua essência, se resume em dois processos fundamentais: um químico, de dissolução, e outro mecânico, de erosão. O domínio de um ou outro processo depende das condições de circulação da água. Quando o volume de água é pequeno e a circulação se realiza ao longo de fissuras estreitas, não se pode desenvolver força suficiente para que se produza a erosão, onde o domínio, neste caso corresponderá à dissolução, Ek (1968) *apud* Llopis Lladó (1970). Quando a água corre livremente, como em um curso fluvial, sob ação exclusiva da gravidade, os

fenômenos dinâmicos se realizam de modo análogo aos da superfície: escavação do canal e, portanto, domínio da erosão, sem excluir a possibilidade de dissolução. Quando a água circula por condutos amplos, mas completamente cheios, a circulação é lenta e o processo erosivo, produzido especialmente pela erosão hidroestática mais que por gravidade, se une a um processo de dissolução lenta, em que a erosão e a dissolução estão equilibradas.

Em muitas circunstâncias, a caracterização do sistema hidráulico deste tipo de aquífero torna-se muito difícil em vista de suas características próprias, onde o armazenamento e circulação das águas subterrâneas estão condicionados à dissolução aleatória ou ao fraturamento das rochas carbonáticas (COSTA & SILVA, 2008).

A área entre a superfície da terra e o lençol freático é chamada de *zona vadosa*, contendo ar dentro dos poros ou fraturas. Na zona vadosa, a água subterrânea migra para baixo em direção à *zona freática*, na qual os poros encontram-se totalmente preenchidos com água. A fronteira entre as zonas vadosa e freática é o *lençol freático* (COSTA & SILVA, 2008). A posição vertical do lençol freático flutua em resposta às condições climáticas, sendo mais baixa durante os períodos secos e mais alta durante os períodos mais úmidos. Em aquíferos não-cársticos, as zonas vadosa e freática são chamadas de *zonas insaturadas* e *zonas saturadas*, respectivamente. O uso destes termos em relação aos aquíferos cársticos não é recomendado, visto que a saturação química da água com minerais dissolvidos é um fator crítico no fluxo do aquífero e do seu desenvolvimento (JONES *et al.*, 2003).

A paisagem cárstica é tipicamente movimentada em função, principalmente, de vários fatores geológicos, destacando os estratigráficos, estruturais e petrológicos, caracterizando uma grande variabilidade no carste. Por este motivo podemos falar que existe uma grande heterogeneidade e anisotropia da permeabilidade, que pode alcançar assim um grande valor em zonas muito localizadas, o que favorece a possibilidade de infiltração pontual de correntes de águas superficiais. Esta possibilidade converte-se em realidade se a disposição do relevo, a rede de drenagem fluvial e o clima, tomados em conjunto, também forem favoráveis (COSTA & SILVA, 2008).

São peculiares ao carste as entradas de água de superfície em condutos localizados, os sumidouros. Este modo localizado de infiltrações deve-se à grande variabilidade espacial da permeabilidade e da capacidade de infiltração, que é bem maior nos meios cársticos que em outros meios permeáveis (COSTA & SILVA, 2008). Este processo de adição de água a um aquífero é conhecido como *recarga*, onde a água entra para a subsuperfície em áreas

específicas (JONES *et al.*, 2003). Quando a água retorna à superfície na forma de nascentes, é chamada de área de *descarga*.

Enquanto a recarga e a descarga variam em magnitude em todos os aquíferos, nos aquíferos cársticos é que elas variam mais. Além disso, permitem maiores taxas de fluxo de água, resultado disso é que grandes nascentes são frequentemente relatadas na paisagem cárstica (JONES *et al.*, 2003).

Uma vez que a permeabilidade suficiente é estabelecida na rocha, a água circula livremente dos locais de recarga em direção as áreas de descarga. Nas áreas cársticas, onde o lençol freático é próximo à superfície, variações no lençol freático podem mudar a localização das nascentes, fazendo até mesmo, que antigas áreas de descargas se tornem sumidouros (JONES *et al.*, 2003).

Nas zonas de recarga, normalmente os níveis de água do aquífero variam muito entre as épocas úmidas e as de estiagens, chegando, em alguns casos, a secar nas porções mais elevadas do aquífero. As áreas de descarga do aquífero apresentam menores oscilações sazonais, de maneira que os poços perfurados nestas áreas conservam a mesma vazão durante todo o ciclo hidrológico natural. Convém salientar que os aquíferos cársticos possuem uma capacidade de armazenamento que varia plurianualmente. Assim, há uma oscilação natural e regional da superfície potenciométrica que abrange vários ciclos hidrológicos. Variação esta que pode ser ascendente ou descendente, dependendo do volume da infiltração anual das águas superficiais (COSTA & SILVA, 2000).

Os aquíferos cársticos podem conter água suspensa, que é a água subterrânea, temporariamente armazenada ou fluindo na zona vadosa. Embora a água suspensa geralmente ocorra em volumes relativamente pequenos, ela pode fornecer água a poços e nascentes (JONES *et al.*, 2003). A causa principal da existência destes aquíferos suspensos é a não uniformidade da permeabilidade e a presença de aquiocludes⁹ locais. As águas infiltradas descem através da zona de aeração, com predomínio da componente vertical do movimento, até encontrar um aquioclude local, e formam correntes horizontais de água em cavernas suspensas. Estes rios subterrâneos descarregam as suas águas através de

⁹ Rochas que apesar de terem uma grande porosidade, possuem uma permeabilidade baixa não permitindo que a água flua em seu meio. Elas se comportam como um meio impermeável. Um aquioclude apesar de armazenar água não pode ser chamado de aquífero.

surgências ou vão alimentar zonas de saturação dos aquíferos sotopostos. Esses aquíferos suspensos podem ser somente pequenos “bolsões” de água ou formam correntes de água perenes ou sazonais. As características hidrodinâmicas dessas correntes são análogas às dos rios superficiais salvo na presença de condutos totalmente inundados. As velocidades de circulação da água nessas cavernas são muito variáveis e dependem fundamentalmente da estação do ano, do traçado, tipo e gradiente dos condutos e da procedência da água (COSTA & SILVA, 2008).

Na zona freática a água circula através de todos os vazios das rochas (poros, fissuras, condutos, cavernas e outros) durante todo o ano. O limite inferior da zona freática, na maioria das vezes, não é congruente com o nível de água de um rio, lago, etc, conectado ao aquífero, mas pode estender-se a um substrato impermeável mais profundo (COSTA & SILVA, 2008).

A direção do movimento da água subterrânea nos carstes é determinada pela estrutura tectônica, pelos processos de esculturação do aquífero e pela situação das zonas de recargas e descargas mais recentes (COSTA & SILVA, 2008). O processo de desenvolvimento de um carste normalmente vai acentuando o papel de drenos coletores de zonas localizadas (falhas ou áreas de fissuração intensa). Eles podem chegar a formar circulações concentradas em condutos quase independentes, cujo sentido do fluxo de água pode não ser congruente com o sentido geral de fluxo na zona de saturação, pois está determinado localmente pela distribuição da carga hidráulica dos ditos condutos (COSTA & SILVA, 2008).

A velocidade da água no subsolo é muito pequena e as reservas renovam-se lentamente. A água neste tipo de aquífero sofre uma transformação considerável em sua composição química, alterando-se muito em função dos processos de dissolução (PULLIDO, 1978 *apud* COSTA & SILVA, 2000).

É geralmente perceptível como no aquífero cárstico, com a presença de condutos abertos, os fluxos subterrâneos costumam responder mais rapidamente aos eventos climáticos da superfície. Portanto, as interações entre a superfície e a água subterrâneas são processos potencializados no carste (JONES *et al.*, 2003). Isto pode ser motivo de atenção maior em casos de problemas ambientais, principalmente os causados por contaminações.

Embora existam muitas pesquisas e trabalhos em diversas regiões cársticas do mundo, os seus resultados não podem ser extrapolados para todos os carstes conhecidos, uma vez que as suas características variam de um lugar para outro. Assim em cada caso estudado, devem ser adaptadas todas as técnicas de prospecção às condições locais de geologia, hidrogeologia e hidrologia.

4.2. Recarga do Tipo Localizada

Recarga é a água que passa a fazer parte de um aquífero. Não é sempre que a recarga é proveniente diretamente da precipitação (LERNER, 1997), rios e outras superfícies de água são frequentemente uma fonte de recarga das águas subterrâneas.

Existe ainda a recarga artificial que é amplamente praticada e é um tema de investigação da engenharia (KIVIMÄKI & SUOKKO, 1996 *apud* LERNER, 1997). Em muitos ambientes, o ciclo hidrológico foi modificado pela atividade humana, e essas alterações são susceptíveis de influenciar a recarga. O exemplo da Grã-Bretanha em que por conta da intensa exploração dos aquíferos reduziu o nível freático e favoreceu o aumento da recarga. Duas outras intervenções humanas merecem menção especial: a irrigação e a urbanização (LERNER & SIMMERS, 1990). Ambas modificam o ciclo hidrológico por meio da importação de água para uma área, a introdução de novos caminhos para água (canais, dutos), e desta forma alterando a recarga.

Sistemas de irrigação são, frequentemente, uma das principais fontes de recarga de aquíferos. Por exemplo, há muitos estudos de águas subterrâneas na bacia do Indus na Ásia, onde os níveis das águas subterrâneas subiram pelo menos 20 m em 30 anos após o início da irrigação (LERNER, 1997). Lerner *et al.* (1982) *apud* Lerner (1997) estimaram que o leque aluvial em Lima, no Peru, recebeu 20% de sua recarga por perdas de irrigação.

Lima também é um exemplo do impacto pela urbanização onde as águas superficiais e subterrâneas são utilizadas para abastecimento público. O sistema de distribuição está em más condições, as perdas de água são altas e ocorre abundância de recarga urbana. Os esgotos, quando existem, são susceptíveis a vazamento. Águas residuais, deliberadamente são reutilizadas para a irrigação de hortaliças e outros. Por toda a parte, o sistema natural foi convertido pela influência humana a um padrão complexo de fontes e rotas de recarga.

Outros exemplos de impactos na recarga subterrânea são discutidos por Lerner & Simmers (1990) e Lerner (1997).

A recarga varia espacialmente e é controlada por fatores como a precipitação e/ou outras fontes de água, a geologia, o solo, o relevo e a condição da água subterrânea. Pelo fato da recarga ser um processo não-linear, não é recomendável utilizar os valores médios de cada fator de controle para obter uma recarga média em grande área. A recarga deve ser calculada separadamente para cada zona homogênea, com os valores variando espacialmente. Esse zoneamento é essencial para estudos de modelagem de águas subterrâneas (LERNER, 1997).

Em geral, quanto mais detalhada a subdivisão em zonas, mais precisos serão os valores de recarga, entretanto mais onerosa e demorada será a estimativa. Alguns autores observaram mudanças importantes na recarga em distâncias muito curtas (1 a 100 m) em terrenos aparentemente homogêneos, por exemplo, Nielsen *et al.* (1973); Berndtsson & Larson (1987) *apud* Lerner (1997).

Parte da precipitação que incide sobre a superfície retorna para a atmosfera pelo processo de evapotranspiração, parte da água escorre superficialmente e o restante infiltra pelo solo. Lerner (1997) sugeriu três distinções de recarga com base na rota tomada pela água, são elas: *recarga direta*, *recarga localizada* e *recarga indireta*. Essas diferenciações, entretanto, são feitas com base em processos os quais não podem ser rigidamente cumpridos na prática.

A *recarga direta* é a que ocorre como um processo difuso no ponto de impacto da chuva que se infiltra e se torna diretamente recarga. Inclui-se aquela água que após infiltrar passa a fazer parte da umidade do solo.

A *recarga localizada* se refere àquela parcela de água que escoia superficialmente do ponto de impacto e se torna água de recarga em zonas favoráveis específicas como riachos e depressões.

A terceira trata da *recarga indireta* que também envolve a concentração de água, geralmente em rios temporários ou perenes, distinguindo-se da localizada porque os cursos de água são suficientemente grandes para serem facilmente contados, mapeados e avaliados.

A recarga localizada nesse contexto é uma categoria intermediária entre a recarga direta e indireta. Esse tipo de recarga frequentemente é maior em regiões áridas e semiáridas (SIMMERS, 1997). A partir da década de 1990 essa categoria tem recebido atenção considerável com um número cada vez maior de estudos de verificação da importância do processo e na tentativa de quantificar a sua contribuição em relação à massa de águas subterrâneas (LERNER, 1997). A literatura também deixa muito claro que os modelos locais de recarga das águas subterrâneas que ignorarem a possibilidade da recarga localizada podem ser muito enganadores, conforme pode ser encontrado em Stephens (1994) *apud* Lerner (1997). Muitos estudos, em diversos tipos de terreno têm mostrado que a recarga localizada ocorre com frequência em depressões, quando estas existem, mesmo em terrenos bastante permeáveis (FREEZE & BANNER, 1970; REHM *et al.*, 1982 *apud* LERNER, 1997).

Para estimar este tipo de recarga, na prática, é comum uma mistura de balanço hídrico e fórmulas empíricas (LERNER, 1997).

Para que ocorra a recarga, a quantidade de água que entra no sistema deve ser superior àquela que é perdida. Entretanto, em regiões áridas a taxa de evapotranspiração frequentemente supera a taxa de precipitação nos cálculos de balanço hídrico tradicionais, dificultando a recarga direta do aquífero Simmers (1997).

Porém, estudos mostram que mesmo com essas condições adversas é possível ocorrer algum tipo de recarga subterrânea. Isso porque o ambiente árido não é homogêneo, existindo fortes indícios de significativa variação espacial e temporal das condições de precipitação e infiltração, conforme mencionado. Por isso, em regiões áridas o estudo da recarga localizada é de fundamental importância e a sua investigação demanda um conhecimento em escala detalhada, tendo-se em consideração que os feitos da topografia, solo, clima e vegetação são bastante determinantes (SIMMERS, 1997).

Quantificar a taxa real de recarga subterrânea é, portanto, fundamental para uma gestão eficiente dos recursos de águas subterrâneas nessas regiões, onde tais recursos são frequentemente a chave para o desenvolvimento econômico (SIMMERS, 1997).

4.3. Balanço Hídrico

Obedecendo ao princípio da conservação das massas, a equação do balanço hídrico representa um sistema em que a diferença entre as entradas e as saídas é igual a variação do armazenamento dentro do sistema (FEITOSA *et al.*, 2000).

A Figura 08 ilustra os fatores que devem ser considerados no balanço hídrico de uma micro bacia.

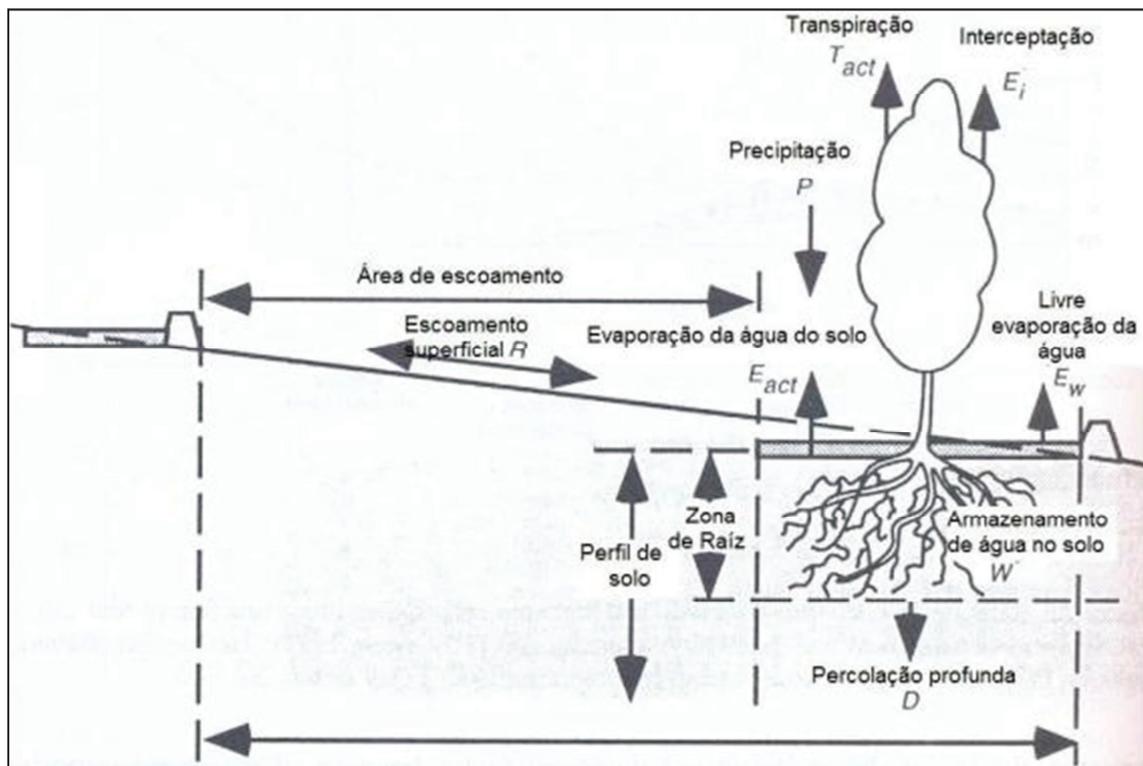


Figura 08 - Caminhos da água em uma micro bacia em área com vegetação. Adaptado de Boers, 1994 *apud* Simmers, 1997. Tradução nossa.¹⁰

As etapas na qual pode ser dividido o balanço hídrico são detalhadas a seguir.

¹⁰ A precipitação induz o escoamento superficial na bacia onde a água se infiltra, é armazenada e se torna disponível para absorção pelas raízes e evapotranspiração. Na bacia ocorrem perdas de água por interceptação, evaporação do solo e recarga abaixo da zona radicular (Simmers, 1997).

Precipitação

A água que evapora da superfície é armazenada temporariamente na atmosfera na forma de vapor e pequenas gotas d'águas, que formam as nuvens. Ao se saturar na atmosfera, a água é liberada de volta à superfície na forma de precipitação. Parte da água pode evaporar antes de chegar ao chão e a precipitação que chega ao solo pode evaporar de qualquer lugar, incluindo de solo nu, superfície das plantas e superfícies das lagoas, lagos e córregos. A precipitação é um fenômeno natural sobre o qual os humanos podem fazer muito pouco para controlar (WARD & TRIMBLE, 2004).

O termo precipitação é usado, em meteorologia, para qualquer deposição em forma líquida ou sólida e com origem na atmosfera. Conseqüentemente, o termo refere-se às várias formas líquidas e congeladas de água, como chuva, neve, granizo, orvalho, geada e nevoeiro (AYOADE *et al.*, 2006). Contudo, somente a chuva e a neve contribuem significativamente para os totais de precipitação, e nos trópicos, o termo precipitação pluvial é sinônimo de precipitação (AYOADE *et al.*, 2006).

A formação das precipitações está ligada à ascensão das massas de ar, que pode ser devida à convecção térmica, relevo ou ação frontal de massas de ar. Essa ascensão do ar provoca um resfriamento adiabático que pode fazê-lo atingir o seu ponto de saturação, ao que se seguirá a condensação do vapor de água em forma de minúsculas gotas que são mantidas em suspensão, como nuvens ou nevoeiros.

Para ocorrer uma precipitação é necessário que essas gotas cresçam a partir de núcleos, que podem ser gelo, poeira ou outras partículas, até atingirem o seu peso suficiente para vencerem as forças de sustentação e caírem (HOLTZ, 1976).

A medida da precipitação é dada pela altura de água caída e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Ela é avaliada por meio de medidas executadas em pontos previamente escolhidos, utilizando-se aparelhos chamados *pluviômetros* ou *pluviógrafos*, que se trata de pequenos recipientes receptores de água precipitada ou que registrem essas no decorrer do tempo. A diferença entre os dois é que o segundo registra e armazena a pluviometria ao longo de um período de tempo. Tanto um quanto o outro colhem uma pequena amostra, pois têm uma superfície horizontal de exposição de 500 cm² e 200 cm², respectivamente, colocados a 1,50 m do solo. Entretanto essa geometria não é rígida, deve-

se apenas possuir a forma de cilindro, com uma boca de secção conhecida (FEITOSA *et al.*, 2000; HOLTZ, 1976).

Naturalmente existe diferença entre a água colhida a essa altura e a que atinge o solo, e muitos estudos têm sido realizados para verificá-las e determinar suas causas (HOLTZ, 1976).

Estes aparelhos não são instrumentos perfeitos. Durante períodos de ventos fortes, os redemoinhos turbulentos formados podem reduzir grandemente a captura de pingos de chuva pelo aparelho, especialmente se este estiver muito alto. Por outro lado, o salpico de chuva para dentro do instrumento pode resultar em um ganho. Outra possível fonte de erro é a evaporação. Se as observações não são tomadas com elevada frequência, como no pluviômetro, a perda por evaporação pode ser significativa (MOTA, 1986).

As quantidades observadas em um pluviógrafo no decorrer de uma chuva mostram que os acréscimos não são constantes ao longo do tempo. Além disso, observa-se que os acréscimos simultâneos, em dois ou mais pluviógrafo colocados mesmo a uma pequena distancia, são diferentes. Essa variação no espaço ocorre também para a altura total de precipitação observada durante todo o fenômeno pluvial ou durante tempos maiores, como um mês ou um ano (HOLTZ, 1976).

Visto as considerações, o método de medida da precipitação através de pluviômetros e pluviógrafos possui fragilidades, visto que pode não estar contabilizando a quantidade de água que cai no solo, embora ainda seja a forma mais utilizada atualmente.

Evapotranspiração

A atmosfera recebe umidade da superfície terrestre, através da evaporação da água do solo, das superfícies aquáticas e através da transpiração da vegetação (AYOADE *et al.*, 2006). Faz-se geralmente uma distinção entre *evaporação*, *transpiração* e *evapotranspiração*.

A *evaporação* ocorre quando a água é transformada de líquida para vapor. O aumento da temperatura do ar e da água, o aumento do vento e da radiação solar elevam a taxa de evaporação, enquanto o aumento de umidade relativa do ar diminui o potencial para evaporação. Através do processo de evaporação, a água volta para a atmosfera na forma de

vapor (WARD & TRIMBLE, 2004). Este processo somente ocorre quando esta água da superfície, em forma de lamina d'água ou de umidade do solo nu, adquire energia suficiente através da radiação solar (FEITOSA & FILHO, 2000; AYOADE, 2006).

A água segue por vários caminhos após a sua entrada no solo. Uma porção da água torna-se parte do armazenamento do solo. Esta água não é estacionária, ela se move para baixo em uma taxa que depende das propriedades dos solos diversos, tais como a permeabilidade e a porosidade. Enquanto armazenada próxima à superfície, parte dessa água é utilizada pelas plantas, através de suas raízes, para suas atividades vitais, sendo eventualmente devolvida à atmosfera como vapor de água. O processo pelo qual as plantas liberam vapor d'água na atmosfera é chamado *transpiração*. Este vapor de água é um subproduto natural da fotossíntese (WARD & TRIMBLE 2004; FEITOSA *et al.*, 2000; MARTINS, 1986). De forma mais simplificada, pode ser considerada a transpiração como a perda de água das superfícies com vegetação (AYOADE *et al.*, 2006).

Por causa da dificuldade prática em separar os processos de evaporação e transpiração das plantas, geralmente estes dois processos são vistos como apenas um processo, chamado *evapotranspiração*. Este termo inclui tanto a água que evapora do solo e da planta de superfície, como da água que sai do perfil do solo por transpiração das plantas. Em geral mais da metade da água que entra no solo é devolvida à atmosfera por evapotranspiração (AYOADE, 2006; WARD & TRIMBLE 2004; FEITOSA & MANOEL FILHO, 2000). Para Mota (1986), ambos os processos são idênticos fisicamente, porque ambos envolvem uma troca de fase de água, da forma líquida para a forma de vapor e o transporte para a atmosfera. O conceito evapotranspiração refere-se ao total da perda de água para a atmosfera, da superfície do solo e das plantas.

Desta forma, onde não existir uma lâmina d'água para se caracterizar efetivamente a evaporação, comumente se usa o conceito da evapotranspiração, visto a dificuldade em separar os processos no caso de um balanço hídrico.

A evapotranspiração ocorre em função de alguns fatores, a saber: radiação solar, temperatura, velocidade do vento e umidade (AYOADE, 2006).

Caso haja umidade disponível na superfície para que ocorra a evapotranspiração, ela ocorrerá na razão máxima possível para aquele ambiente (MOTA, 1986). A partir deste raciocínio originou-se o conceito de *evapotranspiração potencial*.

Thornthwaite (1948) *apud* Feitosa & Filho (2000), foi quem introduziu o termo; este conceito representa um limite superior para a *evapotranspiração real*, ou seja, para a real quantidade de água que volta à atmosfera por evaporação e transpiração. Penman, 1966 *apud* Mota, 1986, define a evapotranspiração potencial como “quantidade de água transpirada na unidade de tempo por uma cultura de baixo porte, verde, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme, sem deficiência de água”.

Entretanto, a definição de Penman não deixa claro suas condições, pois a “cultura de baixo porte” não foi especificada. Além disso, o critério para uma cobertura completa do solo não ficou evidente: pode-se dizer que uma vegetação cobre completamente o solo somente se ela interceptar toda a energia da radiação. Na realidade, mesmo uma cultura densa e alta, com alto índice de área foliar, dificilmente pode interceptar 95% da radiação incidente. Além disso, a definição de Penman não especifica o tamanho do campo ou a condição das áreas circunvizinhas. Em outras palavras, não é feita a previsão para o efeito da energia advectiva. Em um clima úmido onde a evaporação geralmente tem lugar no que Penman chama de ambiente “de meio oceano”, a energia advectiva não é um grande problema. Nem um clima árido ou semiárido, entretanto, a existência de grande quantidade de energia advectiva faz com que o conceito de *evapotranspiração potencial*, conforme definido anteriormente, se torne inexato e não realístico (MOTA, 1986), isso pois, dificilmente nestes ambientes serão encontrados umidade disponível o suficiente.

Embasado destes conhecimentos, Pruitt (1960) *apud* Mota (1986) designou o termo *evapotranspiração potencial máxima* para descrever a situação quando a energia advectiva está presente. Isto certamente remove qualquer confusão prévia. Entretanto, não se deve esperar que uma fórmula empírica para a evapotranspiração potencial máxima derivada num clima úmido seja adequada para estimar a evapotranspiração potencial máxima em um clima árido.

A evapotranspiração potencial depende do poder evaporante do ar, que é determinado pela radiação solar, vento, umidade do ar e temperatura. Mukammal & Bruce (1960) *apud* Mota (1986) descobriram que a importância relativa da radiação, umidade e vento ao determinar a evaporação de um tanque na proporção de 80:06:14, respectivamente. Eles negligenciaram a temperatura do ar, presumivelmente porque ela era grandemente afetada pela radiação. Embora essa análise fosse baseada em dados de observação de um tanque,

os resultados seriam aproximadamente os mesmos para a evapotranspiração potencial. Em qualquer dos casos, a radiação é o fator determinante (MOTA, 1986).

A evapotranspiração é um processo de difusão parcialmente turbulento e parcialmente molecular. O processo turbulento é o mecanismo dominante exceto na fina camada próxima à superfície evaporante. Segundo a teoria da turbulência, o fluxo ascendente do vapor d'água é igual ao produto do gradiente vertical da pressão de vapor e da razão de mistura. A última não depende da velocidade do vento a qualquer altura, mas sim da razão de mudança da velocidade do vento com a altura. Portanto, para se estimar a evapotranspiração potencial, qualquer método que empregue a velocidade do vento a uma altura precisa ser baseado numa medida extremamente grosseira de turbulência. Penman notou que o gradiente de velocidade do vento próximo a superfície é função da sua rugosidade; por isso ele afirmou, em sua definição, que a vegetação precisa ser de altura uniforme (MOTA, 1986).

A evapotranspiração real ocorre às custas da precipitação e da diminuição do armazenamento de água no solo. Enquanto não ocorre deficiência de água no solo, a evapotranspiração real é igual à evapotranspiração potencial (TUBELIS, 1992). A evapotranspiração real de um solo vegetado não depende somente dos fatores meteorológicos (como o caso da potencial), mas também dos fatores como o tipo de vegetação e com as propriedades físicas do solo (MOTA, 1986).

Acredita-se, comumente, que a evaporação é proporcional ao *deficit* da pressão de vapor. Isto é verdade somente quando a temperatura do ar se equipara à da superfície evaporante, condição raramente observada na natureza. Na ausência dessa igualdade da temperatura do ar e da superfície evaporante, a evaporação é proporcional ao gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar (MOTA, 1986). Entretanto, quase nunca há umidade disponível em quantidade suficiente na superfície, de modo que a evapotranspiração ocorre em taxas menores que este potencial. Isso é que deu origem à idéia de evapotranspiração real (AYOADE, 2006).

Quando o solo está saturado de umidade, a evapotranspiração é mantida na razão potencial e é determinada pelas condições climáticas predominantes. À medida que o solo seca, a evapotranspiração real irá, em algum ponto, cair abaixo da razão da evapotranspiração potencial. Existem consideráveis controvérsias quanto ao efeito da tensão da umidade do solo no decréscimo dessa relação (MOTA, 1986).

Veihmeyer & Hendrickson (1955) *apud* Mota (1986) apresentaram a tese de que a evapotranspiração continuava na razão potencial até o ponto de murchamento¹¹ e caía abruptamente a partir de então. Eles argumentaram que a igual disponibilidade de água entre a capacidade de campo¹² e o ponto de murcha permanente podia ser explicada pela quantidade extremamente pequena de energia necessária para remover um grama de água no ponto de murcha permanente e transportá-la para a superfície evaporante da folha (MOTA, 1986).

Entretanto, Thornthwaite & Mather (1955) *apud* Mota (1986) apresentaram uma conclusão inteiramente diferente. Eles sugeriram um declínio linear na evapotranspiração com o aumento da tensão, baseado na pressão de vapor e na medição da temperatura em diversos perfis, na região de O'Neill, Nebraska¹³.

Provavelmente a maioria dos pesquisadores propõe uma relação intermediária entre esses dois extremos. Dados indicam que a evapotranspiração real acompanha a potencial por algum tempo e então decresce rapidamente de maneira exponencial (MOTA, 1986).

A determinação dessa água evapotranspirada de um sistema é muito difícil. A maioria destas estimativas é feita usando tanques, balanço de energia, métodos de transferência de massa e relações empíricas (FEITOSA & FILHO, 2000).

Para determinar a evapotranspiração potencial, podem ser formadas cinco categorias de acordo com Mota (1986): as medidas diretas com lisímetros; as fórmulas empíricas que usam um ou mais elementos climáticos comuns; os métodos aerodinâmicos; o método do balanço de energia; e os evaporímetros. Os métodos citados são usados para pesquisa ou para propósitos operacionais. Neste último caso usam-se instrumentos simples e baratos de campo ou dados climáticos disponíveis.

¹¹ O conceito de *ponto de murcha permanente* foi primeiramente introduzido por Briggs e Shants (1912) *apud* Mota (1986). Depois de conduzirem cerca de 1.300 experimentos em 20 solos, concluíram que todas as plantas em um dado solo reduzem o conteúdo de umidade do solo, aproximadamente na mesma quantidade, quando a murcha permanente é atingida (MOTA, 1986).

¹² A *capacidade de campo* é o total de água retida no solo depois que o excesso de água tenha sido drenado e a razão do movimento descendente tenha decrescido materialmente, um estado usualmente atingido em dois ou três dias, depois da chuva ou irrigação. Ela é afetada por fatores incluindo a textura do solo, estrutura do solo, conteúdo de matéria orgânica e uniformidade e profundidade, que não é uma constante precisa. Contudo, serve como medida prática do limite superior de umidade do solo em solo não-saturado (MOTA, 1986).

¹³ EUA.

Os lisímetros são tanques enterrados para medir a percolação da água no solo. Devem ser grandes e profundos para evitar os efeitos de borda e não impedir o livre crescimento das raízes. As condições físicas dentro do lisímetro devem ser comparáveis às da área circunvizinhas.

Os métodos aerodinâmicos e de balanço de energia só podem ser usados para trabalhos de pesquisa devido às dificuldades inerentes.

A evapotranspiração real pode ser estimada a partir da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração potencial, da seguinte forma, de acordo com Filho (2000):

- se $P > ETP \rightarrow ETR = ETP$
- se $P < ETP \rightarrow ETR = P$

(equação 01)

Sendo P a precipitação, ETP a evapotranspiração potencial e ETR a evapotranspiração real.

Ou seja, enquanto houver umidade disponível, a evapotranspiração real pode ser considerada equivalente à potencial. Nos casos de escassez hídrica a evapotranspiração real irá acompanhar a quantidade de água precipitada. No caso de ambientes semiáridos, como desta pesquisa é esperado encontrar uma diferença abrupta entre a ETP e a ETR.

Infiltração

A infiltração é a entrada de água no solo. Fenômeno de penetração da água nas camadas de solo próximas à superfície do terreno, movendo-se para baixo, através dos vazios, sob a ação da gravidade, até atingir uma camada-suporte, que a retém, formando então a “água do solo” (MARTINS, 1976).

Esta quantidade varia muito de lugar para lugar. A taxa na qual a água se infiltra depende de propriedades do solo, tais como conteúdo de umidade do solo, textura, densidade, teor de matéria orgânica, condutividade hidráulica (permeabilidade) e porosidade (WARD & TRIMBLE, 2004).

As condições na superfície do solo também influenciam a infiltração. Por exemplo, uma superfície de solo compactado, diminui os espaços vazios e restringe o movimento da água

no perfil do solo. A vegetação pode desempenhar um papel proeminente na infiltração. A camada superficial do solo em uma floresta ou mesmo em um pasto tem taxas de infiltração muito maiores do que uma área urbana. A topografia, a declividade e a rugosidade da superfície também afetam a infiltração, assim como as atividades humanas em áreas urbanas e agrícolas, quando alteram as propriedades do solo e as condições da superfície (WARD & TRIMBLE, 2004).

Na infiltração podem ser destacadas três fases: fase de intercâmbio, fase de descida e fase de circulação. Na fase de intercâmbio, a água está próxima à superfície do terreno, sujeita a retornar à atmosfera por uma aspiração capilar, provocada pela ação da evaporação ou absorvida pelas raízes das plantas e em seguida transpirada pelo vegetal (MARTINS, 1976). Na fase de descida, dá-se o deslocamento vertical da água quando a ação de seu peso próprio supera a adesão e a capilaridade. Esse movimento se efetua até atingir uma camada-suporte de solo mais impermeável. Na fase de circulação, devido ao acúmulo da água, são constituídos os lençóis subterrâneos, cujo movimento se deve também à ação da gravidade, obedecendo às leis de escoamento subterrâneo (MARTINS, 1976). Essa fase de circulação também é comumente chamada de percolação.

Dois tipos de lençóis podem ser definidos:

- *lençol freático*, quando a sua superfície é livre e está sujeita à pressão atmosférica;
- *lençol cativo*, quando está confinado entre duas camadas impermeáveis, sendo a pressão na superfície superior diferente da atmosfera. Este é também chamado de *aquífero confinado*.

Nos lençóis de água freáticos podem ser divididas em duas zonas. A primeira é constituída pela parte superior, ocupada pela água de capilaridade formando uma franja cuja altura depende do material de solo, atingindo valores de 30 a 60 cm para areias finas e até 3,0 m para argilas. A segunda zona é ocupada pela água do lençol compreendida entre a franja e a superfície da camada-suporte impermeável (MARTINS, 1976).

A região de solo onde ocorre o fenômeno da infiltração pode ser dividida em duas zonas:

- *zona de aeração*, onde ocorre as fases de intercâmbio e de descida; inclui a franja de ascensão por capilaridade;

- *zona de saturação*, onde se dá o movimento da água do lençol subterrâneo (fase da circulação).

A *capacidade de infiltração* é a capacidade máxima de água que um solo, sob uma dada condição, pode absorver na unidade de tempo por unidade de área horizontal. A capacidade de infiltração pode ser expressa em milímetros (ou centímetros) por hora, ou em metros cúbicos por metro quadrado e por dia (MARTINS 1976 e HORTON, 1933 *apud* FEITOSA & FILHO, 2000). Para os autores, a capacidade de infiltração seria exponencialmente decrescente com o passar do tempo, iniciando-se de um valor máximo até uma taxa constante, à medida que o solo se satura de água. A taxa real de infiltração é sempre menor ou igual a taxa de infiltração potencial, esta também diminui exponencialmente com o tempo (FEITOSA & FILHO 2000).

Parte da água infiltrada, de acordo com Feitosa & Filho (2000), permanece na zona não-saturada, onde os vazios do solo estão parcialmente preenchidos por água e ar; esta zona encontra-se acima do nível freático. Outra parte comporta o escoamento subsuperficial e continua fluindo na zona não-saturada. Uma terceira parte alcança a zona saturada por meio da percolação, é o que é chamada de recarga do aquífero (FEITOSA & FILHO, 2000).

A principal fonte de água disponível para as plantas é aquela retida no volume do solo ocupada pelas raízes. Não é toda a umidade do solo que está disponível para as plantas. A água aproveitável é comumente considerada como aquela porção retida no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente.

Conforme foi mencionado, o processo durante o qual a água pode seguir após sua entrada na superfície do solo é chamado percolação. Nesta etapa a água se desloca para baixo através do perfil do solo por gravidade. Quando a água se movimenta no solo abaixo da zona da raiz da planta é chamada percolação profunda. Geralmente, a percolação profunda está fora do alcance das raízes das plantas e é esta água que irá contribuir efetivamente para a recarga de água subterrânea (WARD & TRIMBLE, 2004).

Assim como ocorre com a recarga, a infiltração pode ser direta ou não. A infiltração direta é aquela que ocorre no ponto em que a precipitação atinge a superfície, ou seja, sem que ocorra o escoamento superficial. Caso a água no infiltre no ponto de impacto da gota de chuva, esta irá escoar e poderá infiltrar mais a jusante ou atingir algum corpo d'água.

A infiltração pode ser mensurada, localmente, por meio de infiltrômetros (FEITOSA & FILHO, 2000).

Escoamento superficial

A água da chuva que não se infiltra no solo escoam superficialmente, sendo gradualmente coletada pelos rios, lagos e mares. A quantidade total de água da chuva que flui sobre a superfície, incluindo a fração que pode temporariamente infiltrar-se nas formações próximas à superfície e em seguida retornar para ela, é chamada de *escoamento superficial*, *deflúvio* ou *runoff* (FEITOSA & FILHO, 2000, COLERIDGE, 2006). Parte do escoamento superficial pode, posteriormente, infiltrar-se no solo ou evaporar dos rios e lagos, mas a maior quantidade move-se para os oceanos (COLERIDGE, 2006).

O escoamento superficial ocorre quando o solo está saturado, onde todos os vazios, rachaduras e fendas do perfil estão preenchidos com água e o excesso começa a fluir sobre a superfície do solo (WARD & TRIMBLE, 2004). Esse processo ocorre em função também da intensidade, distribuição espacial e duração da chuva, da permeabilidade da superfície do terreno, do tipo de vegetação, da área da bacia hidrográfica correspondente, da geomorfologia e da profundidade do lençol freático (FILHO, 2000).

Com relação à magnitude da precipitação, ela depende de características da região e características da própria chuva. Nos primeiros momentos de chuva, grande parte dela é interceptada pelo dossel da vegetação. Esta água não atinge o solo e evapora. Também podem ocorrer de início o preenchimento de poças e depressões e até mesmo infiltração de parte dessa água no solo. Quando a interceptação e o armazenamento em depressões do solo estão satisfeitas e a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração deste terreno, então inicia-se o escoamento superficial (FEITOSA & FILHO, 2000).

No início do escoamento superficial forma-se uma película laminar que aumenta de espessura, à medida que a precipitação prossegue, até atingir um estado de equilíbrio. As trajetórias descritas pela água no seu movimento são determinadas, principalmente, pelas linhas de maior declive de terreno e são influenciadas pelos obstáculos existentes. Nesta fase temos o movimento das águas livres (MARTINS, 1976)

À medida que as águas vão atingindo os pontos mais baixos do terreno, passam a escoar em canalículos que formam microrredes de drenagem. Sob a ação da erosão, vai aumentando a dimensão desses canalículos e o escoamento se processa, cada vez mais, por caminhos preferenciais. Formam-se torrentes, cuja duração está associada, praticamente, à precipitação; a partir delas, formam-se os cursos de água propriamente ditos, com regime de escoamento dependendo da água superficial e da contribuição do lençol de água subterrâneo. São as chamadas águas sujeitas (MARTINS, 1976).

O *escoamento subsuperficial*, ocorrendo nas camadas superiores do solo é difícil de ser separado do escoamento superficial. O escoamento subterrâneo dá uma contribuição que varia lentamente com o tempo e é o responsável pela alimentação do curso de água durante a estiagem. Já a contribuição do escoamento superficial cresce com o tempo, até atingir um valor sensivelmente constante à medida que a precipitação prossegue. Cessada esta, ele vai diminuindo até anular-se (MARTINS, 1976).

Conforme exposto, iniciada a precipitação, parte das águas será interceptada pela vegetação e pelos obstáculos e retida nas depressões do terreno até preenchê-las completamente. Denomina-se *precipitação inicial* a ocorrida durante o intervalo de tempo correspondente (MARTINS, 1976).

Uma vez que a taxa de precipitação excede a taxa de infiltração do solo, as depressões na superfície começam a ser preenchidas. Essa água retida nessas depressões é chamada de *armazenamento de superfície* (WARD & TRIMBLE, 2004). Preenchidas as depressões e ultrapassadas a capacidade de infiltração do solo, tem início o *intervalo do suprimento líquido*, que se caracteriza pelo escoamento superficial propriamente dito (MARTINS, 1976).

Próximo ao fim da precipitação, quando o volume da água de chuva é inferior à capacidade de infiltração no solo, tem-se a *chuva residual*. A partir do instante em que tem início o intervalo de tempo correspondente à chuva residual, toda a precipitação se infiltra, além de uma parcela de água que está sobre a superfície do terreno, no fim do intervalo do suprimento líquido. A essa infiltração se denomina *infiltração residual* (MARTINS, 1976).

Chama-se excesso de precipitação total (MARTINS, 1976) o escoamento superficial total acrescido da diferença entre infiltração residual e a chuva residual. Para efeito prático,

considera-se o excesso de precipitação total igual ao escoamento superficial total, devido a ser muito pequena aquela diferença.

Apesar de tantas variáveis, é possível fazer previsões satisfatórias do escoamento esperado para uma dada precipitação. As relações entre precipitação e escoamento são obtidas a partir do estudo de hidrógrafas, que são gráficos de variação da altura da superfície da água ou da vazão do rio, em uma dada secção transversal do mesmo (FEITOSA & FILHO, 2000).

O escoamento superficial, geralmente é medido em uma secção transversal do leito de um rio ou riacho, usando-se molinetes que são medidores de velocidade. O produto da velocidade média de fluxo pela área da secção transversal do leito fornece a descarga do rio. (FEITOSA & FILHO, 2000).

O cálculo do balanço hídrico

O termo “balanço hídrico” para Ayoade (2006) refere-se a uma expressão quantitativa do clima hidrológico e a seus vários componentes, sobre uma área específica em um determinado período de tempo. Desta forma para uma dada região, a equação básica do balanço hídrico pode ser escrita da seguinte forma (FEITOSA & FILHO, 2000):

$$P - ETR - R - I = \Delta S$$

(equação 02)

Onde P é a precipitação, ETR a evapotranspiração real, R o *runoff*, I a infiltração direta e ΔS a variação no armazenamento, que em um sistema fechado é igual a zero. Apesar de a equação ser simples, a dificuldade encontra-se em estimar seus termos (FEITOSA & FILHO, 2000). Ou seja, computar os valores referentes a precipitação, evaporação, escoamento superficial e infiltração é o grande desafio no cálculo do balanço hídrico.

Na computação do balanço hídrico, todas as chuvas leves, não interessando quão pequenas sejam devem ser consideradas. Chuvas leves têm muitas vezes sido negligenciadas nos

estudos de balanço hídrico na acepção errônea de que a chuva deve entrar na zona das raízes para ser completamente efetiva. Mas, em primeiro lugar, a planta pode utilizar diretamente a água na superfície foliar. Além disso, um fraco aguaceiro ou chuva remanescente na superfície das folhas ou no solo pode evaporar, utilizando a maior parte da energia disponível. Quando isso ocorre, a transpiração de água através da planta será consequentemente reduzida (MOTA, 1986).

O benefício da precipitação leve é usualmente acentuado para uma comunidade vegetal, cujo dossel não está fechado. Plantas isoladas ou renques de plantas podem interceptar mais chuva e concentrá-la ao redor de suas bases. O papel significativo da chuva fraca no crescimento e sobrevivência do milho no clima árido do leste da África foi demonstrado por Glover & Gwynne (1962) *apud* Mota (1986).

Em áreas onde a computação do balanço da água tem sido levada a efeito para somente um curto período, há muitas vezes a necessidade de estimar as variações de períodos longos. Desde que a precipitação é o elemento mais variável na equação do balanço da água, uma importante primeira medida seria analisar as probabilidades de chuva (MOTA, 1986).

No caso da água subterrânea, a extensão e a magnitude das taxas de fluxo são muito dependentes do conhecimento da geologia. Uma característica inerente aos parâmetros de equação do balanço hídrico em uma dada região é sua heterogeneidade.

Simplificações e suposições são adotadas nos cálculos de balanço hídrico, visto a complexidade de mensuração dos valores. Um exemplo de simplificação é considerar que toda precipitação se infiltra e assim não há escoamento superficial até que a capacidade de armazenamento de umidade do solo seja excedida (AYOADE, 2006).

O balanço hídrico contabiliza a precipitação perante a evapotranspiração potencial, considerando um valor determinado de capacidade de armazenamento de água no solo (TUBELIS, 1992), e é considerado invariável nos diversos tipos de solos e de vegetação (AYOADE, 2006).

No cálculo do balanço hídrico considera-se geralmente que as taxas de evapotranspiração real podem ser calculadas como sendo função das taxas de evapotranspiração potencial, se a umidade disponível no solo for conhecida.

Se a capacidade de armazenamento de umidade de um solo é conhecida, ou estimada, a equação do balanço da água pode ser resolvida pela comparação da precipitação com a razão da evapotranspiração. O balanço da água pode ser computado em bases diárias, semanais ou mensais (MOTA, 1986). Para fins agrícolas, o balanço diário da água é o preferido, embora a computação semanal possa dar essencialmente os mesmos resultados. Para planejamento em longo prazo de recursos de água, a computação mensal pode ser adequada (MOTA, 1986).

A forma de escrita da computação do balanço hídrico consiste em 6 itens, isto é: precipitação, evapotranspiração potencial, evapotranspiração real, água armazenada no solo, excesso e deficiência (MOTA, 1986). Ela é simples e direta.

A cada dia, o total de evapotranspiração é subtraído da armazenagem de umidade do solo, enquanto a precipitação é adicionada. A precipitação em excesso da capacidade de armazenamento de umidade do solo é considerada como um excedente, incluindo ambos: o deflúvio superficial e a percolação profunda. Quando o balanço da água chega a zero, ocorre seca, e a evapotranspiração cessa. Em tal dia seco, a diferença entre a evapotranspiração potencial e a umidade disponível é registrada como *deficiência hídrica*. Para todo o período de computação do balanço hídrico, a soma da evapotranspiração real e a deficiência devem igualar a evapotranspiração potencial, enquanto a soma de evapotranspiração real e o excedente igualam a precipitação (MOTA, 1986).

A capacidade de campo, apesar de ser afetada por diversas características intrínsecas ao solo, serve como medida prática do limite superior de umidade do solo quando não saturado (MOTA, 1986).

A chamada deficiência hídrica aparece sempre que o solo não conseguir suplementar a precipitação (TUBELIS, 1992). Na computação do balanço hídrico, a deficiência de água ou seca ocorre sempre que a umidade do solo está esgotada ao ponto de murcha permanente. A frequência de dias secos dependerá das características da precipitação e da umidade do solo, da profundidade do enraizamento, e da razão da evapotranspiração. A seca, assim avaliada, é muito mais significativa do que a interpretação direta dos registros da chuva (MOTA, 1986).

O total da deficiência é bastante sensível a uma mudança na capacidade de armazenamento da umidade do solo. Van Bavel (1953) *apud* Mota (1986) investigou a dependência de dias

secos com a capacidade de armazenamento de umidade em Raleigh, em Carolina do Norte, em um período de 59 anos (1892-1951). Ele observou que o número de dias secos, durante a estação de crescimento (15 de maio a 27 de agosto), foi de no mínimo de 20 dias em qualquer ano para uma capacidade de armazenagem de 15 mm ou mais (MOTA, 1986). O número médio de dias secos decresceu de 45 para 10, quando a capacidade de armazenagem de umidade aumentou de 25 para 100 mm (MOTA, 1986).

De acordo com Tubelis (1992) ocorre *excedente hídrico* sempre que a precipitação for superior à quantidade necessária para alimentar a evapotranspiração potencial e completar o armazenamento de água no solo. Na computação do balanço hídrico, o escoamento da superfície e a percolação profunda são agrupados juntos como excedente. O excesso ocorre quando a chuva excede a capacidade de armazenagem de umidade, mas isto é somente uma aproximação.

Na verdade, o escoamento superficial é o excesso de chuva sobre a infiltração com mais razão do que sobre a armazenagem. Além disso, o excesso de água na forma de percolação não ocorre imediatamente. O processo leva um ou mais dias. Enquanto erros significantes podem ocorrer na computação diária por causa das suposições incorretas relativas ao escoamento superficial e a percolação, eles podem não ser grandes quando aplicados a um período de um mês ou mais especialmente sobre uma área extensa. Ligon, *et al.* (1964) *apud* Mota (1986) compararam o excedente de umidade do solo, computado pelo método do balanço hídrico, com o fluxo medido no reservatório Elkhorn, em Kentucky. Em geral, a concordância foi muito boa. Eles atribuíram parte da diferença ao fato de que somente uma estação foi usada para representar a precipitação sobre toda a bacia hidrográfica. Há também uma tendência para o fluxo da corrente de água retardar-se em relação ao excedente computado (MOTA, 1986).

A estimativa dos excedentes de água é de considerável importância prática para os agricultores. Ela não dá somente uma indicação da possível dimensão da erosão do solo, mas também da intensidade do lixiviamento dos nutrientes químicos no solo (MOTA, 1986).

O método de *Thornthwaite* considera que a água do solo é igualmente disponível aos vegetais desde a capacidade de campo até o ponto de murchamento permanente. Isto significa dizer que a evapotranspiração ocorre potencialmente enquanto o armazenamento de água no solo não for nulo. Sob o regime de armazenamento nulo, ocorre deficiência de

água no solo, caracterizada como a água que falta para que a evapotranspiração real ocorra potencialmente (TUBELIS, 1992).

O método de *Thornthwaite-Mater*, para contabilizar o balanço hídrico, considera que a disponibilidade da água no solo decresce com a diminuição do armazenamento, o qual é levado em conta no cálculo da evapotranspiração real (TUBELIS, 1992).

O cálculo do balanço, tanto para o método de *Thornthwaite* como o *Thornthwaite-Mater* pode ser feito tanto para períodos mensais como períodos de menores durações, dependendo da finalidade a que se destina (TUBELIS, 1992).

A estimativa de recarga no balanço hídrico

De acordo com Eilers (2004), os métodos para o cálculo da recarga aquífera no balanço hídrico pode ser classificado em: métodos empíricos, que relacionam a precipitação com a recarga; métodos baseados em medidas diretas de determinados processos físicos; e, modelos numéricos baseados na solução da Lei de Darcy.

