



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

Programa de Pós-Graduação em Geografia
Área de Concentração Geografia e Gestão do Território



“A CONTRIBUIÇÃO DOS SOLOS ORIGINADOS SOBRE GRANITOS E ROCHAS ALCALINAS NA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA, NA RECARGA DO LENÇOL FREÁTICO E NA SUSCETIBILIDADE EROSIVA – UM ESTUDO DE CASO NA ALTA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOS BOIS EM IPORÁ-GO”.

AUTOR: FLÁVIO ALVES DE SOUSA

UBERLÂNDIA/MG
2013

FLÁVIO ALVES DE SOUSA

***“A CONTRIBUIÇÃO DOS SOLOS ORIGINADOS SOBRE GRANITOS
E ROCHAS ALCALINAS NA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA, NA
RECARGA DO LENÇOL FREÁTICO E NA SUSCETIBILIDADE
EROSIVA – UM ESTUDO DE CASO NA ALTA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO DOS BOIS EM IPORÁ-GO”.***

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Geografia.

Área de concentração: Geografia e Gestão do território

Orientador: Prof. Dr. Sílvio Carlos Rodrigues

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

S725c Sousa, Flávio Alves de.

A contribuição dos solos originados sobre granitos e rochas alcalinas na condutividade hidráulica, na recarga do lençol freático e na suscetibilidade erosiva: um estudo de caso na alta bacia hidrográfica do rio dos bois em Iporá- GO [manuscrito] / Flávio Alves de Sousa – 2013.

207f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Sílvio Carlos Rodrigues.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, 2013.

Bibliografia.

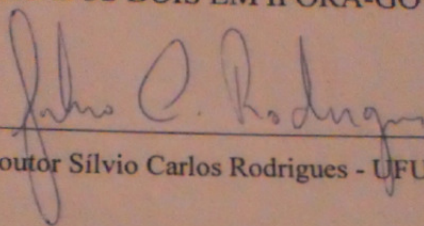
1. Condutividade. 2. Sub-bacia hidrográfica. 3. Aquífero.
Solos – Infiltração. I. Rodrigues, Sílvio Carlos. II. Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia,. III. Título.

CDU: 631.4

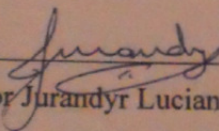
UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
Programa de Pós-Graduação em Geografia

FLÁVIO ALVES DE SOUSA

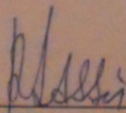
"A CONTRIBUIÇÃO DOS SOLOS ORIGINADOS SOBRE GRANITOS
E ROCHAS ALCALINAS NA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA, NA
RECARGA DO LENÇOL FREÁTICO E NA SUCETIBILIDADE
EROSIVA - UM ESTUDO DE CASO NA ALTA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO DOS BOIS EM IPORÁ-GO".



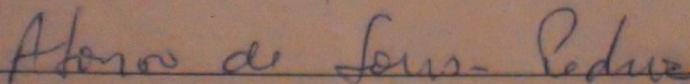
Prof. Doutor Sílvio Carlos Rodrigues - UFU



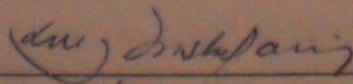
Prof. Doutor Jurandyr Luciano Sanches Ross - USP-SP



Professor Doutor Renato Lara de Assis - IFGO



Prof. Doutor António de Sousa Pedrosa - UFU



Prof. Doutor Luiz Nishiyama - UFU

Data: 10 / 04 de 2013

Resultado: aprovado

DEDICATÓRIA

À Dona Guilhermina, mãe dedicada e fonte de força de viver;
Ao meu pai Leordino (*in memorian*), ele gostaria de ver isso;
À Simone, esposa e inspiração;
Ao filho Flávio Augusto

AGRADECIMENTOS

Crendo que não vivemos por nós e para nós mesmos, agradeço a Deus por ter me concedido mais este momento de conquista;

Agradeço ao meu orientador Professor Dr. Sílvio Carlos Rodrigues, por aceitar me orientar, pela confiança, e pelas contribuições que me deu ao longo dessa jornada;

Ao Professor Pós-Doutor Renato Lara Assis, pela parceria na montagem dos aparatos para análise das amostras de solos, pelo auxílio nas coletas, e pelas contribuições diversas.

Aos professores Doutores, Vanderlei, Washington Assunção e Antônio Pedrosa (UFU), pelas importantes contribuições por ocasião da defesa do projeto e da qualificação;

Ao Professor Valdir Specian da UEG de Iporá, pelo auxílio nos trabalhos burocráticos de minha responsabilidade, enquanto eu terminava este trabalho, e pelas ajudas no campo.

À Diretora da UEG – Unidade Universitária de Iporá, Marilda de Lima Oliveira Ferreira pela compreensão de minhas faltas em algumas reuniões de trabalho, e pelo auxílio na aquisição de alguns equipamentos indispensáveis para a pesquisa.

Ao ex-coordenador do curso de Geografia da UEG-Iporá, Divino José Lemes de Oliveira, pela compreensão na reposição de aulas em outros momentos.

Aos alunos da UEG de Iporá: Everlan Santos, Daiane Ferreira, Cleverson Araújo e Aline Varanda, pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Ao aluno Ruan Carlos Sousa Paiva do IF Goiano de Iporá pelo dedicado auxílio no trabalho de análise dos solos.

A todos os professores do Programa de Pós-graduação do IG da UFU, com os quais tive aulas, pela contribuição no incremento do conhecimento geográfico;

Em especial ao Sr. Júnior e sua esposa Leila, pela inestimável contribuição, permitindo que a maior parte dos experimentos de campo pudesse ser realizada em sua fazenda, sempre contribuindo com o que fosse necessário.

A todos aqueles a quem não citei os nomes e que de maneira direta ou indireta me auxiliaram na realização de mais este empreendimento.

A todos, os meus mais sinceros agradecimentos.

EPÍGRAFE

“Busque agir para o bem, enquanto você dispõe de tempo. É perigoso guardar uma cabeça cheia de sonhos, com as mãos desocupadas” (Chico Xavier).

RESUMO

Fez parte do estudo, a análise dos solos nos quesitos textura, densidade, porosidade e resistência do solo à penetração, pois estas propriedades dos solos interferem na capacidade de infiltração e suscetibilidade erosiva. O estudo avaliou a variação do lençol freático utilizando-se de dois poços de monitoramento. Outros itens foram avaliados e analisados, como o Balanço Hídrico Climatológico, que necessitou de dados de precipitação e temperatura dos anos decorridos na pesquisa, ou seja, 2010 a 2012; avaliação da erodibilidade dos solos através da Equação Universal de Perda de Solos por Erosão Laminar (USLE); avaliação e análise de fatores morfométricos da bacia. Outros parâmetros físicos acessórios foram realizados como forma de integração e compreensão da dinâmica da água na bacia, entre eles, as classes de declividades presentes na área, o tipo de relevo, o uso e ocupação das terras. A bacia hidrográfica utilizada neste estudo tem uma área de 10 km² e está situada na região norte do município de Iporá, na divisa com o município de Diorama, na região oeste do estado de Goiás. Predomina na bacia o relevo suave ondulado, a declividade predominante está entre 0 e 6%. A perda de solos por erosão é inferior a 2 *ton.ha.ano* na maior parte da bacia. As chuvas são concentradas entre os meses de setembro a março, com um período menos chuvoso de abril a agosto. O potencial erosivo das chuvas é de 997 *ton.ha.Mj.mm*. A condutividade hidráulica média dos solos é de 10⁻⁵ tanto em superfície como em profundidade. A textura dos solos utilizados para os testes de infiltração variou de argilosa a muito argilosa, a densidade nos solos sobre granito foi ligeiramente superior a dos solos sobre rochas alcalinas. A porosidade total é ligeiramente maior nos solos desenvolvidos em rochas alcalinas, mas quando analisada estatisticamente, ambas são iguais, ocorrendo o mesmo com a resistência do solo à penetração, que ficou abaixo de 2500 kPa, que é a faixa limite para impedimento ao crescimento das raízes. A capacidade de infiltração média para todos os solos analisados foi de 10⁻⁵ m/s, ou seja, valor alto a moderado tanto para a infiltração superficial, quanto para a infiltração em profundidade. A área de contribuição para recarga do lençol freático é de 26% da bacia onde predominam solos bem desenvolvidos, de textura predominantemente argilosa. Predomina na bacia um aquífero freático com boa capacidade de armazenamento e fornecimento.

Palavras-chave: condutividade, solos, infiltração, aquífero.

ABSTRACT

A part of the study was the analysis of soils which refers to texture, moisture, density, porosity and penetration resistance, as these soils properties influence the infiltration capacity and erosive susceptibility. The study evaluated the variation in water table using two monitoring wells. Other items were evaluated and analyzed, such as the climatological water balance, which required temperature and precipitation data from 2010 to 2012; assessment of soil erodibility by Universal Soil Loss by Laminar Erosion Equation (USLE); evaluation and some morphometric analysis factors of the basin, such as maximum and minimum height, massiveness orographic coefficient, superficial extension length, drainage density, level of rugosity, maintenance coefficient and average declivity. Other physical parameters were evaluated to integrate and comprehend the dynamic of water in the basin; among them the declivity classes in the area, the type of relief and the use and occupation of land can be mentioned. The hydrographic basin used in this study has an area of 10 km² and is situated in the Northern area of Iporá which borders with the municipality of Diorama on the West of Goiás State. In the basin predominates soft wavy relief, the predominant declivity is between 0 and 6%. The loss of soil by erosion is less than 2 ton.ha.year in most part of the basin. Rainfall is concentrated between the months of September and March, with a dry season from April to August. The rainfall erosive capacity is of 997 ton.ha.Mj.mm. The average hydraulic conductivity of the soil is 10⁻⁵ m/s both in surface and in depth. The texture of soils used for the infiltration varied from loamy to very loamy, the density in the soils on granite was superior lightly the one of the soils on alkaline rocks. The total porosity is lightly larger in the soils developed in alkaline rocks, but when statisticment analyzed, both are same, happening the same with the resistance of the soil to the penetration, that was below 2500 kPa, that is the strip limits for impediment to the growth of the roots. The capacity of medium infiltration for all the analyzed soils was of 10⁻⁵ m/s, in other words, high value the moderate so much for the superficial infiltration, as for the infiltration in depth. The contribution area for recharge of the water table is 26% of the basin where soils prevail well developed, of texture predominantly loamy. It prevails in the basin an water table with good storage capacity and supply.

Words-key: conductivity, soils, infiltration, acquifer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de Localização da área de estudo.....	26
Figura 2. Esquema de um aquífero confinado.....	44
Figura 3. Esquema do experimento de Darcy	46
Figura 4. Esquema de infiltração de água na zona subsaturada e saturada.....	53
Figura 5. Fluxograma metodológico	68
Figura 6. Poço de observação piezométrica	79
Figura 7. Piezômetro	80
Figura 8. Ilustração esquemática do método dos anéis concêntricos	82
Figura 9. Modelo de anéis concêntricos	82
Figura 10. Ilustração do método <i>open end hole</i>	83
Figura 11. Medindo a altura da água no sistema open end hole	83
Figura 12. Retirada de amostra de solo deformada	86
Figura 13. Amostras indeformadas com anéis volumétricos	86
Figura 14. Instrumentos para coleta de amostras de solos	87
Figura 15. Penetrógrafo eletrônico e GPS acoplado	88
Figura 16. Modelo de pirâmide textural	90
Figura 17. Cerrado alterado em Neossolo Litólico	112
Figura 18. Remanescente de Floresta Estacional Semidecidual.....	113
Figura 19. Bacias Hidrográficas em Goiás	116
Figura 20. Mapa Geológico	119
Figura 21. Área de contato entre granitos e rochas alcalinas.....	120
Figura 22. Rochosidade em vertente granítica	121
Figura 23. Mapa Geomorfológico	122

Figura 24. Mapa de declividades.....	124
Figura 25. Mapa Hipsométrico.....	125
Figura 26. Perfil topográfico.....	126
Figura 27. Curva Hipsométrica.....	128
Figura 28. Visão panorâmica do relevo da bacia.....	130
Figura 29. Mapa de uso do solo	131
Figura 30. Mapa Morfopedológico	135
Figura 31. Mapa de comprimento de Rampa	137
Figura 32. Mapa de erodibilidade dos solos	139
Figura 33. Mapa do Fator topográfico (LS)	141
Figura 34. Mapa de potencial natural à erosão laminar.....	142
Figura 35. Mapa de perdas de solo por erosão laminar	145
Figura 36. Perfil do Argissolo - Granito.....	149
Figura 37. Perfil de Cambissolo - Granito.....	151
Figura 38. Estrutura concrecionária no Neossolo Litólico - Granito.....	152
Figura 39. Perfil do Neossolo Litólico (Granito)	152
Figura 40. Amostra de Latossolo (Granito).....	154
Figura 41. Perfil parcial do Latossolo - Alcalinas	155
Figura 42. Perfil do Cambissolo - Alcalinas	157
Figura 43. Neossolo Litólico – Alcalinas	158
Figura 44. Curva da condutividade hidráulica no Argissolo.....	170
Figura 45. Curva de condutividade hidráulica do Latossolo - Granito	172
Figura 46. Curva de condutividade hidráulica do Latossolo - Alcalinas.....	173
Figura 47. Curva de condutividade hidráulica do Cambissolo - alcalinas.....	175
Figura 48. Representação do índice pluviométrico entre 2010 a 2012.....	184

Figura 49. Comportamento edáfico dos solos ao longo do ano	187
Figura 50. Relação precipitação/ ETP/ETR em Iporá-GO	187
Figura 51. Variação do nível freático	191
Figura 52. Relação nível freático/chuva/água no solo	192

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Características texturais dos solos na definição da erodibilidade (K)	39
Quadro 2. Fatores de conversão para cada tipo de uso da terra (C)	40
Quadro 3. Valores de C conforme tipo de uso da terra	40
Quadro 4. Valor do fator P conforme a prática conservacionista.....	40
Quadro 5. Classificação do índice de rugosidade (Ir) e forma de relevo	59
Quadro 6. Classificação dos valores de Densidade de Drenagem (Dd).....	59
Quadro 7. Classificação dos valores de Extensão do percurso superficial (Eps)	60
Quadro 8. Distribuição e nº de ensaios de infiltração na área de estudo	85
Quadro 9. Classificação da porosidade e índice de vazios dos solos	91
Quadro 10. Grau de saturação dos solos.....	92
Quadro 11. Classes de solos e valores de erodibilidade.....	97
Quadro 12. Valores de C conforme o tipo de uso da terra	97
Quadro 13. Categorias e índices de potencial à erosão	98
Quadro 14. Resumo das características geomorfológicas de Iporá-GO	108
Quadro 15. Valores médios de alguns elementos do clima no Oeste de Goiás.....	115
Quadro 16. Tipo de relevo e área ocupada na alta bacia do Rio dos Bois.....	122
Quadro 17. Área ocupada pelas classes de declividades	123
Quadro 18. Área das classes de altitude na alta bacia do Rio dos Bois.....	126
Quadro 19. Resumos dos fatores morfométricos da alta bacia do Rio dos Bois. .	130
Quadro 20. Tipo de ocupação do solo e área	132
Quadro 21. Classes de solos e área ocupada.....	134
Quadro 22. Erosividade das chuvas em Iporá-GO	136
Quadro 23. Área ocupada pelas classes de comprimento de rampa (L).....	138

Quadro 24. Área ocupada pelas classes de potencial erosivo dos solos (K)	140
Quadro 25. Área ocupada pelas classes de fator topográfico (LS)	141
Quadro 26. Classes de PNE e área ocupada.....	143
Quadro 27. Perda de solos por erosão laminar (A)	146
Quadro 28. Associação relevo/declividade/erosão.....	146
Quadro 29. Análise textural conforme a classe de solo.....	158
Quadro 30. Resistência do Argissolo à penetração (RP)	160
Quadro 31. Resistência do solo à penetração (Cambissolo – Granito)	161
Quadro 32. Relação profundidade (RP) (Latossolo – Granito)	161
Quadro 33. Resistência do solo à penetração (RP) (Latossolo – Alcalinas)	162
Quadro 34. Resistência do solo à penetração (RP) (Cambissolo – Alcalinas)	162
Quadro 35. Resistência dos solos à penetração (RP).....	163
Quadro 36. Relação solo/profundidade e umidade (Argissolo)	164
Quadro 37. Relação solo/profundidade/umidade (Cambissolo – Granito).....	165
Quadro 38. Relação solo/profundidade/umidade (Latossolo – Granito)	165
Quadro 39. Relação solo/profundidade/umidade (Latossolo – Alcalinas)	165
Quadro 40. Relação solo/profundidade/umidade (Cambissolo – Alcalinas)	166
Quadro 41. Relação solo/profundidade/umidade (Neossolo Litólico – Alcalinas) ..	166
Quadro 42. Densidade dos solos	169
Quadro 43. Síntese das propriedades físicas dos solos.....	177
Quadro 44. Dados-base para cálculo de t (argila/areia)	178
Quadro 45. Dados-base para cálculo de t (umidade)	179
Quadro 46. Dados-base para cálculo de t (densidade)	180
Quadro 47. Dados-base para cálculo de t (porosidade total)	180
Quadro 48. Dados-base para cálculo de t (RP).....	181

Quadro 49. Influência dos parâmetros físicos dos solos na k_v	181
Quadro 50. Volumes de chuva em Iporá-GO (2010 – 2012)	185
Quadro 51. Temperaturas médias mensais em Iporá-GO (2010 – 2012)	185
Quadro 52. Resumo do Balanço Hídrico	186
Quadro 53. Descrição das medidas do nível freático	188
Quadro 54. Referências para cálculo das reservas do lençol freático	193
Quadro 55. Síntese das principais variáveis físicas analisadas na bacia	194

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores de magnitude da condutividade hidráulica dos solos (K_v)	85
Tabela 2. Valores de referência para RP	88
Tabela 3. Valores de referência para densidade dos solos	91
Tabela 4. Condutividade hidráulica em profundidade no Argissolo	171
Tabela 5. Condutividade hidráulica em profundidade no Latossolo - Granito	172
Tabela 6. Condutividade hidráulica em profundidade no Latossolo - Alcalinas	174
Tabela 7. Condutividade hidráulica em profundidade no Cambissolo - Alcalinas ...	175
Tabela 8. Relação textura densidade dos solos	180
Tabela 9. Valores de K_v nos Regolitos do Distrito Federal.	190

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABGE	Associação Brasileira de Geologia de Engenharia
ACW	Aquífero Cristalino Oeste
AGWT	American Ground Water Trust
ANA	Agência Nacional de Águas
ASTER	Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer
CAD	Capacidade de Armazenamento
CIT	Convergência Intertropical
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Empresa de Geologia do Brasil)
ETP	Evapotranspiração Potencial
ETR	Evapotranspiração Real
EUPS	Equação Universal de Perdas de Solos por Erosão Laminar
FPA	Frente Polar Atlântica
GPS	Global Position System (Sistema de Posicionamento Global)
IAEG	American Institute of Engineering Geological
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IT	Instabilidade Tropical
kPa	Quilo-Pascal
NASA	National American Spatial Agency
PAGO	Província Alcalina de Goiás
PVC	Carbonatic Polivinil
RP	Resistência à Penetração
SECTEC	Secretaria Estadual de Ciência e Tecnologia do Estado de Goiás

SIG	Sistema de Informação Geográfica
SIMEHGO	Sistema Meteorológico e Hidrológico de Goiás
SPRING	Sistema de Processamento de Imagens
TFSA	Terra fina seca ao ar
TFSE	Terra fina seca em estufa
TGS	Teoria Geral dos sistemas
TIN	Triangular Irregular Network (Rede Triangular Irregular)
VIB	Valor de Infiltração Básica
VNIR	Visible and Infrared near (Visível e infravermelho próximo)

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE QUADROS	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS	xiv
INTRODUÇÃO	24
CAPÍTULO I – HIPÓTESES, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS DA PESQUISA..	28
1.1. Hipóteses.....	29
1.2. Justificativa	30
1.3. Objetivos	31
CAPÍTULO II – REVISÃO TEÓRICO - METODOLÓGICA	34
2.1. Erosão dos solos	35
2.2. Condutividade hidráulica dos solos	41
2.3. Relação solo/rocha/lençol freático	44
2.4. Relação solo/água	51
2.5. Características morfométricas da bacia.....	56
CAPÍTULO III – METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS	62
3.1. Clima	63
3.2. Topografia e morfometria da bacia	64
3.2.1. Morfometria da bacia	65
3.3. Condutividade hidráulica dos solos e variação do nível freático	65
3.4. Erosão Laminar.....	66

3.5. Procedimentos Operacionais	70
3.5.1. Construção do mapa de uso da terra.....	71
3.5.2. Mapa geológico.....	71
3.5.3. Mapa de declividades	72
3.5.4. Mapa hipsométrico.....	72
3.5.5. Mapa morfopedológico	72
3.5.6. Informações morfométricas	73
3.5.6.1. Curva hipsométrica.....	73
3.5.6.2. Amplitude altimétrica máxima.....	74
3.5.6.3. Altura média da bacia	74
3.5.6.4. Coeficiente orográfico e de massividade	74
3.5.6.5. Índice de Rugosidade.....	74
3.5.6.6. Densidade de drenagem	75
3.5.6.7. Coeficiente de manutenção	75
3.5.6.8. Extensão do percurso superficial.....	76
3.5.6.9. Declividade média	76
3.5.6.10. Mapa geomorfológico	77
3.5.7. Avaliação do nível freático	77
3.5.8. Avaliação da condutividade hidráulica dos solos	80
3.5.9. Coleta e análise de amostras de solos	84
3.5.10. Medidas da resistência dos solos à penetração	86
3.5.11. Análise textural dos solos	88
3.5.12. Determinação da densidade de partículas	91
3.5.13. Elaboração do Balanço Hídrico Climatológico	92
3.5.14. Estimativa da perda de solos por erosão laminar	93

3.5.14.1. Erosividade das chuvas (R).....	94
3.5.14.2. Comprimento de rampa (L).....	94
3.5.14.3. Erodibilidade dos solos (K).....	95
3.5.14.4. Uso e manejo dos solos (C) e Práticas conservacionistas (P)	96
3.5.14.5. Fator topográfico (LS).....	96
3.5.14.6. Potencial natural à erosão laminar (PNE).....	97
3.5.14.7. Perda de solos por erosão laminar (A)	97
3.6. Análise estatística	97
CAPÍTULO IV – CARACTERIZAÇÃO FÍSICA REGIONAL	101
4.1. Geologia.....	101
4.1.1. Complexo Granítico-Gnáissico (Paleoproterozóico/arqueano)	101
4.1.2. Sequência Metavulcano-sedimentar Iporá/Amorinópolis.....	101
4.1.3. Granitos Tipo Iporá	102
4.1.4. Grupo Paraná (Paleozóico/Devoniano)	102
4.1.4.1. Formação Furnas	102
4.1.4.2. Formação Ponta Grossa	103
4.1.5. Grupo Iporá (Mesozóico/cretáceo)	104
4.1.6. Coberturas Detrítico/Lateríticas (Cenozóico).....	105
4.2. Geomorfologia	105
4.2.1. Planalto Central Goiano (Alto Tocantis-Paranaíba).....	106
4.2.2. Planalto Setentrional da Bacia do Paraná	106
4.2.3. Depressão do Araguaia.....	107
4.2.4. Planalto do Guimarães Alcantilados.....	107
4.3. Solos.....	109
4.3.1. Latossolos.....	109

4.3.2. Argissolos	110
4.3.3. Cambissolos eutróficos e distróficos.....	110
4.3.4. Neossolo Litólico distrófico	111
4.4. Vegetação.....	111
4.5. Clima.....	113
4.6. Hidrografia	115
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES (PARTE 5.1)	117
5.1.1. Geologia	117
5.1.2. Geomorfologia	120
5.1.3. Declividades	123
5.1.4. Hipsometria.....	125
5.1.5. Aspectos morfométricos da bacia.....	126
5.1.5.1. Curva hipsométrica.....	127
5.1.5.2. Extensão do percurso superficial (Eps)	128
5.1.5.3. Índice de Rugosidade (Ir)	128
5.1.5.4. Coeficiente de manutenção (Cm)	129
5.1.6. Uso da terra	130
5.1.7. Solos da Alta Bacia do Rio dos Bois.....	132
5.1.7.1. Argissolo Bruno-Avermelhado textura argilosa, substrato granito ...	132
5.1.7.2. Cambissolo Bruno-Escuro textura Franco-argilo-arenosa - granito	132
5.1.7.3. Neossolo Litólico Bruno textura franca – substrato granito	132
5.1.7.4. Latossolo Vermelho-Escuro, textura argilosa – Substrato granito ...	133
5.1.7.5. Argissolo Bruno-Avermelhado escuro, muito argiloso - alcalinas	133
5.1.7.6. Cambissolo Bruno-Avermelhado-Escuro, argiloso - alcalinas	133
5.1.7.7. Neossolo Litólico Bruno muito escuro, textura Franca - alcalinas ...	133

5.1.7.8. Glei pouco húmico cinza azulado claro, textura argilosa granito	134
5.1.8. Erosão laminar	135
5.1.8.1. Erosividade das chuvas (R)	136
5.1.8.2. Comprimento de Rampa (L)	136
5.1.8.3. Erodibilidade dos solos (K)	138
5.1.8.4. Fator Topográfico (LS)	140
5.1.8.5. Potencial natural à erosão laminar (PNE)	142
5.1.8.6. Perda de solos por erosão laminar (A)	143
5.1.9. Suscetibilidade dos solos à erosão linear	146
PARTE 5.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS SOLOS E K_v	148
5.2.1. Textura no Argissolo - Substrato Granito	148
5.2.2. Textura no Cambissolo - Granito	150
5.2.3. Textura no Neossolo Litólico - Granito	151
5.2.4. Textura no Latossolo - Granito	153
5.2.5. Textura no Latossolo - Alcalinas	154
5.2.6. Textura no Cambissolo - Alcalinas	156
5.2.7. Textura no Neossolo Litólico - Alcalinas	157
5.2.8. (RP) no Argissolo	159
5.2.9. (RP) no Cambissolo - Granito	160
5.2.10. (RP) no Latossolo - Granito	161
5.2.11. (RP) no Latossolo - Alaclinas	162
5.2.12. (RP) no Cambissolo - Alaclinas	162
5.2.13. (RP) no Neossolo Litólico - Alaclinas	162
5.2.14. Umidade Argissolo	163
5.2.15. Umidade Cambissolo - Granito	164

5.2.16. Umidade Latossolo - Granito	165
5.2.17. Umidade Latossolo - Alcalinas	165
5.2.18. Umidade Cambissolo - Alcalinas.....	166
5.2.19. Umidade Neossolo Litólico - Alcalinas	166
5.2.20. Densidade do solo no Argissolo.....	166
5.2.21. Densidade do solo no Cambissolo - Granito	167
5.2.22. Densidade do solo no Latossolo - Granito	167
5.2.23. Densidade do solo no Latossolo - Alcalinas.....	168
5.2.24. Densidade do solo no Cambissolo - Alcalinas	168
5.2.25. Densidade do solo no Neossolo Litólico - Alcalinas.....	168
5.2.26. Condutividade hidráulica no Argissolo	169
5.2.27. Condutividade hidráulica em profundidade no Argissolo	170
5.2.28. Condutividade hidráulica no Cambissolo - Granito	171
5.2.29. Condutividade hidráulica no Latossolo - Granito.....	171
5.2.30. Condutividade hidráulica em profundidade no Latossolo - Granito.....	172
5.2.31. Condutividade hidráulica no Latossolo - Alcalinas	172
5.2.32. Condutividade hidráulica em profundidade no Latossolo - Alcalinas	173
5.2.33. Condutividade hidráulica no Cambissolo - Alcalinas.....	174
5.2.34. Condutividade hidráulica em profundidade Cambissolo - Alcalinas.....	175
5.2.35. Características físicas dos solos e sua relação com a k_v	175
5.2.35.1. Teores de argila e areia	178
5.2.35.2. Umidade do solo da determinação da RP	178
5.2.35.3. Densidade do solo	179
5.2.35.4. Porosidade total do solo	180
5.2.35.5. Resistência do solo à penetração (RP)	181

5.2.35.6. Análise Geral	181
PARTE 5.3. AVALIAÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO	185
5.3.1. Distribuição das chuvas e temperatura no período da pesquisa.....	184
5.3.2. Temperatura	185
5.3.3. Excedente e déficit hídricos	186
5.3.4. Evapotranspiração	187
5.3.5. Nível freático	188
5.3.6. Considerações	195
CONCLUSÕES	196
REFERÊNCIAS	199

INTRODUÇÃO

A água de chuva ao chegar até a superfície do solo, uma parte se infiltra e outra parte escoar superficialmente, e ambas as partes são importantes na dinâmica da paisagem. A água de infiltração, também denominada de componente perpendicular por Tricart (1977), auxilia nos processos de meteorização das rochas e na formação dos solos, refletindo ainda, nas características da vegetação, no abastecimento do lençol freático e na alimentação dos rios. A água que escoar superficialmente auxilia nos processos de solifluxão e rastejamento, interferindo diretamente na modelagem do relevo e na erosão dos solos.

Já a capacidade da água de infiltrar depende diretamente das condições da encosta, como comprimento da rampa, declividade, e rugosidade, e também, das características e propriedades físicas dos solos, como textura, porosidade e estrutura. Solos formados sobre mesmo clima, mas sobre rochas diferentes podem até formar uma mesma classe de solos, conforme Leinz & Amaral (1986), mas as suas características físico/químicas tendem a variações, que interferem na dinâmica da infiltração.

Embora buscando a integração da paisagem, o presente estudo teve como foco principal avaliar a capacidade de infiltração da água pluvial em solos formados sobre duas litologias diferentes [Granitos e Rochas Alcalinas (Associação Gabro/Piroxenito)] em uma área experimental (Bacia hidrográfica). Para isso utilizou-se como princípio a identificação das classes de solo presentes, suas características de textura, densidade do solo, densidade de partículas, resistência do solo à penetração e porosidade total.

Como muitas outras variáveis participam do processo, foram realizadas avaliações secundárias que auxiliaram na compreensão da paisagem local, como a suscetibilidade erosiva dos solos, a variação do nível do lençol freático, as condições gerais de clima e relevo e o uso predominante da terra. A área adotada para este estudo foi uma sub-bacia hidrográfica que tem suas nascentes no município de Iporá situado na região Oeste do Estado de Goiás.

O município de Iporá está situado na meso-região denominada Centro Goiano e na microrregião de Iporá, da qual é sede. Localiza-se entre os paralelos de $-16^{\circ}18'S$ e $-16^{\circ}38'S$, e entre os meridianos de $50^{\circ}30'W$ e $51^{\circ}28'W$. Ocupa uma área de 1.033 Km^2 e é drenado pelos rios Claro e Caiapó, os ribeirões Santa Marta e Santo Antônio e vários córregos, como o córrego Tamanduá que corta a área urbana. O município dista 216 km da capital (Goiânia) sendo possível acessá-lo a partir da capital pela GO-060.

A bacia estudada que foi delimitada na região da alta bacia do Rio dos Bois, teve a sua escolha em razão de abrigar os compartimentos litológicos adequados para a comparação pretendida.

O Rio dos Bois é um dos principais afluentes de margem direita do rio Araguaia, tem suas nascentes situadas nos municípios de Iporá e Diorama e sua foz no município de Montes Claros de Goiás, distante cerca de 200 km de suas nascentes mais a montante. A mesma está situada a 18 km do centro urbano de Iporá, podendo ser acessada pela antiga estrada Iporá/Diorama ao norte do município, na divisa com o município de Diorama. Sua localização é: $-16^{\circ}18' 4375"S$, e $-51^{\circ}09' 5621" W$, sua área é de $10,5 \text{ km}^2$.

A Figura 1 apresenta a localização geográfica da bacia.



O presente trabalho foi descrito em cinco (5) capítulos. O primeiro capítulo trata da hipótese, da justificativa e dos objetivos da pesquisa; o segundo capítulo faz uma revisão bibliográfica envolvendo temas e autores que discutiram assuntos que são relevantes na composição deste estudo; o terceiro capítulo explica a metodologia e os procedimentos operacionais utilizados para a composição do estudo; o capítulo quarto apresenta as principais características físicas regionais para que se possa entender a paisagem a nível local.

O capítulo quinto e trata dos resultados e discussões da pesquisa. Para melhor compreensão o mesmo foi dividido em três partes, quais sejam:

Parte 5.1, onde são feitas as descrições e análises sobre os aspectos físicos da bacia, envolvendo as litologias, relevo, declividade, hipsometria, características morfométricas da bacia, uso da terra, classes de solos e estimativa de perda de solos por erosão laminar. Estes aspectos compuseram o quadro geral das condições físicas da bacia e auxiliaram na análise final dos resultados.

Parte 5.2, discute e analisa as variáveis mais diretas da pesquisa, envolvendo as características e propriedades físicas dos solos, e a capacidade de infiltração da água nos solos.

Parte 5.3. Neste item são apresentadas as análises sobre o comportamento do nível freático na bacia, os dados climáticos que compuseram o balanço hídrico climatológico durante o período da pesquisa. Em seguida, é apresentado o comportamento do nível freático e os resultados de estimativa de reserva do lençol freático local.

CAPÍTULO I – HIPOTÉSES, JUSTIFICATIVA, E OBJETIVOS DA PESQUISA

Nesse capítulo há uma breve explicação sobre os motivos que influenciaram na realização desse estudo e as hipóteses a ele correlacionadas.

Tomando como referência a litologia, o município de Iporá apresenta 70% do seu território sobre rochas cristalinas (granito-gnáisse). Outros 25% são constituídos por rochas sedimentares das Formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana, e 5% por rochas Alcalinas de idade Cenozóica.

Aproveitando esta diversidade litológica, definiu-se o problema de pesquisa, que partiu da dúvida sobre como os solos originados em granitos e os originados em rochas alcalinas (Gabros Alcalinos e Piroxenitos), sob as mesmas condições climáticas, se comportam com relação à infiltração da água da chuva, e no processo de recarga do lençol freático, se forem consideradas as mesmas classes de solos para ambas as litologias. Para esta avaliação escolheu-se uma bacia hidrográfica como área de estudo e, dentro desta perspectiva, aproveitou-se também para avaliar outros aspectos físicos que têm influência sobre a dinâmica da água na bacia.

Outra etapa importante foi encontrar uma bacia hidrográfica que tivesse em seus domínios as litologias supracitadas, se não na mesma proporção, pelo menos em proporções que pudessem favorecer o desenvolvimento do estudo. Assim, depois de uma procura detalhada, chegou-se à alta bacia do Rio dos Bois, que serviu de base física para o estudo.

1.1. Hipóteses

Acredita-se que os solos derivados dos granitos são mais macroporosos e apresentam uma textura mais arenosa em função de sua composição mineralógica que no processo de decomposição química sofre a ação do ácido carbônico (H_2CO_3), que ao entrar em contato com os íons de potássio e sílica do feldspato presente em sua composição química, o dissolve, transformando-o no argilomineral caulinita. Este posteriormente é removido pelas águas de escoamento, ou para horizontes subsuperficiais, restando partículas mais resistentes ao intemperismo químico, constituídas predominantemente por quartzo, o que aumentaria a sua porosidade, facilitando a infiltração.

Por outro lado, os solos desenvolvidos sobre Gabros alcalinos e Piroxenitos tendem a uma maior concentração de olivina, augita, biotita e plagioclásios com composições químicas ricas em *Mg* e *Fe* coforme *CPRM* (1999), que se transformam em argilominerais do tipo *montmorilonita* a partir do intemperismo químico, favorecendo uma textura mais argilosa, que por natureza diminuiria a infiltração por apresentar maior número de microporos.

Há ainda que se considerar a presença de óxido de ferro resultante da decomposição físico-química da piroxenita. A piroxenita férrica através do processo de intemperismo químico é alterada, liberando na solução do solo a sílica e o ferro ferroso (Fe_2^+), este ferro ferroso se oxida e transforma-se em ferro férrico (Fe_3^+), que se combina com a água, precipitando o óxido de ferro na forma hematita, por exemplo. Este processo favorece a ocorrência de laterização e concreções, muito comuns em solos de ambientes tropicais, dificultando a infiltração da água quando ao formar concreções do tipo lage, ou facilitando, quando a presença de óxidos de ferro e alumínio são os agentes cimentantes dos solos, podendo dar a estes, uma

estrutura mais estável, e influenciar no aumento da infiltração da água como descrito em Fiorin (2008).

1.2. Justificativa

A infiltração da água nos solos pode ser maior ou menor, conforme a natureza textural dos mesmos, e entender a sua dinâmica favorece uma série de atividades humanas que use o solo como objeto principal, como o planejamento e a execução de empreendimentos que tenham impactos diretos no solo, como irrigação de lavouras, construção de rodovias, aterros sanitários, e muitos outros. O comportamento da condutividade hidráulica interfere ainda na estimativa do potencial erosivo dos solos e no potencial de recarga do lençol freático, além de contribuir para um melhor entendimento da fisiologia da paisagem.

A relação tipo de rocha/solo/infiltração, repercute na estabilidade do meio, podendo favorecer fenômenos erosivos quando o solo não apresentar permeabilidade suficiente para absorver a água que chega até a sua superfície, principalmente sobre a influência de uma topografia mais acentuada e cobertura vegetal aberta ou inexistente. Por outro lado, solos mais permeáveis favorecem a infiltração, com melhor alimentação do lençol freático.

Portanto, esta relação pode ser utilizada como ponto de partida para a compreensão da fragilidade do meio e sua capacidade de utilização.

Apesar do estudo da condutividade hidráulica dos solos já ser tema amplamente explorado em muitos trabalhos científicos, ele tem, neste estudo, uma utilização singular, pois tenta correlacionar a litologia, à ação das chuvas, as propriedades físicas dos solos na relação infiltração/erosão/dinâmica do lençol freático. Utiliza-se para isso, diversas técnicas, que vão desde a medição da infiltração até o levantamento das condições morfométricas da bacia.

O estudo justifica-se também por fazer uma correlação entre características de permeabilidade e infiltração entre solos desenvolvidos sobre granitos e rochas alcalinas, já que durante este estudo não encontramos, por ocasião da revisão bibliográfica, nenhum dessa natureza, principalmente sobre rochas alcalinas, cuja ocorrência no Brasil é bastante circunscrita a alguns poucos lugares como em Poços de Caldas - Minas Gerais, Ilha de São Sebastião - São Paulo e na região da Serra do Itatiaia - Rio de Janeiro. (LEINZ E AMARAL, 1986).

1.3. Objetivos

Alguns aspectos naturais do município de Iporá chamam a atenção quando se observa atentamente as suas características gerais. Primeiro o clima, que apresenta um período chuvoso concentrado, e outro com certa escassez de chuva. Temperaturas médias entre 24 e 26°C e um inverno quente e seco.

Segundo, uma base litológica predominantemente cristalina, de maneira geral granitos e gnaisses, mas com capeamentos sedimentares extensos além da presença de intrusões de rochas alcalinas, que são famosas nessa região, pela composição mineral rica em níquel. Terceiro, um relevo suave ondulado a ondulado, e uma combinação com os fatores anteriores, formando um quadro natural onde predomina, um uso da terra por pastagem.

Observando os fatos descritos acima, muitas interrogações surgem em relação a como se dá a integração entre os elementos do meio físico local. Como não é possível esgotar todas as dúvidas em um único trabalho, resolveu-se, neste estudo, tentar elucidar uma pequena parte das dúvidas, como por exemplo, qual a resposta dos solos formados sobre granitos e sobre rochas alcalinas ao processo de infiltração da água das chuvas e como estes contribuem para recarga do lençol freático e qual a suscetibilidade erosiva dos mesmos.

Para o desenvolvimento do estudo utilizou-se uma bacia hidrográfica como área experimental. A mesma foi escolhida por ter os principais aspectos necessários para a pesquisa, como litologias graníticas e alcalinas. Outro aspecto que influenciou na escolha foi a distância da área em relação ao núcleo urbano (18 km), além da facilidade de se chegar a diferentes pontos da bacia a pé ou de carro, favorecendo o deslocamento de equipamentos.

Todos estes fatores contribuíram para a formulação do objetivo geral deste estudo que é a compreensão da relação solo/água na bacia hidrográfica considerando a dinâmica da água de infiltração em solos formados em duas litologias diferentes. Essa compreensão foi buscada através do estudo dos solos formados na bacia, que por sua vez é um pequeno núcleo territorial que está assentado sobre o domínio do *Aquífero Cristalino Oeste (ACW)*, assim designado por Almeida et al. (2006). O aquífero citado pertence ao conjunto de rochas cristalinas do Arco Magmático do Oeste de Goiás, onde estão inseridas a Suíte Plutônica de Iporá e a Formação Piranhas. A espessura saturada deste aquífero pode atingir 150 metros de profundidade e a vazão pode variar de 0 a 35 m³/h, com média de 6 m³/h, conforme os autores.

Os processos tectônicos brasileiros e fanerozóicos que foram muito intensos nessa região geraram uma alta densidade de fraturas, e fizeram aumentar o potencial aquífero nessa região (ALMEIDA et al. 2006).

O estudo dos solos e os ensaios de infiltração auxiliaram na caracterização da zona vadosa, favorecendo o entendimento da influência dos solos na variação de nível e da recarga do lençol freático raso do aquífero, bem como na sua proteção contra elementos contaminantes.

Dentre os objetivos específicos pretendidos pode-se destacar:

- A Realização do Balanço Hídrico Climatológico nos anos que envolveram a pesquisa.
- Conhecer os principais aspectos topográficos e morfométricos da bacia, entre eles o tipo de relevo, declividades, altitude máxima, densidade de drenagem entre outras, descritas ao longo deste estudo.
- A realização de experimento de infiltração do tipo anéis concêntricos.
- Experimentar a técnica *Open end* Hole.
- Identificar as classes de solo presentes na área e suas características texturais, de porosidade total dos solos, de resistência à penetração, densidade dos solos e densidade de partículas
- Medir a variação do nível freático
- Estimar a capacidade erosiva dos solos através da Equação Universal de Perda de Solos por Erosão Laminar (EUPS).
- Finalmente analisar todas as variáveis descritas, buscar a integração entre as mesmas, e estabelecer um panorama geral da área estudada.

CAPÍTULO II - REVISÃO TEÓRICO/METODOLÓGICA

A bacia hidrográfica tem sido amplamente utilizada como unidade de estudo ambiental e planejamento dos recursos naturais por ser de fácil delimitação e porque é possível fazer um isolamento de seus elementos de análise dentro do espaço delimitado por seus divisores. A bacia hidrográfica é um sistema aberto, cuja entrada de energia está representada pela chuva e radiação solar, e as saídas pelas descargas dos rios e evaporação (NETO E BATISTA, 1995). Hall & Fagan (1956), *apud* Chorley (1971), definiram um sistema como “um conjunto de objetos com relações estreitas entre si e entre seus atributos”, atributos estes representados pelos elementos que compõem o sistema.

Escolhemos, neste estudo, alguns objetos de análise como a capacidade de infiltração de água nos solos e a erodibilidade dos solos tendo como fundo a bacia hidrográfica, pois através da mesma é possível dimensionar os elementos do sistema que nos interessam, e verificar a interrelação entre eles, sendo que o solo e água, formam um sistema em sequência, em que a saída de um sistema constitui a entrada em outro. Assim, o sistema é constituído por um “[...] conjunto de subsistemas articulados em cadeia [...]” (PENTEADO, 1980).

A alteração dos sistemas naturais pelas atividades humanas tem levado a vários problemas de ordem ambiental, entre eles a erosão dos solos e a escassez da água, que são atualmente fatos de grande preocupação por parte dos estudiosos da natureza, uma vez que a necessidade de produção de alimentos aumenta a cada

dia, e os solos das regiões mais férteis do planeta estão mais desgastados pelo seu uso intensivo.

A entrada, nem sempre planejada, do homem sobre as terras produtivas tem alterado significativamente a paisagem do mundo, com retiradas maciças de florestas e exploração agressiva das terras, diminuindo o estoque de água e solo para incremento da produção e da sobrevivência humana. Para Tricart (1977), a retirada da cobertura vegetal repercute sobre a energia da radiação que alcança o solo, com efeitos sobre a fauna e flora, a mineralização do húmus, a nitrificação, enfim, a fertilidade do solo, repercutindo ainda na redução da capacidade de resistência à erosão. Diante disso, é preciso conhecer a natureza e seus mecanismos para poder agir sobre ela.

