



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO TOCANTINS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO EM GEOGRAFIA
CAMPUS UNIVERSITÁRIO DE PORTO NACIONAL**

GILNEY CARDOSO PEREIRA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOMORFOLOGIA
DA LAGOA DA CONFUSÃO – TO**

**PORTO NACIONAL – TO
2016**

GILNEY CARDOSO PEREIRA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOMORFOLOGIA
DA LAGOA DA CONFUSÃO – TO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Fundação Universidade Federal do Tocantins - UFT, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Fernando de Moraes

Linha de pesquisa: Análise e Gestão Geo-Ambiental

**PORTO NACIONAL – TO
2016**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Biblioteca da Universidade Federal do Tocantins
Campus Universitário de Porto Nacional

P436 Pereira, Gilney Cardoso

Contribuições à Geomorfologia da Lagoa da Confusão – TO. /
Gilney Cardoso Pereira. – Porto Nacional, TO: UFT, 2016.
125 p.; il.

Orientador: Prof. Dr. Fernando de Moraes.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Tocantins,
Programa de Pós-Graduação em Geografia.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Geofísica. 4. Tocantins.
I. Título.

CDD 911.098117

Bibliotecária: Janira Iolanda Lopes da Rosa CRB-10/420

TODOS OS DIREITOS RESERVADOS – A reprodução total ou parcial, de qualquer forma ou por qualquer meio deste documento é autorizada desde que citada a fonte. A violação dos direitos do autor (Lei nº 9.610/98) é crime estabelecido pelo artigo 184 do Código Penal.

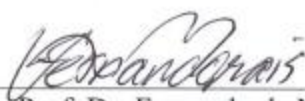
GILNEY CARDOSO PEREIRA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOMORFOLOGIA
DA LAGOA DA CONFUSÃO – TO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Fundação Universidade Federal do Tocantins - UFT, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Aprovada em: 15 de setembro de 2016.

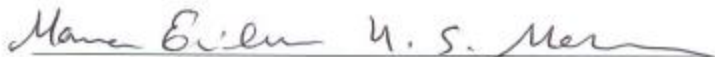
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Fernando de Moraes
Programa de Pós-graduação em Geografia
Universidade Federal do Tocantins



Prof. Dr. Rodolfo Alves da Luz
Programa de Pós-graduação em Desenvolvimento Regional
Universidade Federal do Tocantins



Prof. Dra. Maria Ecilene Nunes da Silva Meneses
Programa de Pós-graduação em Geografia
Universidade Federal do Tocantins

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a meus pais que sempre estiveram a meu lado em todas as jornadas da minha vida.

Ao professor Fernando de morais, pela confiança, por trabalhar ao seu lado e por não desistir e não me deixar desistir, sempre incentivando galgar voos mais altos.

Aos companheiros de laboratório Daniel Santos, Pericles Lima e Fernando Santos pela força dada durante os exaustivos trabalhos de campo e pelas longas horas de discussões no Laboratório de Análises Agroambientais.

Ao professor Atamis Foschiera pela força dada durante a ausência do meu orientador e também pela amizade construída fora dos limites da universidade.

Aos professores Paulo de Tarso e Luis Bacellar pelos momentos esclarecedores para as interpretações durante os trabalhos de campo.

Gostaria ainda de expressar também meus agradecimentos aos proprietários das fazendas e chácaras da área pesquisada pela receptividade e por facilitar o desenvolvimento dos trabalhos.

E a todos que, mesmo direta e indiretamente, participaram e contribuíram na construção deste trabalho.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa durante todo o período de realização deste mestrado.

O presente trabalho foi desenvolvido com apoio financeiro do Centro Nacional Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, através do Edital Universal Processo Nº 485433/2013-3.

RESUMO

O presente estudo buscou entender os processos de formação da Lagoa da Confusão, homônima ao município, contextualizando seu papel/função geomorfológico na fisiologia da paisagem local. Este corpo hídrico localiza-se na bacia hidrográfica do córrego Barreiro, porção centro-oeste do Estado do Tocantins, situado na borda leste da Planície do Bananal. O trabalho foi desenvolvido a partir uma base cartográfica elaborada com uso de técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto. Para tal, foi montado um banco de dados geográficos utilizando-se os *softwares* SPRING 5.2.7 e QGis 2.8, para confecção do mapa geomorfológico da bacia do córrego Barreiro. O levantamento da morfologia de fundo da lagoa foi realizado com uso de um ecobatímetro. Com uso desses dados foi elaborada a carta da morfologia de fundo da lagoa, fazendo uso do *software* Surfer 11, aplicando-se o método de interpolação “*kriging*”. Os métodos geoeletricos com as técnicas da sondagem elétrica vertical (processados no *software* IPI2win) e do caminhamento elétrico (processados no *software* Res2Dinv), aplicados para caracterização da variação dos sedimentos subsuperficiais. Os resultados desta última técnica serviram de base para planejamento da coleta de amostras de sedimentos, que foram feitas com uso de trado holandês, para diferenciá-los quanto à textura, cor e disposição das camadas. A partir da análise integrada dos resultados do mapeamento geomorfológico e da morfologia de fundo da lagoa, constatou-se que a mesma está localizada no contato entre duas unidades geomorfológicas e que a mesma possui formato côncavo, baixa declividade e não apresentou controle estrutural em sua morfologia de fundo. Já a interpretação dos dados geofísicos, obtidos através da sondagem elétrica vertical e caminhamento elétrico, foram constatadas que as estruturas rochosas formam uma barreira na porção sul da lagoa, que possibilitou o acúmulo de sedimentos e de água, condicionando a perenidade da mesma, e também inferida uma descontinuidade na crosta laterítica em diferentes profundidades, nas porções Norte e Leste da bacia do córrego Barreiro e não foi detectada da porção Sul.

Palavras Chave: Lagoa da Confusão. Geomorfologia. Batimetria. Geofísica.

ABSTRACT

This study sought to understand the Lagoa da Confusão formation processes, contextualizing their geomorphological role in the physiology of the local landscape. This lake is located in the central-western portion of the State of Tocantins, in the basin of the Barreiro creek watershed, located on the eastern edge of Bananal Plain. The work was developed from a cartographic base made with use of geoprocessing and remote sensing techniques. To this end, it is elaborated a geographic database using the softwares SPRING 5.2.7 and QGIS 2.8, to make the geomorphological map of the Barreiro creek watershed. The survey of lake bottom morphology was performed with use of an echo sounder. With use of these data was drawn chart lake bottom morphology, using the software Surfer 11, applying the interpolation method kriging. The geoelectrical methods in the techniques of vertical electrical sounding (treated by means of the software IPI2win) and resistivity (treated by means of the software RES2DINV) applied to characterize the variation of subsurface sediments. The results of this latter technique provided the basis for planning the collect of sediment samples, which was taken using a dutch auger, to differentiate them as the texture, color and layering. From the integrated analysis of the geomorphological mapping and lake bottom morphology, it was found that it is located at the contact between two geomorphological units and that it has concave shape, low slope and showed no structural control in the morphology of the bottom. The interpretation of geophysical data, achieved through vertical and resistivity electrical probing, were found the rock structures form a barrier in the south of the lagoon portion, which allowed the accumulation of sediments and water, affecting the continuity of the same, and also inferred a discontinuity in the lateritic crust at different depths in the northern and eastern portions of the Barreiro creek basin, which and was not detected in the southern portion.

Keywords: Lagoa da Confusão Lake. Geomorphology. Bathymetry. Geophysics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura – 1: Lagos formados por movimentação tectônica.	19
Figura – 2: Exemplo de lago de origem vulcânica.	20
Figura – 3: Lagos formados pelo barramento de vales por deslizamento de sedimentos.	21
Figura – 4: Lagos de origem glacial	21
Figura – 5: Lago originado pela dissolução da rocha calcária.	22
Figura – 6: Lagos originados pela ação fluvial.	22
Figura – 7: Lagoa originados devido a ação costeira.	23
Figura – 8: Esquema geral de funcionamento da batimetria agregado ao sistema de posicionamento DGPS.....	26
Figura – 9: Principais métodos geofísicos.....	29
Figura – 10: Técnicas de Sondagem Elétrica Vertical e Caminhamento Elétrico.....	30
Figura – 11: Tipos de curvas de uma SEV.	32
Figura – 12 Etapas de interpretação de uma SEV, proposto por Braga (2007).....	32
Figura – 13: Disposição dos eletrodos de uma SEV.	33
Figura – 14: Configuração dos eletrodos no Caminhamento Elétrico.....	34
Figura – 15: Processo de obtenção de imagens por Sensoriamento Remoto.	37
Figura – 16: Faixas do Espectro Eletromagnético.....	38
Figura – 17: Comportamento espectral de alguns alvos.....	39
Figura – 18: Mapa de localização da Lagoa da Confusão.	41
Figura – 19: Distribuição das fitofisionomias do Cerrado.	43
Figura – 20: Topossequência com a distribuição vegetacional e geoambiental da Lagoa da Confusão.....	44
Figura – 21: Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia e unidades do embasamento.	45
Figura – 22: Proposta taxonômica para o Brasil segundo Ross (1992).....	48
Figura – 23: Perfil das unidades morfoesculturais da área de estudo segundo Brasil (1981). ..	50
Figura – 24: <i>Ipuca</i> colapsada na fazenda Água Verde (A), <i>ipuca</i> em meio a plantação (B). ..	51
Figura – 25: Imagem Landsat - 5 TM R5B4G3 (a), índice NDWI extraído das bandas 4 (infravermelho próximo) e 5 (infravermelho médio) (b) e as áreas com cotas individualizadas de acordo com MDE (c).	55
Figura – 26: Arquivos raster da base de dados (a) Carta topográfica Lagoa da Confusão, (b) Relevo sombreado e (c) Imagem <i>RapidEye</i>	56
Figura – 27: Disposição do equipamento durante o levantamento batimétrico.	58

Figura – 28: Tela com representação do ecograma do <i>software</i> Hydrobox.	59
Figura – 29: Equipamento utilizado nos levantamentos geofísicos. Eletroresistivímetro SYSCAL Junior, cabos de conexão, rolos com fios de 100 e 300 metros, bateria de automóvel 74 A, garras do tipo jacaré e eletrodos em aço inox.	61
Figura – 30: Levantamentos de campo de geofísica, (a) Sondagem Elétrica Vertical e (b) Caminhamento Elétrico Dipolo-Dipolo.	62
Figura – 31: Ambiente <i>software</i> IPI2win para inversão de dados de campo.	62
Figura – 32: Curva no ambiente do Software IPI2win SEV-G1.	63
Figura – 33: Ambiente <i>RES2Dinv</i> para inversão de dados de campo.	66
Figura – 34: Curva de variação do erro RMS versus número de iteração.	66
Figura – 35: Levantamentos de campo tradagens.	67
Figura – 36: Unidades morfoestruturais da bacia do córrego Barreiro.	69
Figura – 37: Unidades morfoesculturais da bacia do córrego Barreiro.	71
Figura – 38: Mapas de hipsometria de declividade da bacia do córrego Barreiro.	72
Figura – 39: Perfil longitudinal da bacia do córrego Barreiro.	72
Figura – 40: Perfis transversais da bacia do córrego Barreiro B-B', C-C' e D-D'.	73
Figura – 41: Formas do terreno, (a) curvatura vertical e (b) curvatura horizontal da bacia do córrego Barreiro.	74
Figura – 42: Barramento do córrego Barreiro no médio curso.	75
Figura – 43: Aterro controlado de Lagoa da Confusão.	76
Figura – 44: Mapa geomorfológico da bacia do córrego Barreiro.	78
Figura – 45: Exemplos de dolinas nas proximidades da Lagoa da Confusão, (a) localizado na propriedade da Dona Eni Galvão, (b) ipuca colapsada preenchida por água situada na fazenda Lago Verde e (c) ipuca na Fazenda do Sr. Panta.	79
Figura – 46: Feições cársticas nas proximidades da Lagoa da Confusão.	80
Figura – 47: Aeromagnetometria da Carta Santa Teresinha.	81
Figura – 48: Imagem de satélite <i>RapidEye</i> com contorno da Lagoa da Confusão e parâmetros primários.	82
Figura – 49: Imagem de satélite <i>RapidEye</i> com contorno da Lagoa da Confusão e transectos planejados (A) e transectos levantados (B).	82
Figura – 50: Variação das profundidades medidas.	83
Figura – 51: Curvas hipsográficas relativas para a área e o volume da Lagoa da Confusão. ..	84
Figura – 52: Mapa batimétrico da Lagoa da Confusão.	85

Figura – 53: Localização das SEV’s Oliveira (2014) e Pereira (2015), poços e perfil das seções.	87
Figura – 54: Curvas de campo não ajustada (A), e ajustada (B) e perfil paraestratigráfico para SEV-G2.	90
Figura – 55: Curvas de campo não ajustada (A) e ajustada (B), perfil paraestratigráfico para SEV-G6.	91
Figura – 56: Seção geolétrica A – A’ para as SEV’s K2, K3 e K4.	92
Figura – 57: Seção paraestratigráfica A – A’ para as SEV’s K2, K3 e K4.	93
Figura – 58: Seção geolétrica B – B’ para as SEV’s K5, G1, G5 e K11 produzida através do software IPI2win.	93
Figura – 59: Seção paraestratigráfica B – B’ para as SEV’s K5, G1, G5 e K11.....	94
Figura – 60: - Perfil litológico do poço 1 (PTP-SANEATINS-2).....	94
Figura – 61: Seção geolétrica C – C’ para as SEV’s K9, G3 e K10 em gerada através do software IPI2win.	96
Figura – 62: Seção paraestratigráfica C – C’ para as SEV’s K9, G3 e K10.....	96
Figura – 63: - Perfil litológico do poço 2 (Rogério Christofolli).	97
Figura – 64: Seção geolétrica D – D’para as SEV’s K3, K6, K9, G4 e K13.....	98
Figura – 65: Seção paraestratigráfica D – D’ para as SEV’s K3, K6, K9, G4 e K13.	100
Figura – 66: - Perfil litológico dos poços 3 (A – PTP SANEATINS-1) e poço 4 (B – Agropecuária Campo Guapó).	101
Figura – 67: Localização dos caminhamentos elétricos Dipolo-Dipolo.....	102
Figura – 68: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminhamento CE-1.	103
Figura – 69: Perfis das tradagens TD-1, TD-2 e TD-3 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell.	104
Figura – 70: Diagramas com classes texturais para amostras dos perfis TD-1, TD-2 e TD-3.	105
Figura – 71: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminhamento CE-2.	107
Figura – 72: Diagramas com classes texturais para amostras dos perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL4 e TL-5.	108
Figura – 73: Perfis das tradagens TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell.	109
Figura – 74: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminhamento CE-3.	110
Figura – 75: Diagrama com classes texturais para amostras dos perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO4 e TLO-5.	111

Figura – 76: Perfis das tradagens TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO4 e TLO-5 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell. 112

LISTA DE TABELAS

Tabela – 1: Parâmetros morfométricos para Lagoa da Confusão.....	83
Tabela – 2: Valores para resistividade aparente para SEV's de 1 a 6.	88
Tabela – 3: Resultado das camadas, espessuras e tipos de curva.	89
Tabela – 4: Relação silte/argila para os perfis TD-1, TD-2 e TD-3.	106
Tabela – 5: Relação silte/argila para os perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5.	109
Tabela – 6: Relação silte/argila para os perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO-4 e TLO-5.....	112

LISTA DE QUADROS

Quadro – 1: Grupos de lagos diferenciados pela sua gênese.....	19
Quadro – 2: Critérios para os métodos geofísicos adotados por Braga (2007).	29
Quadro – 3: Classificação das fitofisionomias do Cerrado.	42
Quadro – 4: Valores de L para os cálculos das profundidades de cada nível de investigação para o arranjo D-D.....	65
Quadro – 5: Classificação das unidades taxonômicas de Ross (1992).....	68

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Objetivos.....	15
1.1.1 Objetivo Geral	15
1.1.2 Objetivos Específicos	15
2. REVISÃO DA LITERATURA	16
2.1 Lagos	16
2.1.1. Conceitos de lagos	16
2.1.2. Morfologia e processos de formação de lagos.....	18
2.2 Batimetria e evolução dos levantamentos batimétricos.....	24
2.2.1 Batimetria e suas aplicações	27
2.3 Geofísica Aplicada aos estudos geomorfológicos	28
2.3.1 Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Caminhamento Elétrico (CE)	30
2.4. Geotecnologias aplicadas ao estudo de lagos	35
3. ÁREA DE ESTUDO.....	41
3.1 Localização da área de estudo	41
3.2 Clima	41
3.3 Vegetação	42
3.4 Geologia	44
3.4.2 Grupo Tocantins	46
3.4.3 Cobertura Sedimentar do Bananal	47
3.5 Geomorfologia.....	47
3.6 Solos	51
3.7 Aspectos históricos do município de Lagoa da Confusão.....	52
4. METODOLOGIA.....	53
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	68
5.1. Mapeamento geomorfológico.....	68
5.2. Batimetria	81

5.3. Geofísica Aplicada	86
5.3.1. Sondagem elétrica vertical.....	86
5.3.2. Caminhamento elétrico e análises granulométricas	102
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	114
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	116

1 INTRODUÇÃO

A Geomorfologia é o ramo da Geografia que tem como objetivo o estudo das formas de relevo esculpidas por processos endógenos (atividades tectogenéticas) e exógenos (mecanismos morfoclimáticos), responsáveis pela sua formação, buscando o entendimento de processos pretéritos e atuais. O entendimento dos processos evolutivos da geomorfologia pode subsidiar a tomada de decisões na apropriação racional do relevo, como recurso ou suporte ao planejamento urbano e ambiental (CASSETI, 2005).