Nos métodos baseados em medidas diretas, destaca-se: a observação da variação do nível d'água em poços de monitoramento, o uso de lisímetros e a aplicação de traçadores.

Na observação da variação dos níveis de água em poços, o incremento de água é multiplicado pela porosidade específica para obter-se uma estimativa indireta da recarga. É necessário levar em consideração que alguns fatores externos podem afetar a interpretação como efeitos de bombeamento nas proximidades e o fluxo de água lateral. Estimar a porosidade específica é outra dificuldade (SOPHOCLEOUS, 1991 *apud* EILERS, 2004).

O métodos por lisímetros é o único métodos direto de medida de recarga, entretanto seu uso não é prático, além do elevado custo associado a sua construção e o tempo necessário para a sua estabilização. Além disso, seus resultados são estritamente localizados.

Recentemente muitos trabalhos com uso de traçadores têm sido publicados, como uma estimativa indireta de recarga (EILERS, 2004). Esta técnica utiliza uma grande variedade de elementos químicos para caracterizar o fluxo de água na zona não saturada. Os traçadores podem ser divididos em: Históricos, ou seja, é feita através da análise de assinaturas decorrentes de um evento particular, a exemplo dos testes nucleares; Ambientais, através de análises de cloretos, nitratos e isótopos estáveis; e Artificiais, que

são aplicados diretamente no local investigado, como exemplo a injeção de trítio. Os problemas associados a estes métodos estão relacionados com as incertezas decorrentes da amostragem e interpretação dos resultados, bem como, pelas simplificações conceituais adotadas.

Nos métodos numéricos, àqueles baseados na solução da equação de Darcy combinado com a equação de conservação de massas, permite a elaboração de modelos computacionais utilizados para simular o fluxo de água no meio não saturado em diferentes condições físicas. Embora a Lei de Darcy seja aplicável em condições de fluxo não saturado, o valor da condutividade hidráulica K varia significativamente em função do conteúdo volumétrico e do potencial total. As incertezas na determinação da interação de K com o conteúdo volumétrico, associado ao grande número de parâmetros exigidos por modelos mais complexos, dificultam a utilização de modelos em condições com pouca disponibilidade de dados (EILERS, 2004).

5 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

5.1 – Localização

A área de estudos localiza-se parcialmente nos municípios de Verdelândia e Varzelândia em Minas Gerais, cerca de 600 km de Belo Horizonte, na Mesorregião Norte de Minas e Microrregião Montes Claros. Esta área encontra-se hidrograficamente situada na bacia do médio Rio São Francisco (Figura 09).

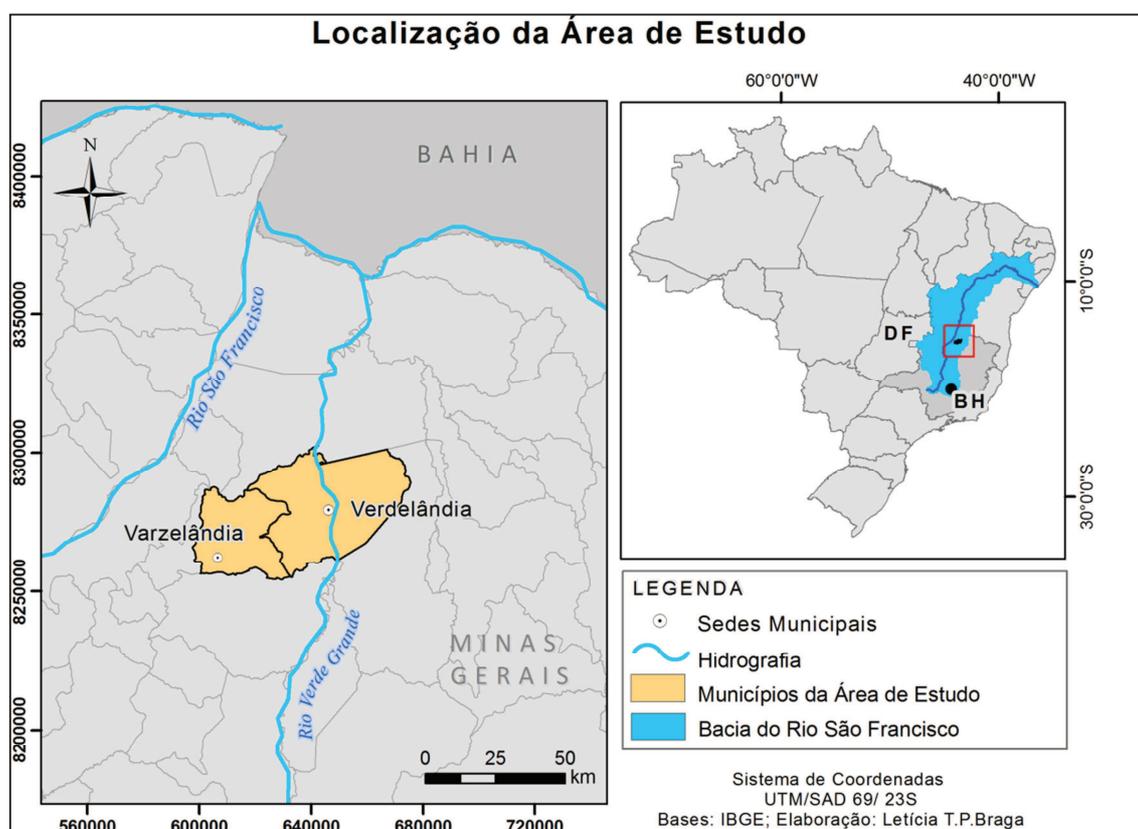


Figura 09 - Mapa de localização da área de estudo.

O acesso à região de estudos se faz, partindo de Belo Horizonte pela BR-040 sentido Brasília, MG-135, depois de Paraopeba, passando por Curvelo, Buenópolis e Joaquim Felício até Montes Claros, MG-122 até Janaúba e MG-401 sentido Jaíba até Verdelândia.

Em Verdelândia o acesso se faz pela estrada de terra até Varzelândia (Figura 10). Esta estrada Verdelândia-Varzelândia cruza grande parte da área de estudos, sub-bacias

hidrográficas localizadas na porção sul na bacia da bacia do rio Verde Grande em Minas Gerais (Figura 11). A região foi selecionada pela grande concentração de dolinas.

Os principais cursos d'água que drenam a área são os córregos São Vicente e o Macaúbas.

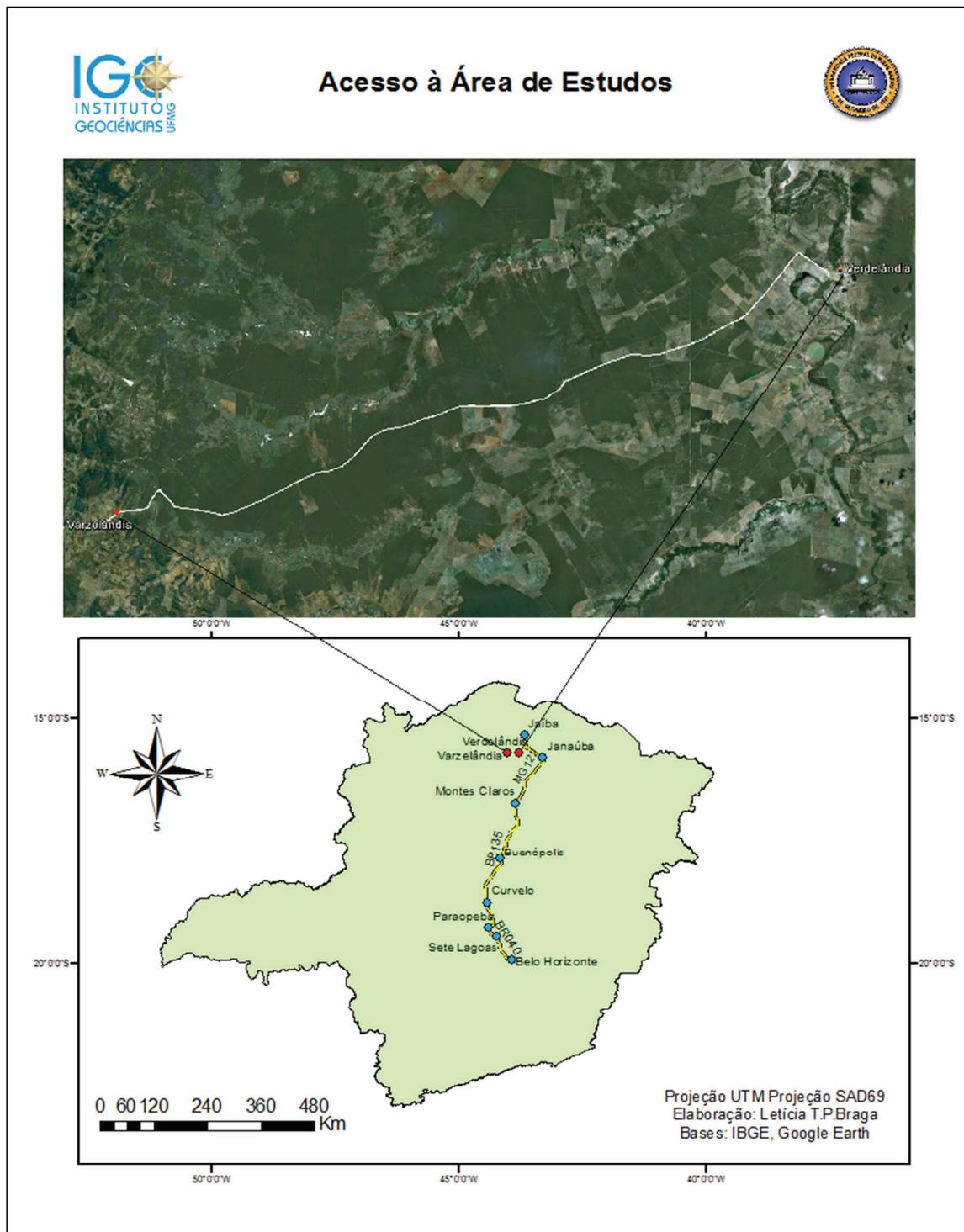


Figura 10 - Mapa de acesso à área estudos.

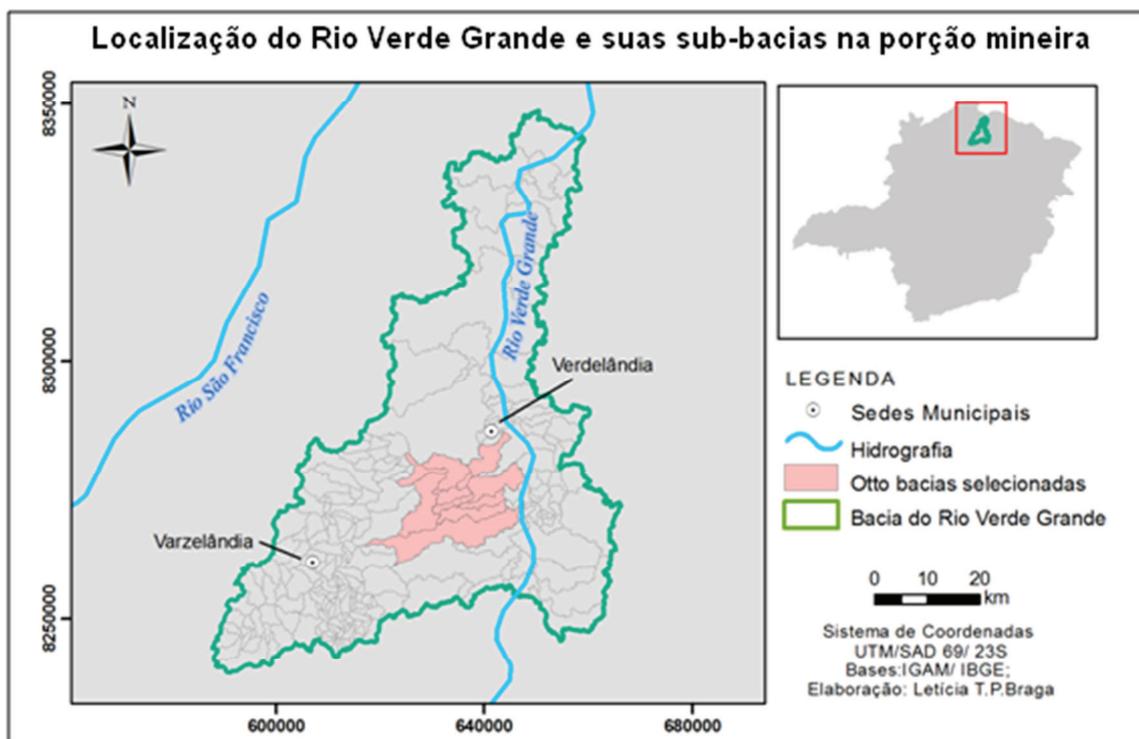


Figura 11 - Mapa da bacia do rio Verde Grande em Minas Gerais e as sub-bacias objeto de estudos.

5.2. Clima

Dados do IBGE¹⁴ referentes ao clima de Minas Gerais caracterizam a área de estudo com elevadas temperaturas, estando as médias anuais de temperatura entre duas faixas de temperatura, a faixa de 22 a 24° C e a faixa com temperaturas maiores que 24° C, esta última sendo a classe com temperaturas mais elevadas para Minas Gerais (Figura 12). Quanto à umidade a região encontra-se na classe do IBGE que possui as menores taxas de precipitações anuais para Minas Gerais, precipitação menor que 1.000 mm anuais (Figura 13).

¹⁴ Cartas Temáticas do IBGE. Shapes disponíveis em: <http://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/cartas-tematicas>.

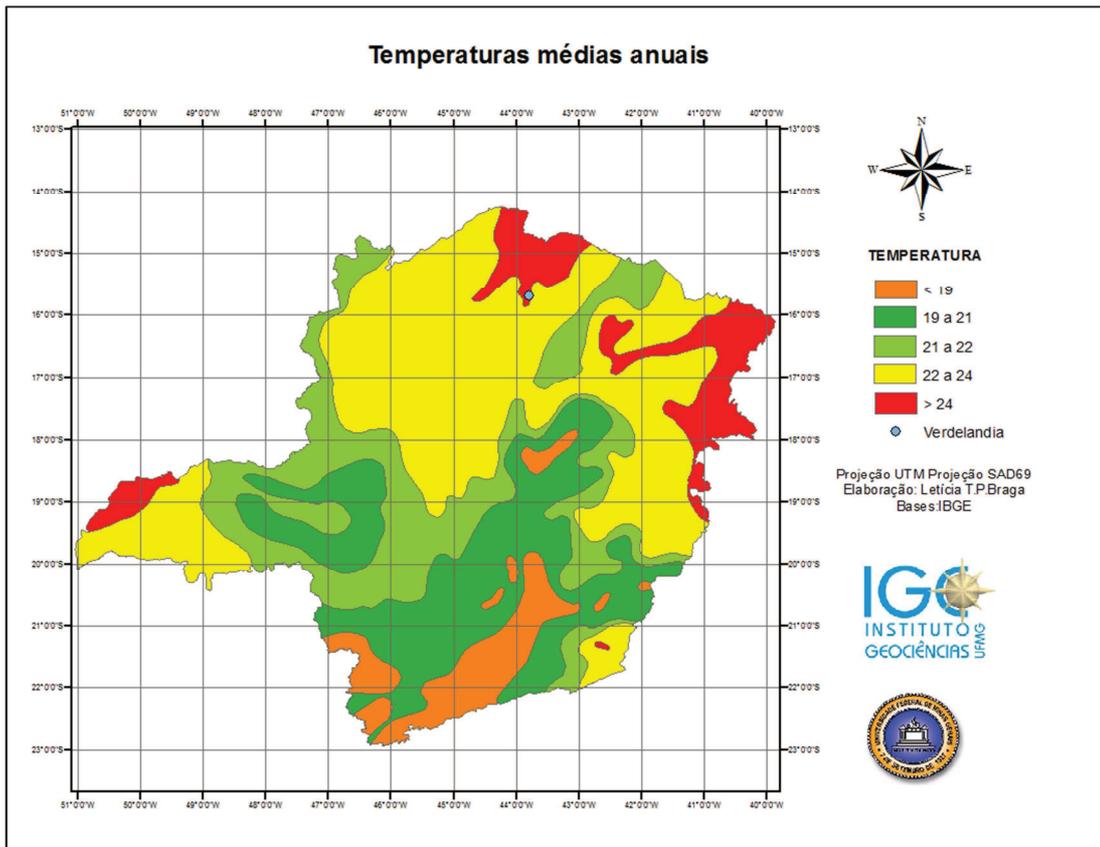


Figura 12 - Mapa das médias anuais de temperatura para Minas Gerais.

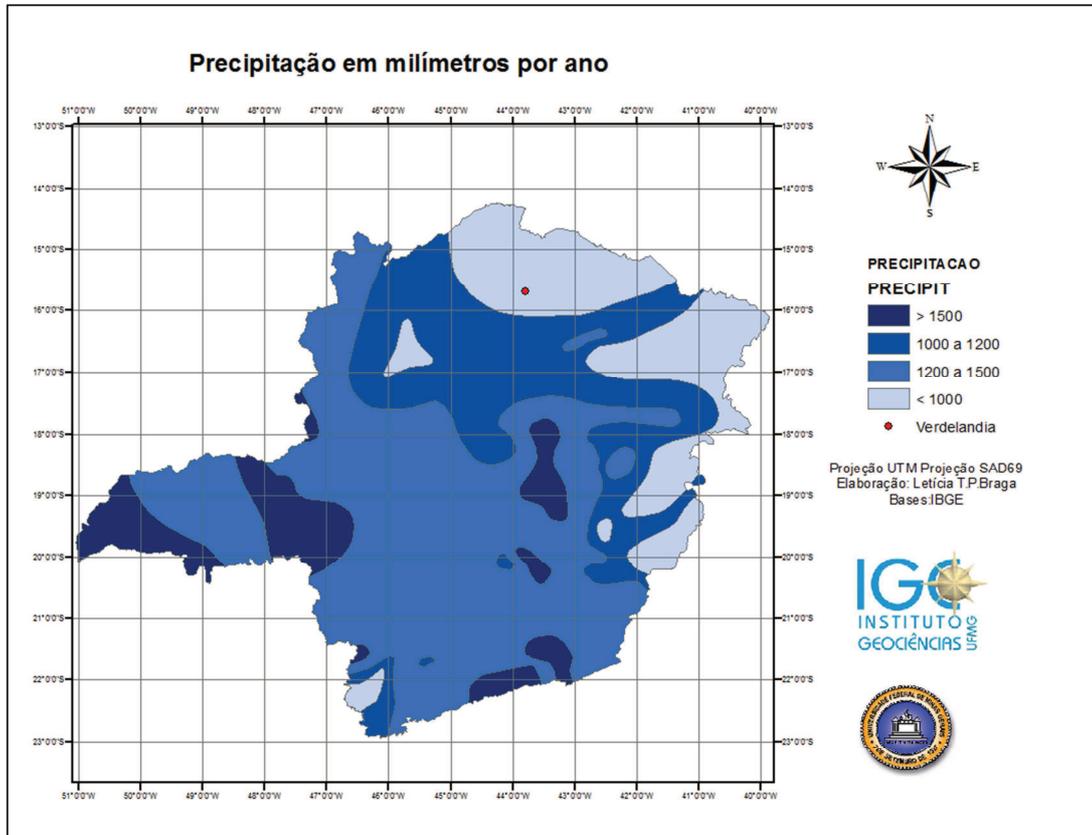


Figura 13 - Mapa das médias de precipitação anual para Minas Gerais em milímetros por ano.

De acordo com a classificação de Köppen (PATRUS *et al.*, 2001), a região se classifica como *tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco*, a temperatura média do mês mais frio acima de 18° C, e verão chuvoso. Entretanto para Nimer (1979) a região se classifica como *tropical quente semi-úmido, inverno ameno e verão sempre quente e muito longo, com período seco com longa duração*. Para Matter (1974) *apud* Vianello & Alves (1991) a área se enquadra na região denominada como *semiárido brasileiro*, também considerado pelo IBGE (2007), conforme Figura 14.

A média anual de precipitação, nos estudos de Velásquez *et al.* (2009), a partir de dados da estação meteorológica de Janaúba, situada a cerca de 40 km da área de estudo, é de 789,8 mm. As chuvas se concentram principalmente entre os meses de novembro a março e com índices baixíssimos entre abril e setembro e raramente ocorrem eventos de chuva entre maio e setembro.

O balanço hídrico pelo método mensal normal de Thornthwaite-Matter (1954), realizado no período de 1996 a 2006 por Velásquez *et al.* (2009), mostra déficit hídrico de 594,9 mm/ano, não havendo excedente hídrico. A evapotranspiração potencial foi estimada em 1.384,7 mm, com os dados meteorológicos fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. A temperatura média compensada anual é de 25°C, sendo julho o mês mais frio, com média de 22,5°C e outubro o mês mais quente, com média de 26,9 °C (VELÁSQUEZ *et al.*, 2009; SILVA, 2011).

No período de novembro de 2007 a outubro de 2008, foi realizado também por Silva (2011), um balanço hídrico com dados mensais de estações hidrológicas de três localidades no município de Verdelândia em regiões altas e planas: Fazenda São José (P1), Fazenda Domina (P2) e Fazenda Arapuá (P5), (Tabela 02). Os dados de temperatura foram utilizados da estação de Janaúba (83395) operada pelo INMET. A temperatura média compensada para a estação de Janaúba foi de 25,1° C, sendo o mês de outubro de 2008 o mais quente, com temperatura média de 28,1° C e julho de 2008 o mais frio, com temperatura média de 21,9° C. Este balanço hídrico foi realizado a partir do modelo de Thornthwaite & Mather (1955), empregando o valor de 100 mm para a Capacidade de Água Disponível – CAD.

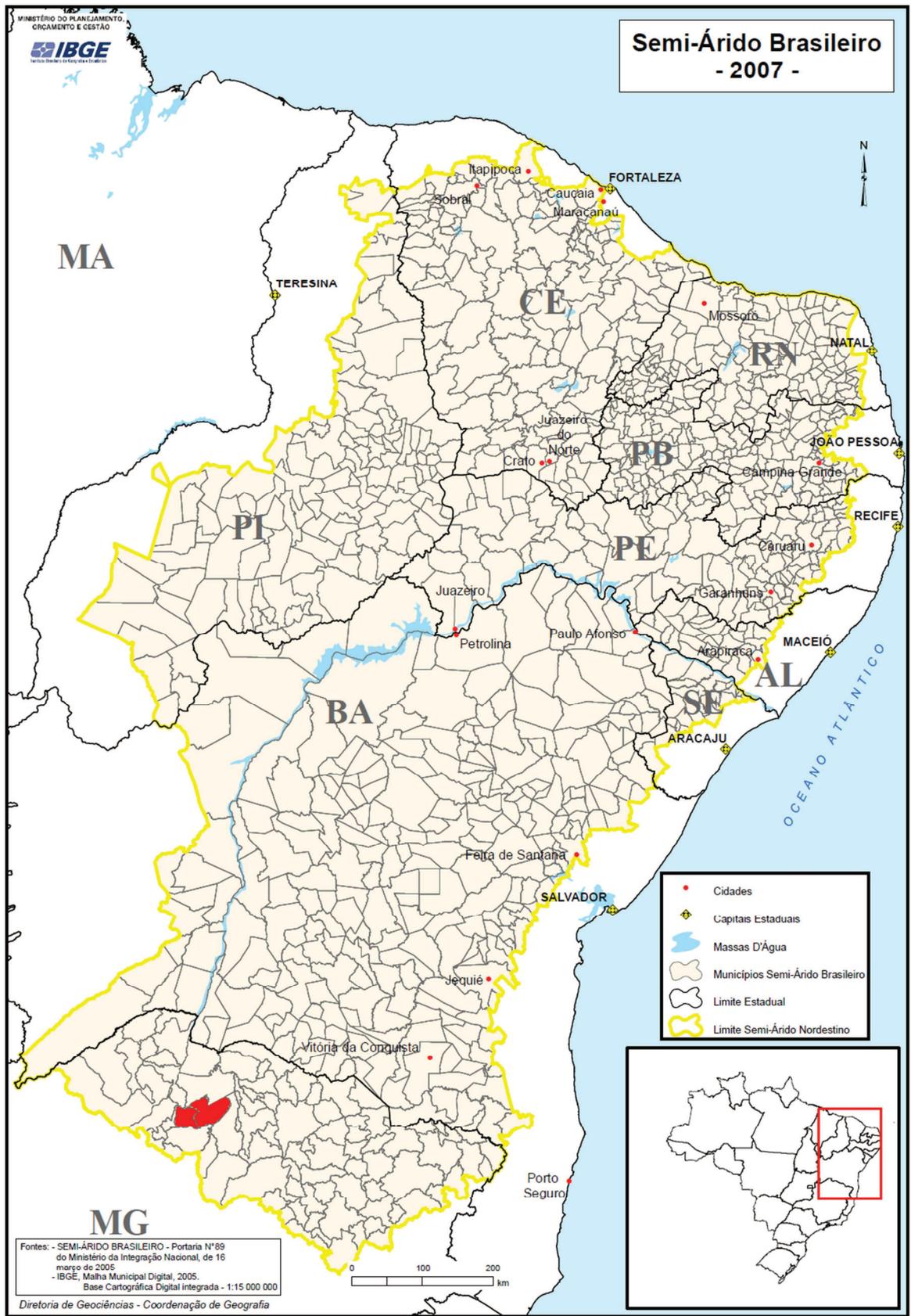


Figura 14 - Semiárido brasileiro com a localização dos municípios de Varzelândia e Verdelândia em vermelho. Fonte: IBGE 2007 (adaptado) e BRASIL 2005.

Tabela 02 – Estações Hidrológicas. Fonte: Silva (2011).

Estação	Precipitação Anual	Precipitação Máxima Mensal	ETP	ETR	Deficiência Hídrica Anual	Excedente Hídrico
P1 (D. Domina)	777 mm	222,7 mm (dezembro)	1.422 mm/ano	777 mm/ano	645 mm	Ausente
P2 (São José) *	710 mm	156,7 mm (janeiro)	1.421,9 mm/ano	710,5 mm/ano	711,3 mm	Ausente
P3 (Arapuá)	776 mm	242 mm (dezembro)	1.422 mm /ano	699,3 mm/ano	722,6 mm	76 mm (dezembro)

(*) Defeito no pluviógrafo no mês de abril, sendo considerado para este mês dados da fazenda Arapuá, que apresentou comportamento das precipitações semelhantes, indicando uma correlação de 0,95.

5.3- Geologia

5.3.1 – Contexto Geotectônico e Estrutural

A área de estudos encontra-se no cráton São Francisco (Figura 15), unidade geotectônica neoproterozóica que permaneceu estável se comparada às faixas de dobramento brasileiras Araçuai, Alto Rio Grande, Brasília, Rio Preto, Sergipana e Riacho do Pontal. Inserida no compartimento central da bacia hidrografia do São Francisco, as coberturas neoproterozóicas encontram-se pouco deformadas. (ALMEIDA, 1977).

A bacia hidrográfica do São Francisco cobre uma área de, aproximadamente, 620.000 km². As unidades litoestratigráficas que preenchem a bacia são o Supergrupo Espinhaço, de idade paleo/mesoproterozóica, Supergrupo São Francisco de idade neoproterozóica, os sedimentos paleozóicos do Grupo Santa Fé e as unidades cretáceas dos Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001). Inserido no Grupo Bambuí, que faz parte do Supergrupo São Francisco, encontra-se a área de estudo deste trabalho, Figura 16.

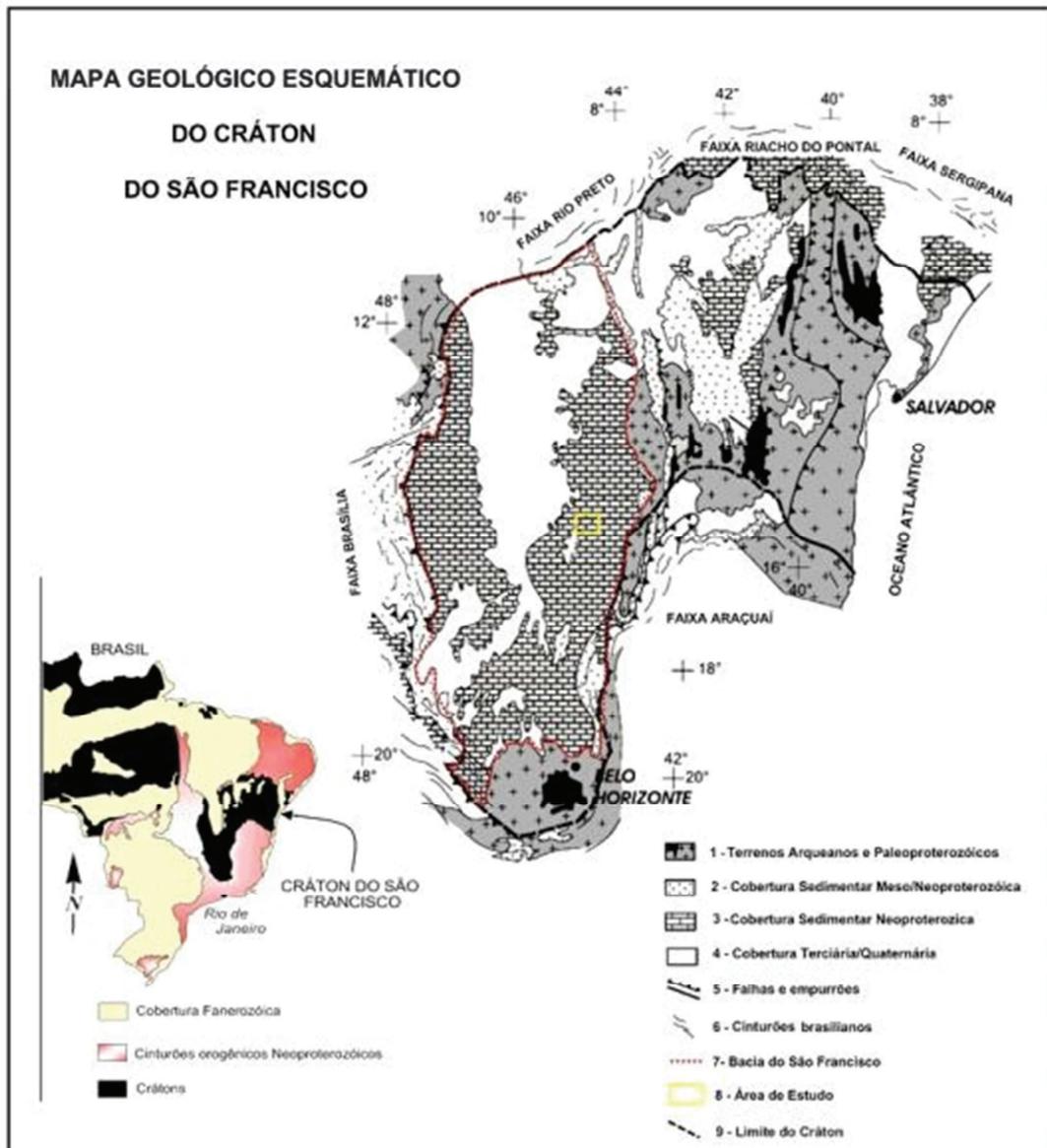


Figura 15 - Mapa geológico esquemático do cráton do São Francisco mostrando os limites da Bacia Intracratônica do São Francisco e a localização da área de estudo em amarelo. Adaptado de Alkmim & Noce (2006) e Pimentel & Silva (2003).

Os principais eventos tectônicos na bacia do São Francisco que envolveram o grupo Bambuí, com base em Alkmim (2004) estão relacionados com a formação do paleocontinente Gondwana, no final do Neoproterozóico, e sua ruptura no início do Cretáceo.

Freitas *et al.*(2008) explica, apoiadas em outros estudos, que o Gondwana formou-se no final do Neoproterozóico a partir de uma sucessão de colisões envolvendo os continentes São Francisco-Congo (Orogênese Brasileira). As margens ativas e passivas foram convertidas nos cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton São

Francisco. As sobrecargas laterais desencadearam o processo de subsidência no interior do cráton, locus de deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí (Figura 16), durante uma transgressão marinha generalizada. Neste processo os ramos dos *rifles* foram parcialmente invertidos e posteriormente os sedimentos Bambuí foram retrabalhados pelo avanço das frentes orogênicas brasileiras, formando cinturões epidérmicos.

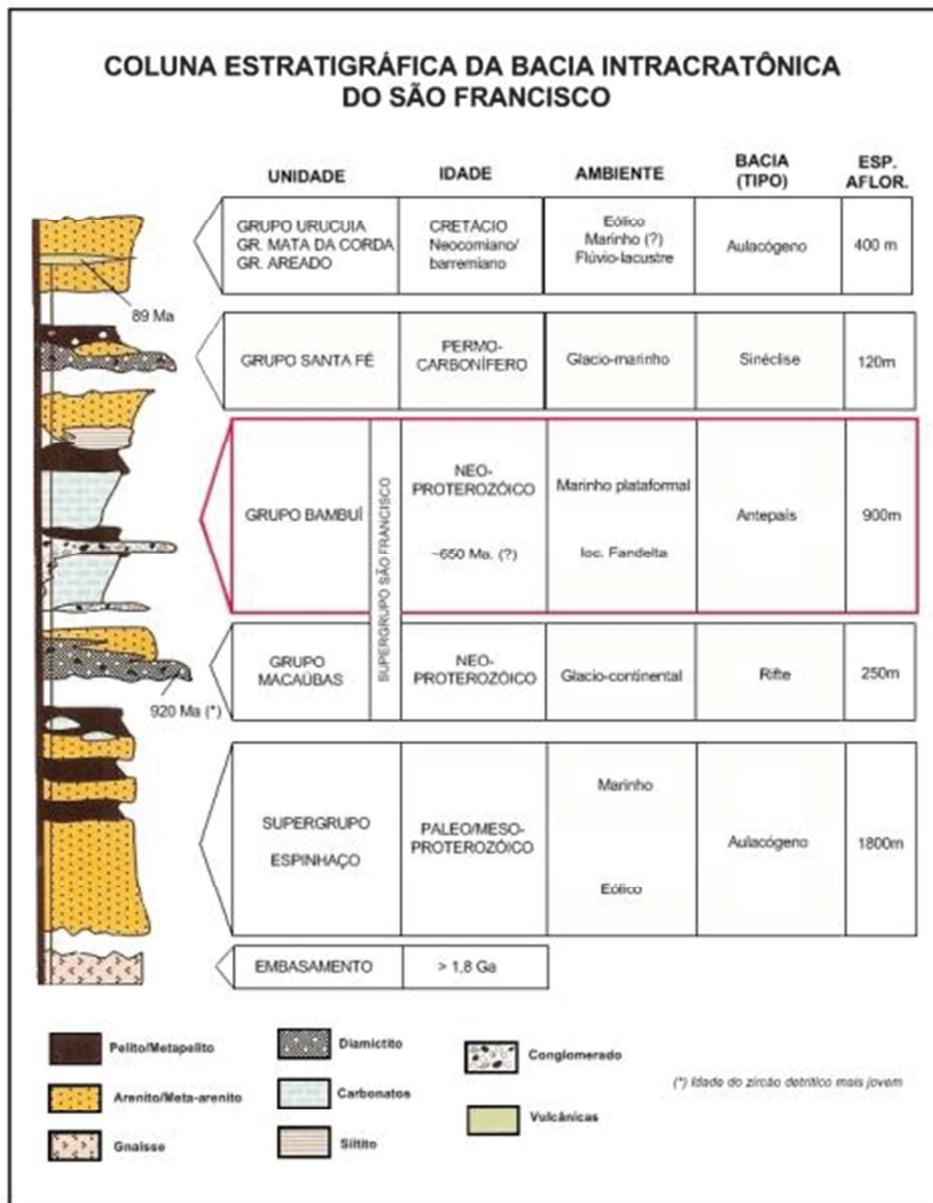


Figura 16 - Coluna Estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco. Fonte: Alkmim & Martins-Neto (2001).

O fim daquele grande continente se deu no Eocretáceo, com a ruptura da conexão São Francisco-Congo e início do desenvolvimento das bacias marginais. No interior do cráton nuclea-se o rifte Abaeté constituído por um conjunto de hemigrabens, gerados pela reativação de falhas do substrato pré-cambriano, onde se depositou o Grupo Areado. No Barremiano-Eoaptiano há uma rápida incursão marinha, sucedida pelo vulcanismo alcalino Mata da Corda. O Grupo Urucua depositou-se num contexto climático de aridez crescente, a partir de um novo pulso de soerguimento do Arco Alto do Parnaíba e geração de uma sinéclise na porção central e norte da bacia (FREITAS et al.2008).

Segundo Alkmim et al. (1993) e Alkmim et al. (1996), o cráton do São Francisco pode ser dividido em dois domínios estruturais, I e II, separados pelo Corredor Paramirim de orientação NNW-SSE. A área de estudos deste trabalho está inserida no Domínio I, conforme Figura 17. A área pesquisada está inserida no Domínio I, Compartimento Central (setor C1). O estilo geral do Grupo Bambuí nesse Compartimento é de uma cobertura tabular não deformada ou pouco deformada na escala regional. Na escala local, são comuns falhas normais de pequeno rejeito, gerando estruturas monoclinais suaves, ou amplas dobras supra delgadas resultantes da compactação diferencial de pilha sedimentar sobre altos do embasamento (BAPTISTA & MENEGUESSO, 1976 *apud* VELÁSQUEZ *et al.*, 2009).

Silva (1984) trabalhou próximo à região de estudo, incluindo a cidade de Jaíba. A partir do estudo de fotografias aéreas este autor mostrou que as principais direções de fraturas na área são as N30-40E e N60-70W. As fraturas mais comuns associadas às dolinas são N10-20E, N60-70W e N30-40W. Segundo o autor há evidências que as principais drenagens da região são controladas por fraturamentos.

A região da área de estudos, de acordo com Magalhães (1999) *apud* Costa & Saadi (2005) insere-se na Província Neotectônica de Tensões do Interior, cuja direção de sigma1 NW-SE está relacionada à rotação da Placa Sulamericana para oeste. Foram identificadas por Costa & Saadi (2005), no sul de Minas, feições transpressivas de direções E-W e ENE-WSW que vergem para N, correspondendo à direção das serras e feições transtensivas de direções NNW-SSE e ENE-WSW.

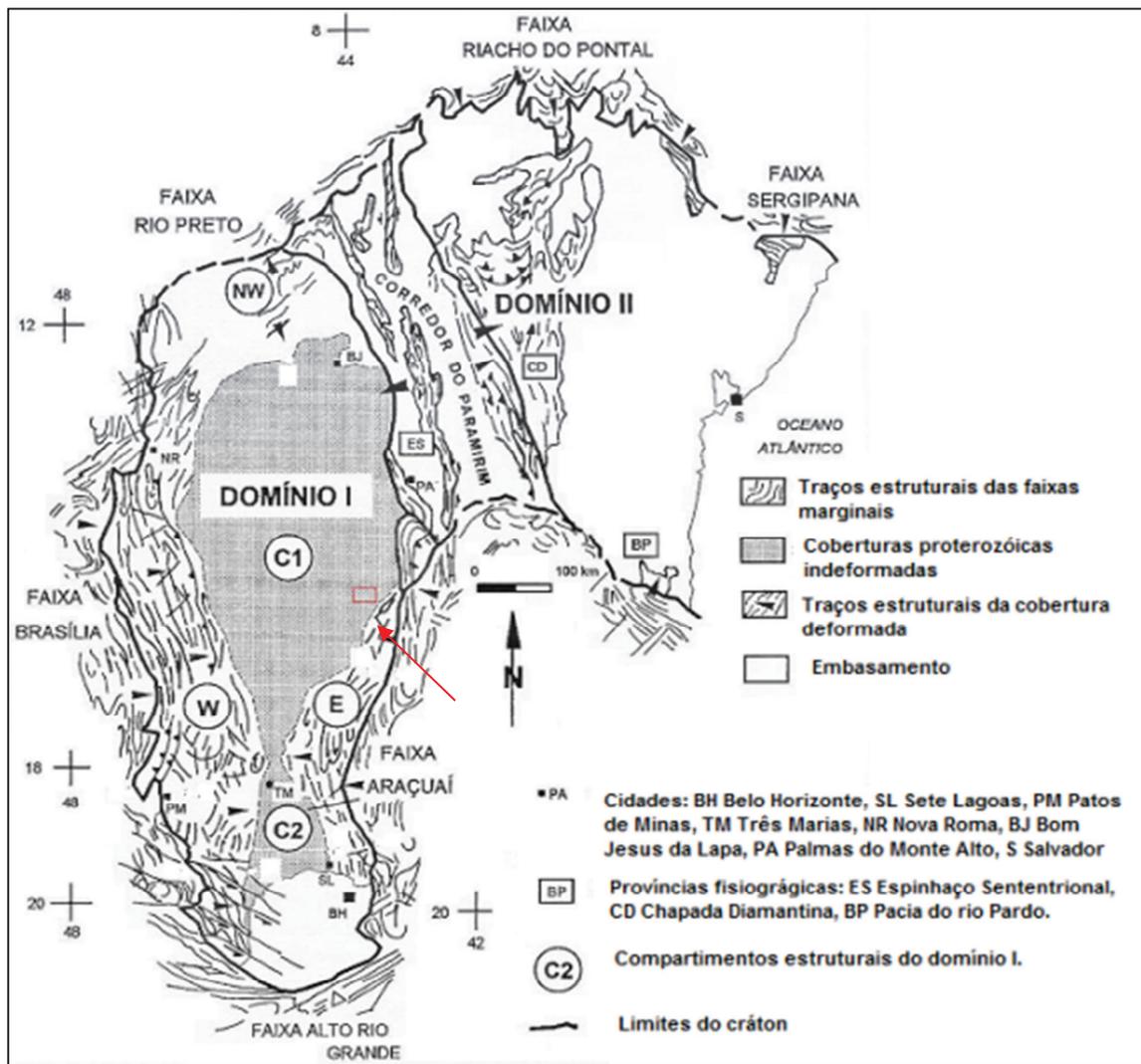


Figura 17 - Compartimentação estrutural do cráton do São Francisco e a localização da área de estudos em vermelho. Fonte: Adaptado de Alkmim *et al.* (1996).

Martínez (2007) definiu na área em enfoque duas regiões estruturais: região da margem direita do rio São Francisco e região de Jaíba. A primeira é delimitada pelos rios São Francisco e Verde Grande, com as rochas mergulhando muito suavemente para ESE. A segunda, a leste do rio Verde Grande, registra influência da Faixa Araçuaí. Martínez (2007) defende a estruturação das unidades do Grupo Bambuí na região de Verdelândia segundo um sinclinal. Nesse restrito domínio as rochas pelíticas mostram-se foliadas. Por meio de estudos de fotolineamentos no Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais ressalta que as drenagens da região são controladas por lineamentos.

Nos estudos de Freitas *et al.* (2008) no município de Verdelândia as unidades aflorantes estão estruturadas em camadas sub horizontais e pouco deformadas. Exceções são encontradas a leste, onde foi inferida uma falha de empurrão que coloca os calcários da

Formação Lagoa do Jacaré sobre os pelitos da Formação Serra da Saudade, e no Sinclinal da Serra da Jaíba de eixo NE-SW, com dobramentos em escala métrica que vergem para NW nos calcários da Formação Jaíba. Dados apontam que o vetor σ_1 atuava na horizontal de SE para NW, possivelmente resultante da Orogênese Brasileira, e foi responsável pelos dobramentos nos calcários da serra da Jaíba, inclusive a estruturação do Sinclinal da Serra da Jaíba de eixo N30-40E. As direções principais de fraturamento encontrados neste estudo são N60-80W, N30-50E e N10-30E, sendo que as direções N60-80W e N30-50E também aparecem como lineamentos.

5.3.2 – Litologias Presentes na Área de Estudo

De acordo com a base de dados geológicos da CPRM (2007) – Projeto São Francisco, escala 1:250.000, a área de estudos encontra-se sob o domínio das rochas do Grupo Bambuí, Subgrupo Paraopeba sendo grande parte recoberta por coberturas detrito-lateríticas ferruginosas. A nordeste da área, na Serra da Jaíba, encontram-se rochas da Formação Três Marias e a leste, acompanhando a planície do rio Verde Grande, estão presentes os depósitos aluvionares (Figura 18).

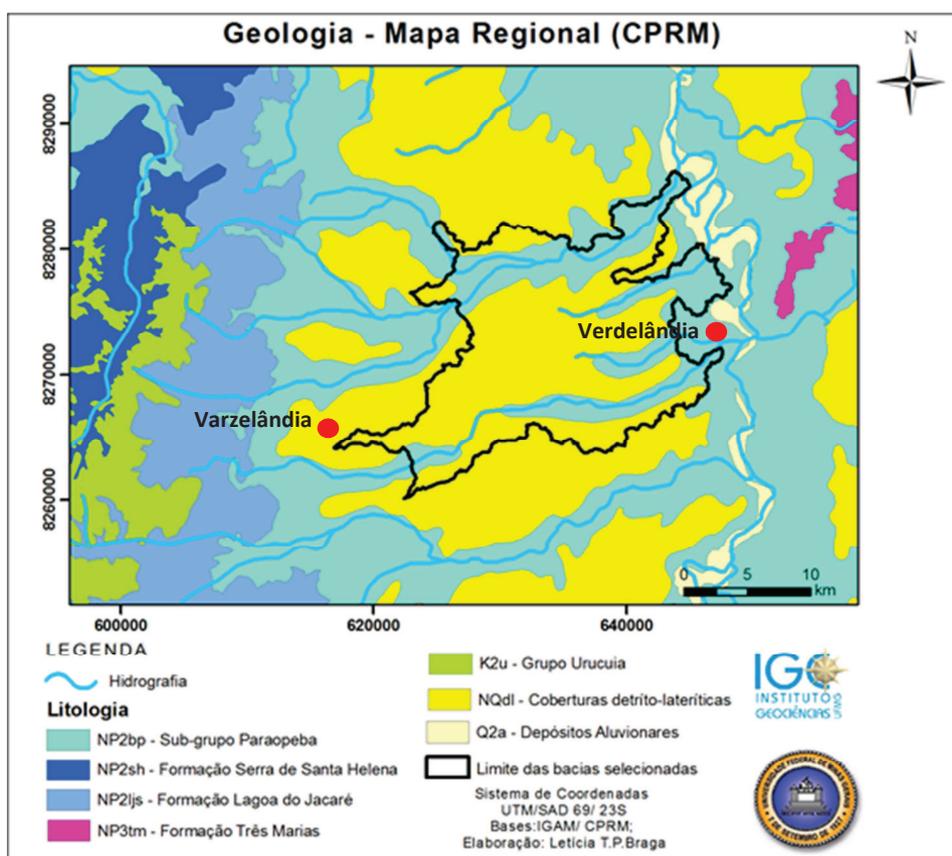


Figura 18 - Mapa geológico em escala regional 1:250.000 com enfoque na área de estudos.

Martínez (2007) detalhou a geologia da região da área de estudos, gerando o mapa da Figura 19, adaptado por Freitas *et al.* (2008). Seu estudo possibilitou a distinção das Formações do Subgrupo Paraopeba presentes na área. Observa-se que a região-foco deste estudo é dominada pela Formação Lagoa do Jacaré, que encontra-se parcialmente recoberta pela Cobertura detritica-laterítica Terciária-Quaternária. Foram encontrados a leste os mesmos depósitos aluvionares do trabalho do CPRM, aqui denominados Sedimentos Quaternários.

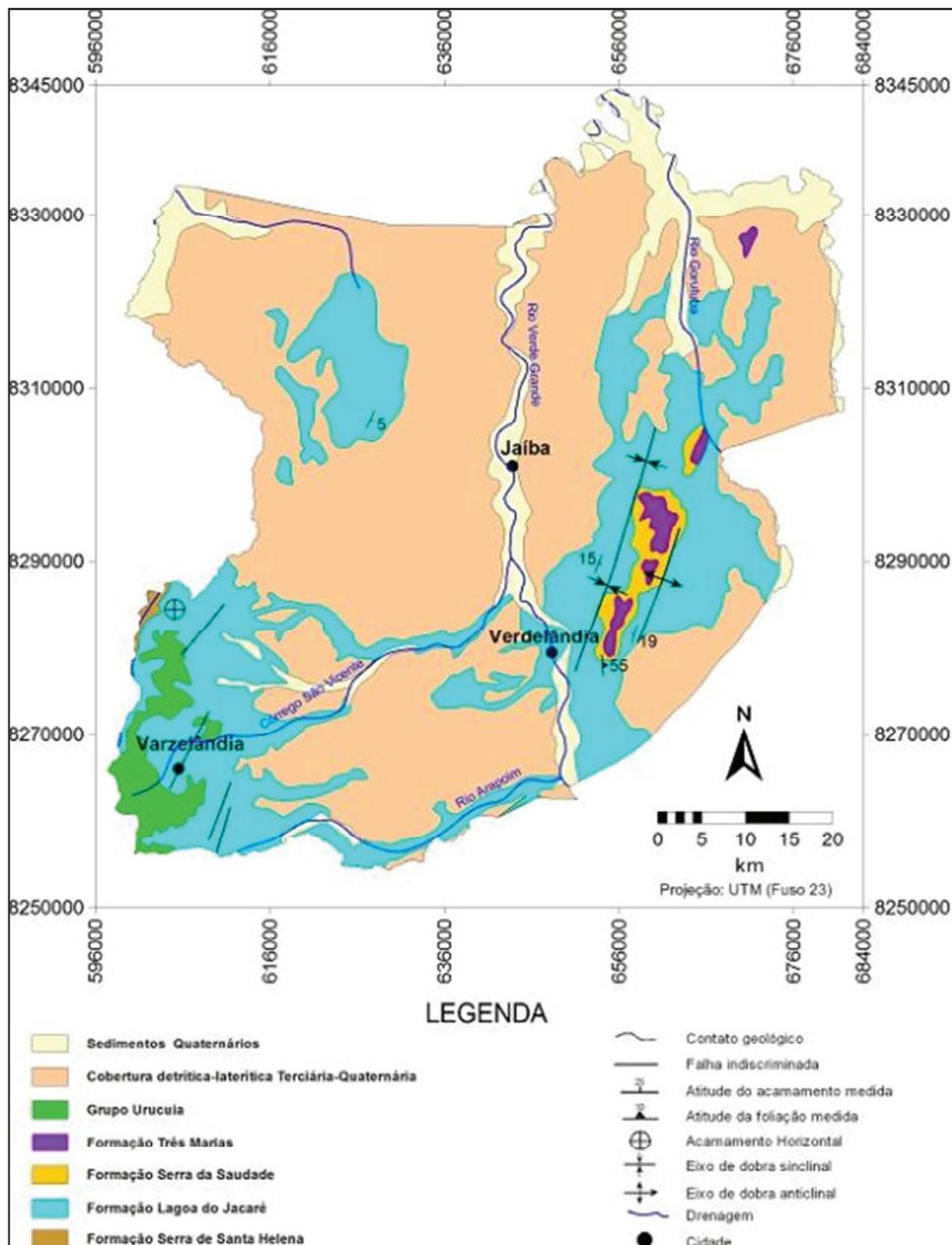


Figura 19 - Mapa geológico regional. Fonte Martínez (2007), adaptado por Freitas *et al.* (2008).