2.1. Erosão dos solos

Os processos erosivos têm como fatores ativos, além da ação incorreta do homem, as características climáticas, aqui representadas pela precipitação pluvial, que atuam diretamente com maior ou menor capacidade erosiva dependendo das condições do solo, do relevo, da cobertura vegetal e da ação humana. A capacidade das chuvas de provocar erosão se chama *erosividade*, sendo que esta, por sua vez, depende da quantidade e da intensidade com que as chuvas chegam até a superfície dos solos, pois o impacto das gotas de chuva pode provocar a desagregação das partículas superficiais dos solos e o selamento dos poros superficiais pelas partículas finas, geradas pelo salpico das gotas, favorecendo o escoamento superficial, (COELHO NETO, 2001).

Para Guerra (1999), a intensidade da chuva influencia nas taxas de infiltração e no escoamento superficial, porém, isso depende também das características do solo, da morfologia e da declividade do terreno e da cobertura

vegetal, sendo que a infiltração diminui de acordo com o aumento do encharcamento do solo, o que leva ao escoamento superficial.

Dependendo da estrutura dos solos e do regime pluviométrico, a erosão poderá se apresentar em forma linear (sulcos, ravinas e voçorocas). De acordo com Coelho Neto (2001), a relação entre a intensidade da chuva e a capacidade de infiltração dos solos é que define o escoamento superficial.

Quando a chuva ultrapassa a capacidade de infiltração, o solo absorve parte da água de acordo com a sua capacidade, e o excedente de precipitação, após preencher micro depressões do terreno, escoam sobre a superfície em direção aos canais. (COELHO NETO, 2001).

Quando a evolução da erosão se dá não apenas pela influência do escoamento superficial, mas também sob a influência das águas subsuperficiais, incluindo o lençol freático, esta se torna uma voçoroca, podendo ocorrer o desenvolvimento de *piping*¹. Neste caso, tem-se a manifestação máxima da erosão do solo (SALOMÃO, 1995). O escoamento em subsuperfície influencia a erodibilidade dos solos, removendo minerais em solução. Esse escoamento concentrado em forma de túneis e dutos provoca o colapso das camadas superiores do solo, o que resulta na formação de uma voçoroca (GUERRA, 1999). Os movimentos da água em subsuperfície durante eventos chuvosos prolongados favorecem em terrenos mais inclinados o deslocamento do manto de intemperismo, provocando movimentos de massa e causando grandes prejuízos, principalmente em áreas urbanizadas.

Outra forma de erosão é a laminar, que envolve segundo Salomão (1995), mecanismos e condicionantes diferentes daqueles ligados à erosão linear (sulcos, ravinas e voçorocas). Assim, a erosão laminar ou em lençol, estaria associada à

¹ Pequenos túneis em subsuperfície, formados pela ação da água, e que ajudam no processo de ampliação da voçoroca.

influência das chuvas, da cobertura vegetal, da topografia e dos tipos de solos. Este tipo de erosão atua nas encostas de maneira ostensiva, sem, contudo, ser profunda, apresentando uma distribuição através de pequenos canais anastomosados. De acordo com Guerra (1999), a erosão laminar ocorre sob a influência de chuvas torrenciais e prolongadas, “quando a capacidade de armazenamento de água no solo e nas suas depressões e irregularidades se saturam”. Ainda de acordo com o autor, a ação do *splash*² associada ao escoamento em lençol pode aumentar a ação erosiva.

O solo influencia e sofre ação dos fatores erosivos, conferindo maior ou menor resistência aos mesmos. A erodibilidade, por exemplo, é um fator determinado pelas propriedades dos solos, que apresentam maior ou menor resistência à erosão e à remoção de suas partículas. A sua influência está diretamente associada às suas propriedades físicas como textura, estrutura, permeabilidade e densidade, e às suas propriedades químicas, biológicas e mineralógicas. A vegetação contribui para as características superficiais dos solos, influenciando a sua capacidade de infiltração e protegendo-o contra a erosão, pois a mesma protege o terreno contra o impacto direto das gotas de chuva, proporcionando a dispersão e quebra da energia das águas de escoamento superficial; aumentando a infiltração pela produção de poros no solo por ação das raízes, (BERTONI & LOMBARDI NETO, 1985).

Em regiões onde a cobertura natural é aberta, como em boa parte dos cerrados, ou foi removida, o valor do escoamento superficial é sempre maior, conforme as condições da encosta e as características dos solos. De maneira geral, a vegetação do cerrado apresenta uma distribuição mais aberta e com uma

² Termo que se refere ao efeito do impacto da gota de chuva sobre o solo, levando à desagregação das partículas superficiais do mesmo.

estratificação que varia de gramínea a arbórea, sendo que quanto maior a precariedade da cobertura dos solos maior a sua suscetibilidade erosiva e remoção de nutrientes do horizonte superior, e nos locais onde a vegetação é mais aberta, os solos caracterizam-se sempre pela pobreza em bases trocáveis e maior acidez, (RIZZINI, 1979).

O estudo da erodibilidade dos solos tem evoluído ao longo do tempo e, além dos experimentos de campo e laboratório, fórmulas matemáticas empíricas têm sido desenvolvidas para estimar a perda de solo por erosão. Entre estas fórmulas cabe destaque a Equação Universal de Perda de Solos (EUPS), que considera em sua composição os fatores: erosividade das chuvas (R), erodibilidade dos solos (K); o comprimento das vertentes ou rampa (L); a declividade do terreno (S), o uso e manejo das terras (C) e as práticas conservacionistas utilizadas (P). Portanto, é uma equação que leva em consideração os fatores físicos e antrópicos que repercutem na perda de solos por erosão.

A Equação Universal de Perda de solos foi sugerida a partir do conceito da separação e transporte de partículas pela chuva por Winschmeier e Smith para calcular a perda de solo por erosão em áreas agrícolas dos Estados Unidos, sendo modificada em 1978 pelos mesmos autores, (Winschmeier e Smith, 1978). A equação é atualmente muito utilizada em todo o mundo, principalmente com o auxílio de ferramentas do Sistema de Informação Geográfica (SIG), que auxilia na medida de alguns parâmetros como comprimento de rampa, definição de classes de declividade e na espacialização de muitos outros fatores, como as classes de solos, o tipo de usos das terras, as faixas de altitude.

Para o uso da equação nos diversos pontos do planeta, os dados de erosividade das chuvas, índices de erodibilidade dos solos, índice de uso da terra e

índice de fator conservacionista tiveram que ser adaptados para a realidade local. Para o Brasil estes índices foram primeiramente adaptados por Bertoni & Lombardi Neto (1985), porém os índices de erodibilidade dos solos devem levar em consideração o tamanho das partículas, sua distribuição e conteúdo de matéria orgânica e densidade do solo.

Os estudos que utilizam a EUPS utilizam critérios diferenciados na definição dos fatores de erodibilidade dos solos, como a associação declividade/textura, ou apenas da relação entre os componentes texturais dos solos.

O Quadro 1 demonstra a relação entre as principais características texturais dos solos e a declividade do terreno na definição do fator de erodibilidade dos solos (K), conforme proposta de Kowaco (2004) citado por Kim (2006).

Quadro 1. Características texturais dos solos na definição da erodibilidade (K).

Característica dos solos	Declividade do terreno (%)	Fator (K) compatível
Areia fina a argilosa	0-3	0.44
Silte argiloso	0-2	0.48
Silte argiloso	2-7	0.48
Silte arenoso	0-15	0.27
Barro silte-argiloso	0-2	0.37
Barro argiloso e argiloso-siltoso	0-2	0.42
Areia argilosa	0-2	0.27
Silte argiloso e silte barroso argiloso	15-30	0.43
Areia argilosa	15-60	0.27
Silte argiloso	30-60	0.48
Argiloso e pedregoso	15-60	0.27
Pedregoso silto-argiloso e silto-barroso	30-60	0.43
Argilo-siltoso e pedregoso	7-15	0.27
Pouco argiloso	7-15	0.27
Extremamente argiloso	7-15	0.27
Pedregoso argiloso	15-30	0.27
Rochoso argiloso	15-30	0.37

Fonte: Alterado de (KOWACO, 2004) citado (KIM, 2006).

Castro et. al. (2011), consideram na resistência à erosão, as porcentagens de areia, silte e argila dos solos, e para isso utilizam esta relação para definição do fator de erodibilidade dos solos.

O tipo de uso da terra entra na composição da equação e, para isso, são desenvolvidos fatores de conversão para cada tipo de uso, porém, também estes índices variam de estudo a estudo, conforme exemplo descrito nos quadros a seguir.

Quadro 2. Fatores de conversão para cada tipo de uso da terra (C).

Tipo de uso do solo	Fator de conversão
Água	0.00
Área urbanizada	0.01
Campo inundado	0.00
Floresta	0.03
Pastagem	0.06
Terras agrícolas	0.37

Fonte: (KIM, 2006).

Quadro 3. Valores de C conforme o tipo de uso da terra

Classe de uso da terra	Valores de C
Cerrado	0,002
Pastagem	0,01
Campo higrófilo	0,0000

Fonte: Adaptado de Stein et al. (1987) *apud* Brito (1998).

O Quadro 4 mostra a relação entre declividade do terreno e práticas conservacionistas (P), conforme Shin (1999) *apud* Kim (2006). O índice aumenta com relação ao aumento da declividade e conforme o tipo de conservação, ou seja, terreno com curva de nível tem índice maior que terreno com faixa cultivada e terreno com terraceamento.

Quadro 4. Valor do fator P conforme a prática conservacionista.

Declividade (%)	Curva de nível	Faixa cultivada	Terraceamento
0.0 - 7.0	0.55	0.27	0.10
7.0 - 11.3	0.60	0.30	0.12
11.3 - 17.6	0.80	0.40	0.16
17.6 - 26.8	0.90	0.45	0.18
26.8 >	1.00	0.50	0.20

Fonte: Shin (1999) *apud* Kim (2006).

O desencadeamento de fenômenos erosivos sofre a influência dos mesmos fatores que formam os solos, ou seja, o controle climático, através da intensidade e distribuição da precipitação, da característica da rocha subjacente e da declividade da encosta. Tendo ainda influencia do tipo de cobertura vegetal, do tipo de uso da terra e do tipo de manejo dado ao solo.

Da relação solo/chuva, além dos fenômenos erosivos, se dá também a alimentação das plantas e o abastecimento do lençol freático. A ação das chuvas está sempre relacionada com os processos de erosão dos solos e com a capacidade de infiltração dos mesmos. Conhecendo a capacidade de infiltração dos solos e suas propriedades físicas básicas, é possível estabelecer uma correlação entre a suscetibilidade erosiva e a capacidade de abastecimento do lençol freático, embora para isso seja preciso adicionar outras informações, como natureza da rocha, condições morfológicas do relevo, inclinação e extensão das encostas.

2.2. Condutividade hidráulica dos solos

Cada tipo de solo responderá diferentemente à ação da infiltração apresentando diferentes condutividade hidráulicas, pois cada um apresentará características como textura, estrutura, umidade e porosidade, distintas uns dos outros. Outras variáveis influenciam na condutividade hidráulica dos solos, como por exemplo, o tipo de uso da terra. Os valores de condutividade também variam conforme a profundidade, devido à diminuição da porosidade e aumento da densidade dos solos.

Francis (1990) *apud* Guerra (1999) destaca o efeito da cobertura vegetal sobre a infiltração em Murcia, na Espanha, mostrando que em encostas intemperizadas sem vegetação a taxa de infiltração variou de 60 a 174 mm/h, e nas encostas vegetadas com o mesmo tipo de solo a taxa variou de 138 a 894 mm/h.

Isso demonstra a importância da cobertura vegetal na recarga do lençol freático e na contenção da erosão.

Segundo Pott (2001), o conhecimento da relação solo/chuva é muito importante na escolha de um sistema de manejo adequado, o que favorece a minimização da erosão e a produtividade do solo. Cada solo apresenta uma característica em relação à infiltração, que “decrece com o tempo em função do umedecimento do perfil, assumindo um valor mínimo constante denominado de velocidade de infiltração básica (VIB)”.

O conhecimento da condutividade hidráulica dos solos ou a sua capacidade de infiltração é muito importante, pois de acordo com as características físicas de cada tipo de solo, a infiltração da água de chuva se fará de forma e intensidade diferenciada, e isso repercutirá na capacidade do solo de favorecer a percolação da água até o lençol freático e na sua suscetibilidade à erosão.

O processo de infiltração ocorre porque a água da chuva ou da irrigação, na superfície do solo tem potencial total aproximadamente nulo e a água do solo tem potencial negativo, potencial este tanto mais negativo quanto mais seco estiver o solo. É estabelecido então, um gradiente de potencial total, que é a soma dos potenciais gravitacional e matricial. No início da infiltração, quando o solo está relativamente seco, o potencial matricial é relativamente grande em relação ao potencial gravitacional. (POTT, 2001. p.15).

Segundo Cabeda (1984), a taxa de infiltração de água no solo é isoladamente a propriedade que melhor reflete as condições físicas do solo, sua qualidade e estabilidade estrutural. Islan e Weill (2000) indicam a permeabilidade do solo à água como um atributo para a avaliação da qualidade do solo, e Arzeno (1990) destaca a capacidade de infiltração de água no solo como um atributo eficaz para avaliações de manejos de solo.

A avaliação da condutividade hidráulica dos solos é também importante parâmetro nas condições de abastecimento do lençol freático. Uma vez conhecendo

este fator, será possível aportar metodologias que favoreçam o planejamento do uso da terra no que diz respeito à potencialidade dos solos e do abastecimento de água subterrânea. Avaliar a condutividade hidráulica depende de alguns ensaios de infiltração no meio a ser testado, levando em consideração os domínios geológicos, geomorfológicos e pedológicos. Os ensaios de infiltração são classificados levando em consideração o:

Diferencial de pressão exercido no meio, podendo ser positivo, quando se mede a quantidade de água efetivamente infiltrada do poço para o meio em determinado tempo (testes de infiltração ou rebaixamento); ou negativo, quando se determina a quantidade de água transmitida do aquífero ao poço em dado intervalo de tempo (testes de bombeamento ou recuperação) (SOUZA & CAMPOS, 2001).

A água de infiltração alimentará o lençol freático e/ou aquíferos, conforme a natureza da rocha. De acordo com Barth e Barbosa (1999):

Um aquífero é uma formação geológica com suficiente permeabilidade e porosidade interconectada, para armazenar e transmitir quantidades significativas de água sob gradientes hidráulicos naturais. A expressão quantidades significativas refere-se à utilização que se pretenda dar à água subterrânea, isto é, às vazões que possam ser exploradas. As formações geológicas de baixa permeabilidade que armazenam água, mas não permitem extração econômica, chamam-se aquitardes.

Conforme os autores acima citados, os aquíferos podem ser considerados não confinados, freáticos ou livres, se sua superfície estiver submetida à pressão atmosférica, enquanto os aquíferos artesianos ou confinados são formações intercaladas por camadas impermeáveis, com pressão superior à atmosférica. A Figura 2 mostra o perfil do aquífero confinado.

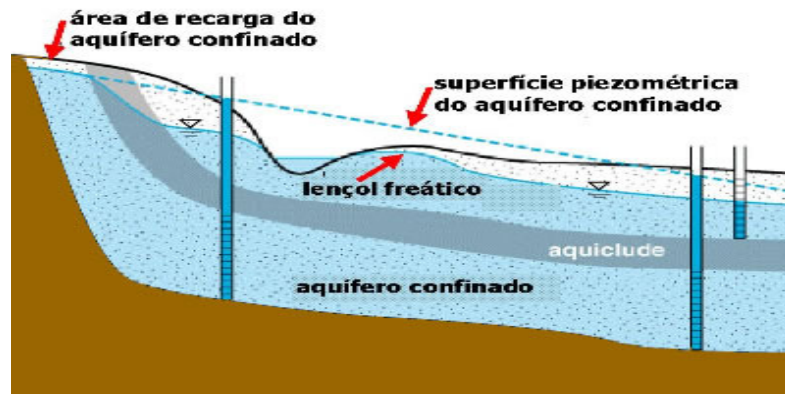


Figura 2. Esquema de um aquífero confinado. **Fonte:** Recursos Hídricos
Autores: F.T.Barth & W.E.S.Barbosa (1999)

Portanto, a infiltração da água poderá ou não atingir a zona saturada, dependendo, para isso, das condições de solo, chuva, da porosidade e permeabilidade do saprolito.

2.3. Relação solo/rocha/lençol freático

Solo e lençol freático apresentam uma relação simbiótica muito importante, pois há uma íntima dependência entre ambos. O solo permite a entrada de água de infiltração em direção ao lençol freático e recebe, através da capilaridade, água para utilização pelas plantas. Mas esta troca é variável conforme as condições climáticas, de topografia, de textura e porosidade dos solos e da profundidade da linha piezométrica. Os movimentos de oscilação do lençol freático, além de refletir o seu nível de recarga e rebaixamento, podem influenciar nos movimentos de ascensão capilar na zona não saturada do perfil do solo.

Fiorin (2008) destaca que em solos argilosos bem estruturados ou com estrutura estável estes solos podem mostrar maiores taxas de infiltração. Para isso estes solos dependem da estabilidade de seus agregados, ou agentes cimentantes, que pode ser a matéria orgânica, os óxidos de ferro e alumínio, sendo que nos solos da bacia estes últimos são abundantes, principalmente nos solos alcalinos, cuja

densidade de partículas denuncia valores de D_p muito acima da faixa média de 2,6 a 2,75 kg.dm³ descrita por Fiorin (2008).

De acordo com Millar (1998), condições edafoclimáticas excepcionais, como lençol freático pouco profundo, podem contribuir no suprimento hídrico das culturas. Para isso, é preciso algumas condições como: área com relevo plano, uniforme e com a superfície aproximadamente paralela ao lençol freático; solo com baixa capacidade de armazenamento de água; transmissividade ou permeabilidade alta; e baixa sensibilidade de oscilação da superfície freática, para permitir a estabilidade em relação à superfície do terreno. (BOLF, et al, 2002).

Para Barreto e Oliveira (1999), a ascensão capilar predomina em solos cujo teor de silte é mais elevado, podendo resultar numa contribuição de até 5 mm/dia (50 m³/ha/dia), teoricamente disponíveis em parte da zona radicular, nas condições citadas. As condições descritas dependem ainda da porosidade e da permeabilidade da rocha, que no presente estudo é constituída por granitos e gnaisses e cuja permeabilidade é considerada baixa e intimamente dependente do sistema de juntas e fraturas, bem como de rochas alcalinas que também são caracterizadas por um sistema de fraturas.

A porosidade do meio é representada pelo percentual de volume ocupado por vazios. A permeabilidade de um meio rochoso é a propriedade de transmissão do meio e a interconexão dos poros. Dessa maneira a condutividade e a transmissividade hidráulica são maiores quanto maior for a porosidade e a permeabilidade do meio, sendo que a porosidade diminui conforme aumenta a profundidade, e aumenta conforme aumenta o tamanho dos grãos.

Jesus (2005) destaca que foi Darcy (1856) quem apresentou os primeiros estudos sobre o comportamento de um fluido em meio poroso, quando este despeja

água através de um tubo preenchido por sedimentos para avaliar a quantidade que fluiria por ele em um determinado tempo (relação volume/tempo).

A Figura 3 mostra um esquema do experimento de Darcy

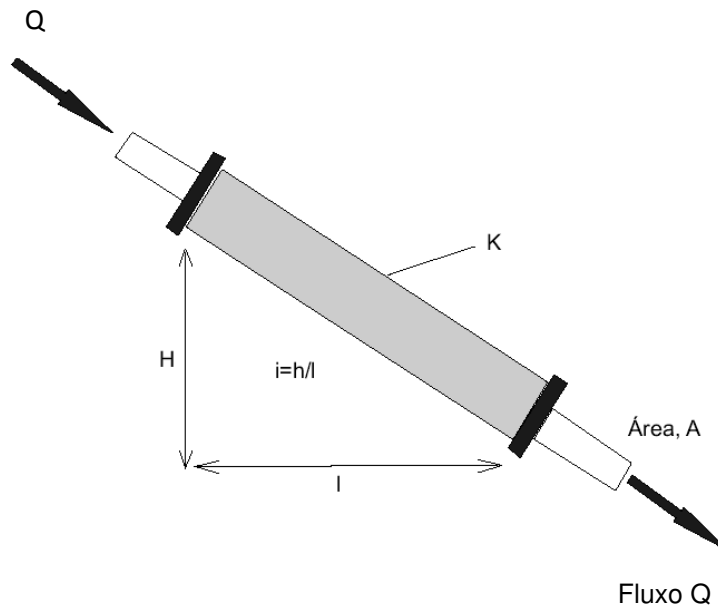


Figura 3. Esquema do experimento de Darcy. **Fonte:** Modificado de Jesus (2005).

Este esquema leva em consideração a relação ($Q = A.k.i$), onde: Q é a vazão em m^3/s no Sistema Internacional (SI); A é a área onde se dá o fluxo; i é o gradiente hidráulico e k é a permeabilidade do meio. Nesse caso, Q está na direção da carga decrescente, (Jesus, 2005). Então k é a condutividade hidráulica e possui unidades de velocidade (L/T). É uma função tanto de meio quanto de fluido, quando deveria ser a propriedade apenas do meio. Q é um fluxo por unidade de amostragem e não é a velocidade verdadeira do fluxo do lençol freático. Já h representa a perda de energia friccional devido ao fluxo através do meio. Portanto, a lei de Darcy é uma lei macroscópica e não diz sobre o fluxo através de poros individuais, pois não leva em consideração a permeabilidade intrínseca do meio, a

viscosidade do fluido e sua resistência ao escorregamento vertical. Portanto a lei de Darcy se aplica bem à permeabilidade dos solos, uma vez que estes poros apresentam conectividade entre si.

Resumindo, a permeabilidade em meios rochosos fraturados depende da disposição das fraturas, da conectividade entre elas, da abertura, e do número de fraturas por unidade de distância. Por isso a característica rochosa tem grande influência sobre a infiltração da água e na alimentação do lençol freático. Em rochas sedimentares clásticas, por exemplo, a porosidade é boa, apresentando capacidade tanto para o armazenamento quanto para o fornecimento. No caso de rochas cristalinas, como o granito, que compõe a maior parte da base rochosa da área de estudo, a sua porosidade é muito baixa, aproximadamente 0,5 a 2% (LEINZ & AMARAL, 1986), classificada como 1,5% por Almeida et al (2006) para os granitos do oeste de Goiás. Para a American Ground Water Trust (2011), o granito apresenta uma porosidade média de 1% para a rocha sã, fato corroborado por Davis e Turk (1964), que afirmam que esta porosidade (1%) pode ser considerada desprezível. Porém, quando alterada, esta rocha pode chegar a 45% de porosidade na região saprolítica.

Num estudo realizado com 814 poços no leste dos Estados Unidos, Davis & Turk (1964) destacaram que em granito há um rápido decréscimo da infiltração, fato que atribuem à diminuição das fraturas da rocha com a profundidade. Todavia o que nos interessa neste estudo é a natureza dos solos e a característica da porosidade saprolítica, que tem resposta mais imediata sobre a variação do lençol freático raso.

Sancho (2010) destaca que no estudo da água subterrânea em áreas cristalinas, um dos fatores mais importantes é o sistema de falhas regionais, pois

este aspecto estrutural promove a subida do fluxo vertical da água subterrânea, tornando as zonas de falhas em fatores chave a serem considerados num estudo de água subterrânea. Ainda segundo Sancho, uma zona de falha com diferente propriedade hidráulica pode agir como condutora de fluxo, uma barreira para o fluxo ou um corpo complexo de condução/barreira que pode controlar o fluxo de água do sistema aquífero, assim as zonas de falhas apresentam caráter particular e respondem por diferentes propriedades hidráulicas, conforme for o tipo de rocha.

IGME (1993) *apud* Sancho (2010) mostra, através de testes de bombeamento em granitos, que a condutividade hidráulica e o armazenamento são influenciados pelo sistema de juntas. A condutividade hidráulica variou de $10^{-2} \text{m}^3/\text{dia}$ para $1 \text{m}^3/\text{dia}$, sendo que os menores valores estavam associados ao sistema de juntas, enquanto os valores maiores estavam associados à zona de falhas. Estes valores podem ser extrapolados em áreas de decomposição do embasamento granítico decomposto (STORBER e BLUCHER, 1999).

Rolston (1972), em avaliação de poços em rochas graníticas de Moscou, constata que a produtividade dos mesmos varia de 3,78 a 26,5 litros/minuto, com uma média de 11 litros/minuto. Davis e DeWiest (1966) *apud* Rolston (op. cit.) destacam a presença de poços em granito com produção entre 23 e 144 litros/minuto. Almeida et al (2006) apontam uma média de 100 litros/minuto nos poços sobre granito na região oeste de Goiás.

As faixas saprolíticas são muito importantes nas zonas de rochas cristalinas, pois dependendo de sua espessura a água de infiltração se acumula primeiramente neste, e posteriormente, vai se infiltrando lentamente para as partes mais profundas, conforme a natureza do sistema de fraturas, daí a importância do conhecimento da condutividade hidráulica na zona vadosa.

De acordo com Chambel (1989), a água nas camadas superficiais de rochas cristalinas tem comportamento de deslocamento misto entre meios fissurados e porosos, e abaixo esta circulação se dá exclusivamente por meio de fraturas e diáclases.

As rochas do grupo cristalino envolvem as não vulcânicas como granitos, dioritos, gabros e etc., e rochas metamórficas como gnaisses, filitos, xistos e outras, sendo que nestes meios rochosos a água subterrânea flui preferencialmente no manto de intemperismo, falhas, juntas e planos de foliação, (SINGHAL & GUPTA, 1999). Estes autores destacam, ainda, que apesar da baixa permeabilidade e da dificuldade de perfuração de poços em zonas cristalinas, a caracterização do manto de intemperismo pode influenciar na formação de aquíferos, que, mesmo de baixa produtividade, pode auxiliar em locais onde há escassez de água.

Conforme Lachassagne et al *apud* Neves (2005), em terrenos cristalinos são comuns três compartimentos diferentes. De cima para baixo:

- a) Superfície alterada com espessura que varia de zero a dezenas de metros de profundidade, onde predomina uma composição argilo-arenosa de permeabilidade baixa, mas com boa capacidade de armazenamento de água.
- b) Superfície intermediária, “alterada e fissurada caracterizada por juntas subhorizontais cuja gênese é atribuída à decomposição e aos processos de alteração. O numero de juntas diminui com o aumento da profundidade”.
- c) Rocha sã, apenas transmissiva e permeável localmente, quanto afetada por fraturamento tectônico.

Nos locais onde as rochas apresentam alto grau de fraturamento e as condições de precipitação favorecem a infiltração, é possível o desenvolvimento do

manto de intemperismo e conseqüentemente dos solos e, ainda, da água que percola até o lençol freático.

De acordo com Jesus (2005), estudos estatísticos têm demonstrado que rochas fraturadas podem apresentar alto grau de armazenamento, mas é preciso estudos específicos para avaliar a correlação entre vazão e litologia.

Para Neves (2005), os aquíferos fraturados apresentam duas subzonas importantes, a zona fraturada e o manto de intemperismo. O manto de intemperismo atua como porosidade equigranular onde a água circula e posteriormente se infiltra para a zona fraturada. Todavia, a existência do manto de intemperismo depende diretamente das condições climáticas.

Nos granitos, a porosidade é secundária, pois ao contrário de rochas constituídas por sedimentos inconsolidados, cujos poros podem estar preenchidos por água, nestes a percolação dependerá da simetria e densidade das fraturas, juntas e diáclases (JESUS, 2005).

As rochas alcalinas presentes na área de estudo também se enquadram na categoria do sistema aquífero fraturado, cujos principais meios de ocorrência da água subterrânea são o manto de intemperismo, fendas, juntas e vesículas, além de descontinuidades entre camadas (SINGHAL & GUPTA, 1999).

A região oeste de Goiás, onde se encontra Iporá, foi classificada por Almeida et al (2006) como pertencendo ao Sistema Aquífero Cristalino Oeste (SACW). De acordo com os autores, este sistema é constituído por uma porosidade “secundária planar” onde a água retida pode circular pelas fraturas interconectadas. As rochas cristalinas de origem granítica e gnáissica, que estão associadas ao Arco magmático do Oeste de Goiás, além da suíte plutônica de Iporá e Piranhas, ditam as características deste aquífero.

Para Almeida *et al* (2006):

São aquíferos profundos com espessura saturada que pode alcançar mais de 150 metros. As vazões apresentam a seguinte distribuição estatística: mínima de zero, máxima de 35m³/h, média de 6m³/h e moda de 3m³/h (para um conjunto de 67 poços).

Ainda de acordo com os autores, os esforços tectônicos brasileiros na região que forma o embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná favoreceram uma alta densidade de fraturas, que aumentam o potencial deste sistema aquífero.

Da associação rocha, clima, relevo, surgem os solos, cujas características interferem diretamente na capacidade de infiltração da água da chuva e, portanto, é preciso identificar os tipos de solos presentes na área a ser estudada, bem como as suas características físicas básicas, como textura, densidade e porosidade total, entre outros.

2.4. Relação solo/água

De acordo com Palmieri e Larach (2003), solo pode ser definido como:

[...] um conjunto de corpos naturais tridimensionais, resultantes da ação integrada do clima e organismos sobre o material de origem, condicionados pelo relevo em diferentes períodos de tempo, o qual apresenta características que constituem a expressão dos processos e dos mecanismos dominantes na sua formação.

Os solos apresentam variações geográficas de grande e pequena escala conforme as condições ambientais vigentes, como a maior ou menor presença de água em sua estrutura, o nível do lençol freático, as condições da rocha e das encostas, por isso os mapeamentos de solo devem sempre vir acompanhados dos trabalhos de campo e laboratório, a fim de dar maior confiabilidade aos mapas.

A dinâmica da água nos solos favorece uma maior ou menor erosão, bem como uma infiltração maior ou menor, que por sua vez pode auxiliar na recarga do

lençol freático. A dinâmica da água apresenta uma relação direta com a morfologia do terreno, sendo que alguns solos apresentam melhor drenagem e outros são extremamente encharcados. A drenagem interna dos solos varia de boa em terrenos altos e planos, passando por drenagem boa ou excessiva nas encostas com declividades mais acentuadas, e apresenta excesso de água nas áreas de baixadas ou várzeas, onde a água predomina na massa do solo o ano inteiro (PALMIERI e LARACH, 2003).

Água do solo é água de sub-superfície, mas nem toda água de sub-superfície é água subterrânea. Tendo uma avaliação do que é a água de sub-superfície e conhecendo a geologia local, pode-se explicar porque o nível da água pode variar de metros enquanto em outros apenas alguns centímetros e nada em outro numa mesma área. A superfície superior da água subterrânea é o nível freático. Abaixo desta linha todos os poros dos sedimentos estão saturados de água, esta é a zona saturada ou freática, é onde ocorre água subterrânea. Especificamente falando, apenas há água subterrânea na zona saturada. (AGWT - American Ground Water Trust /SD).

Conforme a AGWT, no topo dos solos os sedimentos inconsolidados ou fragmentos rochosos podem não ter seus poros completamente cheios de água. Alguns podem conter água, alguns ar, e apenas alguns podem estar cheios com água. Esta região é conhecida como zona insaturada (também chamada de zona de aeração ou zona vadosa). Após chuvas pesadas, esta zona pode se tornar saturada, como pode estar completamente seca durante um período de seca. A precipitação infiltra através da zona insaturada. Esta infiltração de água é conhecida como água do solo, mas que é rasa a ponto de não poder ser usada pelas plantas, e como água vadosa quando está abaixo do nível da raiz, mas ainda não é zona saturada. Com

infiltrações adicionais, então, o excesso de água pode eventualmente alcançar o nível freático e a zona saturada. A figura 4 mostra o trajeto da água de infiltração no solo.

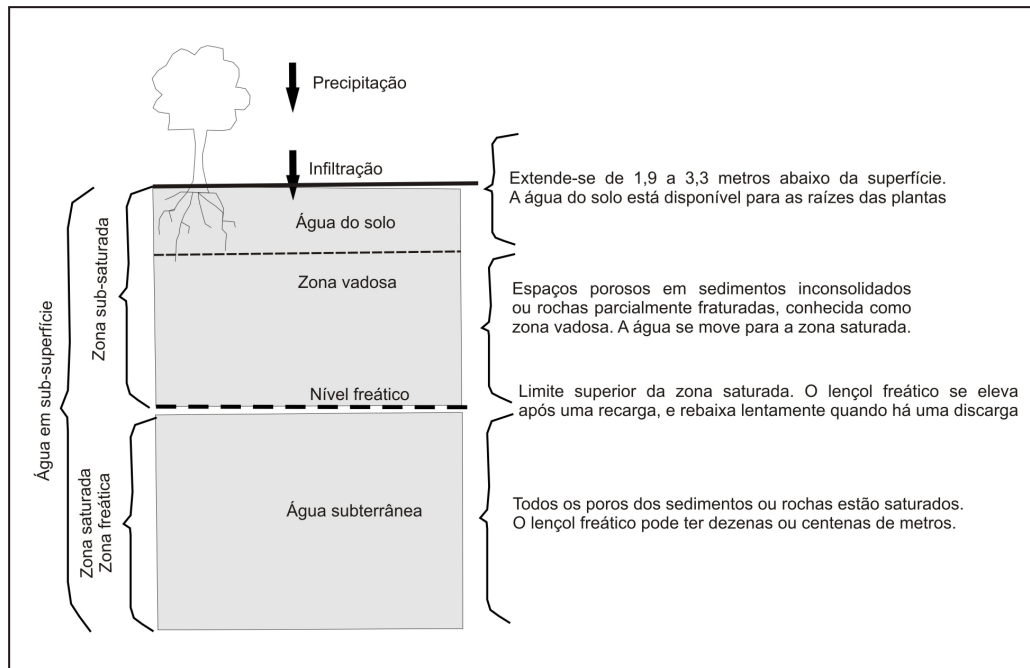


Figura 4. Esquema de infiltração da água na zona subsaturada e saturada. **Fonte:** Adaptado da AGWT/SD.

Os fenômenos de absorção e capilaridade são fundamentais na retenção e fornecimento de água para as plantas, mas nem toda água retida no solo é passível de ser absorvida pela planta, pois quanto menor o volume de água no solo, maior a força de retenção. Entretanto, a quantidade de água no solo passível de ser absorvida pela planta tem um valor limite, uma vez que o encharcamento do solo pode provocar um excedente hídrico, prejudicando a planta e desencadeando o escoamento superficial, (GUERRA, 1999).

Dessa maneira, podemos dizer que a capacidade de infiltração da água no solo e a retirada pela vegetação, dependem da capacidade de armazenamento, já que um volume pequeno de água no solo mantê-la-ia retida pela força de

capilaridade, e um excesso, provocaria diminuição do potencial gravitacional do solo gerando então o escoamento superficial.

Daí a importância de se conhecer os períodos de escassez e excedente hídricos dos solos e a capacidade de armazenamento dos mesmos, o que é possível através do balanço hídrico.

O balanço hídrico pode estimar características climáticas que, por sua vez, auxiliam no estabelecimento de comparações entre diferentes locais, facilitando o planejamento de ações ligadas ao desenvolvimento da agricultura, por exemplo.

Para este estudo, o balanço hídrico serviu como parâmetro para compreender a dinâmica da água no solo, e como o déficit e o excedente hídrico podem influenciar na dinâmica do lençol freático, e na capacidade erosiva dos solos. Por isso, o regime de chuvas é fundamental no cálculo do balanço hídrico.

A chuva é a principal variável para o cálculo do balanço hídrico, já que é extremamente difícil coletar e medir outros tipos de precipitação, e também por ser a chuva a principal forma de precipitação em climas tropicais. A temperatura do ar também faz parte do cálculo do balanço hídrico.

A evapotranspiração é outro fator importante no cálculo do balanço hídrico. A evaporação é o processo pelo qual a água, em sua forma líquida ou sólida, passa para o estado gasoso (vapor de água). Embora a evaporação seja um termo genérico para expressar a mudança da água para o estado gasoso, faz-se uma distinção entre esta e a evapotranspiração, sendo que a evaporação é a perda de água das superfícies aquáticas ou do solo, enquanto a evapotranspiração é a perda de água das superfícies vegetadas (AYOADE, 1986).

De acordo com (AYOADE, 1986) a taxa de evapotranspiração depende da disponibilidade de água na superfície, suscetível de ser evaporada, e também da

capacidade da atmosfera de vaporizar a água, removê-la e fazê-la ascender em altitude. Por isso, cada localidade em relação à latitude, tem características distintas de evaporação e evapotranspiração, pois ambos dependem ainda da capacidade de insolação local.

O balanço hídrico é muito importante na compreensão da quantidade de água que entra e sai dos solos, sendo, portanto, a somatória das quantidades de água que entram e saem de uma porção de solo, resultando na quantidade de água no estado líquido que estará à disposição das plantas. Serve ainda para se obter planejamento com relação à produtividade dos solos de determinado lugar, o que se pode ou não plantar, os tratamentos com irrigação, entre outras medidas. Outro fator a considerar é o armazenamento, ou seja, a capacidade que cada solo tem de armazenar água e disponibilizá-la para as plantas.

A estimativa do balanço hídrico climático envolve cálculos realizados com base em modelos matemáticos capazes de calcular o comportamento geral dos solos de uma determinada região, geralmente de um município, utilizando-se dados de precipitação e temperatura do ar mensal, estimativa de evapotranspiração real, déficit hídrico e excedente hídrico.

Na relação água/solo o tipo de uso da terra tem papel fundamental, uma vez que dependendo do tipo de uso, a taxa de infiltração pode aumentar ou diminuir. Estudo da variação do nível freático no planalto semiárido da China mostra a relação entre a recarga do lençol freático e o tipo de uso da terra. Estudo feito por Huang & Pang (2010) utilizando métodos de estimativa da massa de cloreto em diferentes profundidades do solo, mostra que quanto maior o porte da vegetação cultivada, como macieiras, por exemplo, menor a infiltração da água, já que estas consomem maior volume de água dos solos e também eliminam através da transpiração.

Perfis de solo de Guyuan (China), descritos por Huang e Pang (2010), mostraram que a recarga da água subterrânea era muito maior quando o uso da terra era de pastagem com uma infiltração de 100 mm/ano. A conversão do uso para o trigo fez este índice diminuir para 55 mm/ano. Em Xifeng o uso da terra com trigo acarretava uma recarga da ordem de 33 mm/ano e, após o uso com macieiras, houve um decréscimo da recarga. Segundo os autores, a substituição do tipo de cultura pode ter causado a depleção terra-água e a concentração de solutos, diminuindo a recarga do lençol freático.

Seguindo pelo caminho da dinâmica da água nos solos e no lençol freático, é preciso entender alguns elementos da morfometria da bacia, pelo menos aqueles que apresentam maior repercussão no processo de infiltração/escoamento da água pluvial, o que será discutido a seguir.

2.5. Características morfométricas da bacia

A morfometria tem ligação direta com a morfologia da bacia, a morfologia, por sua vez, apresenta relação direta com a tipologia das formas de relevo, que segundo Ross (1990), “não ocorre de maneira aleatória e caótica”, mas apresenta uma ligação direta com os demais componentes do sistema.

A morfologia seria, então, o resultado de combinações diversas dos elementos naturais, onde o embasamento rochoso é a peça principal e os agentes externos, liderados pelos fatores climáticos, seriam os responsáveis pela sua esculturação, que nunca se repete de maneira idêntica em dois lugares. A morfometria, por sua vez, seria a geometria do relevo, capaz de ser apreendida e mensurada, e influencia diretamente na dinâmica da bacia através dos caminhos que obriga a água a fazer, seja ela pluvial ou fluvial. Como as características morfométricas da bacia interferem nos processos de erosão dos solos e na

capacidade de infiltração da água, o presente estudo buscou compreender aqueles de maior utilidade para as análises pretendidas.

A hipsometria é uma variável importante, uma vez que, através dela, é possível ter uma visão geral do quadro topográfico da bacia, além de que a informação hipsométrica favorece a construção da curva hipsométrica, capaz de demonstrar o desgaste do relevo. A curva hipsométrica foi proposta como elemento de análise da bacia hidrográfica por Strahler (1952) *apud* Christofolletti (1980), e tem como objetivo avaliar as condições de desgaste do relevo, ou seja, as áreas mais rebaixadas pela ação dos agentes externos e as mais preservadas devido à maior resistência dos componentes geológicos.

A curva hipsométrica é, segundo Strahler, uma maneira simplificada de representar o ciclo geomorfológico de uma bacia de drenagem, podendo a mesma caracterizar uma fase jovem do relevo com maiores elevações até uma fase madura, onde o relevo está praticamente aplainado (fase de equilíbrio). Strahler destaca, ainda, uma fase denominada de *Monadnock*, que seria uma espécie de enclave de um relevo mais acentuado em meio a um relevo em fase adiantada de desgaste. Na fase efetiva do *Monadnock* o valor da integral hipsométrica ficaria inferior a 0,35, e que na fase efetiva da maturidade a integral hipsométrica ficaria entre 0,4 e 0,6.

As informações altimétricas da bacia são fundamentais na definição dos fatores morfométricos, sendo importante definir a amplitude altimétrica máxima que foi proposta por Schumm (1956) *apud* Christofolletti (1980), e levam em consideração a diferença entre a maior altitude da bacia e a menor altitude. Geralmente a menor altitude está situada na desembocadura da bacia e a maior no divisor, porém, Santa Catarina (1997) sugere, ao definir o ponto de maior altitude, o

cálculo da média de pelo menos dez pontos mais elevados situados no divisor da bacia.

A altura média é outro elemento altimétrico necessário e deverá ser calculada como base para definição de outras variáveis morfométricas. A altura média foi proposta como variável morfométrica por Fournier *apud* Christofolletti (1980), e é o resultado da relação entre a amplitude altimétrica (Aa) e a integral hipsométrica (Ih), sendo a integral hipsométrica compreendida pela área formada entre a curva hipsométrica, o eixo (y) e o eixo (x).

Também propostos por Fournier *apud* Christofolletti (1980), os coeficientes orográfico e de massividade representam, respectivamente, o volume rochoso e a massa rochosa remanescentes numa bacia hidrográfica, e são importantes na definição do grau de resistência das rochas, que por sua vez, definem a relação entre erosão e infiltração de água no solo.

Outro parâmetro importante na análise morfométrica da bacia é o índice de rugosidade. Este foi proposto por Melton (1957) *apud* Christofolletti (1980), como sendo o resultado da relação entre a amplitude altimétrica e a densidade de drenagem.

Strahler (1958: 1964) *apud* Santa Catarina (1997, p.29) destaca que:

Se a Densidade de drenagem aumenta enquanto o valor de H permanece constante, a distância horizontal média entre as divisórias e os canais adjacentes será reconduzida, acompanhada de aumento na declividade da vertente. Se o valor de H aumenta enquanto a Dd permanece constante, também aumentarão as diferenças altimétricas entre o interflúvio e os canais e a declividade das vertentes.

Hott et al. (2007), ao analisarem um conjunto de seis bacias hidrográficas; mostram que, embora a densidade de drenagem seja semelhante entre elas, o índice de rugosidade teve variações significativas em função da variação da amplitude altimétrica.

Considerando que o índice de rugosidade tem influência no processo de infiltração/escoamento superficial, índices fracos a médios favorecem maior infiltração, enquanto índices médios a altos favorecem o escoamento superficial, estimulando eventos erosivos. Todavia, não estamos considerando aqui outras variáveis que influenciam no processo, como uso e ocupação das vertentes, conservação da vegetação nativa, constituição rochosa e regime pluviométrico.

Com base no resultado do Índice de rugosidade (I_r) de outras bacias, nesse trabalho foram estabelecidos alguns parâmetros para classificar o índice de rugosidade e correlacioná-lo com a forma de relevo, uma vez que tanto a amplitude altimétrica quanto a densidade de drenagem refletem na variação deste índice.

Quadro 5. Classificação do índice de rugosidade (I_r) e sua relação com forma de relevo.

Classe de Rugosidade	Valor (m)	Forma de relevo
Fraca	0 - 150	Plano com declividade média até 3%.
Média	151 - 550	Suave ondulado com declividade média entre 3 e 8%.
Forte	551 - 950	Ondulado, com declividade média entre 9 e 20%.
Muito Forte	> 950	Forte ondulado a montanhoso com declividade média superior a 30%.

A densidade de drenagem é, segundo Beltrame (1984), a relação entre o comprimento total dos canais de drenagem e a área da bacia. O quadro 10 mostra a classificação da D_d .

Quadro 6. Classificação dos valores de densidade de drenagem (D_d).

Valor da D_d (Km/Km^2)	Qualificação
< 0,50	Baixa
0,50 a 2,00	Mediana
2,00 a 3,50	Alta
> 3,50	Muito alta

Fonte: Adaptado de Beltrame (1994).

O coeficiente de manutenção também é importante para o estudo morfométrico da bacia. Foi proposto por Schumm (1956) *apud* Christofolletti (1980), e indica a área mínima necessária para manutenção de um metro de canal de drenagem.