Lagos são formas resultantes da atuação desses processos, podem ser formados de diversas maneiras, dependendo de sua localização geográfica, composição litológica e das forças geológicas atuantes em uma determinada região. De acordo com Costa *et al.* (2007), os lagos são depressões na superfície terrestre preenchida com água, geralmente associados a ambientes fluviais. São corpos d'água continentais sem comunicação direta com o mar, e possuem composição química diferente se comparada com as águas oceânicas, devido ao baixo teor de íons dissolvidos. São considerados, do ponto de vista geológico, salvo raras exceções, relativamente jovens, com períodos de curta duração, visto que apresentam caráter acumulativo (ESTEVEZ, 1998).

Em estudos pioneiros sobre os ambientes lacustres realizados na região de Médio Vale do Rio Doce, sudeste brasileiro, Pflug (1969) considerou que estes ambientes constituem áreas-chaves para estudos do Quaternário. A formação desse sistema lacustre resultou-se da intensa sedimentação aluvial, culminando no barramento da desembocadura dos canais, devido às condições paleoclimáticas que datam do final do Pleistoceno (PFLUG, 1969).

Os estudos de lagos no Brasil, em sua maioria, têm sido focados no que tange aos recursos hídricos, uma vez que estes ambientes cobrem 3% da superfície terrestre e aportam grande importância em termos proporcionais quanto à disponibilidade de água potável (COSTA *et al.*, 2007). Estes autores salientam que estes ambientes compõem indicadores de paleoambientes e paleoclimas, constituindo um rico banco de dados de períodos pretéritos recentes, principalmente do Pleistoceno e Holoceno.

De acordo com Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008), a origem dos lagos e os processos de formação podem ser entendidos por meio do estudo geomorfológico. A sua morfologia está estreitamente ligada à sua gênese, e os dados morfométricos que tratam da quantificação das formas e elementos de um lago e/ou sistema lacustre, são elementos-chave para o entendimento da morfologia.

A Lagoa da Confusão faz parte de um conjunto de lagoas com características semelhantes existentes na Planície do Bananal, região central do Brasil. Essa unidade abrange os estados de Goiás, Mato Grosso, Pará e Tocantins (BRASIL, 1981). Este mesmo autor atribui o aparecimento dessas lagoas às condições de contato litológico da crosta laterítica com e embasamento calcário, que apresenta um alinhamento N-S, além da ocorrência de uma extensa planície fluviolacustre com predomínio de baixas altitudes. Esta planície recebeu este nome devido a expressividade da Ilha do Bananal, situada dentro da unidade.

As outras lagoas que se destacam nessa região são a da Trindade, da Égua e do Coco, que apresentam formas semelhantes à da Lagoa Confusão, sendo circulares a semicirculares. Elas diferem dos lagos de meandro abandonado, que são mais comuns nessa região, que são formados a partir do isolamento de canais sinuosos dos rios.

Estudos de cunho geomorfológicos são incipientes nessa região, salvo os relatórios do Projeto RADAMBRASIL (1981) e os trabalhos de Pontalti (2010), Pereira e Morais (2012) e Santos e Morais (2012). Utilizando os métodos geofísicos, Pereira e Morais (2012) inferiram a existência de uma falha que condiciona um possível controle estrutural da área, coincidindo com alinhamento dos afloramentos calcários existentes nas proximidades da lagoa, no mesmo sentido de desenvolvimento dos principais condutos da Gruta Casa de Pedra, também situada no entorno da lagoa estudada.

Desta forma, este estudo buscou aferir os indicadores dos processos morfogenéticos e de evolução da Lagoa da Confusão através do mapeamento geomorfológico, com apoio da caracterização vertical dos sedimentos utilizando-se as técnicas de geofísica aplicada, caracterização da morfologia de fundo da lagoa com a técnica da batimetria, para então, a partir das correlações dessas variáveis realizar a análise integrada dos resultados vislumbrando-se o entendimento da evolução da paisagem envolvente da mesma.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

Entender o processo de formação da Lagoa da Confusão, contextualizando seu papel/função geomorfológico na fisiologia da paisagem local.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Realizar mapeamento geomorfológico da bacia do córrego Barreiro;
- Caracterizar a morfologia de fundo da Lagoa da Confusão;
- Classificá-la quanto à tipologia geomorfológica;
- Descrever o papel da lagoa na dinâmica dos fluxos hídricos na sua bacia hidrográfica.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Lagos

2.1.1. Conceitos de lagos

Lagos são definidos como depressões continentais de origem natural que mantêm uma quantidade de água por períodos constantes, mais ou menos tranquila. A água nele contida pode ter diferentes origens, como: da precipitação atmosférica, água salgada dos mares antigos, do lençol freático, dos rios e derretimento da neve ou geleiras. O formato, a profundidade, o tipo de margem e a extensão variam de acordo com sua origem e localização geográfica, e, sua gênese e evolução é condicionada por elementos geológicos, geográficos, geomorfológicos e climatológicos. A origem dos ambientes lacustres na Terra está ligada às eras glaciais ou períodos de intensa atividade tectônica ou vulcânica, o que propicia o aparecimento de distritos de lagos, ou seja, lagos com características semelhantes devido sua distribuição geográfica (HUTCHINSON, 1957; TRINDADE, 1996). Segundo Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008), ambientes lacustres também são denominados sistemas lênticos que têm origem: latim *lentus*, que significa lente.

A Limnologia é a ciência cujo objeto de estudo são lagos, no entanto, devido sua complexidade, torna-se necessário a complementação de várias outras ciências para compreensão desses elementos da paisagem natural. Na atualidade, geólogos, geógrafos, biólogos, limnólogos, ecólogos, físicos e químicos entre outros, têm se dedicado a entender a origem e evolução dos lagos. Esses ambientes preservam um vasto banco de dados pretéritos acerca das mudanças climáticas, e conseqüentemente, variações na fauna e flora (TRINDADE, 1996; ESTEVES, 1998).

Geologicamente são elementos recentes e transitórios na paisagem natural, embora sua duração transcenda várias gerações da vida humana. A maioria formou-se no período Quaternário, principalmente no Holoceno, no entanto, os mais antigos e com grandes profundidades, tiveram sua origem no Pleistoceno, podendo apresentar indícios de importantes eventos geológicos e oscilações climáticas, que contribuem para compreender o passado geológico do planeta (TRINDADE, 1996).

Os fenômenos geológicos são responsáveis pela alteração na superfície terrestre, ou seja, endógenos (internos) isto é, por movimentos tectônicos, sismológicos, vulcânicos, orogênicos e epirogênicos, enquanto que, as ações glaciares, os ventos, as águas correntes, as chuvas, os mares e os seres vivos, compreendem as forças exógenas (externas), os processos que esculpem o modelado da Terra (ROSS, 1992; CASSETI, 2005). Trindade (1996) destaca que, no estudo de lagos, os fatores geológicos e geomorfológicos estão intimamente interdependentes, pois

relevos com grandes desníveis topográficos são mais suscetíveis ao surgimento de lagos. Neste viés, é possível notar que complexidade se deve, entre outros, à atuação mista dos fatores endógenos e exógenos.

Os fenômenos endógenos afetam toda a dinâmica terrestre, causando mudanças climáticas que interferem na distribuição das chuvas, que por sua vez, atuam na formação dos solos que influenciam na distribuição da fauna e a flora. De tal modo, existe uma necessidade do estudo integrado da Geologia com outras ciências, como a Geografia, Biologia, Limnologia, Palinologia dentre outras, visando o melhor entendimento da formação dos ambientes lacustres (TRINDADE, 1996; SPERLING, 1999).

Os lagos, assim como os rios, possuem evolução dinâmica e passa por períodos de formação e colmatção, devido sua natureza côncava e caráter cumulativo. Vários fatores atuam nas diversas fases evolutivas de um lago, contribuindo para estabelecer seu período de duração, sendo que, os que mais influenciam no período de existência dos lagos são os geológicos, os geomorfológicos e os climáticos. Embora estejam distribuídos em toda a Terra, os maiores e mais antigos lagos concentram-se no hemisfério norte, pois as condições geológicas e geomorfológicas das altas latitudes e áreas montanhosas favorecem à origem dessas feições (HUTCHINSON, 1957; TRINDADE, 1996).

No Brasil, vários termos são utilizados para denominar os ambientes lacustres como lago, lagoa, laguna, represa, açude entre outros, o que não coincide com a linguagem científica; muitas vezes uma laguna é chamada de lagoa, e algumas represas são lagos naturais (TRINDADE, 1996). Ferreira (2004, pag. 1174) define lago como “extensão de água cercada por terras”, já Luft (2002, pag. 413) descreve como “Massa d’água rodeada de terra por todos os lados”, enquanto que Carvalho (2009, pag. 485) traz a definição “Grandes extensões de águas confinadas, mais ou menos profundas, acumulados em depressões no solo, de origens diversas”. Destas, a última é a que mais se aproxima das feitas pelos geomorfólogos. Vale ressaltar que os três dicionários citados definem lagoa como lago pouco extenso.

Não é tarefa fácil classificar lagos, alguns autores os classificam pela sua extensão, outros pela salinidade da água, no entanto, não há um padrão para tais classificações. Alguns termos têm sido empregados de forma equivocada para nomear algumas lagoas. No Brasil por exemplo, as lagoas dos Patos e Mirim, no Rio Grande do Sul, e Rodrigo de Freitas, no Rio de Janeiro, são referidas como lagoas, esta nomenclatura também tem sido empregada para denominar os pequenos lagos (TRINDADE, 1996). Para Esteves (1998), a diferenciação se dá pela profundidade, sendo o lago mais profundo, sem possibilidade de os raios solares atingirem o fundo, enquanto que a lagoa por conta da sua pouca profundidade, possibilita o crescimento

de macrófitas aquáticas devido a radiação solar atravessar a coluna d'água e atingir o sedimento de fundo.

Em dicionário especializado em termos geológicos e geomorfológicos, Guerra e Guerra (2008 pag. 370) definem lagos como “depressões no solo produzidas por causas diversas e cheias de água confinadas, mais ou menos tranquilas, pois dependem da área ocupadas pelas mesmas”, destaca ainda que “as formas, as profundidades e as extensões dos lagos são muito variáveis. Geralmente são alimentados por um ou mais rios afluentes”. Alguns lagos possuem também rios emissários, o que evita seu transbordamento. E as lagoas são vistas como depressões de formas variadas – principalmente tendendo a circulares – de profundidades pequenas e cheias de água doce ou salgada. As lagoas podem ser definidas como lagos de pequena extensão e profundidade.

Trindade (1996) traz definições simplificadas dos termos laguna, lagoa e lago, mais empregadas por geólogos e geógrafos, cientistas que costumam trabalhar com este tema, buscando proporcionar uma clara compreensão na língua portuguesa, são as seguintes: Lagunas – são partes do mar isoladas pela formação de barragens, por formação de restingas sucessivas, cordões arenosos ou de seixos depositados por rios, contendo água salgada, salobra ou doce, localizadas ou não nas bordas litorâneas. Lagoas – são lagos de pequena extensão e profundidade, podendo ser de água doce, salobra ou salgada, desde que não tenham sido anteriormente braços de mar. Atualmente, usa-se indiscriminadamente este termo para muitas lagoas costeiras, em muitos casos são lagunas. Lagos – são genericamente, todos os casos acima mencionados, isto é, qualquer porção de água cercada de terra de todos os lados.

2.1.2. Morfologia e processos de formação de lagos

A partir dos estudos da morfologia dos lagos é possível entender os processos de formação. A história ambiental de um lago fica registrado nos sedimentos que acumulam no fundo durante seu período de existência, devido à sua dinâmica. A riqueza de detalhes pretéritos que os ambientes lacustres possuem, têm despertado interesse de pesquisadores de várias áreas da ciência. Para Sperling (1999), apesar de sua relevância, o estudo dos ambientes aquáticos tem sido pouco explorado no Brasil e até internacionalmente, embora o entendimento mais aprofundado sobre estes ambientes seja fundamental para o manejo dos mesmos.

Existem diversos tipos de lagos, que variam de acordo com sua origem e processos de formação. A composição mineralógica das rochas e seu grau de intemperização, podem levar ao aparecimento dos lagos, como no caso de lagos de dissolução formados em ambientes cársticos formado por rochas calcárias, gipsíticas e areníticas.

Os tipos de lagos variam de acordo com sua localização geográfica, período geológicos em que foram formados, e podem ser agrupados de acordo sua gênese. Hutchinson (1957), em sua obra “*A Treatise on Limnology*”, considerada por vários autores como a maior contribuição aos estudos de lagos até os dias atuais, distingue 76 tipos de lagos, divididos em 11 grupos de acordos os seus agentes de formação (Quadro 1).

Quadro – 1: Grupos de lagos diferenciados pela sua gênese.

Origem	
1	Tectônica
2	Vulcânica
3	Movimentos de terra
4	Glaciação
5	Lagos de dissolução
6	Ação fluvial
7	Por ação do vento
8	Costeiros
9	Acumulação orgânica
10	Construídos por organismos
11	Impactos de meteoritos

Fonte: Hutchinson (1957).

Os lagos de origem tectônica (Figura 1) são originados a partir da movimentação das placas tectônicas, onde formam-se as fossas tectônicas. Os movimentos epirogenéticos formam depressões através de dois movimentos: emergência (quando há elevação de uma área em relação à outra), e subsidência (quando há rebaixamento de uma área em relação à outra). Outro tipo de gênese de lagos tectônicos são os de falhas tectônicas, formados em decorrência de movimentos que causam a descontinuidade da crosta terrestre.

Figura – 1: Lagos formados por movimentação tectônica.



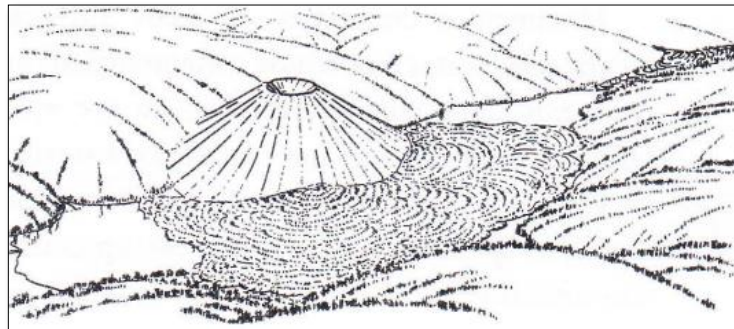
Fonte: Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008).

Tais lagos se originaram especialmente no Terciário. Os principais e mais conhecidos exemplares deste tipo de lagos são o Lago Baikal (Sibéria), Lago Tanganica (África) e o Lago Vitória (África), são alguns dos maiores e mais profundos lagos do mundo (SPERLING, 1999;

TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 2008). Segundo Trindade (1996), são afundamentos de grandes blocos preenchidos por água de origens diversas.

Algumas atividades vulcânicas dão origem a depressões ou cavidades, que quando alimentadas por água formam uma série de lagos (Figura 2). Sperling (1999) aponta dois processos que dão origem a lagos vulcânicos, represamento de vales por meio de lava vulcânica (magma) solidificada; e explosões vulcânicas, com conseqüente criação de depressões e cavidades. Os principais tipos são: os lagos de Cratera – ocorrem quando um cone vulcânico extinto é preenchido por água (pequena extensão, profundos, forma circular), os lagos tipo "Maar" – quando há um rebaixamento da superfície da área atingida decorrente de explosões gasosas subterrâneas (não há derramamento de lava), os lagos de Caldeiras - formados quando a erupção vulcânica é muito forte, acarretando a destruição do cone central do vulcão e sobrando apenas uma depressão central. Lagos de Barragem Vulcânica - formados quando vales preexistentes são bloqueados pela lava solidificada. Os lagos de origem vulcânicos destacados por Sperling (1999) são o Lago Big Soda (Nevada, EUA) e o Lago Rotomahana (Nova Zelândia).