Em estudo mais recente na bacia do rio Verde Grande, Costa (2011), com conhecimento dos dois estudos citados, mapeou a área com maior detalhamento. Algumas alterações foram sensivelmente percebidas nas áreas adjacentes. Notou-se uma grande ampliação espacial da Formação Serra da Saudade na região assim como das Coberturas detrítico-lateríticas e Sedimentos Quaternários, agora denominadas em conjunto como Coberturas Colúvio Eluvionar (Figura 20).

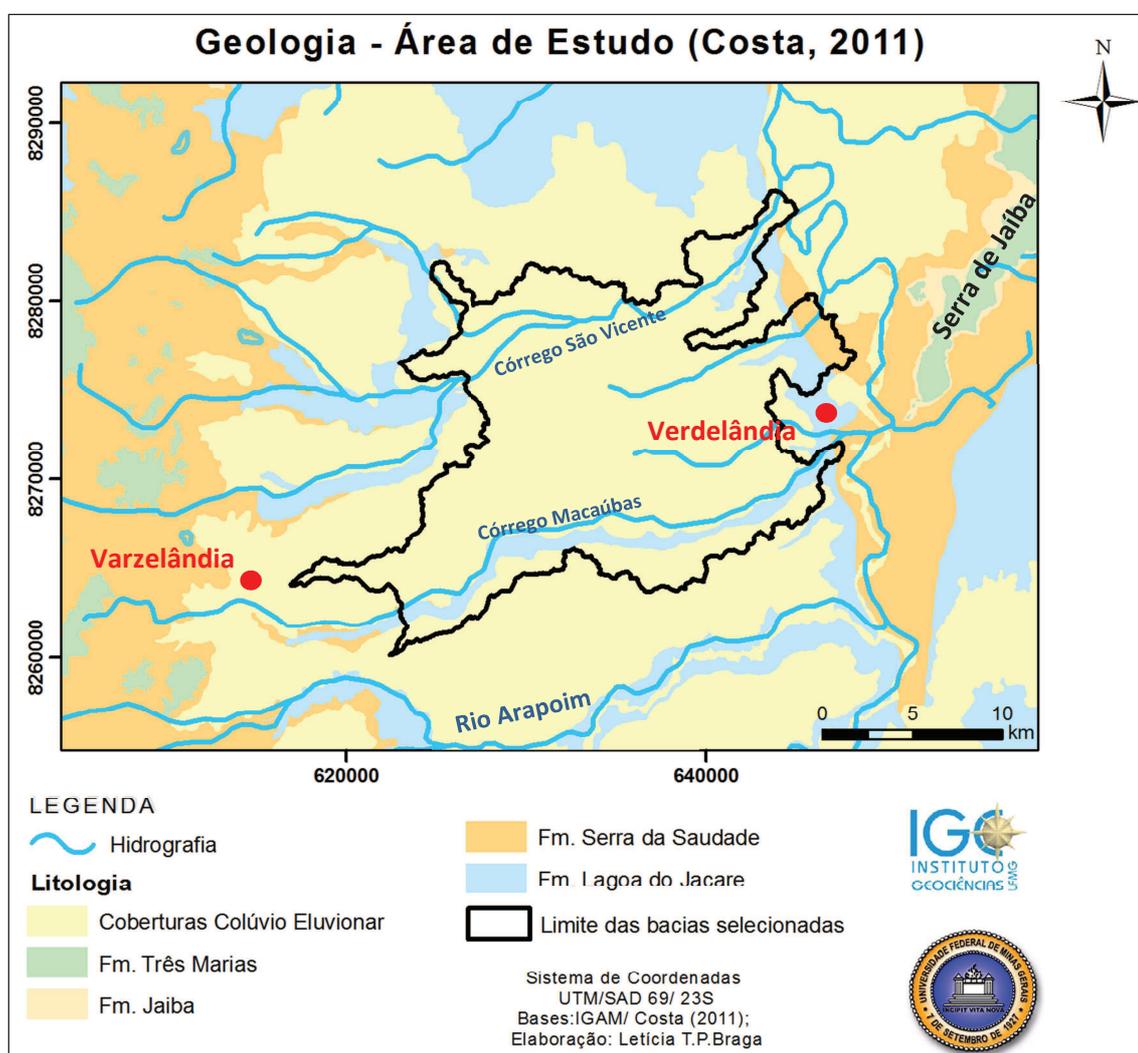


Figura 20 - Mapa Geológico de maior detalhe da área de estudos em escala 1: 50.000, adaptado de Costa (2011).¹⁵

¹⁵ COSTA (2011) forneceu as shapes do mapeamento, que trata-se de uma área maior, para a elaboração deste mapa em novo *layout* específico para a área de estudos.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí (750-600 Ma) constitui a cobertura neoproterozóica de maior distribuição no cráton São Francisco. Representa associação de litofácies siliciclásticas e bioquímicas, na forma de sedimentos plataformais depositados em extenso mar epicontinental (IGLESIAS & UHLEIN, 2009).

O Grupo Bambuí possui espessura superior a 1.000 m, e foi depositado no final do Neoproterozóico em ambiente de mar raso do tipo epicontinental, em contexto geotectônico de uma bacia de antepaís (CHANG *et al.*, 1998; THOMAZ FILHO *et al.*, 1998 *apud* CHAVES *et al.*, 2007). A idade de sedimentação do grupo está compreendida no intervalo aproximado entre 640 Ma (Formação Sete Lagoas) e 580 Ma (Formação Três Marias), com base em idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar (THOMAZ FILHO *et al.*, 1998 *apud* CHAVES *et al.*, 2007).

Dardenne (1981) dividiu a sequência sedimentar Bambuí em três megaciclos regressivos em uma sucessão tipo *shallowing upward*, depositados em ambiente marinho raso. Os megaciclos regressivos iniciaram-se com uma rápida transgressão de amplitude regional a partir da qual se desenvolveram fácies marinhas sublitorâneas, passando progressivamente para fácies marinhas litorâneas e supralitorâneas, atingindo, localmente, no caso da Formação Três Marias, fácies fluviais continentais (Tabela 03).

Nas duas últimas décadas, estudos fundamentados em análise faciológica e sistemas deposicionais foram desenvolvidos nas áreas de coberturas do cráton do São Francisco. Sucederam-lhes os estudos que, baseados em estratigrafia de sequências e interpretação das variações do nível do mar, têm possibilitado a análise dessas pilhas sedimentares como respostas da superfície deposicional à subsidência prolongada da bacia, resgatando os vínculos existentes da geotectônica com a sedimentação (MARTINS & LEMOS, 2007 *apud* FREITAS *et al.*, 2008).

Além das principais unidades estratigráficas padronizadas e reconhecidas para o Grupo Bambuí, existem unidades de ocorrência local que podem alcançar a categoria de formações, dependendo do autor. Na serra da Jaíba, Chiavegatto *et al.* (2003) *apud* Freitas *et al.* (2008) definiram a Formação Jaíba, cuja espessura varia entre 30 e 80 m, caracterizada por calcilitos, laminitos algálicos e raros corpos de estromatólitos, exibindo

dobramentos variáveis. O contato inferior com a Formação Serra da Saudade é transicional enquanto para o topo, é marcadamente erosivo, onde afloram lentes delgadas de conglomerado polimítico de 0,5 m de espessura pertencentes a base da Formação Três Marias.

Tabela 03 - Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí (MARTINEZ, 2007)¹⁶.

GRUPO BAMBUÍ				
Formação	Características litológicas	Espessura (m)	Sequência	Ambiente de Sedimentação
Três Marias	Siltitos, arenitos e arcóseos cinza a verde-escuros.	~100	Megaciclo III (argilo-arenosa)	Ambiente fluvial. Ambiente marinho litorâneo agitado, submetido a influência de ondas e correntes de maré; exposição subaérea temporária, frequência na zona de intermarés.
Serra da Saudade	Folhelhos, argilitos e siltitos verdes, com lentes de calcários subordinados.	25-200		
Lagoa do Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, siltitos e margas.	0-100	Megaciclo II (argilo-carbonatada)	Ambiente marinho litorâneo, agitado, submetido a influência das ondas e correntes de maré.
Serra de Santa Helena	Folhelhos e siltitos cinza a cinza-esverdeados.	220-150		
Sete Lagoas	Calcários dolomíticos e calcários microcristalinos finamente laminados, de cor cinza. Dolomitos bege litográficos, laminados com intraclastos, oólitos e estromatólitos colunares.	250-200	Megaciclo I (argilo-carbonatada)	Ambiente marinho sublitorâneo, abaixo do nível de base das ondas e correntes de maré, profundidade moderada.
Jequitai	Paraconglomerado com matriz argilosa esverdeada e seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, cherts, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas.	0-20		Ambiente Glacial

¹⁶ Baseado em Dardenne (1978) e sequências do tipo *shallowing upward* e ambientes de sedimentação, segundo Dardenne (1981) *apud* Martínez (2007).

5.4. Geomorfologia

Na perspectiva de King (1956), que discutiu a evolução do modelado geomorfológico brasileiro, a região da área de estudos estaria incluída na denominada Superfície Velhas. Superfície esta caracterizada por ele como aquela com profundos vales que se escavaram em terrenos de planícies soerguidas no ciclo Sul-Americano. O aspecto geral é o de uma paisagem ondulada, pedimentada, cuja superfície se apresenta dissecada por profundos vales do ciclo seguinte.

Para Valadão (1998), esse domínio estaria na Superfície Sul-Americana II, que se estabeleceu com o Soerguimento Pliocênico e foi responsável pela reincisão da rede hidrográfica, que é representada pelo piso de amplas depressões interiores das principais bacias hidrográficas que drenam a porção oriental do Brasil.

Regionalmente, de acordo com os aspectos morfológicos do terreno pode-se notar a presença de três compartimentos de relevo distintos: a Depressão Sanfranciscana, o Planalto do São Francisco e as formas residuais do Planalto do São Francisco. (Figura 21).

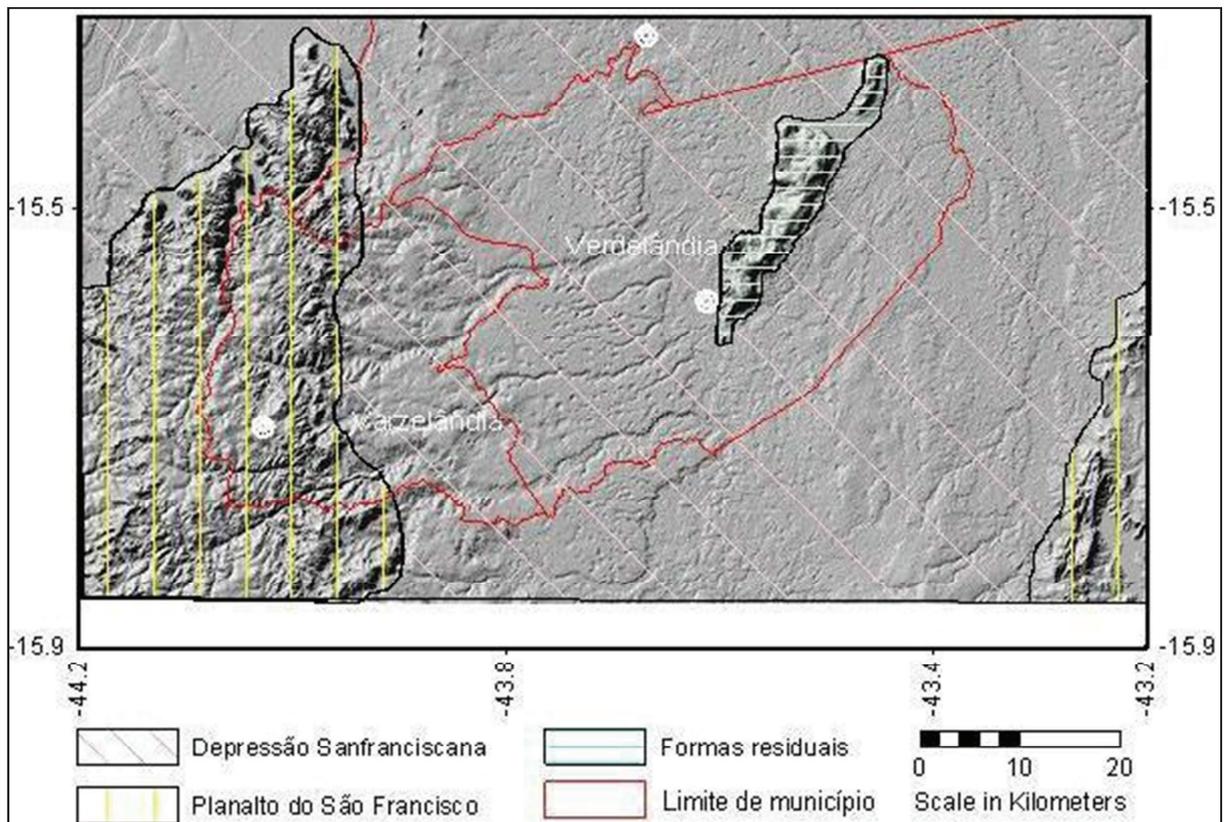


Figura 21- Mapa dos compartimentos geomorfológicos da região área de estudo sobreposto ao modelo de elevação digital de terreno para os municípios de Varzelândia e Verdelândia e seu entorno. Fonte: Velásquez *et al.* (2009).

A Depressão Sanfranciscana apresenta-se como uma grande área aplainada e dissecada, encontrando-se em cotas em torno de 500 metros, desenvolvida sobre os metassedimentos pelíticos e carbonáticos do Grupo Bambuí ao longo das margens e planícies do Rio São Francisco e seus afluentes (CETEC, 1983), de acordo com Boaventura *et al.* (1977) trata-se de uma superfície pleistocênica e sua origem aponta para um período de intensa dissecção fluvial devido ao aprofundamento de drenagens controladas por estruturas e posterior alargamento dos vales a partir de processos de pedimentação. Neste contexto estavam presentes as oscilações climáticas do Quaternário, remodelando a paisagem com deposições de sedimentos em terraços fluviais. Dentre as feições mais comuns da Depressão Sanfranciscana citam-se as formas onduladas recobertas por depósitos de superfície de origem coluvionar e aluvionar.

Na Figura 22 é possível localizar a área de estudos no contexto da Depressão Sanfranciscana. Nota-se que quase a totalidade da área de estudos encontra-se abaixo dos 600 m de altitude.

Conforme foi dito no capítulo dedicado à geologia, os depósitos recentes se encontram sobrepostos às rochas pelíticas e principalmente calcárias da Formação Lagoa do Jacaré. E é no contexto geológico que se formaram as depressões poligonais fechadas, tais como as dolinas, uvalas e poljés.

As dolinas da Depressão Sanfranciscana são bastante evoluídas e em sua maioria encontram-se recobertas por sedimentos finos, o que favorece a formação de lagos em época de chuva. Dessa forma, extensos campos de dolinas foram formados onde as condições geológicas eram mais favoráveis e isso implicou no baixo desenvolvimento das redes de drenagens (BOAVENTURA, *et al.*, 1977). No interior dessas feições podem ocorrer afloramentos rochosos com fraturas abertas por dissolução e, localmente, condutos circulares subverticais, formados igualmente por dissolução da rocha carbonática (VELÁSQUEZ *et al.*, 2009).

Através de imagens de satélites é possível perceber a grande quantidade de dolinas próximas ao córrego São Vicente em Verdelândia, como é perceptível na Figura 23.

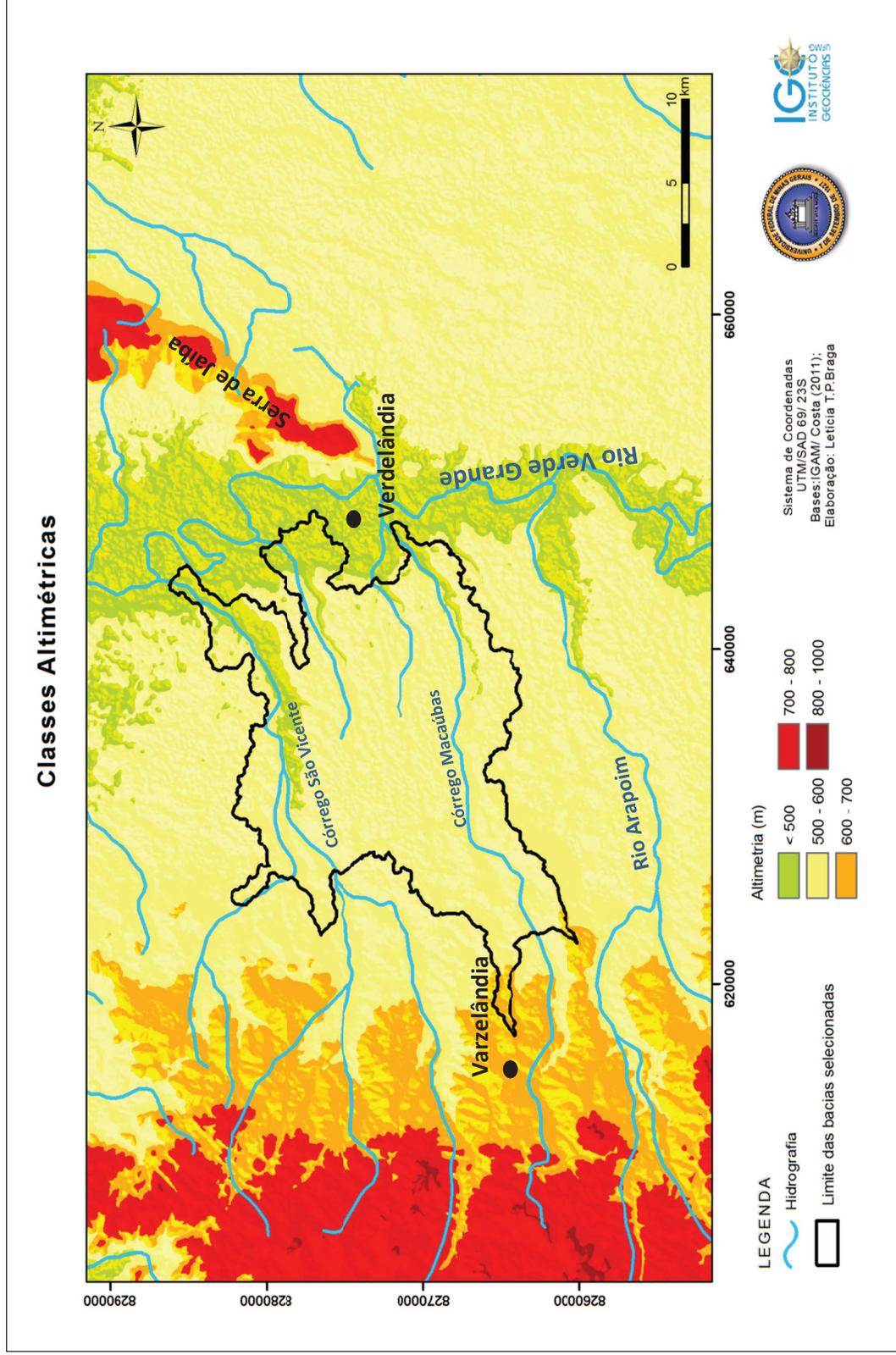


Figura 22 - Classes altimétricas da área de estudo.

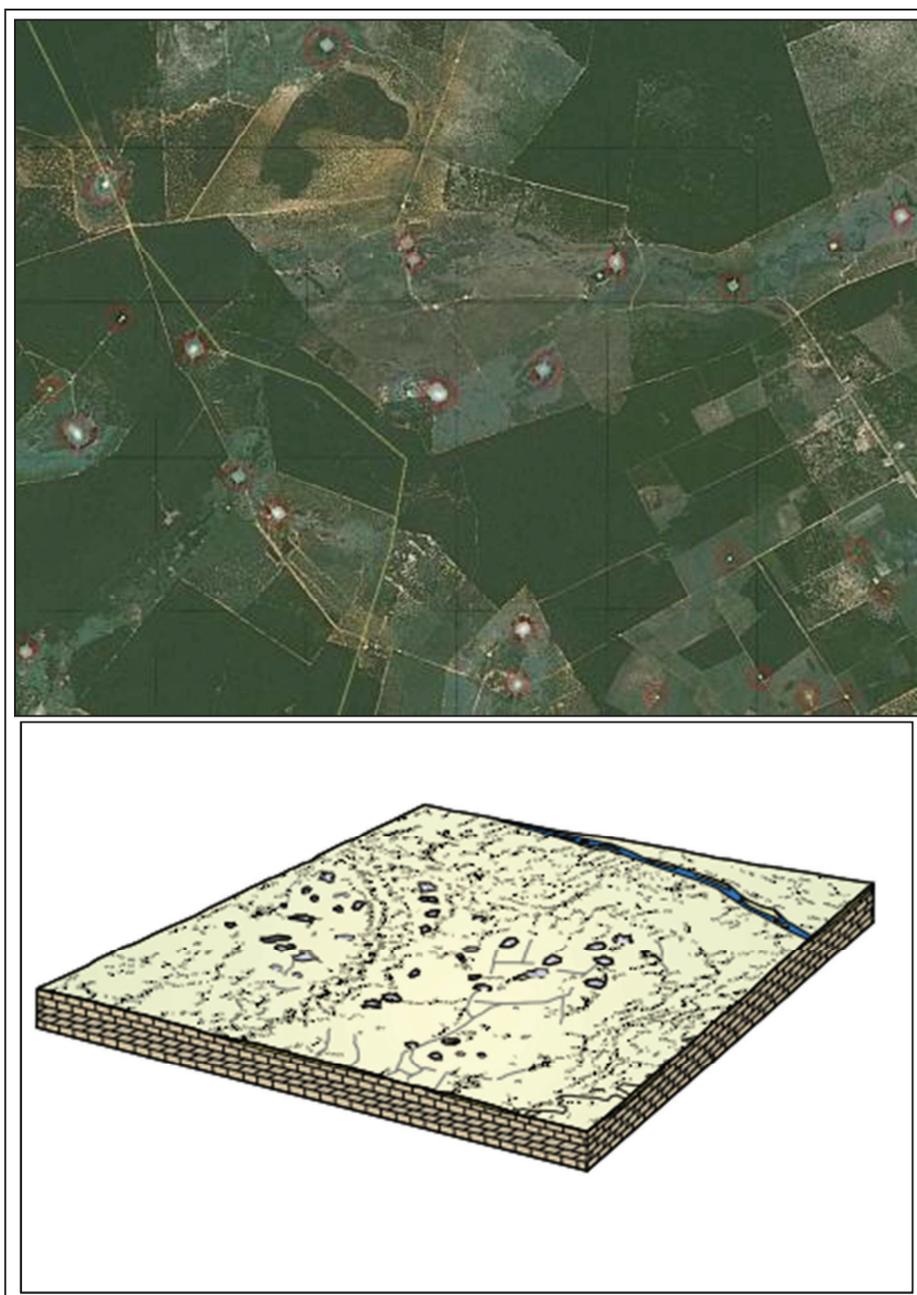


Figura 23 - Imagem de satélite com destaque das dolinas na região de Verdelandia e bloco diagrama de uma região genérica com presença de dolinas. Fonte: mod. de Google Earth (jun - 2010)¹⁷ e IBGE (2009).

As condições topográficas decorrentes do processo de aplainamento da superfície e principalmente as condições climáticas, com elevados déficits hídricos, propiciam a competição das águas meteóricas entre os sistemas hidrológicos de superfície e subterrâneo, fazendo com que se tenha pouca evolução das calhas de drenagem e uma maior penetração das águas junto a descontinuidades das rochas, principalmente nas

¹⁷ UTM 23 63215432 E, 826253182 S altitude do ponto de visão 7.83 km .

diáclases. Dessa forma, extensos campos de dolinas foram formados onde as condições geológicas eram mais favoráveis, que resultou o baixo desenvolvimento das redes de drenagens superficiais (SILVA, 1995). Dentre os poucos canais fluviais existentes na região do município de Verdelândia e Varzelândia, predominam padrões morfológicos paralelo e retangular.

Os depósitos aluviais recentes influenciam o padrão de drenagem, especialmente no rio Verde Grande, onde barras de sedimentos dão ao canal padrão meandrante (Figura 24).

Na região da área de estudos, pelo motivo do carste estar sotoposto às Coberturas Colúvio Eluvionares as dolinas comumente encontradas são do tipo “enterradas”.

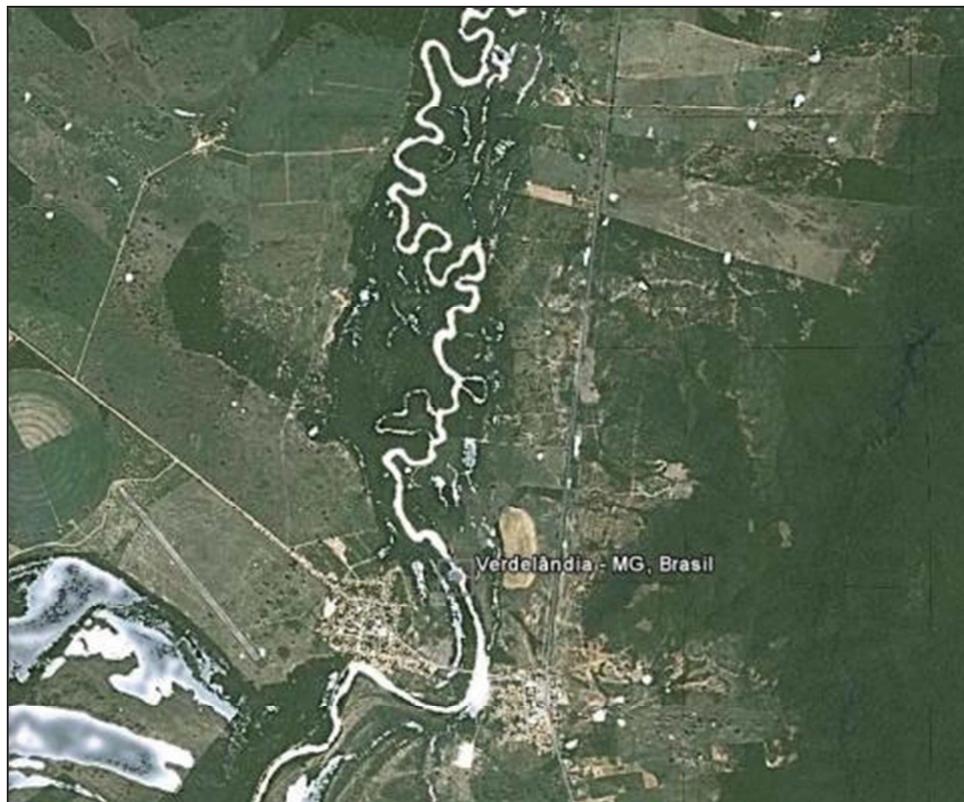


Figura 24 - Caráter meandrante do rio Verde Grande em Verdelândia. Fonte: Google Earth (jun – 2010)¹⁸.

¹⁸ UTM 23 648689.40m E 8277225.84m S – Altitude do ponto de visão 7.89 km

5.5 - Pedologia

Apesar das rochas carbonáticas hipoteticamente poderem ser totalmente dissolvidas devido à ação intempérica, não gerando material residual, a presença de outros compostos minerais (além do carbonato de cálcio) possibilita que se desenvolva manto de alteração nas rochas existentes. Thomas (1994) discute que a taxa de dissolução de carbonatos é inversamente proporcional à presença de impurezas e a diminuição destas em 10% aumenta a taxa de dissolução de três a cinco vezes.

A área de estudos situa-se nesse contexto de rochas carbonáticas com materiais silicatados do Grupo Bambuí e coberturas detritico-lateríticas, que recobrem grande parte das rochas carbonáticas, onde os tipos de solo ocorrem conforme as características das rochas-fonte e as condições morfoambientais.

Notórios estudos de cunho pedológicos realizados na região são as compilações feitas por CETEC (1994), o mapa de solos feito para o Estado de Minas Gerais da EMATER (1998), que contempla a região em mapa na escala 1:1.000.000 e os estudos de Oliveira (1999), feitos para a região do Projeto Jaíba^{19 20}.

A Figura 25 mostra o mapa de solos para a bacia do rio Verde Grande com as classes de solos levantadas pela EMATER (1998), adaptada por Velásquez *et al.* (2009) para a nova terminologia do novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). A grande expressão é para as classes dos Latossolos (Latosolos Vermelho-amarelos e Latossolos Vermelhos) nas áreas mais planas da bacia. Algumas classes de solo mapeadas estão relacionadas ao relevo mais movimentado em rochas carbonáticas e outras classes relacionadas à planície de inundação do rio Verde Grande.

¹⁹ Projeto Jaíba é o projeto de irrigação para o Norte de Minas no Polígono das Secas com captação da água do Rio São Francisco em sua margem direita em parceria da CODEVASF e RURALMINAS implantado na década de 1950. (Rodrigues, 1998).

²⁰ Para a área de estudo, existe ainda o mapeamento mais recente produzido pelo Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (2010), não utilizado aqui, mas sem perdas de informações para este trabalho. Disponível em: <http://www.dps.ufv.br/docs/Folha%204.pdf>.

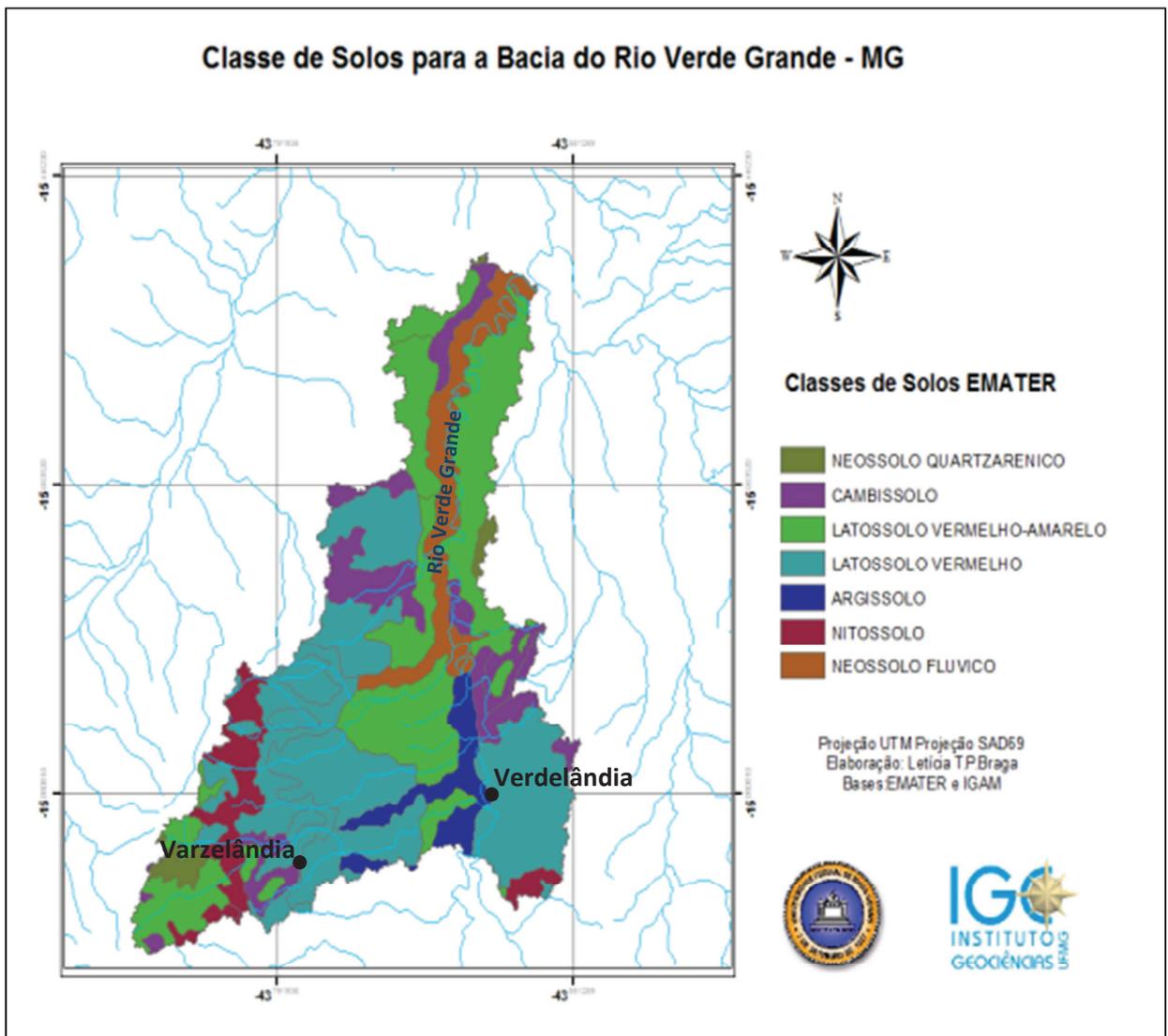


Figura 25 - Mapa de solos da bacia do Rio Verde Grande em Minas Gerais²¹. Fonte: adaptado de EMATER 1:100.000 (1998)²² por Velásquez et al (2009)

A Figura 26 é o mapeamento gerado pelo CETEC (1994), com a terminologia adaptada para o novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), para a área foco deste estudo. Apesar de o estudo do CETEC ser mais antigo que o da EMATER (1998) as sobreposições com a delimitação das sub-bacias e a rede de drenagem se apresentaram mais concisas com as classes, possibilitando uma análise de maior detalhe das sub-bacias selecionadas para este estudo.

²¹ Por diferenças na escala das bases do IGAM e da Emater a hidrografia se apresenta deslocada com relação ao mapa de solos.

²² Terminologia pedológica adaptada por Velásquez *et al.* (2009) para o novo Sistema de Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) e novamente adaptado em um novo mapa para este trabalho.

Na área de estudo houve a predominância dos Latossolos Vermelho-amarelos e Latossolos Vermelhos. Apenas uma pequena porção à jusante da área ocorreram os Cambissolos.

Oliveira (1999), na intenção de fornecer subsídios para a utilização sustentável dos solos da área do Projeto Jaíba, estudou os solos da região e determinou três grupos pedológicos com diferenças no grau de evolução, cor e regime de drenagem.

O primeiro grupo é formado por argissolos e latossolos vermelhos, encontrados nas áreas mais elevadas da paisagem, coloração avermelhada e drenagem mais livre. O segundo grupo formado por chernossolos (de origem calcária), vertissolos e cambissolos de argila de alta atividade, que ocupa as áreas mais baixas da paisagem, como nas das dolinas. Os solos de forma geral caracterizam-se por uma coloração amarela e brunada, drenagem deficiente e presença de argila 2:1, por serem ambientes que dificultam a perda de bases e sílica do sistema. Através da micromorfologia, Oliveira (1999) revelou a presença de sílica preenchendo os poros do tipo fenda, indicando movimentação e concentração em horizontes próximos ao calcário. O terceiro grupo é constituído por cambissolos de argila de baixa atividade, coloração amarela e ou pálida, originados a partir de sedimentos detriticos, que cobrem as rochas calcárias. Na paisagem ocorrem nas baixadas com restrição de drenagem, em que é comum a presença de mosqueados.

Os solos da região apresentaram a caulinita como mineral predominante e possuem textura mais grosseira. Também apresentaram caráter eutrófico, com exceção de alguns latossolos que apresentam eutrofia apenas superficial. Teores elevados de sódio não foram diagnosticados por Oliveira (1999).

A ocorrência de solos na região caracteriza-se pela complexidade, pois mesmo com material de origem relativamente homogêneo em grande parte da área, assim como condições topográficas e climáticas similares, podem ocorrer dentro de um mesmo domínio solos mal e bem desenvolvidos. Tal fato, de acordo com as observações de Oliveira (1999), exige que os estudos se atenham às peculiaridades de cada local para se compreender a formação do manto de alteração.

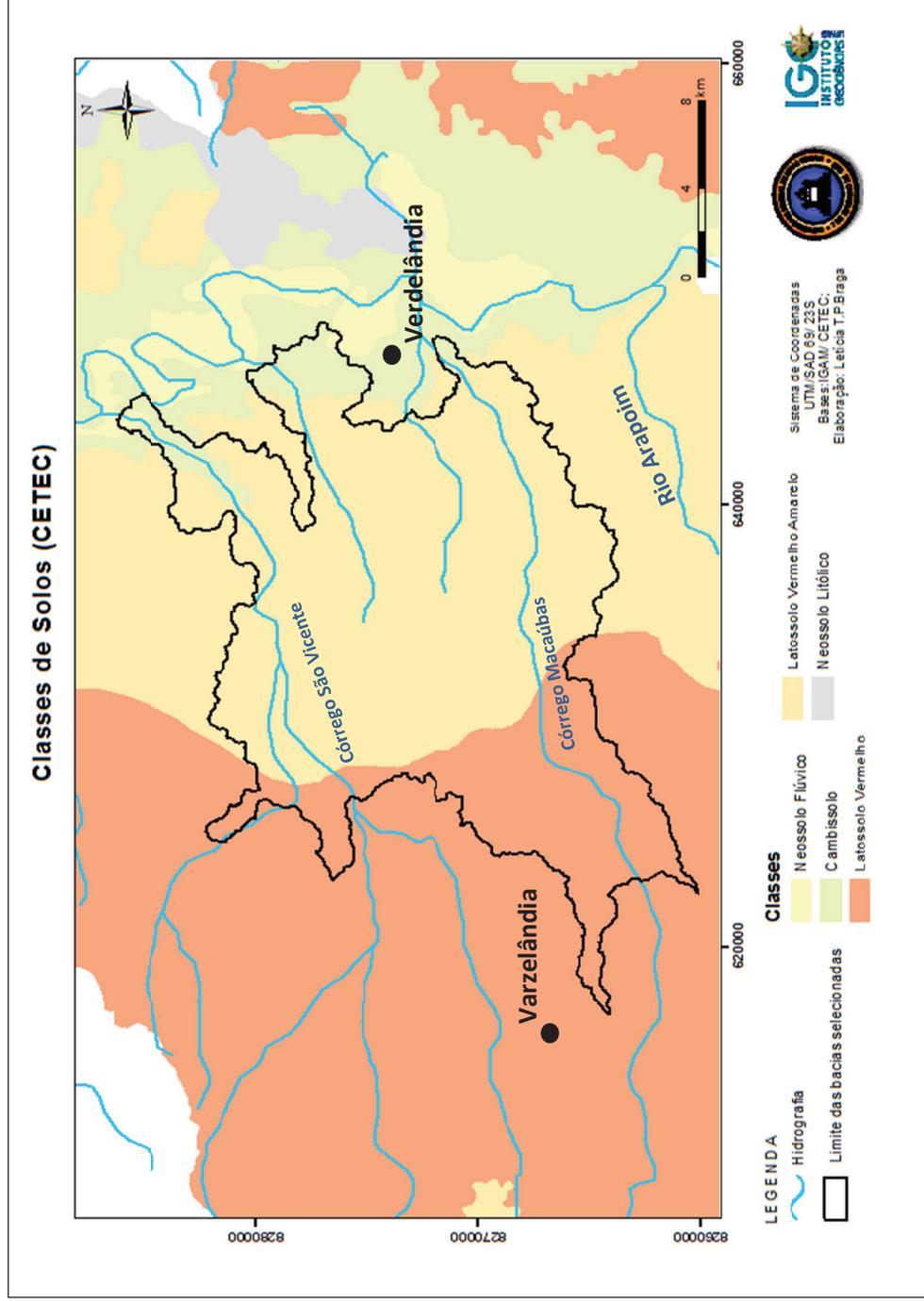


Figura 26 - Mapa de solos adaptado de CETEC (1994) para as sub-bacias da área de estudo.²³

²³ Terminologia adaptada para o novo Sistema de Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006)

5.6- Hidrogeologia

5.6.1 – Os Sistemas Aquíferos Regionais

Mourão *et al.* (2001) caracterizaram os sistemas aquíferos da porção mineira da bacia hidrográfica do São Francisco, onde insere-se a área de estudos, tendo em vista os aspectos litoestruturais e a permeabilidade das rochas, e propuseram quatro sistemas aquíferos: *Granular*, *Cárstico*, *Fissurado-Cárstico* e *Fissurado* (Figura 27).

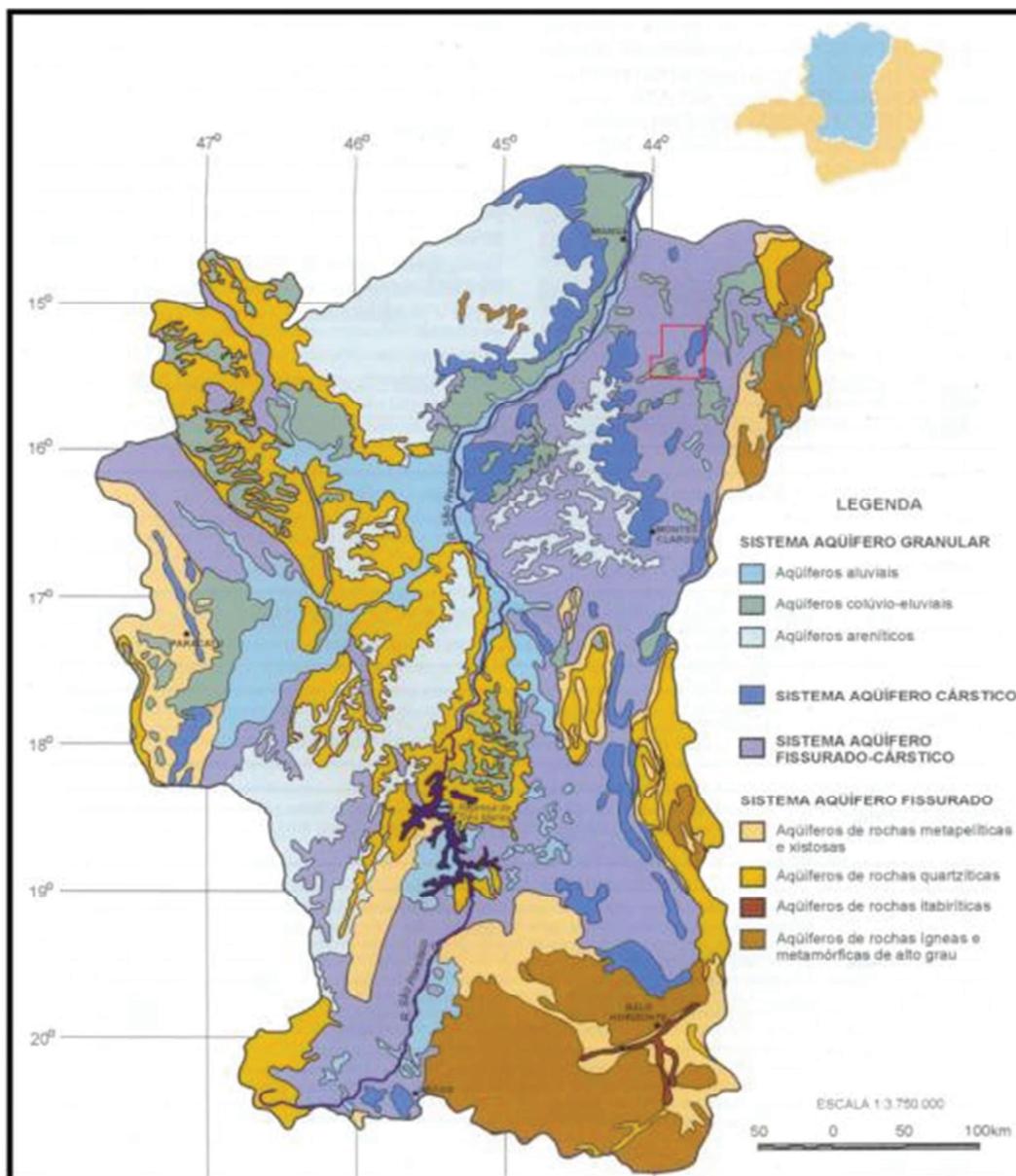


Figura 27 - Mapa de sistemas aquíferos da bacia hidrográfica do São Francisco em Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Fonte: Mourão *et al.* (2001). Em vermelho, a localização da área do Alto e Médio Verde Grande.

Na região da área de estudos o pacote de rochas pelito-carbonáticas do Grupo Bambuí e os sedimentos das coberturas cretáceas e cenozóicas permitem definir dois sistemas aquíferos: o inferior, cárstico-fissural, correspondente às rochas da Formação Lagoa do Jacaré e o superior, granular, correspondente às coberturas detrítico-lateríticas, que recobrem grande parte da área (MOURÃO *et al.*, 2001).

- *Sistema Cárstico-fissural*

Com características intermediárias aos Sistemas Aquífero Cárstico e Aquífero Fissurado, o Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico agrega intercalações de rochas pelíticas e carbonáticas (margas, siltitos e ardósias com níveis de calcário ou dolomito). As fontes de recarga são semelhantes ao sistema cárstico, dependem da abertura de cavidades pela dissolução dos carbonatos, porém contam ainda com a infiltração de água superficial através de drenagens estruturalmente controladas. Falhas e dobramentos são importantes nas bordas do cráton e nas faixas móveis.

O Sistema Cárstico-fissural na região é principalmente representado pela sequência de rochas carbonáticas com intercalações centimétricas a métricas de rochas pelíticas, da Formação Lagoa do Jacaré, constituindo a principal fonte de abastecimento de água subterrânea da região, captada por poços tubulares. A Formação Serra da Saudade, predominantemente pelítica, aflorante a leste da área, funciona como um aquífero com baixo potencial hídrico. O fluxo de água no aquífero Lagoa do Jacaré ocorre preferencialmente nas direções NE e NW, alcançando o leito do Rio Verde Grande, principal exutório na área. Contudo, podem ocorrer fluxos em outras direções, influenciados por condicionantes estruturais. A recarga nesse sistema aquífero deve ser predominantemente de dois tipos: localizada nas dolinas, e diretas, pela infiltração da precipitação nas fraturas abertas pela dissolução cárstica das rochas aflorantes (MOURÃO *et al.*, 2001).

O sistema poroso sobreposto na região pode não constituir um meio importante de recarga do sistema aquífero cárstico-fissural Lagoa do Jacaré, considerando o clima semiárido, que condiciona altas taxas de evaporação e forte ação da capilaridade. Entretanto a recarga poderia ocorrer nas dolinas, que constituem zonas preferenciais para percolação vertical da água (FREITAS *et al.*, 2008). De acordo com as autoras a recarga seria mais efetiva nas

áreas de afloramento e nas zonas de absorção cársticas, condicionadas pelas estruturas resultantes de dissolução (dolinas e sumidouros) e de deformação. Ainda é possível a recarga em locais onde há aporte de cursos d'água superficiais.

- *Sistema Granular*

O sistema granular, constituído das coberturas cenozóicas, adquire importância como recurso hídrico em porções restritas ao longo dos vales dos rios perenes (Verde Grande) e efêmeros, em que a água é captada para uso doméstico por meio de cisternas. O principal tipo de recarga do sistema granular é do tipo indireta, ocorrendo nos aluviões e terraços aluvionares (MOURÃO *et al.*, 2001).

O sistema aquífero granular reúne litotipos com permeabilidade primária e armazenamento de água nos espaços intergranulares. É representado pelos depósitos sedimentares ou coberturas detríticas formadas a partir do Cretáceo e englobam na área estudada os aquíferos em sedimentos aluviais e colúvio-eluviais (MOURÃO *et al.*, 2001).

Os depósitos de sedimentos inconsolidados geralmente possuem alta capacidade de infiltração potencial, maior porosidade efetiva e maior permeabilidade do que as formações compactas (FEITOSA & FILHO, 2000). Além disso, têm influência na infiltração e na qualidade das águas que abastecem os aquíferos, pois são neles que processos bio-físico-químicos significativos produzem transformações e retardamento dos elementos que se infiltram.

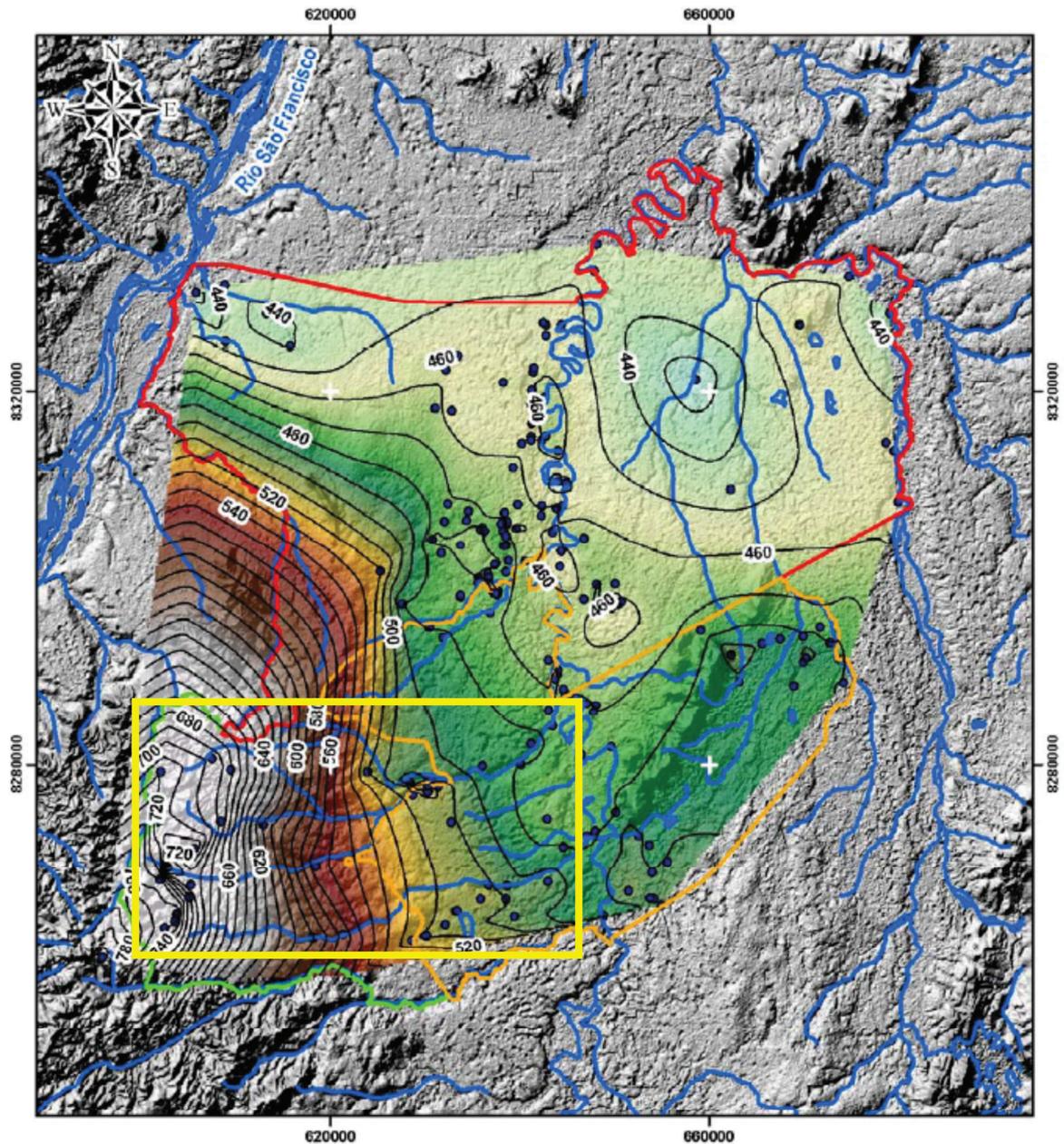
A região norte da área de estudos, município de Jaíba, foi detalhada em Silva (1984), com enfoque no aquífero cárstico-fissural. Foi observada a tendência de perda de água do rio Verde Grande para o aquífero – aquífero efluente - no trecho a jusante da cidade de Jaíba, confirmando neste local uma drenagem subterrânea preferencial para o Rio São Francisco. Segundo o autor as fraturas encontradas, resultantes de esforço compressivo são favoráveis a circulação de água subterrânea e a carstificação.