A extensão do percurso superficial (*Eps*), que conforme Christofolletti (1980), representa o percurso das enxurradas do interflúvio até o canal de drenagem, interfere na maior ou menor infiltração da água, tendo uma relação direta com a densidade de drenagem.

Considerando que a *Eps* é o quociente da divisão de 1km^2 pelo dobro da densidade de drenagem, estabelece-se o grau de intensidade da mesma, com base na escala de qualificação da densidade de drenagem representada no quadro 10. Dessa maneira foi possível estabelecer as classes de intensidade dos valores de *Eps* a partir do quociente da divisão de 1km^2 pelo dobro do valor limite de cada classe de intensidade da densidade de drenagem, chegando aos valores abaixo.

Quadro 7. Classificação dos valores da extensão do percurso superficial (*Eps*).

Valores da <i>Eps</i> (m)	Qualificação
> 1000	Baixa
1000 a 249	Mediana
248 a 142	Alta
< 142	Muito alta

O mapa de declividades é uma excelente ferramenta na caracterização morfométrica, pois facilita a visualização da declividade das vertentes e sua propensão para o escoamento superficial ou para a infiltração das águas pluviais. Tem um papel relevante no equilíbrio das encostas sendo um dos fatores da erosão potencial e dos movimentos de massa. (GUERRA E CUNHA, 2003).

Segundo De Biasi (1992), o mapa de declividades tem sido utilizado de maneira quase que obrigatória em trabalhos ligados às ciências da terra, planejamento regional, urbano e agrário, juntamente com outras representações gráficas de variáveis tais como: orientação de vertentes, insolação direta, direção e velocidade de ventos, entre outras, permitindo, assim, com suas correlações, uma melhor compreensão e um melhor equacionamento dos problemas que ocorrem no espaço analisado.

CAPÍTULO III - METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS

O presente estudo tem um caráter quantitativo e analítico, representado por um estudo de caso. O mesmo envolve várias áreas da Geografia Física, das Ciências da Terra e Exatas, como a Climatologia, Geomorfologia, Pedologia, Cartografia e Hidrogeologia na sua análise. Portanto, tem também um caráter multidisciplinar.

O trabalho em si apresenta uma visão geossistêmica, visão esta que derivou da Teoria Geral dos Sistemas (TGS). Proposta por Bertalanffy entre os anos de 1950 a 1968 (CHORLEY, 1971), a teoria geral dos sistemas apresenta o todo, através da relação entre os seus elementos. A teoria dos sistemas considera de duas naturezas os sistemas existentes, quais sejam:

- Fechado, quando não há inter-relação com o meio ambiente, assim não influenciam nem são influenciados por ele.
- Aberto, quando apresentam relações de interação com o ambiente, por meio de entradas e saídas de energia e matéria.

A teoria geossistêmica foi criada para melhor compreensão dos sistemas da natureza, que por sua vez são sistemas abertos, e podem dar uma visão integrada da natureza. Foi proposta por Sotchava na década de 1960 na União Soviética. Conforme Nascimento & Sampaio (1995) é Bertrand “quem otimiza o conceito de Sotchava e dá à unidade geossistêmica conotação mais precisa”. Bertrand acentua então o estudo do geossistema conforme a escala de abordagem.

Assim, a zona, o domínio e a região são escalas superiores, e o geossistema, geofáceis e geótopos são escalas inferiores.

Um geossistema enquadraria uma área com dimensão entre ± 10 e 1 km^2 conforme a classificação de Bertrand. Desta maneira, a bacia em foco neste estudo se enquadraria nesta condição, pois a área de estudo tem uma área de $10,5 \text{ km}^2$ e sua escala cartográfica permite uma visão compatível com a visão humana, o que favorece os mapeamentos dos fenômenos naturais por imagem e o posterior controle de campo com maior exatidão.

Dentro da perspectiva de integração, o trabalho apresenta uma sequência de dados que são imprescindíveis para uma análise integrada do meio. Os itens a seguir mostram uma perspectiva geral das abordagens feitas a nível metodológico, em que alguns fatores são priorizados, como as condições climáticas regionais e locais, as condições de relevo e de solos, com as demais variáveis apresentadas ao longo do trabalho, derivadas dos fatores descritos, ou utilizadas como suporte para integração dos resultados em longo período de tempo.

3.1. Clima

As características climáticas globais, regionais e locais são as primeiras variáveis utilizadas na compreensão das peculiaridades paisagísticas e ambientais dos diferentes lugares, pois as características climáticas influem diretamente na formação dos solos, nas características edáficas dos mesmos, na cobertura vegetal e nos processos que geram a morfoescultura do relevo.

O estudo utiliza, a priori, as características climáticas regionais definidas pela ação das massas de ar que atuam sobre a região, provocando alterações sazonais nas características pluviométricas de temperatura, umidade, pressão, etc.

De acordo com Ribeiro (1993), a extensão do clima regional varia de 150 a 2500 quilômetros de diâmetro, e estão limitados verticalmente pelos fenômenos que ocorrem abaixo da troposfera.

As principais variáveis utilizadas neste trabalho foram precipitação e temperatura, que compuseram o estudo do balanço hídrico, que foi realizado com a ajuda da metodologia de Thornthwaite e Mather (1955) descrita e disponibilizada em Excel por Rolim e Sentelhas (1999) e amplamente utilizada em trabalhos de climatologia.

3.2. Topografia e morfometria da bacia

O estudo da topografia local teve uma inter-relação entre base de dados em escala mais geral e mais restrita da bacia estudada. A base mais ampla serviu apenas como parâmetro de localização da área, na identificação da altitude predominante na bacia através das curvas de nível e pontos cotados e na identificação da rede de drenagem na imagem de satélite.

Na caracterização de maior precisão e que serviu de base na composição da declividade e topografia da bacia, foram utilizadas imagens semicontroladas ASTER do sistema VNIR da NASA. As referidas imagens forneceram dados de curvas de nível com equidistância de 10 metros e pontos cotados da área, além de dados de declividade. As imagens utilizadas pertencem ao satélite EOS AM-1 e foram utilizadas bandas espectrais do Infravermelho Próximo (VNIR) com resolução espacial de 15 metros em três bandas (1,2,3) em falsa cor.

O mapeamento geomorfológico local foi realizado a partir da proposta metodológica de Ross (1990) e Ross (1994). Primeiro, estabelecendo um nível compilatório de informações morfométricas como declividade das vertentes, níveis

altimétricos, densidade de drenagem, níveis de entalhamento dos canais de drenagem e formas de relevo, como propõe o autor, informações estas obtidas do mapa de declividades, mapa hipsométrico e imagem de satélite, obtida através do Google Earth.

A segunda etapa consistiu na construção do mapa ao nível de detalhe, que no presente caso envolveu o tipo de relevo, identificado pelo mapa de declividades e controle de campo, extensão das vertentes (utilizando ferramentas do Software Spring através da imagem de satélite), e processos degradacionais recentes (através de visitas ao campo).

3.2.1. Morfometria da bacia

As análises morfométricas em geral têm sua origem na geomorfologia fluvial, e tem como particularidade a análise de bacias hidrográficas, considerando suas principais características que, por sua vez, condicionam o regime hidrológico, a análise dos cursos de água, que contempla os processos fluviais e as formas resultantes do escoamento das águas (COELHO, 2007).

As bases teórico-metodológicas da morfometria da bacia foram extraídas de Christofolletti (1980), que trabalha dentro de uma visão sistêmica, tendo a bacia hidrográfica como um sistema aberto. Os procedimentos operacionais da morfometria são descritos mais adiante.

3.3. Condutividade Hidráulica dos solos e variação do nível freático.

A condutividade hidráulica dos solos tem aplicações diversas, conforme a natureza do estudo, e embora seja amplamente utilizada nos estudos ligados à agricultura, em função de necessidades de irrigação, a mesma tem sido utilizada por várias áreas ligadas às ciências da natureza, como Geologia e Geografia Física,

tanto em estudos ligados aos eventos erosivos, quanto à recarga do lençol freático, que, aliás, é um dos objetivos deste estudo. Para avaliação da condutividade hidráulica dos solos utilizou-se a metodologia da Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE, 1996). No presente estudo, ela é utilizada para avaliar a condutividade hidráulica dos solos em duas litologias diferentes e tentar entender como esta condutividade interfere na variação do nível freático e na suscetibilidade erosiva dos solos.

3.4. Erosão Laminar

Uma metodologia muito utilizada na predição da perda de solo por erosão é a Equação Universal de Perda de Solos por Erosão Laminar (EUPS), que foi desenvolvida nos Estados Unidos na década de 1950 por Winschmeier e Smith e posteriormente revisada pelos autores na década de 1970, Winschmeier e Smith (1978). É amplamente utilizada por ser uma ferramenta de boa eficácia na predição da perda por erosão. Todavia é preciso levar em consideração, variáveis específicas da área de avaliação, ou pelo menos de área correlata, como classes de solos, uso da terra, fatores topográficos e climáticos.

A metodologia deste estudo foi extraída de Bertoni & Lombardi Neto (1985), que faz uma adaptação da EUPS para as condições tropicais, realizando experimentos em solos do Estado de São Paulo.

Como as condições de clima e solos do estado de São Paulo são bem diferentes das condições em Goiás e em Iporá, em específico, e como não foram encontrados dados de referência para o local, utilizou-se na estimativa das perdas de solo por erosão a aplicação de índices compiladas de outros autores como Brito et al (1998) e Bloise et al (2001), além da composição de índices a partir dos

resultados das análises físicas dos solos locais, como foi o caso dos índices de erodibilidade dos solos. Os índices e valores estão descritos na parte de procedimentos operacionais deste capítulo.

A partir daqui serão descritos os procedimentos operacionais utilizados para construção deste trabalho, mas, antes, há um organograma que mostra as etapas gerais desenvolvidas para construção do mesmo.

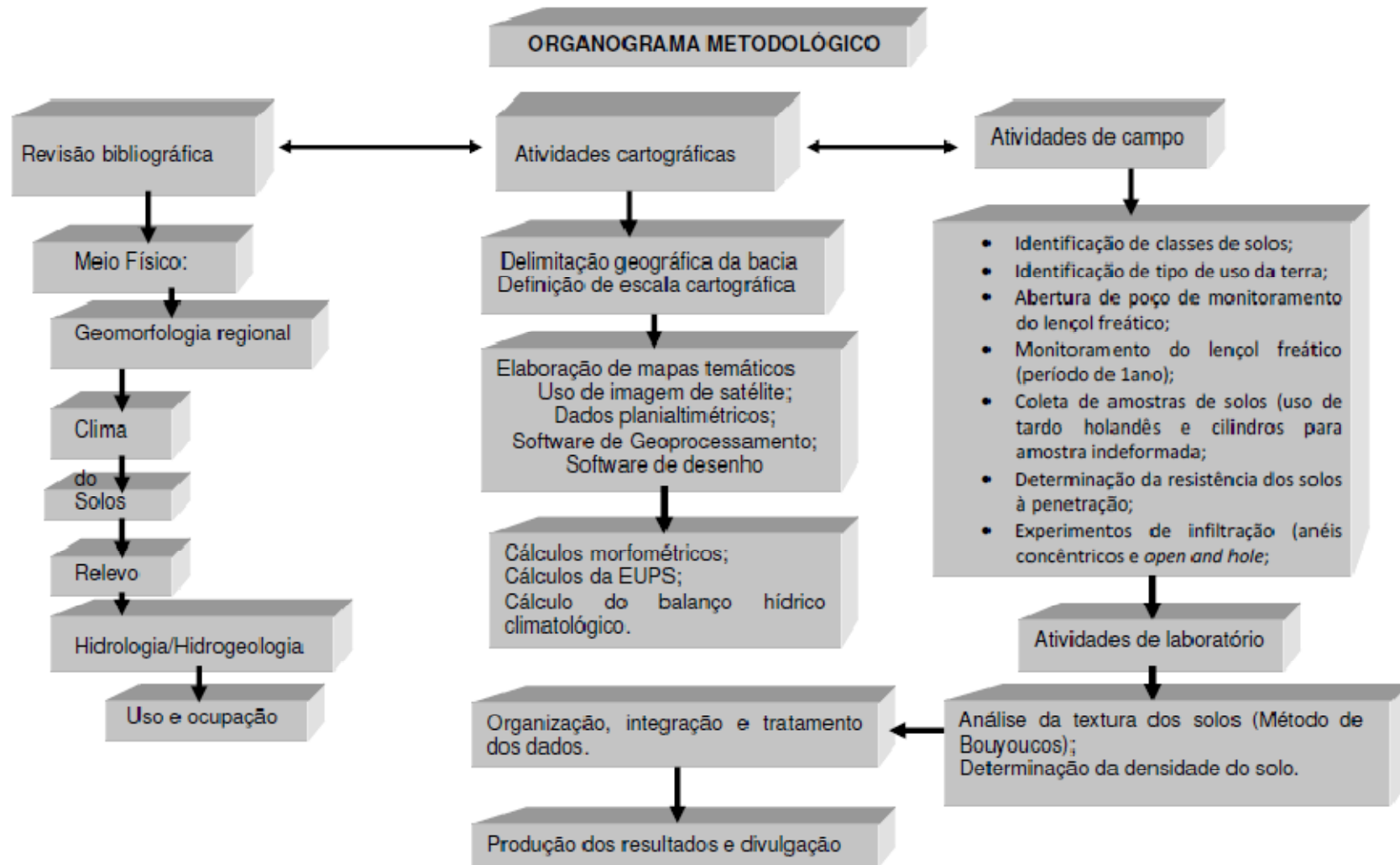


Figura 5. Fluxograma Metodológico.

3.5. Procedimentos operacionais

O desenvolvimento do trabalho contou com várias etapas, algumas sequenciais e outras simultâneas como é o caso do levantamento bibliográfico, que norteou a construção do trabalho. A metodologia seguiu uma primeira etapa que consistiu na delimitação física da área, na definição da escala cartográfica e na construção dos mapas temáticos.

Utilizou-se na confecção dos mapas o Sistema de Informação Geográfica (SIG) Spring 5.0, produzido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Como base cartográfica utilizou-se a carta topográfica Folha SE.22.V.B.III (Iporá) do desenvolvida pelo IBGE em escala 1:100.000, cabendo destacar que a carta topográfica de Iporá foi utilizada apenas como referência para controle de coordenadas, altitude e posição da bacia no município, devido a sua escala ser incompatível com a escala de trabalho pretendida.

Os dados planialtimétricos que subsidiaram as construções dos mapas temáticos tiveram por base as imagens semicontroladas ASTER do sistema VNIR disponibilizadas via cadastro e pagamento de taxa, através do endereço eletrônico http://asterweb.jpl.nasa.gov/gden_wist.asp. As imagens adquiridas continham dados como curvas de nível com equidistância de 10 m, pontos cotados e declividade.

Para a análise do relevo, tipo de uso e rede de drenagem, foi utilizada imagem de satélite (2008) do *Google Earth*, que foi copiada e recortada com o auxílio do software Corel Photo Paint 12 da Microsoft e posteriormente exportada no formato (tiff) para ser utilizada pela ferramenta Impima do SPRING, e nesse ambiente foi definida a resolução espacial da imagem, posteriormente salva no formato (spg), registrada e importada para o banco de dados do SPRING. Todas as

bases de dados foram previamente georeferenciadas e importadas para a área do projeto no ambiente Spring. A escala de saída dos mapas foi de 1:25.000.

Outra etapa da pesquisa consistiu em realizar uma análise morfométrica parcial da bacia, no intuito de avaliar as características do relevo na dinâmica da água de chuva na bacia.

Uma estimativa de Perdas de Solos por Erosão (EUPS) também foi realizada, visando entender como as classes de solo e o uso da terra, influenciam na perda de solos por erosão, bem como identificar as áreas que mais contribuem para a infiltração e para o escoamento superficial.

Um balanço hídrico climatológico foi realizado com dados de chuva e temperatura dos anos de 2010 a 2012 para facilitar a análise do comportamento da água no solo durante o ano.

A última etapa consistiu em trabalhos diretos no campo e em laboratório. As principais atividades desenvolvidas no campo e em laboratório encontram-se citadas no organograma metodológico e serão descritas a seguir nos procedimentos operacionais do estudo.

3.5.1. Construção do mapa de uso da terra

A imagem de satélite foi utilizada para mapear os principais usos, de maneira visual. Todavia, a área ocupada por alguns usos foi corrigida com trabalho de campo, uma vez que de 2008 (data da imagem) para 2012, algumas áreas que apareciam como Cerrado foram desmatadas e se tornaram pastagens. A partir das correções feitas em campo, foi construído o mapa definitivo.

3.5.2. Mapa Geológico

Utilizou-se, na sua construção, o mapa geológico do Projeto Iporá da Empresa de mineração canadense Tekcominco S/A, de 1976, que mapeou as formações alcalinas na região do Rio dos Bois, visando exploração do níquel. O mapa citado tem escala 1:50.000, e a adaptação para a escala deste estudo foi feita através de controle de campo, caminhando no terreno e mapeando os limites de cada afloramento rochoso com auxílio do GPS.

3.5.3. Mapa de declividades

O mapa de declividades teve como fonte imagem semicontrolada (ASTER, 2010) do sistema VNIR de onde se obteve curvas de nível com equidistância de 10 metros e também pontos cotados da área, ofertados em extensão shapefile e posteriormente convertidos em formato dxf e importados para o projeto no software Spring. Para elaboração do mapa de declividades, foi gerada uma grade triangular (TIN) com posterior definição dos fatiamentos de declividades desejados. As classes de declividades foram compostas com os intervalos de: 0 – 3%; 3 – 6%; 6 – 12%; 12 – 20%; > 20%.

3.5.4. Mapa hipsométrico

Construído também a partir dos dados planialtimétricos descritos para o mapa de declividades, porém utilizando fatiamentos de 50 metros na definição dos intervalos de altitude.

3.5.5. Mapa Morfopedológico

Primeiramente foi construído um mapa prévio das classes de solos com interpretações visuais da imagem de satélite recortada do software Google Earth, dados de declividades e de relevo. Posteriormente estas informações foram

controladas em campo, e adicionadas informações sobre características e propriedades físicas disponíveis através das análises de campo e laboratório, e, finalmente, com as informações necessárias construiu-se o mapa final.

3.5.6. Informações Morfométricas

O levantamento de dados morfométricos teve como suporte a delimitação da bacia, previamente realizada no projeto desenvolvido no SIG. Foram utilizados os dados de altitude (curvas de nível e pontos cotados), lineamentos dos divisores de água, distâncias interfluviais e comprimento dos canais de drenagem como fontes primárias para definição dos demais fatores morfométricos, que são descritos a seguir.

3.5.6.1. Curva hipsométrica

A curva hipsométrica foi elaborada tendo como referência a metodologia de Strahler (1952) *apud* Christofletti (1980). A representação da curva hipsométrica consiste em um gráfico onde no eixo **Y** foram colocados dados de altimetria. No eixo **X** foram colocados dados da área ocupada por cada classe de altitude em porcentagem. A área das classes de altitude foi calculada com base no mapa hipsométrico, com o auxílio da ferramenta *operações métricas* do Spring.

A integral hipsométrica foi calculada conforme metodologia de Strahler (1952), através da equação abaixo extraída de Asp (2009).

$$\int_0^1 x \cdot dy$$

Onde: x corresponde a a/A e y corresponde a h/H .

a = área do intervalo de altitude; **A** = área da bacia; **h** = altitude relativa do intervalo; **H** = altitude máxima da bacia.

3.5.6.2. Amplitude altimétrica máxima

Partindo das informações altimétricas da bacia e dados de GPS em campo, foi definida a amplitude altimétrica máxima. Essa informação foi obtida ao subtrair a altitude mínima da bacia (desembocadura), da altitude máxima em um ponto qualquer do divisor da bacia.

3.5.6.3. Altura média da bacia

A altura média (Am) da bacia foi obtida segundo Fournier *apud* Christofolletti (1980), sendo obtida através da subtração da altitude mínima da altitude média da bacia.

3.5.6.4. Coeficiente orográfico e de massividade.

O coeficiente orográfico (Co) é a representação atual do volume rochoso remanescente numa bacia hidrográfica, resultando da relação entre altura média (Am) e coeficiente de massividade (Cm), foi obtido conforme a equação abaixo.

$$Co = Am \cdot Cm$$

O coeficiente de massividade (Cm) representa a massa rochosa ainda restante na bacia, foi obtido através do quociente da divisão da altura média (Am) pela área da bacia (A), conforme equação abaixo.

$$Cm = \frac{Am}{A}$$

3.5.6.5. Índice de rugosidade

O índice de rugosidade é o produto entre a amplitude altimétrica (H) e a densidade de drenagem (Dd). Na pesquisa, este índice é importante, pois ajuda a

compreender a dinâmica da água da chuva na vertente, já que em áreas de rugosidade maior há uma maior tendência para o escoamento superficial em detrimento da infiltração.

O índice de rugosidade da bacia foi calculado conforme a equação abaixo.

$$Ir = H.Dd$$

Onde: Ir = Índice de rugosidade e Dd = Densidade de drenagem, H = amplitude altimétrica.

3.5.6.6. Densidade de drenagem

A densidade de drenagem é a relação entre comprimento total dos canais de drenagem e a área da bacia. Seu cálculo é importante, pois esta variável tem ligação direta com a estrutura geológica, com a amplitude altimétrica e com a rugosidade topográfica, influenciando na dinâmica da água que alcança a superfície.

A densidade de drenagem da bacia foi calculada com o auxílio de ferramentas do SPRING, de onde se obteve as informações de área da bacia e comprimento dos canais, através da ferramenta *operações métricas*.

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Onde: Dd = densidade de drenagem; Lt = comprimento total dos canais; A = área da bacia.

3.5.6.7. Coeficiente de manutenção

Proposto por S. A. Schumm, em 1956 apud Christofolletti (1980), esse índice tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento. O referido autor considera-o como um dos valores numéricos mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem. Quando a infiltração é maior que o escoamento superficial em uma bacia este índice

tende a ser menor, conseqüentemente, a densidade de drenagem também será menor.

O coeficiente de manutenção é, então, a razão entre um metro de canal dividido pela densidade de drenagem vezes mil, conforme a equação abaixo:

$$Cm = \frac{1}{Dd.1000}$$

Onde: Cm = coeficiente de manutenção; Dd = Densidade de drenagem

3.5.6.8. Extensão do percurso superficial

Representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente, correspondendo a uma das variáveis independentes mais importantes que afeta tanto o desenvolvimento hidrológico como o fisiográfico das bacias de drenagem. Durante a evolução do sistema de drenagem, a extensão do percurso superficial está ajustada ao tamanho apropriado relacionado com as bacias de primeira ordem, sendo aproximadamente igual à metade do recíproco do valor da densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Foi obtida conforme a equação a seguir, onde Eps = Extensão do percurso superficial e Dd é a densidade de drenagem.

$$Eps = \frac{1}{2.Dd}$$

3.5.6.9. Declividade média

A declividade média da bacia ajuda na compreensão da dinâmica da infiltração, do escoamento superficial e da erosão dos solos. Por isso, além do mapa

de declividades, foi calculada a declividade média, que foi efetuada para duas partes da bacia, pois o lado leste da bacia apresenta um relevo mais suave, enquanto o lado oeste apresenta relevo ondulado. Para isso, foi calculada a área das duas porções da bacia e medidos os comprimentos totais das curvas de nível em cada setor, através da ferramenta *operações métricas*. Para o cálculo da declividade média foi utilizada a equação a seguir, proposta por Carvalho & Silva (2006).

$$I\% = \frac{E}{A} \cdot \left(\sum_{i=0}^n CNI \right) \cdot 100$$

Onde: I% = Declividade média
E = Equidistância das curvas de nível;
A = Área da bacia ou seção considerada;
CNI = comprimento total das *n* curvas de nível.

3.5.6.10. Mapa geomorfológico

Foi construído, a partir de interpretação visual da imagem de satélite, dados planialtimétricos, mapa de declividades e trabalho de campo. Foram definidas, no mapa, as formas das vertentes, características dos topos, ressaltos topográficos e distâncias interfluviais.

As características topográficas citadas foram identificadas com o auxílio do mapa de declividades da bacia, da elaboração de uma sequência de perfis topográficos através do *Google Earth*, que permitiu visualizar as formas das vertentes.

3.5.7. Avaliação do nível freático.

Para melhor compreensão da variação do nível freático ao longo do ano em função das flutuações pluviométricas, foram utilizados dois poços para monitoramento da altura da coluna de água e sua variação. Os poços têm

respectivamente 5,6 e 8 metros de profundidade. Devido à dificuldade de abertura de poços piezômetros na área de estudo em função do tempo para a pesquisa e do custo, foram utilizados os referidos poços. O primeiro poço (5,6m) é do tipo cisterna, escavado em ambiente granítico pelo proprietário da fazenda que se encontra dentro da área de estudo.

O segundo poço é tubular, aberto a trado para o monitoramento do nível freático no ambiente alcalino. O mesmo foi aberto com trado helicoidal de 15 cm de diâmetro. À medida que se ia escavando, o cabo do trado ia sendo ampliado com extensões de 1m até atingir a água, o que ocorreu por volta dos 7,3 metros. A perfuração continuou até atingir 8 metros, deixando uma coluna de água inicial no furo, de 0,7 m.

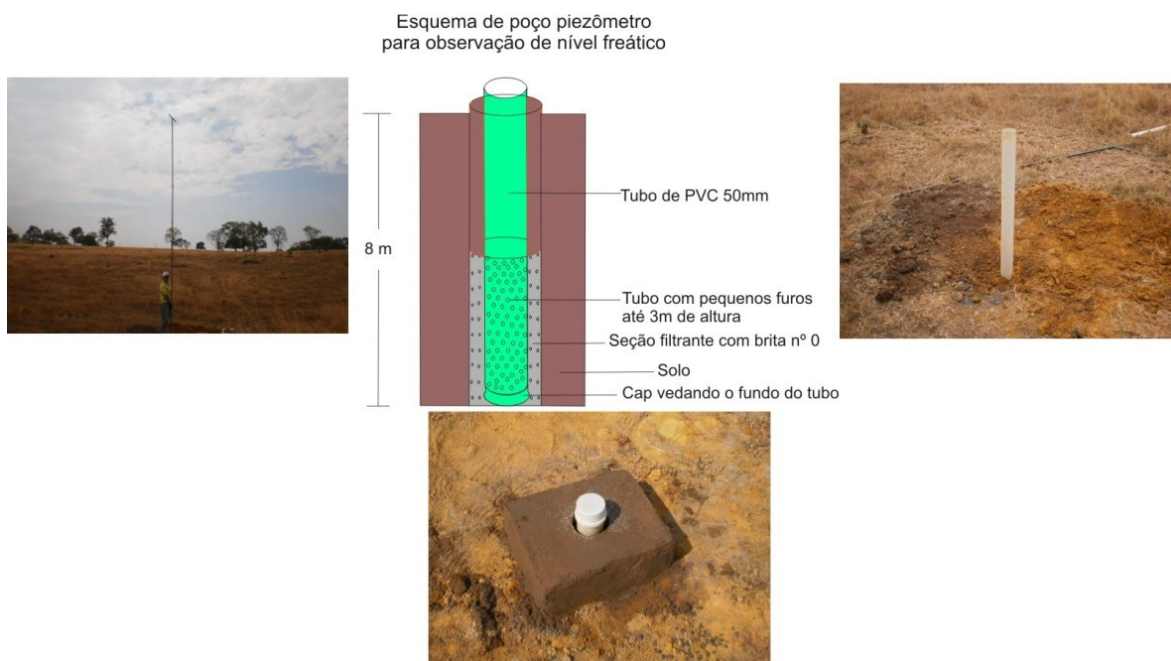


Figura 6. Poço de observação piezométrica. (Org. Flávio A. de Sousa, 2012)

Após a abertura do poço, foram introduzidos os canos de PVC de 50 mm, sendo o tubo da base previamente furado até uma altura de 3 metros com furos de 3 mm de diâmetro e equidistantes entre si em torno de 10 cm. A base do cano foi vedada com um “cap”. Em seguida, foi introduzida brita nº 0 no espaço entre o cano

e o solo até um pouco acima da zona dos furos (3 m), para funcionar como seção filtrante. O restante do furo (buraco) foi preenchido com o solo remanescente da escavação. Cabe destacar que o poço foi aberto em setembro, pois nesse mês já se acumulou um longo período de estiagem na região e o lençol freático está no seu nível mais baixo.

As medidas do nível freático foram realizadas no período de 30 de setembro de 2011 até julho de 2012. As variações do nível da água foram monitoradas com o auxílio de piezômetro (medidor de nível), com cabo de 100 metros, em cuja extremidade há um sensor que dispara um sinal sonoro quando atinge o nível da água (Fig.7).



Figura 7. Medidor de nível. Foto (Flávio A de Sousa. 2011)

A medida da variação da água nos poços permitiu calcular a reserva renovável do aquífero, a reserva permanente e a reserva explotável em (m^3 /ano). Para isso, foram utilizadas as equações abaixo, extraídas de (COSTA, 2000).

$$R_r = A \cdot \eta_e \cdot \Delta h \quad \text{Equação 1.}$$

Onde:

R_r = reserva renovável;

A = área de influência do aquífero (m^2);

η_e = porosidade efetiva;

Δh = Oscilação do nível (m).

$$R_p = A \cdot b \cdot \eta_e \quad \text{Equação 2.}$$

Onde:

R_p = reserva permanente;

A = área de influência do aquífero (m^2);

η_e = porosidade efetiva;

b = espessura saturada do aquífero.

$$R_{exp} = R_r + X \cdot R_p \quad \text{Equação 3}$$

Onde:

R_{exp} = reserva explotável;

R_r = reserva renovável;

X = é um percentual da reserva permanente;

R_p = reserva permanente.

3.5.8. Avaliação da condutividade hidráulica dos solos.

Os experimentos de condutividade hidráulica dos solos foram realizados na superfície, utilizando o método dos anéis concêntricos (Almeida et al, 2006), que, no presente estudo, consistiu em dois anéis em PVC, com diâmetros de 25 cm e 10 cm, respectivamente, e altura de 30 cm para o anel externo e 100 cm para o anel interno, que foram cravados no solo para realização dos experimentos, conforme descrição abaixo. Os anéis utilizados foram modificados da proposta da ABGE (1996), pois os anéis propostos consumiam grande quantidade de água e não havia reservatórios suficientes para levar ao campo, nem um transporte adequado para fazê-lo, uma vez que a água utilizada nos experimentos foi levada em galões de 50 litros de capacidade, e transportados juntamente com outras ferramentas em carretinha puxada por veículo leve.

Escolhido o local do experimento, os anéis foram cravados no solo a uma profundidade entre 5 a 10 cm (conforme o solo) com auxílio de uma marreta e um pedaço de caibro e, posteriormente, nivelados com o auxílio de um nível de mão.

As medidas foram feitas medindo-se a altura das colunas de água do compartimento interno no tempo inicial (T_0) e final (T_f), tomando o intervalo de tempo decorrido entre as medidas realizadas com auxílio de cronômetro. As referidas medidas foram realizadas através de uma régua presa a uma bóia na sua extremidade inferior e centralizada no tubo interno por um suporte de madeira com uma fenda central, que permite a subida e descida da régua livremente.

A figura 8 mostra o esquema de infiltração no sistema de anéis, a figura 9 mostra o aparelho utilizado

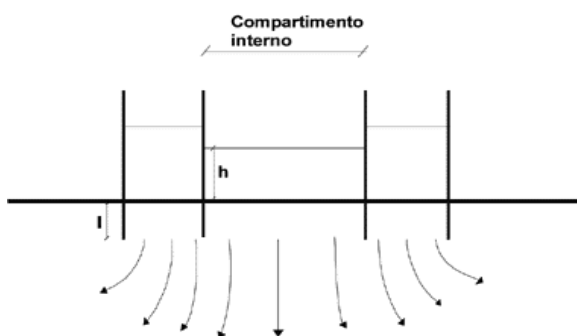


Figura 8 - Ilustração esquemática do método dos anéis concêntricos. Extraído de Souza e Campos (2001).

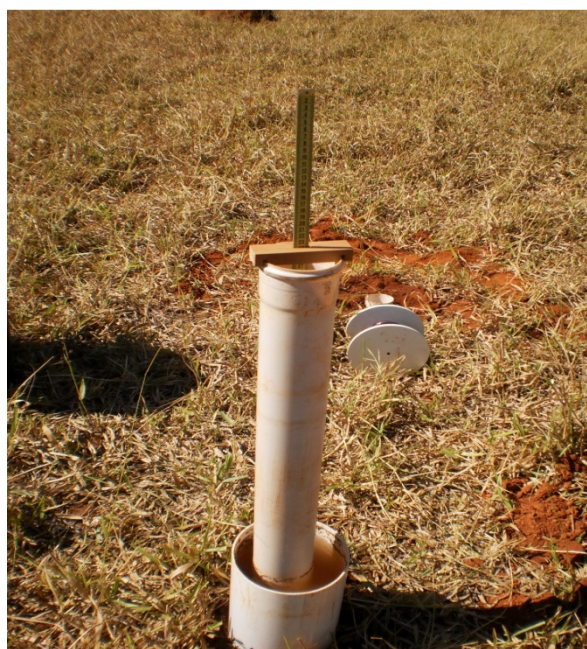


Figura 9. Modelo de anéis

Os valores de condutividade hidráulica verticais (K_v) foram obtidos a partir da equação abaixo obtida Souza e Campos (2001) que foi desenvolvida através de planilha de cálculo com o uso do software Excel da *Microsoft*.

$$K_v \text{ (m/s)} = U \cdot I/t \cdot \ln h_0/h_t$$

onde:

K_v = Condutividade hidráulica vertical do meio (m/s)

U = fator de conversão mm/min para m/s (1/60.000)

I - Profundidade de cravação do anel no solo (mm);

h_0 - Coluna d'água inicial;

h_t - Coluna d'água final ao tempo t_t (mm ou cm)

t - Tempo decorrido para o rebaixamento entre h_0 e h_t (min).

As medidas de condutividade hidráulica em profundidade foram tomadas utilizando o método *open end hole* conforme figuras 10 e 11.

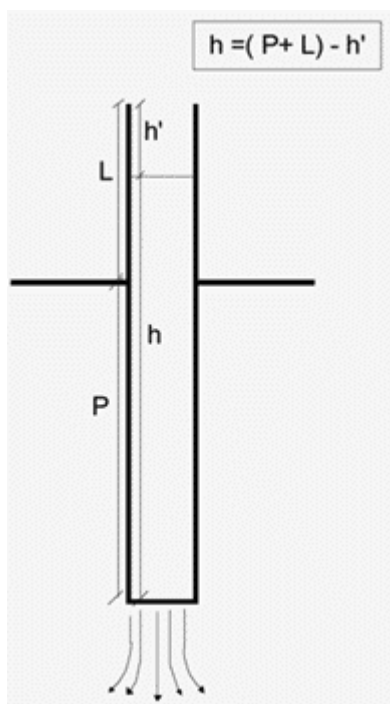


Figura 10 - Ilustração esquemática do método denominado "open end hole". Extraído de Souza e Campos (2001).



Figura 11. Medindo a altura da água no Sistema *open end hole*. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012).

O método citado é utilizado para obter valores de condutividades hidráulicas mais profundas, e consiste em um conjunto de ensaios com quatro furos verticais no solo em profundidades de 50, 100, 150 e 200 cm, com diâmetro de 100 mm (Fig. 10). Os furos foram feitos com trado manual helicoidal de 15 cm de

diâmetro. Os mesmos foram revestidos com tubos de PVC de 100 mm, e cravados na base, onde foram cheios de água até uma altura inicial (h_0), e após algum tempo (entre 2 e 3 horas) foi verificado o nível final da água.

A estimativa das condutividades hidráulicas verticais foi realizada aplicando-se os valores obtidos na equação obtida de Souza e Campos (2001), através de planilha elaborada com auxílio do software Excel.

$$K(m/s) = 2,303 \times (R/4t) \times [\log(h_0/h_t)]$$

Onde:

R - Raio interno do tubo (m);

h_0 - Coluna d'água inicial;

h_t - Coluna d'água final;

t - Tempo decorrido para o rebaixamento entre h_0 e h_t (seg.).

Os ensaios de infiltração foram realizados concomitantemente durante o mês de julho/agosto de 2012. Foram realizados três (3) experimentos (anéis) para cada classe de solo, com exceção do solo **Glei**, que não teve avaliação de infiltração, e dos Neossolos litólicos, que, devido a rochosidade e/ou concreções superficiais, não possibilitaram cravar os anéis.

Quanto aos experimentos de infiltração em profundidade (*open end hole*), foram realizados nas profundidades de 50, 100, 150 e 200 cm em cada classe de solo identificada na bacia, com exceção dos solos litólicos, Glei e no cambissolo sobre granito. A distribuição e o número de ensaios estão apresentadas no quadro abaixo.

Quadro 8. Distribuição e número de ensaios de infiltração na área de estudo.

Classe de solo	Litologia	Anel	Open end Hole	Total
Argissolo	Granito	3	4	7
Cambissolo	Granito	-	-	-
Neossolo litólico	Granito	-	-	-
Latossolo	Granito	3	4	7
Cambissolo	Gabro alcalino	3	3	6
Neossolo litólico	Piroxenito alcalino	-	-	-
Latossolo Vermelho Escuros	Piroxenito alcalino	3	4	7
Total geral de ensaios				27

Como parâmetro de avaliação dos valores de condutividade, foi utilizado o estudo Almeida et al (2006), conforme tabela abaixo.

Tabela 1. Valores e magnitude da condutividade hidráulica (K_v)

Valores de K_v (ordem de grandeza em m/s)	Magnitude
$> 10^{-3}$	Muito alta
10^{-3} a 10^{-5}	Alta
10^{-6}	Moderada
10^{-7} a 10^{-8}	Baixa
$< 10^{-8}$	Muito baixa

Fonte: Adaptado de Almeida et al (2006).

3.5.9. Coleta e análise de amostras de solos

Os pontos de coleta foram os mesmos utilizados para os experimentos de condutividade, e as amostras foram retiradas com o uso de um trado galvanizado para coleta de amostras, até a profundidade de 1m, com intervalos de 20 cm. Cabe destacar que, nos Neossolos litólicos e no Cambissolo sobre granito, as profundidades das amostras foram apenas superficiais. Essas amostras serviram para análise da textura dos solos em laboratório.



Figura 12. Retirada de amostra deformada. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012)

Também foram retiradas amostras indeformadas para avaliação da porosidade total dos solos e de densidade, e para isso foram utilizados anéis volumétricos de 50 cm³ para coleta das amostras. As amostras indeformadas foram coletadas entre 0 e 20 cm e de 21 a 40 cm de profundidade. Os cilindros tiveram suas extremidades superiores vedada com tecido e liga elástica, conforme mostra a figura a seguir.



Figura 13. Amostras indeformadas de solos com anéis volumétricos. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012).

As amostras, para determinação da textura, foram embaladas em sacos plásticos com anotações sobre classe de solo, litologia subjacente, número e altitude do ponto de coleta, e profundidade da coleta. Anotações em caderneta foram feitas constando os dados citados, acrescidos da cor predominante do solo, onde se usou a Carta de Cores de solos de Munsell (1994), das condições de relevo, localização, pedregosidade e cobertura vegetal. A Figura 14 mostra alguns instrumentos utilizados para coleta dos solos.



- 1 - Carta de cores de Munsell
- 2 - marreta;
- 3 - Trado para coleta de amostra de solo;
- 4 - Cilindro para coleta indeformada;
- 5 - Amostrador de Uhland;
- 6 - Trena;
- 7 - Faca;
- 8 - Pano de vedação de cilindro;
- 9 - Liga elástica;
- 10 - Sacos para acondicionamento de amostras, caneta para identificação de amostras.

Figura 14. Instrumentos utilizados para coleta de amostras de solos. Foto: Sousa (2012)

3.5.10. Medida da resistência do solo à penetração (RP)

Esta atividade foi desenvolvida durante o período de coleta das amostras de solos, e realizada, para cada classe de solo, com exceção daqueles com restrições à penetração, como nos Neossolos litólicos sobre granito e alcalinas.

Próximo aos pontos de coleta das amostras foi estendida uma trena com abertura de 5 metros, e a cada 10 cm foi realizada uma determinação da RP até uma distância de 200 cm. Foram realizadas 3 repetições em cada repetição 3 pontos

aleatórios com 20 determinações, totalizando 180 determinações (3 repetições x 3 pontos x 20 determinações).

Para tal se utilizou de aparelho eletrônico (penetroLOG), no qual foi acoplado um aparelho de GPS (Global Position Sistem), para localização dos pontos. Os dados obtidos foram armazenados no Datalogger do aparelho e posteriormente analisados em gabinete. As medidas de RP, bem como as coletas de amostras, seguiram as recomendações da Embrapa (1997).



Figura 15. Penetrógrafo Eletrônico e GPS acoplado. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012)

Tabela 2. Valores de referência para RP.

Classes	Limites	Limitações ao crescimento das raízes
	kPa	
Muito baixa	< 1.100	Sem limitação
Baixa	1.100 a 2.500	Pouca limitação
Média	2.600 a 5.000	Algumas limitações
Alta	5.100 a 10.000	Sérias limitações
Muito alta	10.000 a 15.000	Raízes praticamente não crescem
Extremamente alta	> 15.000	Raízes não crescem

Fonte: (Adaptado de Canarache, 1990).

3.5.11. Análise textural

Na análise textural dos solos foi utilizado o método densímetro desenvolvido por Bouyoucos (1927) *apud* Kiehl (1979). As amostras foram destorroadas e passadas inicialmente por uma peneira de malha 2 mm e colocadas para secar à sombra.

Colocou-se 50g de terra fina seca ao ar (TFSA)¹ em copo plástico e adicionou-se 100 ml de água destilada e 25 ml de solução de hidróxido de sódio. Uma parte da amostra de solo foi retirada para a determinação da sua umidade e correção para (TFSE)².

O conteúdo do copo plástico foi transferido para um copo metálico do dispersor com o auxílio de um jato de água, deixando o volume em aproximadamente 300 ml. No dispersor elétrico a amostra foi agitada por 20 minutos. Posteriormente, o conteúdo do copo metálico foi passado por uma peneira de 20 cm de diâmetro e malha 0,053 mm, colocada sobre um funil apoiado em um suporte, tendo logo abaixo uma proveta de 1000 ml. O material restante na peneira foi lavado e completou o conteúdo da proveta. O volume da proveta foi agitado por 30 segundos com bastão metálico, e, em seguida, tomada a densidade da suspensão com o auxílio de um densímetro e a temperatura da solução, que foi deixada em repouso por 2 horas para sedimentação do silte, e após, foi realizada medida da densidade da suspensão e da temperatura.

O material retido na peneira de 0,053 mm (areia total) foi passado para um becker previamente tarado e identificado, levado para secar em estufa a 105°C por 24 horas. Fracionou-se a areia total em um conjunto de peneiras na seguinte ordem: 2,0 – 1,0 – 0,5 – 0,25 – e 0,105mm e expressou-se o peso retido em cada

¹ Terra fina seca ao ar.

² Terra fina seca em estufa.

peneira em porcentagem de TFSE. Para o cálculo do tempo de sedimentação da areia menor 1cm e silte, utilizou-se a expressão a seguir.

$$t = (9h\eta) / [2 (Dp - Df) g r^2]$$

Onde:

t = tempo de sedimentação (s)

h = profundidade da coleta (cm)

η = viscosidade da água (*poises*)

Dp = densidade de partículas (g cm^{-3})

Df = densidade da água (g cm^{-3})

g = aceleração gravitacional ($g = 978,4221 \text{ cm s}^{-2}$)

r = raio da menor partícula a se sedimentar (cm)

Todos os dados operacionais foram anotados em planilha Excel para posterior tabulação e análise.

Os valores de silte, argila e areia de cada classe de solo foram dispostos em pirâmide textural, conforme a figura 16, adaptada de Lemos & Santos (1996), mas nos resultados finais deste trabalho serão e apresentados em tabela.

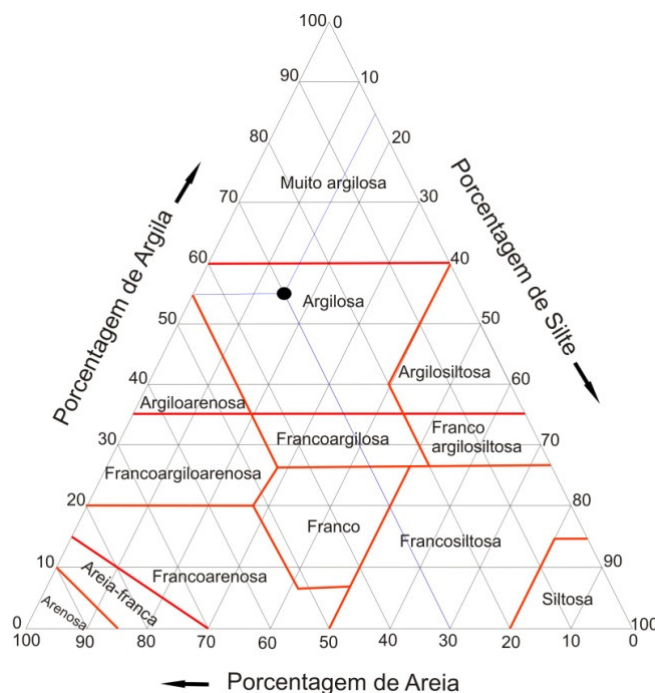


Figura 16. Modelo de Pirâmide textural.