Figura – 2: Exemplo de lago de origem vulcânica.



Fonte: Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008).

Fenômenos meteorológicos de larga escala e ação de terremotos podem induzir grandes deslizamentos de terra e movimentos de rochas, e assim provocar o barramento de vales pela formação de diques, dando origem a lagos (Figura 3). Locais com material com baixa estabilidade e forte declividade como regiões montanhosas são mais suscetíveis ao aparecimento deste tipo de lago. O material inconsolidado que bloqueia a desembocadura do vale pode ser erodido mais facilmente. Por isso, a maioria destes lagos são temporários, ainda que sejam encontrados alguns exemplos permanentes, como o lago de Abaeté em Salvador – BA (ESTEVEZ, 1998; SPERLING, 1999). A Lagoa Santa, em Minas Gerais, apesar de ser uma lagoa cárstica, tem sua origem atribuída a um grande deslizamento de terra que bloqueou a saída do antigo vale, há cerca de 6100 e 5000 AP (PARIZZI *et al.*, 1998).

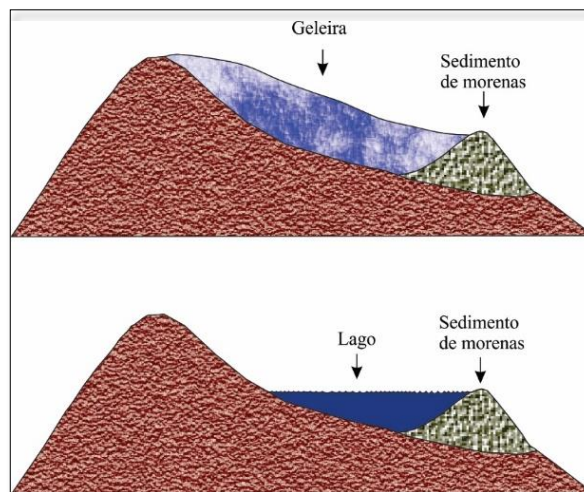
Figura – 3: Lagos formados pelo barramento de vales por deslizamento de sedimentos.



Fonte: Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008).

A maioria dos lagos glaciais surgiram no período Quaternário (ESTEVES, 1998; SPERLING, 1999). Essas feições formaram-se a partir da movimentação das geleiras, ocasionalmente a formação de morenas (*moraines*), e conseqüentemente, a geração de lagos (Figura 4). Áreas de climas temperado e altas latitudes são propícias ao surgimento desse tipo de lagos, comuns no continente europeu.

Figura – 4: Lagos de origem glacial

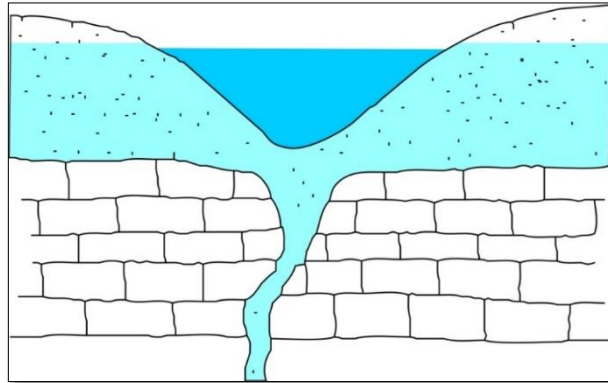


Fonte: Adaptado de Esteves (1998).

Ambientes cuja composição litológica são as rochas carbonáticas, ou seja, rochas solúveis, estão sujeitos à formação de cavidades, características do relevo cárstico. O desenvolvimento de um sistema cárstico se dá pela dissolução do calcário, através da percolação da água em meio às fraturas das rochas, principalmente proveniente das chuvas e/ou da variação dos lençóis subsuperficiais. As dolinas são as mais notáveis feições cársticas em superfície e podem surgir a partir do colapso dos tetos das cavernas, geralmente apresentando forma circular. Ao fundir-se duas ou mais dolinas adjacentes, surgem as uvalas com formas mais irregulares (WETZEL; 2001; KOHLER, 2008).

As lagoas cársticas são formadas pelo acúmulo de água nas dolinas e/ou uvalas (Figura 5), cuja origem se deu em decorrência da solubilização de rochas calcárias podendo ser alimentado por água tanto de origem atmosférica como do aquífero (ESTEVES, 1998; SPERLING, 1999).

Figura – 5: Lago originado pela dissolução da rocha calcária.

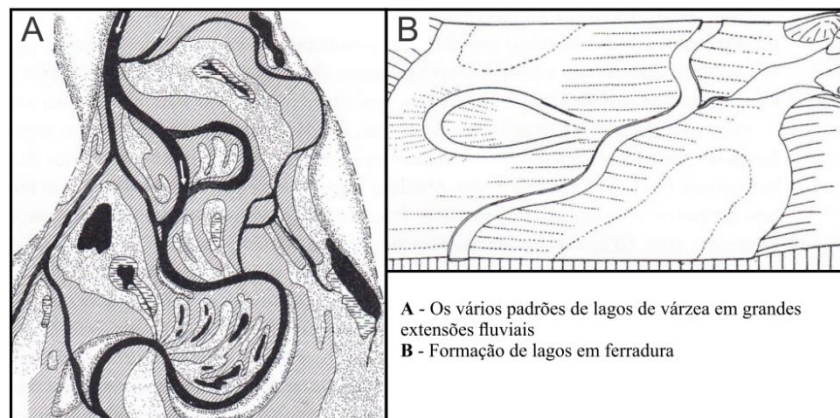


Fonte: Adaptado de Jennings (1975).

Alguns lagos são formados pela atividade de rios, devido aos processos de erosão e deposição de sedimentos. No Brasil, um país com uma densa rede hidrográfica esses são, possivelmente, os lagos mais comuns (ESTEVES, 1998). Os lagos de origem fluvial podem ser de Barragem, quando o rio principal é capaz de transportar grande quantidade de sedimentos que são depositados ao longo do seu leito obstruindo os vales laterais, como aqueles encontrados no Médio Vale do Rio Doce (MELLO *et al.*, 1999).

Lagos de Ferradura ou de Meandros, são formados a partir do isolamento de meandros, provocados pela erosão e sedimentação das margens. Lagos de Inundação conhecidos também como baías no Pantanal e de várzea ou terra firme na Amazônia (Figura 6), surgem de depressões no terreno, alimentados sazonalmente pelos pulsos de inundações (ESTEVES, 1998).

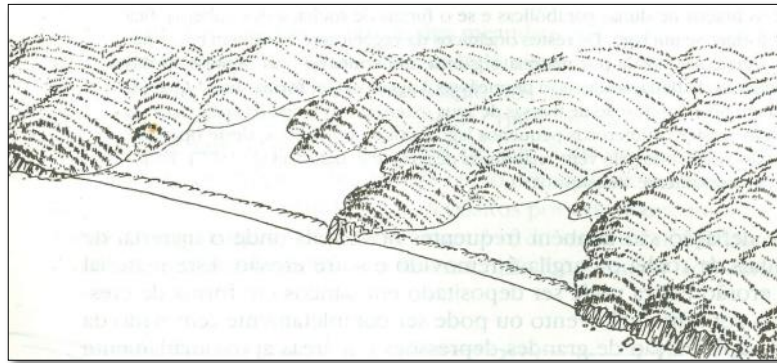
Figura – 6: Lagos originados pela ação fluvial.



Fonte: Wetzel (1993) e Esteves (1998).

O transporte de sedimentos pelas correntes marinhas pode dar origem a lagoas (Figura 7), pelo isolamento de antigos estuários de um lado a outro sob a forma de barra (WETZEL, 1993; TRINDADE, 1996). Algumas lagoas costeiras foram formadas a partir do isolamento de enseada marinha no Pleistoceno, a lagoa dos Patos e Mirim no Rio Grande do Sul são exemplos deste tipo de origem. No nordeste brasileiro são encontradas lagoas, cuja origem se deu pelo fechamento da desembocadura de rio por arrecifes de coral.

Figura – 7: Lagoa originados devido a ação costeira.



Fonte: Wetzel (1993).

A ação dos ventos pode ocasionar a formação de lagos conhecidos com lagos de barragem eólica ou lagos de duna, são temporários, pois dependem da água da chuva para se manter. No entanto, no período de estiagem a evaporação torna sua água salina e finalmente secam. O movimento da areia é possível com a ação de ventos com pelo menos 10 m/s, assim, são comuns em regiões desérticas e costeiras, onde os ventos são mais intensos. Esses lagos são encontrados em regiões endorréicas da América do Sul e Ásia, na Austrália e em regiões áridas do Estados Unidos, um exemplo brasileiro é o lago Abaeté, localizado nas proximidades de Salvador - BA (WETZEL, 1993; SPERLING, 1999).

O barramento de rios devido a acumulação de detritos orgânicos (plantas e galhos de árvores), em alguns casos podem levar ao surgimento de lagos. Os castores por exemplo são animais responsáveis pelo surgimento de vários lagos desse tipo principalmente nos Estados Unidos e Canadá. Alguns lagos desse tipo também são encontrados na Europa. Para Wetzel (1993) estes lagos podem se tornar permanentes pelo acúmulo de sedimentos contra os diques.

Os impactos de meteoritos na superfície terrestre formam depressões, que quando alimentados com água em abundância podem dar origem a lagos como o lago *Chubb Crater*, situada na península Ungava, Canadá (SPERLING, 1999).

Lagos de origem mista, cuja gênese sofreu influência de vários processos como glaciação, movimentos tectônicos e intensa precipitação, possuem uma complexidade maior

para sua compreensão. São resultados da interação de diversos fatores, sendo mais atuante as forças endógenas (TRINDADE, 1996).

No Brasil, ocorre a formação de ambiente fluviolacustre composto por lagos de barragens na região do Médio Vale do Rio Doce, onde foram desenvolvidas várias pesquisas referentes a essa temática (COSTA *et al.*, 2007). Tais estudos salientam que a partir dos anos 1980, trabalhos voltados aos entendimentos ambientais e paleoambientais se fizeram necessário visando entender o funcionamento desses sistemas ante a crescente demanda por reservas de água potável no globo. Segundo Sperling (1999), os ambientes lacustres compõem a maior parcela de água doce no planeta, perfazendo cerca de 3%.

A formação do sistema de lagos do Médio Vale do Rio Doce é associada a atividades neotectônicas, responsáveis pela intensificação da sedimentação e, conseqüentemente, o afogamento dos canais menores, dando origem a pequenos lagos (MELLO *et al.*, 1999). Esses autores destacam que, essa região possui características geomorfológicas potencialmente relevantes para a compreensão da evolução quaternária no Brasil. Em consonância com tais autores, Sarges (2002) realizou uma análise integrada de dados estratigráficos, estruturais e batimétricos, e notou forte influência da neotectônica no barramento da desembocadura dos tributários, o que ocasionou à formação dos lagos da região do Médio Vale do Rio Doce.

A região do Médio Araguaia apresenta um ambiente fluviolacustre originado pela dinâmica fluvial. Sua gênese está condicionada pelo padrão de drenagem anastomosado, sendo em sua maioria caracterizada por meandros abandonados (FRANÇA, 2002). Segundo Latrubesse e Stevaux (2006), a partir do bloqueio de pequenos afluentes e da sedimentação do canal principal, formam-se os lagos de vale, características comuns da planície do Bananal, constituindo, assim, um amplo ambiente fluviolacustre com a presença de vários paleocanais.

De acordo com Tundisi e Matsumura-Tundisi (2008), a origem dos lagos e os processos de formação podem ser entendidos por meio de estudos geomorfológicos. As técnicas de Sensoriamento Remoto, através de imagens de satélites e cartas topográficas fornecem informações acerca da morfologia e características de áreas adjacentes, enquanto que a batimetria produz dados referentes a profundidade, que permite delinear a forma interna dos lagos.

2.2 Batimetria e evolução dos levantamentos batimétricos

A batimetria constitui uma ferramenta que fornece informações essenciais ao estabelecimento de um plano de gestão, para subsidiar a tomada de decisões acerca do planejamento da utilização dos recursos hídricos principalmente provenientes de ambientes

lênticos (lagos, lagoas ou represas), com intuito de promover preservação do equilíbrio e qualidade ambiental.

De acordo com Matos (2012), a batimetria é a técnica que permite mapear o relevo submerso através de leituras pontuais de profundidade, seja ela, manual ou automatizada, visando descrever a morfologia interna de corpos d'água sejam eles lagos (lagoas) ou rios. Através dos dados obtidos nesses levantamentos, é possível estudar um lago sob duas perspectivas: a morfologia que trata dos estudos voltados a forma de lagos e; a morfometria, que é voltada para quantificação das suas formas e elementos (CIGAGNA *et al.*, 2014).

O ecobatímetro é um aparelho capaz de medir a profundidade de corpo d'água. O seu princípio fundamental baseia-se em emitir um feixe de ondas sonoras ou ultrassônicas transmitido perpendicularmente à lâmina d'água por um emissor devidamente instalado na embarcação e calibrado. Através de uma operação aritmética é calculado o tempo que o pulso ultrassônico leva para atravessar o corpo aquoso até atingir o fundo submerso, visto que a velocidade do som na água é conhecida, quando o eco retorna à superfície da água, e é detectado por um receptor, sendo convertido em profundidade (RIBEIRO *et al.*, 2008; MATOS, 2012; FERREIRA, 2013).

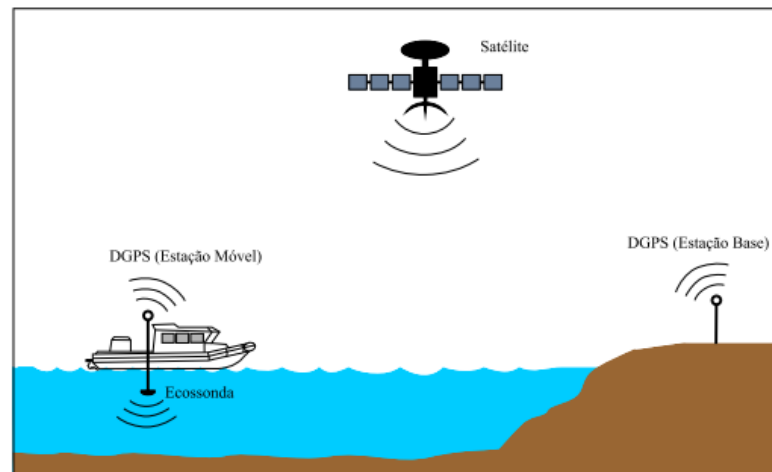
Segundo Ribeiro *et al.* (2008), um ecobatímetro pode ser equipado com gravador gráfico de papel que registra a profundidade. Estes aparelhos evoluíram bastante permitindo a visualização dos dados em formato digital, esses dados podem ser acompanhados em tempo real na tela de um *laptop* através de *softwares* específicos. Ferreira (2013) frisa que alguns ajustes são cruciais para garantir a acurácia do levantamento. A frequência é um fator importante pois determina o alcance do pulso. Baixas frequências possuem maior capacidade de atingir grandes profundidades. Outro fator que merece atenção especial é o ângulo de abertura do feixe cônico, pois determina se haverá necessidade de efetuar correções de atitude da embarcação e ou frequências emitidas.

Como dito anteriormente, os levantamentos de profundidade podem ser realizados de duas formas, direta e indireta, e podem variar de acordo com a dimensão e corpo hídrico estudado. A coleta direta dos dados é realizada utilizando-se equipamentos tradicionais como teodolitos, régua e trena, enquanto que os dados obtidos indiretamente contam com equipamentos mais modernos como ecobatímetros, que permitem realizar leituras de grandes profundidades, e sistema de posicionamento *Differential Global Positioning System* (DGPS), o uso agregado desses aparelhos melhorou consideravelmente os estudos de morfometria de corpos aquáticos, permite-se alcançar uma precisão submétrica no levantamento, conferindo

maior acurácia na confecção das cartas batimétricas (CARVALHO *et al.*, 2000; ZORZAL *et al.*, 2003; BEZERRA-NETO; PINTO-COELHO, 2008).