Silva (1984) definiu zonas de potencialidades hídricas agrupando áreas de características hidrogeológicas semelhantes. A primeira delas seria a *Zona da Colônia do Jaíba*, atual cidade de Jaíba, onde foi caracterizada como a zona de melhor potencialidade, devido ao intenso processo de carstificação a que foi submetida. Nesta zona ocorrem as maiores

densidades de dolinas e fraturas. As dolinas apresentam-se alinhadas segundo direções de fraturamento. A segunda é a *Zona da Serra do Sabonetal* que inclui a Serra do Sabonetal e a Serra Azul, a leste de Jaíba e a noroeste da área de estudos. Esta apresenta recarga moderada, com armazenamento reduzido e carstificação branda. A terceira seria a *Zona da Serra do Jaíba* que é mais hidrogeologicamente desfavorável, possuindo baixa densidade de fraturas e dolinas, com pequeno armazenamento.

Velásquez *et al.* (2009) sugerem um fluxo preferencial da água subterrânea saindo das Serras do Sabonetal, São Felipe e Jaíba em direção ao vale do rio Verde Grande, e a noroeste da área, o fluxo em direção ao rio São Francisco. O fluxo geral da água subterrânea, considerando o nível d'água dos poços profundos, tende para NE e NW tendo como exutório natural o rio Verde Grande, exceto a norte da área onde as águas do rio são capturadas pelo aquífero no sentido NE.

Na região da área de estudos o fluxo da água subterrânea segue o fluxo na direção SW-NE em direção ao rio Verde Grande (polígono vermelho da Figura 28).



Legenda

Limites Municipais:

- Jaíba
- Varzelândia
- Verdelândia

— Curvas isopotenciométricas (m)

— Hidrografia

• Poços

Superfície Potenciométrica (m)



Projeção UTM: Fuso 23

Datum horizontal: SAD69



CENTRO DE DESENVOLVIMENTO
DA TECNOLOGIA NUCLEAR

Laboratório de
Geoprocessamento

Geoprocessamento e
Cartografia Digital:
Geól. Paulo CH Rodrigues

Figura 28 - Mapa potenciométrico para o sistema aquífero cárstico-fissural nos municípios de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia. Fonte: Velásquez *et al.* (2009), adaptado à área de estudos. Em amarelo a região da área de estudos deste trabalho

5.6.2 – Origem e Renovação da Água Subterrânea

Velásquez *et al.* (2009) analisaram o trítio natural do aquífero cárstico-fissural da Formação Lagoa do Jacaré, que indica a idade relativa da água subterrânea. A distribuição espacial dos pontos de água subterrânea amostrados, com os respectivos valores de concentração de trítio medidos, pode ser visualizada na Figura 29.

Na área de estudos encontramos porções com alto valor de concentração de trítio e porções com concentrações de trítio medianas. Quanto mais alto o valor das concentrações de trítio mais recente foi a infiltração da água no meio subterrâneo, este dado pode ser interpretado como áreas com maior recarga de aquífero. As causas deste fenômeno foram diagnosticadas no estudo supracitado como tendo relação com as fraturas, lajedos, sumidouros e fundo das dolinas. Identificaram ainda, uma extensa área com mais elevados valores de trítio a sudoeste, onde também se deduziu ocorrer recarga através dos lajedos nos fundos das dolinas e sumidouros.

Velásquez *et al.* (2009) ainda identificaram resultados semelhantes em estudos com Deutério e Oxigênio-18.

Em estudos sobre concentração de fluoreto na água, Velásquez *et al.* (2009) fizeram a correlação que águas com maior tempo de permanência apresentaram também maior concentração de fluoreto, devido ao maior contato água-rocha.

Velásquez *et al.* (2009) realizaram um estudo da recarga direta para o período de novembro de 2007 a outubro de 2008, em seis localidades na região de Verdelândia e Varzelândia a partir de infiltrômetros. As áreas escolhidas para os estudos foram áreas elevadas de morfologia plana, e em solos que estivessem o mais preservado possível de modo a assegurar ao máximo os eventuais fenômenos de infiltração natural.

Em todo o período monitorado Velásquez *et al.* (2009), não observou qualquer resposta natural nos infiltrômetros. Esse comportamento é coerente com os resultados do balanço hídrico realizado para o período considerado, no qual não se observou excedente hídrico, (exceto o ocorrido em dezembro de 2007 na Faz. São José), porém, insuficiente para promover a recarga dos aquíferos, podendo-se inferir que a maior parte desse excedente constituiu o escoamento superficial. Assim, de acordo com os autores, todo o aporte de água no meio fica restrito às camadas mais superiores do solo, já que não alcançam os

valores de máximos da CAD e, por conseguinte, não ocorre o excedente que contribuiria para a recarga dos aquíferos.

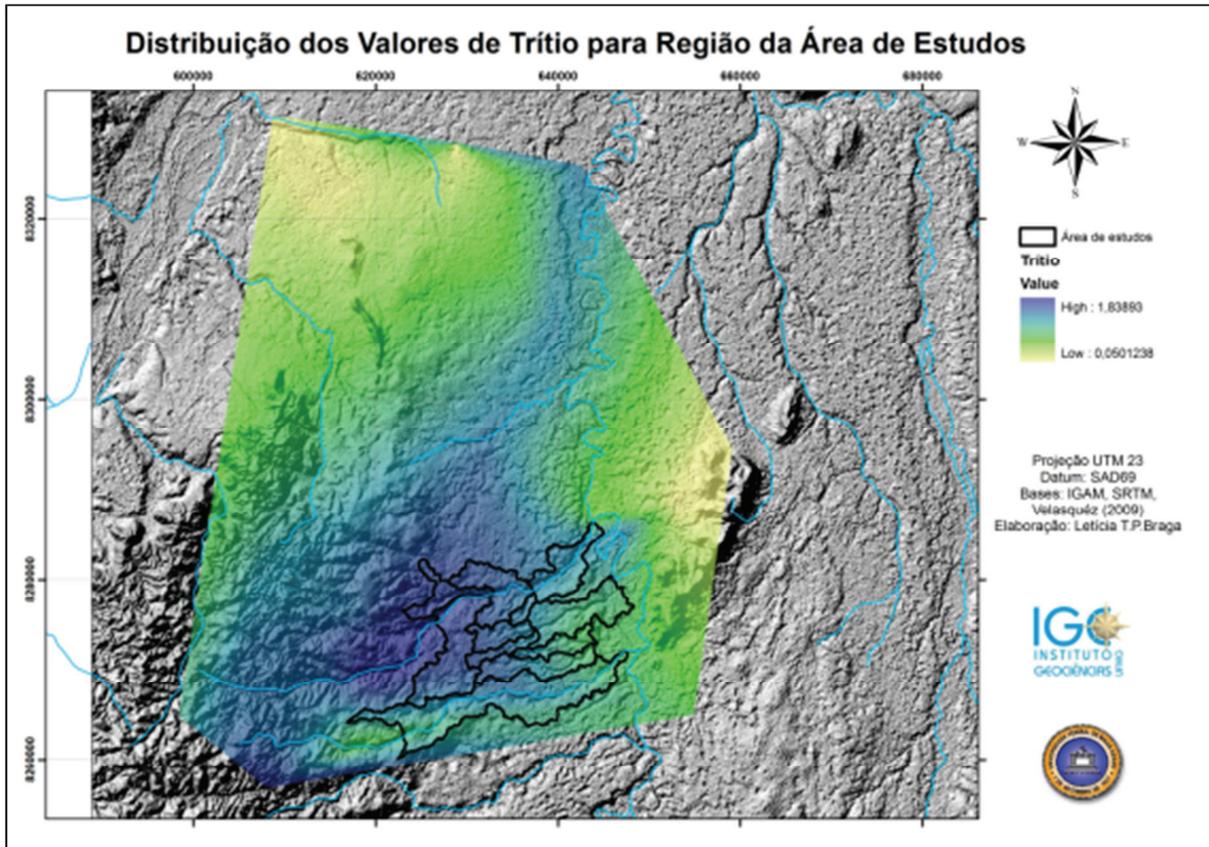


Figura 29 - Distribuição dos valores de Trítio para área dos municípios de Jaíba-Varzelândia-Verdelândia para água subterrânea. Fonte: Velásquez *et al.* (2009)²⁴, adaptado à área de estudos.

Velásquez *et al.* (2009) demonstraram através do monitoramento dos infiltrômetros que a recarga direta em áreas de divisores hidrográficos é mínima ou inexistente em virtude do elevado *déficit* hídrico e do comportamento das chuvas, que são intensas e concentradas no ano. Esse dado corrobora o pressuposto de que a recarga principal é localizada, isto é, ocorre por infiltração em fraturas e fendas de dissolução em maciços calcários expostos ou fundos de dolinas.

²⁴ Velásquez *et al.* (2009) disponibilizaram as shapes referentes à distribuição dos valores de Trítio, possibilitando a geração deste novo mapa. Quanto mais azul mais alto o valor de trítio e mais nova é a água, quanto mais verde menor o valor de trítio e há mais tempo a água encontra-se em subsolo.

6 – MATERIAIS E MÉTODOS

Uma vez que já é evidente que a recarga localizada se processa em fraturas abertas do lajedo dos calcários aflorantes, frequentes na região, as dolinas com preenchimento sedimentar e com formação de lagoas nos fundos, muito presentes na região, foram contempladas para monitoramento.

Seleção das Dolinas

Foi definida uma área de estudos, localizada a oeste do Rio Verde Grande, nos municípios de Verdelandia e Varzelândia onde há uma grande ocorrência de dolinas. Esta área foi delimitada a partir das poligonais de ottobacias nas bacias dos córregos São Vicente e o Macaúbas que se encontravam em altitudes inferiores a 600 metros em sua maior parte, pois são as áreas onde se encontrava o maior número de dolinas. Nesta área de estudos foi mapeada a ocorrência de dolinas e a partir deste mapeamento a seleção de duas dolinas para a aplicação das etapas metodológicas posteriores.

O mapeamento da ocorrência de dolinas na área objeto foi feita através da metodologia de identificação semi-automática de dolinas de autoria de Rodrigues (2011). Partiu-se da geração das curvas de nível com base nos dados do imageamento SRTM²⁵, 90 m, interpolados para 20 m, (Figura 30). Posteriormente foi feita uma conversão para polígonos, seguindo-se diversos procedimentos em geoprocessamento (ArcGis 9.2® e Surfer 8®) diferenciando depressões e elevações; as depressões foram consideradas o grupo de polígonos prováveis de dolinas (Figura 31), já que a área de estudo trata-se de uma área com influência cárstica.

Após os polígonos das prováveis dolinas terem sido geradas, foram selecionadas, em um primeiro momento, as que atendessem ao critério de tamanho (< de 500.000 m²).

²⁵ Sigla em inglês para Missão Topográfica Radar Shuttle que gerou uma base completa de cartas topográficas digitais terrestre de alta resolução.

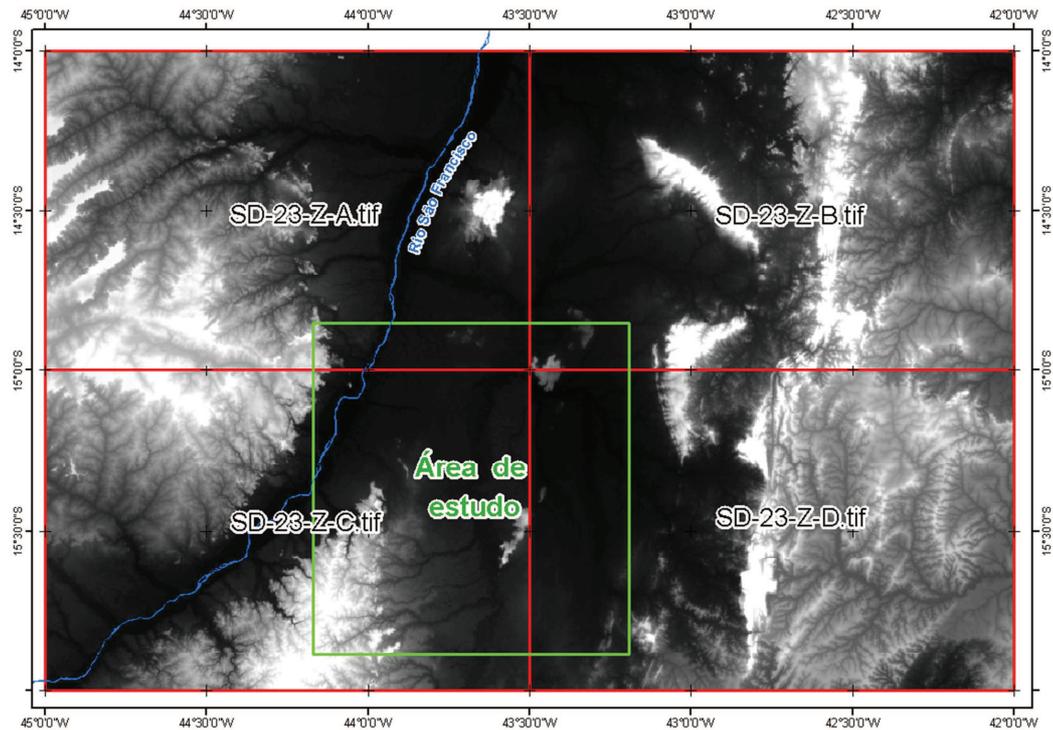


Figura 30 - Quadrículas originais SRTM e o retângulo envolvente da área de estudos. Fonte: Rodrigues (2011).

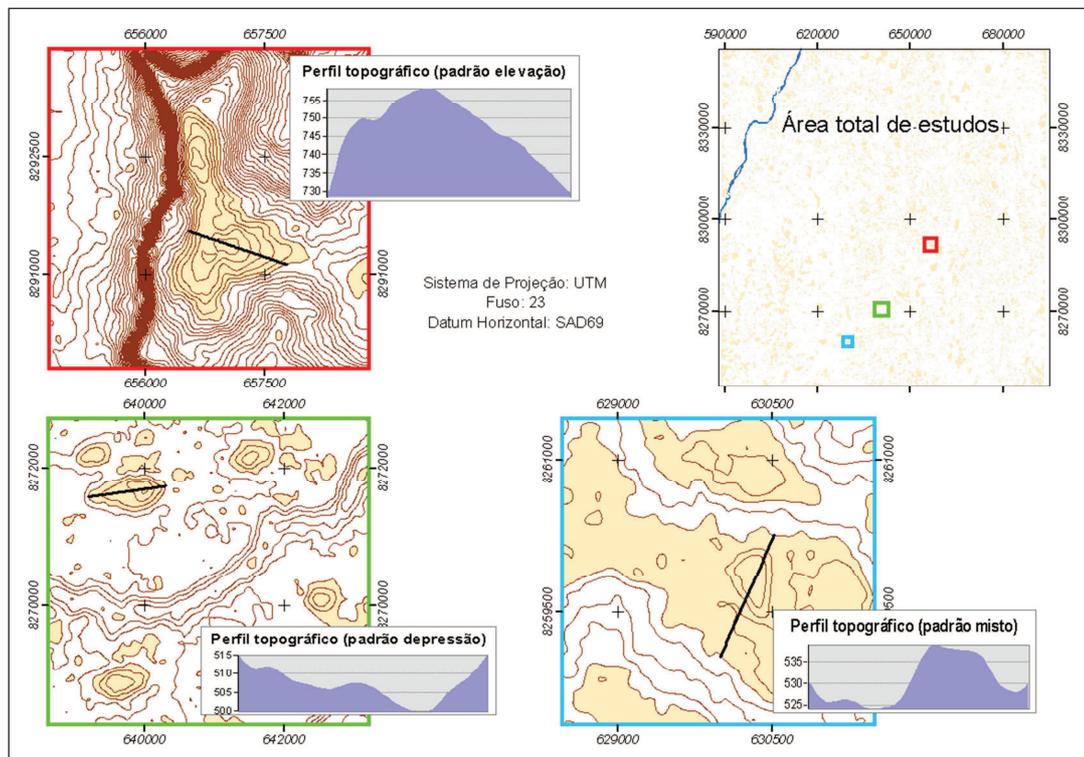


Figura 31 - Exemplos de três casos possíveis de polígonos fechados. Quadro vermelho um padrão de elevação, quadrado verde um padrão de depressão e quadrado azul padrão misto de elevações e depressões. Fonte: Rodrigues (2011).

As depressões identificadas no trabalho de RODRIGUES (2011) são apresentadas na Figura 32 onde é notória a intensa atividade cárstica na região, promovendo um relevo bastante característico.

Verifica-se que as dolinas tendem a apresentar alongamento e alinhamento na direção das drenagens para o rio Verde Grande.

Dentre as muitas possibilidades, 10 dolinas foram selecionadas para aferição em campo. Todas elas foram localizadas em campo e dentre estas, duas foram eleitas para o estudo, cujos critérios foram: dimensão estatisticamente representativa, presença de água pelo menos uma vez ao ano, facilidade de acesso e segurança dos equipamentos instalados.

As dolinas eleitas foram denominadas Santana e Pedro Moura (Figura 32), homônimas das fazendas onde se inserem, ambas no município de Verdelândia.

O uso do solo na dolina Pedro Moura é principalmente para pastagem de gado, que aproveitam a presença do lago para dessedentação. Com relação à Santana a ocorrência de gado é mais esporádica. Ambas são parcialmente cobertas por vegetação (mata seca) e parcialmente com solo exposto, embora a cobertura vegetal de Santana seja mais pronunciada.

Santana apresentou, pela delimitação do método semi-automático, uma área de 72.885 m² e um lago, que apesar da variação sazonal, não secou em nenhum momento durante o período de estudo. Pedro Moura, por sua vez, apresentou uma área de 158.121 m² e um lago mais raso, que, no período de estiagem (setembro 2010) secou completamente - Figuras 33 e 34.

Geologicamente as depressões de tamanho mais significativo da área de estudo estão na litologia *Cobertura Colúvio Eluvionar*, que por sua vez, na área, cobrem a *Formação Lagoa do Jacaré* (Figura 35). De acordo com Waltham *et al.* (2005), citado no capítulo do Embasamento Teórico, dolinas de qualquer tipo, que estejam cobertas por sedimentos causadas por mudanças ambientais posteriores à sua formação das mesas, podem ser consideradas “dolinas enterradas”. A partir da litologia mapeada e da percepção de campo, pode-se concluir que as dolinas da área de estudo são deste tipo.

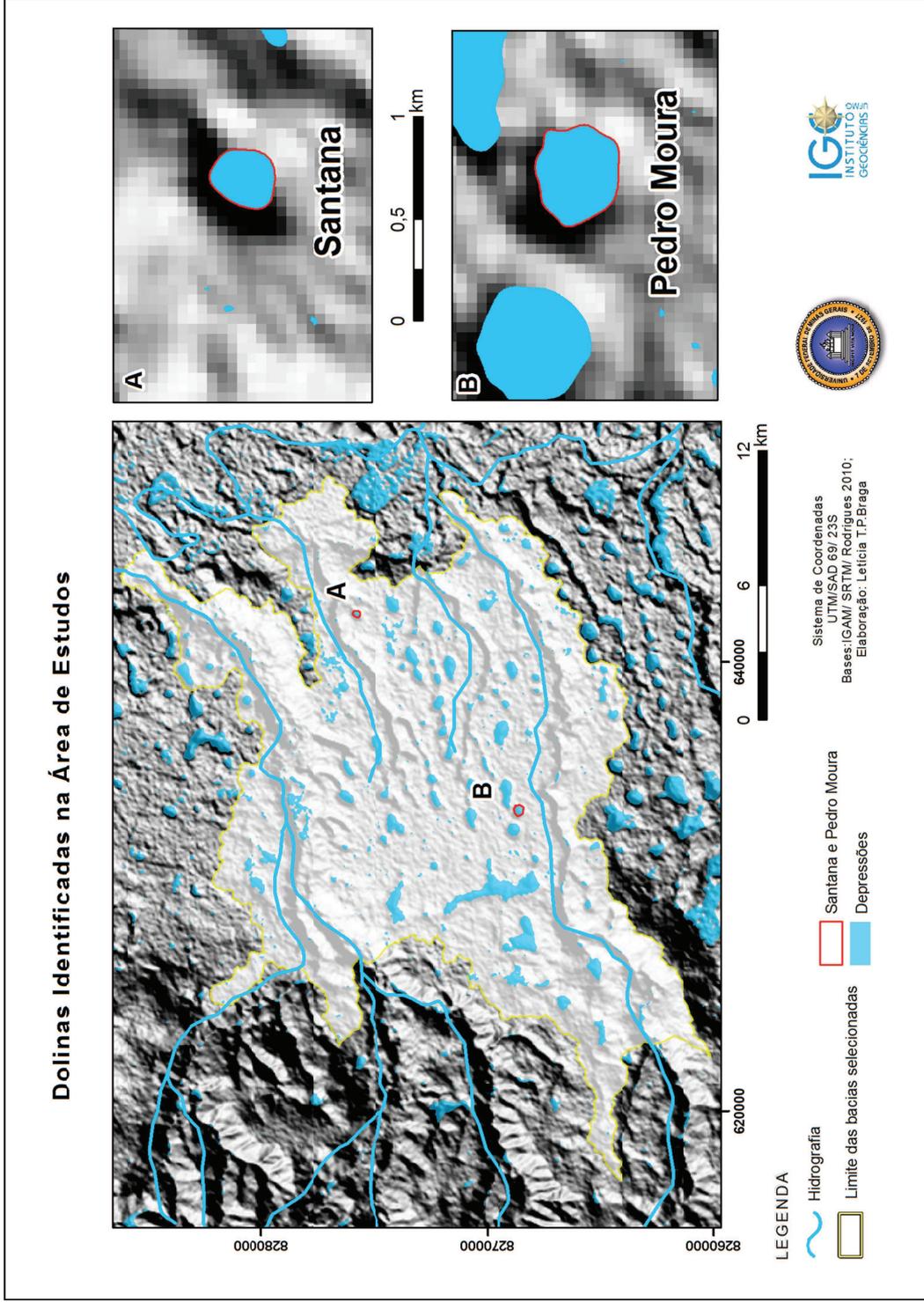


Figura 32 – Mapa com a identificação Dolinas Santana e Pedro Moura selecionadas na área de estudos.



Figura 33 - Dolina Santana (Foto: Letícia Braga – setembro 2009).



Figura 34 - Dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga – setembro 2010).

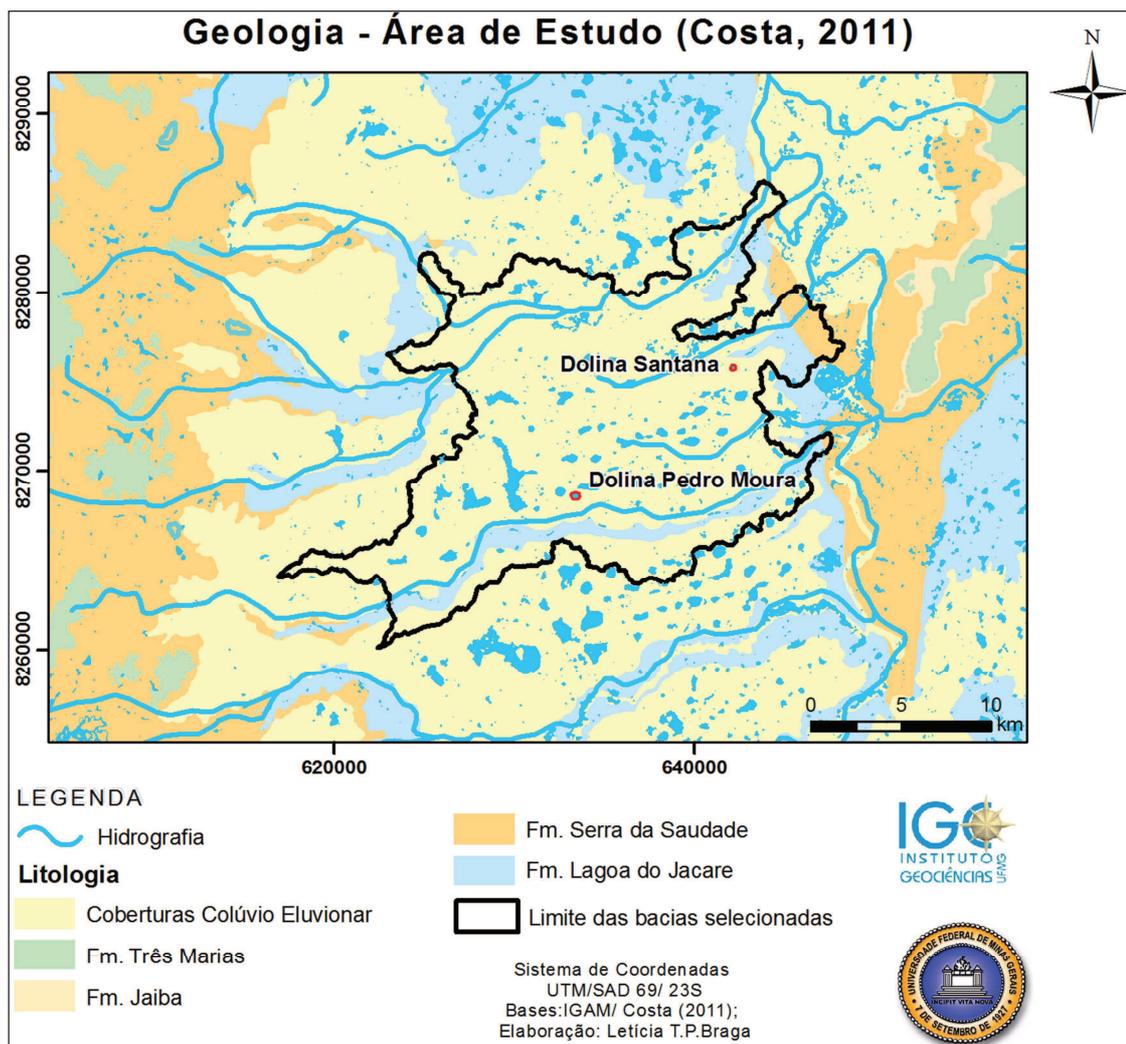


Figura 35 – Mapa litológico dolinas Santana e Pedro Moura de acordo com Costa (2011)²⁶.

Caracterização e Monitoramento das Dolinas

Após a identificação e seleção das duas dolinas procedeu-se a um monitoramento de detalhe nas mesmas, e foram realizadas as seguintes etapas metodológicas de trabalho:

- i) caracterização dos solos das dolinas em campo;
- ii) caracterização da infiltração ao longo das dolinas;
- iii) monitoramento hidrológico de detalhe;
- iv) balanço hídrico e estimativa da recarga.

²⁶ Por conta da diferença de escala das bases do mapeamento de Costa (2011) e as bases do IGAM, a Hidrografia ficou deslocada, porém não compromete a análise das informações.

6.2 – Caracterização dos solos

Para se investigar as características físicas e químicas dos solos das dolinas e sua variação espacial procedeu-se à sua caracterização pedológica e granulométrica.

6.2.1 - Caracterização Pedológica

Dividiu-se as duas dolinas selecionadas em três áreas concêntricas denominadas: alta, média e baixa vertente. Em cada um destes compartimentos abriu-se uma trincheira com 2 metros de profundidade, conforme recomenda Santos (2005), para caracterização e classificação do perfil pedológico *in situ* e amostragem de cada horizonte do perfil pedológico para análise de laboratório (Figura 36). Em cada dolina foram feitas três trincheiras.

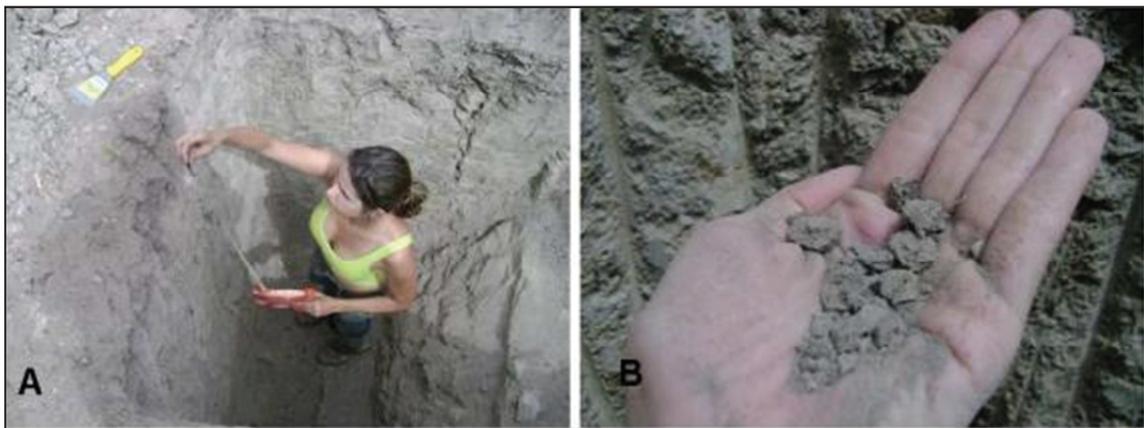


Figura 36 – Análise pedológica das dolinas por meio de trincheiras: A – Conferência da espessura dos horizontes. B – Análise da estrutura dos solos (Foto: Peter Fleming).

6.2.2 - Caracterização Granulométrica

Para detalhar a variação granulométrica ao longo das vertentes, foram realizadas sondagens por meio de um trado motorizado (Figura 37), nas mesmas áreas concêntricas, para recolhimento de amostras de solo para ensaio granulométrico em laboratório.

- *Dolina Santana*

No **fundo da dolina** foi executado um furo com 6 metros de profundidade distando cerca de 1 metro da margem do lago. Foram colhidas 10 amostras a medida que o solo ia sendo perfurado (0,0 m; 0,4 ; 0,8 cm; 1,2 m; 1,6 m; 2,0 m; 3,0 m; 4,0 m; 5,0 m; 6,0 m de profundidade). Todas as **10 amostras** foram analisadas em laboratório.

Foram feitas também tradagens ao longo das quatro **vertentes** (norte, sul, leste e oeste) da dolina (Figura 35). Sendo a primeira a 50 m da área da lagoa, a segunda a 100 metros, a terceira a 150 metros e a quarta a 200 metros. Em cada furo de 2 m foi colhida 5 amostras de solos, também conforme o solo ia sendo perfurado (0,0 m; 0,50 m; 1,0 m; 1,5 m; 2,0 m). Sendo 5 amostras por cada furo, 4 furos em cada vertente, sendo 4 vertentes , totalizou-se 80 amostras. No entanto apenas uma das vertentes foi selecionada (leste), dos 4 furos ao longo das vertentes apenas 2 foram selecionados (50 m e 150 m, denominados meia e alta vertente, respectivamente) para análise de laboratório, sendo analisadas em laboratório **10 amostras, 5 da meia vertente e 5 da alta vertente**, Tabela 04 e Figura 38.

Tabela 04 - Amostragem da dolina Santana por setor. Em verde as amostras analisadas em laboratório

Dolina Santana					
Setor da dolina	Fundo	Meia (50 m)	Meia (100 m)	Alta (150 m)	Alta (200 m)
Norte	10	5	5	5	5
Sul		5	5	5	5
Leste		5	5	5	5
Oeste		5	5	5	5

- *Dolina Pedro Moura*

No **fundo da dolina** foi também executado um furo com 6 metros de profundidade distando cerca de 1 metro da margem do lago. Foram colhidas 9 amostras a medida que o solo ia sendo perfurado (0,4 ; 0,8 cm; 1,2 m; 1,6 m; 2,0 m; 3,0 m; 4,0 m; 5,0 m; 6,0 m de profundidade). Todas as **9 amostras** foram analisadas em laboratório.

Foram feitas também tradagens ao longo de uma das **vertentes** (oeste) da dolina (Figura 35) nos setores denominados baixa, média e alta vertente. Em cada furo de 4 m foi colhida 7 amostras de solos, também conforme o solo ia sendo perfurado (0,0; 1,0; 2,0; 2,5; 3,0; 3,5; 4,0). Sendo 7 amostras por cada furo, 3 furos ao longo da vertente, totalizou-se 21 amostras. No entanto apenas a média e a alta vertente foram selecionada para análise de laboratório, sendo analisadas em laboratório **14 amostras, 7 para meia vertente e 7 para alta vertente**, Tabela 05 e Figura 38.

Tabela 05 - Amostragem da dolina Pedro Moura por setor. Em verde as amostras analisadas em laboratório

Pedro Moura				
Setor da dolina	Fundo	Baixa ²⁷	Meia	Alta
Oeste	9	7	7	7

Do total de 120 amostras de solo (80 da dolina Santana e 30 da dolina Pedro Moura), 43 amostras representativas e equiparadas para ambas as dolinas foram selecionadas para análise de laboratório, sendo 20 da dolina Santana e 23 da dolina Pedro Moura.

²⁷ Não foi selecionada por caracterizar um solo muito parecido com o fundo da dolina.



Figura 37 – Perfuração com trado motorizado na dolina Santana: A – Trado com 6 metros de alcance. B – Amostras de solo colhidas no fundo da dolina pelo trado (Foto: Letícia Braga).

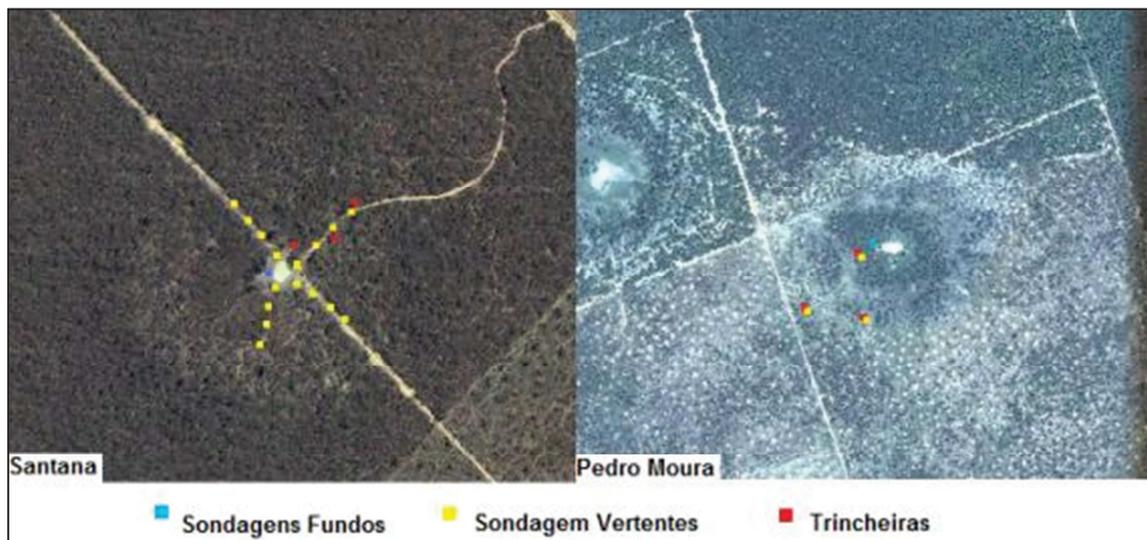


Figura 38 - Disposição das trincheiras e furos de sondagem ao longo das dolinas Santana e Pedro Moura. Fonte Google Earth 2010.

6.3 – Ensaios de Infiltração

A permeabilidade do solo das dolinas é um fator determinante no estudo da infiltração, uma vez que ela controla o tempo de infiltração nos escassos dias de excedente hídrico em climas de elevada evapotranspiração, como no presente caso. A determinação do *coeficiente de permeabilidade saturado* em campo foi realizada segundo três técnicas distintas: o *Permeâmetro de Guelph*, o *Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos* e o *Slug Test*, sendo os primeiros realizados na superfície do solo e o último específico para o

meio saturado, realizado em poços de monitoramento instalados com aproximadamente 6 metros de profundidade cada, localizados nos Fundos das Dolinas.

6.3.1 - Permeâmetro de Guelph

O método do permeâmetro Guelph foi desenvolvido por Reynolds *et al.* (1983) *apud* Soto *et al.* (2009) para determinar, *in situ*, a condutividade hidráulica saturada de campo (K_{fs}) tendo sido posteriormente estendida, por Reynolds e Elrick (1985), levando em conta os efeitos do fluxo não saturado.

O dispositivo opera com carga hidráulica constante usando o princípio do “sifão de Mariotte”. O aparelho permite conhecer a permeabilidade do solo quando saturado, mantendo uma carga hidráulica constante. O método envolve a medição da taxa de recarga em estado estacionário no solo não saturado a partir de um furo de 15 cm de profundidade, cilíndrico no qual uma carga constante de água é mantida.

Após a perfuração do solo o aparelho é instalado deixando-se fluir a água para dentro do furo, que vai sendo absorvida aos poucos. A permeabilidade do solo saturado é calculada quando a absorção se equilibra, ou seja, quando a velocidade de percolação da água torna-se igual a velocidade de saída da água do permeâmetro (Figura 39).

Cálculos podem ser feitos para determinar a permeabilidade, sorvidade do solo e potencial matricial de fluxo. No caso deste estudo o objetivo foi calcular apenas a permeabilidade do solo. Dependendo do tipo de solo, os testes podem levar entre meia hora e duas horas.

O teste foi aplicado em cada dolina nas zonas de Fundo, Meia Vertente e Alta Vertente, e em cada zona o teste foi realizado em 3 pontos distando 1 metro um do outro (Figura 40 e Figura 41). Utilizou-se o método de uma altura de carga constante proposto por Soto (2009) e também descrito por Bittar *et al.* (2006), Moreti *et al.* (2006) e Espinha Marques *et al.* (2009).

Os procedimentos seguidos, por indicação de tais autores foram: preparação do furo com 6 cm de diâmetro e 15 cm de profundidade, executados com um mini-trado helicoidal; montagem do equipamento e abastecimento de água nos reservatórios do permeâmetro antes do posicionamento do aparelho no furo; posicionamento do permeâmetro no furo. Utilizou-se as cargas constantes de 5 cm e 10 cm, sendo um ensaio seguido do outro, e

então, a finalização do ensaio após atingir o fluxo em regime permanente, ou seja a vazão observada se mantém aproximadamente constante, variando menos de 10% a cada minuto.

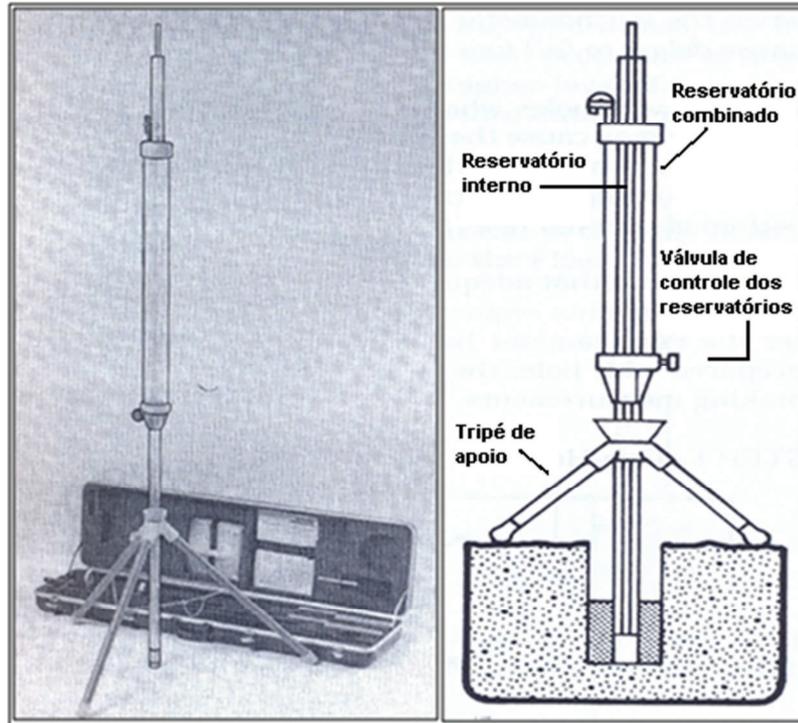


Figura 39 - Esq: Permeâmetro Guelph depois de montado ao lado da maleta com os acessórios. Dir: Desenho esquemático do Guelph funcionando em campo. Fonte: Soilmoisture Equipment Corp (2008).



Figura 40 - Permeâmetro de Guelph: ensaio realizado na dolina Santana (Foto: Geraldo Araújo).



Figura 41 - Permeâmetro de Guelph: ensaio realizado na dolina Pedro Moura (Foto: Peter Fleming).

Após a coleta dos dados, a determinação da permeabilidade saturada K_{fs} é obtida segundo a expressão:

$$K_{fs} = \frac{C \cdot Q}{(2 \cdot \pi \cdot H^2 + \pi \cdot a^2 \cdot C + \frac{2 \cdot \pi \cdot H}{\alpha})}$$

(equação 03)

Os resultados obtidos com o uso do Permeâmetro Guelph foram tratados pelo método “One-Head Analysis”, onde K_{fs} é a permeabilidade saturada de campo, Q a vazão a carga constante, C o *Fator de Forma*, a o raio do furo, H a altura de água constante e α a constante em função das propriedades do solo.

Por meio da avaliação visual de campo do solo estima-se o parâmetro α dentre os valores sugeridos por Elrick *et al.* (1989) *apud* Soilmoisture Equipment Corp. (2008), Tabela 06:

Tabela 06 - Macroporosidade do solo, valores de α .

α (cm-1)	Tipos de Solo
0,01	Argilas compactas (aterros, liners, sedimentos lacustres e marinhos)
0,04	Solos de textura fina, principalmente sem macroporos e fissuras.
0,12	Argilas até areias finas com alta a moderada quantidade de macroporos e fissuras.
0,36	Areia grossa inclui solos com macroporos e fissuras.

Valores α sugeridos por Elrick *et al.* (1989) *apud* Soilmoisture Equipment Corp. (2008) em função da macroporosidade e textura do solo.

Sendo a variável α a constante em função das propriedades do solo considerou-se para os três setores o valor de α igual a $0,12 \text{ cm}^{-1}$ (argilas até areias finas com alta a moderada quantidade de macroporos e fissuras), pois os solos das vertentes por serem considerados areias finas e o solo argiloso do Fundo das Dolinas por apresentarem rachaduras de expansão e contração dando o caráter de macroporos e fissuras.

A determinação da vazão Q em regime constante é calculada de acordo com a expressão:

$$Q = A.R_i$$

(equação 04)

onde Q é a vazão em regime permanente, A é a área da seção transversal do permeâmetro, sendo $35,18 \text{ cm}^2$ ao longo das vertentes e $2,11 \text{ cm}^2$ no Fundo das Dolinas (reservatório combinado e reservatório interno respectivamente)²⁸ e R_i a vazão de queda do nível de água no reservatório, obtido em campo a partir da velocidade de infiltração a cada minuto após o ensaio atingir o estado estacionário.

A determinação do *Fator de Forma C* depende do tipo de solo, e da razão H/α ; onde C1 é usado quando $\alpha \geq 0,12 \text{ cm}^{-1}$, a curva C2 é usada para $\alpha = 0,04 \text{ cm}^{-1}$ e a curva C3 para $\alpha =$

²⁸ Para que o teste nos solos argilosos do fundo das dolinas não fosse muito longo, como é recomendado pela *Soilmoisture Equipment Corp* (2008).

$0,01 \text{ cm}^{-1}$; H é altura do nível constante aplicada no furo, 5 e 10 cm, e a corresponde ao raio do furo que foi igual a 3 cm, Figura 42.

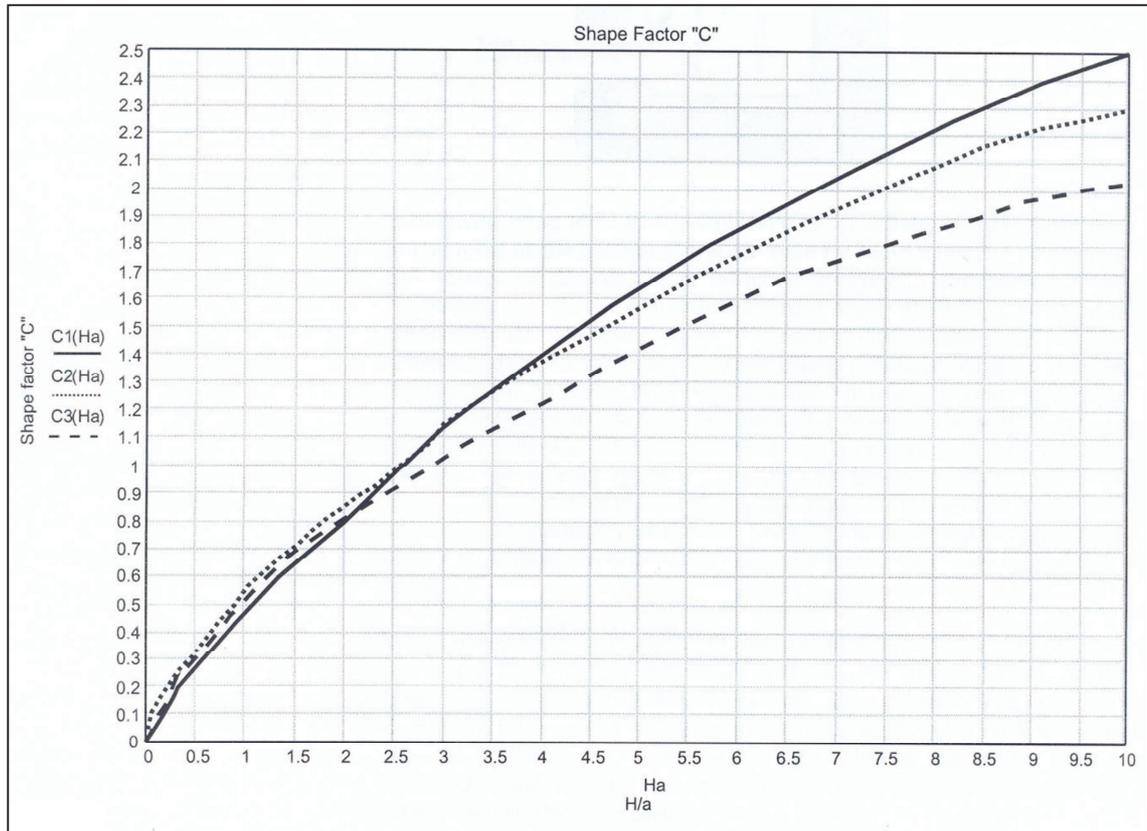


Figura 42 - Fator de Forma C. Fonte: Soilmoisture Equipment Corp. (2008).

O resultado final é obtido pela média entre os K_{fs} das cargas de 5 cm e 10 cm em cada ponto ensaiado. Em seguida é calculada a média do setor com os resultados de cada um dos três pontos, encontrando um K_{fs} médio para Fundo da Dolina, Meia Vertente e Alta Vertente, para cada uma das dolinas.

6.3.2 - Infiltrômetros de Anéis Duplos Concêntricos

A técnica dos infiltrômetros de anéis duplos concêntricos permite a determinação da velocidade de infiltração. Descrita por Franch *et al.* (2005), Kather *et al.* (2009) e Cichota *et al.* (2003) consiste no cravamento de dois anéis concêntricos no solo, tendo o anel

externo a função de suprimir o efeito da dispersão lateral da água infiltrada no anel interno (efeito de borda), a fim de possibilitar a estimativa da taxa de infiltração vertical da água.

Os anéis utilizados medem 30 e 53 cm e são constituídos de placas metálicas, que são cravadas no solo (Figura 43 e Figura 44). O ensaio consiste no preenchimento dos anéis com água e na manutenção do nível de água constante durante uma hora (Figura 44).

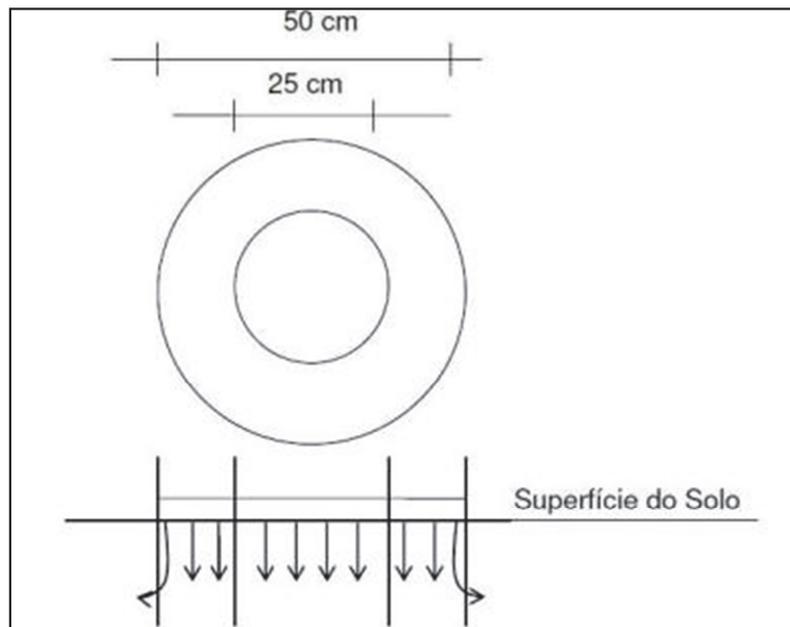


Figura 43 - Infiltrômetros de anéis duplos concêntricos. Fonte Kather *et al.* (2009).



Figura 44 – Anéis duplos concêntricos cravados no solo. Dolina Pedro Moura (Foto: Leticia Braga).

Deve-se manter uma lâmina d'água de aproximadamente 10 cm no anel interno e as leituras são efetuadas a intervalos de tempos regulares em uma régua verticalmente posicionada no centro do anel interno (Figura 45).



Figura 45 - Ensaio acontecendo: infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos. Dolina Santana (Foto: Peter Fleming).

A quantidade de água infiltrada é registrada a intervalos de tempo constantes para determinação da taxa de infiltração que é calculada da seguinte forma:

$$\Delta H / \Delta T$$

(equação 05)

Sendo ΔH a variação da altura e ΔT a variação de tempo de 1 minuto. De forma que a cada minuto um ΔH era obtido e registrado em campo.

Para cada setor das dolinas (Alta Vertente, Meia Vertente e Fundo da Dolina) foi realizado um experimento de no mínimo 50 minutos de acordo com a necessidade.

6.3.3 - Slug Test

O Slug Test permite obter-se a condutividade hidráulica no meio saturado, por isso foi empregada a técnica de Hvorslev (1951), citada por Souza (2008), própria para aquíferos livres. O teste é realizado abaixo do nível d'água, permitindo a determinação da condutividade hidráulica do material aquífero circundante ao filtro de um poço de monitoramento.

O ensaio pode ser executado através da introdução ou retirada de água do poço (Figura 43). A injeção pode também ser simulada introduzindo-se um objeto sólido de volume conhecido (Figura 44). O nível d'água estático é medido antes e logo a pós a perturbação e neste último caso denomina-se H_0 . Várias medidas do nível de água (H) são feitas em intervalos regulares até que se atinja o nível natural, ou até que se tenha o rebaixamento mínimo de 37% da posição inicial. A razão H/H_0 versus tempo "t" é representado em um gráfico semi-logarítmico que tem como resultado uma curva de rebaixamento ou recuperação do nível.

A determinação da condutividade hidráulica pela técnica de Hvorslev (1951) é obtida através da equação:

$$K = \frac{r^2 \ln (l_e / R)}{2 l_e t_o}$$

(equação 06)

Sendo o K a condutividade hidráulica (cm/s), r o raio do material revestimento do poço (cm), R o raio do poço (cm), L_e o comprimento do filtro (cm) e o t_o o tempo que leva para o nível d'água cair 37% da posição inicial (s) (Lage, 2005 *apud* Souza, 2008), Figura 46.