Na determinação da densidade do solo utilizou-se o método do cilindro volumétrico segundo a metodologia da Embrapa (1997). A densidade é o resultado da massa adquirida de uma amostra de solo previamente seca em estufa, dividida pelo volume, adquirido de um anel com volume previamente conhecido. A fórmula utilizada para o cálculo está descrita abaixo.

$$D_s = \frac{m_s}{V_t}$$

Onde: d_s = densidade do solo; m_s = massa seca e V_t = volume total do solo.

Tabela 3. Valores equivalentes de densidade dos solos.

Condição textural do solo	Densidade equivalente (g/cm ³)
Argilosos	1,00 a 1,25
Solos arenosos	1,25 a 1,40
Solos húmicos	0,75 a 1,00
turfosos	0,20 a 0,40

Fonte: Kiehl (1979)

Com base no cálculo da densidade, foi calculada a porosidade total, utilizando a fórmula a seguir.

$$Pt = \left(1 - \frac{D_s}{D_p}\right) \cdot 100$$

Onde: Pt = porosidade total; D_s = densidade do solo e D_p = densidade de partículas.

A porosidade é expressa em porcentagem, e o seu intervalo de variação é entre 0 e 100%. O Quadro a seguir mostra a classificação da porosidade de acordo com (IAEG, 1979).

Quadro 9. Classificação da porosidade e índice de vazio dos solos.

Porosidade (%)	Denominação
>50	Muito alta
45 - 50	Alta
35 - 45	média
30 - 35	Baixa
< 30	Muito baixa

Fonte: (IAEG,1979).

Foi também determinado o teor de água da amostra dos solos, ou umidade. Para isso foi utilizado o ensaio proposto pela ABNT/NBR 6457/86 descrito por Kiehl (1979), com os seguintes procedimentos:

- toma-se uma cápsula com peso conhecido (W_c)
 - seleciona-se uma porção de amostra representativa (aproximadamente 50g)
 - coloca-se a amostra na cápsula e pesa-se o conjunto ($W_c + W$)
 - seca-se em estufa o conjunto até a constância do peso
 - pesa-se novamente o conjunto ($W_c + W_s$)
- O teor de água (w) é calculado de acordo com a expressão:

Utiliza-se a equação a seguir pra calcular o teor de umidade.

$$w = \frac{(W_c + W) - (W_c + W_s)}{(W_c + W_s) - W_c} = \frac{W - W_s}{W_s} = \frac{W_w}{W_s} \times 100 (\%)$$

onde:

W = peso total da amostra

W_s = peso seco

W_w = peso da água

W_c = peso da cápsula

O teor de água no solo pode variar de 0% em solo seco até valores acima de 100% em solos orgânicos. Quanto ao grau de saturação, os solos podem variar conforme os valores apresentados a seguir.

Quadro 10. Grau de saturação dos solos.

Grau de saturação (%)	Denominação
0 - 25	Naturalmente seco
25 - 50	Úmido
50 - 80	Muito úmido
80 - 95	Saturado
95 - 100	Altamente saturado

Fonte: (IEAG, 1979)

3.5.12. Determinação da densidade das partículas

Foi desenvolvida conforme metodologia citada por Blake & Hartge (1986) que usa como princípio de determinação da densidade de partículas do solo o volume de álcool etílico necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico (50 ml), contendo amostra de solo seco em estufa.

Na determinação pesou-se 20g de solo seco em estufa. A massa de solo foi transferida para um balão volumétrico de 50 ml ao qual foi adicionado 25 ml de álcool etílico e a seguir feita uma agitação por 1 minuto e deixado em repouso por 20 minutos. Após este tempo foi completado o volume do balão.

A equação utilizada para a determinação da densidade de partícula foi:

$$D_p = a / (50 - b)$$

onde:

D_p – Densidade de partículas

a - peso da amostra seca a 105°C;

b – Volume de álcool gasto

3.5.13. Elaboração do balanço hídrico climatológico

Optou-se pelo cálculo do balanço hídrico climatológico para verificar os períodos de maior armazenamento de água nos solos e também o período de déficit hídrico dos mesmos, a fim de correlacionar estes dados à variação do nível freático.

A metodologia adotada para o cálculo do balanço hídrico foi a de Thornthwaite & Mather (1955) através do software desenvolvido por Rolim e Sentelhas (1999). Os dados de chuva foram obtidos da Estação nº 1651001 da Agência Nacional de Água (ANA), que se localiza em Iporá na latitude de 16° 14' 51" S e longitude 51° 14' 51" W, com altitude de 553 m acima do nível do mar.

Os dados de temperatura foram obtidos do Sistema Meteorológico e Hidrológico do Estado de Goiás (SIMEHGO), na Estação 15 - Iporá (32352). A estação está situada no terreno da Universidade Estadual de Goiás – Unidade de Iporá, com localização 16° 25' 56" S e 51° 06' 42" O, a altitude é de 598 m, de onde

foram coletados dados do período de janeiro de 2010 a dezembro de 2012. A capacidade de armazenamento de água (CAD) considerada foi de 100 mm.

Como os dados de balanço hídrico de cada ano ficaram bem parecidos, optou-se, para este estudo, utilizar os valores mensais médios de precipitação e temperatura da série histórica para composição do balanço hídrico, uma vez que a função do mesmo era simplesmente mostrar os períodos de déficit e excedente hídrico dos solos a título de comparação com os níveis de variação do lençol freático.

3.5.14. Estimativa de perda de solos por erosão laminar.

A perda por erosão laminar foi estimada com base na Equação Universal de Perda de Solos por Erosão (EUPS), conforme metodologia adotada por Brito et al. (1998), que utilizou mapas temáticos para definição dos parâmetros da equação, apresentada a seguir, e extraída de Bloise et al (2001).

$$A = R.K.L.S.C.P$$

Onde:

- A é a perda de solos em ton.ha/ano;
- R é o fator de erosividade das chuvas, em (MJ/ha)*(mm/h);
- K é o fator de erodibilidade do solo em t.ha.h/ha.Mj.mm;
- L é o fator comprimento de rampa, (adimensional);
- S é a declividade (adimensional);
- C é o fator uso e manejo (adimensional); e
- P o fator práticas conservacionistas (adimensional).

Os mapas utilizados foram: mapa de uso do solo, mapa morfopedológico, mapa de declividades, comprimento de rampa, potencial natural à erosão laminar,

erodibilidade dos solos e fator topográfico. Os procedimentos para construção de alguns mapas temáticos (uso da terra, geologia, declividades, hipsometria e morfopedológico) já foram descritos anteriormente. Descrevemos aqui apenas aqueles que ainda não foram descritos anteriormente.

3.5.14.1. Erosividade das chuvas (R)

Este fator foi definido com base nos dados de precipitação média mensal e anual, calculadas a partir de dados de chuva do município de Iporá, extraídos da estação meteorológica nº. 165001 da Agência Nacional de Águas (ANA) numa série histórica de 1974 a 2009, ou seja, 36 anos, para dar mais consistência ao resultado.

O cálculo da erosividade teve como base a equação desenvolvida por Fournier (1960) *apud* Brito et al (1998) e descrita a seguir. O valor da erosividade foi dado em ton.ha.Mj.mm.

$$Ei = 6,866. (p^2 / P)^{0,85}$$

Onde:

- Ei é a média mensal do índice de erosão
- p é a precipitação mensal em mm, e
- P é média anual em mm.

3.5.14.2. Comprimento de rampa (L)

O mapa de comprimento de rampa foi elaborado a partir do mapa base da bacia. Nesse mapa havia o perímetro da bacia, a rede de drenagem e as curvas de nível. A escala do mapa é de 1:25.000.

Seguiu-se os seguintes passos:

1º- Foram traçados com a ajuda do software de geoprocessamento SPRING, todos os divisores presentes na bacia;

2º - O mapa com os divisores traçados foi exportado para o software Corel Draw preservando a escala original de saída;

3º - No Corel foi desenhada uma régua (ábaco) com divisões de 100 em 100 metros (conforme escala do mapa) até 1500 m;

4º - Utilizando o recurso de rotação do ábaco (o Corel permite isso), e as linhas dos divisores como referências, foram sendo medidas as distâncias entre cada divisor e os cursos d'água, demarcando-as no mapa;

5º - As distâncias obtidas variaram entre 0 e 500 m e 500 a 1000 m na bacia. Estes intervalos foram definidos por Brito et al (1998).

6º - Com os comprimentos de rampa definidos o mapa com as mesmas foi exportado para o banco de dados do Spring, onde foi vetorizado e obtidas as áreas de cada comprimento de rampa.

3.5.14.3. Erodibilidade dos solos (K)

O mapa de erodibilidade dos solos foi confeccionado tendo como base o mapa morfopedológico. Os índices de erodibilidade foram calculados pelo método indireto pela expressão de Bouyoucos (1927) *apud* Castro et al (2011), que considera na resistência à erosão as porcentagens de areia, silte e argila dos solos. Para isso, foram utilizados os dados de textura dos solos da bacia, que foram aplicados na expressão abaixo, e obteve-se o fator de erodibilidade (K) de cada classe de solo.

A expressão é: **Fator K = [(% areia + % silte) / (% argila)] / 100**

Os valores de (K), de cada classe de solo obtidos para a bacia, estão representados no quadro 11.

Quadro 11. Classes de solos e valores de erodibilidade (K).

Classes de solos presente na área de estudo/Substrato rochoso	Valores da Erodibilidade t.ha.h/ha.Mj.mm
Argissolo – granito	0,008
Cambissolo – granito	0,018
Neossolo Litólico – granito	0,037
Latossolo – Granito	0,007
Latossolo – Alcalinas	0,005
Cambissolo – Alcalina	0,006
Neossolo Litólico – Alcalinas	0,027
Glei	0,000

3.5.14.4. Uso e manejo dos solos (C) e Práticas conservacionistas (P)

O fator C refere-se à maior ou menor intensidade de proteção do tipo cobertura vegetal para o solo, enquanto o fator P está relacionado às práticas conservacionistas utilizadas conforme o tipo de uso.

Os valores de C foram obtidos de Brito et al (1998). Como a bacia apresenta uso predominante por pastagem sem nenhum sistema conservacionista, utilizou-se fator P= 0 conforme proposta de Chaves (2010). O Quadro 12 mostra os índices de C propostos por Stein et. al (1987), e presentes na área de estudo.

Quadro 12. Valores de C conforme o tipo de uso da terra

Classe de uso da terra	Valores de C
Cerrado	0,002
Pastagem	0,01
Campo higrófilo	0,0000

Fonte: Adaptado de Stein et al. (1987) *apud* Brito (1998).

3.5.14.5. Fator Topográfico

Este fator é o resultado entre o comprimento de rampa e a declividade e “representa as perdas de solos esperadas para uma unidade de área em declive qualquer em relação às perdas de 22 m de comprimento com 9% de declividade”. (BRITO et al.,1998). A equação utilizada foi proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1985).

$$LS = 0.00984 \times L^{0,63} \times S^{1,18}$$

Com o cruzamento dos mapas de comprimento de rampa e declividades obteve-se o mapa de Fator Topográfico.

3.5.14.6. Potencial natural à erosão laminar (PNE)

O mapa de potencial natural à erosão laminar foi obtido a partir do cruzamento dos fatores (erosividade das chuvas, erodibilidade dos solos e fator topográfico). A metodologia também é de Stein (1987) *apud* Brito (1998). Os índices utilizados foram os descritos no Quadro 13, e a equação utilizada foi:

$$PNE = K \times R \times LS$$

Quadro 13. Categorias e índices de potencial à erosão

Potencial Natural à Erosão Laminar	
Categoria	Ton./ha
Fraco	0 - 100
Moderado	100 - 300
Moderado a Forte	>300

Fonte: Brito et al (1998)

3.5.14.7. Perda de solos por erosão laminar

É o resultado entre as variáveis físicas e as variáveis antrópicas.

O mapa final de perda por erosão laminar foi obtido com o cruzamento do mapa de potencial natural à erosão e os valores de C e P, através da equação a seguir. O resultado foi obtido em ton.ha, com variações de 0 a 1, 1.1 a 2 e > 2 ton./ha.

$$A = R.K.L.S.C.P. \text{ ou } A = PNE \times C \times P$$

3.6. Análise estatística

Para as análises estatísticas dos resultados foram utilizados, o teste *t de student* para dados com número de amostras iguais ou inferiores a 30. Para amostras superiores a 30 foi utilizado o teste z.

No presente estudo, o desenvolvimento do *teste t* seguiu a proposta de Thomaz (2008), onde primeiro se calculou a média (soma de todas as amostras, dividida pelo número de amostras), em seguida calculou-se a variância de cada grupo amostral, conforme a equação 1. Na comparação entre duas médias foi necessário o cálculo das duas variâncias.

Após calcular as duas variâncias, calculou-se a variância ponderada (equação 2), e posteriormente o valor de *t* ou (*t* calculado), conforme a equação 3. Em seguida, definiu-se o nível de significância que se pretendia avaliar as médias. Definido o nível de significância observou-se o valor correspondente numa tabela apropriada, que nesse caso foi extraída de Fround & Simon (2000), onde se obtêm o valor de *t* absoluto e o grau de liberdade ($n_1 + n_2 - 2$).

As equações foram desenvolvidas no software Excel da *Microsoft* para agilizar os cálculos. A figura x mostra a tabela utilizada para definição do *t* absoluto.

Equação 1 – Variância

$$S^2 = \frac{(x_1 - \text{média})^2 + (x_2 - \text{média})^2 + (x_3 - \text{média})^2 + (x_n - \text{média})^2}{n}$$

Onde:
 S^2 = Variância;
 n = número de amostras;
 x = variável

Equação 2 – Variância ponderada

$$S_2 = \frac{(n_1 - 1) \cdot S_1^2 + (n_2 - 1) \cdot s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

Onde:

S_2 = Variância ponderada;

n = número de amostras;

s_1 = variância 1

s_2 = variância 2

Equação 3 – t absoluto

$$T = \frac{\text{média 1} - \text{média 2}}{\sqrt{\frac{1}{N} + \frac{1}{N}} \cdot S_2}$$

Onde:

T = valor de t;

N = número de amostras;

S_2 = Variância ponderada;

Para a avaliação estatística de dados amostrais grandes (número de amostras maior que 30), utilizou-se a fórmula de z (FREUND & SIMON, 2000), subtraindo-se a média 1 da média 2 e dividindo o resultado pelo desvio padrão de sua distribuição amostral.

Na análise foram consideradas duas hipóteses:

a) Nula quando as médias populacionais são iguais;

b) Alternativa, quando diferentes, a um nível de significância de 0,05.

Hipótese nula - $H_0: \delta = 0$

Hipótese alternativa - $H_A: \delta \neq 0$

Nível de significância - $\alpha = 0,05$

A hipótese nula é rejeitada quando $z \leq -1,96$ ou $z \geq 1,96$. Para tal substituiu-se os valores na seguinte equação:

$$Z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$$

Onde: z = desvio da média em relação a H_0 ; 1,96 = valor de z ao nível de significância de 5%; σ = Desvio padrão; n = número de amostras; x = médias

CAPÍTULO IV - CARACTERIZAÇÃO FÍSICA REGIONAL

O presente capítulo faz uma descrição geral e sucinta das principais características físicas regionais que influenciam sobre os domínios locais

4.1. Geologia

O município de Iporá está localizado na borda noroeste da Bacia Sedimentar do Paraná e está assentado sobre rochas de diversas idades, como as do embasamento cristalino, que datam do Pré-Cambriano inferior. Há ainda a presença de rochas Siluro/Devonianas das Formações Furnas e Ponta Grossa, e de rochas alcalinas de idade cenozóica, que formam as principais serras do município, como a Serra de Santo Antônio e Serra dos Macacos. Os itens abaixo resumem as ocorrências geológicas presentes no município de Iporá e na região oeste de Goiás.

4.1.1. Complexo Granítico-Gnáissico (Paleoproterozóico/Arqueano – idade > 1b.a)

Compreende granitos, tonalitos, trondhjenitos e granodioritos gnaissificados e milonitizados, possivelmente gerados no Arqueano e rejuvenescidos no Neoproterozóico (CPRM, 1999). No município de Iporá ocupa aproximadamente 1/3 de sua área.

4.1.2. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Iporá-Amorinópolis (Neoproterozóico - ± 800 m.a)

Englobam rochas metavulcânicas básicas e ácidas associadas com metassedimentos que ocorrem nas proximidades de Iporá e Amorinópolis, conforme

CPRM (1999). Ocupam aproximadamente 10% da área do município de Iporá e se localizam na região central do mesmo.

4.1.3. Granitos Tipo Iporá (Eo-Paleozóico \pm 560 m.a).

As suítes graníticas exibem corpos de amplas variedades petrográficas, predominando os granitos e os granodioritos pórfiros, havendo ainda descrições de passagens entre quartzo dioritos e quartzo monzonitos. Os afloramentos apresentam tonalidades diversas, de cinza a rosada e granulação de média a grossa (PENA E FIGUEIREDO, 1972). No município de Iporá ocupam a porção norte-nordeste com aproximadamente 20% de sua área.

4.1.4. Grupo Paraná (Paleozóico – Devoniano \pm 360 m.a)

4.1.4.1. Formação Furnas

A Formação Furnas foi classificada como pertencendo ao Grupo Paraná, com idade devoniana. A sua colocação na base da bacia sedimentar do Paraná foi primeiramente sugerida por Oliveira em 1927, como destaca Sousa Júnior et al (1983), ao subdividir a área devoniana paranaense, onde teria sido considerada como “seção-tipo as rochas evidenciadas nas escarpas da Serra de Furnas”.

Apesar da maior ocorrência de afloramentos serem encontradas no Estado do Paraná, a referida formação estende-se por vários Estados, como Mato Grosso e Goiás, onde aflora na borda noroeste da bacia sedimentar do Paraná, intercalada com outras estruturas litológicas que formam o Complexo Iporá.

Faria *et al.* (1975) definiram-na como arenitos finos e grosseiros, conglomeráticos, cores brancas, amarelas ou cinzas, com ocorrência restrita de delgados leitos de folhelhos micáceos de coloração cinza-bege e siltitos esbranquiçados.

Há ainda contradições sobre o ambiente de formação. De acordo com CPRM (1999), enquanto autores como Almeida (1954), Loczy (1966) e Lange & Petri (1967) admitem um ambiente marinho de águas rasas em período transgressivo, Ludwig & Ramos (1965), Northfleet, Medeiros e Mulhmann (1969), admitem para os depósitos da Formação Furnas uma gênese ligada a processos fluviais.

De acordo com Sousa Júnior *et al.* (1983), na GO-174 que liga Iporá a Amarinópolis os arenitos da Formação Furnas mostram granulações grosseiras e finas, cores cinza-claro, onde se destacam vênulas amareladas e avermelhadas, grãos angulosos e subangulosos, má seleção, micáceos, matriz arenosa fina, escasso cimento caulínico e com intercalações de níveis de lamitos esverdeados e conglomerados. No município de Iporá está dispersa em vários pontos e em sua maior parte encontra-se recoberta pelos sedimentos da Formação Ponta Grossa e, em alguns pontos, de forma discordante com a Formação Aquidauana.

4.1.4.2. Formação Ponta Grossa

Assim como a Formação Furnas, a Formação Ponta Grossa também foi descrita primeiramente por Derby no final da década de 1970, ao caracterizar os “schistos e grés schistos” da escarpa da Serrinha, nas proximidades da cidade de Ponta Grossa-PR, conforme destaca CPRM (1999). Possui idade devoniana, sustentada pelo conteúdo fossilífero, admitindo-se uma origem marinha (IANHEZ *et al.* 1983)

Nas proximidades de Amarinópolis-GO esta formação foi descrita segundo CPRM (1999) por Vieira (1968) como composta por folhelhos cinza e roxos, micáceos, bem laminados, quebradiços em pequenas plaquetas, apresentando fácies predominantemente argilosa.

De acordo com CPRM (1999), a sul e a leste de Iporá os litótipos mostram-se intensamente afetados por falhas gravitacionais, o que parece contribuir para condicionar-lhes a deposição. A espessura destes litótipos é bastante imprecisa devido ao mascaramento da ação erosiva e ao condicionamento estrutural, além de um grande volume de intrusões de rochas básicas que afetam os seus sedimentos.

4.1.5. Grupo Iporá (Mesozóico – Cretáceo - ± 80 m.a)

Caracteriza-se por ocorrências de rochas vulcânicas e intrusivas de natureza alcalina resultante de tectônica de borda da bacia do Paraná durante a reativação mesozóica da Plataforma Brasileira (ASSUY, DYER E IWANUCH (1971) *apud* (CPRM, 1999).

O referido grupo é de acordo com Glaser & Marques (1968), *apud Sousa Júnior et al* (1983), constituído por um complexo de rochas plutônicas, hipabissais e extrusivas de filiação alcalina, ácidas e ultramáficas, divididas em: rochas plutônicas (dunitos, peridotitos, serpentinitos, piroxenitos, gabros alcalinos, sienitos), rochas hipabissais (lamprófiros e diabásios), rochas extrusivas (traquitos, traquiandesitos, lavas alcalinas).

Junqueira-Brod et al (2002) destaca que o magmatismo alcalino ocorreu primeiramente no Cretáceo inferior nas bordas da Bacia Sedimentar do Paraná num evento contemporâneo ao derrame de efusivas básicas continentais da Formação Serra Geral. Conforme Almeida (1983, 1986) *apud* Junqueira-Brod (2002) um segundo estágio teria formado as províncias alcalinas do cretáceo superior, onde estão as alcalinas de Iporá.

Segundo os autores a Província alcalina de Goiás (PAGO) incluindo os municípios de Iporá ao norte, e Rio Verde ao sul, afloram corpos alcalinos com uma

extensão de 250 km e 70 km de largura, e esta direção (N30W), coincide com um “trend de falhas do embasamento cristalino”. O complexo alcalino Córrego dos Bois (onde está a área de estudo), foi descrito por Danni (1978) e abrange uma área de aproximadamente 33 Km².

4.1.6. Cobertura Detrítico-Laterítica (Cenozóico - \pm 15 m.a)

Derivam de ação intemperica sobre o substrato rochoso, e podem ser divididos nos seguintes níveis: basal – composto por rocha alterada com estrutura preservada (isalterita); mosqueado ou aloterítica (sem preservação das estruturas), com estruturas argilosas diversas, rica em óxidos de alumínio; concreções lateríticas – endurecidas com estruturas oolíticas/pisolíticas, granular/microgranular, fragmentada e/ou maciça; e, por último, latossolos vermelho-amarronzados, geralmente argilosos (CPRM, 1999). Desenvolvidas durante o período Terciário-Quaternário suas espessuras variam desde poucos decímetros até, no máximo 50m. Assentam sobre interflúvios de extensas áreas peneplanizadas, conhecidas como chapadões e chapadas.

4.2. Geomorfologia

A geomorfologia no município de Iporá apresenta quatro unidades geomorfológicas regionais definidas por Mamede *et al* (1983), e representadas na Folha (SE.22 Goiânia). Com base nas descrições dos referidos autores Iporá e região apresentam os seguintes compartimentos geomorfológicos: Planalto Central Goiano, representado pelo Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba; Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, representado pelo Planalto Setentrional da Bacia do Paraná e Depressão do Araguaia e Planalto dos Guimarães – Alcantilados.

4.2.1. Planalto Central Goiano – Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba.

De acordo com Mamede *et al* (1983), a designação de Planalto Central Goiano foi definida por Pena *et al* (1975), por ocasião de pesquisas geológicas na área que compreende a Folha (SE-22 Goiânia). Esta denominação passou então a ser utilizada por ser adequada para descrever o compartimento nordeste da referida Folha, além do estudo do compartimento leste da Folha SD-22. Goiás.

O planalto do Alto Tocantins-Paranaíba foi definido e delimitado por Mamede, Nascimento e Franco (1981), e segundo os autores, apresenta feições geomorfológicas bastante diversificadas, onde predominam as formas dissecadas.

Nas proximidades de Iporá este planalto ocorre em faixa descontínua SE-NE em contato com a Depressão do Araguaia e o Planalto Setentrional da Bacia do Paraná, formando um alinhamento de Serra denominado Serra de Santo Antônio que apresenta o seu limite SE ao norte de Iporá. A feição topográfica é aguçada com a presença de solos litólicos e vegetação savânica.

4.2.2. Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná – Planalto Setentrional da Bacia do Paraná.

Este compartimento é o mais extenso mapeado na Folha SE-22 (Goiânia), que engloba a região de Iporá (MAMEDE *et al*, 1983).

Geologicamente, esta unidade está representada por diferentes feições que vão desde o pré-cambriano (Complexo granítico-gnáissico), até o Mesozóico (Grupo Iporá). O relevo é bastante dissecado com níveis de aplainamento significativos e formas de dissecção predominantemente convexas com vales em “v” abertos. A referida área sofreu levantamento sob a influência de epirogênese, o qual provocou o arqueamento de suas bordas.

Os pontos mais elevados ao sul de Iporá estão associados às rochas Neoproterozóicas da seqüência meta-vulcano-sedimentar Iporá-Amorinópolis e por rochas sedimentares da Formação Ponta Grossa, neste caso, associado ao reverso de *cuesta* da extensão norte da *cuesta* do Caiapó, predominando relevo tabular.

4.2.3. Depressão do Araguaia

Essa unidade foi definida inicialmente por Mamede, Ross e Santos (1981), no mapeamento da Folha (SC.22 Tocantins), que denominaram a superfície rebaixada que margeia os depósitos recentes do rio Araguaia (MAMEDE *et al*, 1983).

A Depressão do Araguaia apresenta as menores altitudes em relação às demais unidades cartografadas para a Folha (SE.22, Goiânia), com intercalações entre formas de dissecação tabular e convexa, graças à presença de sedimentos devonianos das Formações Furnas e Ponta Grossa, aos quais estão associados os relevos tabulares, o que faz variar também os solos, que vão desde Neossolos Litólicos a Argissolos vermelho-amarelos.

4.2.4. Planalto do Guimarães Alcantilados.

Conforme Mamede *et al* (1983), esta unidade foi designada primeiramente por Almeida (1967) como Planalto dos Alcantilados, mas segundo os autores, ao fazerem o levantamento geomorfológico constataram que esta unidade fazia parte de uma área maior, que denominaram de Planalto dos Guimarães.

Esta unidade apresenta dois compartimentos, um mais elevado e outro mais rebaixado, sendo o superior esculpido em rochas “permocarboníferas da Formação Aquidauana”, e o compartimento inferior esculpido em rochas das Formações Furnas e Ponta Grossa.

No município de Iporá, destaca-se o compartimento rebaixado que apresenta uma pequena extensão a oeste com uma área de 49 km² e litologia associada às Formações Furnas e Ponta Grossa com altitude entre 550 a 630 metros. Caracteriza como um divisor de águas com topo alongado cuja declividade média é de 20%. Predominam Neossolos Litólicos e Cambissolos.

O Quadro 14 mostra um resumo das condições geomorfológicas do município, considerando as unidades geomorfológicas e a área do município por elas ocupada, o grau de dissecação do relevo, as características morfológicas e morfométricas e os tipos de solo associados.

Quadro 14. Resumo das condições geomorfológicas de Iporá-GO.

Unidade Geomorfológica e área ocupada em Km²	Grau de dissecação do relevo	Morfologia e Morfometria	Tipos de solos
Depressão do Araguaia (285 km ²)	Médio (2)	Formas de topos convexos, com médio grau de entalhamento da drenagem.	Neossolo Litólico, Cambissolo, Argissolo Vermelho-Amarelo
Planalto dos Guimarães (Alcantilados) (49 km ²)	Médio (2)	Formas de topos convexos, com médio grau de entalhamento da drenagem.	Neossolo Litólico e Cambissolo
Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná – Planalto Setentrional da Bacia do Paraná. (590 km ²)	Médio (2)	<ul style="list-style-type: none"> • Formas de topos aguçados com médio grau de entalhamento; • Formas de topos aguçados com médio grau de entalhamento de drenagem; • Formas de topos convexos com médio grau de entalhamento da drenagem; • Formas de topos convexos com médio grau de entalhamento da drenagem; • Formas de topos 	Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho, Cambissolo, Neossolo Litólico e Cobertura Detrítico-Laterítica

		tabulares com médio grau de entalhamento da drenagem;	
Planalto Central Goiano – Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba. (89 km ²)	Médio (2)	<ul style="list-style-type: none"> • Formas de topos aguçados com médio grau de entalhamento; • Formas de topos tabulares com médio grau de entalhamento da drenagem; 	Cambissolos e Neossolos Litólicos.

Fonte: Mapa geomorfológico de Iporá.

4.3. Solos

Conforme o mapeamento das classes de solos realizado pelo IBGE (1993), os principais solos presentes em Iporá e região são os Latossolos, Argissolos, Neossolos Litólicos distróficos e eutróficos com estrutura pedregosa e textura média cascalhenta associada a relevo forte ondulado. Encontram-se, ainda Cambissolos distróficos e eutróficos com textura pedregosa e média cascalhenta em relevo ondulado e forte ondulado.

4.3.1. Latossolos

Os latossolos, de maneira geral, são solos minerais não hidromórficos, caracterizados por apresentarem horizonte **B** latossólico, com teor médio de Fe₂O₃ superior a 18%. São profundos a muito profundos, acentuadamente drenados, friáveis, muito porosos e permeáveis, com baixa suscetibilidade a erosão, em função do alto grau de flocculação e estabilidade dos agregados. São solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo (salvo pouco alteráveis). Variam de fortemente a bem drenados, embora ocorram variedades que têm cores pálidas, de drenagem moderada ou até mesmo imperfeitamente drenados, transacionais para condições de maior grau de gleização. Em alguns casos, devido ao ciclo de

umedecimento e secagem pode formar concreções ferrugionosas dando ao horizonte onde se encontra um caráter plíntico ou petroplíntico, (EMBRAPA, 1999).

4.3.2. Argissolos

Na região de Iporá caracterizam-se em duas classes, Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico (PVAd), com **A** moderado e textura indiscriminada cascalhenta, em relevo forte ondulado a nordeste de Iporá; Argissolo Vermelho distrófico (PVd), sobrepostos a relevo suave ondulado, com textura predominante cascalhenta quando sobreposto a rochas graníticas, e arenosa quando sobreposto aos arenitos da Formação Furnas, (SOUSA, 2006).

Os argissolos distróficos compreendem solos com características semelhantes aos argissolos eutróficos, diferindo desses pela saturação de bases, sempre inferior a 50%. O horizonte **A** é moderado, raras vezes proeminente, com textura arenosa ou média, e transição gradual ou clara para o horizonte **B** textural. Ocorrem sobre relevo desde plano a ondulado e sobre litologias variadas.

4.3.3. Cambissolo distrófico e eutrófico

São solos constituídos por material mineral, com horizonte **B** incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, desde que em qualquer dos casos não satisfaçam os requisitos estabelecidos para serem enquadrados nas classes Vertissolos, Chernossolos, Plintossolos ou Gleissolos. 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 e baixa saturação por bases e atividade química da fração coloidal (EMBRAPA, 1999).

De acordo com LEPSCH (2000), está compreendido entre os grupos e subgrupos de solos com os quais se assemelham pela nova classificação de solos brasileira, ou seja, Cambissolo Hálpico Perférico Latossólico (intermediário para Latossolo Perférico).

4.3.4. Neossolo Litólico distrófico

São solos constituídos por material mineral ou por material orgânico, são rasos e muito pouco desenvolvidos, com pequena expressão dos processos pedogenéticos em consequência da baixa intensidade de atuação destes processos, que não conduziram, ainda, a modificações expressivas do material originário, de características do próprio material, pela sua resistência ao intemperismo ou composição química, e de relevo, que podem impedir ou limitar a evolução desses solos. A espessura predominante varia de 20 a 40 cm, textura variando de arenosa a argilosa com ou sem frações grosseiras (cascalhos, calhaus e matacões), (EMBRAPA 1999).

4.4. Vegetação

A região Centro-Oeste pertence à província Equatorial Amazônica e à Província Tropical Atlântica, evidenciada em uma paisagem florística de *Savana* ou *Cerrado*. Porém o domínio do cerrado apresenta uma grande diversidade de fisionomia de acordo com as condições topográficas, de solo e de umidade. Barbosa (1993) considera o Cerrado como um sistema que abrange áreas planálticas com altitudes médias de 650m, com um clima tropical subúmido de duas estações, cujos

solos são variados e com um quadro florístico e faunístico bastante diversificado e interdependente.

De acordo com Rizzini (1979), o cerrado é a *forma brasileira* da formação geral chamada *savana* que apresenta diversas fisionomias, como savana arborizada, savana arbustiva, e mesmo um campo sujo, com a presença de arbustos mal desenvolvidos e esparsos sobre um tapete gramíneo. A figura 17 mostra um remanescente de cerrado alterado na bacia. A área de solo exposto foi desmatada para pastagem que não se manteve devido ao solo raso e cascalhento.



Figura 17. Cerrado alterado em Neossolo Litólico na bacia do rio dos Bois.– Iporá-GO. (Foto: Flávio Alves de Sousa, 2011)

As intensas degradações do cerrado impedem, muitas vezes, a classificação fisionômica do mesmo, como por exemplo, num cerrado que se transforma após ampla degradação em campo sujo, onde predominam gramíneas com plantas esparsas e baixas.

Parece haver um consenso de que as condições edáficas, associadas às condições de rochas e solos determinam as diferentes fisionomias do cerrado. Arens

(1958), citado por Barbosa (1993), admite que a escassez de nitrogênio assimilável possa originar o escleromorfismo oligotrófico, dando à vegetação do cerrado uma característica peculiar causada principalmente pela deficiência de nutrientes que atua no desenvolvimento das plantas e no seu caráter estrutural e florístico.

Em locais onde há um melhor desenvolvimento dos solos, aparecem fitofisionomias mais desenvolvidas e densas, entre estas a Floresta Estacional Semi-Decidual, assim denominada por Magnago et al (1983), que definem esta fitofisionomia como uma floresta que durante o período crítico de estiagem perde 20% de suas folhas, sendo esta perda em “relação ao conjunto florestal e não das espécies”. O porte desta vegetação é em média de 5 metros. A Figura 18 mostra uma visão parcial de um remanescente de Floresta Estacional Semidecidual.



Figura 18. Remanescente de Floresta Estacional Semi-decidual – Iporá/GO. (Foto: Flávio Alves de Sousa, 2011).

4.5. Clima

De acordo NIMER (1977), o clima da região Centro-Oeste do Brasil apresenta característica singular em relação às demais regiões. Iporá e região estão

inseridos no clima tropical subúmido do tipo Aw de Koppen, com um período seco (abril a setembro), e outro chuvoso (outubro a março), apresentando um índice médio de pluviosidade que varia entre 1500 a 1700 mm/ano.

De acordo com NIMER (1977), a região Centro-Oeste apresenta sistemas dominantes de circulação atmosférica, sendo:

- a) Sistema de correntes perturbadas de Oeste e de linhas de instabilidades tropicais;
- b) Sistema de correntes perturbadas de Norte, oriunda da convergência intertropical (CIT).
- c) Sistema de correntes perturbadas de Sul originadas pelo anticiclone polar e pela frente polar (FP).

O município de Iporá está posicionado na porção regional cujo índice de chuvas se deve principalmente às correntes perturbadas de Oeste sendo a umidade trazida por ventos de W e NW através de linhas de instabilidades tropicais (IT), (NIMER, 1977).

Durante o período chuvoso, toda a região centro-oeste está sob o domínio de depressões barométricas que atraem as linhas de IT, associadas ao movimento ondulatório da frente polar atlântica (FPA), provocando chuvas e trovoadas durante o período.

Os fatores de continentalidade e altitude influenciam diretamente na variação da temperatura regional com valores médios que variam de 22°C no extremo Sul de Goiás a 26°C no extremo norte de Mato Grosso. Nas áreas de altitudes mais acentuadas a variação é de 20°C a 22°C, podendo chegar abaixo de 20°C nas proximidades de Brasília (NIMER, 1977).

Levantamentos de dados de chuva e temperatura realizados durante este estudo, através de dados da ANA e do SIMEHGO, num período de 36 anos, apontam temperaturas médias variando de 24 a 25 °C e precipitação média de 1628 mm/ano.

O Quadro abaixo mostra os valores médios de alguns elementos do clima regional, com base em dados de Lobato (2002), que faz um estudo dos parâmetros climáticos para o período de 1961 a 1990.

Quadro 15. Valores médios de alguns elementos do clima no oeste de Goiás

Precipitação (média em mm)	Temp.(média anual)	Temp. máxima	Temp. mínima	Evaporação (mm)	Umidade do ar (%)
1500 - 1800	23 – 24 °C	31,7 a 33 °C	20 e 21 °C	1500 - 1800	69 - 72

Fonte: Lobato (2002).

A grande influência da continentalidade pelo afastamento em relação ao oceano Atlântico provoca na área de estudo, além da irregularidade pluviométrica, temperaturas com médias mais ou menos elevadas, além de uma amplitude térmica diária alta, conforme estudos realizados por Oliveira e Sousa (2009), sendo que a umidade atmosférica cai a índices preocupantes, principalmente nos meses de maio a agosto chegando a 11%.

4.6. Hidrografia

Iporá e região estão inseridos na região drenada pela Bacia Hidrográfica do Araguaia com área de 86.109 km². Em Goiás esta bacia envolve 49 municípios, entre eles, São Miguel do Araguaia, Crixás e Cidade de Goiás.

A Figura 19 mostra as bacias hidrográficas que banham o território goiano, que são: a Bacia do Araguaia/Tocantins ao norte, Bacia do Paraná ao sul e

CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES - PARTE 5.1

Nesse capítulo são feitas as descrições sobre os aspectos físicos da bacia estudada, envolvendo as litologias, relevo, declividade, hipsometria, características morfométricas da bacia, uso da terra, classes de solos e estimativa de perda de solos por erosão.

5.1.1. Geologia

A bacia em questão está assentada predominantemente sobre rochas cristalinas, predominando o Granito do Tipo Iporá, formado em suítes graníticas que exibem corpos de amplas variedades petrográficas, predominando os granitos e os granodioritos pórfiros descritos por CPRM (1999).

A bacia está inserida na suíte plutônica de Iporá, A coloração do granito presente na área de estudo exibe tons cinza com alternâncias de bandas escuras e claras. A composição média foi estimada por CPRM (1999), para os granitos da região como: 30 a 40% de plagioclásio, 15 a 35% de quartzo, 25 a 40% de microclínio, 5 a 25 de biotita e 5 a 25% de minerais acessórios. Estes granitos são considerados de alta densidade de fraturas, fato associado aos processos brasileiros e fanerozóicos, que foram intensos nesta região (ALMEIDA et al, 2006).

Ao contrário de outras áreas onde o granito está subjacente a outras formações mais recentes, como a Formação Furnas e Aquidauana, que capeiam grande parte das serras adjacentes, na área de estudo a formação granítica

apresenta um lineamento NE-SW em forma de serra isolada, caracterizando um relevo ondulado de topo convexo.

Uma pequena área da bacia apresenta litologia (Mesozóica/ Cretácea) com presença de rochas alcalinas compostas por Gabro alcalino e Piroxenito, que pertencem à Província Alcalina de Goiás (PAGO). Estas formações compõem o divisor topográfico de margem direita da bacia. O domínio alcalino na bacia compreende uma área de 2,44 km² ou 23,2% de sua área total.

Distingue-se a área de domínio alcalino para a granítica pela diferença na coloração dos solos e das rochas e pelas características das encostas, mais suaves no domínio alcalino e mais acentuada nos granitos. A Figura 20 mostra o mapa geológico da bacia.

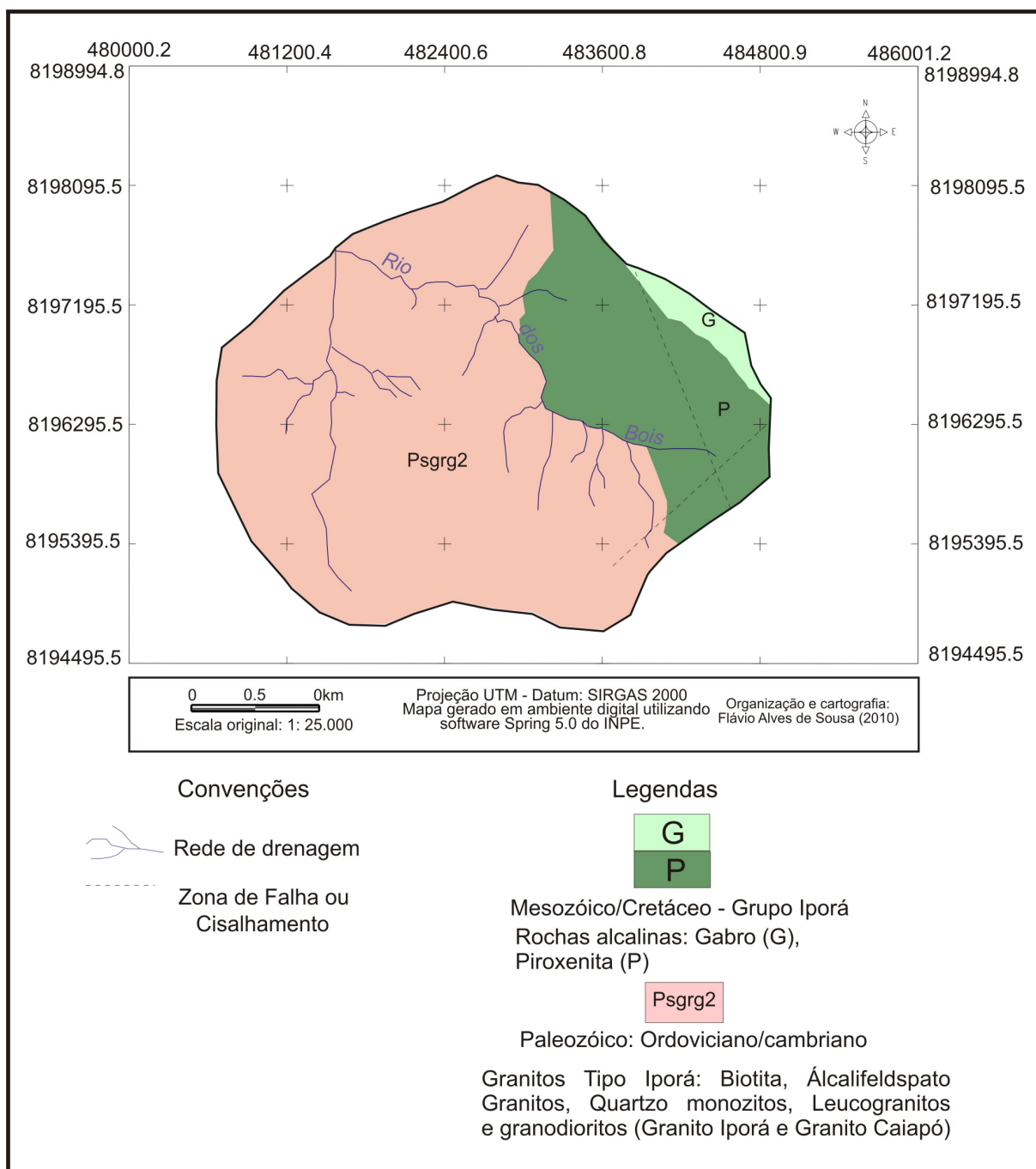


Figura 20. Mapa geológico da alta bacia do Rio dos Bois – Iporá-GO.

Entre a formação granítica e a alcalina há uma descontinuidade topográfica, resultando em vertentes mais curtas e inclinadas na vertente granítica, e suaves e mais amplas na vertente alcalina, conforme apresentado na Figura 21.



Figura 21. Área de contato entre granitos e rochas alcalinas. Foto: (Sousa, 2011).

5.1.2. Geomorfologia

Localmente o relevo da bacia é predominantemente suave ondulado a ondulado com altitude variando de 550 a 820 m, e vales em “V” abertos. Pontualmente há a presença de relevo forte ondulado em cimos de pequena extensão. O grau de entalhamento da drenagem varia de fraco a mediano, com distância interfluvial entre >250 a ≤ 750 m.

O relevo suave ondulado se distribui por 74% da bacia, formando a parte mais rebaixada da mesma, e em alguns pontos mais elevados e de topo plano. O relevo ondulado de topo convexo ocupa 25% da bacia, e o relevo forte ondulado predomina em pontos residuais nos divisores, onde estão declividades superiores a 20%. As vertentes apresentam de maneira geral uma configuração côncavo-convexa.