Um avanço a ser considerado nos levantamentos batimétricos foi o melhoramento da precisão no registro do posicionamento da embarcação, ao agregar o equipamento DGPS durante as sondagens. Esta técnica consiste na triangulação constante de um receptor fixo alocado em um ponto de referência conhecido, que realiza as correções de posição em tempo real e são enviadas à estação móvel, que ocupa novos pontos (Figura 8). No entanto, os equipamentos necessários para um bom aproveitamento em um levantamento batimétrico (ecobatímetro, embarcação, DGPS e *software*) ainda possuem um custo muito elevado e necessitam de pessoal devidamente capacitado para manuseá-los (RIBEIRO *et al.*, 2008; BRIGHENTI *et al.*, 2011; FERREIRA, 2013;).

Figura – 8: Esquema geral de funcionamento da batimetria agregado ao sistema de posicionamento DGPS.



Fonte: Adaptado de Ferreira (2013).

Um levantamento batimétrico deve ser planejado a partir de uma base cartográfica confiável. As técnicas de Sensoriamento Remoto podem ser empregadas na digitalização do contorno de um lago, com auxílio de um Sistema de Informações Geográficas (SIG), permitindo que sejam aferidos alguns parâmetros morfométricos. Esta base também auxilia na programação das seções batimétricas (MATOS, 2012). As técnicas de Sensoriamento Remoto permitem a quantificação dos parâmetros morfométricos primários como perímetro, largura máxima, comprimento máximo, além da forma e área do espelho d'água.

Fotografias aéreas e imagens de satélites têm sido utilizadas no auxílio ao planejamento de coleta de dados em campo, pois compõem uma base cartográfica dá suporte na definição e localização das seções batimétricas, e assim proporcionar uma maior precisão e otimizar o levantamento batimétrico.

A morfometria de lagos também tem sido realizada com uso de técnicas de Sensoriamento Remoto através de imagens de satélite. Essa ferramenta permite obtenção de parâmetros morfométricos preliminares a partir de interpretações de imagens de satélite (MATA *et al.*, 2005). Essa técnica tem sido utilizada no desenvolvimento de trabalhos em áreas de difícil acesso, como grande parte da região amazônica (RIBEIRO *et al.*, 2008).

A evolução e popularização dos *softwares* de geoprocessamento com interfaces mais acessíveis, e ao mesmo tempo, com a disponibilização gratuita de produtos como imagens de satélite, tem possibilitado pesquisadores de diversas áreas aplicar as técnicas de Sensoriamento Remoto, uma das vantagens é a redução do tempo para realização dos levantamentos e a melhora significativa na precisão. As pesquisas de cunho ecológico se destacam, visto que, a morfometria fornece subsídios a interpretações acerca dos estudos limnológicos, através de diferentes variáveis como a clorofila, a comunidade plâncton e peixes (BEZERRA-NETO; PINTO-COELHO, 2008; FANTIN-CRUZ *et al.*, 2008; BRIGHENTI *et al.*, 2011).

2.2.1 Batimetria e suas aplicações

A morfologia dos corpos hídricos exerce influência no comportamento limnológico desses ambientes. Vários trabalhos voltados aos estudos de cunho limnológico demonstraram a relevância da batimetria no auxílio ao entendimento dos ambientes lacustres, fornecendo parâmetros acerca da variação de temperatura da coluna d'água (SPERLING, 1999).

Sarges (2002) realizou análises de perfis sísmicas em conjunto com mapas batimétricos, visando identificar características que configuram controle estrutural no sistema lacustre da Região do Médio Vale do Rio Doce, e inferiu que as falhas normais provocaram basculamento nos leitos dos canais tributários, gerando os lagos a partir do barramento da desembocadura. A autora destaca que a morfologia submersa de ambientes lacustres é um dado relevante para compreensão dos mecanismos que atuaram na formação de lagos.

Resck *et al.* (2007) e Brighenti *et al.* (2011) apontam as cartas batimétricas como importantes ferramentas ao monitoramento de assoreamento e qualidade da água em lagos e reservatórios a partir do cálculo do volume de água. Isso é possível por meio da comparação de cartas de diferentes períodos, permitindo a reavaliação das características morfométricas entre medições de períodos distintos. Para estes autores a composição de um banco de dados de cartas batimétricas é fundamental para gestão dos recursos hídricos.

Resck *et al.* (2007), a partir de um recente levantamento batimétrico na Lagoa da Pampulha, confrontaram os resultados obtidos com cartas batimétricas já existentes, e notaram uma alteração significativa nos parâmetros morfométricos, salientando a importância das técnicas adotadas sobre os resultados obtidos.

Para Fantin-Cruz *et al.* (2008), os parâmetros morfométricos de lagos/lagoas permitem a melhor compreensão da influência das variações hidrológicas na morfologia dos sistemas aquáticos e conseqüentemente nas comunidades biológicas, além de auxiliar no manejo e qualidade ambiental dos recursos hídricos. Neste sentido, o monitoramento de assoreamento de rios, lagos e/ou reservatórios permite acompanhar a taxa de sedimentação nestes corpos hídricos por meio de cartas batimétricas. Para tanto, os principais parâmetros averiguados são: área, volume, profundidades máxima, média e relativa, perímetro, índices de desenvolvimento de volume e perímetro, comprimento e largura máxima (RESCK *et al.*, 2007; MATOS, 2012).

Atualmente as técnicas de Sensoriamento Remoto têm sido aplicadas para aferir parâmetros morfométricos através de imagens de satélite e de radar (SRTM), desta forma são obtidas profundidades de forma indireta. Ribeiro *et al.* (2008) estimaram profundidades batimétricas a partir de faixas específicas do espectro eletromagnético do satélite IKONOS II, que permitem o registro do fundo submerso, mas, ressaltam que imagens de sensores de alta resolução, limitam-se a profundidades que variam de 0,80 a 3 m, sendo impossibilitado em alguns casos pela turbidez da água. Já Amorim *et al.* (2007) reconstituíram a evolução do espelho d'água do lago Caçó, após levantamento batimétrico associados aos dados de relevo provenientes de modelos digital de elevação, calcularam os parâmetros morfométricos para diferentes períodos, o que possibilitou inferir sobre a evolução do volume d'água do lago estudado.

2.3 Geofísica Aplicada aos estudos geomorfológicos

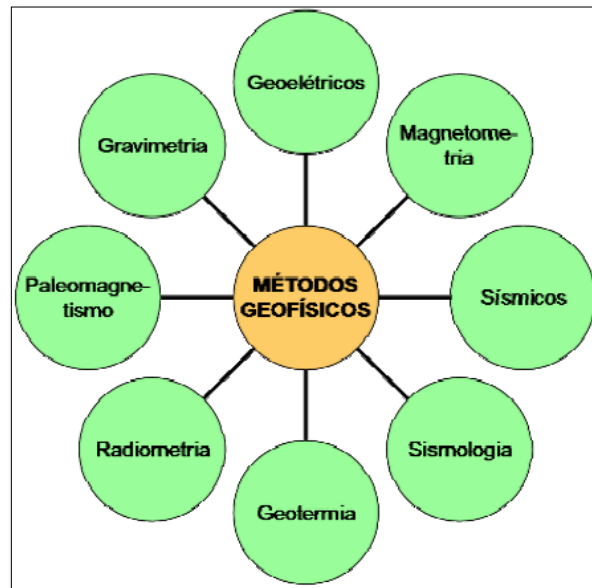
A Geofísica Aplicada é a ciência que tem como campo de estudo a parte mais superficial da crosta terrestre, contribuindo para um maior conhecimento da Terra e seus fenômenos. Os pressupostos teóricos dos métodos geofísicos, baseiam-se na determinação de propriedades físicas que caracterizam os diferentes tipos de materiais compõem o ambiente geológico, e na variação das propriedades que estes materiais podem exibir (BRAGA, 2007; AUGÉ, 2008).

Os métodos geoeletricos, um dos principais métodos geofísicos, tratam do comportamento das rochas e solos frente a passagem de corrente elétrica, possui várias modalidades e são muito utilizados em todo o mundo. Estes levantamentos são utilizados desde pesquisas acadêmicas até atividades comerciais como prospecção nas áreas de Geologia de Engenharia, Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia Ambiental entre outros. Dentre os métodos geoeletricos se destacam os métodos da eletrorresistividade, polarização induzida e radar de penetração no solo (BRAGA, 2007).

Dentre os vários métodos de investigação geofísica (Figura 9), Braga (2007) destaca os métodos gravimétrico e magnetométrico de campo natural, ou seja, o estudo das oscilações que

determinadas estruturas ou corpos produzem sobre campos preexistentes, e os métodos geoeletricos (exceto potencial espontâneo e magnetotelúrico) e sísmicos, que são métodos artificiais que, com o uso de equipamentos apropriados, permitem a produção de energia artificialmente.

Figura – 9: Principais métodos geofísicos.



Fonte: Braga (2007).

Braga (2007) propôs uma classificação com intuito de facilitar o entendimento de suas modalidades devido à complexidade das mesmas, e sanar alguns equívocos cometidos por pesquisadores no que concerne ao momento da escolha do método de levantamento, e seu uso adequado em função dos objetivos, define três categorias, métodos, técnicas de investigação e arranjos de desenvolvimento de campo (Quadro 2).

Quadro – 2: Critérios para os métodos geofísicos adotados por Braga (2007).

Método	Parâmetro físico medido	<i>Resistividade, Cargabilidade, Potencial Espontâneo, etc.</i>
Técnica	Tipo de investigação – horizontal (ao longo de uma seção) e/ou vertical (pontual)	<i>Sondagens, Caminhamentos e Perfilagens</i>
Arranjo	Tipo de disposição dos eletrodos no desenvolvimento da técnica	<i>Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, Axial, etc.</i>

Fonte: Braga (2001).

Em função do aumento da demanda, as metodologias da Geofísica Aplicada foram sendo aperfeiçoadas ao longo dos anos, sendo utilizada nos mais variados segmentos, principalmente no que tange às questões ambientais relacionadas às águas subterrâneas, auxiliando em sua captação para o abastecimento, e também na identificação de problemas

ambientais como contaminação do lençol freático e dos solos (ELIS; ZUQUETE, 2002; BRAGA, 2007; MOREIRA *et al.*, 2007).

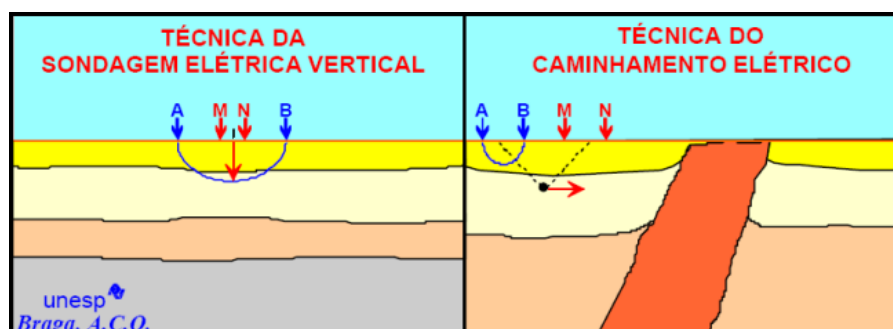
A eletrorresistividade ou resistividade elétrica é um método geofísico que pertence ao grupo dos métodos geoeletricos. A resistividade aparente é o parâmetro fornecido por esses de acordo com as características dos materiais que constituem o ambiente geológico investigado. O princípio da eletrorresistividade pode ser definido como a medida da dificuldade que a corrente elétrica injetada artificialmente a partir de um arranjo denominado de dispositivo eletródico, em geral é constituído de quatro eletrodos fincados no terreno, encontra na passagem por um determinado corpo (rochas e/ou solos). Pode ser realizado utilizando energia de fonte natural (potencial espontâneo) ou artificial, como correntes de baterias ou geradores. (BRAGA, 2001; ELIS; ZUQUETE, 2002; BRAGA, 2007).

Neste estudo fez uso das técnicas da Sondagem Elétrica Vertical (com arranjo Schlumberger) e Caminhamento Elétrico (com arranjo Dipolo-Dipolo), portanto não serão discutidas outras técnicas utilizadas para levantamentos geofísicos. Trata-se de métodos indiretos mais rápidos e menos onerosos que os métodos diretos como sondagens mecânicas, fornecendo informações de uma maior área de cobertura, em um curto prazo (GALLAS *et al.*, 2001; ELIS *et al.*, 2008).

2.3.1 Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Caminhamento Elétrico (CE)

Os diferentes arranjos que podem ser aplicados através das técnicas da SEV e CE, que são as técnicas mais utilizadas, possibilitam várias investigações (BRAGA, 2001). A rapidez nos levantamentos e precisão dos dados obtidos por meio destas técnicas levou ao crescimento do uso em estudos ambientais e exploração mineral e de água subterrânea. Essas técnicas possuem semelhanças em sua configuração utilizando quatro eletrodos, o que as difere é a disposição desses eletrodos no terreno (os chamados arranjo de campo) de acordo com o objetivo da investigação (Figura 10).

Figura – 10: Técnicas de Sondagem Elétrica Vertical e Caminhamento Elétrico.



Fonte: Braga (2001).

Com base na lei de Ohm, pode-se calcular a resistividade ρ a partir da injeção de corrente elétrica (I) por dois eletrodos (hastes de metal fincados no chão) denominados A e B, e conectados a um amperímetro por meio de fios, onde é calculada a diferença de potencial ΔV pelos eletrodos de recepção/potencial M e N conectados a um voltímetro, sendo medida em *ohms.m* ($\Omega.m$) (BRAGA, 2007). A composição mineralógica, porosidade, teor em água e quantidade e natureza dos sais dissolvidos são fatores que afetam a propagação de corrente elétrica em solos e rochas. Por conta da heterogeneidade do ambiente geológico a resistividade elétrica é chamada de resistividade aparente, e é calculada a partir da equação (1):

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \text{ (ohm.m);} \quad (1)$$

onde:

ρ = resistividade elétrica ($\Omega.m$)

ΔV = diferença de potencial entre os eletrodos M e N

I = intensidade de corrente injetada nos eletrodos A e B

K = fator geométrico

sendo K um fator geométrico que varia de acordo com a disposição dos eletrodos em cada arranjo, definido pela equação (2) para SEV arranjo Schlumberger:

$$K = \frac{\pi \cdot (\overline{AM \cdot AN})}{MN} \quad (2)$$

e equação (3) para CE arranjo Dipolo-Dipolo:

$$K = 2\pi \cdot G \text{ x , com } G = \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \quad (3)$$

Os arranjos de campo referem-se às formas com que os eletrodos de corrente e de potencial são distribuídos geometricamente durante a execução do ensaio geofísico mais utilizado para desenvolvimento de uma SEV e/ou CE.

O arranjo Schlumberger é um dos mais utilizados em levantamentos de SEV, com destaque para sua alta resolução vertical, sendo caracterizado pela distribuição simétrica dos eletrodos (ABMN) em relação ao ponto central. Este arranjo pode ser considerado superior aos demais pela sua praticidade de execução em campo, e qualidade nos resultados obtidos, outros arranjos são descritos com detalhes em Braga (2001) e Kelly (1977).

A SEV permite caracterizar a estratigrafia das camadas subjacentes em um ponto, diferenciando-as pela resistividade obtida dependendo da composição do material, e é

representado em forma de perfil vertical. Os dados de uma SEV podem ser plotados em uma escala bilogarítmica em função do espaçamento do arranjo AB/2.

De acordo com Sánchez (2004), dependendo da quantidade de camadas aferidas em campo, podem ser representadas com diferentes tipos de curvas (Figura 11). Sendo admitidas quatro possibilidades para três camadas:

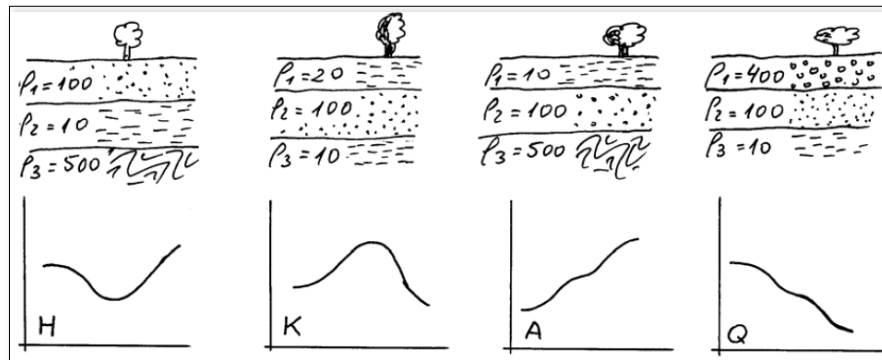
Tipo H – A segunda camada é a menos resistiva das três, ou seja: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$.

Tipo K – A segunda camada é a mais resistiva a três, ou seja: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.