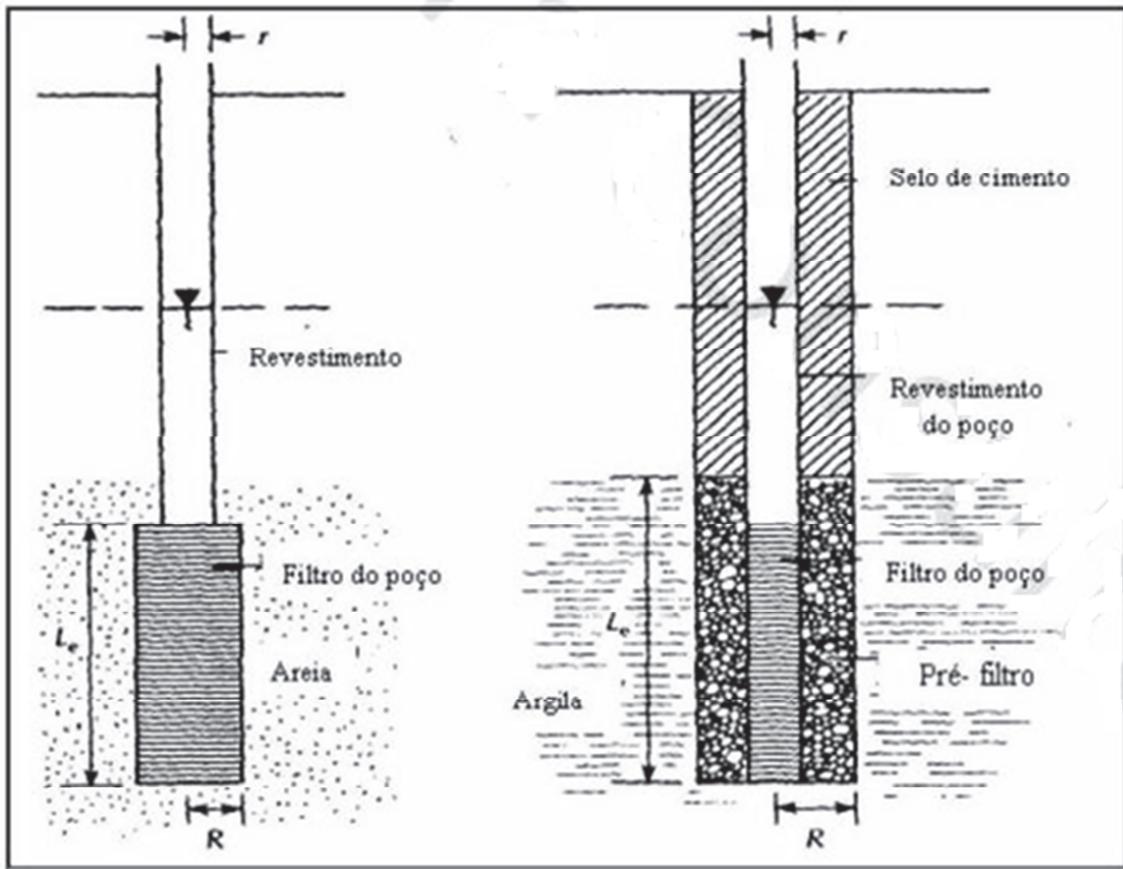


Figura 46 - Representação dos parâmetros físicos utilizados no ensaio de condutividade hidráulica pela técnica do Slug Test. Fonte: Sousa (2008).

Para este trabalho optou-se adicionar água ao poço de monitoramento na dolina Pedro Moura (Figura 47) que estava com o poço seco na época do ensaio e a introdução de um tarugo na dolina Santana (Figura 48) que estava com água no poço e monitorar seu rebaixamento de 30 em 30 segundos utilizando um *diver*, transdutor de pressão, com medição automática.



Figura 47 - Ensaio Slug Test com a introdução de água no poço. Dolina Pedro Moura (Foto: Leticia Braga).



Figura 48 - Ensaio Slug Test com a introdução de um sólido de volume conhecido. Dolina Santana (Foto: Leticia Braga).

6.4 – Monitoramento Hidrológico

6.4.1 – Aparelhos de Monitoramento

Foram instaladas duas estações de monitoramento hidrológico tendo-se colocado em operação por um ano hidrológico a seguinte instrumentação em cada dolina (Figura 49 e Figura 50):

- **1 Caixa de armazenamento de dados;**
- **1 Pluviógrafo**, modelo da SQUITTER;
- **1 Poço de monitoramento** de aproximadamente 6 metros de profundidade (5,91 m em Santana e 6,01 m em Pedro Moura) e 10 cm de diâmetro instalados o mais próximo possível da zona alagada;
- **1 Diver transdutor de pressão**, modelo da Schlumberger, instalado no poço de monitoramento para medição automática do N.A. com frequência de 30 em 30 minutos;
- **1 Diver transdutor de pressão**, também do modelo da Schlumberger, instalado dentro do lago (quando este ainda estava seco) a fim de medir a sua flutuação, a medição também foi de 30 em 30 minutos – apenas na dolina Pedro Moura;
- **Baro diver** instalado na caixa de armazenamento para a compensação da variação da pressão atmosférica, já que a medição do diver transdutor de pressão é obtida por pressão da coluna d'água.

O pluviógrafo de Santana foi instalado em 19/12/2009 e retirado em 18/04/2011. O pluviógrafo de Pedro Moura foi instalado em 18/12/2009 e retirado em 11/04/2011. Os pluviógrafos foram instalados junto com a caixa de monitoramento. Os divers de Santana foram instalados em 11/02/2010 e retirados em 18/04/2011. Os divers de Pedro Moura foram instalados em 10/02/2010 e retirados em 11/04/2011.



Figura 49 - Dolina Santana: 1- Pluviógrafo; 2 – Caixa de armazenamento dos dados e o baro e 3 – Poço de monitoramento (Foto: Geraldo Araújo).



Figura 50 - Dolina Pedro Moura: 1- Pluviógrafo; 2- Caixa de armazenamento dos dados e o baro; 3 – Poço de monitoramento e 4 – Poço que permite o monitoramento do espelho d'água (Foto: Leticia Braga).

6.4.2 – Análise Estatística: Correlação Cruzada

Para validar o monitoramento, estabelecer uma correlação entre a pluviometria e a variação de nível d'água monitorados pelo pluviógrafo e pelo *diver*, respectivamente, aplicou-se a análise estatística da *Correlação Cruzada*. O objetivo dessa aplicação é obter-se o tempo de resposta do nível freático a um evento pluviométrico.

A função de correlação cruzada – FCC, metodologia aplicada por Ferrari & Karmann (2008) e Marques *et al.* (2011), é usada para analisar a relação de uma série com outra, sendo uma de entrada e a outra de saída. Neste trabalho as séries analisadas foram:

- Entrada: Pluviometria acumulada diária²⁹;
- Saída: Variação do nível d'água³⁰.

A correlação cruzada é calculada pelas seguintes equações:

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

(equação 07)

Para $k > 0$:

Onde $C_{xy}(k)$ é o correlograma cruzado e o σ_x e σ_y são os desvios padrões das séries temporais. O índice k determina o deslocamento entre as séries para o cálculo da correlação, no caso 24 horas (diário).

Se a série de entrada é aleatória, a função de correlação cruzada $r_{xy}(k)$ corresponde à resposta impulsionante do sistema, relação impulso-resposta. A FCC fornece informação das relações causais ou não-causais entre a entrada e a saída, como também da importância destas relações.

²⁹ Pluviógrafos instalados próximo ao lago das dolinas.

³⁰ Nível d'água monitorado nos poços no fundo das dolinas.

Esta função, entretanto, não é simétrica, e se $k < 0$, x substitui y e vice-versa na equação 07. Sendo assim, se $r_{xy}(k) > 0$ para $k > 0$, a entrada influencia a saída, enquanto se $r_{xy}(k) > 0$ para $k < 0$, a saída influencia a entrada. Exemplificando, hipoteticamente, para os dados deste trabalho, no primeiro caso os dados de pluviometria influenciariam os dados de variação do nível d'água e no segundo caso a variação do nível d'água seria a causa da pluviometria, o que é improvável. Assim no estudo K sempre > 0 .

Uma função de correlação cruzada perfeitamente simétrica, centrada em $k = 0$, indica que os sinais de entrada e saída reagem ao mesmo tempo a um terceiro sinal independente. Neste caso, a entrada não influencia a saída. A defasagem, ou *lag*, é definida como o tempo decorrido entre $k = 0$ e o valor máximo de $r_{xy}(k)$. Compreender as defasagens entre entradas e saídas em aquíferos é uma informação importante, pois fornece uma estimativa do tempo de transferência do pulso e o tempo de viagem de partículas através do sistema (FERRARI & KARMANN, 2008).

6.5 – Balanço Hídrico Climático e Estimativa de Recarga

O balanço hídrico climático foi efetuado com a intenção de conhecer o montante de água que é receptado por cada dolina, o montante que retornaria por meio da evapotranspiração e o montante que seria o excedente hídrico, com potencial em se tornar recarga.

Para resolução do balanço hídrico, por ser considerada uma unidade hidrográfica elementar considerou-se cada uma das dolinas monitoradas um sistema fechado, e, sendo assim, a água que se perde desse sistema deverá corresponder à mesma quantidade que é ganha, ou seja, o somatório de entrada e saída é nulo.

Segundo o modelo de recarga proposto para as dolinas na área de estudos, a recarga se daria somente no fundo da depressão, a partir de onde ocorre a infiltração oriunda da água pluvial acumulada, denominada recarga localizada. A Figura 51 ilustra um modelo bastante semelhante ao que foi usado neste trabalho, o “sistema dolina”, em planta e em secção transversal.

Por serem consideradas insignificantes, visto os estudos de infiltração direta de Velásquez *et al.* (2009), a *Percolação Profunda* e a *Recarga Direta*, que ocorreria ao longo das vertentes foram desconsideradas do modelo.

O escoamento superficial, bem como o fluxo de subsuperfície lateral foram tratados neste modelo como *runoff*, uma vez que considerou-se que trata-se do mesmo montante de água que será armazenado no fundo da dolina (Figura 51B).

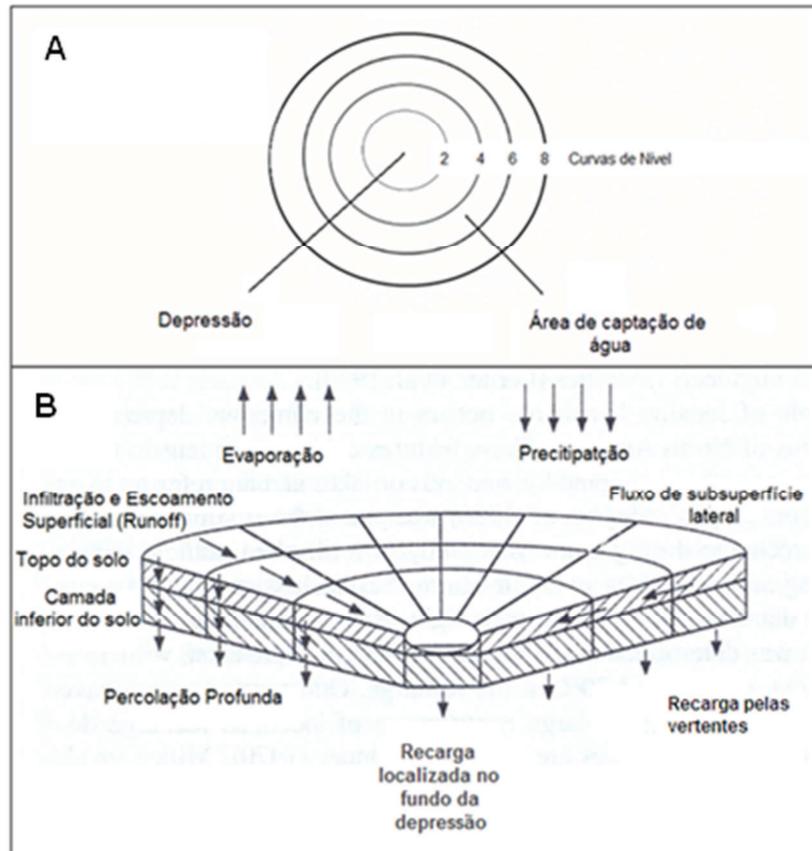


Figura 51 - Geometria em planta (A) e seção transversal (B) de bacia utilizada por adaptado de Nieber *et al.* (1993) *apud* Simmers (1997).

Visto que considera-se a dolina um sistema fechado e a *infiltração direta* (I) foi considerada insignificante, podemos adaptar a *equação 2* apresentada no capítulo Embasamento Teórico da seguinte forma (equação 8):

$$P - ETR - R - I = \Delta S; \text{ Sendo } \Delta S = 0; \text{ Sendo } I = 0$$

$$P = ETR + R$$

(equação 8)

Onde P é a precipitação, ETR a evapotranspiração real, R o *runoff* – escoamento superficial, I a infiltração direta e ΔS a variação no armazenamento.

Neste modelo admitimos que o *runoff* (R), a água que escoar, é armazenado no fundo da dolina na forma de um lago (ARM). Parte desta água armazenada sofre evaporação direta (Ev) e parte infiltra pelo fundo da dolina (In), representando a recarga localizada (equação 9):

$$R = ARM$$

$$ARM = Ev + In$$

(equação 9)

6.5.1 – Balanço Hídrico Decendial Sequencial

Com base nas constatações de Hendrickx & Walker (1997), e também consideradas por Silva (2011), nas quais se discutem a importância da análise de eventos pluviométricos pontuais em regiões áridas e semiáridas no balanço hídrico, optou-se pela realização do *balanço hídrico decendial sequencial*, ao invés dos balanços com dados anuais ou mensais, mais comumente utilizados na literatura. O balanço hídrico feito em menor escala tem a capacidade de identificar pequenos excedentes hídricos que um balanço convencional não seria capaz de detectar. A soma destes pequenos excedentes hídricos pode trazer grandes respostas ao entendimento do ambiente semiárido, conforme já explicado.

O balanço hídrico climatológico foi calculado utilizando-se a planilha automática³¹ desenvolvida por Rolim *et al.* (1998), que possibilita a geração de diversos produtos gráficos do balanço.

Para tal é necessário a entrada dos seguintes dados: Pluviometria, Temperatura e a Capacidade de Água Disponível – CAD.

³¹ Trabalhou-se com a planilha através do Microsoft Office Excel.

Os dados pluviométricos foram obtidos por meio dos pluviógrafos instalados em cada dolina durante o período de dezembro de 2009 a abril de 2011. Na planilha a entrada é feita pelo somatório da pluviometria a cada dez dias seqüenciais (decendial).

Para a temperatura média do ar dos períodos e da latitude local buscou-se informações da Estação Meteorológica de Mocambinho, operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, no município de Jaíba, localizada a uma média de 40 km das dolinas. Foram utilizados os dados de temperatura já com a média compensada, adotado pelo INMET nas Normais Climatológicas.

A CAD adotada foi a de 100 mm, mais usualmente utilizada, como sugerem Vianello & Alves (1991) e também usadas nos estudos de Velasquez *et al.* (2009) para a mesma região.

O balanço gera informações de Evapotranspiração Real e Potencial, Déficit e Excedente Hídrico.

O excedente hídrico por sua vez é a somatória da recarga aquífera direta e do escoamento superficial. Neste modelo, entretanto, considera-se que a recarga aquífera direta é insignificante. A água do escoamento superficial chega à lagoa no fundo da dolina onde se divide em dois destinos. Parte sofre a evaporação direta da lâmina d'água e parte infiltra, sendo considerada a recarga localizada, conforme equação 10 abaixo:

$$\text{Excedente Hídrico} = \text{Recarga Direta} - \text{Runoff}$$

$$\text{Recarga direta} = 0$$

$$\text{Runoff} \rightarrow \text{ARM}$$

$$\text{ARM} = \text{Excedente Hídrico}$$

$$\text{Excedente Hídrico} = \text{Ev} + \text{In}$$

(equação 10)

Sendo Ev a evaporação direta da lâmina d'água e In a Recarga Localizada, ou infiltração a partir do lago.

Desta forma, após encontrarmos o valor do excedente hídrico pelo método de Thornthwaite (1948) *apud* Rolim *et al.* (1998), foi subtraído o valor relativo a água de evaporação³². O restante do montante de água é considerado a recarga localizada.

Da mesma maneira que os outros dados, os dados de evaporação foram tratados a cada decêndio. Desta forma a cada 10 dias foi encontrado um valor relativo ao excedente hídrico, um valor relativo à evaporação e um valor relativo a infiltração no fundo da dolina (recarga localizada). As soma dos resultados por decêndio apresenta o resultado para o ano hidrológico.

Os dados de evaporação também estão disponíveis no site do INMET para a Estação Meteorológica de Mocambinho³³ localizada há uma média de 40 km de distancia das dolinas.

6.5.2 – Cálculo da Recarga pela variação do nível d'água dos Poços de Monitoramento

Para fins de comparação, foi calculada a recarga para cada dolina a partir da medida de variação positiva do nível de água (Δh), considerando médias diárias, nos poços de monitoramento instalado próximo à cada lagoa.

Ou seja, cada momento em que a variação de nível d'água fosse positivo, quando se eleva o N.A. do poço, foi considerado um *input* de água ao meio saturado subterrâneo (ou recarga), conforme equação abaixo:

$$\Sigma \Delta h = \Delta H$$

(equação 11)

As posições do nível d'água do poço foram consideradas as mesmas da área de entorno do poço. Como o material adjacente trata-se de um material inconsolidado e com porosidade

³² Tal cálculo foi efetuado sempre que houve excedente hídrico, isto é, a recarga foi considerada nula sempre que o excedente hídrico foi ausente.

³³ Dados consistidos.

efetiva própria, devem ser considerado os valores da Tabela 07 para porosidade em diferentes meios.

Tabela 07 - Porosidade efetiva de alguns materiais (adaptado de Rebouças et al, 2006).

SEDIMENTOS	POROSIDADE EFETIVA
Cascalho	12 – 35%
Areia bem selecionada	15 – 35%
Silte arenoso, areia fina	10 – 28%
Silte, areia siltica, argila arenosa	3 – 19 %
Argila	0 – 5%
CLASSES HIDROGEOLÓGICAS	POROSIDADE EFETIVA
Aquíferas Condutividade hidráulica: $1 - 10^{-4}$ cm/s Areais, arenitos, rochas muito fraturadas/alteradas	5 – 27%
Aquitardes Condutividade hidráulica: $10^{-3} - 10^{-5}$ cm/s Siltos, areias argilosas, argila arenosa, rochas pouco fraturadas/alteradas	3 – 5%
Aquicludes Condutividade hidráulica: $10^{-6} - 10^{-9}$ cm/s Argilas, folhelhos, rochas muito pouco fraturadas/alteradas	2 – 3%
Aquífuges Condutividade hidráulica: $<10^{-9}$ cm/s Rochas compactadas não fraturadas/alteradas	<1%

7 – RESULTADOS

Selecionadas as dolinas, seguem-se os resultados referentes à caracterização e monitoramento em cada uma delas.

7.1 – Caracterização dos solos

Visando relacionar os fenômenos de infiltração e escoamento com a natureza textural do solo dentro das dolinas, este foi caracterizado, conforme se segue.

7.1.1 – Caracterização Pedológica

Apesar de, regionalmente, os solos das dolinas Santana e Pedro Moura serem classificadas como Latossolo Vermelho-amarelo (Figura 52), localmente, as dolinas apresentaram classificações diferentes desta. Isto ocorre, pois, a geomorfologia (associado a outros atributos ambientais) com ruptura de declive das dolinas interrompe a característica plana da região, onde tendencialmente se formariam os latossolos, dando lugar à outra classe de solos.

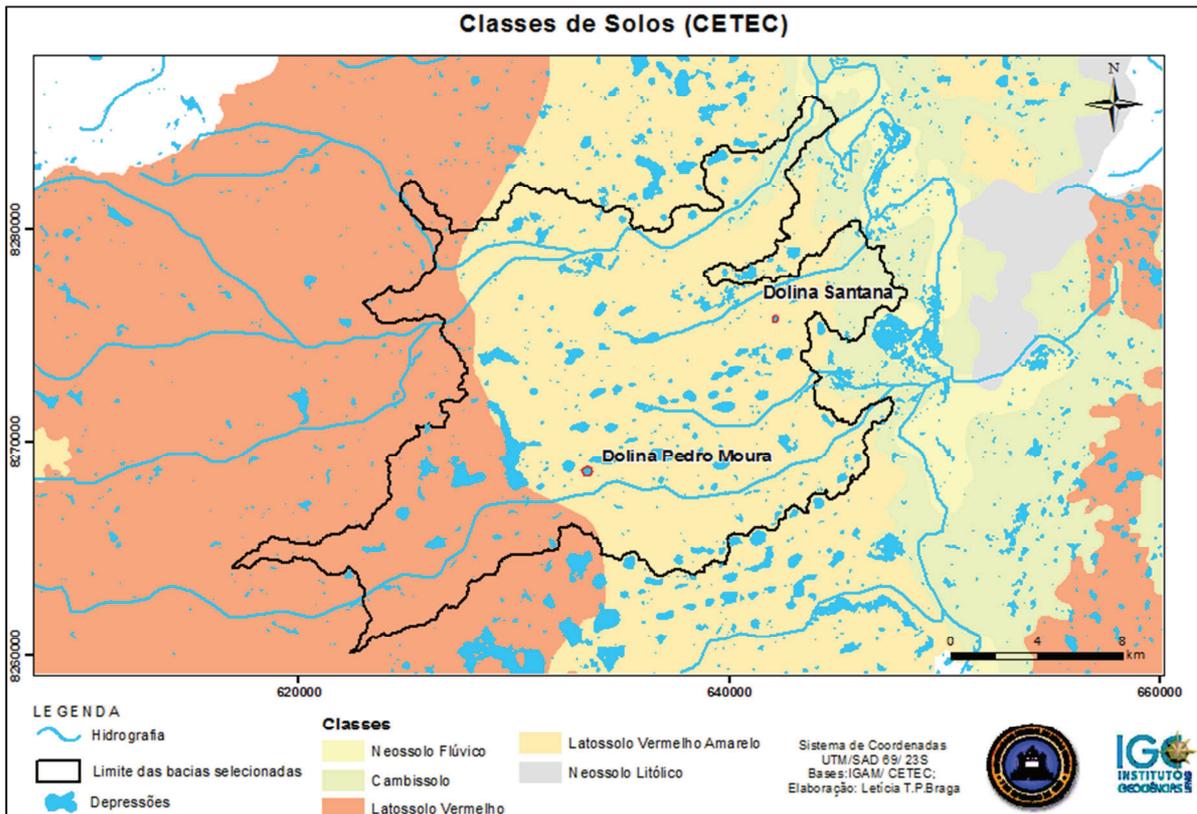


Figura 52 - Classe de solos para as dolinas Santana e Pedro Moura segundo classificação regional do CETEC (1983).

A partir dos estudos realizados em campo e análises de laboratório, as dolinas foram classificadas pedologicamente. Os solos de ambas as dolinas se comportaram de forma semelhante, classificados como Vertissolos Hidromórficos (VG) no fundo e Cambissolos Háplicos (CX) em meia e alta vertentes. A Figura 53 apresenta o perfil topográfico³⁴ e pedológico da dolina Santana enquanto a Figura 54 apresenta o da dolina Pedro Moura, e na Figura 55 o resultado do mapeamento em planta para cada uma das duas dolinas.

Apesar de ser uma dolina menor, a área do vertissolo de Santana é bem maior que a área do vertissolo de Pedro Moura. Isto está associado a uma área maior de alagamento em Santana, favorecendo a formação desta classe de solo.

³⁴ A topografia também foi retirada das imagens SRTM. Anteriormente esta informação seria do levantamento topográfico que também foi realizado na área. Porém não houve tempo hábil para realizá-lo nas duas dolinas, apenas em Santana. Como foi verificado que os resultados em Santana foram muito semelhantes aos resultados de topografia por SRTM, sentiu-se segurança para utilizá-lo, e assim manteve-se o mesmo padrão para ambas as dolinas.

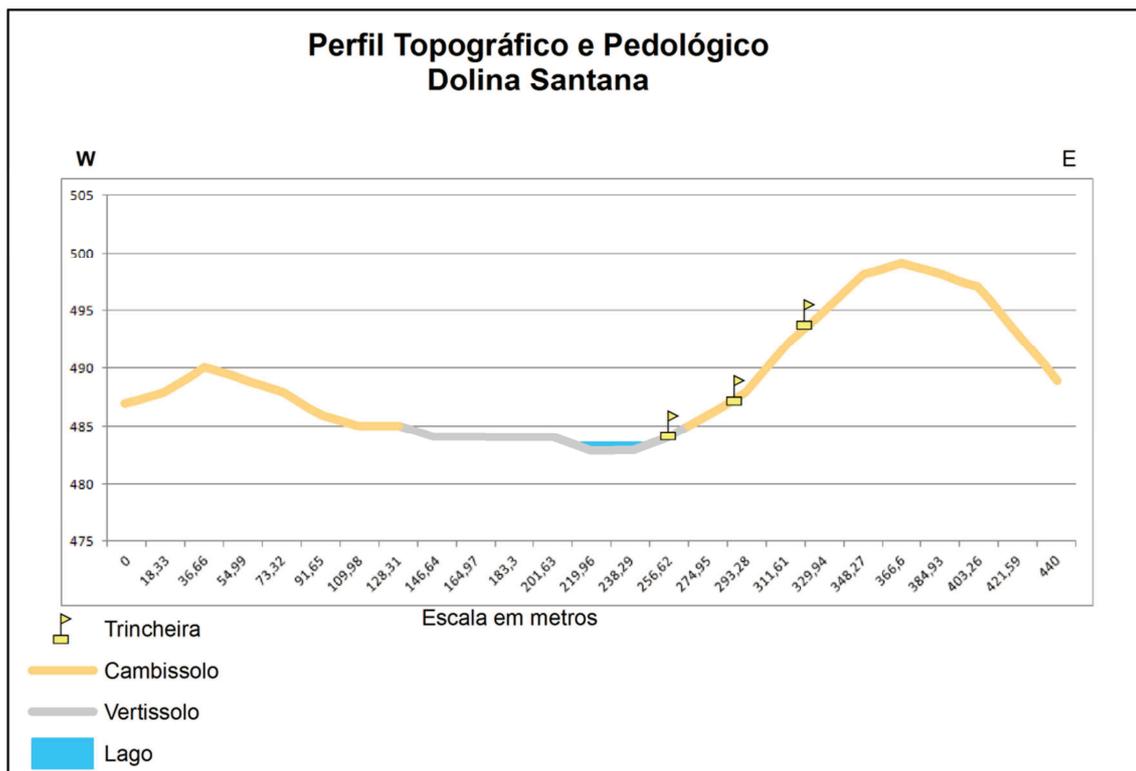


Figura 53 - Perfil topográfico e pedológico da dolina Santana a partir dos dados de topografia das imagens SRTM.

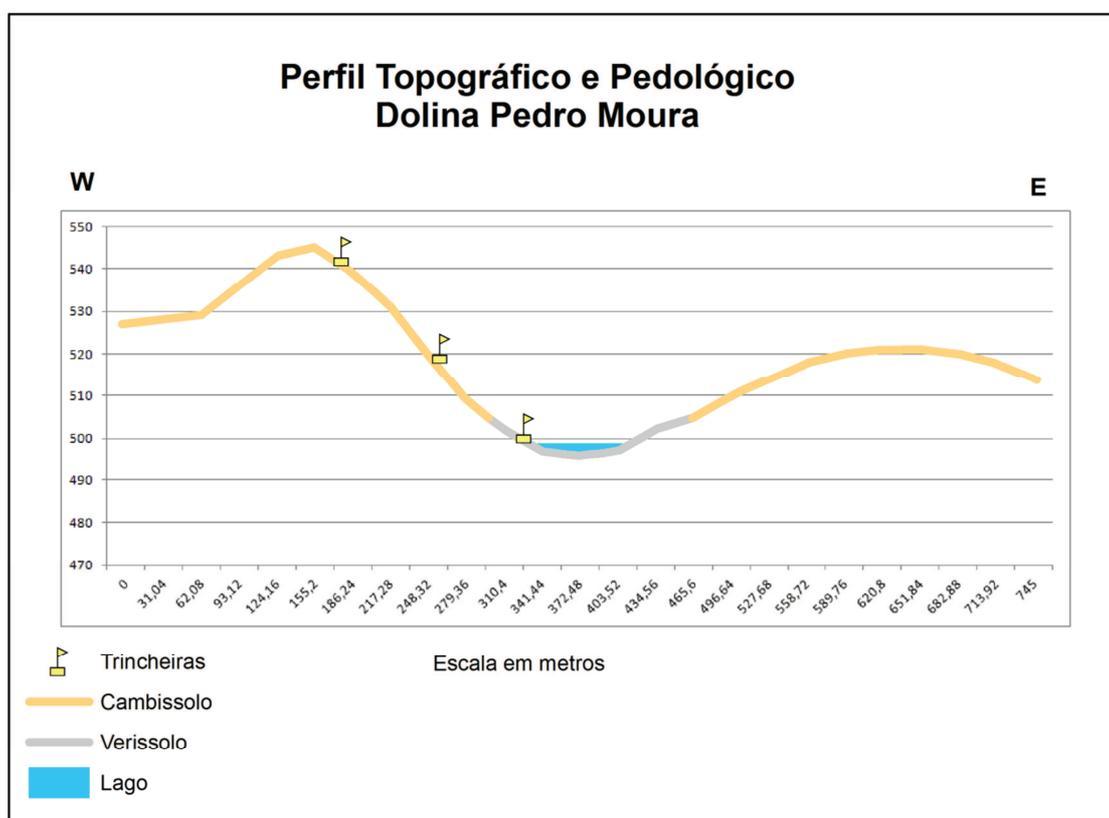


Figura 54 - Perfil topográfico e pedológico da dolina Pedro Moura a partir dos dados de topografia das imagens SRTM.

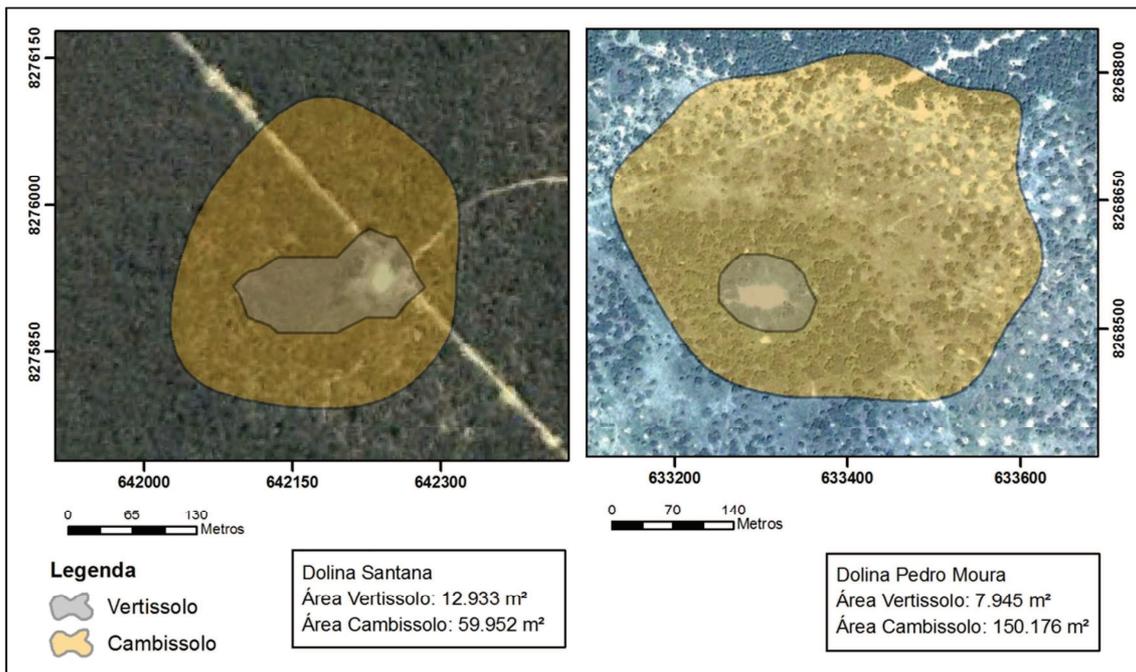


Figura 55 - Mapeamento pedológico das dolinas Santana e Pedro Moura em planta. Imagem Google (jun/2010).

Os vertissolos (EMBRAPA, 2006) compreendem solos constituídos por material mineral apresentando *horizonte vértico* e pequena variação textural ao longo do perfil. Apresentam pronunciadas mudanças de volume com aumento do teor de água no solo, fendas profundas na época seca e evidências de movimentação da massa do solo. O *caráter vértico* é marcado pela presença de *slickensides* (superfície de fricção), fendas, ou estruturas cuneiformes e, ou, paralelepípedicas, perceptíveis em campo. Estas estruturas são formadas devido à expansão e contração das argilas (Figura 56). A sua textura frequente varia de argilosa a muito argilosa, admitindo na faixa de textura média um mínimo de 300g/kg de argila. Esta classe de solos possui desenvolvimento pedológico restrito pela grande capacidade de movimentação do material constitutivo do solo em consequência dos fenômenos de expansão e contração, em geral associados à alta atividade da argila (alta capacidade de troca catiônica – CTC da argila).

Os vertissolos encontrados no fundo das duas dolinas se enquadram na classificação Vertissolos Hidromórficos por conta da presença de *horizonte glei* dentro dos primeiros 100 cm do perfil. O *horizonte glei* é caracterizado por redução de ferro e prevalência do estado reduzido devido principalmente à água estagnada, como evidenciada por cores

neutras, acinzentadas. Trata-se de horizonte fortemente influenciado pelo lençol freático e regime de umidade redutor. O horizonte sendo saturado com água periodicamente apresenta em meio à massa acinzentada do solo os mosqueados (Figura 57), resultante de segregação de ferro e precipitação na forma de óxidos (EMBRAPA, 2006). Nas Figuras 58 e 59 é possível ver estes solos rachados em superfície.

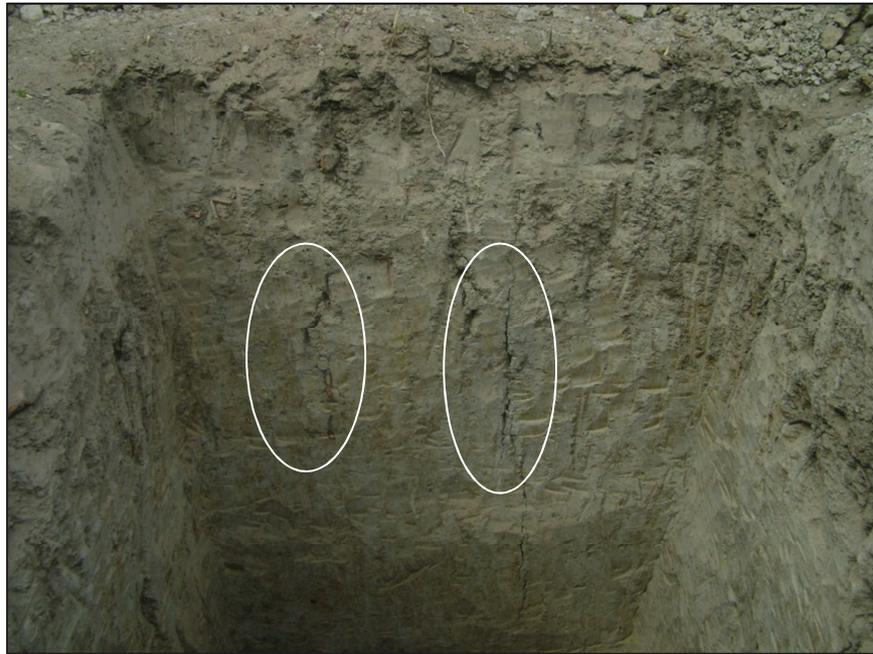


Figura 56 - Trincheira do Vertissolo Hidromórfico no fundo da dolina Santana marcado pela presença de estruturas de fricção destacadas (Foto Leticia Braga – Setembro 2009).



Figura 57 - Mosqueados em meio ao solo acinzentado no horizonte glei do vertissolo (Foto: Leticia Braga – Setembro 2009).



Figura 58 – Gretas de contração em Vertissolo na dolina Santana (Foto: Letícia Braga – Setembro 2009).



Figura 59 - Superfície rachada em Vertissolo na dolina Pedro Moura (Foto: Letícia Braga –Setembro 2009).

A segunda classe de solos encontrada em ambas dolinas foi dos Cambissolos Háplicos. A classe dos cambissolos é bastante heterogênea; na prática, representa uma transição entre duas classes – no caso transição entre os latossolos e os neossolos. Os solos presentes em

Média e Alta Vertente nas dolinas trata-se de um solo muito arenoso, entretanto não suficiente para enquadrar-se na classe dos neossolos quartzarênicos e com areia em excesso para se enquadrar na classe dos latossolos, conforme ocorrem regionalmente (Figura 60).

Conceitualmente, os cambissolos compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente. Devido à heterogeneidade do material de origem, das formas de relevo e das condições climáticas, as características destes solos variam muito de um local para outro. Assim, a classe comporta desde solos fortemente até imperfeitamente drenados, de rasos a profundos, de cor bruna ou bruno-amarelada até vermelho escuro, e de alta a baixa saturação por bases e atividade química da fração argila.

No caso dos cambissolos das dolinas, eles estão se desenvolvendo sob uma cobertura detritica muito rica em fração areia. O horizonte B não é compatível com solos muito evoluídos, comprovada pela capacidade de troca catiônica $>17 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ (variou de 33 a 63 cmol_c/kg) e relação silte/argila maior que 0,7 (variou de 0,87 a 1,58), caracterizando o horizonte B incipiente.

Os cambissolos encontrados em ambas as dolinas fazem parte da classe dos Cambissolos Háplicos por apresentarem horizonte A mais claros, com valor e croma para solo úmido maior que 4 (não apresentando horizonte A Húmico) e por não apresentar camadas estratigráficas e desta forma exclui-se o Caráter Flúvico (EMBRAPA, 2006).



Figura 60 – Cambissolos Háplicos bastante arenoso em Média Vertente nas Faz.Santana (esq.) e Pedro Moura (dir.) (Foto: Leticia Braga, 2010).

7.1.2 – Caracterização Granulométrica

A partir da análise de granulometria das amostras de solos colhidas em campo foi observado um comportamento semelhante em ambas as dolinas, que já era perceptível em campo. Nos setores Fundo das Dolinas houve concentrações das classes texturais “muito argilosa” e “argilosa” contrastando com os setores Meia e Alta Vertentes, onde predominou a classe textural “média”, de acordo com o grupamento sugerido pela EMBRAPA (Tabela 08).

Nas Figuras 61 e 62 são apresentados os gráficos ternários para texturas de solos gerado para cada dolina evidenciando a localização por setor das amostras.

A partir destes gráficos é possível notar que as características dos solos das duas dolinas são bastante semelhantes. O Fundo das Dolinas predominantemente nas classes texturais “argilosa” a “muito argilosa”, apesar de Santana ter apresentado textura ligeiramente mais argilosa que Pedro Moura, Os setores Meia Vertente e Alta Vertente de ambas dolinas classificaram-se principalmente como textura “média”.

Tabela 08 - Grupamentos Texturais (EMBRAPA, 2006).

Grupamentos Texturais	Abrangência
Arenosa	Compreende as classes texturais areia e areia franca.
Média	Compreende classes texturais ou parte delas, tendo na composição granulométrica menos de 350g.Kg ⁻¹ de argila e mais de 150g.Kg ⁻¹ de areia, excluídas as classes texturais areia e areia franca.
Argilosa	Compreende classes texturais ou parte delas, tendo na composição granulométrica de 350g.Kg ⁻¹ a 600g.Kg ⁻¹ de argila
Muito Argilosa	Compreende classe textural com mais de 600g.Kg ⁻¹ de argila
Siltosa	Compreende parte de classes texturais que tenham menos de 350g.Kg ⁻¹ de argila e menos de 150g.Kg ⁻¹ de areia

A partir destes resultados foram produzidos perfis topográficos com informações granulométricas (Figuras 63 e 64) para cada uma das dolinas.

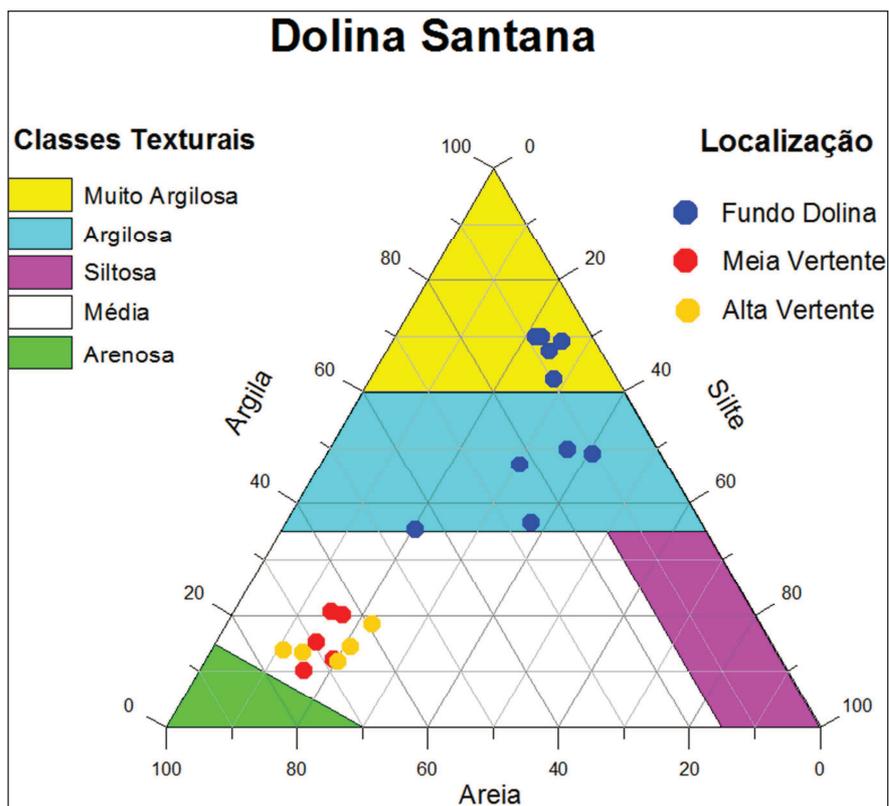


Figura 61 - Gráfico Ternário para Grupamento de Classes de Textura representativo para a Dolina Santana.

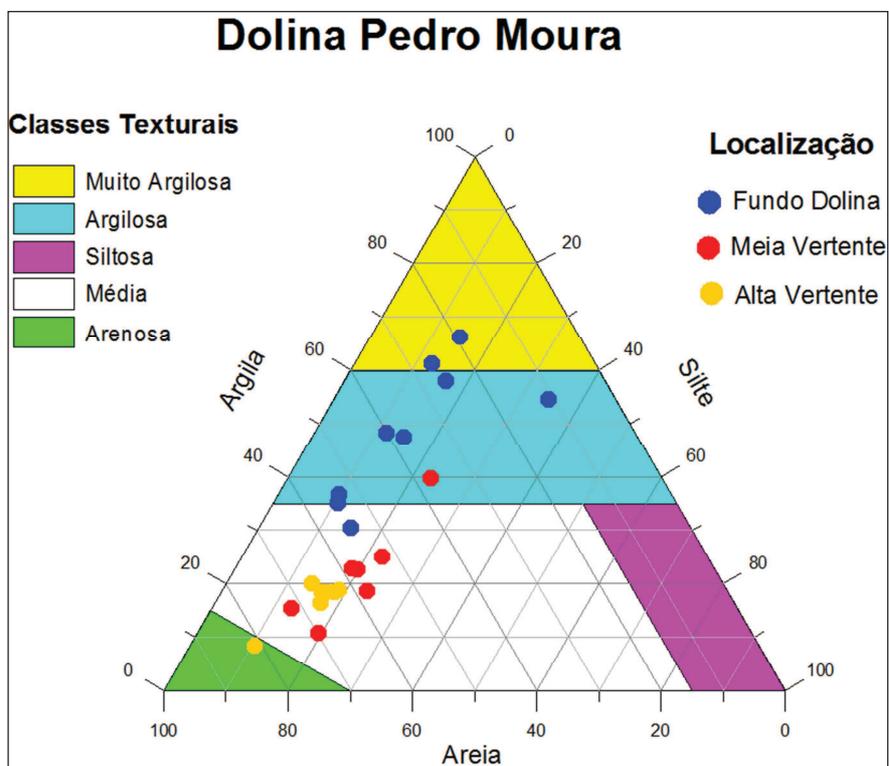


Figura 62 - Gráfico Ternário para Grupamento de Classes de Textura representativo para a Dolina Pedro Moura.

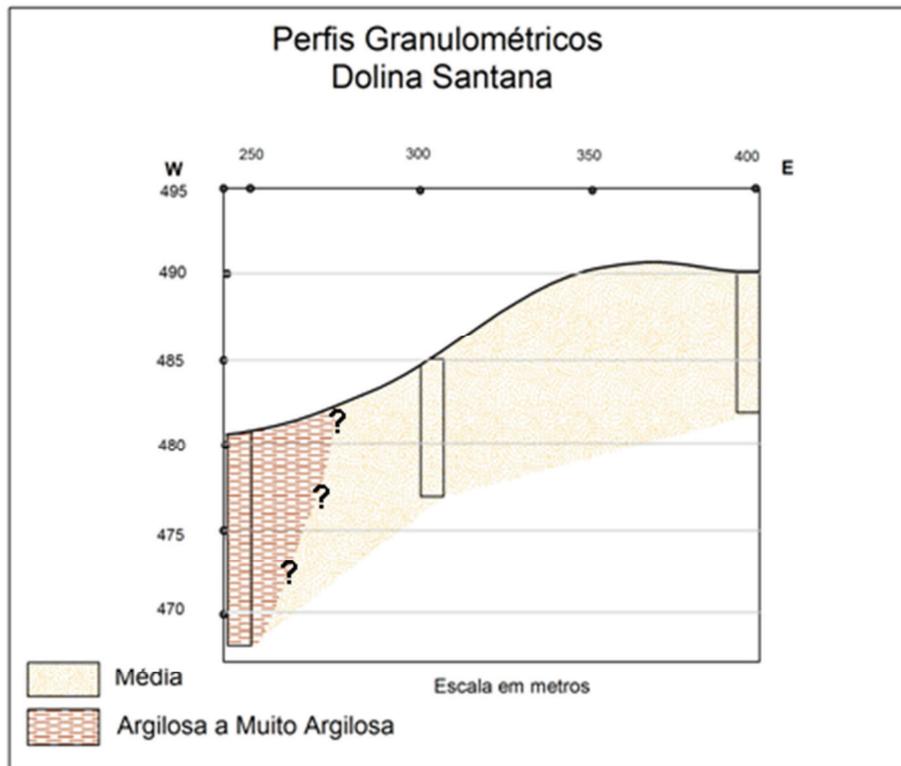


Figura 63 - Perfil Granulométrico representativo para a vertente leste da Dolina Santana.

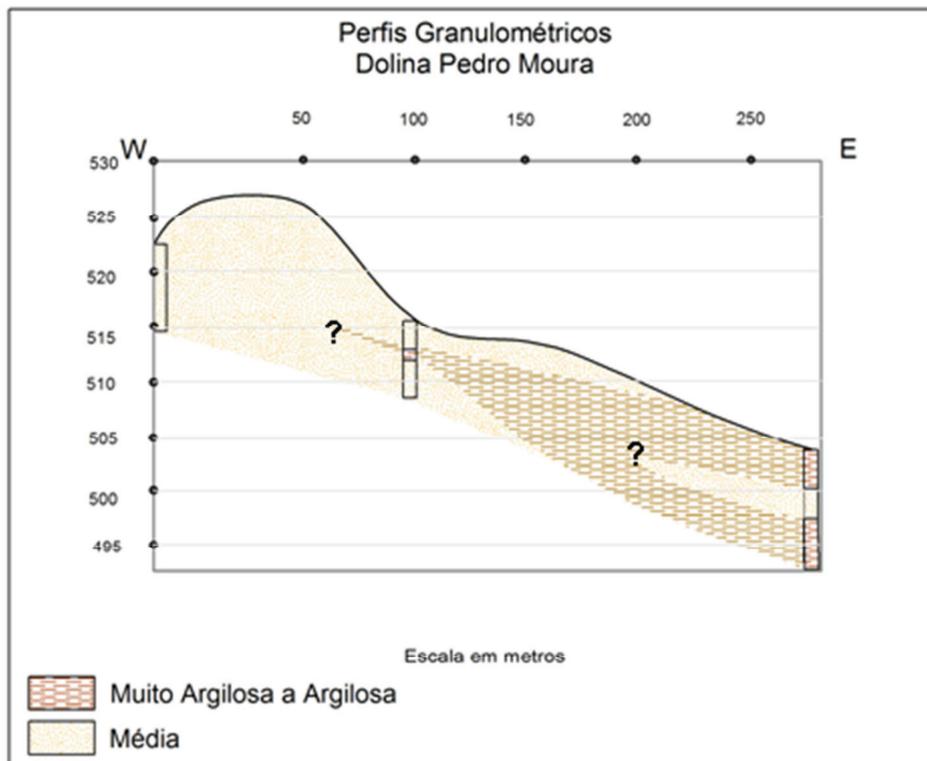


Figura 64 - Perfil Granulométrico representativo para a vertente oeste da Dolina Pedro Moura.

As caracterizações pedológica e granulométrica trouxeram novas informações sobre os solos da região. A caracterização regional Latossolo Vermelho-amarelo é genérica, e está relacionada às áreas planas do vale do rio Verde Grande. A ocorrência das dolinas, inserida nestas áreas planas, porém, alterando a paisagem também é capaz de modificar a característica do solo. As rupturas de declive e a ocorrência de lagos nos fundos das dolinas levam à modificação dos solos. Os Cambissolos, mais arenosos (textura média) nas vertentes e os Vertissolos Hidromórficos, mais argilosos e com influência do lençol freático refletem os atributos ambientais peculiares à paisagem das dolinas.

7.2 – Ensaios de Infiltração

Os resultados obtidos para os ensaios pelos métodos *Permeâmetro de Guelph*, *Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos* e *Slug Test* estão descritos a seguir.

7.2.1 – Permeâmetro de Guelph

A partir dos valores obtidos em campo foram gerados os resultados classificados de acordo com a Tabela 09 e apresentados na Tabela 10.

Tabela 09 - Classificação dos solos quanto à permeabilidade (adaptado de ESPINHA MARQUES *et. al*, 2009).

Classe de permeabilidade	K (cm/s)
Muito Alta	> 0,01
Alta	0,001 - 0,01
Moderadamente Alta	0,0001 - 0,001
Moderadamente Baixa	0,00001 - 0,0001
Baixa	0,000001 - 0,00001
Muito Baixa	< 0,000001

Tabela 10 - Permeabilidade das dolinas por setor utilizando o Permeâmetro de Guelph.