Nas vertentes onde predomina a formação granítica há uma grande presença de rochas expostas em superfície, dificultando o uso que não seja para pastagem. As vertentes mais suaves estão presentes no domínio das rochas alcalinas. Os poucos sulcos erosivos são originados pelo caminho do gado, enquanto ravinas e voçorocas não são presentes na área da bacia.

Apesar de predominar, na bacia, um relevo suave ondulado, a litologia é um fator limitante que favorece mais o escoamento superficial que a infiltração, como é possível visualizar na figura abaixo, que mostra um exemplo da presença de rochas em superfície em vertentes de composição rochosa granítica.



Figura 22. Rochosidade em vertente granítica. Foto: (Sousa, 2011).

O Quadro 16 destaca os tipos de relevo presentes na bacia e a área ocupada pelos mesmos. A Figura 23 mostra os compartimentos de relevo.

Quadro 16. Tipo de relevo e área ocupada na alta bacia do rio dos Bois.

Tipo de Relevo	Área (km ²)	Área em (%)
Suave ondulado	7,80	74,28
Ondulado	2,62	25
Forte Ondulado	0,076	0,72
Totais	10.5	100

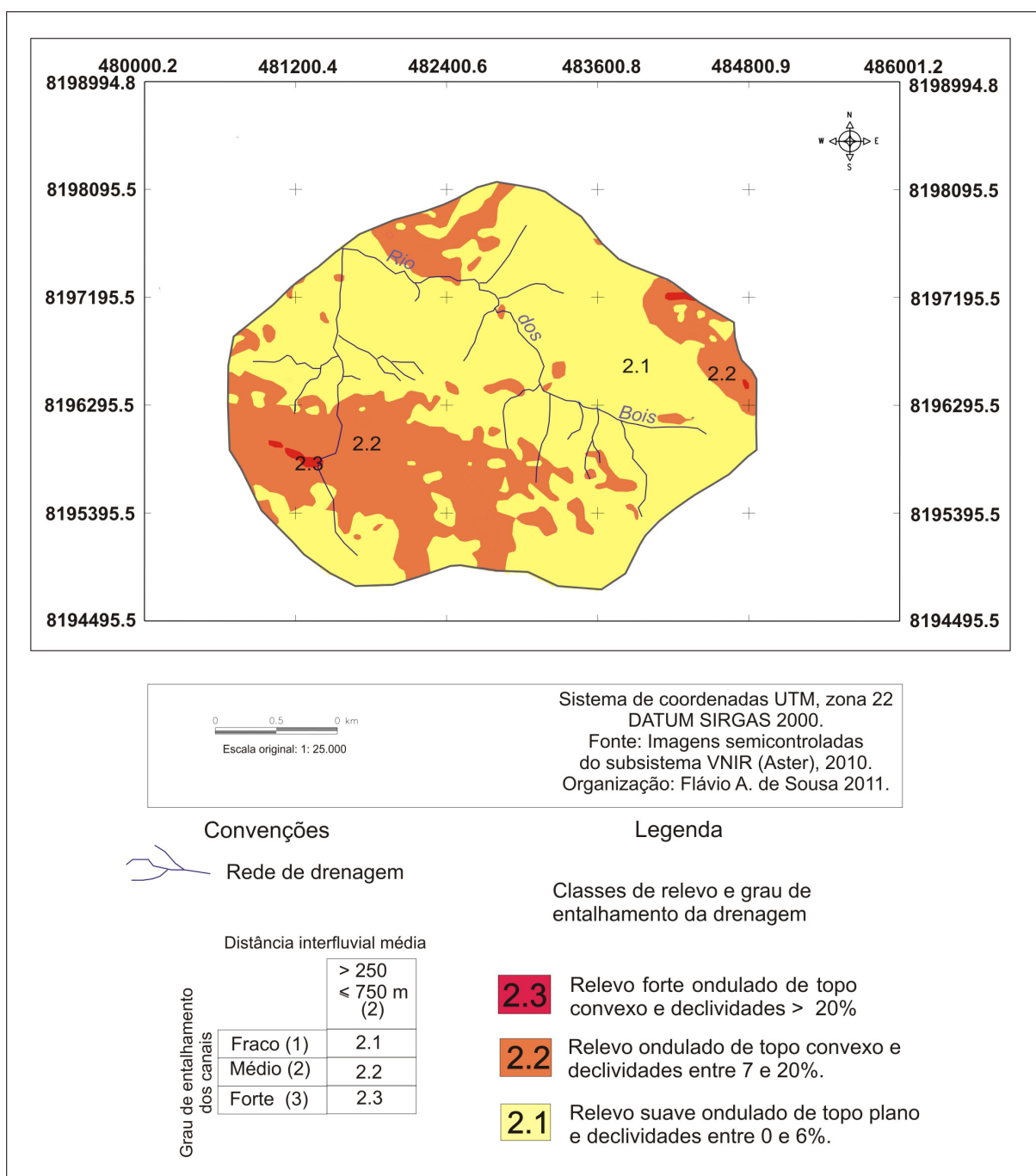


Figura 23. Mapa geomorfológico da alta bacia do Rio dos Bois – Iporá-GO.

5.1.3. Declividades

A declividade dos terrenos é determinante para o uso e ocupação dos mesmos, atuando na formação vertical dos solos e na sua suscetibilidade erosiva.

Analisando a declividade apenas pelo aspecto da suscetibilidade erosiva e da capacidade de infiltração da água, a bacia apresenta mais de 2/3 de sua área com baixa suscetibilidade erosiva, boa capacidade de infiltração e alimentação do lençol freático. As declividades mais acentuadas estão nas vertentes de margem esquerda pela presença de um relevo residual em forma de serra. Neste local as declividades estão entre 12 a > 20%. Todavia é comum encontrar áreas de declividades entre 3 e 6% na parte oeste da bacia com solos pedregosos. O quadro a seguir resume as classes de declividades e a área ocupada por cada uma, bem como a suscetibilidade erosiva.

Quadro 17. Área ocupada pelas classes de declividade

Classe declividades/suscetibilidade erosiva	Área (ha)	Área (%)
0 – 3% (nula)	269,20	25,62
3 – 6% (fraca)	511,22	48,66
6 – 12% (moderada)	200,2	19,00
12 – 20% (forte)	65,00	6,10
> 20 % (muito forte)	4,9	0,54
TOTAIS	1.050	100

As áreas com declividades entre 0 e 3% concentram os solos mais desenvolvidos da bacia, sendo que solos mais desenvolvidos são encontrados ainda na faixa de 3 e 6% predominando no domínio alcalino, uma vez que nas encostas sob o domínio granítico a rocha ou está exposta em superfície, ou em pouca profundidade.

Em resumo, a declividade na bacia não é o único fator determinante na formação dos solos, pois a litologia associada às condições climáticas, tem papel decisivo neste fenômeno.

A Figura 24 mostra o a distribuição das classes de declividade na alta bacia do rio dos Bois.

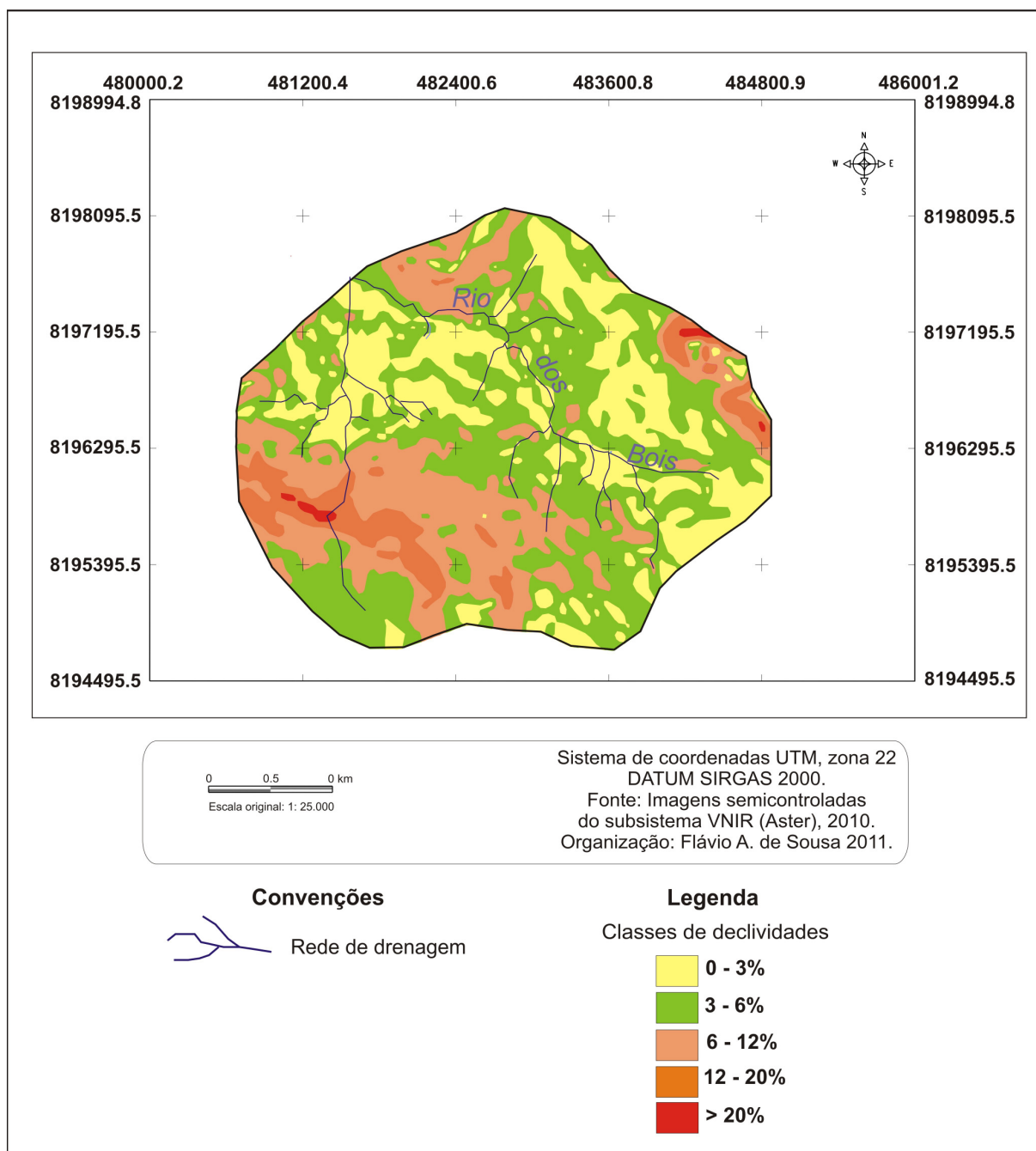


Figura 24. Mapa de declividades da alta bacia do rio dos Bois – Iporá-GO.

5.1.4. Hipsometria

A bacia apresenta uma largura média de 3 km e uma amplitude altimétrica de 270 m. O relevo residual mais acentuado, que caracterizam a face S-SW da bacia apresenta altitude máxima que chega aos 820 metros. A caracterização altimétrica está representada no mapa hipsométrico. O corte topográfico apresentado no mapa hipsométrico mostra que neste setor da bacia as vertentes são côncavo/convexas com ligeiros resaltos topográficos.

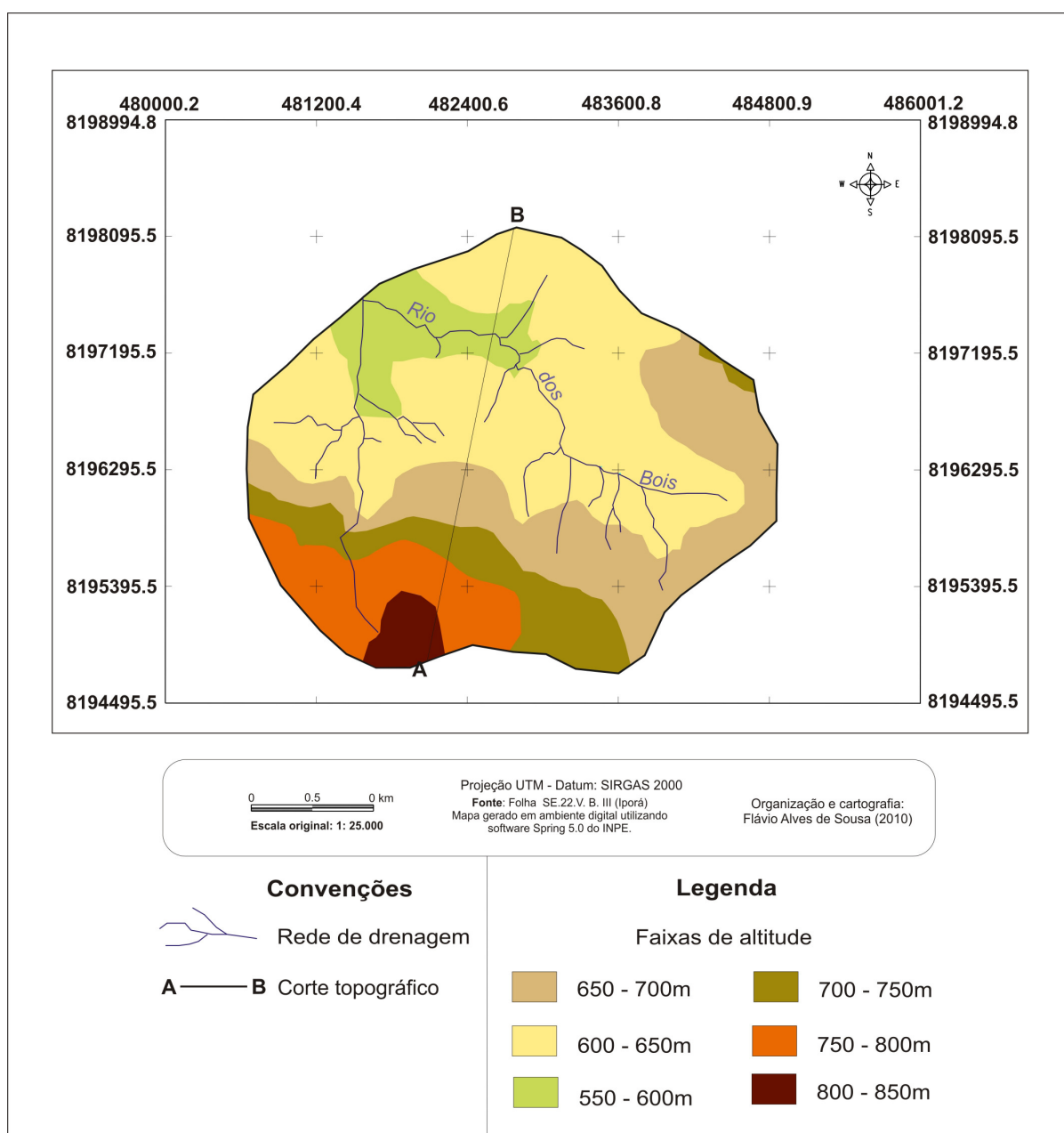


Figura 25. Mapa hipsométrico da alta bacia do Rio dos Bois – Iporá-GO.



Figura 26. Perfil topográfico

Observando as variações altimétricas e a área ocupada por cada uma delas, (Quadro 18) e também os resaltos topográficos representados no perfil, é possível visualizar que nas vertentes de margem esquerda o escoamento superficial é bem maior, em função da base litológica mais resistente.

A bacia tem a maior parte de seu território na faixa de altitude entre 600 a 650 metros, sendo que as faixas de altitude mais acentuadas estão no domínio da formação granítica.

Quadro 18. Área das classes de altitude na alta bacia do Rio dos Bois em Iporá-GO.

Classe de altitude (m)	Área em km²	Área em (%)
550 a 600	0,94	8,95
600 a 650	4,56	43,42
650 a 700	2,49	23,7
700 a 750	1,02	9,71
750 a 800	0,98	9,33
> 800	0,51	4,89
Totais	10,5	100

5.1.5. Aspectos morfométricos da bacia

A bacia tem uma área de 10,5 km². Apresenta um padrão de drenagem dendrítico e um sistema exorréico, ou seja, o conjunto de suas águas tem como ponto final o oceano, através de bacias de hierarquia superior, que no presente caso

é a bacia hidrográfica do rio Araguaia. A seguir são descritas as suas principais características morfológicas.

5.1.5.1. Curva Hipsométrica

A curva hipsométrica representa o volume rochoso da bacia. Todo espaço contido entre a linha que representa a curva hipsométrica, o eixo (Y) e o eixo (X) representa o volume rochoso ainda existente, também considerada como *integral hipsométrica* por Christofolletti (1980).

Através da curva hipsométrica foi possível calcular a integral hipsométrica, que é o resultado da relação entre as áreas relativas de cada um dos intervalos de altitude com a área da bacia (a/A) e das altitudes relativas desses intervalos com a altitude máxima da bacia (h/H) e, permite avaliar a maturidade da bacia, conforme destaca Asp (2009).

O valor obtido para a integral hipsométrica da bacia foi de 0,33, compatível com a fase de Monadnock descrita por Strahler (1952) *in* Christofolletti (1980), que atribui a esta fase um índice limite de 0,35. Com este índice, a bacia apresenta uma área de relevo residual ainda elevado em meio a uma área de relevo em fase adiantada de desgaste.

A curva hipsométrica e o perfil topográfico mostram que há na bacia dois compartimentos topográficos, um mais resistente e elevado, constituído por rochas graníticas, onde se concentram as maiores altitudes e solos menos desenvolvidos, favorecendo o escoamento superficial, ou seja, onde predomina a componente paralela, descrita por Tricart (1977).

No compartimento topográfico mais rebaixado predominam rochas alcalinas, e solos mais desenvolvidos, como os Latossolos.

A figura a seguir mostra a configuração da curva hipométrica da bacia.

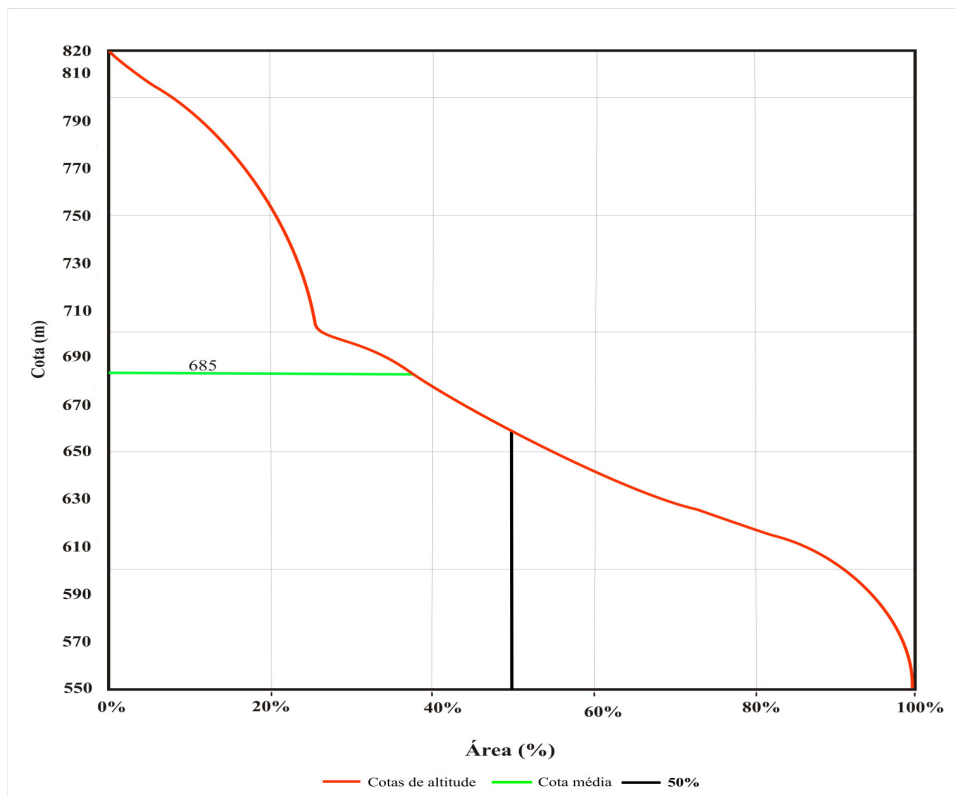


Figura 27. Curva hipsométrica da Alta bacia do Rio dos Bois. Iporá-GO.

5.1.5.2. Extensão do percurso superficial (Eps)

A extensão do percurso superficial representa a distância em metros que o fluxo de água do escoamento superficial deverá percorrer até atingir o curso d'água mais próximo. A distância a ser percorrida é tanto maior, quanto menor a declividade da vertente. O valor de *Eps* encontrado para a bacia foi de 357 m, que caracteriza um comprimento de vertente com valor mediano, ou seja, valores de mediano a baixo favorecem a infiltração e proporcionam menor suscetibilidade erosiva, enquanto valores de alto a muito alto favorecem o escoamento superficial e consequentemente maior suscetibilidade à erosão.

5.1.5.3. Índice de Rugosidade (*I_r*)

Este fator caracteriza a relação entre a amplitude altimétrica (H) e a declividade das vertentes, que por sua vez apresenta relação direta com a densidade de drenagem (Dd). Quanto maior a densidade de drenagem, ou a amplitude altimétrica, maior será a rugosidade do terreno, caracterizado por menores comprimentos de rampa e maior declividade, o que acentua o escoamento superficial e também as ocorrências erosivas.

O índice de rugosidade da bacia em questão foi de 380,57m, sendo classificado como um índice médio, que caracteriza o relevo da bacia como suave ondulado. Nesse caso, a favorabilidade à infiltração dependerá das condições de rocha e clima.

5.1.5.4. Coeficiente de manutenção (Cm)

Este fator caracteriza a área mínima necessária para que um metro de canal de drenagem seja mantido. Na bacia temos para cada quilômetro quadrado, 7,14 m de canal de drenagem, que mais uma vez a classifica como uma área de relevo suave ondulado, cuja densidade de drenagem é mediana

A figura 28 dá uma idéia do relevo da bacia, mostrando uma parte de bacia com relevo mais acentuado, cujo embasamento é o granito, e uma parte mais rebaixada com intercalação dos embasamentos granito e rochas alcalinas.

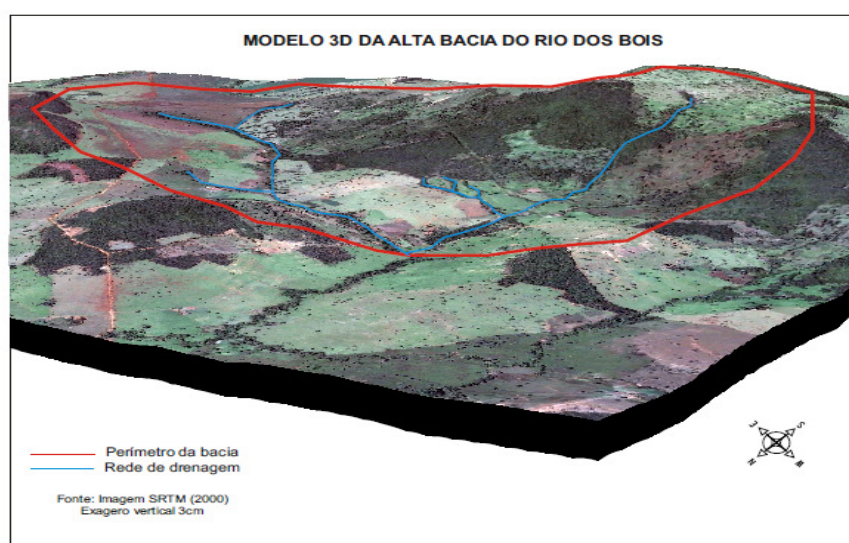


Figura 28. Visão panorâmica do relevo da Bacia.

Abaixo estão representados os índices morfométricos avaliados na bacia.

Quadro 19. Resumo de fatores morfométricos da alta bacia hidrográfica do rio dos Bois.

Fator	Valor	Unidade
Área	10,5	Km ²
Altitude Máxima e Mínima	820 - 550	m
Amplitude altimétrica (Aa)	270	m
Altura média (Am)	135	m
Coeficiente de massividade (Cm)	12,8	m/km ²
Coeficiente orográfico (Co)	1,734	-
Índice de rugosidade (Ir)	380,57	m
Coeficiente de manutenção (Cm)	7,14	m/km ²
Extensão do percurso superficial (Eps)	0,357	km
Densidade de Drenagem (Dd)	1,4	Km/km ²
Declividade média (leste/oeste)	8,2 – 14,31	%

5.1.6. Uso da terra

A bacia tem como uso principal a pecuária, com o cultivo da pastagem que ocupa 75% da área da bacia (Fig.30). As áreas com terrenos mais acidentados

são ocupadas por cerrado, e servem como *reserva legal* das propriedades, como afirmaram os proprietários locais.

A mata ciliar ocupa 3,6% da área da bacia, é descontínua e não obedece a largura mínima exigida pelo Código Florestal vigente (Lei nº. 12.651/2012). Apesar disso o uso da terra por pastagens está compatível com os níveis de restrição impostos pela declividade e pelos solos, embora os pastos necessitem de melhor trato.

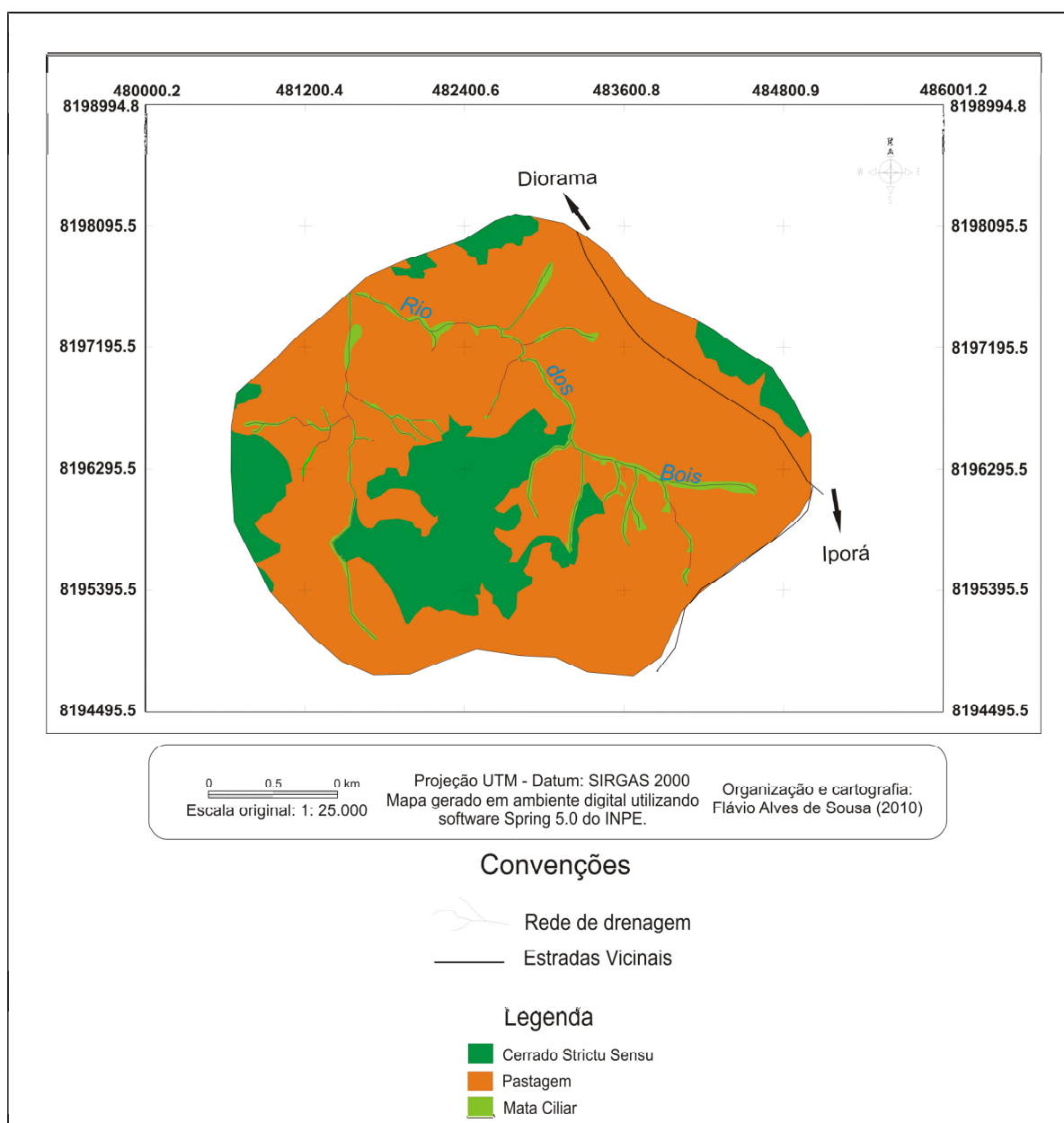


Figura 29. Mapa de uso do solo na alta bacia do Rio dos Bois.

Quadro 20. Tipo de ocupação do solo e área ocupada.

Tipo de ocupação	Área (%)	Área (ha)
Pastagem	75,18	790,61
Cerrado	20,63	216,98
Mata ciliar	4,19	43,92
Totais	100	1.051,52

5.1.7. Solos da Alta Bacia do Rio dos Bois

5.1.7.1. Argissolo Bruno-Avermelhado textura argilosa, substrato granito.

Este solo ocupa uma pequena porção a oeste da bacia. Apesar de sua pequena extensão é bem desenvolvido, com profundidade que ultrapassa os 2 metros, conforme constatado nas tradagens. Tanto nas tradagens como em corte de estrada foi possível perceber um horizonte B textural com maior teor de argila. A declividade do terreno está entre 0 e 3%.

5.1.7.2. Cambissolo Bruno - Escuro, textura Franco-argilo-arenosa – substrato granito

Este solo ocupa vertente com declividade entre 3 e 6%, e embora a declividade seja pequena, este solo desenvolveu-se pouco, em função de uma vertente rochosa e uma capa concrecionária que impede a infiltração da água.

5.1.7.3. Neossolo Litólico Bruno textura franca – substrato granito

Está presente em vertentes com declividades entre 6 a > 20% com alta presença de rochas em superfície. O horizonte **A** é compatível com a classificação **A** fraco, com espessura menor que 5 cm e cor ≥ 4 quando úmido, apresenta ainda uma superfície cascalhenta, com ocorrência de concreções ferralíticas que formam um pavimento detrítico, principalmente onde a vegetação nativa foi substituída por pastagens.

5.1.7.4. Latossolo Vermelho-Escuro textura argilosa – substrato granito

É um solo de boa drenagem e profundidade em torno de dois (2) metros, quando foram encontrados os primeiros fragmentos de rocha em decomposição por ocasião das tradagens para abertura dos poços de testes de infiltração. Está situado sobre terreno com declividade variando entre 0 e 6%. Embora não realizada averiguação de perfil em campo, a tradagem mostrou um solo com horizonte **B** compatível a horizonte latossólico, com textura argilosa e acentuação da cor em função da concentração de óxido de ferro.

5.1.7.5. Latossolo Bruno - Avermelhado - Escuro textura Muito argilosa – substrato alcalinas

Ocupam vertentes com declividade entre 0 e 6%, são solos bem desenvolvidos. A coloração avermelhada forte é originária dos sedimentos ricos em óxido de ferro das rochas alcalinas. Em superfície é comum a presença de concreções ferruginosas (petroplintita), formando em alguns pontos a tapiocanga que, resulta da aglomeração de petroplintitas com cimento argiloso, o que pode dar a este solo uma maior capacidade de infiltração de água, devido à estabilidade dos agregados.

5.1.7.6. Cambissolo Bruno-Avermelhado-Escuro textura argilosa – substrato alcalinas

São solos que podem atingir a profundidade de 1,5 metros em alguns pontos. Ocupam vertentes entre 6 e 12% e são ricos em óxidos de ferro como a magnetita, que forma pavimentos de oólitos que aderem facilmente ao imã quando o solo se encontra seco. Apesar da textura argilosa apresenta boa porosidade aparente, com presença de raízes até aproximadamente 80 cm.

5.1.7.7. Neossolo Litólico Bruno Muito Escuro, textura Franca – substrato alcalinas

Estão assentados sobre vertentes com inclinação que varia de 12% a maior que 20%. Apresenta horizonte **A** com aproximadamente 15 cm nas vertentes menos inclinadas. O horizonte **A** está assentado sobre rocha em decomposição (Piroxenito).

5.1.7.8. Glei Pouco húmico Cinza azulado claro, textura argilosa – substrato granito

Esta classe de solo apresenta em alguns pontos, uma capa de sedimentos de coloração Bruna nos primeiros vinte centímetros, e em seguida um horizonte de aproximadamente 60 cm de coloração cinza-azulada e textura argilosa. Logo abaixo começa uma camada de decomposição do regolito com presença de saibro de coloração amarelada, que por ocasião da tradagem no local de abertura do poço de monitoramento do lençol freático, atingiu a profundidade de 8 metros.

Neossolo Litólico e Cambissolo sobre granito ocupam juntos 70% da área da bacia, enquanto os solos mais desenvolvidos ocupam apenas 25,8% da mesma, sendo que destes solos 8,8% estão no domínio das rochas graníticas e 17% no domínio alcalino

A seguir é apresentado um quadro com a área ocupada por cada classe de solo da bacia e o mapa morfopedológico .

Quadro 21. Classes de solos e área ocupada.

Classe de solo	Área (%)	Área (ha)
Argissolo Bruno- Avermelhado	2,10	22,08
Cambissolo Bruno-Escuro	32,43	341
Neossolo Litólico Bruno	37,66	395,33
Latossolo Vermelho-Escuro	6,7	70,55
Latossolo Bruno-Avermelhado-Escuro	16,86	177,28
Cambissolo Bruno-Avermelhado-Escuro	0,15	1,55
Neossolo Litólico Bruno Muito-Escuro	2	21,65
Glei Pouco húmico cinza-azulado claro	2,10	22,08
Totais	100	1.051,52

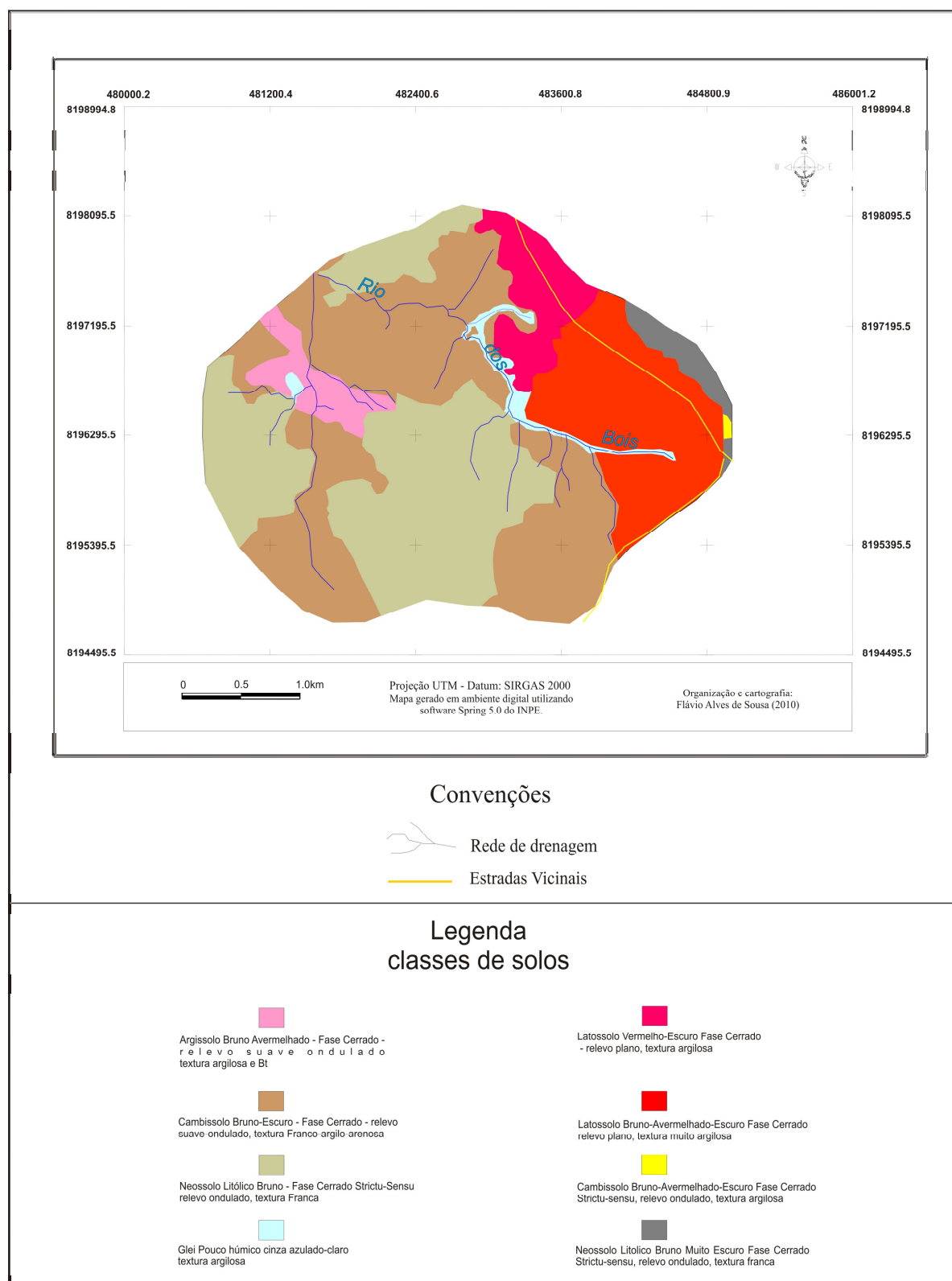


Figura 30. Mapa morfopedológico da alta bacia do Rio dos Bois – Iporá-GO.

5.1.8. Erosão Laminar

A estimativa de perda de solos por erosão laminar na área de estudo utilizou a equação universal de perda de solos (EUPS) que tem como variáveis a erosividade das chuvas, a erodibilidade dos solos, o comprimento de rampa, a declividade, o uso e manejo dos solos e as práticas conservacionistas.

5.1.8.1. Erosividade das chuvas (R)

A erosividade das chuvas foi calculada com base nos dados de chuva de uma série histórica de trinta e seis (36) anos, utilizando a média de chuva mensal e anual, conforme apresentado no quadro a seguir.

Quadro 22. Erosividade das chuvas em Iporá-GO. Dados de chuva de 1974 a 2009.

Mês	Média mensal (mm)	Ei (ton/ha.mm/h)
Janeiro	325	238
Fevereiro	230	132
Março	241	143
Abril	95	29,52
Maio	28,50	3,81
Junho	12,70	0,96
Julho	2,40	0,05
Agosto	11,51	0,81
Setembro	46,20	8,66
Outubro	120	44
Novembro	209	112,80
Dezembro	307	286,16
Anual	1.628,31	999,77

Fonte dos dados: Estação nº 1651001 da ANA, situada em Iporá-GO.

A erosividade obtida foi de 999,77 ton/ha.mm/h, considerada uma erosividade excessiva conforme Beltrame (1994), sendo os meses de abril a agosto os de menor erosividade, e os meses de novembro a março os de maior erosividade.

5.1.8.2. Comprimento de rampa (L)

Os comprimentos de rampa encontrados para a bacia variaram de 0 a 500 m e entre 500 e 1000 m, conforme mapa de comprimento de rampa.

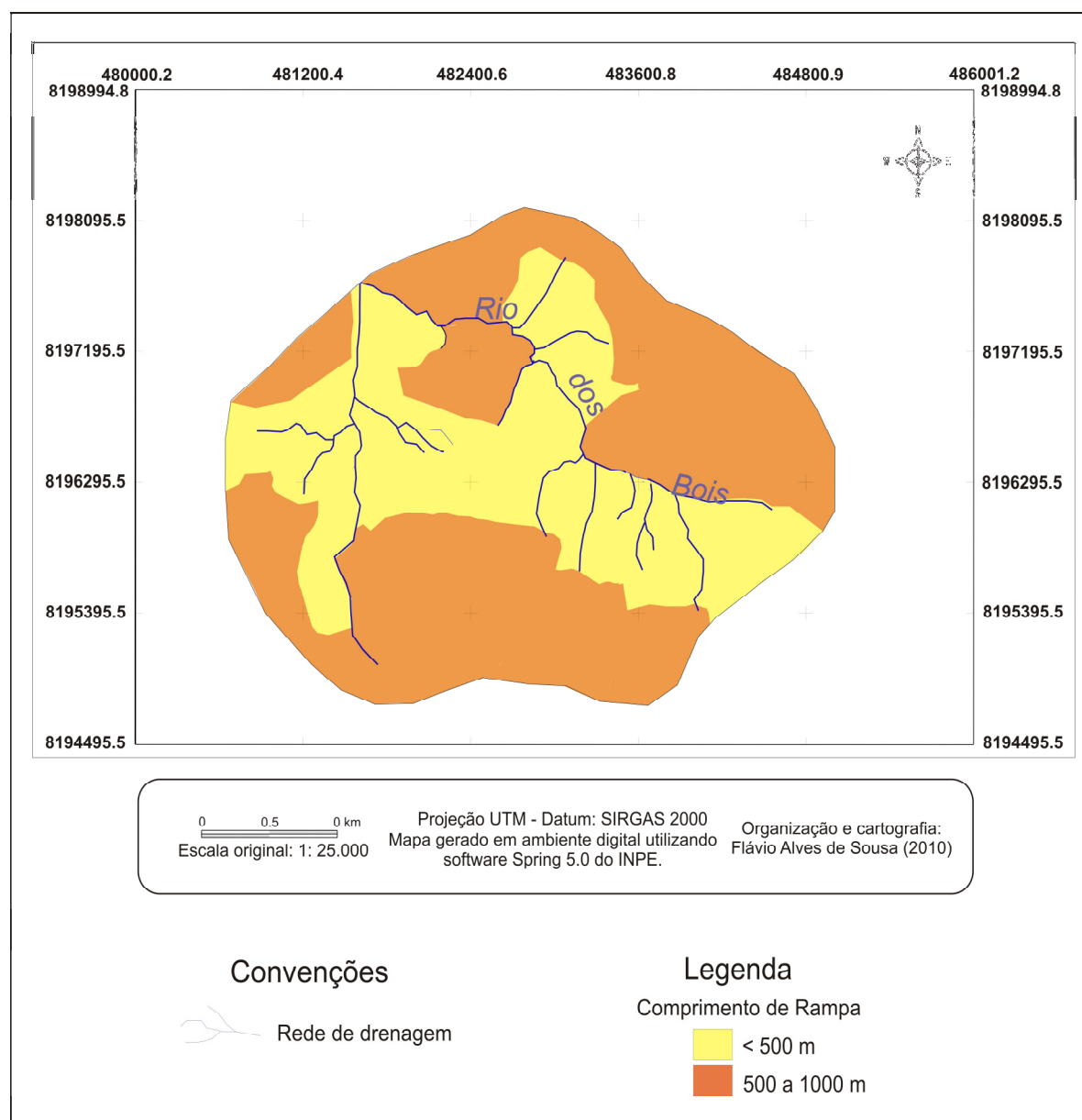


Figura 31. Mapa de comprimento de rampa.

O comprimento de rampa tem influência direta sobre a erosão, pois dependendo do comprimento da rampa ou encosta, a velocidade do fluxo de água de escoamento pode ser maior ou menor, erodindo mais ou menos.

Observando o Quadro 26 é possível notar que comprimentos de rampa superiores a 500 metros ocupam quase 60% da área da bacia, isso favorece o escoamento superficial e a suscetibilidade erosiva na bacia.

Quadro 23. Área ocupada pelas classes de comprimento de rampa (L).

Comprimento de rampa	Área	
	(ha)	(%)
< 500 m	441,76	42,05
500 a 1000 m	556,24	57,95
Totais	1.051,52	100

5.1.8.3. Erodibilidade dos solos (K)

O solo segundo Salomão (1995) constitui “o principal fator relacionado à erosão”, devido às suas propriedades físicas como textura, estrutura, permeabilidade e densidade, e também às suas propriedades químicas, biológicas e mineralógicas.

Os Cambissolos e Neossolos Litólicos apresentam maior suscetibilidade erosiva por serem mais rasos, permitindo a rápida saturação de seus horizontes superiores (SALOMÃO, 1995). Os mesmos dominam a maior parte da bacia, principalmente nas vertentes de margem esquerda onde o relevo é mais movimentado, cabendo exceção ao Cambissolo sobre rocha alcalina, que apresenta perfil mais desenvolvido e textura argilosa.

Os Latossolos ocupam as áreas mais rebaixadas da bacia e apresentam menor suscetibilidade erosiva, por serem mais desenvolvidos e por ocuparem vertentes com declividades mais suaves e também devido a maior concentração de argila.