Tipo A – A resistividade aumenta com a profundidade, ou seja: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$.

Tipo Q – A resistividade diminui com a profundidade, ou seja: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

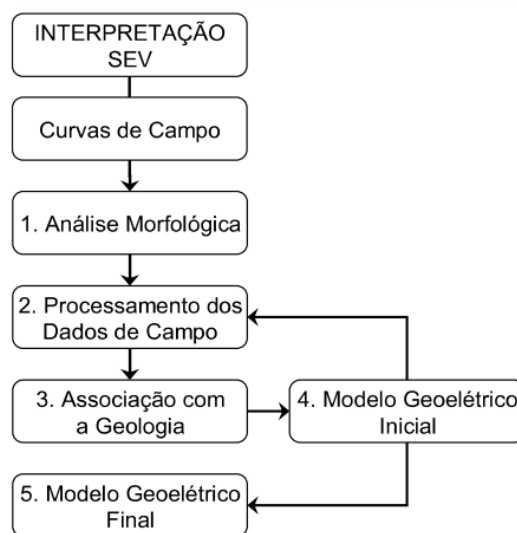
Figura – 11: Tipos de curvas de uma SEV.



Fonte: Sánchez (2004).

Sucedida da análise morfológica da curva, onde o pesquisador correlaciona a variação dos valores geoeletricos com geologia local, as etapas para interpretação de uma SEV podem ser observadas na figura 12 (BRAGA, 2007)

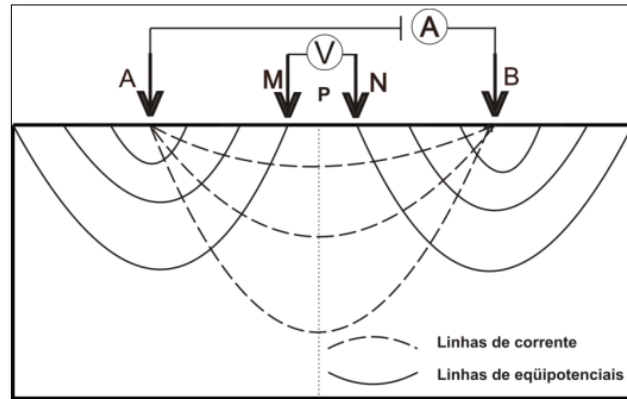
Figura – 12 Etapas de interpretação de uma SEV, proposto por Braga (2007).



Fonte: Braga (2001).

Para executar levantamentos geofísicos com o arranjo Schlumberger, mantêm-se os eletrodos de potencial (MN) fixos, e o eletrodos de injeção de corrente (AB) se distanciam em direção opostas, a cada novo espaçamento há um aumento da profundidade da leitura (Figura 13), com a distância relativa próximo da relação $MN \leq (AB/5)$ (MOREIRA *et al.*, 2007).

Figura – 13: Disposição dos eletrodos de uma SEV.

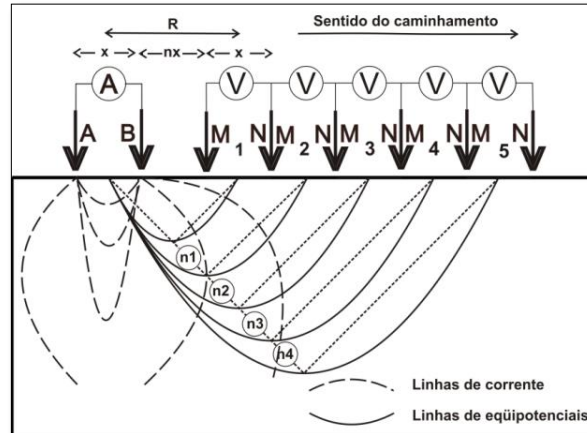


Fonte: Adaptado de Braga (2007).

A técnica do caminhamento elétrico (CE) é baseada na leitura de medidas de resistividade aparente ao longo de uma linha com objetivo de investigar as variações laterais em um ou mais níveis de profundidade, dependendo do arranjo empregado.

O arranjo Dipolo-Dipolo destaca-se aos demais devido sua acurácia e praticidade na execução (BRAGA, 1999; XAVIER, 2010). Neste arranjo os níveis de profundidade são definidos pelo espaçamento que é igual a $X=AB=MN$, e quantidade de dipolos de emissão de AB e recepção MN. As profundidades investigadas através deste arranjo correspondem a R que é a distância entre o centro dos dipolos, que teoricamente é igual a $1/2$ de R (Figura 14), por exemplo em um espaçamento entre os dipolos de 10 m, R é igual a 20 m e a profundidade teórica investigada é 10 m no primeiro nível, para o segundo nível R seria 30 m que atingiria 15 m, e assim sucessivamente (BRAGA, 2001; ELIS; ZUQUETE, 2002; BRAGA, 2007; MOREIRA *et al.*, 2007).

Figura – 14: Configuração dos eletrodos no Caminhamento Elétrico.



Fonte: Adaptado de Braga (2007).

São diversas as aplicações dos métodos geofísicos, principalmente as que envolvem aspectos ligados à geologia, pode-se citar trabalhos de cunho ambiental, prospecção mineral, hidrogeologia, engenharia e pesquisas acadêmicas.

Diferentes estratos litológicos podem apresentar resistividade aparente semelhantes. Joshua *et al.* (2011) pondera que uma rocha saturada com água doce, pode apresentar maior resistência a passagem de corrente que a mesma rocha saturada com água salgada, pois, quanto maior a salinidade da água menor será a resistividade aparente. Portanto, a resistividade aparente de uma determinada camada pode corresponder a outro estrato litológico, o que pode levar a interpretações equivocadas, sendo indispensável o conhecimento da geologia local.

Para a aplicação de métodos geofísicos às pesquisas do carste, Zhu *et al.* (2011) e Chalikakis *et al.* (2011) apontam a heterogeneidade deste ambiente como um complicador, principalmente quando se trata de cavidades, onde o comportamento da eletricidade pode variar de muito alta para baixíssima resistividade, pois os condutos podem conter ou não água.

Zhu *et al.* (2011) conseguiram localizar condutos no ambiente cárstico do *Kentucky Horse Park*, através da identificação das zonas úmidas do solo, confirmados por perfurações para exploração da água subterrânea, inferidas por leituras de eletrorresistividade com caminhamento elétrico com arranjo dipolo-dipolo. Neste sentido, Kruse *et al.* (2006) combinando técnicas de eletrorresistividade e GPR, mapearam o material que cobre duas dolinas e detectaram condutos subjacentes a camada de sedimentos, através de dados representados em modelos 2D e 3D.

Elis e Zuquete (2002) obtiveram resultados eficazes na identificação das plumas de contaminação no aterro sanitário de Ribeirão Preto – SP, e puderam avaliar características físicas do local como nível freático, direção do fluxo subterrâneo, espessura dos materiais inconsolidados, presença de fraturas, e detectar e delimitar a zona de influência e avaliar da

intensidade de contaminação, empregando as técnicas das SEVs e dos CEs. Utilizando o arranjo dipolo-dipolo Elis *et al.* (2008) mapearam a topografia do embasamento da Bacia Sedimentar de São Paulo estimaram a espessura da zona não saturada, além de caracterizar os depósitos de resíduos desativados.

Essas técnicas também têm sido empregadas em obras de engenharia, Xavier (2010) destaca como principais vantagens, a versatilidade dos equipamentos em campo, a possibilidade de leituras em diversas profundidades e a possibilidade de cobertura de grandes áreas em um curto espaço de tempo e que esses são métodos não invasivos. Salienta ainda que esses métodos se mostraram eficientes possibilitando a identificação dos processos de movimentos de massa.

Já Dourado *et al.* (2001) aplicaram três métodos geoeletricos entre eles a eletrorresistividade com a técnica de caminhamento elétrico Dipolo-Dipolo, para detectar cavidades em arenitos, os dados mostraram a descontinuidade litológica, indicando anomalias pela discrepância nos valores de resistividade.

Dias (2009) empregou métodos geofísicos para determinar a vulnerabilidade da exploração de água em aquíferos cársticos, definir as direções dos fluxos subsuperficiais e determinar as áreas com maior suscetibilidade a colapsos. Pereira (2012) e Pereira e Morais (2012), por meio de interpretação de SEVs, inferiram a profundidade do embasamento calcário, as espessuras das camadas sobrejacentes e o nível freático nas proximidades da Lagoa da Confusão e os resultados também indicaram a existência de uma falha, além de evidenciar as direções preferenciais dos fluxos subterrâneos.

A partir dos dados de resistividade, Oliveira (2014) obteve outros parâmetros que permitiram indicar os pontos de recarga em áreas próximas à Lagoa da Confusão, bem como o sentido preferencial dos fluxos subterrâneos, através dos parâmetros *Dar Zarrouk* (resistência transversal e condutância longitudinal). Os dados das SEVs aliados a perfis geológicos dos poços, possibilitaram alcançar uma profundidade de pouco mais de 90 m na investigação e caracterização dos estratos geológicos.

2.4. Geotecnologias aplicadas ao estudo de lagos

As geotecnologias podem ser definidas como o conjunto de tecnologias utilizadas para coleta, processamento e análise de informações georreferenciadas. Também são conhecidas como geoprocessamento, e são compostas por soluções em *hardware*, *software* e *peopleware*, constituindo uma importante ferramenta à tomada de decisão relacionada principalmente às questões ambientais e de planejamento (ROSA, 2005). São exemplos de geotecnologias: Topografia; Fotogrametria; Cartografia; Sensoriamento Remoto (SR); Sistema de

Posicionamento Global (GPS); Geoestatística; Banco de Dados Geográficos; *WebMapping* e Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

Segundo Câmara e Davis (2001), apesar das primeiras tentativas de automatizar o processamento de dados ter ocorrido na década de 1950, somente nos anos de 1960 foram criados os primeiros SIGs no Canadá, porém ainda com condições tecnológicas precárias. Ao longo da década de 1970 os recursos de *hardware* foram melhorados e aí surgiu o termo *Geographic Information System* (GIS), no entanto, foi na década de 1980 que houve uma evolução significativa que dura até os dias atuais, e nesta foram criados vários centros de pesquisas nos EUA e no Brasil, na UFRJ.

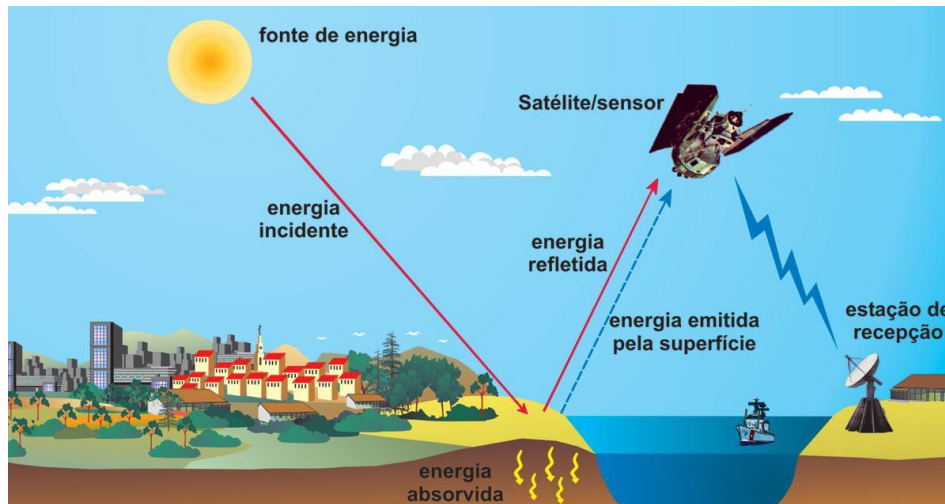
Houve uma evolução paralela do Geoprocessamento com significativos melhoramentos dos *softwares* de Processamento de Imagens (SIGs), e da informática, principalmente dos *hardwares*, capacidade de armazenamento e velocidade dos processadores, bem como a modernização dos sensores remotos, que produzem dados com melhores resoluções espacial, espectral, radiométrica e temporal, permitindo mapear, medir e estudar uma variedade de fenômenos geográficos e ambientais com maior rapidez e precisão (FLORENZANO, 2012).

Segundo Câmara (1995), devido a ampla gama de aplicações de um SIG, a depender do objetivo do trabalho a ser realizado, destacam-se pelo menos três possibilidades de aplicação, como: ferramenta para produção de mapas; suporte para análise de fenômenos espaciais; e banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e tratamento de informação espacial.

Dentre as geotecnologias mais aplicadas aos estudos geomorfológicos destacam-se, o SR (imagens de satélite, radar), GPS e os SIGs (*software*, *hardware*, dados, usuários e metodologias de análise).

O SR baseia-se na aquisição de informações através de sensores que captam a energia eletromagnética irradiada ou refletida por um objeto. A energia emitida ou refletida por objetos da superfície física da terra é transmitida aos sensores em forma de ondas eletromagnéticas (Figura 15). A informação recebida pelo sensor pode ser codificada em termos de frequência, intensidade e polarização da onda (CÂMARA; DAVIS, 2001; FLORENZANO, 2007).

Figura – 15: Processo de obtenção de imagens por Sensoriamento Remoto.



Fonte: Florenzano (2007).

A origem do SR remonta aos anos 1960, como primeiro estágio, com uso de fotografias aéreas. Na década seguinte com o lançamento do satélite da série Tiros, foram realizados os primeiros registros sistemáticos de imagens da Terra. As primeiras aplicações do SR foram realizadas por militares, e utilizadas para reconhecimento da área de combate inimigo. O modo de aquisição evoluiu bastante desde câmeras fixadas ao peito de pombos-correio, sendo substituídos por balões não tripulados e posteriormente acoplados a aviões (FIGUEIREDO, 2005; FLORENZANO, 2007).

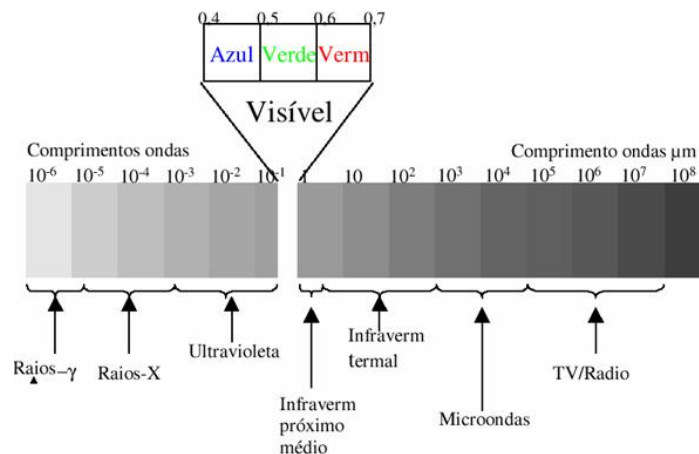
No início da década de 1970, a implantação de projeto RADAM (Projeto Radar da Amazônia) impulsionou, devido à necessidade da realização dos levantamentos dos recursos naturais e potencialidades econômicas em áreas até então inexploradas, o uso dessas técnicas. O custo relativamente menor que outros métodos convencionais foi fator relevante para implementação do projeto, que proporcionou treinamento e especialização de vários técnicos no Brasil, culminando na produção de uma base cartográfica de melhor qualidade (JACINTHO, 2003; ROSA, 2005).

Três propriedades básicas dos sensores são citadas por Câmara (2005) e Figueiredo (2005), a resolução espacial que refere-se a capacidade de distinguir os objetos imageados, quanto maior a resolução maior o poder de distinção, ou seja, em uma imagem refere-se ao tamanho do pixel; a resolução espectral refere-se a quantidades e largura espectral das bandas, estes elementos definem a capacidade do sensores quanto ao discernimento dos objetos; a resolução temporal indica a intervalo de tempo gasto para coleta de informações de um mesmo lugar.

As imagens de satélites são coletadas por sensores que podem ser ativos ou passivos. Os sensores ativos são do tipo radar, e produzem energia na região do Microondas, e operam

durante o dia e a noite e em condições meteorológicas adversas (cobertura de nuvens), já os sensores passivos ou sensores ópticos, necessitam da luz solar e boas condições de tempo para captar e armazenar as ondas eletromagnéticas emitidas pelos alvos. Esses sensores operam em diferentes faixas do espectro eletromagnético (Figura 16), e há também os sensores multiespectrais, ou seja, captam diferentes regiões do espectro (FLORENZANO, 2007).

Figura – 16: Faixas do Espectro Eletromagnético.



Fonte: Figueiredo (2005).

O comportamento espectral dos alvos varia de acordo com a resposta da radiação solar incidente na superfície terrestre captada por sensores passivos, enquanto que nos sensores ativos é captada radiação emitida pelos sensores. A composição físico-química dos objetos ou feições terrestres emitem diferentes comprimentos de ondas do espectro eletromagnético devido suas composições.