Dolina	Pontos	R1	Kfs H5	R2	Kfs H10	Kfs médio	Kfs médio por setor da vertente (cm/s)	Classificação quanto à permeabilidade
Santana	Alta Vertente-P1	0,032	0,002975	0,091	0,005064	0,004019	0,004820	ALTA
	Alta Vertente-P2	0,040	0,003742	0,112	0,006267	0,005004		
	Alta Vertente-P3	0,042	0,003914	0,124	0,006957	0,005436		
	Meia Vertente-P1	0,025	0,002348	0,032	0,001772	0,002060	0,004318	ALTA
	Meia Vertente-P2	0,059	0,005542	0,090	0,005017	0,005280		
	Meia Vertente-P3	0,055	0,005167	0,108	0,006062	0,005614		
	Fundo-P1	0,025	0,002317	0,043	0,002425	0,002371	0,003053	ALTA
	Fundo-P2	0,039	0,003695	0,057	0,003171	0,003433		
	Fundo-P3	0,033	0,003084	0,065	0,003628	0,003356		
Pedro Moura	Alta Vertente-P1	0,005	0,000501	0,037	0,002070	0,001286	0,001976	ALTA
	Alta Vertente-P2	0,007	0,000626	0,025	0,001399	0,001013		
	Alta Vertente-P3	0,022	0,002035	0,093	0,005223	0,003629		
	Meia Vertente-P1	0,020	0,001879	0,060	0,003376	0,002627	0,002262	ALTA
	Meia Vertente-P2	0,015	0,001409	0,056	0,003106	0,002257		
	Meia Vertente-P3	0,012	0,001096	0,048	0,002705	0,001900		
	Fundo-P1	0,028	0,002630	0,031	0,001744	0,002187	0,001968	ALTA
	Fundo-P2	0,015	0,001409	0,032	0,001763	0,001586		
Fundo-P3	0,022	0,002098	0,039	0,002164	0,002131			

R1 é a vazão de queda de nível em carga constante de 5 cm; **Kfs H5** é a permeabilidade saturada em carga constante de 5 cm; **R2** é a vazão de queda de nível em carga constante de 10 cm; **Kfs H10** é a permeabilidade saturada em carga constante de 10 cm.

Com os resultados destes experimentos percebeu-se que, de forma geral, os resultados de *condutividade hidráulica saturada de campo* dos setores Fundo da Dolina apresentaram-se ligeiramente menores que nos setores de Vertente em ambas as dolinas. Todos os setores de solos, seja de Santana ou Pedro Moura, encontram-se na mesma ordem de grandeza, ou seja, apesar da diferença de textura entre os setores Fundos das Dolinas e Meias e Altas Vertentes a *condutividade hidráulica saturada de campo* todos os setores tiveram como resultado a classe *permeabilidade alta*. Este fato aponta para a importância das rachaduras ou superfícies de fricção presentes nos Vertissolos para a infiltração da água no solo, ao menos nas primeiras chuvas, quando estas superfícies das rachaduras ainda se encontram abertas.³⁵

Observou-se, durante o ensaio, que, nas Meias e Altas Vertentes a água atingia uma velocidade constante mais rapidamente, enquanto nos setores Fundos das Dolinas as velocidades variavam muito durante os experimentos, com o R^{36} atingindo valores altos em alguns momentos e valores muito baixos em outros momentos, chegando algumas vezes a ser nula para cada intervalo de 1 minuto.

7.2.2 – Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos

Após os experimentos realizados por setor em cada uma das dolinas o resultado para a taxa de infiltração na dolina Santana pelo método dos Infiltrômetros de Anéis Duplos Concêntricos, ocorreu conforme o gráfico da Figura 65.

Para Santana, a Alta Vertente foi a que resultou em maior coeficiente de permeabilidade estabilizando sua velocidade próxima ao valor de 0,0081 cm/s, seguido da Meia Vertente que apresentou o valor do coeficiente de permeabilidade estabilizando-se próximo aos 0,0063 cm/s. O setor Fundo da Dolina iniciou o ensaio com uma velocidade de infiltração bem mais baixa que o resultado nas vertentes e estabilizou-se com um valor também bem inferior, em torno dos 0,0018 cm/s, resultando em um coeficiente de permeabilidade do solo bem abaixo ao dos solos dos setores Média e Alta Vertentes.

³⁵ Quando o vertissolo encontra-se encharcado a argila dilata de forma que as fendas, ou superfícies de fricção, deixem de existir temporariamente.

³⁶ Vazão de queda do nível de água no reservatório, obtido à partir da velocidade de infiltração à cada minuto após o ensaio atingir o estado estacionário.

Apesar disto, de acordo com a classificação de permeabilidade dos solos, já apresentada (Tabela 07), todos os três setores classificaram-se como de Alta Permeabilidade que vai de 0,001 a 0,01 cm/s.

O resultado para a taxa de infiltração na dolina Pedro Moura ocorre conforme o gráfico da Figura 66.

Diferentemente da dolina Santana, a dolina Pedro Moura apresentou a permeabilidade da Meia Vertente maior que a Alta Vertente, estabilizando em 0,0074 cm/s e 0,0047 cm/s respectivamente. Com comportamento semelhante à Santana, o Fundo da Dolina em Pedro Moura também apresentou um coeficiente de permeabilidade inferior ao coeficiente das vertentes, estabilizando-se em 0,0001 cm/s.

Diferente do que ocorrem em Santana, no caso dos ensaios de Pedro Moura, os resultados encontrados inserem os setores Meia e Alta Vertentes na classe de Permeabilidade Alta e o Fundo da Dolina em Moderadamente Alta.

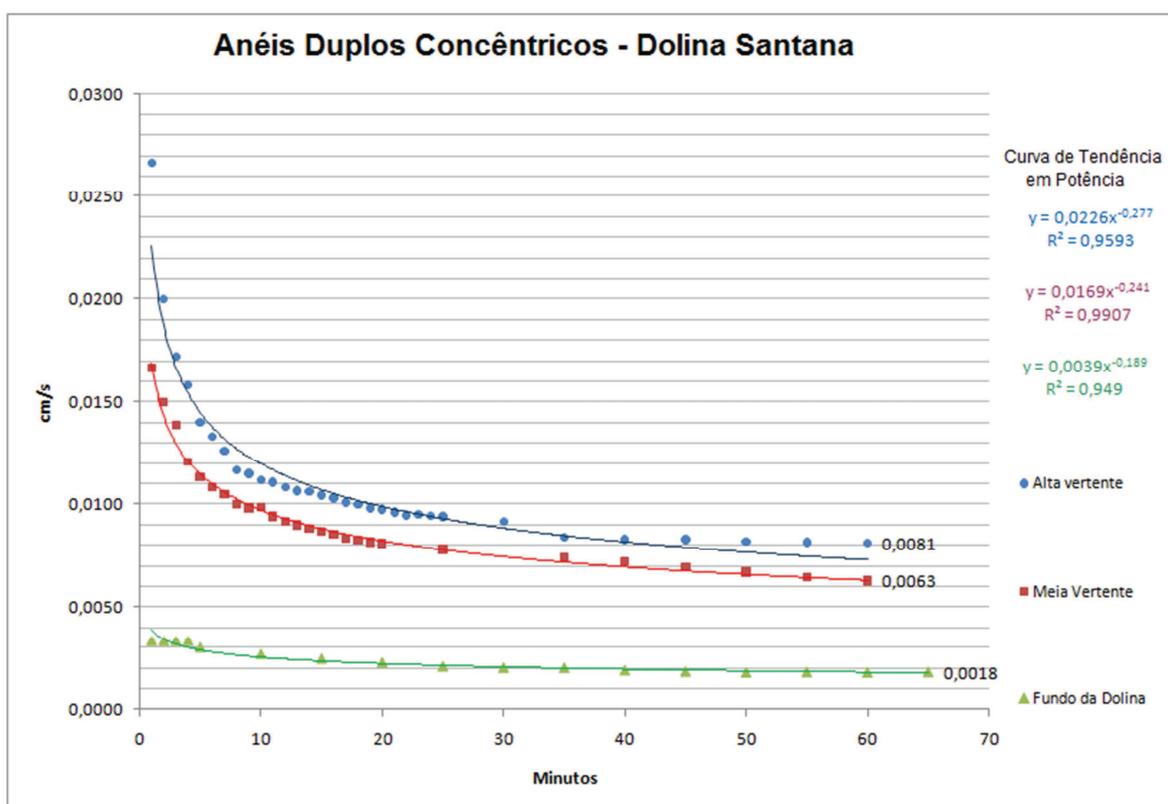


Figura 65 - Gráfico com o resultado do ensaio de permeabilidade da dolina Santana por setor utilizando o método de Anéis Duplos Concêntricos.

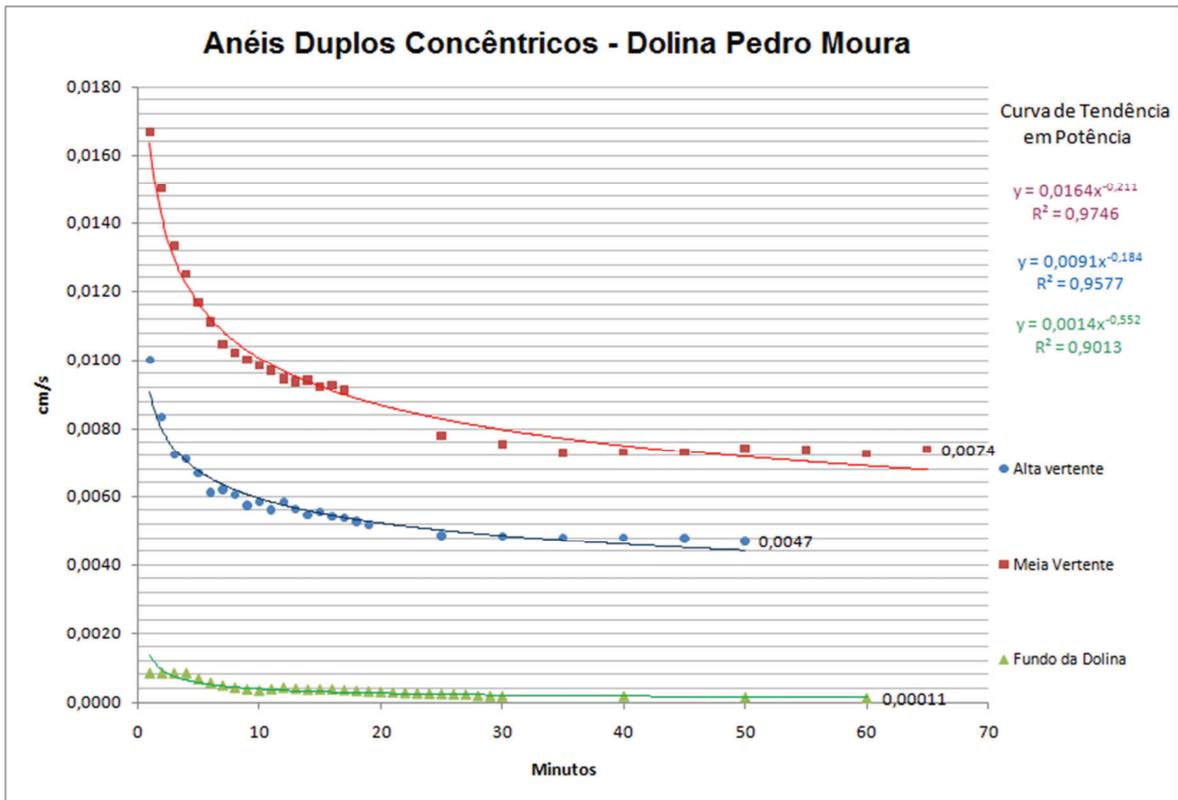


Figura 66 - Gráfico com o resultado do ensaio de permeabilidade da dolina Pedro Moura por setor utilizando o método de Anéis Duplos Concêntricos.

7.2.3 – Slug Test

Os ensaios foram realizados nos dois poços de monitoramento localizados no Fundo das Dolinas em setembro de 2010. Tal ensaio foi realizado para se obter a condutividade hidráulica do aquífero.

Na dolina Santana foi introduzido um objeto de 981 cm³ o nível d'água elevou-se em 17 cm. O comportamento do decaimento do nível d'água *versus* tempo para a dolina Santana é mostrada nas Figuras 67 – decaimento do nível d'água conforme o tempo e Figura 68 decaimento do nível d'água conforme o tempo em relação à posição inicial do nível d'água.

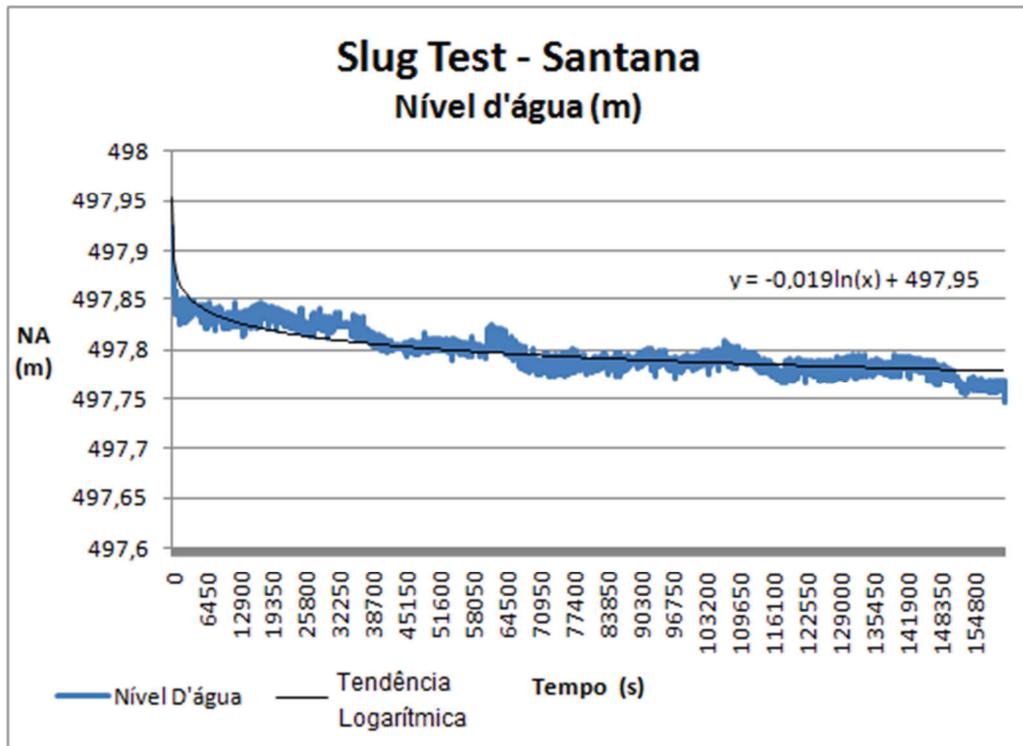


Figura 67 – Gráfico do comportamento no nível d'água durante o ensaio do Slug Test na dolina Santana.

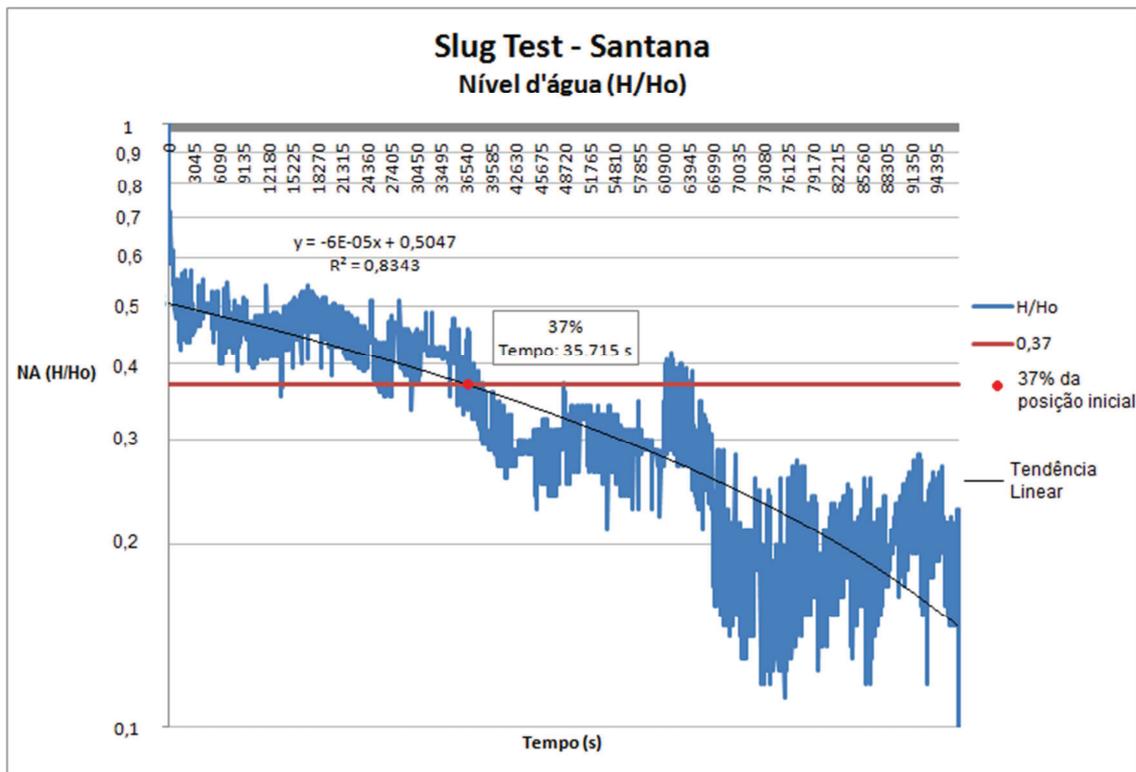


Figura 68 – Gráfico do decaimento do nível d'água H/Ho semi-logarítmico versus tempo na dolina Santana.

O Coeficiente de Permeabilidade para o aquífero subjacente ao lago foi assim calculado através da equação 12, na dolina Santana, a partir dos resultados:

$$K = \frac{r^2 \ln (l_e / R)}{2 l_e t_o}$$

(equação 12)

Onde:

r: Raio de revestimento (cm) – **5 cm**

R: Raio do poço (cm) – **6,5 cm**

L_e: Comprimento do filtro (cm) – **270,7 cm** (considerou-se a média das alturas lâmina d'água, já que o limite filtro encontrava-se acima do nível d'água).

T_o: Tempo que leva para o nível d'água cair 37% da posição inicial (s): **35.715 s**

O resultado para K foi de 5×10^{-6} cm/s. Conferindo um caráter de **aquiclude** ao material (Tabela 07).

Em Pedro Moura, como o poço estava sem água na época da realização do ensaio (setembro/2010), ao invés da introdução de um objeto foi adicionado 3 litros de água no poço de monitoramento. O nível d'água se elevou-se em 72 cm. As Figuras 69 e 70 apresentam o comportamento do nível d'água no poço da dolina Pedro Moura.

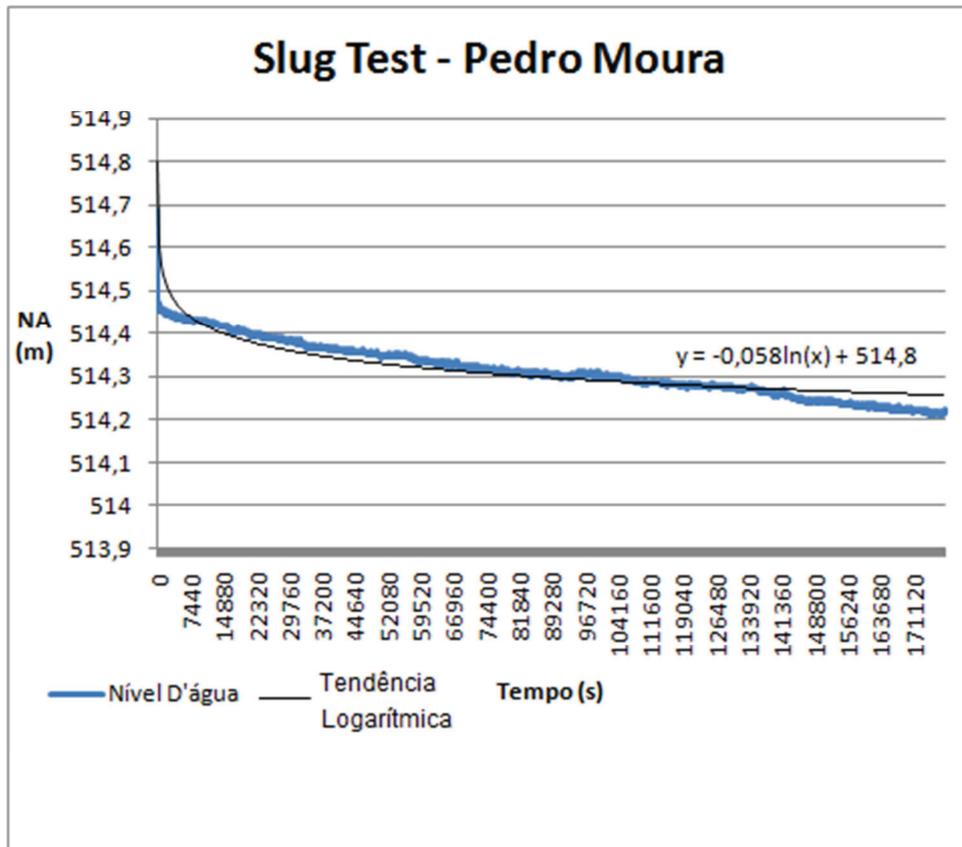


Figura 69 – Gráfico do comportamento no nível d'água durante o ensaio do Slug Test na dolina Pedro Moura.

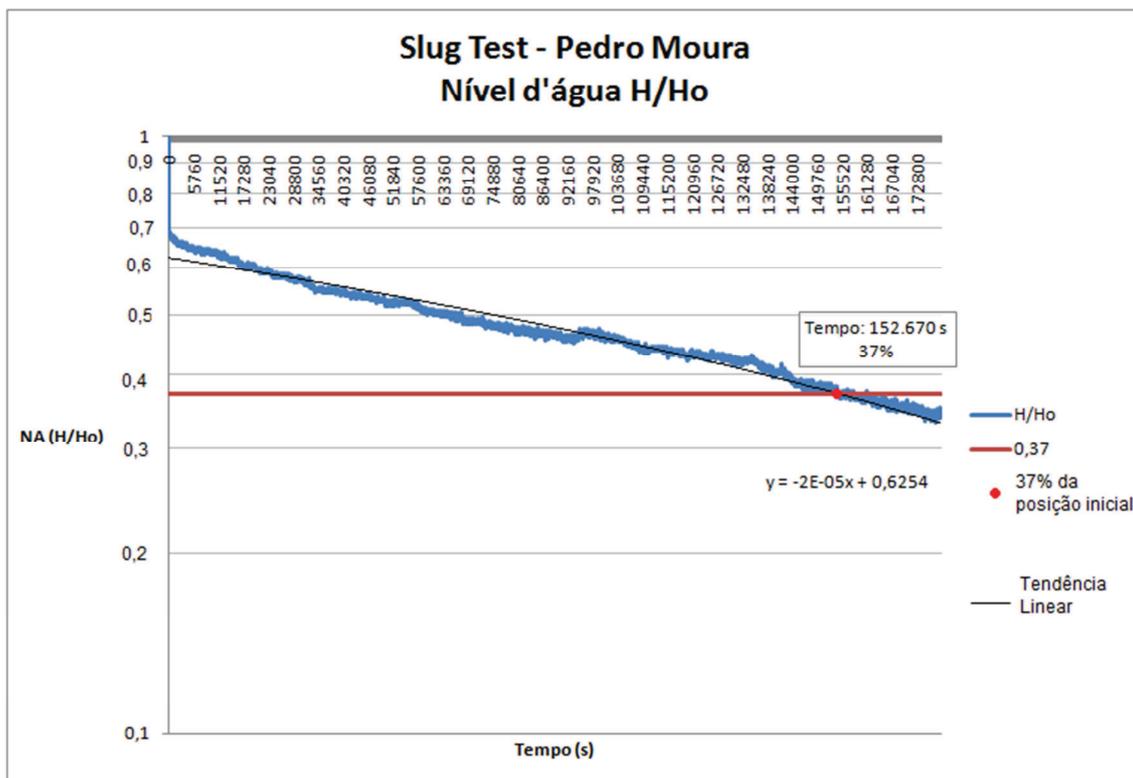


Figura 70 – Gráfico do decaimento do nível d'água H/Ho semi-logaritmo versus tempo na dolina Pedro Moura.

Para o cálculo do Coeficiente de Permeabilidade em Pedro Moura considerou-se os seguintes parâmetros:

r: Raio de revestimento (cm) – **5 cm**

R: Raio do poço (cm) – **6,5 cm**

L_e : Comprimento do filtro (cm) – **32,4 cm** (considerou-se a média da altura lâmina d'água, já que o limite filtro encontrava-se acima do nível d'água).

T_0 : Tempo que leva para o nível d'água cair 37% da posição inicial (s): **152.670 s**

O resultado para K foi de 4×10^{-6} cm/s, que à semelhança de Santana, permite enquadrar o material como aquíclode (Tabela 07).

Síntese dos resultados

A Tabela 11 sintetiza os resultados gerados pelos métodos de cálculo da permeabilidade.

Tabela 11 - Síntese dos resultados de permeabilidade do solo e condutividade hidráulica das dolinas Santana e Pedro Moura em cm/s.

DOLINA	SANTANA			PEDRO MOURA		
	Permeabilidade do solo		Condutividade hidráulica	Permeabilidade do solo		Condutividade hidráulica
	Guelph	Anéis Duplos	Slug Test (meio saturado)	Guelph	Anéis Duplos	Slug Test (meio saturado)
Alta Vertente	0,0048 (alta)	0,0081 (alta)	0,000005 (aquíclode)	0,0019 (alta)	0,0047 (alta)	0,000004 (aquíclode)
Meia Vertente	0,0043 (alta)	0,0063 (alta)		0,0022 (alta)	0,0074 (alta)	
Fundo da Dolina	0,0030 (alta)	0,0018 (alta)		0,0019 (alta)	0,00011 (moderadamente alta)	

Na dolina Santana, comparando-se os resultados do Permeâmetro de Guelph e do Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos, todos os setores encontram-se na mesma ordem de grandeza e foram classificados como de Permeabilidade Alta. Nota-se que tanto em um método como no outro, os valores de permeabilidade, de forma geral, diminuem gradativamente no sentido do alto para o Fundo da Dolina.

Na dolina Pedro Moura, nota-se que, com exceção do resultado do setor Fundo da Dolina pelo método dos Anéis duplos (Permeabilidade Moderadamente Alta), os resultados do Permeâmetro de Guelph e do Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos, se encontram na mesma ordem de grandeza para os três setores da dolina, classificando-se como Permeabilidade Alta. Além disso, nota-se, que, para os métodos, Guelph e Anéis, a permeabilidade da Meia Vertente se apresentou mais alta que na Alta Vertente, o que não era esperado, visto que a Meia Vertente é ligeiramente mais argilosa que a Alta Vertente. Uma explicação plausível para esse comportamento pode ser atribuída ao uso do solo: visivelmente nesta dolina ocorre maior compactação do solo por animais na parte alta, em contraste com a Meia Vertente, cuja a vegetação é mais densa, o que dificulta a passagem do gado. Apesar disso, a semelhança dos resultados entre ambas dolinas validam os três métodos.

Comparando-se os resultados gerados entre as duas dolinas nota-se que quase todas as permeabilidades obtidas em Santana foram superiores aos valores correspondentes de Pedro Moura. A única exceção foi o resultado do Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos em Meia Vertente que em Pedro Moura foi maior que em Santana.

A condutividade hidráulica do Fundo da Dolina, da ordem de 10^{-6} cm/s, referente as duas dolinas, é coerente com a sua textura argilosa deste setor, que o classifica como aquíclode. A natureza e origem desse material, similar em ambas as dolinas, permite pressupor uma evolução semelhante para ambas e assumir tal valor de K para as demais dolinas enterradas.

Apesar do Fundo da Dolina Santana ter apresentado nos resultados de textura caráter ligeiramente mais argiloso que Pedro Moura, foi nesta dolina que os resultados dos infiltrômetros se apresentaram maiores, quando deveria acontecer o contrário, visto que é esperada maior infiltração quanto maior a textura. O fato do uso do solo em Pedro Moura ser destinado à pastagem de gado poderia estar contribuindo para a compactação deste

solo, dificultando a infiltração através dele. Os testes em ambas dolinas foram feitos em áreas de solo exposto, ou seja, áreas preferenciais de trânsito dos animais.

Considerando propriedades físicas análogas entre a permeabilidade e a condutividade hidráulica, o resultado do *Slug Test* foi o que se apresentou com valor bem inferior aos de Guelph e de Anéis Duplos o que o faz ser classificado com Permeabilidade Baixa. Este fato era esperado já que nos métodos Permeâmetro de Guelph e Infiltrômetro de Anéis Duplos Concêntricos os testes são feitos na superfície do solo, que se encontravam, na ocasião, completamente secos, enquanto o *Slug Test* é realizado dentro do aquífero.

O método do Guelph permite um maior controle a respeito da carga hidráulica da coluna d'água por meio do sifão de Mariote, por outro lado, o método dos Anéis é uma versão mais rústica do mesmo, em que a carga hidráulica é controlada pelo próprio aplicador do método. Entretanto a facilidade em realizar o ensaio e o custo do método dos Anéis Duplos Concêntricos o torna bem mais vantajoso do que o Guelph.

7.3 – Monitoramento Hidrológico

7.3.1 – Os Dados do Monitoramento Hidrológico

Conforme já mencionado no capítulo “Materiais e Métodos”, o objetivo do monitoramento foi a aquisição de dados de pelo menos 1 ano hidrológico. Entretanto, problemas técnicos dos aparelhos *divers transdutores*, que tinham o objetivo de medir a variação do nível d'água nos poços de monitoramento, comprometeram o tempo de medição, que foi inferior ao ano hidrológico.

Da mesma forma, os resultados do *diver transdutores* que monitorava a variação do nível de água da lagoa da dolina Pedro Moura foram completamente perdidos.

Entretanto, apesar dos imprevistos, os resultados se mostraram satisfatórios para a análise proposta.

Os pluviógrafos se comportaram normalmente, sem problemas técnicos, e o período de tempo de monitoramento para cada dolina estão apresentados na Tabela 12.

Tabela 12 - Período de Monitoramento dos Pluviógrafos.

PLUVIÓGRAFOS			
Dolina	Início	Fim	Total
Santana	19/12/2009	18/04/2011	16 meses
Pedro Moura	18/12/2009	11/04/2011	16 meses

Os *divers* dos poços de monitoramento foram instalados para monitorar de fevereiro de 2010 a abril de 2011 (14 meses) nas duas dolinas. Por conta dos problemas técnicos, o período de monitoramento dos *divers* medidores de nível d'água dos poços no Fundo das Dolinas são os explicitados na Tabela 13, sendo 11 meses para a dolina Santana e 8 meses para Pedro Moura.

Tabela 13 - Período de Monitoramento dos Divers Transdutores Medidores de Nível d'água.

MEDIDORES DE NÍVEL D'ÁGUA			
Dolina	Início	Fim	Total
Santana	11/02/2010	13/01/2011	11 meses
Pedro Moura	10/02/2010	12/10/2010	8 meses

Os resultados dos monitoramentos obtidos são apresentados nas Figuras 71 e 72, de forma que o primeiro dia do ano (1º de janeiro) é denominado dia 1 e seguindo progressivamente. Santana iniciou o monitoramento no 42º dia do ano e Pedro Moura no 41º.

Em Santana, para os 11 meses monitorados 82 dias tiveram eventos chuvoso, em Pedro Moura, para os 8 meses foram 28 dias com eventos chuvosos.

Dolina Santana

Nível de água subterrânea X Chuva acumulada diária
11/02/2010 - 13/01/2011

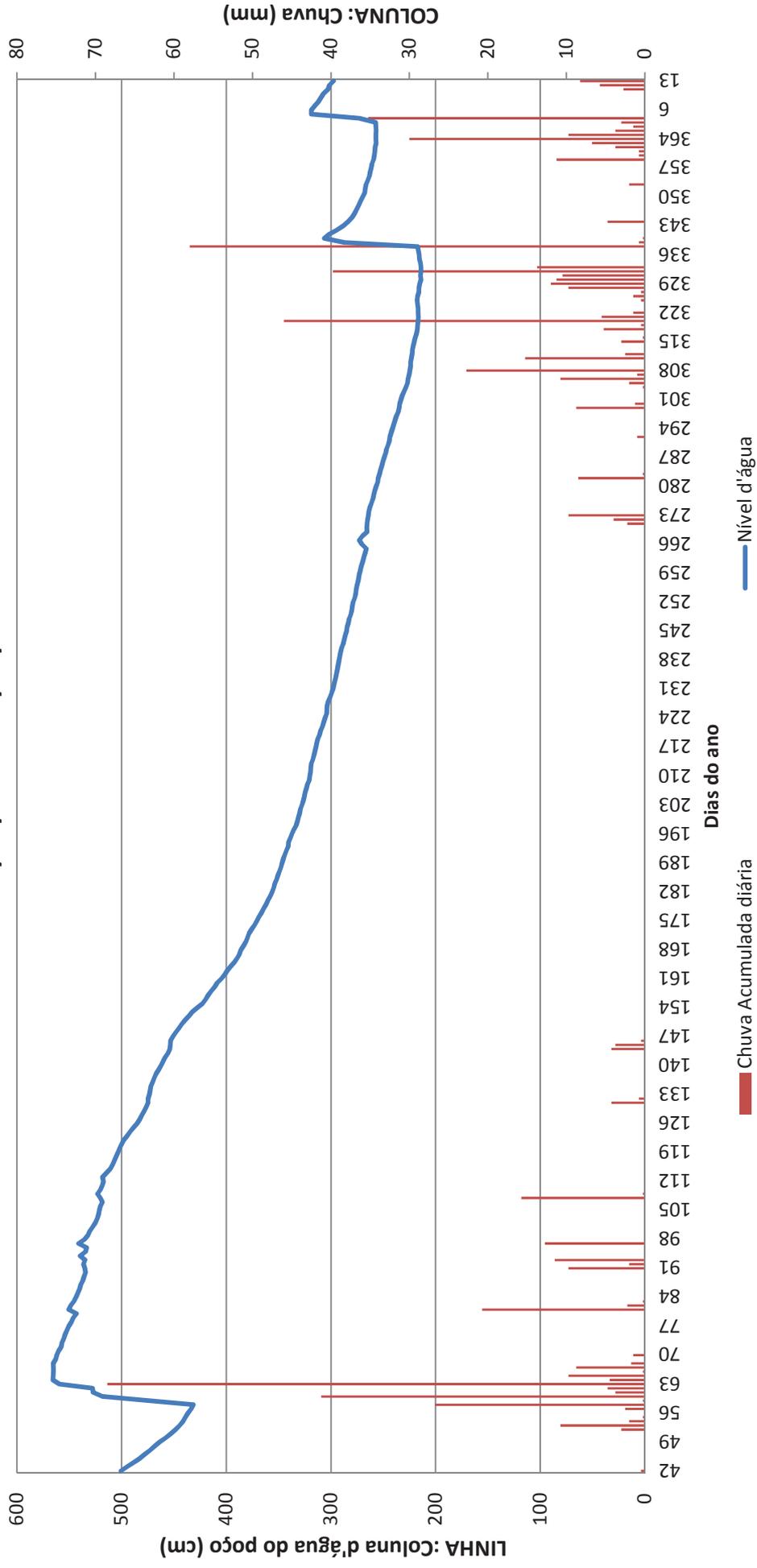


Figura 71 – Gráfico do monitoramento hidrológico da dolina Santana.

Dolina Pedro Moura

Nível de água subterrânea X Chuva acumulada diária

10/02/2010 - 12/10/2011

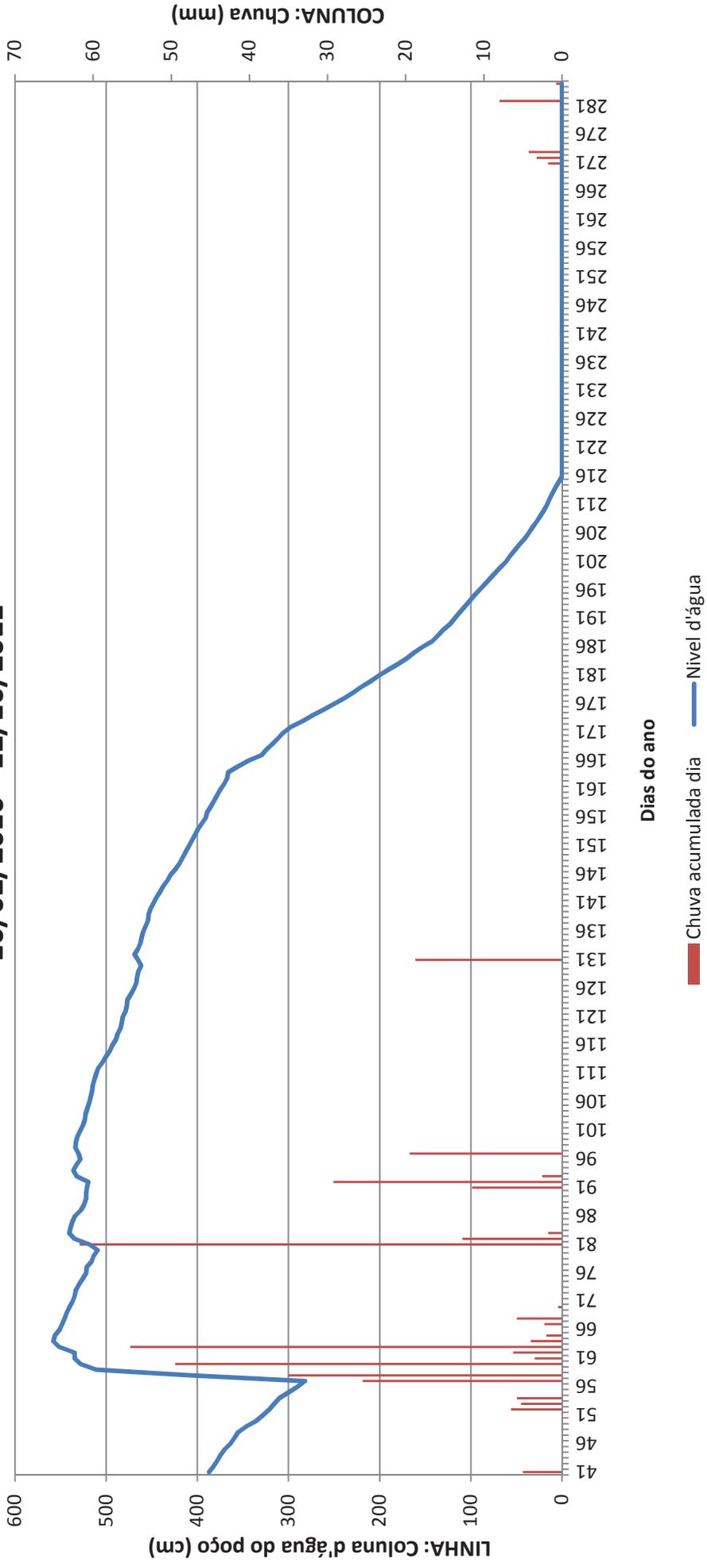


Figura 72 – Gráfico do monitoramento hidrológico da dolina Pedro Moura.

Apesar do significativo rebaixamento do N.A. na época seca em Santana o poço acusou a presença de água durante todo período monitorado. De forma diferente aconteceu em Pedro Moura, em que a partir do mês de agosto o poço encontrou-se seco. Provavelmente pelo fato no N.A. estar posicionado abaixo da profundidade do poço, ou seja, abaixo de 6 metros de profundidade.

Notou-se uma visível correlação entre os dados dos pluviógrafos e os dados dos medidores de níveis d'água dos poços de monitoramento, ou seja, logo após uma sequência de chuvas existe uma elevação do nível d'água. A fim de quantificar o tempo de resposta entre um evento de chuva e a elevação do nível d'água, realizou-se uma análise estatística segundo a metodologia da “Correlação Cruzada”.

7.3.2 – Análise Estatística dos Dados: Correlação Cruzada

Para a análise da relação impulso-resposta, a chuva acumulada diária foi atribuída como variável de entrada e a variação do nível d'água do poço de monitoramento como a variável de saída (Figuras 73 e 74), conforme detalhado pela metodologia.

O resultado obtido para a dolina Santana aponta para o valor de $r_{xy}(k) = 0,49$ como a maior correlação obtendo-se um *lag* de 1 dia. Além disso, comprovou-se a teoria da entrada influenciando a saída ($r_{xy}(k) > 0$), ou seja, a resposta do aquífero após a ocorrência de evento chuvoso é no dia seguinte.

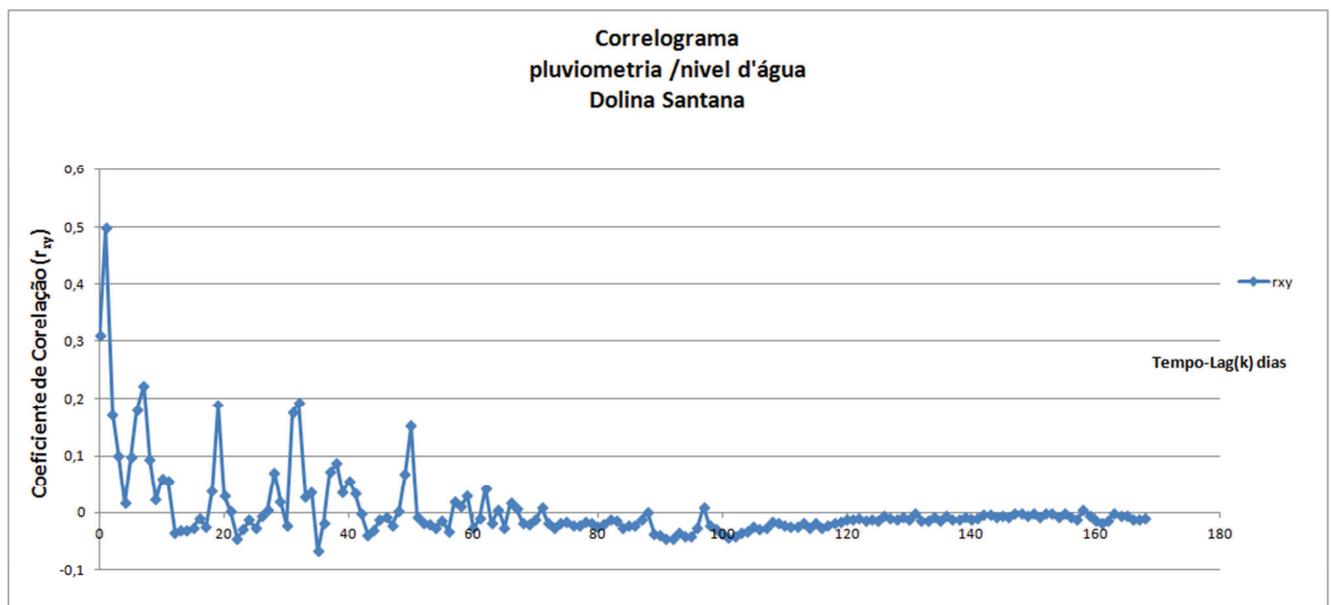


Figura 73 - Correlação cruzada entre pluviometria acumulada diária e nível d'água do poço de monitoramento para a dolina Santana.

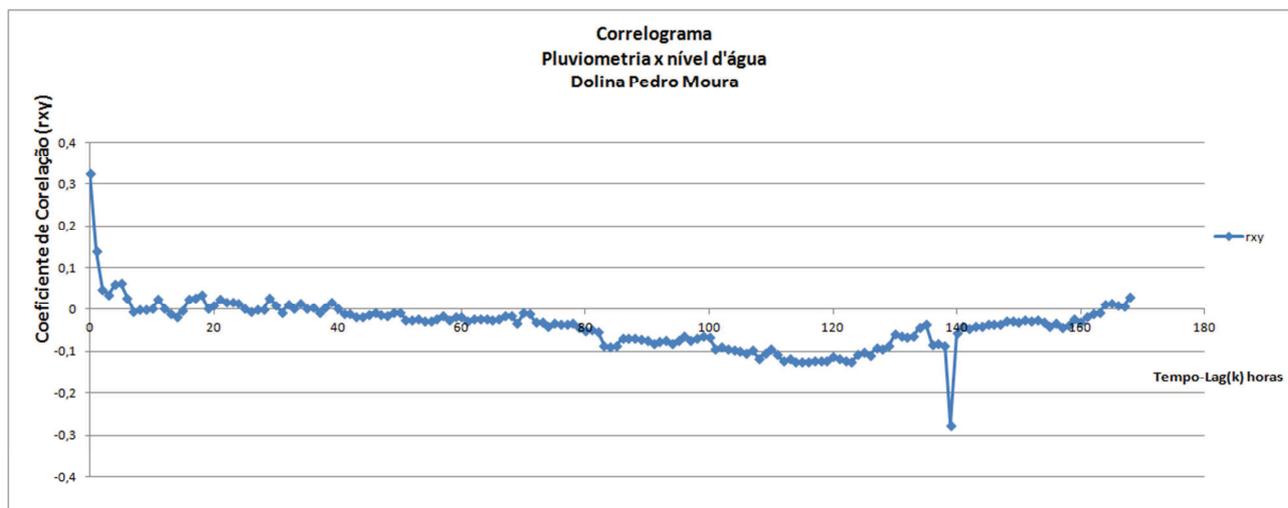


Figura 74 - Correlação cruzada entre pluviometria acumulada diária e nível d'água do poço de monitoramento para a dolina Pedro Moura.

Para Pedro Moura a maior correlação foi de $r_{xy}(k) = 0,32$ e um *lag* de 0 dias. Este resultado apontaria para o entendimento que os sinais de entrada reagiriam ao mesmo tempo aos sinais de saída (FERRARI & KARMANN, 2008). Acredita-se que esta afirmativa não seja verdadeira para este estudo, e que a resposta do aquífero aconteceria algumas horas depois do evento chuvoso, entretanto, em tempo inferior ao prazo de 1 dia³⁷.

Apesar do teste de infiltração apontar que em Santana a infiltração ocorre mais rápida, a relação impulso-resposta da variação no nível d'água com a ocorrência de chuvas aponta que Pedro Moura responde ao impulso mais rapidamente. O fato de ter ocorrido mais chuva em Pedro Moura que em Santana pode ser uma causa para este resultado, conforme será explicitado a seguir.

7.4 – Balanço Hídrico e Estimativa de Recarga

7.4.1 – Balanço Hídrico Decendial Sequencial

Conforme discutido no capítulo “Materiais e Métodos”, a realização do balanço hídrico climatológico se fez com base em Hendrickx & Walker (1997), que abordam a importância da realização de balanços que contemplem espaços de tempo mais curtos, possibilitando assim, o registro de excedentes hídricos com mais detalhe que o balanço mensal.

³⁷ A escala da metodologia trabalha cada dia como uma unidade.

7.4.1.1- Balanço Hídrico para um ano hidrológico

Tanto para a dolina Santana como Pedro Moura realizou-se o balanço hídrico climático de 1 ano hidrológico, fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011 pelo método de Rolim *et al.* (1998). Isso foi possível, pois os dados de entrada no método são os pluviométricos³⁸ e os de temperatura³⁹ os quais foram obtidos com sucesso (ANEXO 1).

- *Santana*

A precipitação registrada em Santana no período foi de 726,8 mm com Evapotranspiração – ETP calculada em 1.358,8 mm e a Evapotranspiração Real – ETR em 710,8 mm (Figura 75). As chuvas concentram-se nos meses de novembro a março, com altos picos de pluviometria no mês de novembro e no mês de março. A ETP sofre variações e é possível perceber que a ETR chega a ser quase insignificante de junho a setembro.

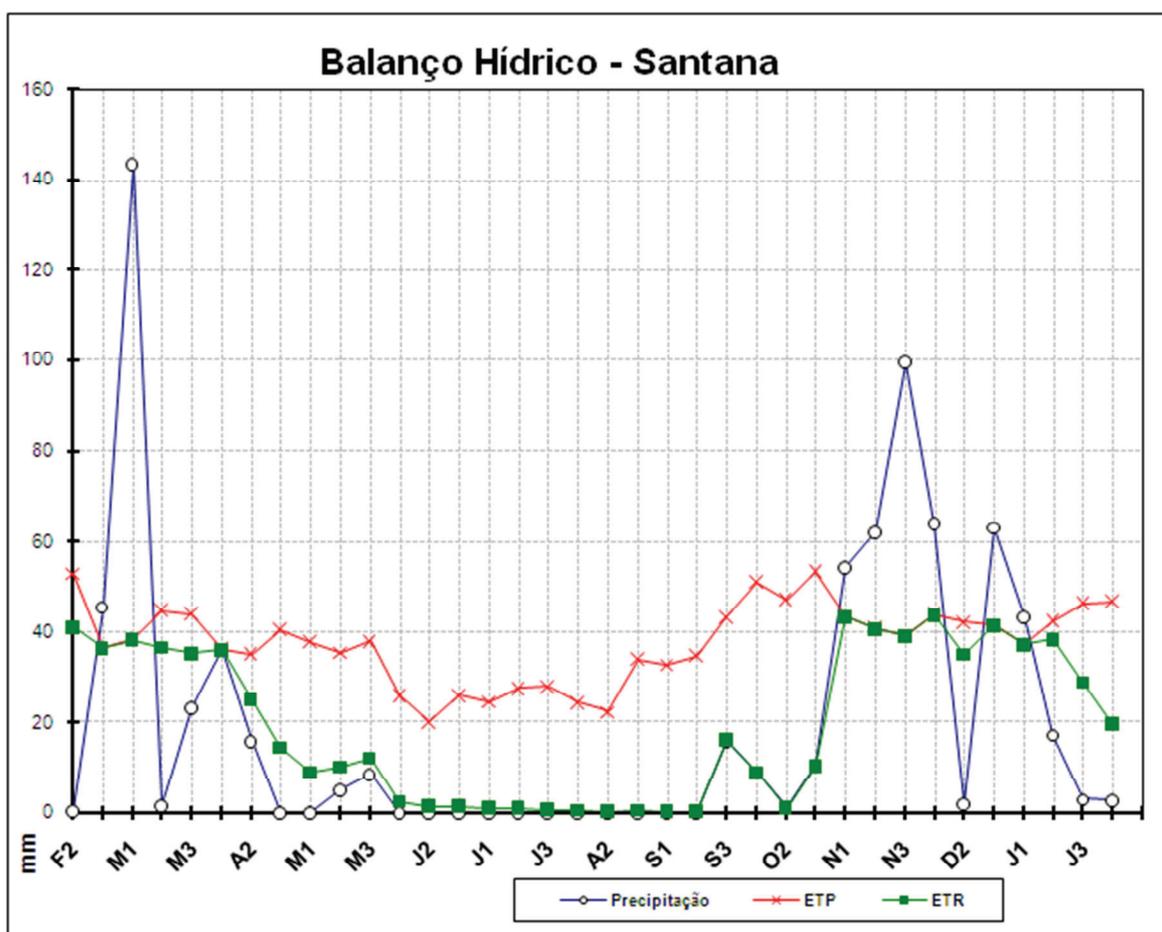


Figura 75 - Balanço Hídrico Decenal na dolina Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

³⁸ Obtidos em cada dolina através de pluviógrafos.

³⁹ Estação Mocambinho, cerca de 40 km das dolinas.