Os solos hidromórficos apresentam erodibilidade, que segundo Bertoni & Lombardi Neto (1985) pode ser considerada nula, pois, há nos mesmos, uma maior concentração de argilas e elevada umidade, que impedem a sua desagregação.

O mapa abaixo mostra a distribuição das classes de erodibilidade dos solos na bacia.

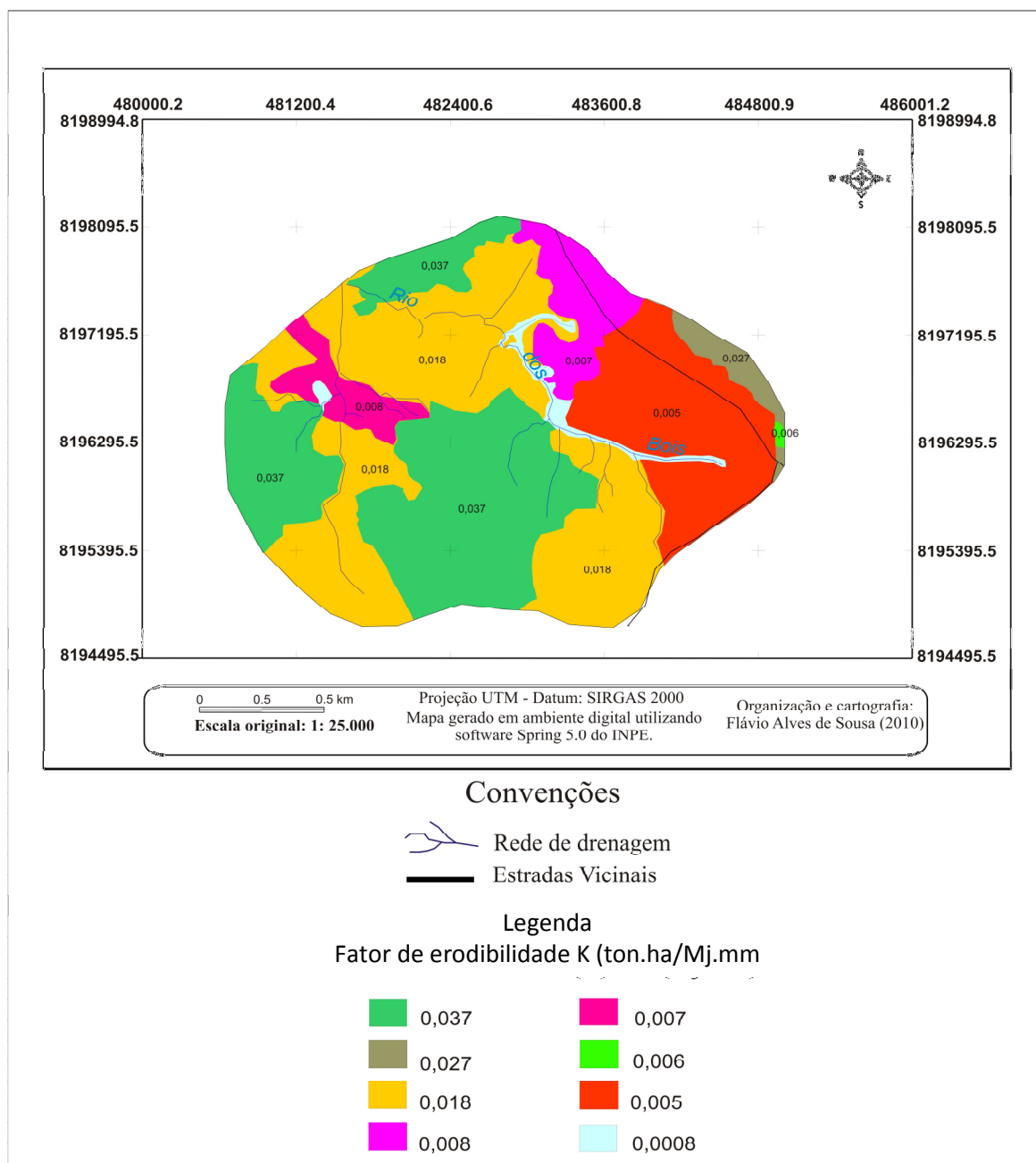


Figura 32. Mapa de Erodibilidade dos solos.

O Quadro 24 mostra a área ocupada pelas classes de erodibilidade na bacia, onde é possível perceber que as classes de maior erodibilidade ocupam 2/3 da área da bacia e são compostas por Neossolos e Cambissolos sobre granito. Estas classes de solos deverão sempre estar cobertas com vegetação nativa, e se utilizadas, devem ter um uso e manejo adequado, para evitar maiores perdas de solos por erosão.

Quadro 24. Área ocupada pelas classes de potencial erosivo dos solos (K).

Classes de Erodibilidade dos solos	Área	
	(ha)	(%)
0,037	395,33	37,66
0,027	21,65	2
0,018	341	32,43
0,008	22,08	2,1
0,007	70,55	6,7
0,006	1,55	0,15
0,005	177,28	16,86
0,0008	22,08	2,1
Totais	1.051,52	100

5.1.8.4. Fator Topográfico (LS)

Este fator é o resultado da integração entre comprimento de rampa e declividade, que juntas interferem diretamente na velocidade das enxurradas. A bacia apresenta uma pequena área com fator topográfico abaixo de 2, ou seja, nesta área a erosão tende a ser minimizada, favorecendo mais a infiltração que o escoamento superficial e está representada pelas classes de solos Latossolos e Argissolo.

A maior faixa de LS está entre 2 e 4,1, que são áreas de relevo suave ondulado, com declividades entre 3 e 6%, todavia as vertentes apresenta rochosidade, que dificulta a infiltração de água nos solos.

O quadro 25 apresenta a área ocupada por cada classe de LS na bacia.

Quadro 25. Área ocupada pelas classes de LS.

Fator Topográfico	Área	
	(ha)	(%)
< 2	148	14,07
2 a 4,1	379,19	36,06
4,1 a 6,5	285,2	27,12
> 6,5	239,13	22,75
Totais	1.051,52	100

A figura 33 mostra a distribuição do fator topográfico na bacia.

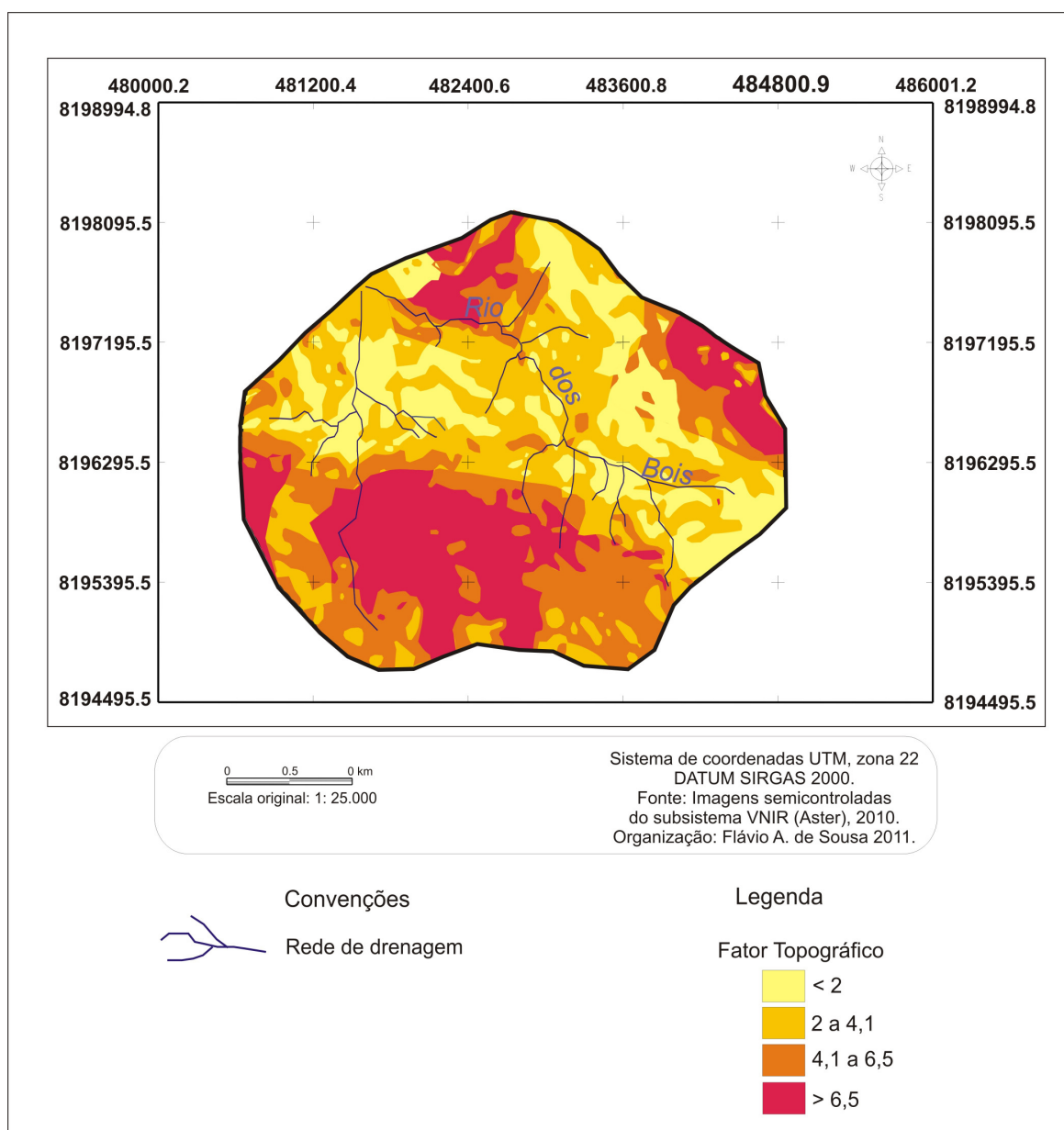


Figura 33. Mapa de Fator Topográfico.(LS)

5.1.8.5. Potencial natural à erosão laminar (PNE)

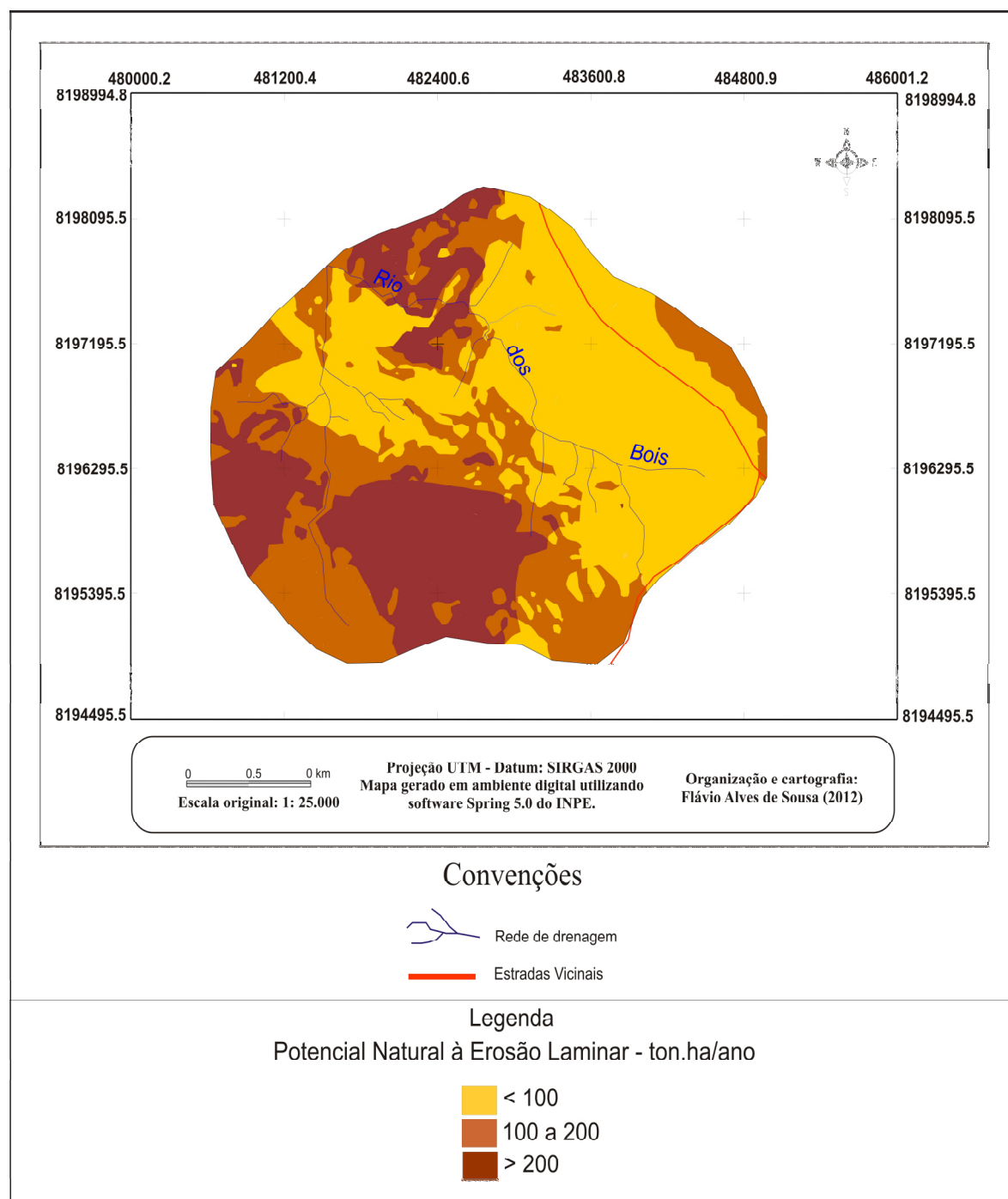


Figura 34. Mapa de Potencial Natural à Erosão Laminar.

O potencial natural à erosão laminar resultou da integração entre os fatores erosividade das chuvas (R), Erodibilidade dos solos (K) e Fator topográfico (LS). A Figura 33 mostra a espacialização das áreas com maior e menor potencial

erosivo, sendo os pontos de maior potencial aqueles com solos rasos e declividade mais acentuada

A bacia apresenta metade de sua área com potencial erosivo natural fraco, 1/3 com potencial moderado e 17% com potencial que varia de moderado a forte. O quadro 25 destaca as classes de potencial natural e a área ocupada por cada uma delas.

Quadro 26. Classe de PNE e área ocupada.

Potencial Natural à Erosão Laminar Ton./ha	Área	
	(ha)	(%)
Fraco (<100)	527,73	50,18
Moderado (100 a 200)	339,93	32,34
Moderado a Forte (> 200)	183,86	17,48
Totais	1.051,52	100

5.1.8.6. Perda de solo por erosão laminar (A)

O mapa perda de solos por erosão laminar é o resultado da integração entre os fatores físicos e antrópicos, através do cruzamento entre o mapa de potencial natural à erosão com os fatores C (tipo de uso do solo) e P (práticas conservacionistas).

Além das condições climáticas (volume e distribuição das chuvas), dois fatores contribuem diretamente na perda de solos por erosão na área de estudo. O primeiro é a declividade, e o segundo, o tipo de uso da terra.

Nos locais onde o uso é por Cerrado o índice erosivo é menor, mesmo considerando que em boa parte da bacia o Cerrado esteja preservado apenas nos locais de maior inclinação do terreno.

No uso por pastagem, que ocupa na bacia, 75% de sua área, mesmo com declividades menos acentuadas, as perdas por erosão são maiores, aumentando ainda mais, quando a declividade se torna mais acentuada.

Foi possível perceber, ainda, que a cobertura vegetal tem elevada influência na perda de solos por erosão, ou seja, onde há vegetação nativa o impacto erosivo é menor. A Figura 35 mostra o mapa de perda de solos por erosão

laminar.

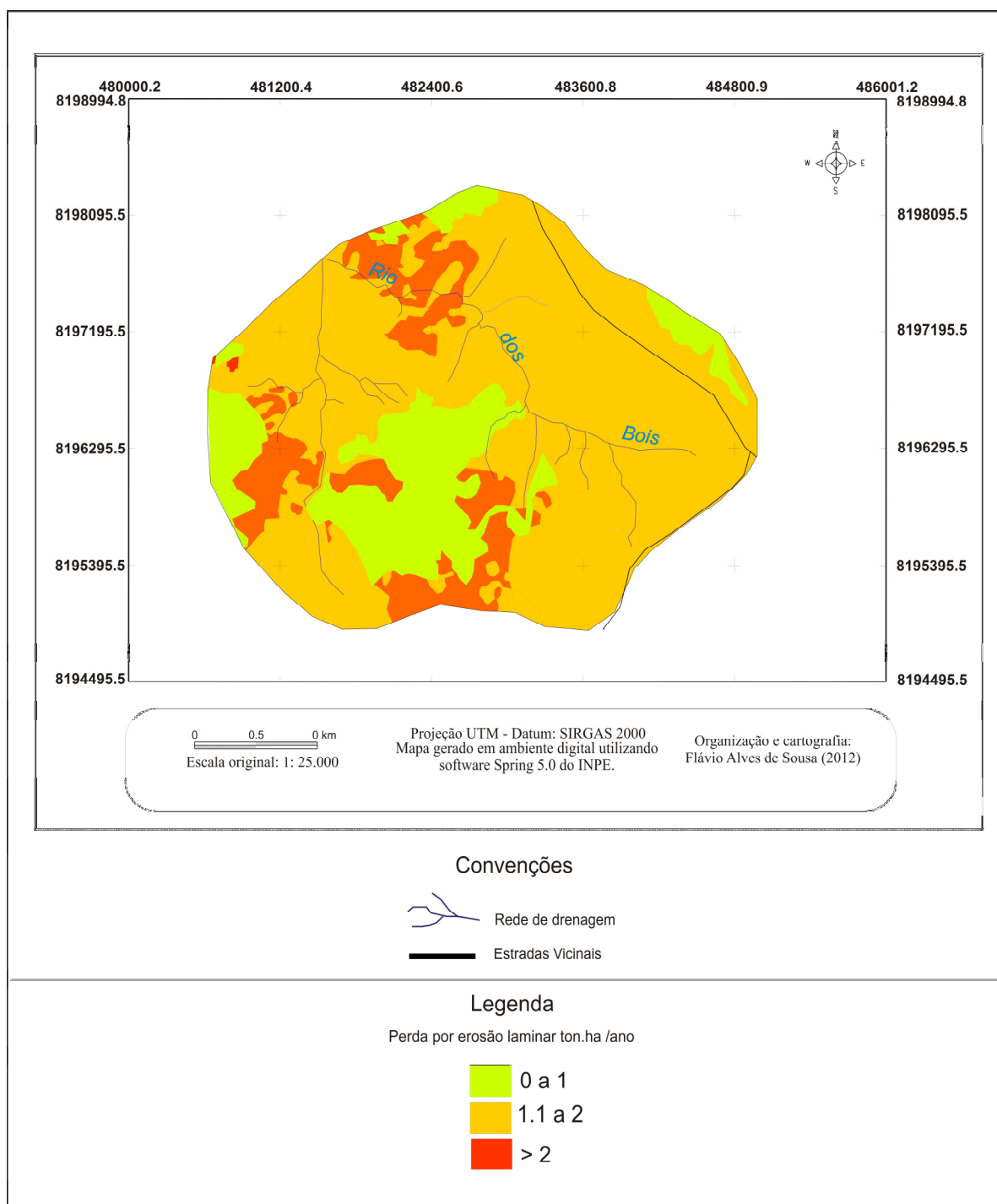


Figura 35. Mapa de perdas por erosão laminar (A).

Segundo Lepsch (2000), as perdas por erosão de um mesmo tipo de solo, variam de intensidade conforme o tipo de uso da terra. Neste caso, o uso por pastagem é mais eficiente do que o uso por culturas anuais, como soja, algodão e

milho, que deixam o solo mais exposto ao impacto das gotas de chuva, mas é preciso observar também o tipo de manejo.

Observando os resultados obtidos para a bacia, foi possível perceber que as áreas de menor perda por erosão estão associadas principalmente à área de vegetação de Cerrado, e as com declividades menos acentuadas, enquanto os maiores índices de perda por erosão laminar estão associados ao uso por pastagem ou em declives mais acentuados.

O quadro 26 mostra as perdas por erosão e as áreas ocupadas por cada uma das faixas de perdas. A figura 34 mostra a distribuição das perdas por erosão.

Quadro 27. Perda de solos por erosão laminar (A) e área ocupada.

Perda de solo por Erosão Laminar Ton.ha/ano	Área	
	(ha)	(%)
0 - 1	229,23	21,80
1.1 - 2	613,86	58,38
> 2	208,43	19,82
Totais	1.051,52	100

5.1.9. Suscetibilidade dos solos à erosão linear

A erosão linear depende das condições de profundidade do lençol freático, topografia e características dos solos, como destaca Salomão (1995). Ramalho Filho e Beek (1995) estabelecem uma relação direta da suscetibilidade à erosão linear com a declividade e o tipo de relevo, como mostra o quadro 27.

Quadro 28. Associação do relevo/declividade/e grau de suscetibilidade á erosão linear.

Tipo de Relevo	Faixas de declividades	Suscetibilidade Erosiva Associada
Suave ondulado	0-8%	Não suscetível a pouco suscetível.
Ondulado	9-20%	Moderada a Forte.
Forte Ondulado	21-45%	Muito Forte.
Montanhoso a escarpado	>45%	Severa

Fonte: Adaptado de Ramalho Filho e Beek (1995).

Tendo por base a declividade média, calculada para a parte mais rebaixada da bacia, (8,2%), a mesma está dentro do intervalo de pouca suscetibilidade erosiva. A parte mais elevada apresentou declividade média de 14,31%, considerada como declividade que favorece uma suscetibilidade erosiva de moderada a forte, segundo a classificação de Ramalho Filho e Beek (1995).

No controle de campo não foi registrada nenhuma ocorrência de ravina ou voçoroca na bacia, mas apenas alguns sulcos rasos nas vertentes mais íngremes, o que se deve a dois fatores, a cobertura vegetal mais preservada nas vertentes com maior declividade, e a maior resistência das rochas graníticas ao intemperismo químico.

Nas áreas mais planas, a declividade e a textura argilosa dos solos inibem a erosão linear, também auxiliam na não presença de erosão linear o sistema radicular das gramíneas que compõem a pastagem.

PARTE 5.2 - CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS SOLOS E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Para melhor entendimento das classes de solos presentes na bacia, separou-se os solos em domínios geológicos, quais sejam: Granitos e Alcalinas.

Os testes de infiltração foram realizados através dos métodos anéis concêntricos e *open end hole*. O primeiro, visando medir a capacidade de infiltração superficial dos solos, e o outro para observar a capacidade de infiltração em profundidade. Os testes não foram realizados em todas as classes de solos existentes na bacia em razão da dificuldade de realização dos mesmos. Nos Neossolos Litólicos (Granito) a dificuldade foi a pouca profundidade dos solos, no Glei devido a sua umidade natural elevada, e no Cambissolo em substrato granítico, devido à presença de rocha e/ou concreções muito próximo da superfície, o que dificultou a penetração dos cilindros e a infiltração da água. Nos solos citados ficou evidente a predominância do escoamento superficial, e consequentemente uma tendência de maior suscetibilidade erosiva, com exceção do Glei, que apresenta uma suscetibilidade natural à erosão, quase nula.

A seguir são apresentadas as classes de solos e suas características físicas que foram avaliadas neste estudo, bem como os resultados dos ensaios de condutividade hidráulica dos mesmos, com exceção do Neossolo sobre granito e do solo Glei, já observados anteriormente.

5.2.1. Textura no Argissolo - Substrato Granito

Tem distribuição restrita na bacia com uma área de 22,1 hectares. Apresenta uma permeabilidade moderada a bem drenada, predominando em sua composição textural a fração argila com 55%, 15% silte e 30% de areia, sendo que na sua fração areia areia fina. Apresenta textura argilosa.

As análises texturais que foram realizadas com amostras coletadas em três pontos e em diferentes profundidades apontam para um horizonte **B** textural, com incremento do teor de argila superior a 8,7% em relação ao horizonte **A**, que apresenta teor de argila superior a 40%, conforme orienta a (CBSC, 1988). A cor é Bruno avermelhada (4/4 -2.5 YR - úmida), amostrada no horizonte **A**.

A figura abaixo mostra um perfil parcial do Argissolo.

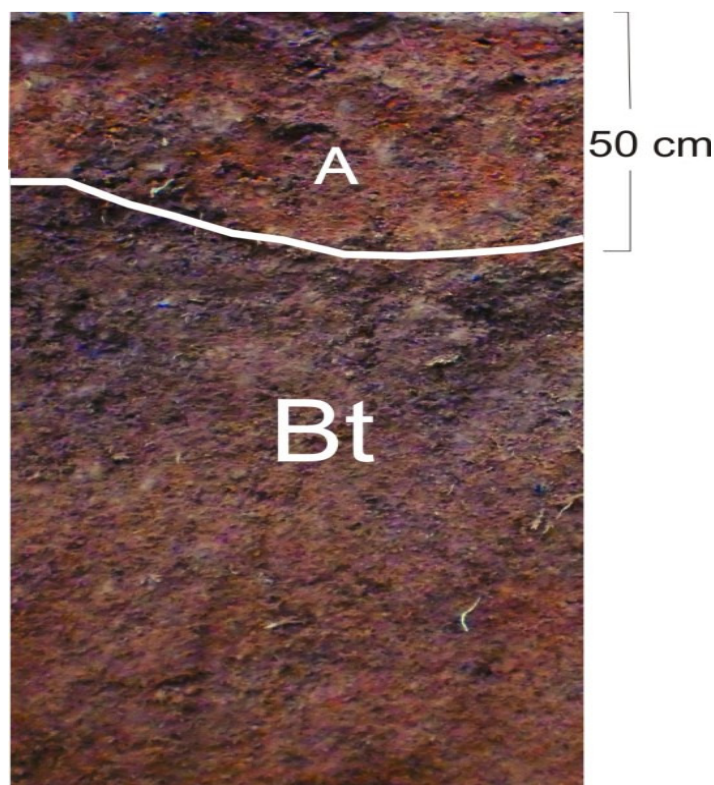


Figura 36. Perfil do Argissolo Bruno-Avermelhado (substrato granito).

Ao aplicar o teste estatístico, a um grau de significância de 5%, para os teores de argila nas diferentes profundidades, percebeu-se que as mesmas são diferentes entre si.

A distribuição média da fração areia nas amostras do Argissolo, apontam para uma efetiva ação intempérica sobre este solo, que apesar de formado a partir do granito e a fração areia ser constituída principalmente pelo quartzo, que é resistente ao intemperismo químico, o mesmo apresenta baixa porcentagem de areia grossa e muito grossa.

5.2.2. Textura no Cambissolo Bruno-Avermelhado – Substrato Granito

Ocupa na bacia quase 1/3 de sua área. Está sobre vertentes com declividades entre 6 a 20% com presença de rochosidade. Apresenta horizonte **A** moderado com profundidade de 22 cm e horizonte **B** incipiente, com 37 cm. Na superfície deste solo encontra-se um pavimento psolítico rico em óxido de ferro, que dificulta a infiltração da água.

As análises texturais que foram realizadas nas profundidades de 20 e 40 cm em três pontos apontaram uma textura franco-argiloarenosa. A cor foi definida como sendo Bruno forte (4/6 – 7.5 YR - úmida), no horizonte **A**.

Este solo apresenta uma maior porcentagem de fração areia em sua composição, com predomínio de areia média e fina. Em superfície, há uma grande concentração de óxidos e pedregosidade, que dificultam a infiltração da água.

A figura 37 mostra um perfil parcial do solo com **A** moderado e **B** incipiente e logo abaixo o horizonte **C**. Embora não perceptível na imagem, este solo apresenta baixa concentração de raízes abaixo dos 20 cm de profundidade.

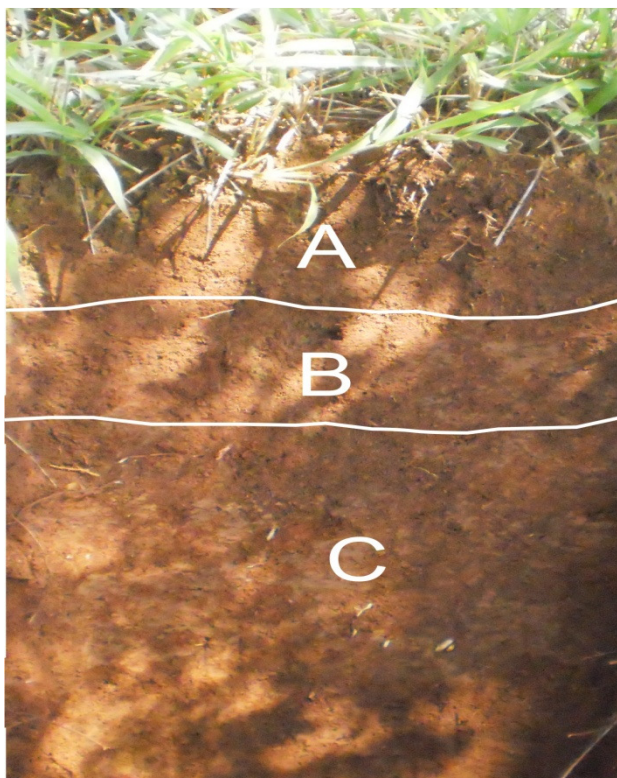


Figura 37. Perfil do Cambissolo - Granito.

5.2.3. Textura no Neossolo Litólico – Substrato Granito

Este solo apresentou um horizonte **A** incipiente e concrecionário, com presença de psólitos ferralíticos de constituição limonítica. O mesmo ocupa 37% da área da bacia em vertentes com inclinação que vão de 12 a > 20%, e com alto grau de rochosidade.

As amostras para análises texturais foram retiradas apenas na profundidade de 10 cm, porém com grande dificuldade, devido à presença de concreções superficiais. A textura é franca, A cor é Bruno (4/4 – 7.5 YR - úmida).

A figura 38 mostra a estrutura ferralítica presente no solo. A figura 39 um perfil parcial do Neossolo Litólico sobre Granito (reparar a presença maciça de concreções que permeiam todo o perfil visível). A presença de gramíneas neste solo é bem restrita, predominando um cerrado rupestre como vegetação nativa. A composição textural desse solo apresenta equilíbrio entre a fração silte e areia.



Figura 38. Estrutura concrecionária do Neossolo Litólico sobre granito.



Figura 39. Perfil do Neossolo Litólico - Granito.

As condições de relevo e clima contribuíram para a remoção dos minerais primários e solúveis e a permanência de minerais mais resistentes como o quartzo e

o óxido de ferro, e a intercalação entre períodos secos e chuvosos permitiram a formação das concreções pela transformação do ferro férrico em ferro ferroso.

A fração areia apresenta maior quantidade de areia média, seguida de areia fina e grossa.

Nesse solo não foram realizadas medidas de resistência à penetração, devido à grande compactação do mesmo. Também não foram realizados os testes de umidade, densidade e infiltração, pelos mesmos motivos já descritos.

5.2.4. Textura no Latossolo – Substrato Granito

Este solo ocupa uma pequena porção da bacia (6,71%). É um solo com bom desenvolvimento vertical e de boa drenagem. No mesmo não foi possível a identificação visual do perfil, pois não havia pontos como encostas ou cortes de estradas que possibilitassem essa visualização, e não houve autorização para abertura de trincheira para tal finalidade. Assim as informações foram obtidas via tradagem,

A tradagem mostrou um perfil de solo moderadamente desenvolvido, onde os primeiros fragmentos de rocha alterada foram obtidos a partir dos 2,3 metros. As coletas de amostras para avaliação textural foram obtidas até a profundidade de 100 cm.

O solo apresenta textura argilosa. A cor é Vermelho-Escuro (3/4 – 2.5 YR - úmida), e apresenta acréscimo no teor de argila conforme se aumenta a profundidade. Uma amostra do Latossolo é apresentada na figura 40.



Figura 40. Amostra de Latossolo - Granito. (Foto: Flávio A. Sousa, 2012).

As médias do teor de argila foram testadas estatisticamente, demonstrando que as mesmas são diferentes quando aplicado o teste de hipótese a um nível de significância de 5%.

A fração areia deste solo que se situou na faixa dos 30%, apresenta maior porcentagem nos intervalos de média a grossa. A composição predominantemente quartzosa resulta do material de origem (granítico). Esta combinação confere a este solo, uma boa permeabilidade, apesar de sua textura argilosa.

5.2.5. Textura no Latossolo – Piroxenito Alcalino

Este solo ocupa quase 17% da área da bacia e foi desenvolvido sobre rocha do tipo Gabro alcalino, com bom desenvolvimento vertical. Em alguns pontos de sua área de abrangência há a presença de petroplintita no Horizonte **A**. A figura 41 mostra um perfil superficial do solo

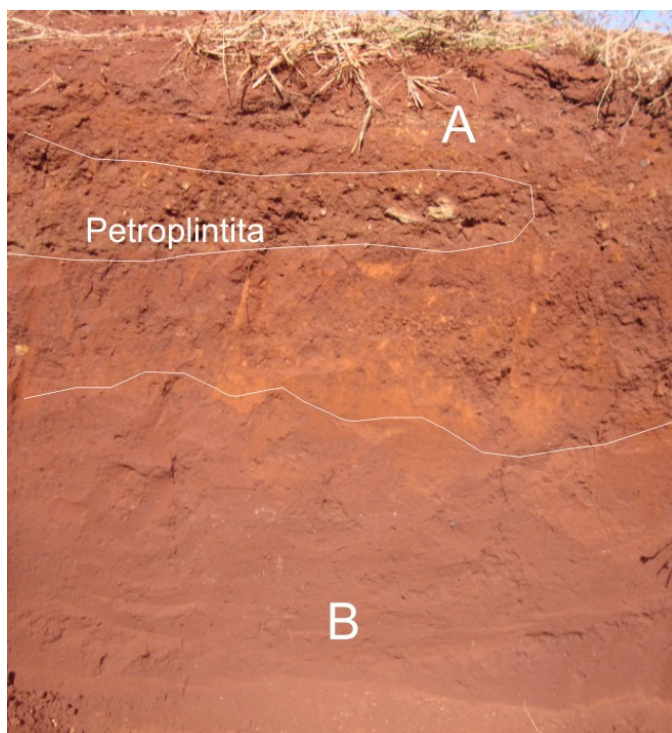


Figura 41. Perfil parcial de Latossolo – Alcalinas. (Foto: Flávio A. Sousa, 2012)

O solo apresenta textura muito argilosa. A cor é Bruno Avermelhado escuro (2,5/4 – 2.5 YR - úmida). O relevo é plano, com declividade entre 0 -3%, e seu uso atual é por pastagem mal manejada.

O conteúdo argiloso aumenta a partir dos 60 cm. A média do teor de argila entre as profundidades de 0 a 60 cm e > 60 são estatisticamente diferentes, indicando um aumento real da porcentagem de argila a partir dos 60 cm de profundidade.

A fração média de areia neste solo é 18,2%, predominando areia fina a muito fina, o que confere a este solo uma maior pegajosidade e plasticidade (em teste de campo).

O quadro 44 mostra a distribuição média das frações texturais de acordo com a profundidade, e indica ainda os valores das frações de areia.

O horizonte **B** caracteriza-se como **B** latossólico, com maior expressão de cor e concentração de argila, mas não em quantidade suficiente em relação ao horizonte **A** para ser considerado como **B** textural, o mesmo é caracterizado como um horizonte mineral, com alta intemperização dos minerais primários, conforme instrução da Embrapa (1999).

5.2.6. Textura no Cambissolo – Gabro Alcalino

O cambissolo alcalino ocupa uma área muito pequena (1,3 ha), que abrange o lado leste da bacia. O mesmo apresenta bom desenvolvimento vertical, que pode chegar a 1,7 m de profundidade antes de atingir a rocha matriz. A declividade do terreno está entre 6 e 12% em relevo suave ondulado. A rocha matriz é constituída por Gabro alcalino em que o teor de óxido de ferro é bastante elevado. Quando seco, este solo apresenta um pavimento superficial rico em oólitos¹ ferralíticos (magnetita) de tamanho equivalente a areia média a fina.

Apresenta frações texturais médias com 59,6% de argila, 24% de silte e 16% de areia, portanto é um solo argiloso, predominando na fração areia 42% de areia fina. A cor é Bruno Avermelhado escuro (2,3/3 – 2.5 YR - úmida).

A vegetação nativa embora ausente no local amostrado é constituída por cerrado *strictu sensu* com arbustos e árvores de até 5 m de altura.

As amostras de solo foram retiradas até uma profundidade de 60 cm.

A porcentagem de argila aumentou ligeiramente na profundidade de 60 cm, todavia ao aplicar o teste de hipótese para comparação das médias, constatou-se que estatisticamente as mesmas são iguais em todas as profundidades.

¹ Oólitos: pequenos grânulos arredondados de óxido de ferro com tamanho que varia de 0,5 a 2mm de diâmetro.

A figura 42 mostra o perfil do solo, com horizonte **A** com 23 cm de espessura e horizonte **B** com 42 cm. É comum nesse solo a presença de fragmentos isolados de rocha em decomposição no horizonte **B**.

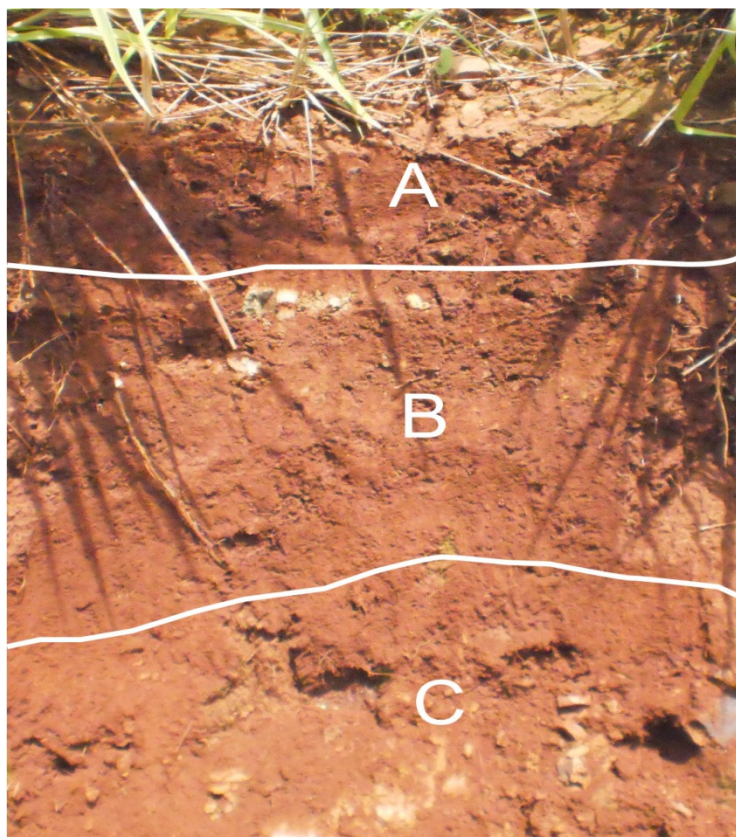


Figura 42. Perfil do Cambissolo – Alcalino. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012)

5.2.7. Textura no Neossolo Litólico – Alcalinas

Este solo formou-se sobre Piroxenito alcalino e ocupa 20,5 hectares na área de estudo, compondo parte do divisor de águas na porção sudeste da bacia. Apresenta um **A** incipiente com 10 a 15 cm de espessura.

Apresenta frações texturais médias, com 27% de argila, 42% de silte e 31% de areia, predominando na fração areia, 44% de areia fina, 33% de areia média, com textura classificada como franca. A cor é Bruno muito escuro (2,5/3 – 2.5

YR - úmida). A vegetação nativa é constituída por Cerrado *Strictu Sensu* com arbustos e árvores de até 5 m de altura.

As amostras foram retiradas apenas a 15 cm de profundidade.



Figura 43. Neossolo Litólico sobre Piroxenito alcalino. Iporá-GO. Foto: Flávio Alves de Sousa (2012)

Apenas o Argissolo e os Latossolos puderam ter coletas de amostras até uma profundidade de 100 cm, e com excessão dos Neossolos e do Cambissolo (granito) os solos avaliados apresentaram textura argilosa.

O quadro a seguir traz um resumo dos valores obtidos na determinação textural e fracionamento de areia, conforme classe de solo e profundidade.

Quadro 29. Análise textural conforme a classe de solo.

Análise textural e Fracionamento de areia conforme classe de solo e profundidade (g.kg⁻¹)					
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Argissolo (Substrato Granito)	0-20	520	120	360	1000
	20-40	535	135	330	1000
	40-60	550	140	310	1000
	60-80	570	150	280	1000
	80-100	570	150	270	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	35,05	90,27	105,91	67,30	11,47

Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Cambissolo (Substrato Granito)	0-20	330	140	530	1000
	20-40	370	160	470	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	56,9	152	172,5	98	20,6
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Neossolo Litólico (Substrato Granito)	0-10	210	400	390	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	53,38	98,67	150,15	67,74	20,06
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Latossolo (Substrato Granito)	0-20	510	180	310	1000
	20-40	510	175	315	1000
	40-60	580	90	330	1000
	60-80	590	110	300	1000
	80-100	600	95	305	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	35,45	90,23	106,89	67,98	11,45
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Latossolo (Substrato Alcalinas)	0-20	640	170	190	1000
	20-40	620	180	200	1000
	40-60	650	180	170	1000
	60-80	690	150	160	1000
	80-100	715	95	190	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	51,37	85,39	35,4	8,00	1,84
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Cambissolo (Substrato Alcalinas)	0-20	580	270	150	1000
	20-40	580	270	150	1000
	40-60	630	190	180	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	31,6	67,67	43,88	15,66	1,19
Classe de Solo	Intervalos de profund. (cm)	Argila	Silte	Areia	Total
Neossolo Litólico (Substrato Alcalinas)	0-15	270	420	310	1000
	Fracionamento médio da areia (g.kg⁻¹)				
	Muito fina	Fina	Média	Grossa	Muito grossa
	56	136,5	104,35	13,15	0

5.2.8. Resistência do solo à Penetração (RP) no Argissolo

A RP apresentou menor valor na camada superficial, com aumento com a profundidade do solos. Todavia os valores encontrados nas diferentes profundidades

determinadas apresentaram baixa limitação ao crescimento de raízes, com valores inferiores a 2500 kPa, conforme descrito em Canarache (1990).

Através da equação de equivalência (para número de amostras superiores a 30) a um grau de confiança de 95% constatou-se que as médias de RP para as diferentes profundidades são estatisticamente diferentes.

Mesmo este solo sendo utilizado por pastagem o uso em questão não interferiu na elevação da RP, talvez pelo fato de que a área ocupada por esta classe de solo seja pequena, ou porque a permanência do gado nesta faixa do terreno seja restrita aos momentos de aparte dos bezerros e liberação do gado após a retirada do leite. Também o efeito das raízes das gramíneas atua como minimizador da compactação.

O quadro abaixo mostra a variação da RP, onde é possível verificar que RP máxima não excede o valor limite para crescimento de raízes, ou seja 2500 kPa.

Quadro 30 Relação Profundidade/Resistência do solos à Penetração: Variação

Profundidade (cm)	Intervalo de resistência μ em kPa	Variação média a 99% de confiança em kPa
0 a 10	$938,68 < \mu < 1784,11$	974,93
11 a 20	$1314,36 < \mu < 1852,03$	620
21 a 30	$1014,35 < \mu < 2077,24$	1225,8

5.2.9. Resistência do solo à Penetração (RP) no Cambissolo (Granito)

A resistência do solo à penetração realizada em três pontos distintos foi medida em três profundidades e está representada no quadro 34 que mostra a resistência média em cada profundidade e em cada ponto.

A menor RP neste solo foi de 1215 kPa na profundidade de 0 a 10 cm e a maior foi de 2016 kPa na profundidade de 11 a 20 cm, mesmo assim a RP neste solo é considerada baixa, proporcionando baixa limitação ao crescimento das raízes com RP que não ultrapassa a casa dos 2500 kPa.

As variações dos valores de RP em relação à profundidade As médias são estatisticamente diferentes e da mesma maneira que no Argissolo, o Cambissolo apresenta aumento exponencial da RP conforme a profundidade.

O quadro a seguir mostra os intervalos entre as determinações de RP obtidas para cada profundidade considerada, utilizando-se a equação do erro máximo a um nível de confiança de 99%.

Quadro 31. Relação Profundidade/Resistência do solo à Penetração – Cambissolo (Granito).