De acordo com Florenzano (2012), cada vez mais o SR e os SIGs são utilizados como subsídios às análises geomorfológicas, campo de estudo das geociências e geografia física, permitindo a detecção e o monitoramento de furacões, deslizamentos, inundações, queimadas, desmatamentos e a previsão do tempo, a partir de imagens de satélites, além da elaboração de mapas temáticos (geologia, geomorfologia, uso da terra, dentre outros).

No mapeamento geomorfológico o geoprocessamento e SR tem auxiliado nas interpretações das formas do relevo. No trabalho realizado por Carvalho e Latrubesse (2004), na bacia do rio Araguaia, advogam que, para análises macrogeomorfológicas em grandes bacias hidrográficas, os resultados se mostraram satisfatórios em áreas com declividades acentuadas, enquanto que na determinação em áreas planas apresentou falhas, e alertam aos pesquisadores atenção à essas distorções nos produtos derivados da imagem de radar *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

O Modelo Digital de Elevação é extraído dos dados SRTM, e tem possibilitado a produção de dados com mais rapidez e maior precisão. Os principais produtos gerados a partir

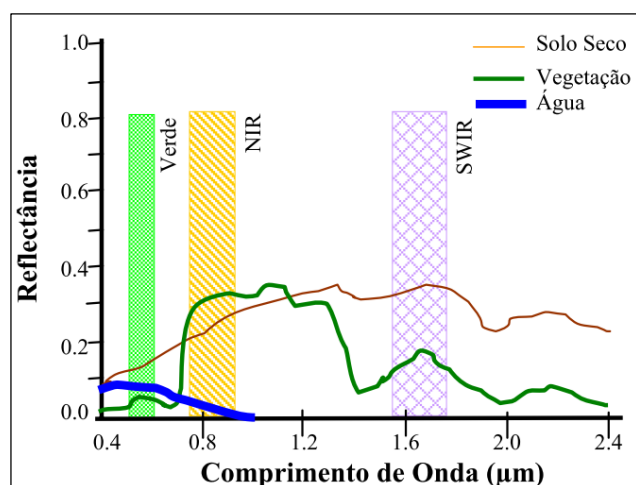
desses dados que complementam a análise geomorfológica são mapas hipsométricos, formas de relevo, declividade e relevo sombreado (GROHMANN *et al.*, 2008).

Na região do Vão do Paranã no Estado de Goiás, Carvalho e Zucchi (2009) puderam mensurar alguns parâmetros morfométricos de quatro lagoas por meio das técnicas de SR de imagens de alta resolução *QuickBird*, e dados topográficos como hipsometria, declividade e perfis topográficos, que permitiram inferir que a qualidade da água e sedimentos lacustres, bem como a dinâmica de comunidades de algas e macrófitas, estão mais relacionadas com as configurações geomorfológicas e do solo, que com o tipo de uso da terra.

Morais *et al.* (2005) realizaram a análise morfométrica de 20 lagos com uso de geotecnologias, dados primários como área (A), perímetro (P), comprimento máximo (Cmax) e largura máxima (Lmax), foram aferidos através da interpretação de imagens de satélite Landsat 7 ETM +, utilizando o *software* SPRING, concluindo que os lagos da Planície do Araguaia diferenciam-se quanto aos seus aspectos fisiográficos devido a sua gênese geomorfológica.

A água possui comportamento espectral com grande diferença e complexidade em relação aos demais alvos (Figura 17), pois a energia por ela refletida é consideravelmente menor (MOREIRA, 2011). A característica mais notável é que a quantidade mínima de absorção e espalhamento da luz incidente na coluna d'água (portanto, a melhor transmissão) ocorre na região do comprimento de onda do azul (400 a 500 nm), com o valor mínimo localizado em aproximadamente entre 460 e 480 nm (FLORENZANO, 2007).

Figura – 17: Comportamento espectral de alguns alvos.



Fonte: Polidorio *et al.* (2004).

Segundo Meneses e Almeida (2012), a razão de bandas é uma operação aritmética, que permite distinguir sutis variações de reflectância de alvos específicos em uma cena, como um tipo de litologia, solo, ou tipos de vegetação. A partir dessa operação, busca-se realçar a

diferença espectral de alvos específicos na cena, através da seleção correta das bandas do sensor pelo pesquisador.

Por meio de dados de sensores remotos, França (2005) buscou avaliar o efeito da dinâmica sazonal do nível d'água do rio Amazonas, sobre a caracterização morfológica dos sistemas lacustres. Os resultados obtidos utilizando imagens JERS-1/SAR e MOD09/TERRA, correspondentes aos períodos de cheia e de vazante do rio Amazonas, mostraram que a porção ocupada pelos sistemas lacustres na área de estudo no período de cheia é 4% menor que na vazante, e que houve uma redução no total de lagos da época de vazante para a de cheia.

Com o objetivo de estimar as áreas do espelho d'água, bem como seu volume, em suas diversas fases, nos últimos 21.000 anos para o lago Caçó – MA, Amorim *et al.* (2007), a partir do levantamento batimétrico, fizeram uso das ferramentas de SR e geoprocessamento, para definir as curvas de variação do volume e da área úmida, e concluíram que o aumento e redução no espelho d'água e do volume dos lagos foi consequência das mudanças climáticas, ressaltando a importância dessas técnicas para estudos dessa natureza.

Cinquini e Azevedo (2012), através da extração dos atributos do Índice de Diferença Normalizada de Água (NDWI), puderam observar as mudanças hidrológicas em diferentes períodos de precipitação em uma bacia no município de Corumbá. A aplicação do NDWI fornece parâmetros capazes de realçar as áreas alagadas, contribuindo para o entendimento da dinâmica hidrológica da paisagem.

Além da batimetria tradicional outras técnicas têm sido desenvolvidas para estimar profundidade, como as realizadas através de imagens de satélite. Segundo Ribeiro *et al.* (2008), levantamentos batimétricos a partir de imagens IKONOS II, fornecem resultados que atendem as especificações técnicas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), daí concluíram que as profundidades estimadas podem ser utilizadas na confecção/atualização de cartas náuticas de Ordem 1 (profundidades menores que 100 metros), em profundidades entre 0,80 e 3,0 m.

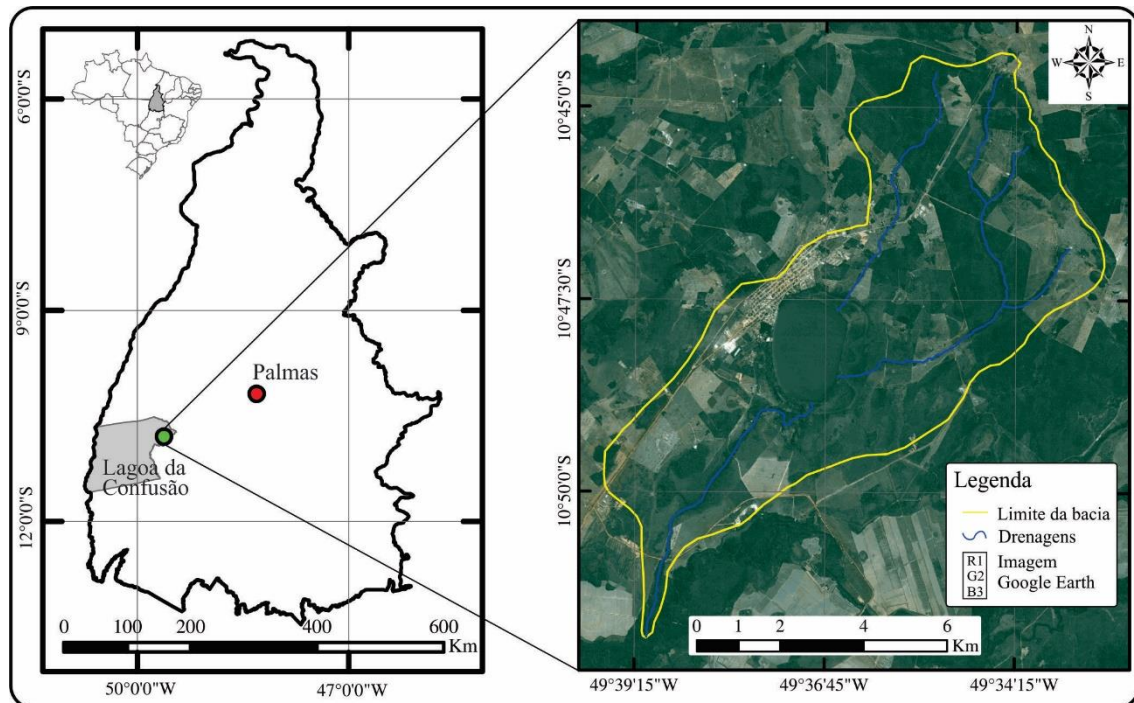
Foerstnow e Menezes (2011) utilizaram diferentes bandas do Landsat 7 ETM+ para extrair a batimetria através do Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI), ao final as profundidades estimadas pelo NDWI e a batimetria levantada por ecossondas foram comparadas, e os autores inferiram que a aplicação do Sensoriamento Remoto pode ajudar na atualização de dados batimétricos preliminares, no entanto esta técnica ainda requer testes para comprovar sua acurácia.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada a 205 km da capital Palmas, no município de Lagoa da Confusão – TO, nas coordenadas 10° 48' 08" de latitude sul e 49° 36' 59" de longitude oeste, na porção centro-oeste do Estado do Tocantins (Figura 18). A sede do município fica às margens da lagoa homônima e está inserida na bacia do córrego Barreiro, afluente do rio Urubu. A lagoa possui área de aproximadamente 3,5 km², e seu perímetro é de 7,1 km. O município possui população de 10.210 habitantes de acordo com o censo 2010 (IBGE, 2013).

Figura – 18: Mapa de localização da Lagoa da Confusão.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 Clima

O Estado do Tocantins está situado na porção central do Brasil, o clima é predominantemente tropical, onde a Massa Tropical Atlântica é o sistema atmosférico mais atuante, porém, também sofre influência da Massa Equatorial Continental, e com menor expressividade da Massa Polar Atlântica (SOUZA, 2011).

A regionalização climática do Estado do Tocantins foi realizada adotando-se o método de Thornthwaite, e a área estudada está enquadrada como clima do tipo B2rA'a', apresentando clima úmido com pequena ou nula deficiência hídrica no verão entre os meses de outubro e abril com precipitação média anual de 1.750 mm, com duas estações bem definidas, uma seca no período entre maio e outubro, e outra chuvosa entre os meses de novembro e abril, a temperatura média anual é de 28° C (MARTINS *et al.*, 2002; SEPLAN, 2008).

3.3 Vegetação

O Brasil apresenta ampla diversidade paisagística e ecológica das zonas dos trópicos. Ab'Sáber (2003), considerando variáveis como clima, solo, relevo, vegetação e ocupação da terra, classificou o território brasileiro em sete domínios morfoclimáticos, sendo eles: Domínio Amazônico, dos Cerrados, dos Mares de Morro, da Caatinga, das Pradarias, das Araucárias e as zonas de transição.

O domínio morfoclimático do Cerrado é o segundo maior do Brasil e ocupa 21% do seu território, perdendo em área somente para o Amazônico, e predomina na região central do país nos estados de Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Tocantins e Distrito Federal, além do norte de São Paulo, na porção ocidental da Bahia e Minas Gerais, e ainda no sul dos estados do Pará e Maranhão (KLINK; MACHADO, 2005).

A classificação das fitofisionomias do domínio do Cerrado realizada por Ribeiro e Walter (1998) tem sido bastante utilizada por pesquisadores, pois, permite a hierarquização do mapeamento em escalas regional, de detalhe e de semidetalhe. De acordo com esses autores o Cerrado pode ser dividido em três tipos de formação: Formações florestais, savânicas e campestres (Quadro 3).

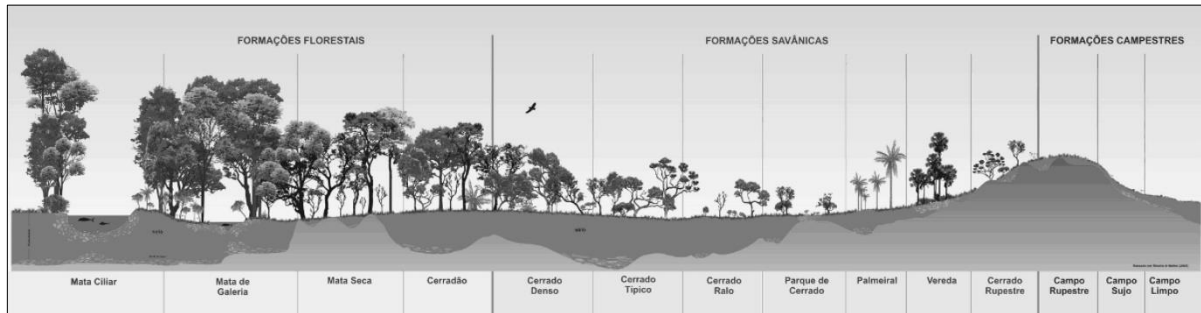
Quadro – 3: Classificação das fitofisionomias do Cerrado.

AUTOR	CLASSIFICAÇÃO	
Ribeiro e Walter (1998)	Formações florestais	Mata Ciliar
		Mata Galeria
		Cerradão
		Mata Seca
	Formações savânicas	Cerrado Sentido Restrito
		Parque de Cerrado
		Palmeiral
		Vereda
	Formações campestres	Campo Sujo
		Campo Limpo
		Campo Rupestre

Fonte: Ribeiro e Walter (1998).

De acordo com Martins *et al.* (2006), a região de Lagoa da Confusão apresenta uma variedade de fitofisionomias compondo um mosaico, e está localizada em uma área de ecótonos (zona de transição entre os biomas Cerrado e Floresta Amazônica), considerada de grande importância para biodiversidade. Este mosaico é composto por Formações florestais (Mata Ciliar, Mata Galeria, Cerradão e Mata Seca), savânicas (Cerrado Sentido Restrito) e campestres (Campo Limpo e Campo Sujo). Na figura 19 pode-se observar a distribuição dessas fitofisionomias.

Figura – 19: Distribuição das fitofisionomias do Cerrado.



Fonte: Adaptado de Ribeiro e Walter (1998).

As formações savânicas com Cerrado Sentido Restrito ocorrem em depressões interplanálticas com altitudes entre 200 e 400 m, com presença de estratos arbóreos e arbustivo-herbáceo definidos, com as árvores dispostas aleatoriamente em diferentes densidades. As principais características são árvores baixas, inclinadas, tortuosas com ramificações irregulares e retorcidas, essa fitofisionomia pode ser subdividida ainda em: Cerrado Denso, Cerrado Ralo e Cerrado Rupestre (RIBEIRO; WALTER, 1998; MARTINS, 2004).

As áreas de várzeas são ocupadas por formações campestres com campo sujo e campo limpo, conhecidos regionalmente como “varjão limpo” e “varjão sujo”. O varjão limpo é composto predominantemente por vegetação herbácea, com raros arbustos e ausência completa de árvores, enquanto o varjão sujo é uma fitofisionomia exclusivamente herbáceo-arbustivo, com arbustos e subarbustos esparsos, e pode ocorrer com árvores agrupadas em pequenas elevações conhecidas como murundus ou monchões, ambos podem ocorrer em áreas planas com inundações periódicas na área de estudo (FERREIRA, 2003; MARTINS, 2004).

As formações florestais que ocorrem nestas áreas são, o Cerradão que apresenta espécies do cerrado sentido restrito e de mata, com estrato arbóreo variando de oito a quinze metros de altura. Já a Mata Galeria e Mata Ciliar entende-se por vegetação de grande porte que acompanham os rios (RIBEIRO; WALTER, 1998; FERREIRA, 2003). A Mata Galeria está presente em todas as drenagens da bacia do córrego Barreiro, que são de pequeno porte e tem seus cursos d’água encobertos pelas copas das árvores, enquanto que a mata ciliar cobre as margens do rio Urubu. Oliveira (2014) aponta que apesar das faixas de vegetação que margeiam os rios serem consideradas áreas de preservação, estas não se encontram preservadas, tendo sido suprimidas em alguns trechos.