A Figura 76 mostra o Extrato do Balanço Hídrico, onde é possível observar o déficit e o excedente hídrico. Em dois decêndios ocorreu excedente hídrico (somando-se 85,4 mm), março (M1) e um em dezembro (D1), quando teria ocorrido o escoamento superficial em direção ao fundo da dolina. Na maior parte do ano, entretanto, foi registrado déficit hídrico, alcançando o valor máximo em outubro (O2) e totalizando para o ano o valor de 648,1 mm. No último decêndio de fevereiro (F3), no mês de novembro inteiro (N1, N2 e N3), no último decêndio de dezembro (D3) e no primeiro decêndio de janeiro (J1) ocorreu um equilíbrio, não sendo registrado nem excedente nem déficit hídrico.

Na Figura 77 se observa que nos decêndios de fevereiro (F3), março (M1), novembro (N1, N2 e N3), dezembro (D1 e D3) e janeiro (J1) ocorrem a reposição antes de ocorrer o excedente hídrico posteriormente nos meses de março e dezembro. Também é possível ver a retirada na maioria dos decêndios do ano, exceção de fevereiro (F3), março (M1), novembro (N1, N2 e N3), dezembro (D1 e D3) e janeiro (J1). A reposição soma em 168,3 mm e a retirada em 237,7 mm.

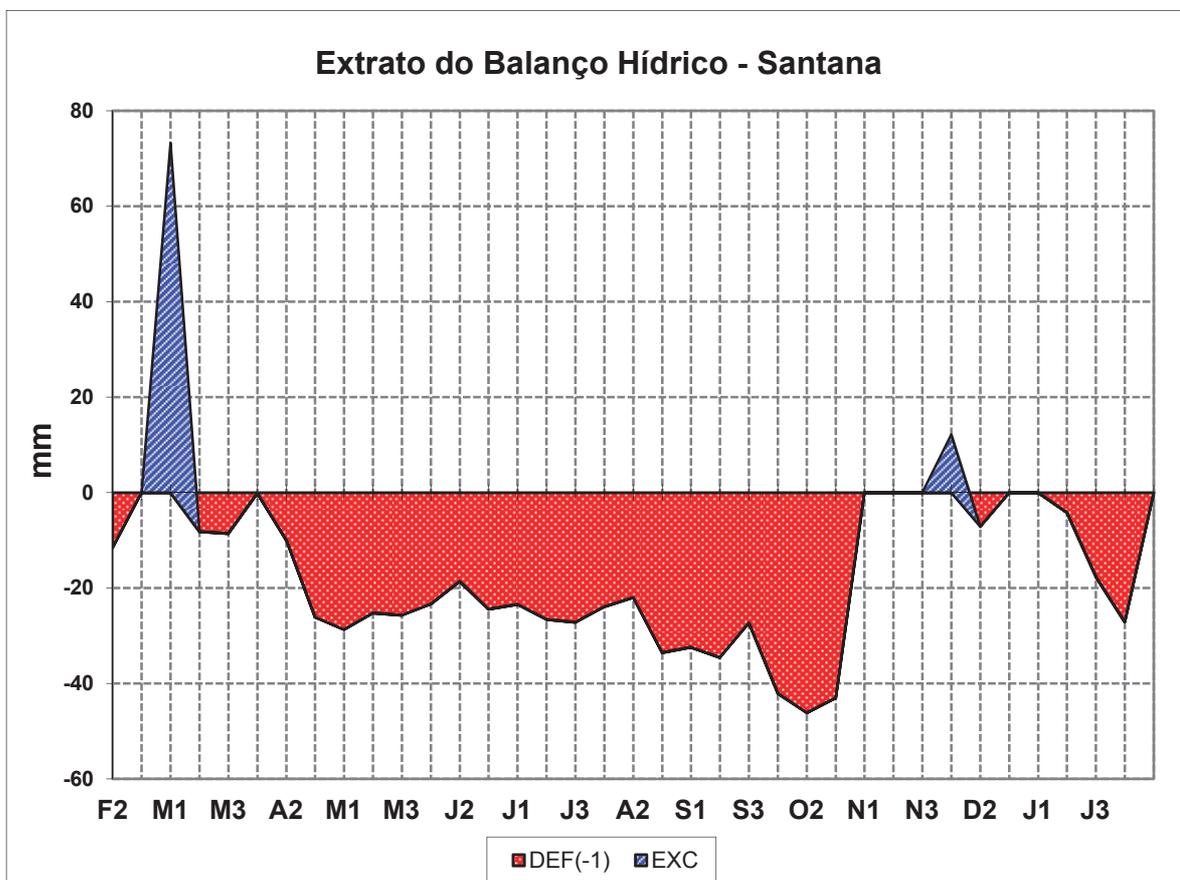


Figura 76 - Extrato do balanço hídrico decenal em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

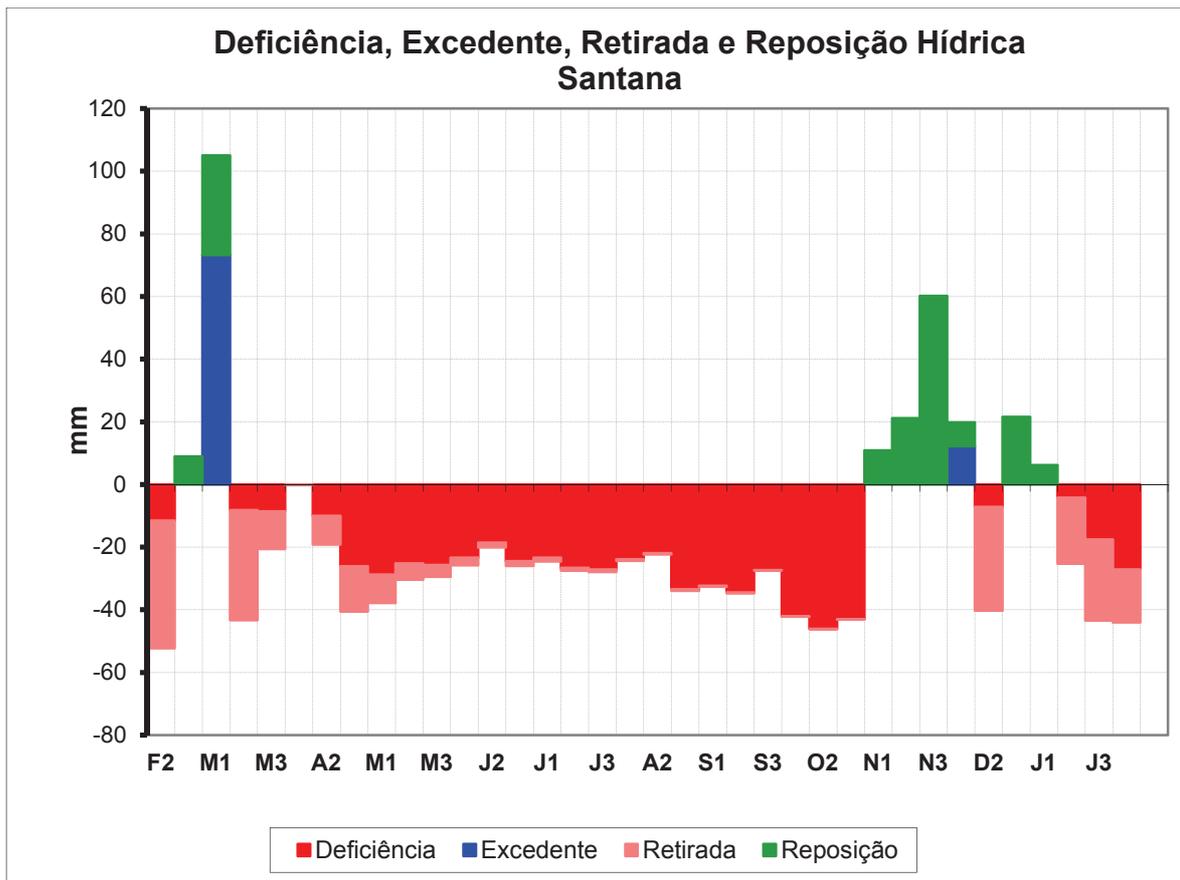


Figura 77 - Gráfico de Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

- *Pedro Moura*

O balanço hídrico está representado na Figura 78. A pluviometria total para a área no mesmo período de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011 foi de 912,7 mm, diferença de 186 mm a mais que Santana, estando apenas a 11 km de distância.

Verifica-se concentração de chuva de novembro a março, com os maiores picos em março e dezembro. A ETP foi calculada em 1358,8 mm e a ETR em 764,9 mm. Da mesma forma que em Santana, a ETR em Pedro Moura é quase nula de junho a setembro, enquanto a ETP se comporta de maneira mais estável ao longo do tempo.

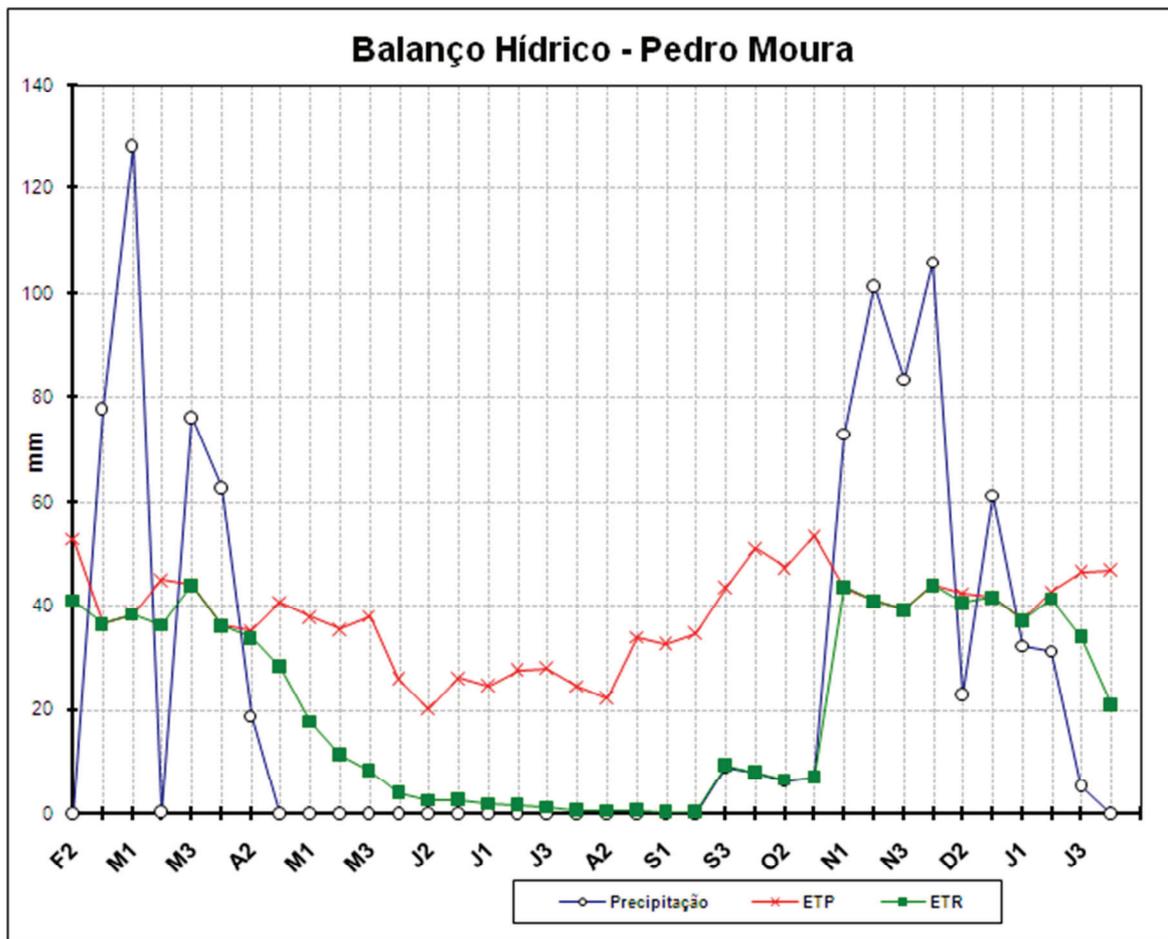


Figura 78 - Balanço Hídrico Decenal na dolina Pedro Moura de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

No Extrato do Balanço Hídrico, Figura 79, observa-se que o excedente hídrico ocorreu em seis decênios, março (M1), abril (A1), novembro (N3) e dezembro (D1 e D3), e totalizou 212,6 mm. O *deficit* ocorreu na maioria dos decênios e somou 594,0 mm, sendo o pico em outubro (O3). Houve períodos em março (M3) e novembro (N1 e N2) em que ocorreu equilíbrio, nem excedente nem déficit hídrico.

É possível ver a reposição e retirada que foi calculada em 194,2 mm e a retirada em 258,9 na Figura 80. A reposição também antecede o excedente hídrico.

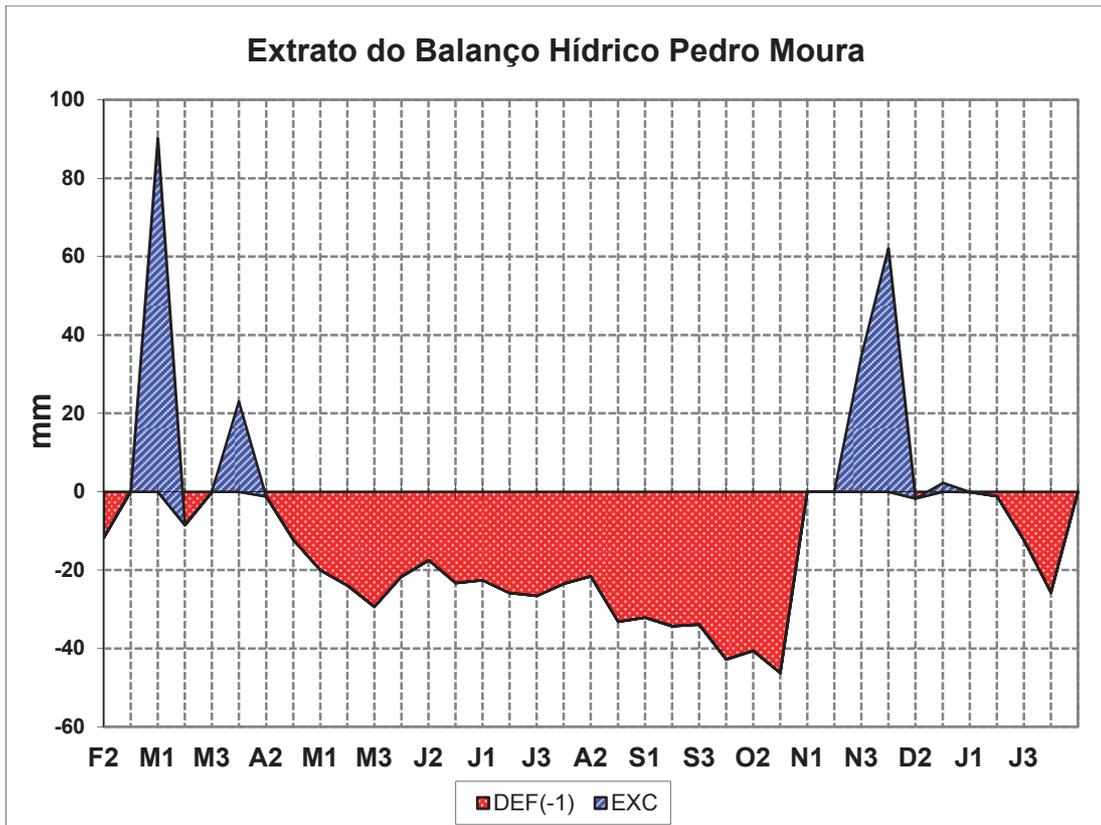


Figura 79 - Extrato do balanço hídrico decenal em Pedro Moura de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

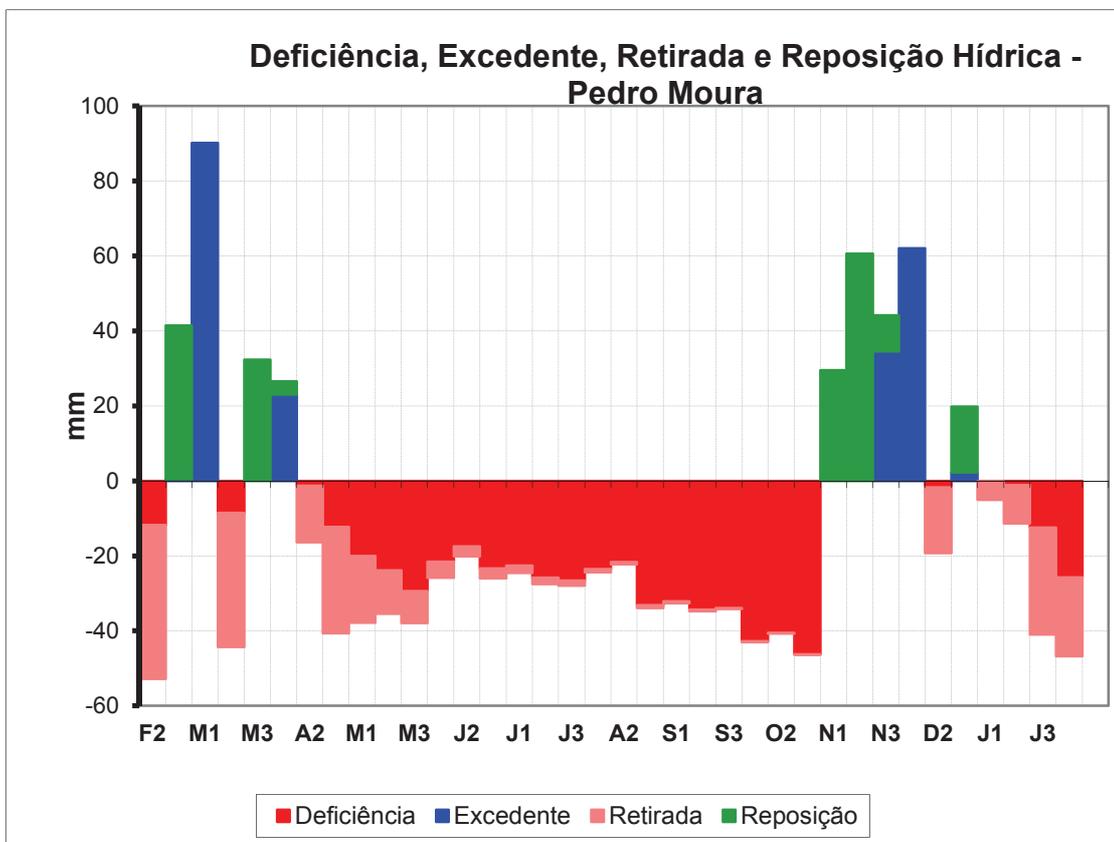


Figura 80 - Gráfico de Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição em Santana de fevereiro de 2010 a fevereiro de 2011.

Considerando-se que o excedente hídrico para um ano hidrológico foi calculado para Santana e Pedro Moura, respectivamente, como 85,4 mm e 212,6 mm, calculou-se a partir desses valores o montante de água de evaporação (Ev) e o montante de água de infiltração ou recarga (In), da água armazenada no fundo da dolina (Tabela 14), fonte potencial da recarga localizada. Quando a evaporação foi maior que o excedente hídrico, a recarga foi considerada nula.

Em um ano hidrológico o valor referente à recarga localizada em Santana seria de **57,7 mm** e em Pedro Moura seria de **122,2 mm**, correspondente a **7,9%** e a **13,4%** da precipitação, respectivamente.

Verifica-se que todas as ocorrências de recarga (primeiro decêndio de março em Santana e primeiro decêndio de março, último decêndio de novembro e primeiro decêndio de dezembro em Pedro Moura) se fazem em decêndios em que ocorreu muita chuva e também foram precedidos por outro decêndio com alto índice pluviométrico. O fato dos totais de chuva em Pedro Moura terem sido mais altos que Santana contribuíram para que lá o valor da recarga também fosse maior.

Tabela 14 - Evaporação, Pluviometria, Excedente Hídrico e Recarga nas Dolinas Santana e Pedro Moura pelo método do Balanço de um ano Hidrológico em mm.

ESTAÇÃO MOCAMBINHO		SANTANA			PEDRO MOURA		
Decêndio	Evaporação ⁴⁰	Pluviometria	Excedente Hídrico	Recarga	Pluviometria	Excedente Hídrico	Recarga
F2/2010	48,8	0,5	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
F3/2010	38,7	45,5	0,0	0,0	78,00	0,5	0,0
M1/2010	15,5	143,3	73,2	57,7	128,50	90,2	74,7
M2/2010	34,5	1,5	0,0	0,0	0,50	0,0	0,0
M3/2010	35,8	23,3	0,0	0,0	76,25	0,0	0,0
A1/2010	27,7	36	0,0	0,0	62,75	23,0	0,0
A2/2010	40,6	16	0,0	0,0	18,75	0,0	0,0
A3/2010	47,5	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M1/2010	49,2	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M2/2010	41,9	5,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M3/2010	51,9	8,5	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J1/2010	49,1	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J2/2010	53,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J3/2010	61,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J1/2010	54,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J2/2010	60,4	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J3/2010	54,8	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A1/2010	52,6	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A2/2010	35,7	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A3/2010	75,4	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S1/2010	76,5	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S2/2010	79,9	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S3/2010	76,1	16,0	0,0	0,0	9,25	0,0	0,0
O1/2010	81,0	8,8	0,0	0,0	8,00	0,0	0,0
O2/2010	46,0	1,0	0,0	0,0	6,50	0,0	0,0
O3/2010	54,5	10,3	0,0	0,0	7,00	0,0	0,0
N1/2010	38,7	54,3	0,0	0,0	73,00	0,0	0,0
N2/2010	33,1	62,0	0,0	0,0	101,50	0,0	0,0
N3/2010	21,4	99,5	0,0	0,0	83,50	34,6	13,2
D1/2010	27,7	63,8	12,2	0,0	106,00	62,0	34,3
D2/2010	27,9	2,0	0,0	0,0	23,00	0,0	0,0
D3/2010	25,3	63,0	0,0	0,0	61,25	2,3	0,0
J1/2011	19,6	43,5	0,0	0,0	32,25	0,0	0,0
J2/2011	26,0	17,3	0,0	0,0	31,25	0,0	0,0
J3/2011	46,0	3,0	0,0	0,0	5,50	0,0	0,0
F1/2011	45,8	2,8	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
TOTAL	1653,6	726,8	85,4	57,7	912,8	212,6	122,2

⁴⁰ Dados consistidos INMET

7.4.1.2- Balanço Hídrico reduzido ao tempo de medição com os *divers*

Para relacionar com cálculos de recargas pelo método do monitoramento do nível d'água nos poços, realizou-se um balanço hídrico referente aos períodos de monitoramento dos *divers* de cada dolina, ou seja, em Santana, de fev/2010 a jan/2011 e Pedro Moura, de fev/2010 a out/2010 (ANEXO 2).

Portanto, são balanços hídricos para 11 e 8 meses respectivamente. A planilha de Rolim *et al.* (1998) permite a entrada de dados incompletos e da mesma forma, gera os resultados parciais, conforme apresentado a seguir. Assim, Pedro Moura não contou com a mais importante época chuvosa (novembro, dezembro e janeiro).

- *Santana – 11 meses*

O cálculo do balanço hídrico decendial reduzido de Santana foi do segundo decêndio de fevereiro de 2010 (F2) ao primeiro decêndio de janeiro de 2011 (J1), Figura 81.

A pluviometria para o período foi de 703,5 mm, a ETP de 1217 mm e a ETR de 617,7. O excedente hídrico foi calculado em 85,4 mm e o déficit em 599,4. A reposição foi de 173,8 mm e a retirada coincidentemente o mesmo valor de 173,8 mm, Figura 82 e 83.

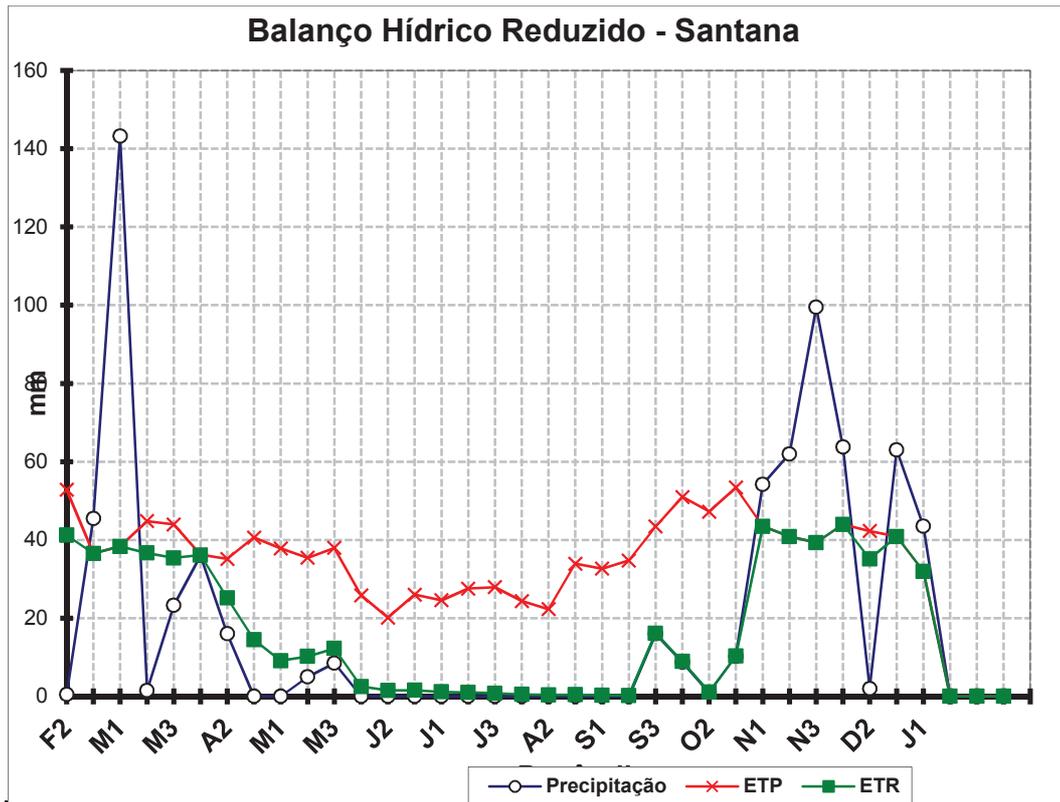


Figura 81 - Balço Hídrico Decenal Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.

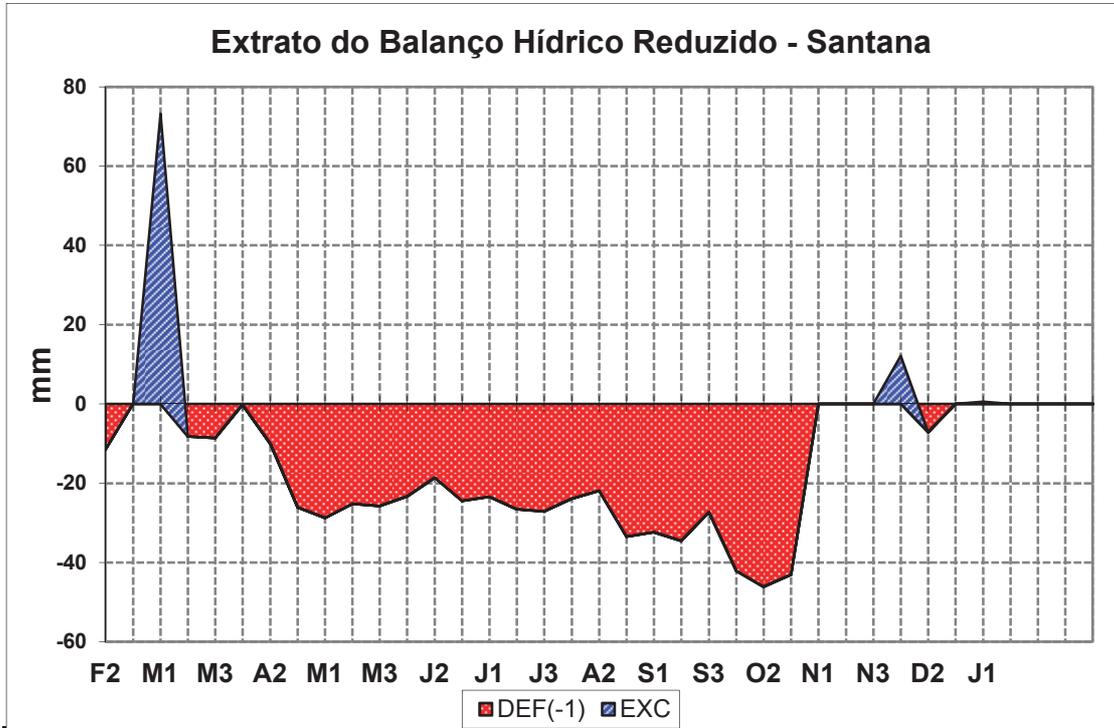


Figura 82 – Extrato do Balço Hídrico Decenal Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.

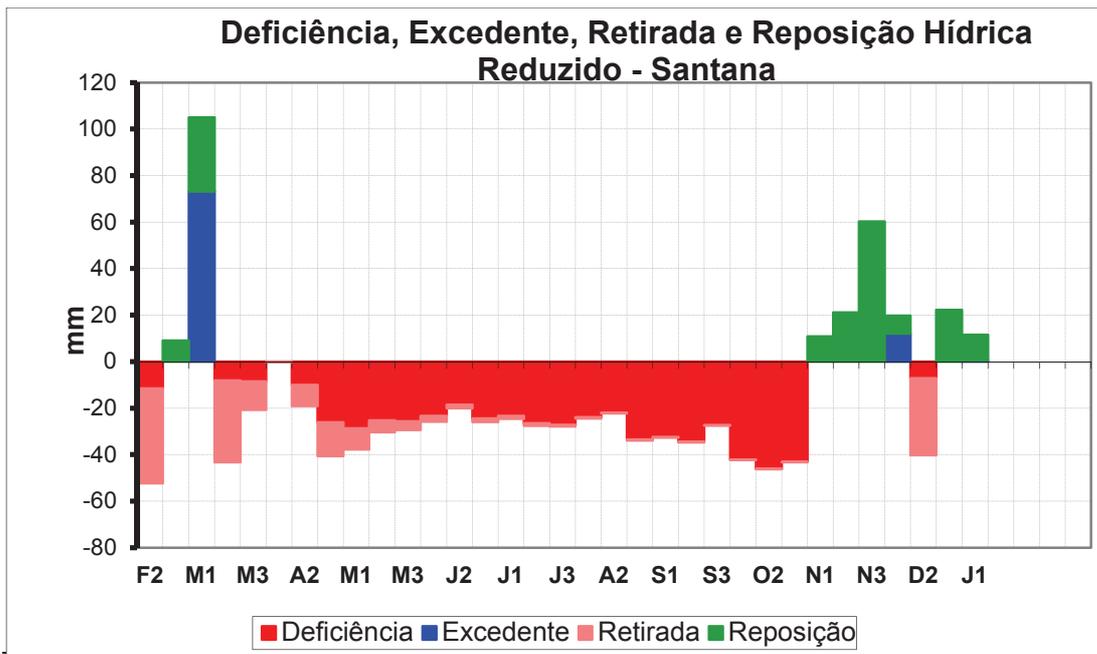


Figura 83 – Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição Hídrica do Balanço Hídrico Decendial Reduzido na dolina Santana de fevereiro de 2010 a janeiro de 2011.

- *Pedro Moura – 8 meses*

Este balanço reduzido foi aplicado em Pedro Moura do segundo decênio de fevereiro de 2010 (F2) até o segundo decênio de outubro de 2010 (O2), Figura 84.

Os cálculos para este período de 8 meses, para uma pluviometria de 382 mm, foi uma ETP de 833,8 mm, uma ETR de 367,9. O excedente hídrico encontrado foi de 113,7 mm e o déficit de 466,0 mm. A reposição foi de 76,8 mm e a retirada de 176,4 mm, Figuras 85 e 86.

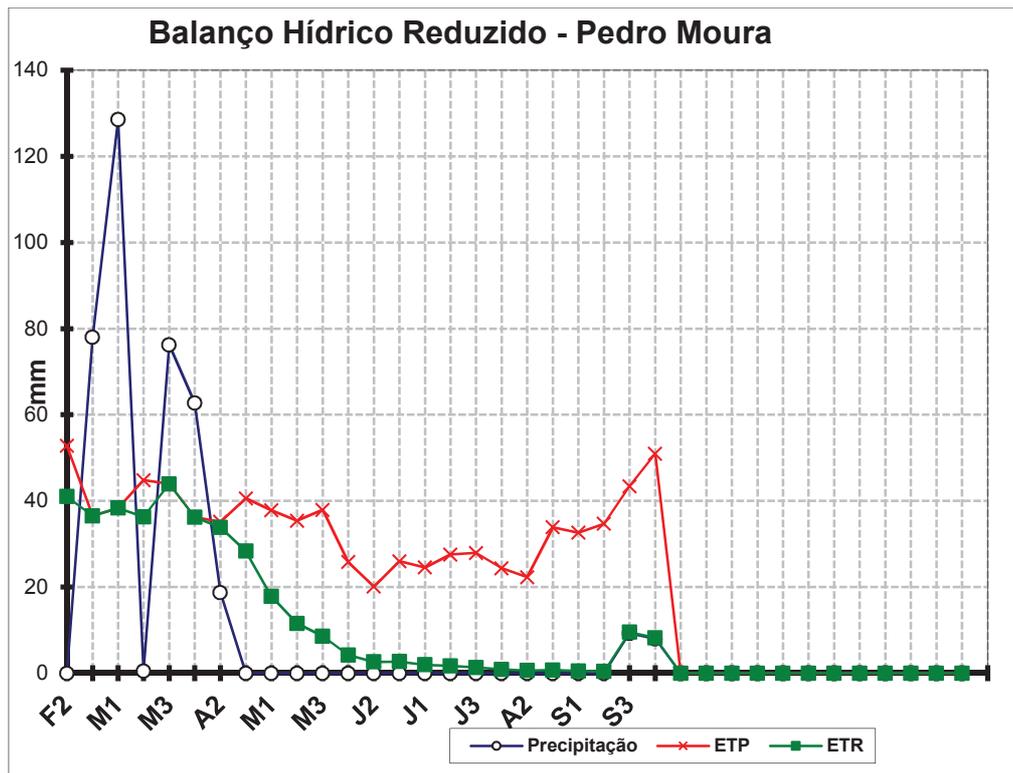


Figura 84 - Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.

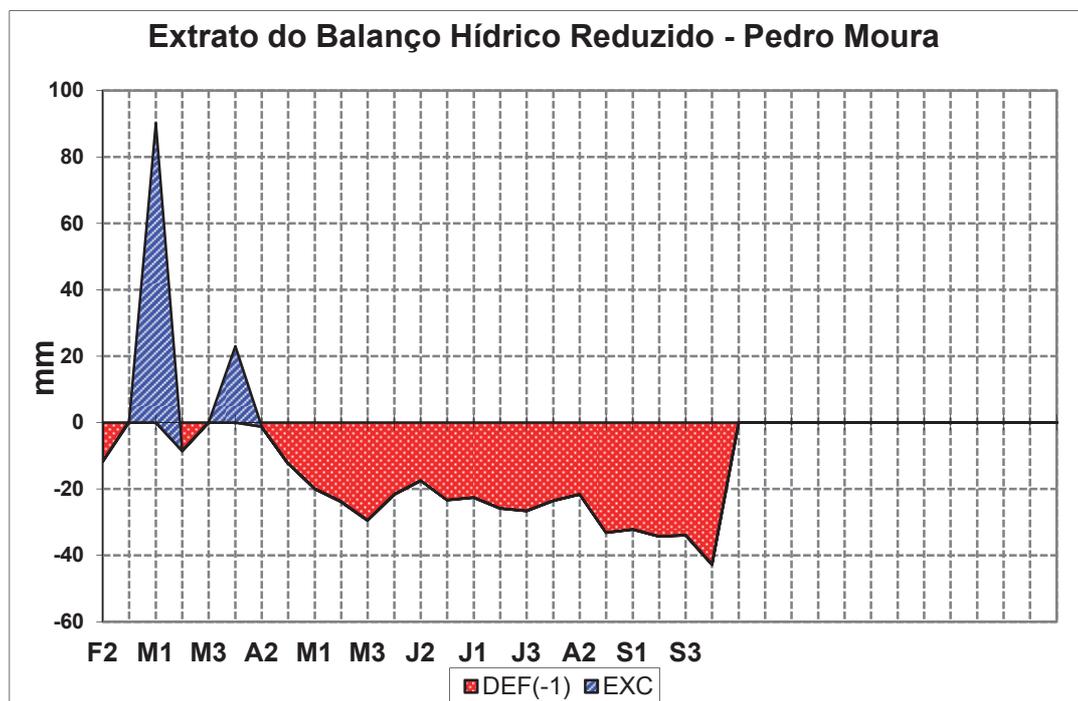


Figura 85 – Extrato do Balanço Hídrico Decencial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.

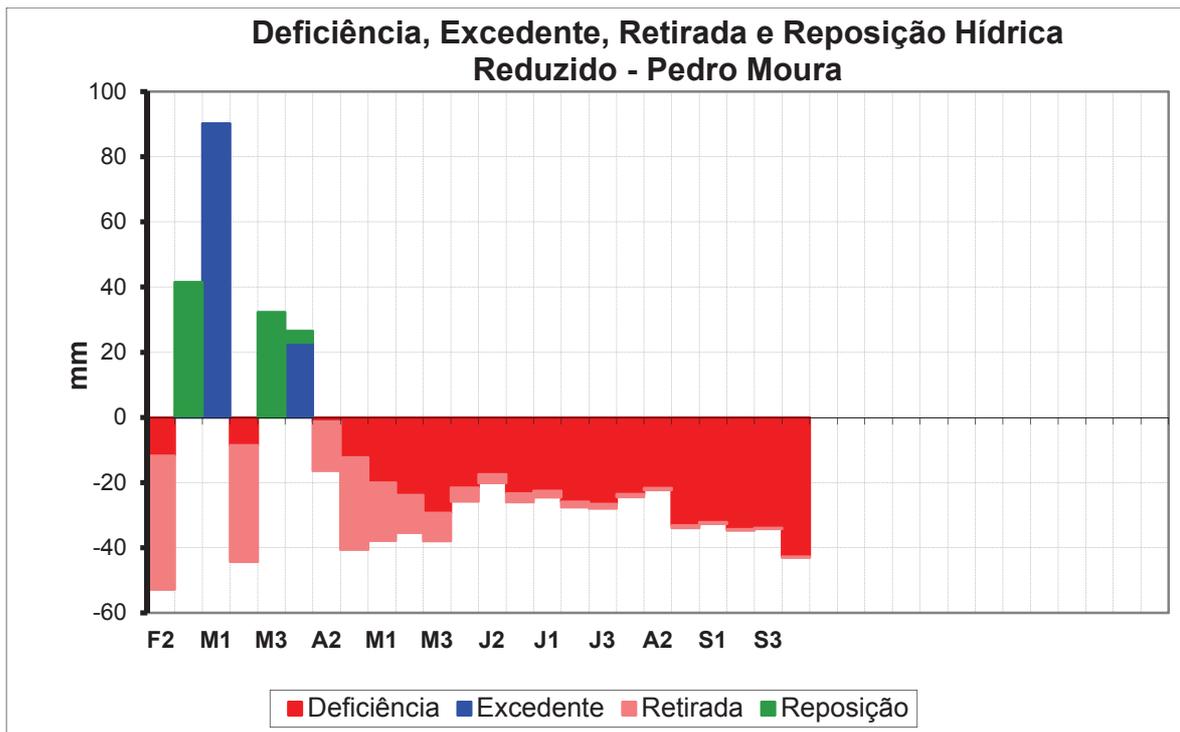


Figura 86 - Deficiência, Excedente, Retirada e Reposição Hídrica do Balanço Hídrico Decendial Reduzido na dolina Pedro Moura de fevereiro a outubro de 2010.

O excedente hídrico de Santana, em 11 meses, foi de 85,8 mm e em Pedro Moura, em 8 meses, foi de 113,7 mm.

Subtraindo-se as perdas por evaporação direta pela lâmina d'água formada pelo excedente hídrico, a cada decêndio, obteve-se as recargas para Santana e Pedro Moura (Tabela 15). Quando a evaporação foi maior que o excedente hídrico, a recarga foi considerada nula.

No Balanço Hídrico Reduzido o valor referente à recarga localizada em Santana foi de **57,7 mm**, referente a 11 meses, e em Pedro Moura foi de **74,7 mm**, referente a 8 meses. Esses valores correspondem a 8,2% da precipitação registrada de fev/2010 a jan/2011 e a 19,5% da precipitação registrada de fev/2010 a out/2010 em Pedro Moura (Tabela 16).

É importante enfatizar que esse alto índice de 19,5% verificado em Pedro Moura está relacionado com o reduzido tempo de precipitação (8 meses), pois embora, em termos absolutos a recarga é maior em Pedro Moura, o índice em relação à precipitação ficou abaixo de Santana.

Tabela 15 - Evaporação, Excedente Hídrico e Recarga nas dolinas Santana e Pedro Moura pelo método do Balanço Hídrico Reduzido ao tempo de medição com os *divers*, em mm.

Estação Mocambinho		Santana			Pedro Moura		
Decêndio	Evaporação	Pluviometria	Excedente Hídrico	Recarga	Pluviometria	Excedente Hídrico	Recarga
F2/2010	48,8	0,5	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
F3/2010	38,7	45,5	0,0	0,0	78,00	0,5	0,0
M1/2010	15,5	143,3	73,2	57,7	128,50	90,2	74,7
M2/2010	34,5	1,5	0,0	0,0	0,50	0,0	0,0
M3/2010	35,8	23,3	0,0	0,0	76,25	0,0	0,0
A1/2010	27,7	36	0,0	0,0	62,75	23,0	0,0
A2/2010	40,6	16	0,0	0,0	18,75	0,0	0,0
A3/2010	47,5	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M1/2010	49,2	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M2/2010	41,9	5,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
M3/2010	51,9	8,5	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J1/2010	49,1	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J2/2010	53,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J3/2010	61,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J1/2010	54,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J2/2010	60,4	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
J3/2010	54,8	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A1/2010	52,6	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A2/2010	35,7	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
A3/2010	75,4	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S1/2010	76,5	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S2/2010	79,9	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
S3/2010	76,1	16,0	0,0	0,0	9,25	0,0	0,0
O1/2010	81,0	8,8	0,0	0,0	8,00	0,0	0,0
O2/2010	46,0	1,0	0,0	0,0	-	-	-
O3/2010	54,5	10,3	0,0	0,0	-	-	-
N1/2010	38,7	54,3	0,0	0,0	-	-	-
N2/2010	33,1	62,0	0,0	0,0	-	-	-
N3/2010	21,4	99,5	0,0	0,0	-	-	-
D1/2010	27,7	63,8	12,2	0,0	-	-	-
D2/2010	27,9	2,0	0,0	0,0	-	-	-
D3/2010	25,3	63,0	0,0	0,0	-	-	-
J1/2011	19,6	43,5	0,0	0,0	-	-	-
J2/2011	-	-	-	-	-	-	-
J3/2011	-	-	-	-	-	-	-
F1/2011	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	1539,1	703,5	85,4	57,7	382	113,7	74,7

Foi feita uma projeção da recarga a partir do Balanço Hídrico Reduzido para um ano completo visando averiguar se os resultados dessa projeção se aproximariam do Balanço Hídrico realizado de um ano completo da Tabela 16.

Essa projeção para 12 meses foi realizada a partir das recargas mensais do Balanço Reduzido, por meio de regra de três simples direta. Assim, a recarga mensal em Santana foi de 5,2 mm/mês (57,7mm em 11 meses) e em Pedro Moura de 9,3 mm/mês (74,7mm em 8 meses), que, projetadas para 12 meses corresponderiam a 62,4mm/ano e a 112,1mm/ano, respectivamente e que, em termos percentuais relativos à precipitação, correspondem a 8,6% e a 12,3%, respectivamente (Tabela 16).

Comparando-se esses índices com o do Balanço Hídrico de um ano realizado verificou-se que houve um aumento em Santana (0,7%), e uma redução (1,1%) em Pedro Moura. Portanto, tanto os valores absolutos como os índices de recarga calculados para 1 Ano hidrológico foram bem próximos dos valores do Balanço Projetado a partir do Balanço Reduzido, conforme sumarizados na Tabela 16.

Tabela 16 - Comparação da Recarga entre os métodos de Balanço Hídrico de Um Ano Hidrológico e Balanço Hídrico Reduzido ao tempo de medição com *divers* transdutores para as dolinas Santana e Pedro Moura.

Balanço Hídrico	1 ANO HIDROLÓGICO fev/2010 – fev/2011		BALANÇO REDUZIDO		BALANÇO PROJETADO* fev/2010 – fev/2011	
	Santana	Pedro Moura	Santana fev/2010 – jan/2011	Pedro Moura fev/2010 – out/2010	Santana	Pedro Moura
Pluviometria (mm)	726,80	912,7	703,5	382	726,80	912,7
Excedente Hídrico (mm)	85,4	212,6	85,8	113,7	85,4	212,6
Recarga (mm)	57,7	122,2	57,7	74,7	62,4	112,1
Índice Recarga/Pluviometria (%)	7,9	13,4	8,2	19,5	8,6	12,3

* projeção a partir do Balanço Hídrico Reduzido

7.4.2 – Cálculo da Recarga por Variação do Nível D'água.

Conforme mencionado não foi possível monitorar o NA dos poços de monitoramento por um ano hidrológico. Assim, a recarga foi calculada inicialmente, relativa aos 11 e 8 meses referentes às dolinas Santana e Pedro Moura, respectivamente. De modo semelhante ao realizado no item acima, as recargas foram projetadas para um ano hidrológico completo, a fim de se permitir análises comparativas.

Adotou-se como prerrogativa que todas as variações (ΔH) positivas do monitoramento de nível d'água diários dos poços são consideradas *inputs* de recarga (ANEXO 3). A coluna d'água referente a variação do NA em cada poço de monitoramento representa a coluna porosa adjacente ao poço, considerando que o nível d'água seja o mesmo. Desta forma, a porosidade efetiva do meio foi considerada nos cálculos, conforme explicitado no capítulo “Materiais e Métodos”.

- *Santana*

No poço de monitoramento do fundo da dolina Santana o $\sum \Delta H$ foi de 3.086 mm para os 11 meses de monitoramento. Considerando uma porosidade efetiva (n_e) de 0,02 para o meio circundante ao poço, conforme Tabela 07, temos:

$$R = \sum \Delta H \times n_e$$

(equação 13)

Aplicando-se a equação 13, obteve-se em Santana uma recarga de 61,7 mm nos 11 meses, isto é 5,6mm/mês (61,7mm/11meses). Isso equivale a um índice de 8,8% em relação à precipitação correspondente de 703,5 mm .

Projetando-se esse valor de recarga para 12 meses, por regra de três, obteve-se 67,2 mm/ano, que corresponde a 9,2% da precipitação de 726,8mm.

Pedro Moura

No poço de monitoramento do fundo da dolina Pedro Moura o $\sum\Delta H$ foi de 3.363 mm para os 8 meses de monitoramento. Considerando também uma porosidade efetiva de 0,02 para o meio circundante ao poço, conforme Tabela 07.

Aplicando-se a equação 13, obteve-se em Santana uma recarga de 67,3 mm nos 08 meses, isto é 8,4mm/mês (67,3mm/8meses). Isso equivale a um índice de 17,6% em relação à precipitação correspondente de 382 mm.

Projetando-se esse valor de recarga para 12 meses, por regra de três, obteve-se 100,8mm/ano, que corresponde a 11% da precipitação de 912,7 mm.

7.4.3 – Análise Integrada dos Cálculos da Recarga

A Tabela 17 reúne os valores de recarga obtidos pelos dois métodos aplicados.

Tabela 17 - Resultados dos métodos de Balanço Hídrico e de Variação do nível d'água para um ano hidrológico.

Localidade / Métodos	SANTANA			PEDRO MOURA		
	Balanço Hídrico Completo	Balanço Hídrico Reduzido Projetado	Variação do Nível D'Água Projetado	Balanço Hídrico Completo	Balanço Hídrico Reduzido Projetado	Variação do Nível D'Água Projetado
Recarga (mm)	57,7	62,4	67,2	122,2	112,1	100,8
Índice Recarga/Pluviometria anual (%)	7,9	8,6	9,2	13,4	12,3	11,0

Dentre os resultados dos métodos apresentados, a dolina de Santana contribuiu com uma recarga média entre as metodologias de 62,4 mm por ano, isto é aproximadamente **9%** da precipitação. E a dolina de Pedro Moura, com uma recarga média de 111,7 mm por ano, equivalente a **12%** da precipitação.

8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em termos metodológicos citam-se a importância do método de Rodrigues (2011) na identificação semi-automática das depressões para embasar os estudos realizados neste trabalho, pois trouxe praticidade na localização das dolinas a serem monitoradas, bem como entender sua distribuição no espaço

Os estudos pedológicos comprovam a importância do mapeamento de detalhe dos solos brasileiros, visto que em uma região pode apresentar grandes variações de classes de solos. Pequenas variações na geomorfologia e condições ambientais são suficientes para a formação de diferentes tipos de solos. Uma investigação acerca da formação dos gleissolos nos fundos das dolinas poderiam trazer informações interessantes sobre a evolução da paisagem na região.

A aplicação dos ensaios de infiltração e *slug test* nas áreas trouxe resultados importantes para a pesquisa. Os valores obtidos de condutividade hidráulica alimentam a teoria que a recarga na região pode acontecer pelas dolinas. Estes ensaios corroboram com os tipos texturais observados nos solos superficiais e no material mais profundo armazenador das águas de recarga, que se encontra no limar entre um aquífero e um aquíclode.

A facilidade de aplicação do método e o baixo custo são pontos positivos observados no método dos Anéis Duplos Concêntricos em relação ao Permeâmetro de Guelph. Além disso, o fato inesperado das falhas dos diversos transdutores de pressão na leitura dos níveis d'água, que resultou em um resgate parcial dos dados, impulsionou a busca de uma adequação do método de cálculo da recarga inicialmente proposto, que era apenas pela variação do nível d'água.

As ferramentas disponíveis, em especial o método do balanço hídrico decendial de Hendrickx & Walker (1997), por meio do qual é possível se ter resultados parciais, contribuíram para que os dados fossem satisfatórios para a análise. O Balanço Hídrico Sequencial Decendial se mostrou muito efetivo ao apontar períodos do ano em que estariam ocorrendo excedentes hídricos, e, conseqüentemente, mostrando períodos potenciais de se ocorrer recarga localizada para o aquífero através das dolinas, pelas infiltrações residuais.

É importante salientar que ambos os métodos de computação da recarga possuem fragilidades, visto que se tratam de simplificações. O Balanço Hídrico Decendial, baseado

nas equações de THORNTHWAITE (1948), utilizou dados de temperatura da estação do INMET de Mocaminho (40 km de distancia), podendo haver variações para as duas áreas de estudo. Além disso, utilizou a CAD de 100 mm conforme recomendado pela bibliografia para solos da região, mas que pode ser alterado visto as peculiaridades dos solos das dolinas. O calculo da recarga através da Variação do Nível D'água considera que qualquer *input* de água que ocorra no poço de monitoramento é representativo para a área das dolinas, o que pode não estar ocorrendo. Além disso, todo o cálculo foi desenvolvido considerando uma porosidade efetiva estimada. Fazer um teste com o material e encontrar o valor de n_e para cada solo diminuiria esta fragilidade.