Profundidade (cm)	Intervalo de resistência μ em kPa	Variação média a 99% de confiança em kPa
0 a 10	1270,87 < μ < 1514,98	281,52
11 a 20	1716,26 < μ < 1886,93	196,83
21 a 30	1694,25 < μ < 1913,90	253,27

5.2.10. Resistência do solo à Penetração (RP) no Latossolo (Granito).

A menor RP média no Latossolo (granito) foi de 1663 kPa na profundidade de 0 a 10 cm e a maior foi de 2242,8 kPa na profundidade de 21 a 30 cm, ambas consideradas baixas.

A RP aumenta ligeiramente em profundidade, mostrando uma maior compactação deste solo em subsuperfície. E embora os valores sejam considerados baixos (não impeditivos ao desenvolvimento de raízes), a presença constante do gado e a má conservação da pastagem podem ter acarretando esta compactação.

As variações dos valores de resistência em relação à profundidade estão representadas no quadro abaixo, bem como o intervalo da variação média entre elas.

Quadro 32. Relação Profundidade/Resistência à Penetração.

Profundidade (cm)	Intervalo médio de resistência μ em kPa	Variação média a 99% de confiança em kPa
0 a 10	1773,8 < μ < 1932,1	182,5
11 a 20	1868 < μ < 2025	181,47
21 a 30	1947,6 < μ < 2160,35	245

5.2.11. Resistência do solo à Penetração (RP) no Latossolo (Alcalinas).

Os valores de RP mostram valores médios mais elevados nos primeiros 20 cm e mais baixos entre 20 e 30 cm, e variaram de 1442 a 2392 kPa. Como nos demais solos avaliados, não superaram os 2500 kPa, ficando na faixa de baixa resistência.

A análise estatística aponta valores médios diferentes. As variações entre médias conforme a profundidade são apresentadas no quadro abaixo, bem como o erro máximo, ficando evidente na definição dos gradientes, que ao nível de 0 a 10 cm a discrepância entre valores de RP é menor, enquanto o gradiente aumenta nas profundidades de 11 a 30 cm.

Quadro 33. Relação Profundidade/Resistência à Penetração.

Profundidade (cm)	Intervalo médio de resistência μ em kPa	Erro máximo de Variação média a 99% de confiança em kPa
0 a 10	$1802 < \mu < 1861$	68,47
11 a 20	$1781 < \mu < 2127$	398
21 a 30	$1503 < \mu < 1942$	506

5.2.12. Resistência do solo à Penetração (RP) no Cambissolo (Alcalinas.)

Os valores de RP neste solo variaram de 1200 a 2575 kPa. Os valores médios da RP apontam um acréscimo da mesma conforme a profundidade, contudo também são considerados valores não limitantes ao crescimento das raízes, como nos demais solos avaliados.

O intervalo ou gradiente da RP nas profundidades consideradas estão descritos o quadro abaixo, bem como o erro máximo dos intervalos

Quadro 34. Relação Profundidade/Resistência à Penetração.

Profundidade (cm)	Intervalo médio de resistência μ em kPa	Erro máximo de Variação média a 99% de confiança em kPa
0 a 10	$1013,5 < \mu < 1723,5$	818,84
11 a 20	$1458,8 < \mu < 2059,1$	692,3
21 a 30	$1485 < \mu < 2368$	1019

5.2.13. Resistência do solo à Penetração (RP) no Neossolo (Alcalinas)

Não foi determinada para esta classe de solo

Os valores obtidos na determinação da RP dos solos estão representados no quadro abaixo.

Quando 35. Resistência dos solos á penetração (RP)

solo	RESISTÊNCIA DO SOLO/ PENETRAÇÃO (kPa)				
Argissolo Granito	Ponto	Nº de pontos de coleta	Nº amostras	Profundidade (cm)	RP média
	1	3	60	0 a 10	1361,4
	2	3	60	11 a 20	1583,2
	3	3	60	21 a 30	1545,8

Resistência do solo á penetração - Cambissolo - Granito.

solo	RESISTÊNCIA DO SOLO/ PENETRAÇÃO (kPa)				
Cambissolo Granito	Ponto	Nº de pontos de coleta	Nº amostras	Profundidade (cm)	RP média
	1	3	60	0 a 10	1392,26
	2	3	60	11 a 20	1801,6
	3	3	60	21 a 30	1804,06

Resistência do solo á penetração em Latossolo - Granito.

solo	RESISTÊNCIA DO SOLO/ PENETRAÇÃO (kPa)				
Latosolo Granito	Ponto	Nº de pontos de coleta	Nº amostras	Profundidade (cm)	RP média
	1	3	60	0 a 10	1859
	2	3	60	11 a 20	1947,03
	3	3	60	21 a 30	2050,9

Resistência do solo á penetração em Latossolo – Piroxenito Alcalino.

solo	RESISTÊNCIA DO SOLO/ PENETRAÇÃO (kPa)				
Latosolo - Alcalinas	Ponto	Nº de pontos de coleta	Nº amostras	Profundidade (cm)	RP média
	1	3	60	0 a 10	18322,3
	2	3	60	11 a 20	1954,66
	3	3	60	21 a 30	1723,1

Resistência do solo á penetração em Cambissolo – Gabro Alcalino.

solo	RESISTÊNCIA DO SOLO/ PENETRAÇÃO (kPa)				
Cambissolo Bruno avermelhado	Ponto	Nº de pontos de coleta	Nº amostras	Profundidade (cm)	RP média
	1	3	60	0 a 10	1368,5
	2	3	60	11 a 20	1759
	3	3	60	21 a 30	1927,43

5.2.14. Umidade dos solos na determinação da RP no Argissolo

No Argissolo a umidade nas profundidades de 20 e 40 cm apresentaram médias numericamente diferentes, com incremento da mesma conforme o aumento da profundidade. Porém utilizando o teste de hipótese, onde H_0 (hipótese nula), afirma que as populações das duas profundidades têm uma mesma média; H_1 (hipótese alternativa), afirma que as médias são diferentes, constatou-se que as médias são estatisticamente iguais. A umidade do solo influencia na RP, pois a água tem efeito lubrificante, diminuindo os valores de RP.

As variáveis utilizadas nos cálculos estão representadas no quadro a seguir.

Quadro 36. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var
		Am 1	Am 2	Am 3			
Argissolo - Granito	20	23	26,4	23,5	24,3	1,49	2,24
	40	27,7	28	24,8	26,8	1,44	2,08

5.2.15. Umidade do solo na determinação da RP no Cambissolo (Granito)

A umidade neste solo não apresenta variação significativa nos intervalos de 0 a 20 e 20 a 40 cm de profundidade.

Conforme o teste de hipótese, onde H_0 (hipótese nula), afirma que as populações das duas profundidades têm uma mesma média; H_1 (hipótese alternativa), afirma que as médias são diferentes, constatou-se que as médias são estatisticamente iguais. As amostras analisadas apresentaram solos naturalmente secos (0 -25%), conforme classificação de IAEG (1979). Isso indica uma maior resistência do solos à RP.

As variáveis utilizadas nos cálculos estão representadas no quadro a seguir.

Quadro 37. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var.
		Am 1	Am 2	Am 3			
Cambissolo - Granito	20	19,8	19,3	17,6	18,9	3,03	9,20
	40	19	17,4	18,2	18,2	0,65	0,42

5.2.16. Umidade dos solos na determinação da RP no Latossolo (Granito)

A umidade apresenta homogeneidade entre as duas profundidades consideradas (20 e 40), não existindo estatisticamente diferenças entre elas, quando aplicado o teste de hipótese.

Os valores encontrados para a umidade estão representados no quadro a seguir e indicam um solo naturalmente seco, já que para esta condição a umidade deverá estar entre 0 e 25% conforme indica IEAG (1979).

Quadro 38. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var
		Am 1	Am 2	Am 3			
Latossolo - Granito	20	18,8	20,4	19,1	19,4	0,69	0,483
	40	20,4	18,6	17,7	18,9	1,12	1,26

5.2.17. Umidade dos solos na determinação da RP no Latossolo (Piroxenito)

A umidade nesse solo não apresentou mudança significativa para os níveis de profundidade considerados, nem médias desiguais do ponto de vista estatístico. A amostra apresentou umidade naturalmente seca, já que não ultrapassou a casa dos 25%. O quadro abaixo mostra os valores e as medias obtidas para umidade.

Quadro 39. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var
		Am 1	Am 2	Am 3			
Latossolo Alcalino	20	23,4	22,6	23,6	23	0,53	0,28
	40	23,1	22,8	24,5	23,5	0,9	0,82

5.2.18. Umidade dos solos na determinação da RP no Cambissolo (Gabro alcalino)

A variação da umidade em profundidade não é significativa, sendo as mesmas iguais estatisticamente, porém este solo se mostrou com maior capacidade de retenção de água em relação aos demais analisados, com umidade que o caracterizou como úmido, ou seja, maior que 25%, enquanto os demais que foram amostrados no mesmo dia apresentaram umidade inferior a 25%. A maior umidade decorre da presença de argila 2:1 (montmorilonita) neste solo, que tem maior capacidade de retenção da água.

Quadro 40. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var.
		Am 1	Am 2	Am 3			
Cambissolo Alcalino	20	33,2	28,5	31,6	31,1	2,39	5,71
	40	33,5	33,1	25,4	30,6	4,56	20,84

5.2.19. Umidade dos solos na determinação da RP no Neossolo Litólico (Piroxenito alcalino)

A umidade média foi de 26,5% ou seja, entre naturalmente seco a úmido.

Quadro 41. Relação Solo, profundidade e umidade.

Solo	Profundidade (cm)	Umidade (%) / amostra			Média	Desvio Padrão	Var.
		Am 1	Am 2	Am 3			
Neossolo Litólico Alcalinas	20	25,4	28,9	25,4	26,56	2	4

5.2.20. Densidade do solo no Argissolo

O Argissolo apresentou densidades médias aparentemente maiores na profundidade entre 0 e 20 cm com variações entre profundidades de 1,19 a 1,36 kg dm⁻³. De acordo com Torres e Saraiva *apud* Thomaz (2008) a densidade ideal para solos argilosos é de 1 kg.dm³ em solos bem manejados, e em solos mal manejados

pode chegar a $1,45 \text{ kg.dm}^3$. Nesse caso, o solo que apresenta uso com pastagens em processo de degradação, está dentro dos limites considerados normais.

Considerando uma densidade média de partículas para esta classe de solo da ordem de $2,72 \text{ kg/dm}^3$ e uma densidade do solo média de $1,28 \text{ kg.dm}^3$ encontrou-se uma porosidade total de 52,9%, considerada uma porosidade muito alta, conforme IAEG (1979), o que pode ser explicado pela presença da areia média e grossa deste solo.

O quadro a seguir mostra os valores de densidade do solo obtidos e as profundidades de determinação, bem como suas médias e a porosidade total.

Considerando as médias das diferentes profundidades avaliou-se a hipótese das médias serem estatisticamente iguais ou diferentes ao limite de 5%, obtendo-se que as médias são estatisticamente iguais.

5.2.21. Densidade do solo no Cambissolo – Granito

Este solo apresentou densidade média de $1,56 \text{ kg.dm}^3$ para profundidade de até 20 cm e $1,55 \text{ kg.dm}^3$ para profundidade entre 20 e 40 cm. Estatisticamente estas médias são iguais ao nível de significância de 5%. A densidade obtida é considerada alta, já que em solos arenosos a densidade media varia de 1,2 a $1,40 \text{ kg.dm}^3$ conforme Camargo e Alleoni (1997), e influencia diretamente na diminuição da porosidade total do solo, que no presente solo foi calculada em 40%, e principalmente na sua macroporosidade, diminuindo a sua capacidade de infiltração de água e conseqüentemente, aumentando o escoamento superficial.

5.2.22. Densidade do solo no Latossolo – Granito

Este solo apresentou densidade média de $1,43 \text{ kg.dm}^3$ para profundidade de até 20 cm e $1,38 \text{ kg.dm}^3$ para profundidade entre 20 e 40 cm. Estatisticamente estas médias são diferentes ao nível de significância de 5%. Os números obtidos e o

resultado da estatística mostram um decréscimo da densidade em relação à profundidade, apresentando uma relação entre a densidade e a variação do teor de argila no perfil.

A densidade obtida é considerada normal para solos argilosos em condições de degradação, que podem apresentar densidade da ordem de $1,45 \text{ kg.dm}^3$, conforme Torres e Saraiva (1999).

A porosidade total neste solo foi alta 49%, sendo a fração areia do mesmo composta em grande parte por areia média a grossa.

5.2.23. Densidade do solo no Latossolo – Alcalina

Também em relação à densidade, este solo apresentou médias iguais nas duas profundidades consideradas. Ao nível de significância de 5% os valores das amostras são estatisticamente iguais.

A densidade média ponderada é de $1,36 \text{ kg.dm}^3$ para este solo, considerada uma média normal para solo argiloso e cobertura com pastagem sem manejo. A porosidade total é muito alta, todavia como se trata de um solo muito argiloso, o número de micro poros deve predominar, aumentando a porosidade total do mesmo.

5.2.24. Densidade do solo no Cambissolo – Alcalina

A densidade média deste solo foi de $1,27 \text{ kg.dm}^3$, densidade boa para solos argilosos. Também não houve variação ao nível das profundidades consideradas, conforme se pode perceber através das médias. Apresenta uma porosidade total muito alta.

5.2.25. Densidade do solo no Neossolo Litólico – Alcalina

A densidade neste solo foi coletada somente na profundidade de 0 a 15 cm, devido ao impedimento rochoso. A densidade média foi de $1,48 \text{ kg.dm}^3$, condizente com solos argilosos compactados.

O quadro a seguir mostra os valores de densidade média dos solos, as profundidades de determinação e os valores de porosidade total, onde é possível notar densidade do solo ligeiramente mais elevada nos solos graníticos, principalmente no Cambissolo e Latossolo, enquanto a porosidade total é em média maior nos solos desenvolvidos sobre rochas alcalinas.

Quadro 42. Densidade dos solos.

Classe de solo	Intervalo de profundidade (cm)	Densidade média (kg.dm^3)	Porosidade total (%)
Argissolo	0-20	1,33	59
	20-40	1,23	
Cambissolo (Granito)	0-20	1,56	40,4
	20-40	1,55	
Latossolo (Granito)	0-20	1,43	49
	20-40	1,38	
Latossolo (Alcalinas)	0-20	1,37	57,9
	20-40	1,35	
Cambissolo (Alcalinas)	0-20	1,275	61,4
	20-40	1,275	
Neossolo Litólico (Alcalinas)	0-20	1,48	49,5

5.2.26. Condutividade hidráulica superficial (anéis concêntricos) – Argissolo.

Foram realizados durante os meses de agosto e setembro, três ensaios de infiltração, para se obter uma média que representasse melhor a infiltração de água no solo. A infiltração média foi de $2,15 \times 10^{-5} \text{ m/s}$, considerada uma taxa alta conforme Almeida et al (2006). Demonstrando dessa forma que apesar de ser um solo argiloso, o mesmo apresenta uma boa permeabilidade.

A velocidade de infiltração nesse solo nos primeiros 10 minutos de ensaio foi muito alta ($VI = 4,32 \text{ cm/h}^{-1}$), decrescendo com a profundidade, mas entre 11 e 30 minutos de ensaio, a velocidade de infiltração ainda era alta ($1,53 \text{ cm/h}^{-1}$).

A infiltração alta em superfície pode ser explicada pelo material de origem (granito) apresentar maior concentração de quartzo na sua composição, e pela maior parte da fração areia deste solo ser composta por areia média a grossa (59%), bem como pela alta porosidade do mesmo. O valor de infiltração básica (VIB) foi atingido aos 180 minutos. A tendência da infiltração está representada no gráfico abaixo.

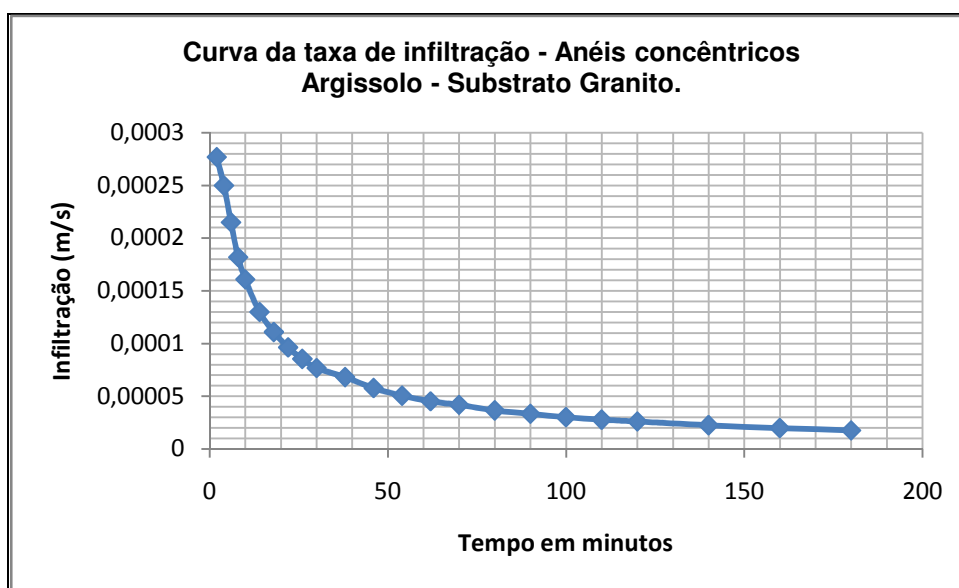


Figura 44. Condutividade hidráulica do Argissolo.

5.2.27. Condutividade hidráulica em profundidade (*open end hole*) – Argissolo.

A infiltração de água em profundidade foi considerada alta (10^{-5}), mas em termos individuais é possível notar decréscimo da mesma conforme a profundidade, culminando com uma infiltração moderada na profundidade de 200 cm (10^{-6}), o que pode ser explicado pela diminuição da porosidade em profundidade. Nota-se ainda que a variação entre 50 e 100 cm é pouco variável, com uma queda de infiltração

mais significativa entre 150 e 200 cm, mostrando uma diminuição da drenagem interna, conforme tabela 4 e figura 40.

Tabela 4. Relação profundidade / condutividade hidráulica em Argissolo na Alta Bacia do Rio dos Bois em Iporá-GO.

Profundidade (cm)	Kv (m/s)
50	$1,4 \times 10^{-5}$
100	$1,37 \times 10^{-5}$
150	$1,07 \times 10^{-5}$
200	$9,67 \times 10^{-6}$
Média	$1,2 \times 10^{-5}$

5.2.28. Condutividade hidráulica – Cambissolo

Não foi possível realizar experimentos de infiltração nesta classe de solo, que apresenta grande quantidade de concreções ferralíticas superficialmente, e não permitiram a cravação dos cilindros, nem a perfuração por trado para abertura dos poços do tipo *open end hole*.

5.2.29. Condutividade hidráulica superficial (anéis concêntricos) – Latossolo (Granito)

A infiltração superficial apresentou-se ligeiramente inferior ao Argissolo Bruno, com um valor de infiltração média de $1,24 \times 10^{-5}$ m/s, considerada uma média alta, em função da boa porosidade do solo e da composição mineral do material de origem.

Esta classe de solo apresentou nos primeiros 10 minutos de ensaio de infiltração uma VI alta ($1,44 \text{ cm/h}^{-1}$), e entre 11 e 30 minutos uma VI de $0,54 \text{ cm/h}^{-1}$, considerada média. Há uma tendência a estabilização a partir dos 50 minutos como é possível perceber no gráfico da curva de infiltração abaixo. Os valores obtidos nos três experimentos foram respectivamente: $9,85 \times 10^{-6}$, $1,76 \times 10^{-5}$, $9,84 \times 10^{-6}$. A

estabilização da infiltração foi atingida a partir de 140 minutos de experimentos e o teste durou 260 minutos.

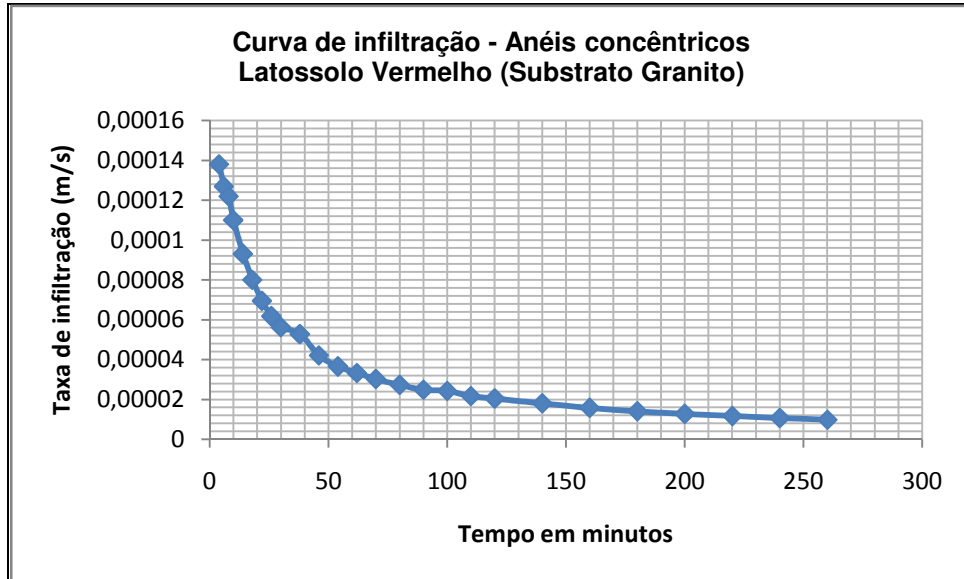


Figura 45. Condutividade hidráulica do Latossolo - Granito.

5.2.30. Condutividade hidráulica em profundidade (*open end hole*) – Latossolo (Granito)

Quanto a infiltração em profundidade foi possível notar uma infiltração alta em todos os níveis testados, com uma variação maior entre os 50 e 100 cm e menor permeabilidade a partir dos 100 cm, coincidindo com o maior teor de argila nos horizontes subsuperficiais e consequente diminuição da porosidade.

Tabela 5. Relação profundidade /condutividade hidráulica no Latossolo - Granito.

Profundidade (cm)	Kv (m/s)
50	$2,37 \times 10^{-5}$
100	$1,3 \times 10^{-5}$
150	$1,04 \times 10^{-5}$
200	$1,04 \times 10^{-5}$
Média	$1,44 \times 10^{-5}$

5.2.31. Condutividade hidráulica superficial (anéis concêntricos) - Latossolo - Alcalinas.

Neste solo a infiltração apresentou uma maior intensidade de infiltração superficial se comparado com o seu correspondente em rocha granítica, expressando valores de condutividades altas (10^{-5}) até os 30 minutos, tempo em que foi preciso fazer reposição no anel interno por mais vezes que nos demais solos (granito). A infiltração superficial nos primeiros 10 minutos de ensaio atingiu uma velocidade de infiltração (VI) muito alta, da ordem de 5,58 cm/h, decrescendo entre 11 e 30 cm, chegando a 0,99 cm/h, considerada uma velocidade de infiltração média.

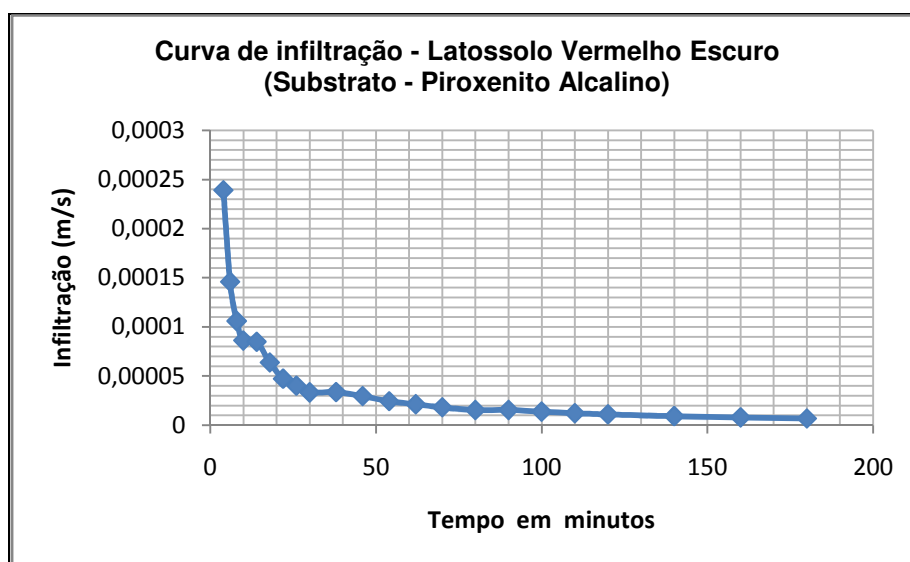


Figura 46. Condutividade hidráulica no Latossolo sobre Piroxenito alcalino

A maior velocidade de infiltração inicial pode ser explicada pela presença de petroplintitas próximas à superfície, criando assim uma zona de vazios, que facilita a percolação da água em condições de solo naturalmente seco, como foi o caso no momento do ensaio. Após 30 minutos, a infiltração se tornou moderada, finalizando com uma VIB (valor de infiltração básica) média de $6,67 \times 10^{-6}$ m/s.

5.2.32. Condutividade hidráulica em profundidade (*open end hole*) – Latossolo - Alcalinas.

A infiltração em profundidade, apresentou uma condutividade moderada, ou seja menor do que no Latossolo sobre granito. Quanto a dinâmica o mesmo apresentou como nos demais solos, um decrescimento de infiltração em profundidade relativamente acentuado.

A média de infiltração foi de $9,03 \times 10^{-6}$, e os valores de infiltração estão representados na tabela 6, enquanto a figura 50 mostra a variação da infiltração conforme a profundidade.

Tabela 6. Relação profundidade / condutividade hidráulica em Latossolo - Alcalina.

Profundidade (cm)	Kv (m/s)
50	$9,13 \times 10^{-6}$
100	$9,1 \times 10^{-6}$
150	9×10^{-6}
200	$8,9 \times 10^{-6}$
Média	$9,03 \times 10^{-6}$

5.2.33. Condutividade hidráulica superficial (anéis concêntricos) - Cambissolo - Gabro Alcalino).

Os testes de infiltração neste solo tiveram uma duração de 140 minutos e uma infiltração média de $1,29 \times 10^{-5}$, portanto uma infiltração superficial alta. Ao contrário do que se esperava, atingiu as maiores velocidades de infiltração superficial chegando a $8,64 \text{ cm/h}^{-1}$ nos primeiros 10 minutos do ensaio e a $3,6 \text{ cm/h}^{-1}$ entre 11 e 30 minutos.

Considerando que este solo é argiloso, a infiltração deveria ser reduzida, pois, apesar de apresentar uma porosidade total de 61%, a micro porosidade, comum em solos argilosos seria um fator de redução da infiltração. Porém, o solo apresentou boa permeabilidade, que pode ser explicada pela significativa presença de óxido de ferro. Os valores mais elevados (10^{-4}) foram atingidos nos 20 primeiros minutos, decrescendo a partir daí, como mostra o gráfico da infiltração.

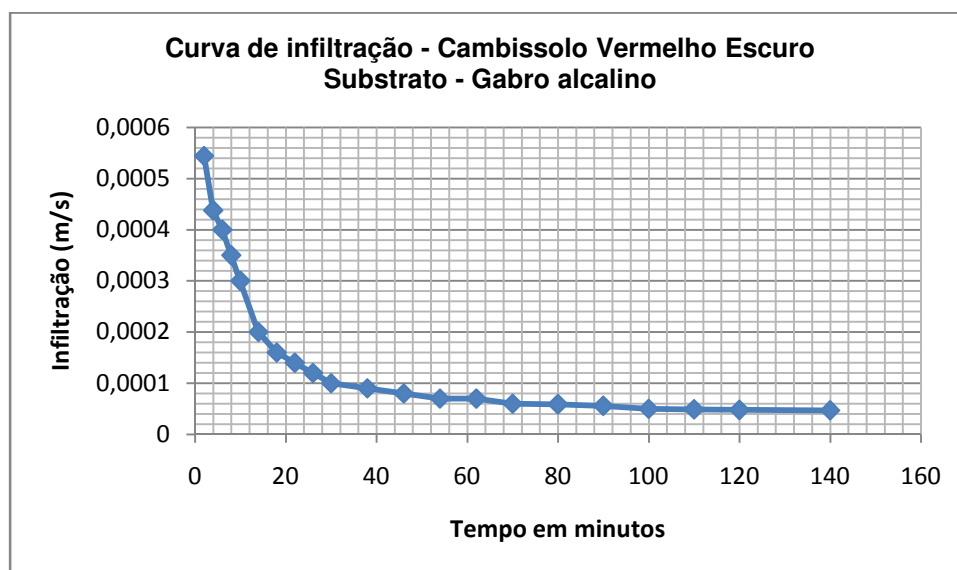


Figura 47. Condutividade hidráulica no Cambissolo sobre Gabro alcalino.

5.2.34. Condutividade hidráulica em profundidade (*open end hole*) – Latossolo - Alcalinas – Cambissolo – (Gabro Alcalino).

Quanto aos experimentos do tipo *open end hole*, foram realizados em três profundidades: 50, 100 e 150 cm, o que mostra um Cambissolo bem desenvolvido. Neste solo, houve também a tendência de decréscimo da infiltração conforme aumenta a profundidade. A condutividade apresentou valor moderado de 10^{-6} .

A tabela 7 mostra os valores da infiltração.

Tabela 7. Relação profundidade / condutividade hidráulica em Cambissolo - Alcalino.

Profundidade (cm)	Kv (m/s)
50	$8,19 \times 10^{-6}$
100	$7,58 \times 10^{-6}$
150	$7,36 \times 10^{-6}$
Média	$7,71 \times 10^{-6}$

5.2.6. Características físicas dos solos e influência na condutividade hidráulica.

Na página a seguir é apresentado um quadro síntese com os parâmetros considerados anteriormente na caracterização dos solos da bacia. A partir do mesmo, foram analisados apenas os solos cuja rocha matriz é o granito e os solos de origem em rochas alcalinas, nos quais foram realizados experimentos de infiltração. Para isso foram avaliados os itens: argila, areia, RP, umidade do solo, densidade do solo, porosidade total, condutividade hidráulica (K_v) superficial e em profundidade.

Estes itens foram expressos em forma de médias, e comparados estatisticamente, e ao final, feito um sistema de pesos para quantificar quais solos contribuíram mais com a infiltração na bacia, os desenvolvidos sobre granito, ou os desenvolvidos sobre rochas alcalinas.

Quadro 43. Síntese das propriedades físicas avaliadas para os solos da Alta Bacia do Rio dos Bois – Iporá-GO.

Propriedades	Classes de Solos						
	ARG_G	CAMB_G	NSL_G	LAT_G	LAT_ALC	CAMB_ALC	NSL_ALC
Argila (%)	55	35	21	55,8	66,3	59,6	27
Silte (%)	15	15	40	11	15,5	24	42
Areia (%)	30	50	39	31,2	18,2	16	31
Condição textural	Argiloso	Franco-argiloarenosa	Franca	Argiloso	Muito argiloso	Argiloso	Franca
Cor	4/4 2,5YR – úmida Bruno-Avermelhada	4/6 – 7.5 YR – úmida Bruno Forte	4/4 – 7.5 YR – úmida Bruno	3/4 – 2.5 YR – úmida Vermelho-Escuro	2,5/4 – 2.5 YR – úmida Bruno Avermelhado-Escuro	2,3/3 – 2.5 YR – úmida Bruno Avermelhado-escuro	2,5/3 – 2.5 YR – úmida Bruno Muito Escuro
RP mínima (kPa)	938	1270	-	1773	1802	1013	-
RP máxima (kPa)	2080	1913	-	2160	1942	2368	-
Umidade (%)	25,5	18,5	-	19,15	23,2	30,85	26,5
Densidade (kg/dm ³)	1,28	1,56	-	1,43	1,36	1,27	1,48
Porosidade total (%)	52,9	40,4	-	49,5	57,9	61,4	49,5
K _v superficial (m/s)	10 ⁻⁵	-	-	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	-
K _v profund. (m/s)	10 ⁻⁵	-	-	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	-
Densidade de partículas (kg/dm ³)	2,72	2,6	2,55	2,75	3,23	3,29	2,93

ARG_G: Argissolo – Granito; **CAMB_G:** Cambissolo – Granito; **NSL_G:** Neossolo Litólico – Granito; **LAT_G:** Latossolo – Granito; **LAT_ALC:** Latossolo – Alcalinas; **CAMB_ALC:** Cambissolo – Alcalinas; **NSL_ALC:** Neossolo Litólico – Alcalinas; RP; resistência à penetração; K_v: Condutividade hidráulica; .

5.2.35.1. Teores de Argila e Areia.

Foram comparados aqui o Argissolo e o Latossolo (substrato granítico) de um lado, e de outro, o Latossolo e o Cambissolo (substrato alcalinas). O motivo dessa seleção foi a de realizar análise comparativa apenas nos solos onde foram realizados os testes de infiltração.

A porcentagem de argila e de areia em um solo, interfere na manutenção natural da umidade e na porosidade, pois em solos mais argilosos, a quantidade de poros costuma ser maior, enquanto em solos arenosos o tamanho dos poros é que é maior, e ambas interferem na capacidade de infiltração da água. Dessa maneira, utilizou-se o teste *t* para avaliar a hipótese das médias de argila e areia serem iguais ou diferentes.

O resultado foi que, a porcentagem média de argila dos solos nas duas litologias é estatisticamente igual, e a da areia, é estatisticamente diferente, ou seja, os solos em rochas alcalinas apresentaram menor porcentagem de areia.

Os valores utilizados no cálculo estão discriminados no quadro a seguir.

Quadro 44. Dados-base para o cálculo do teste *t de student*.

Fator	M ₁	M ₂	Var. ₁	Var. ₂	V _p	t calculado	t absoluto (n ₁ – n ₂ – 2)
Argila	55,4	63	0,32	22,4	250,9	0,480	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)
Areia	30,6	17	0,72	2,42	3,18	4,27	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)

Onde : M₁ = Média 1; M₂ = Média 2; Var.₁ = Variância 1; Var.₂ = variância 2; V_p = variância ponderada; n = número de amostras.

5.2.35.2. Umidade do solo na determinação da RP

A capacidade dos solos de reterem água por mais tempo, depende diretamente da sua composição textural e do tipo de colóides (principalmente dos

tipos de argila), sendo a fração argila a principal responsável pela adsorção da água e nutrientes.

Um solo com 20% de umidade, por exemplo, contém em cada cm^3 0,2 litros de água ou 2 mm de água, e essa maior ou menor retenção de água influencia numa maior saturação do solo por ocasião de um acréscimo de água, seja pela chuva, seja por irrigação, e nos testes de infiltração tendem a apresentarem valores de condutividade hidráulica mais baixos.

O Argissolo e o Latossolo sobre granitos apresentaram juntos, umidade média de 22,3%, enquanto o Latossolo e o Cambissolo sobre rochas alcalinas apresentaram média de 27%, ou seja, o primeiro grupo apresentou-se como naturalmente seco, e o segundo grupo como úmido. Entretanto, ao comparar estatisticamente as duas médias ao nível de significância de 95%, as mesmas foram consideradas iguais, o que não permite dizer que a umidade seja nesse caso um fator limitante para a diferença da condutividade hidráulica.

Quadro 45. Dados-base para o cálculo do teste *t de student*. (umidade)

Fator	M ₁	M ₂	Var. ₁	Var. ₂	V _p	t calculado	t absoluto (n ₁ - n ₂ - 2)
Umidade	22,3	27	9,04	14,63	147,8	0,032	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)

5.2.35.3. Densidade do solo

A densidade média dos solos sobre granito (Latossolo e Argissolo) foi de $1,35 \text{ kg.dm}^3$, e de $1,31 \text{ kg.dm}^3$ nos solos sobre rochas alcalinas (Latossolo e Cambissolo). Considerando que ambos são solos argilosos, os mesmos apresentam médias superiores aos valores de referência (Tab. 8), indicando um princípio de compactação superficial com uso sob pastagem, porém dentro ainda do limite tolerável para solos argilosos, que é de $1,45 \text{ kg.dm}^3$, como destaca Lima et al (S/D)

Tabela 8. Classes texturais e valores equivalentes de densidade.

Condição textural do solo	Densidade equivalente (kg.dm³)
Argilosos	1,00 a 1,20
Solos arenosos	1,20 a 1,40
Solos húmicos	0,75 a 1,00
turfosos	0,20 a 0,40

Fonte: Adaptado de Kielh (1979).

Os valores médios da densidade foram considerados estatisticamente diferentes, ou seja, os solos graníticos são ligeiramente mais densos que os solos alcalínicos. Isso se deve à presença de minerais não intemperizados quimicamente como o quartzo.

Veja a seguir o quadro com valores do *teste t* para a densidade.

Quadro 46. Dados-base para o cálculo de *t de student* (densidade)

Fator	M₁	M₂	Var.₁	Var.₂	V_p	t calculado	t absoluto (n₁ – n₂ – 2)
Densidade kg/dm ⁻³	1,35	1,31	0,0055	0,002	4x10 ⁻⁵	10000	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)

5.2.35.4. Porosidade total do solo

A porosidade total dos solos graníticos e alcalinos apontou para médias numericamente diferentes, com maior porosidade total para os solos alcalinos, porém, ao aplicar o teste de hipótese, as mesmas foram consideradas estatisticamente iguais, ou seja, a porosidade total não pôde ser definida como fator de diferenciação da infiltração de água nos solos das duas litologias consideradas.

O quadro 47 mostra os valores de referência para o cálculo de hipótese.

Quadro 47. Dados-base para o cálculo de *t* (porosidade total).

Fator	M₁	M₂	Var.₁	Var.₂	V_p	t calculado	t absoluto (n₁ – n₂ – 2)
Porosidade (%)	51,2	59,65	2,89	3,06	8,86	2,97	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)

5.2.35.5. Resistência do solo à penetração (RP).

Os valores médios de RP nos solos considerados nas duas litologias são estatisticamente iguais, conforme representação no quadro abaixo.

Quadro 48. Dados-base para o cálculo de t (RP).

Fator	M₁	M₂	Var.₁	Var.₂	V_p	t calculado	t absoluto (n₁ – n₂ – 2)
RP (kPa)	1737	1781	378025	13181	7,1x10 ⁹	1,64x10 ⁻⁴	0,4303 (95% / 2 graus de liberdade)

5.2.35.6. Análise Geral.

A partir de todos os aspectos físicos dos solos medidos e avaliados, estabeleceu-se uma correlação entre os mesmos, e suas interferências na condutividade hidráulica dos solos da bacia. Para isso foram estabelecidos símbolos, onde (+) significa influência maior na infiltração, (-) significa menor influência e (=), significa equilíbrio, ou seja, o parâmetro avaliado é equivalente nas classes de solos das duas litologias.

O quadro abaixo mostra os parâmetros e a influência de cada um sobre a condutividade hidráulica.

Quadro 49. Influência dos parâmetros físicos dos solos na condutividade hidráulica.

Parâmetros	Solos sobre granito	Solos sobre alcalinas
Argila	=	=
Areia	+	-
Umidade	=	=
RP	=	=
Densidade	=	=
Porosidade total	=	=
Totais	+	-

Em linhas gerais, os solos das duas litologias (os que foram experimentados), apresentam influência sobre a condutividade hidráulica iguais

(estatisticamente), sendo que os solos desenvolvidos sobre granitos apresentou apenas o quesito *maior quantidade de fração areia* como ponto favorável à infiltração.

Quando se avalia as velocidades de infiltração e as médias de K_v , percebe-se que nos solos sobre rochas alcalinas, devido a sua estrutura que contém maior presença de concreções ferralíticas, há maior condutividade hidráulica inicial do que nos solos sobre granito, e que no final, os valores médios de K_v se equivalem.

A explicação para a maior condutividade hidráulica inicial nos solos desenvolvidos em rochas alcalinas se deve à sua estrutura, que quando seco apresenta uma estrutura grumosa devido ao teor de argila e a presença de oólitos de ferrosos, aos quais as argilas se agregam, formando no solo seco um conjunto de vazios, que aumenta a condutividade hidráulica inicial, que se estabiliza à medida que o solo absorve umidade.

Ao contrário do colocado como hipótese, os solos derivados das rochas alcalinas deveriam ter uma infiltração menor devido à maior concentração de argila na sua composição textural, que aumenta a porosidade total e o número de micro poros tende a ser maior, dificultando a infiltração. Porém, há um fator que não foi considerado na hipótese inicial, que é a estrutura destes solos, já descrita acima e que favoreceu significativamente a condutividade hidráulica.

No Latossolo (alcalinas) uma macro porosidade natural é facilitada permitindo a percolação da água, devido a grande presença de óxido de ferro [gibbsita – $(\text{AlOH})_3$] muito comum em solos bem intemperizados, fazendo com que o solo tenha comportamento textural semelhante ao arenoso, além de auxiliar na

estrutura grumosa destes solos quando secos. Estes grânulos são facilmente identificados no campo, quando o solo está seco, aderindo facilmente ao imã.

Em relação à área de abrangência das classes de solos onde foram realizados os experimentos de infiltração, os solos sobre granito ocupam 8,81% ou 91,5 hectares, enquanto os solos sobre rochas alcalinas abrangem 16,98% ou 178,6 hectares, ou seja, quase o dobro da área de recarga do lençol freático local fica no domínio das alcalinas.

Apenas 25,8% da bacia oferecem condições adequadas para a recarga do lençol freático, enquanto 75,21% são áreas onde predominam o escoamento superficial e as maiores suscetibilidades erosivas. São áreas de domínio dos Neossolos Litólicos e Cambissolos, cujas superfícies são pedregosas ou concrecionárias, e as declividades variam de 6 a > 20%. Como exceção, tem-se o solo Glei, que por se concentrar nos fundos de vale, apresenta textura muito argilosa, suscetibilidade erosiva nula, e permanece o ano todo com umidade elevada.

Tendo como referência os dados de infiltração da água nos solos e suas características físicas, a tese de que os solos sobre granito são mais eficientes no processo de infiltração em relação aos solos desenvolvidos sobre rochas alcalinas, aqui representadas por Piroxenito e Gabro alcalino, não se sustenta, uma vez que ambas as classes de solos testadas apresentaram condições físicas estatisticamente iguais em quase todos os quesitos. Lembrando que esta afirmação deve levar em consideração as mesmas condições climáticas.

Assim é possível afirmar que no presente estudo os solos avaliados apresentaram morfologias diferentes, e fisiologias similares, quando o assunto é a infiltração da água.

PARTE 5.3 - AVALIAÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO.

Neste capítulo, é analisado o comportamento do nível freático na bacia, e para isso, são apresentados inicialmente os dados climáticos que compuseram um balanço hídrico climatológico durante o período da pesquisa. Em seguida, é apresentado o comportamento do nível freático e os resultados de estimativa de reserva do lençol freático local.

5.3.1. Distribuição das chuvas e temperatura no período da pesquisa

A precipitação média anual no município de Iporá, entre os anos 2010 – 2012 foi de 1383 mm, com maior volume de chuvas no ano de 2010 (1617 mm). O período mais chuvoso foi o de novembro a março, e o menos chuvoso, de abril a outubro. Os meses mais secos vão de maio a setembro, com nenhuma precipitação registrada nos meses de julho e agosto. As variações mensais e anuais das chuvas estão representadas no gráfico a seguir.

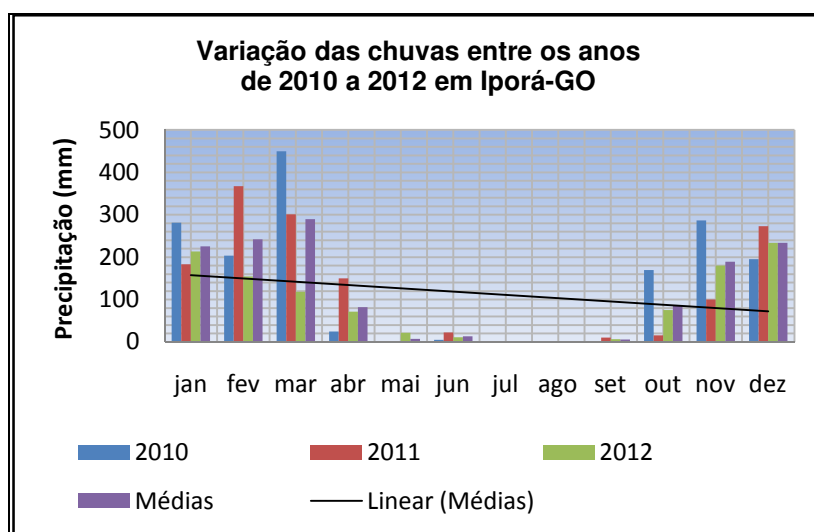


Figura 48. Representação do índice pluviométrico em Iporá-GO entre 2010-2012.

O quadro 50 apresenta os volumes de chuva registrados mensalmente, e as médias mensais e anuais entre 2010 e 2012.

Quadro 50. Volumes de chuva em Iporá-GO, no período de 2010 a 2012.