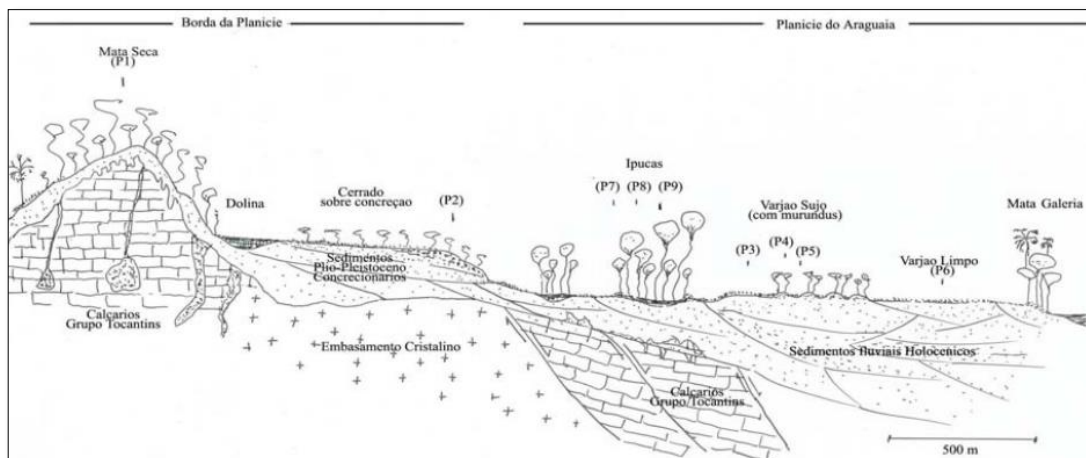
Sobre os afloramentos calcários, Martins *et al.* (2006) e Pontalti (2010) mencionaram a presença de vegetação do tipo mata seca nas proximidades da Lagoa da Confusão. Essa fitofisionomia se caracteriza pela deciduidade anual, estrato superior e por possuir árvores de

médio a grande porte (até 30 m), estando diretamente relacionada com os afloramentos calcários do Grupo Tocantins (MARTINS *et al.*, 2006).

Também fazem parte das Formações Florestais as *ipucas*, que diversos autores as destacam como as mais marcantes e peculiares feições da Depressão do Médio Araguaia. Nas paisagens ainda preservadas estas feições são descritas como fragmentos florestais em meio aos varjões sujo e limpo, em áreas ligeiramente deprimidas com forma de dolina, no entanto são observadas várias dessas feições em meio às plantações (MARTINS *et al.*, 2002; MARTINS, 2004; MARTINS *et al.*, 2006).

Os aspectos florísticos são semelhantes aos das florestas inundadas da Amazônia, sendo classificadas como “Florestas Estacionais Semidecíduais Aluviais” (MARTINS *et al.*, 2002). Em sua composição predominam *Callophyllum brasiliense* (landi) e *Vochysia sp.* (canjerana). Martins *et al.* (2006) demonstram a distribuição da vegetação desta área em uma toposequência (Figura 20).

Figura – 20: Toposequência com a distribuição vegetacional e geoambiental da Lagoa da Confusão.



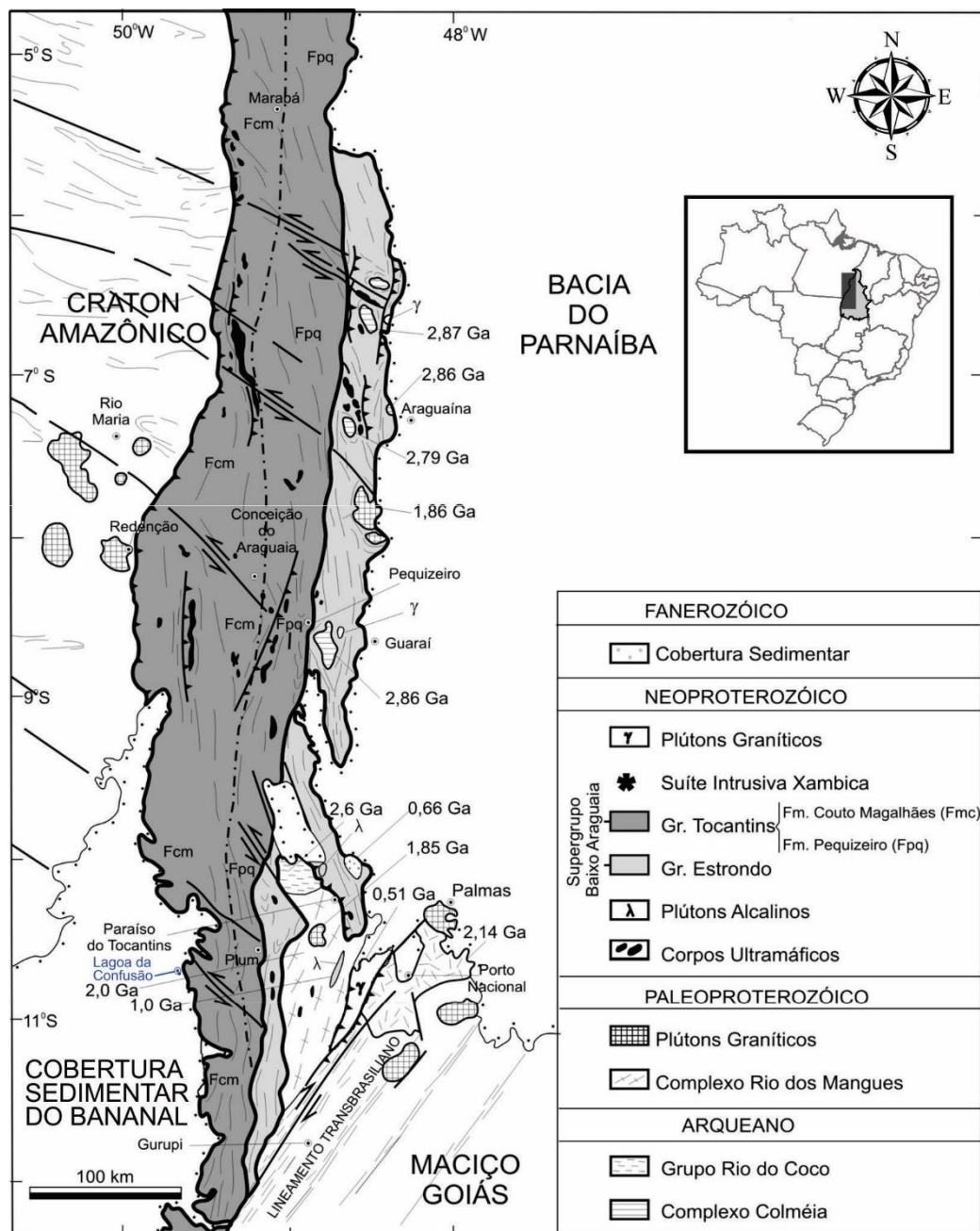
Fonte: Martins *et al.* (2006).

3.4 Geologia

No tocante à Geologia, Brasil (1981) aponta a escassez de bons afloramentos como um problema enfrentado por pesquisadores que se dedicam aos estudos geológicos nesta região. Os relatórios do Projeto RADAMBRASIL ainda são uma das principais referências, no entanto, os mapas gerados são em escala reduzidas, e proporcionam informações pouco detalhadas. Há também, disponíveis no banco de dados geológicos do CPRM cartas geológicas do Brasil ao milionésimo, que além dos dados estratigráficos, traz mais detalhes sobre os lineamentos e falhas. Mais recentemente, Stropper *et al.* (2014) publicaram a carta Santa Terezinha na escala de 1:250.000, fornecendo maiores detalhes sobre a área.

O Cinturão Araguaia, uma unidade geotectônica do Neoproterozóico pertencente à Província Estrutural do Tocantins, que está situada entre os crátons Amazônico (a oeste) e São Francisco (a sudeste), formada durante a Orogênese Brasileira, ocupa a maior parte oeste do Estado do Tocantins (MOURA; GAUDETTE, 1993; PINHEIRO *et al.*, 2011). Estende-se submeridianamente na direção N-S, com extensão aproximada de 1200 km (da porção norte de Goiás até o sudeste do Pará), podendo alcançar até 150 km de largura na altura da cidade de Conceição do Araguaia – PA (Figura 21). Nas porções mais deprimidas o Cinturão Araguaia é recoberto por sedimentos fanerozóicos (BRASIL, 1981; MELO, 2006).

Figura – 21: Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia e unidades do embasamento.



Fonte: Adaptado de Villas *et al.* (2007); Gorayeb (2011).

Gorayeb (2011) ressalta imprecisões em sua idade de formação (1,0 Ga, obtida por datações de zircão de rochas alcalinas), datações mais recentes, realizadas por Alvarenga *et al.* (2000), indicam idades de cerca de 0,55Ga.

Pinheiro *et al.* (2011) buscando identificar a proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd em metapelitos (ardósias, filitos, micaxistos) dos grupos Estrondo e Tocantins, apresentaram distribuição bimodal com maior frequência de idades entre 2,1 e 1,4 Ga, indicando que as possíveis áreas fonte para as rochas do Cinturão Araguaia seriam o Cráton São Francisco, o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás.

Esta unidade é composta por uma sucessão de rochas metassedimentares, que varia de leste para oeste, com predomínio de rochas metapelíticas e metapsamíticas, com menores contribuições de rochas carbonáticas e magmáticas, que foram reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia por Abreu (1978) e apresenta maior expressão areal litoestratigráfica representada pelos grupos Estrondo (base) e Tocantins (topo), sendo que neste segundo está localizada a área estudada (LAMARÃO; KOTSCHOUBEY, 1996; ARCANJO; MOURA, 2000).

3.4.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins ocupa as porções central e ocidental do Cinturão Araguaia, apresenta rochas com baixo grau de metamorfismo, e é composto pela Formação Pequizeiro, que se constitui predominantemente por clorita-moscovita xistos com intercalações de filitos, quartzitos e xistos carbonáticos, e pela Formação Couto Magalhães (topo), composta por ardósias, filitos, quartzitos, metarenitos, metarcósios e metacalcários, além da ocorrência de sedimentos quaternários como depósitos aluvionares arenosos e argilosos consolidados e inconsolidados (BRASIL, 1981; CPRM, 2004; GORAYEB, 2011).

Os afloramentos de calcário do Grupo Tocantins podem ser notados nas proximidades de Formoso do Araguaia e Lagoa da Confusão, na forma de lentes descontínuas (BRASIL, 1981). Nas proximidades da Lagoa da Confusão, pode-se observar pelo menos três morrotes de calcário, que possuem altura média de 30 metros e se encontram intensamente lapiezados. Este litotipo chega a alcançar 50 m de espessura e varia de bastante puro, com coloração esbranquiçada e granulação média, a bastante impuro, quando o calcário mostra coloração cinza-esbranquiçada, contendo cristais de calcita (VILLAS *et al.*, 2007).

Nesta área nota-se a formação de extensas coberturas detrito-lateríticas geradas pela continuidade da erosão e da lixiviação, seguidas da laterização sob os solos no período Terciário, com oscilação do nível do lençol freático (MARTINS, 2004). Segundo Valente

(2007), essas crostas lateríticas e as expressões dos elementos lineares do relevo apresentam-se como um controle estrutural na Bacia Sedimentar do Bananal.

3.4.3 Cobertura Sedimentar do Bananal

A Formação Bananal é composta por sedimentos consolidados e inconsolidados (areia, silte e argila) e crostas lateríticas, bem como aluviões areno-argilosos inconsolidados, cascalho, areia, silte e argila na calha dos principais rios. Esta formação surgiu na era Cenozoica, no período Quaternário, Épocas Pleistoceno e Holoceno. Possui a seguinte classificação estratigráfica: Cobertura Sedimentar do Bananal, abrangendo a maior parte da Planície do Bananal (Holoceno Aluvionar), ocorrendo ao longo dos rios Araguaia, Riozinho e Javaés (MARTINS, 2004). Representada por sedimentos pleistocênicos, a Formação Araguaia apresenta-se mais expressiva na Planície do Bananal, onde provavelmente alcance espessuras entre 170 e 300 m (Figura 21).

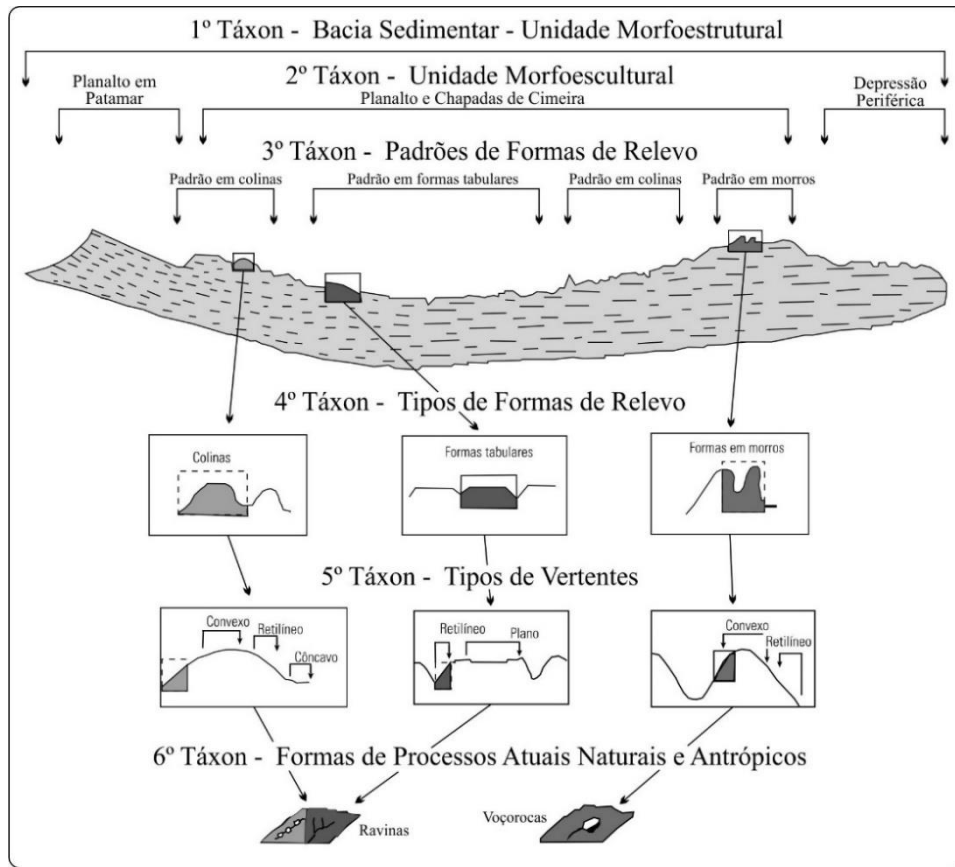
3.5 Geomorfologia

O Brasil é um país que possui dimensões continentais e uma variedade de ambientes geomorfológicos distintos. Azevedo (1949) realizou uma classificação inicial do relevo brasileiro de acordo com a variação das cotas altimétricas, estabelecendo os planaltos e as planícies, totalizando 8 unidades geomorfológicas. Posteriormente, Ab'Sáber (1967) propõe outra classificação, levando em consideração a ação do clima nos diferentes tipos de rochas, juntamente com a influência interna da Terra, representada pelo tectonismo. Nessa classificação, o número de unidades geomorfológicas passou de oito para dez, sendo sete planaltos e três planícies (ROSS, 1985).

Quando o tema é evolução geomorfológica do relevo brasileiro, um trabalho de sistematização que se destaca até os dias atuais foi escrito por Lester King (1956), que identificou, fase a fase, cinco ciclos geomorfológicos (Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu) da porção oriental do Brasil, correlacionando-os com as paisagens do continente africano. No entanto, King não fez observações nas atuais dependências do estado do Tocantins, sendo o trabalho de Braun (1971), a melhor aproximação de leitura do relevo tocantinense à luz da abordagem feita por King (1956).

Ross (1992), reunindo os critérios de Azevedo e Ab'Sáber, realizou a mais recente proposta de mapeamento para o relevo brasileiro, levando em conta os critérios geomorfoclimáticos e geomorfológicos, dividindo em seis níveis taxonômicos (Figura 22).

Figura – 22: Proposta taxonômica para o Brasil segundo Ross (1992).



Fonte: Ross (1992).

Segundo Braun (1971), para caracterizar os grandes ciclos geomórficos, e posicionamento estratigráfico das coberturas colúvio-aluviais e eluviais, necessária se faz a relação da geomorfogenia com a estratigrafia. Para o autor, King apresenta muitos equívocos e inferências passíveis de correção e atualização, devido à qualidade dos materiais cartográficos e informações estratigráficas utilizados à época. Numa tentativa de atualização das interpretações de King, Braun (1971) constatou que algumas localidades descritas pertencentes ao ciclo Gondwana são mais novas que o Cretáceo Médio.