Quanto aos materiais, os transdutores de pressão mostraram a importância desse instrumento nesse tipo de estudo, pois permitiram se detalhar em escala diária as respostas do nível d'água aos eventos chuvosos, conforme observados visualmente em representações gráficas. As análises estatísticas de correlação cruzada Precipitação *versus* Profundidade do Nível d'água corroboraram a rápida resposta do aquífero quando do evento chuvoso, em 24 horas ou menos. As análises estatísticas em maior detalhe (por hora ao invés de diária) demonstrariam com maior qualidade o tempo de resposta do aquífero frente aos eventos chuvosos.

Os dados de precipitação em cada dolina permitem inferir que os 186 mm de chuva que ocorrem a mais em Pedro Moura, apesar de estarem distantes 11 km entre si, é responsável pela sua maior recarga absoluta e também relativa à precipitação, a despeito da permeabilidade dos solos em geral (medidos com os infiltrômetros) e do aquíclude (medido por *slug test*) serem um pouco menores do que em Santana, confirmando a importância da quantidade de água que entra no sistema para gerar excedente hídrico e consequentemente recarga.

Outro fator que também pode ser atribuído para a maior recarga em Pedro Moura é o fato da sua área de contribuição ser praticamente o dobro da área de Santana e seu relevo bem mais suave. Isso permite admitir um maior aporte de água com potencial para infiltrar e confluência de água subterrânea lateral para o centro da dolina, uma vez que esta se apresenta quase sempre seca em superfície.

Em Santana, a morfologia da dolina, mais fechada e mais íngreme, além do maior teor de argila dos solos, parecem exercer um papel importante para a retenção da água em superfície.

Dentre os resultados dos métodos projetados, a dolina de Santana contribuiu com uma recarga média de 62,4 mm/ano, isto é, 8,5% da precipitação e a dolina de Pedro Moura, com uma recarga média de 111,7 mm/ano, equivalente a 12,2% da precipitação, evidenciando o papel desempenhado pelas dolinas na recarga aquífera, ainda que desprovidas de sumidouros (em superfície) associados ao fundo. Além disso, comprovam a importância de se realizar estudos de detalhe nas regiões de climas árido e semiárido.

É importante ressaltar que o estudo retrata duas áreas num tempo restrito e que valores diferentes podem ser obtidos em função da morfologia, tipos e espessuras de solo, presença de outras estruturas de absorção em rocha (sumidouros e fraturas abertas), dentre outros elementos.

É importante ressaltar que, assim como mencionado por COSTA & SILVA (2000) o sistema hidrológico cárstico varia plurianualmente, sendo esta análise apenas uma amostragem acerca do comportamento hidrogeológico da região. Além disso, ainda existe a possibilidade de estarmos trabalhando em uma área de aquífero suspenso (JONES *et al.*, 2003) e não diretamente no aquífero regional. Estudos em poços da região poderiam comprovar ou não esta hipótese. Esta informação poderia mudar o modelo de recarga aqui trabalhada.

Não foi considerado no presente estudo a quantidade de água que é perdida no sistema pela dessedentação animal. Apesar de que existe a presença de gado na região e que ingere água proveniente dos lagos que se formam nos Fundos das Dolinas, esta quantidade de água foi considerada irrisória pela pequena quantidade de animais.

Desta forma, pode-se dizer que todos os objetivos delineados foram atingidos de forma bastante satisfatória e mostraram a eficiência e importância das dolinas como áreas de recarga do tipo localizada para o sistema hidrogeológico cárstico-fissural subjacente às coberturas detríticas, especialmente no meio semiárido. Além disso, comprovam a importância de se realizar estudos de detalhe nas regiões de climas árido e semiárido assim como foi elucidado por Simmers *et al.* (1997).

No que diz respeito às dolinas como área de recarga na bacia do Rio Verde Grande, a existência do gado pode estar gerando pisoteio do solo e sua consequente compactação, diminuindo a capacidade deste solo em absorver a água da chuva. A intensificação da pecuária na região poderia aumentar significativamente o impacto ambiental sobre as

dolinas da bacia do rio Verde Grande. Há que se considerar desta forma a necessidade de proteção das dolinas. Desta forma, aumenta-se a preocupação de preservação das mesmas. Considerando a aridez da região e as populações que utilizam estas áreas de lagos para seu proveito, delinea-se a necessidade de uma avaliação mais profunda do uso do solo e os impactos nas dolinas, além de buscar soluções, visto o pouco desenvolvimento econômico presente.

9 – BIBLIOGRAFIAS

ALKMIM, F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 17-35.

ALKMIM, F. F.; BRITO-NEVES, B. B.; CASTRO ALVES, J. A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco uma revisão. In: Domingues, J. M. L. & Misi, A. (Eds.). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.

ALKMIM, F. F.; CHAMALE Jr, F.; ENDO, I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e seu significado tectônico. Revista da Escola de Minas, 1 (49): 22-38.

ALKMIM F.F & MARTINS-NETO M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. Citado em: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.) Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte, SBG-MG, p.9-30.

ALKMIM, F.F. & NOCE, C.M. (Eds.). The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil, Field guide & Abstracts, 114 p.

ALMEIDA F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7(4):349-364.

AYOADE, J.O; SANTOS, Maria Juraci Zani dos; BASTOS, Suely. Introdução à climatologia para os trópicos. 11. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 332 p. : ISBN 8528804276

BITTAR, R. J.; SANTOS, A. G; GOMES, C. R.; BARBOSA, A. C. Avaliação da Permeabilidade em Barragens de Rejeitos de Mineração com o emprego do Permeâmetro de Guelph. Pimenta de Ávila. 2006. Disponível em http://www.pimentadeavila.com.br/attachments/article/239/Jabur_02.pdf. Acessado em 20 de outubro de 2013.

BOAVENTURA, R. S.; MOREIRA, C. V. R.; BOAVENTURA, F. M. C. 1977. Mapa Geomorfológico. Folha Belo Horizonte. Projeto Radar Minas Gerais, 1:500.000, Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas (IGA).

BRASIL. Ministério de Integração Nacional. Portaria 89 de março de 2005. Atualiza a relação dos municípios pertencentes à região Semi-Árida do Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste – FNE. Diário Oficial da União, Brasília, 17 mar., 2005.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Portaria nº 2914 de dezembro de 2011. Estabelece procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. Diário Oficial da União, Brasília, 12 dez., 2011.

BOGLI, A. Karsthydrographie und Physische Speläologie. Berlin: Heidelberg, 1978.

CETEC - FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. Diagnóstico ambiental do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: 1983. 158 p.

CETEC – FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. 1994. Desenvolvimento Metodológico para modelo de gerenciamento ambiental de bacias hidrográficas. Estudo de Caso: Bacia do Rio Verde Grande. Relatório Técnico Final. Belo Horizonte.

CHAVES, M. L. S. C; BENITEZ, L.; ANDRADE, K, W; QUEIROGA, G. N. Estratigrafia e Evolução Geomorfológica do Grupo Bambuí na Região de Morro da Garça (MG). Genomos, Belo Horizonte, v. 15, n. 2, 2007, p 43 – 52.

CICHOTA, R.; JONG VAN LIER, Q.; LEGUIZAMÓN ROJAS, C. A. Variabilidade espacial da taxa de infiltração em Argissolo Vermelho. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.27, p.789-798, 2003.

COLERIDGE, S. T. O ciclo hidrológico e a água subterrânea. In: PREES, F; et al (org). Para Entender a Terra. Tradução de Rualdo Menegat (coord.). 4ª Ed. Porto Alegre/RS: Artemed EditoraS.A, 2006. Cap. 13, p. 312-338

COSTA, D. A. Controle lito-estrutural e estratigráfico na hidrogeoquímica e nas concentrações de fluoreto no sistema aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí, norte de Minas Gerais. Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. 2011. 138 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Aplicada) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências.

COSTA, R. D. ; SAADI, A Evolução do conhecimento sobre os campos de tensões neotectônicos do Brasil. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba-PR. Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005. v. 1. p. 151-154.

COSTA, WD; e SILVA, A.B. Hidrogeologia dos Meios Cársticos In: FEITOSA, Fernando A. Carneiro; MANOEL FILHO, João; FEITOSA, Edilton Carneiro; DEMETRIO, J. Geilson A. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM, [Recife]: UFPE, LABHID, 2008. xxviii, 812 p. ISBN 9788574990613

CORRÊA NETO, A.V. Cavernas em Quartzitos da Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais. Anais do Seminário de Pesquisa sobre a Serra do Ibitipoca, p. 43 – 51, 1997.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Base de Dados: Projeto São Francisco. 2007. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?inford=79&sid=26>. Acessado em 20 de outubro de 2013.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. GEOBANK GIS. Base cartográfica. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>

DARDENNE, M.A.1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais, v. 2, p.507-610.

DOERR, S.H. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana Shield: Pseudokarst or “real” Karst Zeitschrift fur Geomorphologie, v. 43, p.1-17,1999.

EILERS, V. H. M. . Estimativa de Recarga de Águas Subterrâneas Utilizando o Método do Balanço Hídrico. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004. Cuiabá MT.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Centro Nacional e Pesquisa em Solo. 2006. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro, Brasil: Embrapa-Solos. 306 p.

EMATER – EMPRESA DE ASSISTÊNCIA TÉCNICA E EXTENSÃO RURAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS. Mapa de Solos de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000, 1998. Disponível em: <http://www.geominas.mg.gov.br>. Acessado em 20 de outubro de 2013.

ESPINHA MARQUES, J; DUARTE, J. M; CONSTANTINO, A. T; AGUIAR, C; ROCHA, F. T; MARQUES, J. M; SAMPER,J; BORGES, F. S; CARVALHO, J. M; CHAMINÉ, H. I. Avaliação in situ da condutividade hidráulica de solos de montanha: um caso de estudo na Serra da Estrela (Centro de Portugal). Cadernos do Laboratorio Xeoloxico De Laxe, v.34, p.143-164, 2009

FABRI, Fabiana Pena. Estudo das cavernas quartzíticas da região de Itambé do Mato Dentro, Serra do Espinhaço Meridional, MG. 2011. [2], xvii, 179 f., 9 mapas

dobrados, enc. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências.

FEITOSA, Fernando A. Carneiro; MANOEL FILHO, João; FEITOSA, Edilton Carneiro; DEMETRIO, J. Geilson A. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM, [Recife]: UFPE, LABHID, 2000. xxviii, 812 p. ISBN 9788574990613

FERRARI, J. A. e KARMANN, I. 2008. Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas Cársticos na Bacia do Rio Betari, Município de Iporanga – SP. Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, SP. Revista do Instituto de Geociências – USP. V.8, n.1: 1-13.

FILHO, J. M. Ocorrência das Águas Subterrâneas. In: FEITOSA, Fernando A. Carneiro; MANOEL FILHO, João; FEITOSA, Edilton Carneiro; DEMETRIO, J. Geilson A. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM, [Recife]: UFPE, LABHID, 2000. xxviii, 812 p. ISBN 9788574990613.

FORD, D. C. & WILLIAMS, P.W. Karst Geomorphology and Hidrology. 1.ed. London: Unwin Hyman, 1989.

FRANCH, F. A. J. P. Influência do Tipo de Revestimento Superficial no Fluxo Não Saturado e Sua Influencia na Estabilidade de Taludes. 2008. 202 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Geotécnica) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

FREITAS A.M., Pereira C., Costa, D.A. 2008. Geologia e Hidrogeologia de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia, Norte de Minas Gerais. Trabalho de conclusão de curso em geologia. Instituto de geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 140p.

GALÁN, C. Disolución y gênesis del karst en rocas carbonáticas y rocas síliceas: un estudio comparado. Munibe, v.43, p. 43-72, 1991.

HENDRICKX, J.M.H.; WALKER, G.R. (1997) – “Recharge from Precipitation”, in Simmers, I. (ed.) “Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas”. 78 International Association of Hidrogeologists, N° 19, Cap. 2, pp. 19-143. A.A. Balkema, 227 p.

HOLTZ. Precipitação. In PINTO, N. L. de S, HOLTZ, A. C. T., MARTINS, J. A., GOMIDE, F. L. S. Hidrologia Básica. São Paulo. Edgard Blücher, 1976.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia Aplicada. IBGE Mapas. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/tematicos>

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia Aplicada. IBGE Mapas. Semi-Árido Brasileiro 2007. Disponível em: ftp://geofp.ibge.gov.br/organizacao_territorial/semi_arido/semi_arido_brasileiro.pdf. Acessado em 20 de outubro de 2013.

IBGE. Manual técnico de geomorfologia. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 182 p., 2009.

IBGE. Cartas Temáticas. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/cartas-tematicas>.

IGAM. Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Bases Cartográficas Digitais. <http://www.igam.mg.gov.br/geoprocessamento/downloads>

IGAM. Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Rio Verde Grande SF10. Bases Ottocodificadas IGAM 2010. Disponível em: <http://www.igam.mg.gov.br/geoprocessamento/mapas/1259>. Acessado em 20 de outubro de 2013.

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geologia, vol. 39, n. 2, p. 256-266. 2009.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>. Acessado em 20 de outubro de 2013.

JONES, W. K.; HOBBS, H. H. III; WICKS, C. M.; CURRIE, R. R.; HOSE, L. D.; KERBO, R. C.; GOODBAR, J. R. TROUT, J. Recommendations and guidelines for managing caves on protected lands. Charles Town: Karst Waters Institute.(Special Publication 8), 2003.

KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Organizadores) Decifrando a terra. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 2. Reimpressão, 2003. p. 113-138.

KATHER, C.; DINIZ, H. N.; TARGA, M. S.; BATISTA, G. T.; RODRIGUES, E. M. Características de infiltração de água nos solos da várzea do rio Paraíba do Sul, em Tremembé, SP. Anais. II Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: Recuperação de Áreas Degradadas, Serviços Ambientais e Sustentabilidade, Taubaté, Brasil, 2009, IPABHi, p. 493-500.

KING, L. C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia: 18.(2):147-265.

LERNER, David N. Geochemical Process, Weathering and Groundwater Recharge in Cathments. Groundwater Recharge. O.M. Seather & P. de Caritat (eds) 1997 Balkema

Lerner, D.N., Issar, A.S., and Simmers, I., 1990. Groundwater recharge. Intl Assoc. Hydrogeologists, 345 p.

LLOPIS LLADO, Noel. Fundamentos de hidrogeologia carstica: introdução a la geoespeleologia. Madrid: c1970. 269p.

MARQUES G. F.; COTA, Stela; BRAGA Jr, P. V.; VELÁSQUEZ, L. N. M; RODRIGUES, P. C. H.; DE PAULA, R. S. . Hydrodynamic characterization of a karst aquifer in the Brazilian semi-arid region with time series analysis of hydrology data. Worl Environmental & Water Resources Congress – EWRI/ASCE. 11p.

MARTÍNEZ, M. I. 2007. Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 121 p.

MOTA, FS. Meteorologia Agrícola. 7a ed. SãoPaulo, Nobel, 1986. 376 p.

MARTINS. Infiltração / Água Subterrânea. In PINTO, N. L. de S, HOLTZ, A. C. T., MARTINS, J. A., GOMIDE, F. L. S. Hidrologia Básica. São Paulo. Edgard Blücher, 1976.

MOURÃO M.A.A., CRUZ W.B., GONÇALVES R.L.F. 2001. Caracterização hidrogeológica da porção mineira da Bacia Hidrográfica do São Francisco. Citado em: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.) Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte, SBG-MG, p.327-350.

MORETI, D.; ALVES, M. C.; PEROZINI, A. C.; PAZ GONZÁLEZ, A.; SILVA, E. C. Condutividade hidráulica e resistência à penetração do solo influenciada por diferentes sistemas de manejo. Cadernos Lab. Xeolóxico de LaxeCoruña, v.31, n. 3, p.29–42, 2006.

NIMER, E., 1979. Climatologia do Brasil. SUPREN/IBGE. Volume 4.

OLIVEIRA, Cristiane Valeria de. Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso de solos do Projeto Jaíba, norte de Minas Gerais. 1999. xiii, 161 f. : Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

PATRUS, M.L.R.A.; Santos, A.C.S. dos; Figueredo, V.L.S.; Matos, A.R.; Menezes, I.C.R. 2001. Parcela Mineira da Bacia do Rio São Francisco: Caracterização Hidroclimática e Avaliação dos Recursos Hídricos de Superfície. In: Pinto, C.P.; Martins-Neto, M.A. (Org.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: SBG-MG. p. 285-326.

PAULA, Rodrigo Sergio de. 2012. Modelagem Numérica de Fluxo do Aquífero Cárstico-Fissural do Grupo Bambuí, Bacia Do Riacho Boi Morto no Município de São Francisco, Norte de Minas Gerais. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. 135 p.

PILÓ, Luís Beethoven. Morfologia Cárstica e Materiais Constituintes: Dinâmica e Evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, MG. São Paulo: Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo - USP (Tese de Doutorado), 1998.

PIMENTEL, M.M., Silva, M.G., 2003. Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. An. Acad. Bras. Ciênc. 75, 383-392.

REBOLÇAS, A. C. Porosidade Efetiva. In: GIAMPÁ, Carlos Eduardo Quaglia; GONÇALES, Valter Galdiano. Águas subterrâneas e poços tubulares profundos. São Paulo: Signus, 2006. 502 p. ISBN 8587803271(enc.)

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. In situ measurement of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. Soil Science, v.140, n° 4, 1985. p. 292– 302.

ROLIM, G.S.,SENTELHAS, P.C., BARBIERI, V. Planilhas no Ambiente Excel TM para cálculos de balanços hídricos: normal, seqüencial, de cultura e de produtividade real e potencial. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.6, n.1, p.133-137, 1998

RODRIGUES, Luciene. Investimento agrícola e o grande projeto Jaíba:1970-1996.São Paulo: FFLCH/USP,1998.(tese de doutorado).P.302.

RODRIGUES, P.C.H. - Detecção semi-automática de depressões altimétricas por Geoprocessamento a partir de Sensoriamento Remoto (dados SRTM) - potencialidades para detecção de dolinas (cársticas ou não). 2011. Publicação CDTN - 970. Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear.

SANTOS, Raphael David dos; Lemos, Raimundo Costa de; Santos, Humberto Gonçalves dos; Ker, João Carlos; Anjos, Lúcia Helena Cunha dos. Embrapa. Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – Centro Nacional de Pesquisa de Solos (5ª Edição) 2005

SILVA, A. B. 1984. Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 190 p.

SILVA, A. B. da. 1995. Água Subterrânea no Carste da Bacia do Rio Verde Grande, Norte de Minas Gerais. Tese para provimento de professor titular. Belo Horizonte: UFMG.97 p.

SILVA, Sérgio Melo da. 2011. Os condicionantes geoquímicos dos solos e da recarga sobre as concentrações de flúor dos aquíferos freáticos na região de Varzelândia e Verdelândia, semi-árido mineiro 2011. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. 118 p.

SILVA, S.M.; VELÁSQUEZ, L.N.M.; FREITAS, A.M.; PEREIRA, C.; COSTA, D.A.; SOARES, L.C.; FANTINEL, L. M.; FLEMING, P. M.; RODRIGUES, P. C. H. 2008. Hidroquímica das Águas Subterrâneas e Anomalias de Fluoreto em Região do Semi-árido Mineiro. In: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 15, Natal. Livro de Resumo, p.209.

SIMMERS, I; International Association of Hydrogeologists. Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas. Rotterdam; Brookfield, VT, USA: Balkema, 1997. 277 p. (International Association of Hydrogeologists ;19) ISBN 9054106948

SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. Operating Instructions. Model 2800K1 Guelph Permeameter. Dec. 2008.

SOTO, M. A; CHANG, K. H.; VILAR, O. M. Análise do Método do Permeâmetro Guelph na Determinação Da Condutividade Hidráulica Saturada. Águas Subterrâneas, v.23, n.01, p.137-152, 2009

SOUZA, R. C. S. Caracterização da Permeabilidade de Aquíferos em Cordões Arenosos Cenozóicos no Município de Itaguaí – Rio de Janeiro. 2008. FI 79 (Monografia). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

SWEETING, M. M. Karst landforms. London: Macmillan, 1972.

THOMAS, M. F. Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes. Chichester: John Wiley and Sons Ltd., 1994.

TUBELIS, Antonio; NASCIMENTO, Fernando Jose Lino do. Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras. Sao Paulo: Nobel, 1992. 374p.

VALADÃO, R. C. 1998. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental: desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 243p.

VELÁSQUEZ L.N.M., Fantinel L.M., Fleming P.M., Minardi P.S.P., Rodrigues P.C.H., Nacif W.F.N., Viola Z.G.G., Silva, S.M., Soares L.C., Costa D.A., Pereira C., Freitas, A.M. 2009. Processos Geradores de Concentração Anômala de

Fluoreto na Água Subterrânea em Região Semi-Árida: Estudo de Caso em Aqüífero Cárstico-fissural do Grupo Bambuí nos Municípios de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, Minas Gerais. Belo Horizonte: Fapemig (EDT 83032/06) 236p.

VELÁSQUEZ, L. N. M.; Fantinel, L. M.; Costa, W. D.; Uhlein, A.; Ferreira, E. F. E.; Castilho, L. S.; Paixão, H. H. Origem do Flúor na Água Subterrânea e sua Relação com os Casos de Fluorose Dental no Município de São Francisco, Minas Gerais. Belo Horizonte: Fapemig (Relatório CRA 294/99), 2003. 138p.

VELÁSQUEZ, L. N. M.; Fantinel, L. M.; Ferreira, E. F.; Castilho, L. S.; Vargas, A. M. D.; Marques, G. F.; Minardi, P.; Rodrigues, P. C. H.; Uhlein, A. 2007b. Estudo da Tipologia das Ocorrências de Fluorita que Ocasionalmente Anomalias nos Níveis de Fluoreto da Água 230 Subterrânea e a sua Relação com os Casos de Fluorose Dental no Município de São Francisco, Minas Gerais. Belo Horizonte, Relatório de Pesquisa.

VELÁSQUEZ, L. N. M.; Fantinel, L. M.; Fleming, P. M.; Minardi, P.S.P; Rodrigues, P,C,H; Nacif, W, F; Viola, Z,G,G; Silva, S,M; Soares, S,C; Costa, D, A; Pereira, C; Freitas, A, M Processos Geradores de Concentração Anômala de Fluoreto na Água Subterrânea em Região Semi-árida: Estudo de Caso em Aqüífero Cárstico-fissural do Grupo Bambuí nos municípios de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, Minas Gerais. 2009, Belo Horizonte. Relatório de Pesquisa

VELÁSQUEZ, L. N. M.; Fantinel, L. M.; Uhlein, A.; Ferreira, E. F.; Castilho, L. S.; Vargas, A. M. D.; Aranha, P. R. A. 2007a. Investigação Hidrogeológica do Flúor em Aqüíferos Carbonáticos do Médio São Francisco, MG, e Epidemiologia da Fluorose Dentária Associada. 2007a. Belo Horizonte, Relatório de Pesquisa.

VELÁSQUEZ, L.N.M.; Fantinel, L. M.; Ferreira, E. F. E.; Castilho, L. S.; Uhlein, A.; Vargas, A. M. D.; Aranha, P. R. A. Fluorose Dentária e Anomalias de Flúor na Água Subterrânea no Município de São Francisco, Minas Gerais. In: Silva, C. R. da; Figueiredo, B. R.; de Capitani, E. M.; Cunha, F. G. da. (Org). Geologia Médica no Brasil. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2006. p. 110-117.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R.: Meteorologia básica e Aplicações. Viçosa – MG. Imprensa Universitária, 1991. 449p.

WALTHAM T., Bell F., and Culshaw M. 2005. Sinkholes and Subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction. Springer: Berlin, 382pp.

WARD, Andy D; TRIMBLE, Stanley W.. Environmental hydrology. 2nd ed. Boca Raton, Fla: Lewis Publishers, 2004. 475 p. ISBN 1566706165

WRAY, R.A.L. The formation and significance of coralline silica speleothems in the Sidney Basin, southeastern Australia. Physical Geography, v.18, p. 1-17, 1997

1 – BALANÇO HÍDRICO DECENDIAL PARA 1 ANO HIDROLÓGICO

Balanço Hídrico para 1 ano hidrológico

Balanço Hídrico Santana

Gráfico		
DECÊNDIOS	DEF(- 1)	EXC
F2	-11,6	0,0
F3	0,0	0,0
M1	0,0	73,2
M2	-8,2	0,0
M3	-8,5	0,0
A1	-0,1	0,0
A2	-10,0	0,0
A3	-26,1	0,0
M1	-28,7	0,0
M2	-25,2	0,0
M3	-25,7	0,0
J1	-23,3	0,0
J2	-18,6	0,0
J3	-24,4	0,0
J1	-23,4	0,0
J2	-26,6	0,0
J3	-27,1	0,0
A1	-23,9	0,0
A2	-21,9	0,0
A3	-33,5	0,0
S1	-32,4	0,0
S2	-34,5	0,0
S3	-27,3	0,0
O1	-42,0	0,0
O2	-46,1	0,0
O3	-43,0	0,0
N1	0,0	0,0
N2	0,0	0,0
N3	0,0	0,0
D1	0,0	12,2
D2	-7,1	0,0
D3	0,0	0,0
J1	0,0	0,0
J2	-4,2	0,0
J3	-17,6	0,0
F1	-27,1	0,0

gráfico	P	ETP Thornthwaite 1948	ETR
Tempo	mm		mm

F2	0,50	52,79	41,22
F3	45,50	36,51	36,51
M1	143,30	38,33	38,33
M2	1,50	44,81	36,65
M3	23,30	43,94	35,40
A1	36,00	36,25	36,13
A2	16,00	35,14	25,17
A3	0,00	40,61	14,50
M1	0,00	37,83	9,12
M2	5,00	35,41	10,20
M3	8,50	37,95	12,23
J1	0,00	25,83	2,48
J2	0,00	20,11	1,53
J3	0,00	26,01	1,58
J1	0,00	24,55	1,16
J2	0,00	27,56	1,00
J3	0,00	27,91	0,77
A1	0,00	24,38	0,52
A2	0,00	22,28	0,37
A3	0,00	33,91	0,43
S1	0,00	32,65	0,30
S2	0,00	34,72	0,23
S3	16,00	43,43	16,13
O1	8,80	50,99	8,94
O2	1,00	47,21	1,10
O3	10,30	53,37	10,36
N1	54,30	43,45	43,45
N2	62,00	40,86	40,86
N3	99,50	39,29	39,29
D1	63,80	43,95	43,95
D2	2,00	42,26	35,14
D3	63,00	41,45	41,45
J1	43,50	37,32	37,32
J2	17,25	42,55	38,40
J3	3,00	46,45	28,88
F1	2,75	46,80	19,70

Gráfico		
Tempo	CAD	ARM
F2	100,0	59,3
F3	100,0	68,3
M1	100,0	100,0
M2	100,0	64,9
M3	100,0	52,8
A1	100,0	52,6
A2	100,0	43,5

A3	100,0	29,0
M1	100,0	19,8
M2	100,0	14,6
M3	100,0	10,9
J1	100,0	8,4
J2	100,0	6,9
J3	100,0	5,3
J1	100,0	4,2
J2	100,0	3,2
J3	100,0	2,4
A1	100,0	1,9
A2	100,0	1,5
A3	100,0	1,1
S1	100,0	0,8
S2	100,0	0,5
S3	100,0	0,4
O1	100,0	0,3
O2	100,0	0,2
O3	100,0	0,1
N1	100,0	11,0
N2	100,0	32,1
N3	100,0	92,3
D1	100,0	100,0
D2	100,0	66,9
D3	100,0	88,4
J1	100,0	94,6
J2	100,0	73,4
J3	100,0	47,6
F1	100,0	30,6

(mm)	EXC	DEF	RET	REP
F2	0,0	-11,6	-40,7	0,0
F3	0,0	0,0	0,0	9,0
M1	73,2	0,0	0,0	31,7
M2	0,0	-8,2	-35,1	0,0
M3	0,0	-8,5	-12,1	0,0
A1	0,0	-0,1	-0,1	0,0
A2	0,0	-10,0	-9,2	0,0
A3	0,0	-26,1	-14,5	0,0
M1	0,0	-28,7	-9,1	0,0
M2	0,0	-25,2	-5,2	0,0
M3	0,0	-25,7	-3,7	0,0
J1	0,0	-23,3	-2,5	0,0
J2	0,0	-18,6	-1,5	0,0
J3	0,0	-24,4	-1,6	0,0

J1	0,0	-23,4	-1,2	0,0
J2	0,0	-26,6	-1,0	0,0
J3	0,0	-27,1	-0,8	0,0
A1	0,0	-23,9	-0,5	0,0
A2	0,0	-21,9	-0,4	0,0
A3	0,0	-33,5	-0,4	0,0
S1	0,0	-32,4	-0,3	0,0
S2	0,0	-34,5	-0,2	0,0
S3	0,0	-27,3	-0,1	0,0
O1	0,0	-42,0	-0,1	0,0
O2	0,0	-46,1	-0,1	0,0
O3	0,0	-43,0	-0,1	0,0
N1	0,0	0,0	0,0	10,8
N2	0,0	0,0	0,0	21,1
N3	0,0	0,0	0,0	60,2
D1	12,2	0,0	0,0	7,7
D2	0,0	-7,1	-33,1	0,0
D3	0,0	0,0	0,0	21,6
J1	0,0	0,0	0,0	6,2
J2	0,0	-4,2	-21,1	0,0
J3	0,0	-17,6	-25,9	0,0
F1	0,0	-27,1	-16,9	0,0

Balanço Hídrico Pedro Moura

Gráfico		
DECÊNDIOS	DEF(- 1)	EXC
F2	-11,8	0,0
F3	0,0	0,5
M1	0,0	90,2
M2	-8,5	0,0
M3	0,0	0,0
A1	0,0	23,0
A2	-1,3	0,0
A3	-12,3	0,0
M1	-20,0	0,0
M2	-23,9	0,0
M3	-29,4	0,0
J1	-21,6	0,0
J2	-17,5	0,0
J3	-23,3	0,0
J1	-22,6	0,0
J2	-25,9	0,0
J3	-26,6	0,0
A1	-23,5	0,0
A2	-21,6	0,0

A3	-33,2	0,0
S1	-32,1	0,0
S2	-34,3	0,0
S3	-33,9	0,0
O1	-42,8	0,0
O2	-40,6	0,0
O3	-46,3	0,0
N1	0,0	0,0
N2	0,0	0,0
N3	0,0	34,6
D1	0,0	62,0
D2	-1,7	0,0
D3	0,0	2,3
J1	-0,1	0,0
J2	-1,1	0,0
J3	-12,4	0,0
F1	-25,7	0,0

gráfico	P	ETP	ETR
Tempo	mm	Thornthwaite 1948	mm
F2	0,00	52,79	41,02
F3	78,00	36,51	36,51
M1	128,50	38,33	38,33
M2	0,50	44,81	36,29
M3	76,25	43,94	43,94
A1	62,75	36,25	36,25
A2	18,75	35,14	33,86
A3	0,00	40,61	28,33
M1	0,00	37,83	17,81
M2	0,00	35,41	11,55
M3	0,00	37,95	8,59
J1	0,00	25,83	4,23
J2	0,00	20,11	2,62
J3	0,00	26,01	2,69
J1	0,00	24,55	1,97
J2	0,00	27,56	1,71
J3	0,00	27,91	1,31
A1	0,00	24,38	0,88
A2	0,00	22,28	0,64
A3	0,00	33,91	0,73
S1	0,00	32,65	0,51
S2	0,00	34,72	0,38
S3	9,25	43,43	9,52
O1	8,00	50,99	8,23
O2	6,50	47,21	6,64

O3	7,00	53,37	7,11
N1	73,00	43,45	43,45
N2	101,50	40,86	40,86
N3	83,50	39,29	39,29
D1	106,00	43,95	43,95
D2	23,00	42,26	40,52
D3	61,25	41,45	41,45
J1	32,25	37,32	37,19
J2	31,25	42,55	41,41
J3	5,50	46,45	34,03
F1	0,00	46,80	21,07

Gráfico		
Tempo	CAD	ARM
F2	100,0	59,0
F3	100,0	100,0
M1	100,0	100,0
M2	100,0	64,2
M3	100,0	96,5
A1	100,0	100,0
A2	100,0	84,9
A3	100,0	56,6
M1	100,0	38,7
M2	100,0	27,2
M3	100,0	18,6
J1	100,0	14,4
J2	100,0	11,8
J3	100,0	9,1
J1	100,0	7,1
J2	100,0	5,4
J3	100,0	4,1
A1	100,0	3,2
A2	100,0	2,6
A3	100,0	1,8
S1	100,0	1,3
S2	100,0	0,9
S3	100,0	0,7
O1	100,0	0,4
O2	100,0	0,3
O3	100,0	0,2
N1	100,0	29,7
N2	100,0	90,4
N3	100,0	100,0
D1	100,0	100,0
D2	100,0	82,5
D3	100,0	100,0

J1	100,0	95,1
J2	100,0	84,9
J3	100,0	56,4
F1	100,0	35,3

(mm)	EXC	DEF	RET	REP
F2	0,0	-11,8	-41,0	0,0
F3	0,5	0,0	0,0	41,0
M1	90,2	0,0	0,0	0,0
M2	0,0	-8,5	-35,8	0,0
M3	0,0	0,0	0,0	32,3
A1	23,0	0,0	0,0	3,5
A2	0,0	-1,3	-15,1	0,0
A3	0,0	-12,3	-28,3	0,0
M1	0,0	-20,0	-17,8	0,0
M2	0,0	-23,9	-11,6	0,0
M3	0,0	-29,4	-8,6	0,0
J1	0,0	-21,6	-4,2	0,0
J2	0,0	-17,5	-2,6	0,0
J3	0,0	-23,3	-2,7	0,0
J1	0,0	-22,6	-2,0	0,0
J2	0,0	-25,9	-1,7	0,0
J3	0,0	-26,6	-1,3	0,0
A1	0,0	-23,5	-0,9	0,0
A2	0,0	-21,6	-0,6	0,0
A3	0,0	-33,2	-0,7	0,0
S1	0,0	-32,1	-0,5	0,0
S2	0,0	-34,3	-0,4	0,0
S3	0,0	-33,9	-0,3	0,0
O1	0,0	-42,8	-0,2	0,0
O2	0,0	-40,6	-0,1	0,0
O3	0,0	-46,3	-0,1	0,0
N1	0,0	0,0	0,0	29,5
N2	0,0	0,0	0,0	60,6
N3	34,6	0,0	0,0	9,6
D1	62,0	0,0	0,0	0,0
D2	0,0	-1,7	-17,5	0,0
D3	2,3	0,0	0,0	17,5
J1	0,0	-0,1	-4,9	0,0
J2	0,0	-1,1	-10,2	0,0
J3	0,0	-12,4	-28,5	0,0
F1	0,0	-25,7	-21,1	0,0

ANEXO 2 – BALANÇO HÍDRICO DECENDIAL REDUZIDO

Balanço Hídrico Reduzido.

Balanço Hídrico Santana

Gráfico	DEF(- DECÊNDIOS 1)	EXC
F2	-11,6	0,0
F3	0,0	0,0
M1	0,0	73,2
M2	-8,2	0,0
M3	-8,6	0,0
A1	-0,1	0,0
A2	-10,0	0,0
A3	-26,1	0,0
M1	-28,7	0,0
M2	-25,2	0,0
M3	-25,7	0,0
J1	-23,3	0,0
J2	-18,6	0,0
J3	-24,4	0,0
J1	-23,4	0,0
J2	-26,6	0,0
J3	-27,1	0,0
A1	-23,9	0,0
A2	-21,9	0,0
A3	-33,5	0,0
S1	-32,4	0,0
S2	-34,5	0,0
S3	-27,3	0,0
O1	-42,1	0,0
O2	-46,1	0,0
O3	-43,1	0,0
N1	0,0	0,0
N2	0,0	0,0
N3	0,0	0,0
D1	0,0	12,2
D2	-7,1	0,0
D3	0,0	0,0
J1	0,0	0,0

gráfico	P	ETP Thornthwaite 1948	ETR
Tempo	mm		mm
F2	0,50	52,79	41,22
F3	45,50	36,51	36,51
M1	143,25	38,33	38,33
M2	1,50	44,81	36,65

M3	23,25	43,94	35,37
A1	36,00	36,25	36,13
A2	16,00	35,14	25,16
A3	0,00	40,61	14,50
M1	0,00	37,83	9,11
M2	5,00	35,41	10,20
M3	8,50	37,95	12,23
J1	0,00	25,83	2,48
J2	0,00	20,11	1,53
J3	0,00	26,01	1,58
J1	0,00	24,55	1,16
J2	0,00	27,56	1,00
J3	0,00	27,91	0,77
A1	0,00	24,38	0,52
A2	0,00	22,28	0,37
A3	0,00	33,91	0,43
S1	0,00	32,65	0,30
S2	0,00	34,72	0,23
S3	16,00	43,43	16,13
O1	8,75	50,99	8,89
O2	1,00	47,21	1,10
O3	10,25	53,37	10,31
N1	54,25	43,45	43,45
N2	62,00	40,86	40,86
N3	99,50	39,29	39,29
D1	63,75	43,95	43,95
D2	2,00	42,26	35,14
D3	63,00	40,84	40,84
J1	43,50	31,96	31,96

Gráfico

Tempo	CAD	ARM
F2	100,0	59,3
F3	100,0	68,3
M1	100,0	100,0
M2	100,0	64,9
M3	100,0	52,7
A1	100,0	52,6
A2	100,0	43,4
A3	100,0	28,9
M1	100,0	19,8
M2	100,0	14,6
M3	100,0	10,9
J1	100,0	8,4
J2	100,0	6,9
J3	100,0	5,3
J1	100,0	4,2

J2	100,0	3,2
J3	100,0	2,4
A1	100,0	1,9
A2	100,0	1,5
A3	100,0	1,1
S1	100,0	0,8
S2	100,0	0,5
S3	100,0	0,4
O1	100,0	0,3
O2	100,0	0,2
O3	100,0	0,1
N1	100,0	10,9
N2	100,0	32,1
N3	100,0	92,3
D1	100,0	100,0
D2	100,0	66,9
D3	100,0	89,0
J1	100,0	100,0

(mm)	EXC	DEF	RET	REP
F2	0,0	-11,6	-40,7	0,0
F3	0,0	0,0	0,0	9,0
M1	73,2	0,0	0,0	31,7
M2	0,0	-8,2	-35,1	0,0
M3	0,0	-8,6	-12,1	0,0
A1	0,0	-0,1	-0,1	0,0
A2	0,0	-10,0	-9,2	0,0
A3	0,0	-26,1	-14,5	0,0
M1	0,0	-28,7	-9,1	0,0
M2	0,0	-25,2	-5,2	0,0
M3	0,0	-25,7	-3,7	0,0
J1	0,0	-23,3	-2,5	0,0
J2	0,0	-18,6	-1,5	0,0
J3	0,0	-24,4	-1,6	0,0
J1	0,0	-23,4	-1,2	0,0
J2	0,0	-26,6	-1,0	0,0
J3	0,0	-27,1	-0,8	0,0
A1	0,0	-23,9	-0,5	0,0
A2	0,0	-21,9	-0,4	0,0
A3	0,0	-33,5	-0,4	0,0
S1	0,0	-32,4	-0,3	0,0
S2	0,0	-34,5	-0,2	0,0
S3	0,0	-27,3	-0,1	0,0
O1	0,0	-42,1	-0,1	0,0
O2	0,0	-46,1	-0,1	0,0
O3	0,0	-43,1	-0,1	0,0

N1	0,0	0,0	0,0	10,8
N2	0,0	0,0	0,0	21,1
N3	0,0	0,0	0,0	60,2
D1	12,2	0,0	0,0	7,7
D2	0,0	-7,1	-33,1	0,0
D3	0,0	0,0	0,0	22,2
J1	0,0	0,0	0,0	11,0

Balanço Hídrico Pedro Moura

Gráfico		
DECÊNDIOS	DEF(- 1)	EXC
F2	-11,8	0,0
F3	0,0	0,5
M1	0,0	90,2
M2	-8,5	0,0
M3	0,0	0,0
A1	0,0	23,0
A2	-1,3	0,0
A3	-12,3	0,0
M1	-20,0	0,0
M2	-23,9	0,0
M3	-29,4	0,0
J1	-21,6	0,0
J2	-17,5	0,0
J3	-23,3	0,0
J1	-22,6	0,0
J2	-25,9	0,0
J3	-26,6	0,0
A1	-23,5	0,0
A2	-21,6	0,0
A3	-33,2	0,0
S1	-32,1	0,0
S2	-34,3	0,0
S3	-33,9	0,0
O1	-42,8	0,0

gráfico	P	ETP Thornthwaite	ETR
Tempo	mm	1948	mm
F2	0,00	52,79	41,02
F3	78,00	36,51	36,51
M1	128,50	38,33	38,33
M2	0,50	44,81	36,29
M3	76,25	43,94	43,94
A1	62,75	36,25	36,25

A2	18,75	35,14	33,86
A3	0,00	40,61	28,33
M1	0,00	37,83	17,81
M2	0,00	35,41	11,55
M3	0,00	37,95	8,59
J1	0,00	25,83	4,23
J2	0,00	20,11	2,62
J3	0,00	26,01	2,69
J1	0,00	24,55	1,97
J2	0,00	27,56	1,71
J3	0,00	27,91	1,31
A1	0,00	24,38	0,88
A2	0,00	22,28	0,64
A3	0,00	33,91	0,73
S1	0,00	32,65	0,51
S2	0,00	34,72	0,38
S3	9,25	43,43	9,52
O1	8,00	50,99	8,23

Gráfico		
Tempo	CAD	ARM
F2	100,0	59,0
F3	100,0	100,0
M1	100,0	100,0
M2	100,0	64,2
M3	100,0	96,5
A1	100,0	100,0
A2	100,0	84,9
A3	100,0	56,6
M1	100,0	38,7
M2	100,0	27,2
M3	100,0	18,6
J1	100,0	14,4
J2	100,0	11,8
J3	100,0	9,1
J1	100,0	7,1
J2	100,0	5,4
J3	100,0	4,1
A1	100,0	3,2
A2	100,0	2,6
A3	100,0	1,8
S1	100,0	1,3
S2	100,0	0,9
S3	100,0	0,7
O1	100,0	0,4

(mm)	EXC	DEF	RET	REP
F2	0,0	-11,8	-41,0	0,0
F3	0,5	0,0	0,0	41,0
M1	90,2	0,0	0,0	0,0
M2	0,0	-8,5	-35,8	0,0
M3	0,0	0,0	0,0	32,3
A1	23,0	0,0	0,0	3,5
A2	0,0	-1,3	-15,1	0,0
A3	0,0	-12,3	-28,3	0,0
M1	0,0	-20,0	-17,8	0,0
M2	0,0	-23,9	-11,6	0,0
M3	0,0	-29,4	-8,6	0,0
J1	0,0	-21,6	-4,2	0,0
J2	0,0	-17,5	-2,6	0,0
J3	0,0	-23,3	-2,7	0,0
J1	0,0	-22,6	-2,0	0,0
J2	0,0	-25,9	-1,7	0,0
J3	0,0	-26,6	-1,3	0,0
A1	0,0	-23,5	-0,9	0,0
A2	0,0	-21,6	-0,6	0,0
A3	0,0	-33,2	-0,7	0,0
S1	0,0	-32,1	-0,5	0,0
S2	0,0	-34,3	-0,4	0,0
S3	0,0	-33,9	-0,3	0,0
O1	0,0	-42,8	-0,2	0,0

ANEXO 3 – RECARGA ATRAVÉS DO ΔH

SANTANA: Acréscimo de água para valores diários (cm)

Coluna d'água SANTANA

5,466576	
6,06875	
6,072917	
4,845833	
5,083333	
4,775	
4,822917	
5,56875	
4,9875	
4,489583	
3,979167	
3,229167	
2,10625	
2,604167	
2,945833	
2,120833	
-43,5833	-43,58333
-43,3333	-43,33333
-8,75625	-8,75625
-0,59583	-0,595833
-31,6042	-31,60417
-6,25208	-6,252083
0,183333	
0,197917	
-0,02917	-0,029167
-0,10208	-0,102083
2,43125	
0,910417	
1,797917	
2,5625	
0,685417	
1,74375	
1,320833	
1,633333	
1,739583	
2,3875	
1,875	
3,0875	
-7,29167	-7,291667
1,872917	
3,127083	

1,810417	
1,88125	
1,64375	
0,9875	
2,004167	
1,320833	
1,370833	
-0,80417	-0,804167
-1,12708	-1,127083
1,43125	
-4,56875	-4,56875
5,027083	
1,172917	
-7,72917	-7,729167
5,510417	
3,391667	
1,7625	
2,689583	
2,558333	
1,964583	
1,172917	
0,654167	
1,1125	
2,002083	
-1,98333	-1,983333
-2,81667	-2,816667
2,633333	
1,791667	
1,239583	
-0,93958	-0,939583
3,752083	
3,6375	
2,235417	
1,825	
1,733333	
1,65	
1,41875	
2,164583	
1,964583	
3,120833	
2,883333	
3,2375	
3,414583	
2,677083	
1,86875	
2,29375	

1,891667
1,708333
0,114583
1,133333
0,702083
0,945833
1,527083
1,49375
1,854167
2,466667
2,116667
2,058333
2,022917
2,70625
1,820833
0,379167
0,272917
2,329167
2,616667
2,870833
2,789583
3,36875
3,64375
3,2
4,725
4,810417
2,995833
2,508333
3,141667
3,041667
2,616667
3,914583
3,1875
2,572917
3,083333
3,5625
2,645833
2,352083
1,341667
2,510417
2,266667
1,575
1,33125
2,510417
2,822917
2,083333

1,95625
2,575
1,91875
2,577083
1,695833
2,11875
1,71875
1,539583
1,11875
1,564583
1,254167
1,458333
1,602083
0,977083
1,335417
1,308333
1,477083
1,88125
0,277083
1,766667
1,45
1,7625
2,054167
1,285417
1,135417
1,160417
0,73125
1,427083
1,33125
1,008333
0,7125
1,177083
0,991667
1,70625
0,55625
0,604167
0,441667
0,5375
1,477083
0,86875
0,95
1,091667
0,616667
0,977083
1,73125
1,10625

1,691667	
1,139583	
1,385417	
1,383333	
0,220833	
0,395833	
0,835417	
1,8	
1,558333	
1,289583	
0,85	
1,127083	
0,997917	
0,65	
0,858333	
0,65625	
0,816667	
0,733333	
0,68125	
0,870833	
1,472917	
1,002083	
1,1875	
1,185417	
0,472917	
1,141667	
0,90625	
1,272917	
1,045833	
0,508333	
0,9125	
1,329167	
0,979167	
0,604167	
0,70625	
0,889583	
0,8	
0,752083	
1,004167	
0,939583	
1,316667	
1,020833	
1,104167	
1,15	
-4,36667	-4,36667
-2,49375	-2,49375

3,004167	
4,439583	
-0,05208	-0,052083
0,008333	
0,61875	
0,614583	
0,53125	
1,16875	
1,320833	
1,4625	
0,835417	
1,095833	
1,19375	
1,385417	
0,5125	
1,2125	
1,108333	
1,189583	
1,016667	
1,222917	
1,516667	
0,73125	
1,408333	
1,204167	
0,66875	
1,245833	
1,23125	
1,066667	
1,1875	
1,283333	
1,825	
0,952083	
0,579167	
1,0625	
1,347917	
1,714583	
1,75625	
1,427083	
0,65625	
0,933333	
0,775	
0,560417	
0,045833	
0,920833	
0,554167	
0,26875	

0,720833	
1,025	
1,072917	
1,191667	
0,635417	
0,316667	
0,589583	
0,1375	
-0,24792	-0,247917
0,047917	
-0,475	-0,475
-0,5	-0,5
0,479167	
1,14375	
0,158333	
0,725	
1,097917	
-0,29792	-0,297917
0,385417	
-0,08542	-0,085417
-0,39167	-0,391667
-0,88542	-0,885417
-0,38542	-0,385417
-0,6625	-0,6625
-0,675	-0,675
-70,0896	-70,08958
-19,2292	-19,22917
4,66875	
7,339583	
6,322917	
4,604167	
3,639583	
2,416667	
2,045833	
1,86875	
1,71875	
2,016667	
1,914583	
0,677083	
0,747917	
1,789583	
1,429167	
0,585417	
1,125	
0,820833	
1,422917	

0,739583	
0,541667	
0,135417	
0,9	
-0,15417	-0,154167
0,002083	
0,172917	
-0,27292	-0,272917
-0,02083	-0,020833
-15,8	
-45,7854	-45,78542
-0,06667	-0,066667
3,45	
3,3125	
2,49375	
2,429167	
4,533333	
1,285417	
4,018175	
297,3172	
	-308,6542

PEDRO MOURA: Acréscimo de água para valores diários (cm)

Coluna d'água PEDRO MOURA	Acréscimo de água
4,857638889	
4,266666667	
3,63125	
4,510416667	
6,2625	
4,354166667	
3,920833333	
8,96875	
10,81875	
7,8	
6,572916667	
5,625	
5,645833333	
9,877083333	
9,729166667	
8,529166667	
-127,2125	-127,213
-101,875	-101,875

-16,9375	-16,9375
-6,735416667	-6,73542
-0,095833333	-0,09583
-17	-17
-6,189583333	-6,18958
1,641666667	
5,239583333	
2,741666667	
2,835416667	
2,264583333	
2,86875	
3,422916667	
2,25	
1,539583333	
3,30625	
4,195833333	
3,591666667	
0,614583333	
5,366666667	
2,229166667	
4,504166667	
-8,729166667	-8,72917
-16,91875	-16,9188
-5,560416667	-5,56042
1,352083333	
1,902083333	
2,83125	
6,425	
3,9	
2,216666667	
-0,004166667	-0,00417
0,758333333	
1,435416667	
-12,56875	-12,5688
-3,860416667	-3,86042
3,38125	
4,277083333	
-1,791666667	-1,79167
-3,510416667	-3,51042
0,558333333	
1,554166667	
3,10625	
3,120833333	
1,922916667	
0,964583333	
2,029166667	

2,070833333	
1,60625	
1,245833333	
0,975	
1,570833333	
2,145833333	
2,09375	
4,914583333	
3,439583333	
4,429166667	
2,797916667	
3,741666667	
2,170833333	
2,9	
1,564583333	
1,08125	
3,110416667	
1,329166667	
0,529166667	
3,904166667	
3,414583333	
2,510416667	
0,785416667	
1,522916667	
3,016666667	
-3,354166667	-3,35417
-3,96875	-3,96875
4,008333333	
2,535416667	
1,425	
1,69375	
2,827083333	
2,375	
0,508333333	
2,304166667	
3,1	
3,502083333	
3,810416667	
3,4875	
4,670833333	
3,460416667	
5,433333333	
4,241666667	
3,35	
3,58125	
3,327083333	

3,352083333
3,304166667
 3,5375
4,185416667
4,120833333
1,570833333
3,933333333
 3,8125
3,283333333
3,664583333
4,104166667
3,072916667
1,208333333
 10,4375
11,583333333
14,539583333
5,445833333
6,572916667
 6,35
6,054166667
8,122916667
13,01041667
10,55208333
 11,9375
11,539583333
11,17916667
9,647916667
9,202083333
 9,9875
9,222916667
 9,96875
 10,95625
9,389583333
 8,23125
 9,025
10,60416667
6,352083333
5,789583333
7,647916667
4,870833333
4,997916667
5,589583333
 5,44375
5,495833333
5,679166667
6,095833333

5,36666667

5,889583333

5,864583333

5,952083333

4,60625

4,989583333

4,977083333

5,633333333

4,691666667

4,15625

4,470833333

4,352083333

3,785416667

3,479166667

2,7125

3,225

3,227083333

3,597916667

3,616666667

0,0175

-336,313