ANO	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	TOTAIS
2010	281	203,5	449,3	25,2	0	5,5	0	0	1,2	169,7	286,6	195,6	1617,6
2011	183,1	367,5	301,2	150,3	0	23	0	0	10,5	15,7	100,4	272,9	1424,6
2012	213,5	154,9	118,6	71,5	22,1	11,3	0	0	20,9	80,2	180,5	234,2	1107,5
Médias	225,86	241,96	289,7	82,33	7,36	13,26	0	0	10,86	38,53	189,16	234,2	1383,23

Fonte: Agência Nacional de Água (ANA), Estação nº 1651001 – Iporá-GO.

5.3.2. Temperatura

As menores temperaturas ocorrem durante o período chuvoso e no inverno, (Quadro 51), quando as primeiras frentes frias vindas do pólo sul, adentram em Goiás, e provocam quedas parciais nas temperaturas. As temperaturas nos meses de agosto e setembro são bem elevadas, pois nesse período, massas de ar secas e quentes, ficam estacionadas sobre a região, e quando a umidade da Amazônia é trazida para o interior do país, forma-se a zona de convergência intertropical (ZCIT), provocando a estação chuvosa e a diminuição na média das temperaturas (NIMER, 1977).

A temperatura média da série histórica foi de 26 °C, podendo variar entre 24,9 °C e 27°C.

Quadro 51. Temperaturas médias mensais em Iporá-GO de 2010 a 2012.

Temperatura média mensal °C												
Ano	jan	fev.	mar.	abr.	maio	jun.	jul.	ago.	set.	out.	nov.	dez
2010	25,4	25,3	25,9	27,2	21,9	23,1	23,7	27,2	27,7	23,8	25,2	25,2
2011	26,5	27,5	30,5	27,5	29	28,5	27,6	29,2	26,4	26,3	26,5	25,9
2012	26	26,4	28,2	26,9	25,4	25,8	25,6	29,3	27,8	25,2	26,6	28,2
Médias	25,9	26,4	28,2	27,2	25,4	25,8	25,9	28,5	27,3	25,1	26,1	25,6
Variância – 1,21												
Desvio Padrão – 1,1												

Fonte: Organizado a partir de dados de temperatura do Sistema Meteorológico e Hidrológico do Estado de Goiás (SIMEHGO).

5.3.3. Excedente e déficit hídricos

Os solos na região de Iporá apresentam excedente hídrico em apenas quatro meses do ano, janeiro, fevereiro, março e dezembro, como destacado no quadro 52, pois nesses meses, há os maiores índices de precipitação. Os demais meses são de déficit ou de reposição de água nos solos.

O quadro a seguir traz um resumo das condições médias de chuva, ETP, ETR, déficit e excedente hídricos em Iporá no período da pesquisa de campo.

Quadro 52. Resumo do Balanço Hídrico Médio Seqüencial Normal por Thornthwaite & Mather (1955) para Iporá - GO: 2010 – 2012 (CAD = 100 mm).

MÊS	PREC.	ETP	ETR	DEF (mm)	EXC (mm)
Jan	225,80	137,43	137,43	0,00	88,37
Fev	241,96	130,75	130,75	0,00	111,21
Mar	289,70	179,46	179,46	0,00	110,24
Abr	82,33	145,93	129,39	-16,54	0,00
Mai	7,36	112,60	41,82	-70,78	0,00
Jun	13,26	112,34	24,88	-87,46	0,00
Jul	0,00	117,24	4,74	-112,50	0,00
Ago	0,00	170,82	1,74	-169,09	0,00
Set	6,20	146,12	6,49	-139,63	0,00
Out	86,80	114,89	86,82	-28,07	0,00
Nov	189,16	133,30	133,30	0,00	0,00
Dez	234,10	131,18	131,18	0,00	58,85

Dentre os meses de excedente, fevereiro e março se destacaram com maior volume de água acumulada, enquanto os meses de agosto e setembro são os meses com maior déficit.

A figura 48 mostra que o período de reposição da água no solo é de dois meses, novembro e dezembro, sendo que este último apresenta também um excedente. Abril e maio são meses com maior retirada de água.

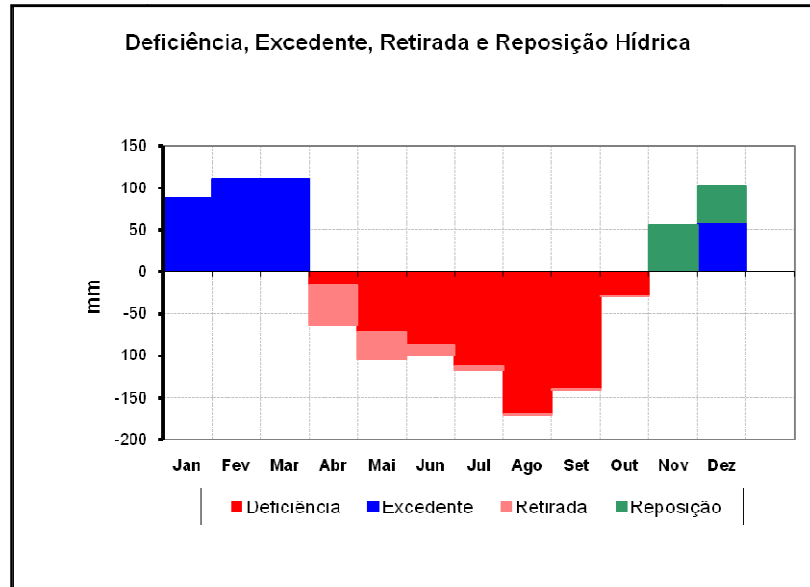


Figura 49. Comportamento edáfico dos solos ao longo do ano.

5.3.4. Evapotranspiração

Nos meses de abril a agosto a ETR é maior que a precipitação, favorecendo a retirada de água dos solos. Em setembro e outubro elas se equiparam, e a partir de novembro a precipitação supera a ETR (ver Fig 49). Nesse período de maior déficit de água nos solos, os mesmos permanecem com a água adsorvida pela fração argila, assim, quanto maior o teor de argila maior a quantidade de água retida nos solos.

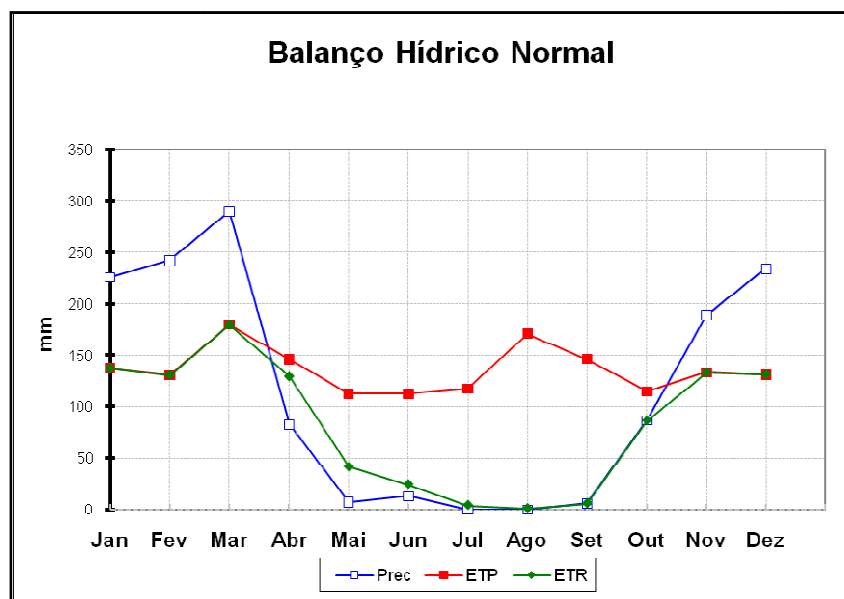


Figura 50. Relação precipitação/ETP/ETR em Iporá-GO. (média 2010-2012)

As amostras de solos para este estudo foram retiradas em agosto de 2012, período de maior déficit hídrico dos solos. As análises de umidade mostraram que com exceção do Cambissolo sobre rocha alcalina, todos os demais solos apresentaram umidade equivalente a *naturalmente seco*, ou seja, inferior a 25%, mostrando que nesse mês há maior rebaixamento do nível freático.

5.3.5. Nível freático

As classes de solos encontradas na bacia e os testes de infiltração realizados apontaram para duas situações em relação ao lençol freático.

A primeira se refere ao conjunto de solos mal drenados, seja em função de sua estrutura, seja em função da declividade, ou de ambas, indicando uma maior tendência ao escoamento superficial, e em casos excepcionais de infiltração, a água deve fluir por sistemas de juntas e diáclases que irão alimentar o lençol freático.

Nesse conjunto de solos, estão os Neossolos Litólicos e os Cambissolos sobre granito.

Na segunda situação, estão os Latossolos (de ambas as litologias), o Argissolo e o Cambissolo (alcalinas), que juntos, somam 26% da área da bacia, e compõem a área de recarga do lençol freático. Os valores de condutividade hidráulica (k_v) destes solos, apontaram valores médios de 10^{-5} , que são valores altos, indicando solos de boa permeabilidade, e, o volume de água da chuva que se infiltra, forma um sistema freático raso.

Para Almeida et al (2006), solos com boa permeabilidade constituem zonas saturadas e não saturadas, que permitem a circulação da água, que posteriormente poderá abastecer o lençol freático profundo.

Informações fornecidas por técnico da empresa mineradora *Teckcominco S/A*, indicam uma espessura saprolítica das rochas alcalinas locais, da ordem de 25 metros, por ocasião de abertura de poços piezômetros para monitoramento do lençol freático em área adjacente à bacia estudada.

Informações da empresa de poços artesianos *Água da fonte*, indicam para área granítica de Iporá, uma espessura saprolítica de até 30 metros, com presença de água em média aos 20 metros. Informações de Almeida et al (2006) mostram uma profundidade média de 15 metros para a espessura dos saprolitos nos aquíferos freáticos de classe II (onde predominam Latossolos) no Estado de Goiás.

Considerando as informações obtidas, optou-se por uma aproximação da média da espessura saturada, utilizando-se para este estudo o valor de 20 metros. A porosidade efetiva e a porcentagem da Reserva Permanente utilizadas no cálculo das reservas, foram extraídas de Almeida et al (2006), por estarem compatíveis com os valores de K_v encontrados para os solos da bacia.

A variação do nível freático tem relação direta com a disponibilidade de chuva que atinge a superfície, e que infiltra através do solo. Este processo depende do excedente de água no solo e de suas características físicas que poderá favorecer a drenagem profunda e o abastecimento do lençol freático. Nesse sentido, apenas quatro meses do ano favorecem este abastecimento, ou seja, aqueles em que há excedente hídrico (dezembro a março).

Para avaliar a variação do nível freático, foram monitorados dois poços um do tipo cisterna com 5,6 metros de profundidade e outro (tubular) com 8 metros de profundidade. As medidas foram realizadas mensalmente de setembro de 2011 a agosto de 2012, e os valores são apresentados no quadro a seguir.

Quadro 53. Descrição das medidas do nível freático. Poço 1 (cisterna) – altitude: 565; profundidade: 5,6 metros; Poço 2 (tubular) – altitude: 593; Profundidade: 8 metros.

Poço 1 Nº medida	Data da medição	Altura (m)	Lâmina d'água (m)	Poço 2 Nº medida	Data da medição	Altura (m)	Lâmina d'água (m)
1	30/09/2011	3,40	2,20	1	30/09/2011	6,40	1,86
2	30/10/2011	1,75	3,85	2	30/10/2011	6,42	1,96
3	30/11/2011	1,70	3,90	3	30/11/2011	6,78	2,22
4	30/12/2011	2,15	3,95	4	30/12/2011	6,91	2,29
5	30/01/2012	2,20	4,22	5	30/01/2012	3,85	4,15
6	02/02/2012	2,40	3,40	6	02/02/2012	4,02	3,98
7	02/03/2012	2,04	3,35	7	02/03/2012	4,21	3,79
8	31/04/2012	2,47	3,13	8	31/04/2012	4,60	3,40
9	30/05/2012	2,6	3,00	9	30/05/2012	5,23	2,77
10	30/06/2012	3,08	2,52	10	30/06/2012	5,58	2,42
11	30/07/2012	3,3	2,30	11	30/07/2012	5,72	2,28
12	30/08/2012	3,32	2,28	12	30/08/2012	6,02	1,98
Variação média			3,17	Variação média			2,76
Variação média geral– 2,12 m							

O processo de infiltração em superfície é bastante rápido, seguindo a disponibilidade de chuvas, mostrando que há uma elevada porosidade dos solos e da zona saprolítica, pois, a variação do nível da água é mais ou menos simultânea aos períodos de chuva.

O estudo de Souza e Campos (2001) que avaliou o desempenho da infiltração de água nos regolitos no Distrito Federal mostrou uma infiltração média (m/s) em superfície, variando entre 10^{-4} e 10^{-5} . Em profundidade os valores encontrados foram:

Tabela 9. Valores de K_v nos regolitos do Distrito Federal.

50 cm	100 cm	150 cm	200 cm
10^{-4} a 10^{-5}	10^{-4} a 10^{-5}	10^{-4} a 10^{-5}	10^{-5}

Fonte: Souza e Campos (2001)

Os valores de K_v para o Estado de Goiás, avaliados por Almeida et al (2006) mostram que nos Latossolos vermelhos a infiltração em superfície foi da ordem de 10^{-4} a 10^{-7} , enquanto em profundidade variaram de 10^{-5} a 10^{-8} .

Considerando que os testes de infiltração na bacia foram realizados em solos bem desenvolvidos e de textura argilosa, os valores de K_v foram semelhantes aos citados acima, ou seja, tanto em superfície como em profundidade os valores médios foram de 10^{-5} .

Entretanto, apesar do decréscimo do nível freático entre os meses de abril a setembro, a água continua fluindo da região saprolítica em direção aos poços, indicando para a bacia a presença de um aquífero freático de boa porosidade na faixa saprolítica.

Percebe-se pela figura 50, que embora os valores da variação do nível sejam diferentes, os dois poços apresentaram um meso padrão na variação do nível freático, com pico máximo em janeiro. A partir de fevereiro, há um decréscimo com pico mínimo em setembro. Os meses de outubro a dezembro são de reposição.

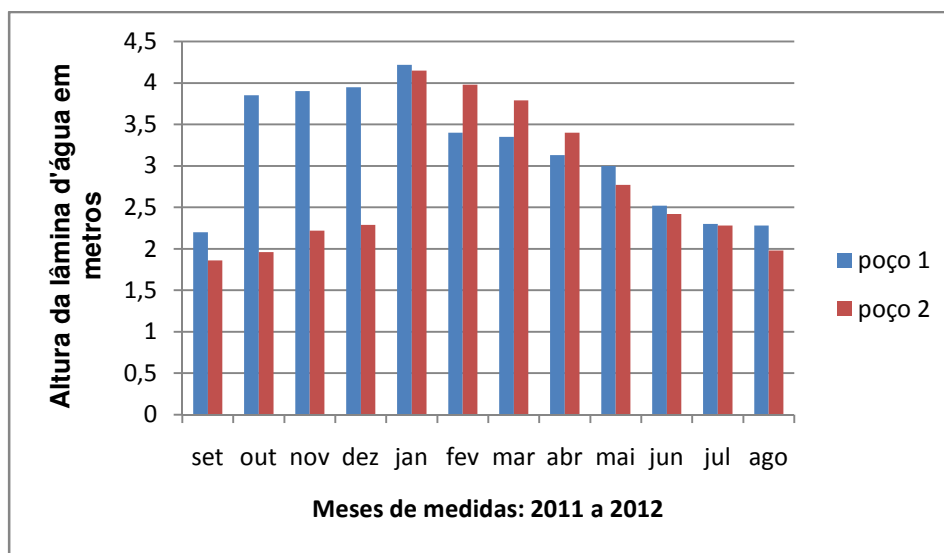


Figura 51. Variação do nível freático nos poços monitorados na bacia (poço 1 = cisterna e poço 2 = tubular).

Quando cessam as chuvas, no final de março, o processo efetivo de infiltração se extingue, mas a água nos solos é redistribuída para o interior, uma vez que as chuvas abundantes saturam com maior eficiência as camadas mais próximas

da superfície, ou seja, as camadas mais profundas dos solos apresentam menor umidade que as camadas mais superficiais. Assim em períodos de intensas chuvas o escoamento superficial é favorecido.

De acordo com Machado e Torres (2012) ao diminuir a intensidade das chuvas, a água dos solos tendem à redistribuição, promovendo a inversão da umidade, as camadas mais superficiais tendem a perder umidade pela evaporação e pela absorção das raízes. O período de retirada da água nos solos na bacia ocorre entre o final de março e o final de junho, quando o nível freático está bastante baixo.

Observando a figura 51 e o quadro da variação do nível freático, é possível notar que o período inicial das medidas do nível da água coincidiu com o período mais seco dos solos (30/09).

Quando se observa a variação do nível freático e das chuvas, nota-se que os mesmos apresentam uma dinâmica compatível, ou seja, aumentando as chuvas, sobe simultaneamente a lâmina de água.

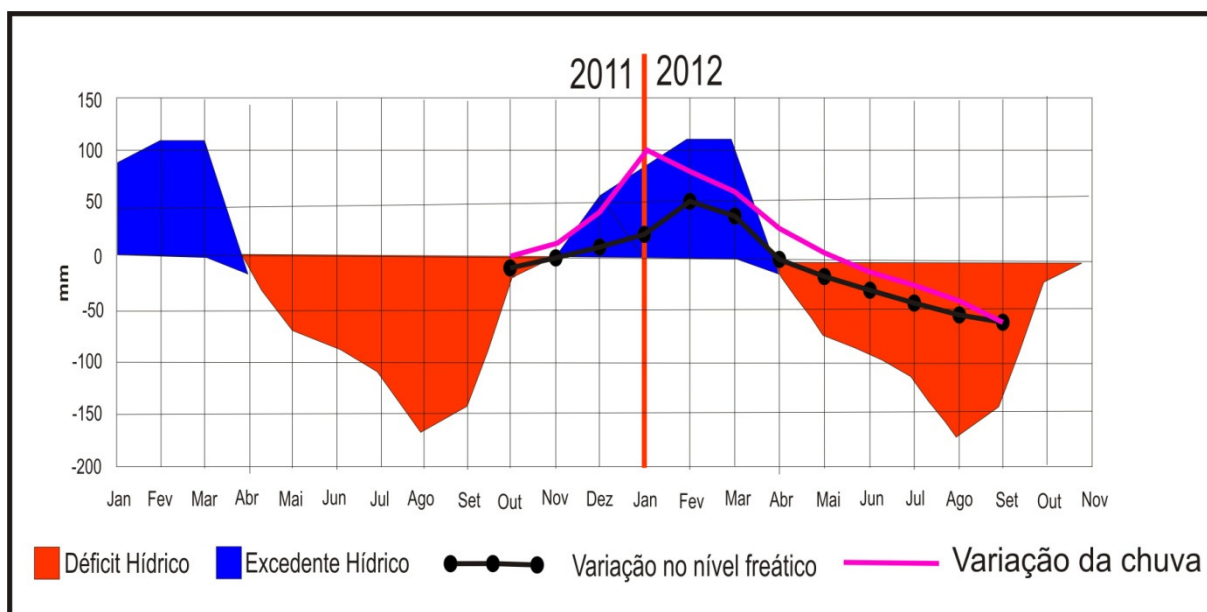


Figura 52. Relação nível freático/chuva/água no solo.

Considerando que no final de setembro o nível freático está mais baixo, e que mesmo após cinco meses sem aporte de água da chuva os poços não secam, e que há o aumento do nível da água concomitantemente com o aporte das chuvas, é possível inferir, que a zona de aeração ou subsaturada do lençol apresenta boa porosidade e transmissividade, já que o retardo da infiltração é bem pequeno.

A predominância de relevo plano a suave ondulado, a presença de Latossolos e a boa condutividade hidráulica dos solos, tanto em superfície como em profundidade, indicam um aquífero freático raso.

Almeida et al (2006) destacam que os Latossolos apresentam funcionamento hídrico similar, independente da textura, geralmente com condutividade hidráulica elevada (10^{-7} a 10^{-4}) em superfície, e 10^{-9} a 10^{-4} em profundidade, e a porosidade efetiva não é inferior a 8%.

Com os dados da variação média geral do nível freático, calculou-se os valores da reserva renovável, permanente e explorável do lençol freático na bacia. Os valores de referência utilizados nos cálculos estão descritos no quadro abaixo.

Quadro 54. Classificação e valores de referência para o cálculo das reservas renováveis, permanente e explorável.

Sistema	Espessura saturada (m)	η_e ou IFi (porosidade efetiva, %)	Área aflorante (em m ²)	Observações
Freático	20	10	1.050.000	A boa permeabilidade dos solos de textura argilosa favoreceu a elevação da porosidade efetiva

O valor da Reserva renovável calculado, foi de 177.240 m³/ano o que equivale a 10,55% da precipitação média anual na bacia. Almeida et al (2006) indicam uma porcentagem de 5 a 12% para aquíferos freáticos de classe II em Goiás.

A Reserva Permanente calculada foi de 1.680.000 m³/ano, e a Reserva explotável foi de 345.240 m³, ou seja, a reserva explotável é aquela em que a água subterrânea pode ser utilizada sem prejuízo para o equilíbrio do sistema.

Tanto os granitos como as rochas alcalinas, se comportam como aquíferos fraturados, apresentando fendas, juntas e vesículas, além de descontinuidades entre camadas, como destacam Singhal e Gupta (1999).

De acordo com Neves (2005) nos aquíferos fraturados o manto de intemperismo tem porosidade equigranular onde a água circula e posteriormente se infiltra para a zona fraturada.

Conforme a descrição anterior sobre a espessura dos saprolitos, e o comportamento da infiltração e da variação do lençol freático, fica caracterizado um aquífero freático com elevada capacidade de armazenamento e fornecimento, fato que é corroborado pela presença de diversas propriedades rurais que utilizam cisternas como fonte de abastecimento de água na bacia.

A seguir há um quadro resumo dos principais fatores observados na bacia.

Quadro 54. Síntese das principais variáveis analisadas na bacia.

Variável	Observações ou descrições
Área da bacia	10 km ²
Relevo	Suave ondulado a ondulado
Litologias	Granitos, Piroxenitos alcalinos e Gabro alcalino
Uso da terra predominante	Pastagem
Classes de solos	Argissolo, Cambissolo, Latossolo, Neossolo Litólico e Glei
Declividade média	11%
Suscetibilidade Erosiva dos solos	Baixa
Área de contribuição na recarga do lençol freático	26% ou 2,73 km ²
Condutividade hidráulica média dos solos na Zona de recarga	10 ⁻⁵ m/s
Reserva Renovável	177.240 m ³ /ano
Reserva Permanente	1.680.000 m ³ /ano
Reserva Explotável	345.240 m ³
Definição do aquífero	Aquífero freático

5.3.6. Considerações

Um ponto a ser considerado nesse estudo foi a dificuldade instrumental que se teve nos trabalhos de campo e de laboratório, pois análises mais profundas, exigem instrumentais mais específicos e sofisticados, laboratórios bem equipados, capacidade de transporte de equipamento até o campo, e recursos financeiros para solicitação de serviços de terceiros. Todavia contou-se com a colaboração de amigos e instituições, que auxiliaram na aquisição das condições mínimas necessárias para que o estudo pudesse ser realizado.

Apesar disso o estudo ora desenvolvido é apenas um marco inicial para maiores investigações sobre os solos e recursos hídricos de nossa região, onde foi possível testar técnicas, absorver novos conhecimentos e descobrir novos caminhos a serem trilhados. Muitas dúvidas ainda permanecem, e isso favorecerá novos estudos, que possam complementar as idéias aqui desenvolvidas.

Assim, espera-se que tanto as constatações aqui obtidas, quanto as críticas levantadas, estimulem novos trabalhos nessa área do conhecimento, que é ainda muito carente em nosso país.

CONCLUSÕES

Dentro do princípio geossistêmico os fatores físicos da bacia apresentaram as seguintes interações:

Há uma relação direta entre litologia e dissecação do relevo. Apesar de ocorrer em menor proporção na área de estudo, o domínio de rochas alcalinas sofreu um desgaste erosivo mais acentuado, promovendo o rebaixamento do relevo, enquanto as áreas mais elevadas da bacia estão assentadas sobre os granitos.

As áreas mais rebaixadas que compõem a maior área da bacia abrigam relevo predominantemente suave ondulado.

Os solos predominantes são das classes Cambissolo e Neossolo Litólico que juntos abrangem 73% da área da bacia, o que justifica o uso predominante da terra por pastagem.

Os meses de dezembro a março são os mais favoráveis aos processos erosivos, pois nestes meses, há a maior concentração das chuvas, provocando a saturação dos solos, fazendo diminuir o potencial matricial e a infiltração, favorecendo assim, o escoamento superficial.

Os meses de abril a setembro são meses de déficit hídrico e de retirada de água, portanto de rebaixamento do lençol freático. Os meses de outubro e novembro dão início ao reabastecimento do lençol freático, fenômeno que permanece até fins de abril, quando tem início o decréscimo de água nos solos.

Dos meses de excedente hídrico, apenas dois meses (fevereiro e março) favorecem a drenagem profunda e a recarga do lençol freático, pois a capacidade de armazenamento de água dos solos supera os 100 mm nestes meses.

A evapotranspiração no município de Iporá é bastante significativa. Comparando os valores de ETP e ETR de Iporá com outros quinhentos municípios brasileiros, o mesmo ficou na nonagésima posição (90^a), entre as maiores evapotranspirações do país, o que requer estudos específicos futuros sobre o assunto, para melhor adequação do uso da terra no município.

Quanto à erosão laminar, a bacia apresenta potencial de perda de solos natural fraco, bem inferior ao limite de 15 ton.ha.ano estabelecidos por Bertoni e Lombardi Neto (1990), como limite de tolerância de perda máxima de solo.

Este resultado se deve à maior resistência rochosa ao intemperismo químico na maior parte da bacia, principalmente sobre granitos, onde a composição mineralógica rica em quartzo inibe este tipo de intemperismo.

Quanto à erosão linear, não foram encontrados pontos críticos com presença de ravina ou voçoroca na bacia, no máximo, alguns pontos de sulcos rasos em encostas mais íngremes, ou influenciadas por estradas, o que mostra a boa resistência rochosa e dos solos à erosão linear.

Entre os aspectos físicos dos solos que mais influenciaram na capacidade de infiltração de água nos solos na zona de recarga do aquífero freático, pode-se destacar a porosidade dos mesmos, cuja média é de 55,4%.

Como se trata de solos com textura argilosa há que se considerar que a mesma apresenta uma textura fina, ou seja, com maior porcentagem de microporos, o que em tese, diminui a condutividade hidráulica dos solos. Porém os solos sobre

granito e o solos sobre rochas alcalinas, ambos argilosos, demonstraram boa capacidade de infiltração de água.

O lençol freático tem uma pequena área de recarga na bacia, situada principalmente sobre os Latossolos de ambas as litologias.

A variação do nível freático segue a dinâmica das chuvas, com um retardo de infiltração pequeno, caracterizando uma zona vadosa ou saprolítica de elevada porosidade e transmissividade, com valores médios altos de condutividade hidráulica dos solos, tanto em superfície como em profundidade.

A faixa saprolítica se caracterizou como boa armazenadora e fornecedora de água, uma vez que mesmo sob escassez de chuvas durante sete meses do ano, a água continua a fluir mantendo um fluxo que alimenta os cursos d'água locais e mantém os poços com água, durante todo o ano.

O estudo demonstrou que apesar das diferenças morfológicas dos solos sobre granitos e sobre rochas alcalinas (Piroxenito e Gabro), ambos se equivalem na capacidade de infiltração da água.

REFERÊNCIAS

ABGE. Ensaios de permeabilidade em solos - orientações para sua execução no campo. **Boletim n.º 4**. In: Oliveira, A. M. S., Corrêa Filho, D. (Coords). São Paulo, 1996. 34p.

ALMEIDA, L. de. et al. **Hidrogeologia do estado de Goiás e Distrito Federal**. Série geologia e Mineração n.º 1. Goiânia-GO: Secretaria da Indústria e Comércio SIC, 2006. 154 p.

AMERICAN GROUND WATER TRUST. What is a water table? Disponível em: www.agwt.com. Acessado em 15/03/2011.

ANA Agência Nacional das Águas. Disponível em: www.ana.gov.br/estacoes/ana/tabid/359/default.

ARZENO, J. L. **Avaliação física de diferentes manejos de solos em Latossolo roxo distrófico**. Piracicaba, 1990. 259p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - ESALQ/USP.

ASP, N. Edwin et al. - Geologia e hipsometria de bacias de drenagem do centro-norte catarinense (Brasil): implicações para a zona costeira. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 01(2):98-108, (2009).

ASSUNÇÃO, Washington Luiz & D'ALMEIDA, Karl Santiago Pamplona. Estudo do comportamento da variabilidade pluviométrica no município de Patrocínio (MG), com o emprego do balanço hídrico climatológico. **Anais do VI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, Aracajú, 13-16/10/2004).

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. São Paulo: Difel, 1986. 332 p.

BALANÇO HÍDRICO DE 500 MUNICÍPIOS BRASILEIROS. Disponível em: www.bd.clima.cnpm.embrapa.br Acessado em 22/04/2011.

BARBOSA, A . S. – **Sistema Biogeográfico do Cerrado**. Goiânia: UCG, 1993. 43p.

BARRETO, A. N.; OLIVEIRA, G.R. de. Importância da drenagem agrícola. In BELTRÃO, N.E. de M. (org). **O agronegócio do algodão no Brasil**. Brasília: Embrapa, 1999. p.683-713.

BARTH, F. T.; BARBOSA, W. E. S. **Recursos hídricos** (1999). Disponível em <http://www.fcth.br/public/cursos/phd5028.html>

BELTRAME, Ângela da Veiga. - **Diagnóstico do Meio físico de Bacias hidrográficas: modelo e aplicações**. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1994. 111 p.

BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. – **Conservação do Solo**. Piracicaba/SP: Livroceres, 1985. 392 p.

BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. – **Conservação do Solo**. São Paulo: Ícone, 1990. 355p.

BLAKE, G.R. & HARTGE, K.H. Particle density. In: **Methods of soil analysis. Part 1**, 2nd ed., Madison, American Society of Agronomy, 1986. p. 377 – 382.

BLOISE, G. de L. F. et al. – **Avaliação da suscetibilidade erosiva dos solos da bacia do Olaria – DF**. Planaltina: Embrapa (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento n. 14), 2001. 32p.

BOLFE, E. L. et al, - Geoestatística aplicada ao monitoramento da superfície Freática num perfil de solo de baixada litorânea. **Anais - I Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto**. Aracaju/SE, 17 e 18 de outubro de 2002.

BRASIL.). Código Florestal Brasileiro Lei 12.651 de 25 de maio de 2012. Brasília, MMA 2013. 34p.

BRITO, J. L. S. et al. Uso do geoprocessamento na estimativa da perda de solos por erosão laminar em Iraí de Minas – MG. **Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Santos: 11-18 setembro 1998, INPE, p. 501-512.

CABEDA, M. S. Degradação física e erosão do solo. In: **Simpósio de Manejo do Solo e Plantio Direto no Sul do Brasil, 1º Simpósio de Conservação do Solo do Planalto, 3. 1984, Passo Fundo. Anais**. Passo Fundo: PIVCS e UPF - Faculdade de Agronomia, 1984. p.28-33.

CAMARGO, O. A.; ALLEONI, L. R. F. **Compactação do solo e o desenvolvimento das plantas**. Piracicaba – SP, Degaspar, 1997. 132p.

CANARACHE, A. PENETR - a generalized semi-empirical model estimating soil resistance to penetration. **Soil & Tillage Res.** Amsterdam, v.16, p.51-70, 1990.

CARVALHO, D. F. de & SILVA, L. D. B. **Hidrologia: Bacia Hidrográfica**, 2006. Disponível em: www.ufrrj.br/institutos/it/deng/leonardo/.../HIDRO-Cap3-BH.pdf. Acesso em: 12/02/2011.

CASTRO, N. E. A. de. et al. – Plantas de cobertura no controle de erosão hídrica sob chuvas naturais. **Biosci. J.** Uberlândia, v.27, n.5, p.779 – 789, spt/oct, 2011.

CAMPOS, J. E & SOUZA, Maurício Teixeira. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. Ouro Preto/MG: **Rev. Esc. Minas** vol.54 n.3. Ouro Preto July/Sept. 2001.

CHAMBEL, A - **Prospecção e exploração de águas subterrâneas em rochas fissuradas**. (Dissertação de mestrado). Évora: Universidade de Évora, 1989, 173 p.

CHAVES, H. M. – Incertezas na predição a erosão com a USLE: Impactos e mitigação. **Rev. Bras. Ciências do solo** (34), 2010. p. 221-229.

CHORLEY, R. J. – A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. In: **Notícia geomorfológica**. Campinas 11(21): p. 3-22, jun., 1971.

CHRISTOFOLETTI, A . – **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blucher, 1980. 179 p.

COELHO NETO, Ana L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (orgs.) **Geomorfologia uma base de atualização e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 93-148.

COELHO, A. L. N. – **Alterações hidrogeomorfológicas no médio-baixo Rio Doce-ES**. Tese de doutorado. Niterói: Instituto de Geociências – Deptº. de Geografia, 2007. 245p. **conservation planning**. Washington: USDA, 1978. 58p.

COSTA, W. D. – Uso e gestão de águas subterrâneas. In: Feitosa F. A. C. & Manuel Filho J. (eds.). **Hidrologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza: CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 2000. p. 341-367.

CPRM/MME. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SE-22 (Iporá). Luiz Carlos Moreton (org.). Brasília, 1999. 34 p.

CUNHA, S. B. da e GUERRA, A. T. – **Geomorfologia: Exercícios, técnicas e Aplicações**. São Paulo: Bertrand Brasil, 1999. 348p.

DANNI J.C.M. - Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Iporá region, southwest Goiás, Brazil. *In: Intern. Symp. Carbon., 1, Proceedings*, 1978. p.149-167.

DAVIS, S. N. e TURK, L. J. Optimum depth of Wells in crystalline rocks. **Groundwater**, V.2, . New York, 1964, p. 6 – 11.

DE BIASI, Mário. A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. **Revista de Geografia** n.6 p. 45-60. São Paulo: USP, 1992.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solos. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília: Embrapa produção de informação, 1999. 412 p.

FARIA, A . *et al* – Nova Unidade Litoestratigráfica Pré-Furnas no Sudoeste de Goiás. *In: Congr. Brás. Geol.*, 30, Recife,1975. 136-37 p.

FILHO, A . R. e BEEK, K. J. K. – **Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1995. 65p.

FIORIN, T. T. – **Estimativa da infiltração de água no solo a partir de pedofunções**. (Tese de Doutorado). Santa Maria: UFSM, Centro de Ciências Rurais,2008 (116 p.)

FREUND, J. E & SIMON, N.G. A. **Estatística aplicada: economia, administração e contabilidade**. Tradução de Alfredo Alves de Farias. 9 ed. Porto Alegre: Bookman, 2000. 358p.

GUERRA, J. T. & CUNHA, S. B. da. Degradação Ambiental. *In: Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 372p.

HOTT, M. C.; FURTADO, A. L. S. RIBEIRO, C. A. A. S. - Determinação automática de parâmetros morfométricos de bacias hidrográficas no município de Campinas – SP. In: **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 381-388.

HUANG, Tianming; PANG, Zhonghe. Estimating groundwater recharge following land-use change using chloride mass balance of soil profiles: a case study at Guyuan and Xifeng in the Loess Plateau of China. In: **Hydrogeology Journal** 19: 177–186, 2010. DOI 10.1007/s10040-010-0643-8

IAEG. **Classification of rocks and soil for engineering geological mapping**. Part I Rock and Soil Materials. Bull. IAEG, nº 19, Krefeld, 1979). pp. 364-371.

IANHEZ, A. C. *et al.* - Folha SE. 22 – Goiânia, Cap. 1 Geologia. MME (Séc. Geral) /PROJETO RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, 1983. 23-34 p.

ISLAN, K, R.; WEILL, R. R. Soil quality indicator properties in mid-Atlantic soils as influenced by conservation management. **Journal of Soil and Water Conservation, Ankeny**, v.55, p.69-79, 2000.

JESUS, Ivanety P. S. de. **Caracterização dos aquíferos em meio cristalino da porção oeste da bacia do alto Tietê**. (Tese de doutoramento).São Paulo: Instituto de Geociências da USP, 2005.

JUNQUEIRA-BROD et al. A provincial alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. **Revista Brasileira de Geociências** 32(4): p. 559-566, dezembro de 2002.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia: relações solo – planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979. 262p.

KIM, Hyeon S. - **Soil erosion modeling using RUSLE and GIS on the Imha watershed, South Korea**. (Dissertação de Mestrado). Colorado: Fort Collins University, Department of Civil Engineering, 2006. 131 p.

LEINZ & AMARAL, S. E. **Geologia Geral**. São Paulo: Nacional, 1986. 397 p.

LE MOS, R. C. de; SANTOS, R. D. dos. **Manual de descrição e coleta no campo**. 3. ed.Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; Rio de Janeiro: EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1996. 83 p.

LEPSCH, I. F. – **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. 182 p.

LIMA, et al. **Resistência a Penetração e Densidade do Solo como Indicativos de Compactação do Solo em Área de Cultivo da Cana-de-Açúcar**. (S/D). 5p.

LOBATO, E. J. V. et al. **Atlas Climatológico do Estado de Goiás**. Goiânia: UFG, 2002. 99 p.

MACHADO, P. J. de O. & TORRES, F. T. P. – **Introdução à Hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012. 178 p.

MAGNAGO, H., SILVA, M. T. M. da, FONZAR, B. C. – Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. **Projeto Radambrasil** (Folha SE.22 – Goiânia). Rio de Janeiro, 1983. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).

MAMEDE L. *et al.* Levantamento Geomorfológico. **Projeto Radambrasil** (Folha SE.22 – Goiânia). Rio de Janeiro: MME, 1983. (Levantamento de Recursos Naturais 31).

MAMEDE, L.; NASCIMENTO, M.A.L.S. do; FRANCO, M. do S. M. – Geomorfologia. In: **Projeto Radambrasil**. Folha (SD.22 - Goiás). Rio de Janeiro, 1981. (Levantamentos de Recursos Naturais, 25).

MAMEDE, L.; ROSS, J. L.S.; SANTOS, L. M. dos. – Geomorfologia. In: **Projeto Radambrasil**. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, 1981. (levantamentos de 81. (Levantamentos de Recursos Naturais, 22).

MAURICIO, T. S. **O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal**. (Tese de doutorado). Brasília: UnB, 2008. 220 p.

MILLAR, A.A. **Drenagem de terras agrícolas: bases agronômicas**. São Paulo: Editora, 1998. 360p.

MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, Revised edition, 1994.

NASCIMENTO, F. R.; SAPAIO, J. L. F. – Geografia física, geossistema e estudos integrados da paisagem. **Revista da casa da geografia de Sobral**, Vol. 6/7, n.1, Sobral, 2005. p. 167 – 179.

NETO, M. D. de A.; BAPTISTA, G. M. de M. – **Recursos Hídricos e Ambiente**. Brasília: Edição do autor, 1995.35p.

NEVES, M. A. **Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do Rio Jundiá-SP** (Tese de Doutorado). Rio Claro: IGCE/UNESP, 2005. 220p.

NIMER, Edmon. – Clima da região Centro-Oeste. In: **Geografia da região Centro-Oeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977.

OLIVEIRA, L. S de.& SOUSA, **F. A. de**. Erosividade das chuvas na porção norte da bacia hidrográfica do ribeirão Santo Antônio. **XIII Simpósio de Geografia Física Aplicada**. Viçosa-MG, 2009, v.01.

PALMIERI, Francesco; LARACH, J. O. Iturri. Pedologia e Geomorfologia. In: **Geomorfologia e Meio Ambiente**. (Orgs.) Antônio J. T. Guerra & e Sandra B. da Cunha. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. (59 – 122p).

PENA, G. S. & FIGUEIREDO, A. J. de A. – **Projetos Alcalinas**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1972. 142 p.

PENTEADO, Maria M. – **Fundamentos de Geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980. 185 p.

POTT, Cristiano André. **Determinação da velocidade de infiltração básica de água no solo por meio de infiltrômetros de aspersão, de pressão e de tensão, em três solos do estado de São Paulo**. (Dissertação de Mestrado). Campinas/SP: IAC, 2001.77p.

RAMALHO FILHO, A. & BEEK, K. J. **Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras**. 3ª. edição. Rio de Janeiro: EMBRAPA- CNPS, 1995. 65 p.

RIBEIRO, A. G. – As escalas do clima. **Bol. Geog. Teorética** 23(46-46), 1993. p.288 a 294.

RIZZINI, C. T. – **Tratado de Fitogeografia do Brasil: aspectos ecológicos**. São Paulo: Hucitec, 1979. 327 p.

ROLIM, G. S. & SENTELHAS, P. C. **Balanço hídrico normal por Thorntwaite & Mather (1955)**. Piracicaba: ESALQ/USP – Departamento de Ciências Exatas: Área de Física e Meteorologia, 1999 (programa para Excel v. 6).

ROLSTON, Dale, R. **Guide for the location of water Wells in Latah Country, Idaho**. Moscou: Idaho Bureau of mines and Geology: Information circular n.23, nov. de 1972.

ROSS, J. L. S. – O Registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. In: **Rev. do Deptº. de Geografia da USP nº 6, p. 17-29**. São Paulo: FFCH, 1994.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: Ambiente e Planejamento**. São Paulo: Contexto, 1990. 85 p.

SALOMÃO, F. X. de T. – Controle e Prevenção dos Processos Erosivos. In: **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. Antonio J. T. Guerra, Antônio S. Da Silva e Rosângela G. M. Botelho (orgs.) São Paulo: Difel, 1995.

SANCHO, A. F. I. **Geological and human influences on groundwater flow systems in range-and-basin areas: the case of the Selva Basin - Catalonia, NE Spain**. (Tese de Doutorado). Barcelona: Universitat Autònoma, 2010.

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e Agricultura. Plano de Gestão e geenciamento da bacia do rio Ararangua – zoneamento da disponibilidade e qualidade hídrica. Elaboração: Epagri: Gerência Regional da E.E. de Urussanga/SC. Florianópolis, 1997.

SECTEC/SIMEHGO. Gerência de Estatística Socioeconômicas de Goiás, 2003.

SILVA, V. R. **Propriedades físicas e hídricas em solos sob diferentes estados de compactação** (Tese de doutorado em agronomia). Programa de Pós-graduação em agronomia. Santa Maria: UFMS, 2003.

SINGHAL, B.B.S.; GUPTA, R.P. **Applied Hydrogeology of fractures rocks**. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, (1999).

SOUSA JÚNIOR, J. J. de. et al. – Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná. In: PROJETO RADAMBRASIL, MME (Folha SE.22 – Goiânia). Rio de Janeiro, 1983.

SOUSA, F. A. de. **Uso e ocupação na bacia hidrográfica do ribeirão Santo Antônio em Iporá-Go, como subsídio ao planejamento** (Dissertação de Mestrado). Goiânia: IESA/UFG, 2006. 149 p.

STORBER, I. BLUCHER. Origin of salinity of deep groundwater in crystalline rocks. In: **Terranova**, 11. 1999, p. 181-185

THOMAZ, E. L. Geomorfologia e agrossistemas: indicadores de degradação de solos. **Geomorfologia: aplicação e metodologias**. João Osvaldo Rodrigues Nunes, Paulo César Rocha (orgs.). São Paulo: Expressão popular, 2008. P. 33 - 56

TORRES, E. & SARAIVA, O. F. – **Camadas de impedimento do solo em sistemas agrícolas com a soja**. Londrina, EMBRAPA, 1999. 58 p. (circular técnica).

TRICART, J. – **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE/SUPREN, 1977.

WINSCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington: USDA, 1978. 58 p.

REFERÊNCIAS CARTOGRÁFICAS

IBGE. Atualização de mapeamento de solos do Projeto Radambrasil (Folha SE.22-V-B, Iporá/Escala 1: 250.000). Rio de Janeiro, 1983.

IBGE. Atualização de mapeamento de solos do Projeto Radambrasil (Folha SE.22-V-B, Iporá/Escala 1: 250.000). Rio de Janeiro, 1983.

IBGE. Cartas Topográficas. Folhas SE.22-V-B-IV, Iporá SE.22.V.B.III Amorinópolis Escala 1: 100.000, 1976.

Mapa Geomorfológico de Iporá. Disponível em: www.segplan.go.gov.br

NASA. Imagens semicontroladas Aster/Vnir. Disponíveis em: http://asterweb.jpl.nasa.gov/gden_wist.asp

Teckcominco S/A. Mapa Geológico do Projeto Alcalinas da Região do Rio dos Bois em Iporá-GO. 1976.