Amplas áreas planas do ciclo Sul-Americano desenvolveram no Brasil central, condicionadas aos talwegues das principais drenagens, e encontram-se cobertas, às vezes, por uma capa espessa, composta por detritos aluviais, como cascalhos, areias e argilas, que pode ser verificada nas planícies dos rios Tocantins e Araguaia, onde são encontrados lateritas que capeiam solos rasos (BRAUN, 1971). No interflúvio Araguaia-Tocantins-Xingu (ciclo Velhas) ocorre um rebaixamento das planícies a um nível inferior, desenvolvendo um relevo suave. O ciclo Paraguaçu corresponde ao ciclo mais jovem, e condiciona alguns aspectos das planícies aluviais mais baixas do Brasil central, a Ilha do Bananal representa o aluvionamento deste ciclo (BRAUN, 1971).

Um marco na abordagem geomorfológica brasileira, o Projeto RADAMBRASIL realizou o mapeamento de toda sua extensão territorial, sendo gerados relatórios e documentos cartográficos, voltados à ideia de se obter um panorama geral das formas de relevo do Brasil. Quase todo o relevo do território brasileiro tem formação antiga, e resulta principalmente da sucessão de ciclos climáticos e da ação das formas internas da Terra (BRASIL, 1981).

Valadão (1996) elenca alguns fatores importantes, no âmbito do projeto RADAMBRASIL, quando foram introduzidas novas técnicas de Sensoriamento Remoto, e publicação de cartas topográficas com escala de 1:250.000 pelo IBGE, oferecendo significativas melhoras nas interpretações das formas do relevo, e salienta ainda que a intensificação dos mapeamentos geológicos melhorou o entendimento dos fenômenos geológicos em todo o planeta.

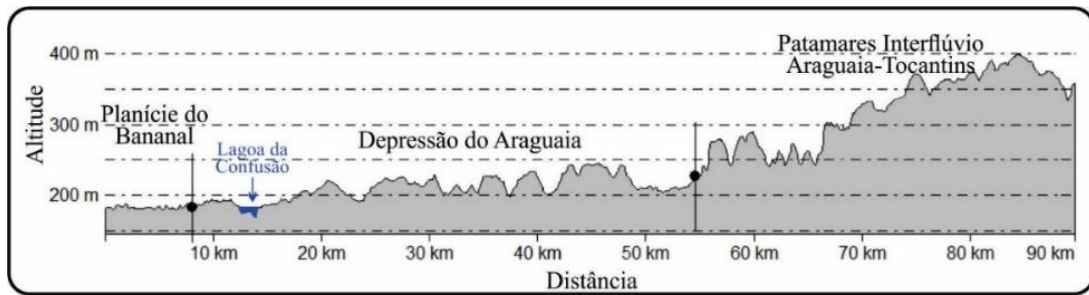
Ross (1992) propõe uma classificação taxonômica para compartimentação do relevo brasileiro, que juntamente com o manual técnico do IBGE (2009) vem norteando o mapeamento geomorfológico do Brasil. De acordo com estes autores, os dois primeiros táxons referem-se a conjunturas estáveis, produtos das ações dinâmicas dos processos endógenos e exógenos, constituindo as conhecidas unidades morfoestruturais e morfoesculturais.

Devido ao tamanho reduzido da área estudada, a caracterização taxonômica para os dois primeiros níveis foi regionalizada, sendo identificadas duas unidades morfoestruturais para o primeiro nível, o Cinturão Móvel Neoproterozóico, composto por rochas dos grupos Estrondo e Tocantins a leste, onde encontram-se as cabeceiras das drenagens da bacia do rio Urubu, e os Depósitos Sedimentares Quaternários, que inclui aluviões holocênicos, coberturas detrítico-laterítica, terraços pleistocênicos e Formação Bananal (IBGE, 2009).

O segundo nível refere-se às unidades morfoesculturais, sendo representadas por três tipos de relevo, os planaltos, as planícies e as depressões. De acordo com Ross (1992), essas unidades estão contidas nas unidades morfoestruturais e não têm relação genética com as características climática atuais. De leste para oeste, as unidades morfoesculturais, identificadas com base em Brasil (1981), foram os Patamares do Interflúvio Araguaia-Tocantins, a Depressão do Araguaia e a Planície do Bananal (Figura 23).

Os Patamares Interflúvio Araguaia-Tocantins (Formas de Dissecação), correspondem às maiores altitudes que variam de 350 a 400 metros do Grupo Estrondo, que apresenta forma alongada no eixo norte-sul, enquanto que a Depressão do Araguaia (Formas de Acumulação) apresenta níveis altimétricos entre 200 e 350 metros e circunda toda a Planície do Bananal (BRASIL, 1981; MARTINS, 2004) (Figura 23).

Figura – 23: Perfil das unidades morfoesculturais da área de estudo segundo Brasil (1981).



Fonte: Elaborado pelo autor. Gerado a partir de dados SRTM.

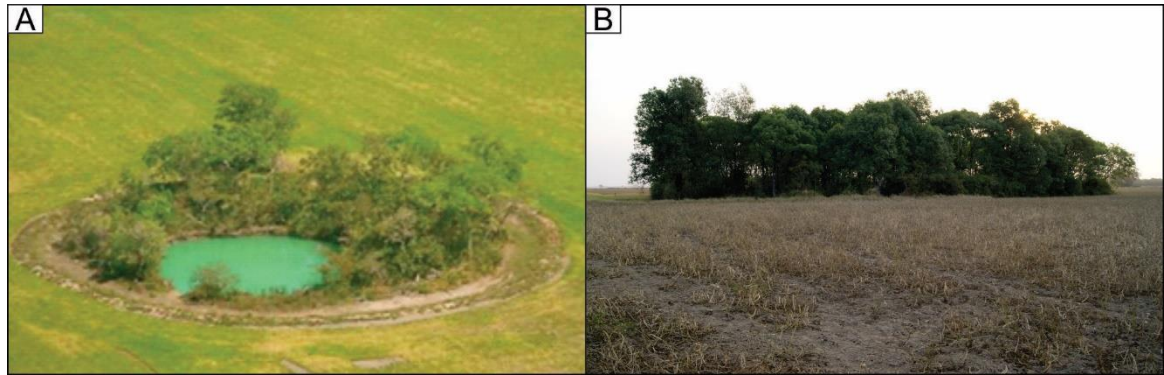
Essas unidades apresentam formas tabulares, relevos de topo convexo, com diferentes ordens de grandeza e aprofundamento da drenagem, separados por vales de fundo plano. O córrego Barreiro é afluente do rio Urubu, que por sua vez tem suas nascentes nos Patamares do Interflúvio Araguaia-Tocantins, suas drenagens escorrem pela Depressão do Araguaia até a Planície do Bananal, onde deságuam no rio Formoso (BRASIL, 1981; MARTINS, 2004). Valente (2007) aponta a atividade neotectônica associada ao clima como principais fatores que influenciaram na evolução dos sistemas de assoreamento e desnudação, responsáveis pela formação das unidades geomorfológicas encontradas na área de estudo.

Situada na Depressão Médio Araguaia, a Planície do Bananal (formas de acumulação) é uma extensa área com baixas declividades e está entre as cotas 180 e 200 m. A oeste, esta unidade faz contato com o Planalto dos Parecis e interpenetra os relevos residuais do Planalto Dissecado do Sul do Pará e a leste com os Patamares do Interflúvio do Araguaia-Tocantins (BRASIL, 1981; MARTINS, 2004).

A Ilha do Bananal é considerada a maior ilha fluvial do mundo (VIEIRA, 2002), e devido sua expressividade areal dentro da planície, deu nome à essa unidade (BRASIL, 1981). A geomorfologia do ambiente hidromórfico da Planície do Bananal é caracterizada por topografia plana no interior da Ilha do Bananal e áreas limítrofes, com baixas altitudes. O nível do lençol freático é elevado, devido a composição dos solos hidromórficos da região. Trata-se de uma planície fluviolacustre, com inúmeras lagoas e canais intermitentes, com padrão de drenagem anastomosado, sujeitos a inundações na estação chuvosa (MARTINS *et al.*, 2002; MARTINS *et al.*, 2005; GORAYEB, 2011; SANTOS, 2012).

Localmente, Pontalti (2010) aponta feições características de regiões cársticas como morrotes de calcários, cavernas, sumidouros, lagoas e as *ipucas*, tais constatações o levaram a classificar essa área com um *poljé*. As *ipucas*, as mais marcantes feições desta área, são depressões fechadas rebaixadas em relação a planície cerca de 0,40 a 1,20 m. Segundo Martins *et al.* (2006), na fazenda Água Verde foi constatada uma dolina gerada pelo colapso de uma *ipuca*, formando um pequeno lago perene (Figura 24).

Figura – 24: *Ipuca* colapsada na fazenda Água Verde (A), *ipuca* em meio a plantação (B).



Fonte: (A) Martins *et al.* (2006), (B) foto do autor.

Santos (2012) realizou o mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Lago Verde, nas proximidades da bacia do córrego Barreiro, seguindo os critérios taxonômicos do IBGE (2009), definindo três modelados do relevo: relevo de agradação e/ou acumulação composto localmente por planície fluvial, planos de inundação, planície fluviolacustre, nas áreas nas cotas mais baixas; relevo de aplainamento (pediplano retocado desnudado); e relevo de dissecação com superfície dissecada tabular (BRASIL, 1981; SANTOS, 2012).

Outros trabalhos foram realizados na região utilizando técnicas de análise polínica e datação de sedimentos por C^{14} . Analisando sedimentos coletados no interior da Lagoa da Confusão, Behling (2002) inferiu que a mesma, em alguns períodos, tenha sido intermitente, constatado pela ausência de pólenes conservados em amostras a uma profundidade de 0,53 m, por se tratar de um hiato sedimentar correspondente aos períodos glacial e glacial tardio (final do Pleistoceno), que sugere um período de escassez hídrica durante o último período glacial.

Mais recentemente, Mendes *et al.*, (2015), buscando identificar as mudanças vegetacionais através da caracterização dos pólenes presentes em amostras coletadas em um lago na planície de inundação da Ilha do Bananal, concluíram que para o último milênio a presença de uma floresta pode indicar clima úmido. Estes autores inferiram também que, num segundo período (770-340 anos AP), um déficit de pluviosidade por longos períodos que, segundo os mesmos, ocasionou o isolamento do lago por eles estudado.

3.6 Solos

Os solos predominantes nessa região são Plintossolos e Gleissolos. Os Plintossolos apresentam horizonte plíntico ou concrecionário compostos de areia, silte e argila, e são encontrados em áreas sazonalmente inundadas, e predominam em quase toda a bacia do córrego Barreiro (MARTINS *et al.*, 2006; SEPLAN, 2008).

Os Gleissolos são solos hidromórficos que compreendem o horizonte glei até 1,5 m da superfície do solo, com cores acinzentadas, e encontram-se permanentemente ou

periodicamente saturados. Observou-se a presença desses solos na confluência do córrego Barreiro com o rio Urubu, na borda da lagoa e no interior das *ipucas* (MARTINS *et al.*, 2006; EMBRAPA, 2006; SEPLAN, 2008).

3.7 Aspectos históricos do município de Lagoa da Confusão

O município de Lagoa da Confusão tem o início de sua história no ano de 1933, com a chegada da família Rodrigues, da Panta e da Barros, donos de propriedades próximas à lagoa e ao rio Urubu, recebeu esse nome por conta da dificuldade de chegar à lagoa após nas várias tentativas frustradas, talvez por falta de uma referência gerando muitas confusões até obterem sucesso (NOLETO JÚNIOR, 2005; DUTRA, 2007).

No entanto, somente em 1953 com a emancipação de Cristalândia e exploração do minério de calcário, levou a consolidação do povoado à beira da lagoa (IBGE, 2013). O município de Lagoa da Confusão foi estabelecido a partir da criação da lei nº 251 de 20 de fevereiro de 1991, sendo desmembrado do município de Cristalândia, e instalado em 1º de janeiro de 1993 (NOLETO JÚNIOR, 2005; DUTRA, 2007; IBGE, 2013).

O município de Lagoa da Confusão possui um dos maiores PIB (Produto Interno Bruto) do estado e apresenta receitas predominantemente agrícolas, destacando-se no cenário estadual na produção de grãos, principalmente na produção de arroz durante o período chuvoso, e também, no plantio de soja e melancia na época de estiagem. Seus produtos abastecem, principalmente, o mercado interno, tendo como principais destinos a região Nordeste e o estado de Goiás (DUTRA, 2007; IBGE, 2013). A topografia plana e a abundância de recursos hídricos foram os principais fatores que possibilitaram a implantação de grandes projetos de lavoura irrigada na região.

A Lagoa da Confusão, por sua beleza cênica e água limpa, é aproveitada por moradores e turistas. Dentre as atividades turísticas praticadas em Lagoa da Confusão e áreas adjacentes, estão a exploração dos ambientes naturais (cerrado, lagoa ou rios da região e praias), onde são praticadas a pesca esportiva, esportes aquáticos, banhos e *camping* (DUTRA, 2007). Outro atrativo que pode ser explorado pelos visitantes é a Gruta Casa de Pedra. Nos feriados da Semana Santa e Independência do Brasil são celebradas algumas festas tradicionais, quando são recebidos muitos visitantes de cidades vizinhas.

4. METODOLOGIA

Inicialmente foi realizado o levantamento bibliográfico para embasamento teórico sobre os temas pertinentes à pesquisa, por meio da consulta de livros, teses, dissertações e artigos científicos. Logo após, foi realizada uma visita de campo para reconhecimento e delimitação da área a ser estudada. Também foi elaborada a base cartográfica para auxiliar os trabalhos de campo e interpretação dos resultados.

Alguns equipamentos foram utilizados em todas as etapas dos levantamentos de campo: 1) *Global Position System (GPS)*, modelo *Garmin Etrex Legend*. O mesmo serviu para o controle da navegação (velocidade e percurso) durante os levantamentos batimétricos e para marcar os pontos com as coordenadas das SEV's e CE's durante a execução dos ensaios geofísicos e observações de campo; 2) câmera fotográfica para registro dos trabalhos de campo e feições geomorfológicas; 3) prancheta, papel e caneta para anotações, além dos equipamentos de segurança pessoal.

Mapeamento geomorfológico

O mapa geomorfológico foi elaborado segundo a taxonomia proposta por Ross (1992), buscando um nível de detalhe na escala de 1:25.000, através de imagens de satélite, imagens de radar SRTM e coleta de dados em campo. Outra importante fonte consultada para este trabalho foi o Manual Técnico de Geomorfologia publicado pelo IBGE (2009). Tal proposta estabelece seis táxons hierarquizados em sequência da macro para a microescala: unidade morfoestrutural (1º táxon) referente às grandes estruturas geológicas que geram arranjos regionais do relevo; a unidade morfoescultural (2º táxon) constitui-se de grandes unidades do relevo esculpidas pela ação climática e/ou movimentos tectônicos; as unidades morfológicas (3º táxon) constituem o conjunto de formas menores do relevo, formas estas relacionadas às ações climáticas atuais; as formas de degradação e agradação (4º táxon) é composta pelas unidades de padrão de formas semelhante; os tipos de vertentes ou setores de vertentes (5º táxon) podem ser classificadas como convexa, côncava ou retilínea e finalmente o 6º táxon que são as feições formadas por processos geomórficos atuais e antropogênicos (ROSS, 1992; CASSETI, 2005).

A base cartográfica para elaboração do mapa geomorfológico foi organizada e armazenada em um banco de dados. Para tal, foram utilizados alguns Sistema de Informação Geográfica (SIG's), SPRING, QGis e Global Mapper, de modo a aproveitar a melhores funcionalidades de cada um.

Inicialmente foi criado o banco de dados no *software* SPRING com Datum SIRGAS 2000, projeção UTM fuso 22S, onde foram inseridos:

- Carta topográfica Lagoa da Confusão, folha SC.22-Z-A-VI MI 1707 na escala de 1:100.000, produzida pela Divisão de Serviço Geográfico do Exército (DSG);
- Imagem de radar *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) adquirida junto ao projeto TOPODATA;
- Imagem de satélite *RapidEye* no formato GeoTIFF, com resolução espacial de 5 m, data da imagem 20 de agosto de 2008 obtida junto ao site do Ministério do Meio Ambiente;
- Arquivos vetoriais no formato *shapefile* com informações de geologia, geomorfologia, solos e hidrografia obtidos no site da Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública (SEPLAN-TO).

As Unidades Morfoestruturais (1º táxon) foram definidas utilizando a carta geológica Santa Teresinha Folha-SC.22-Z-A na escala de 1:100.000, a mesma foi georreferenciada e recortadas as unidades litoestruturais que estavam dentro da área de estudo.

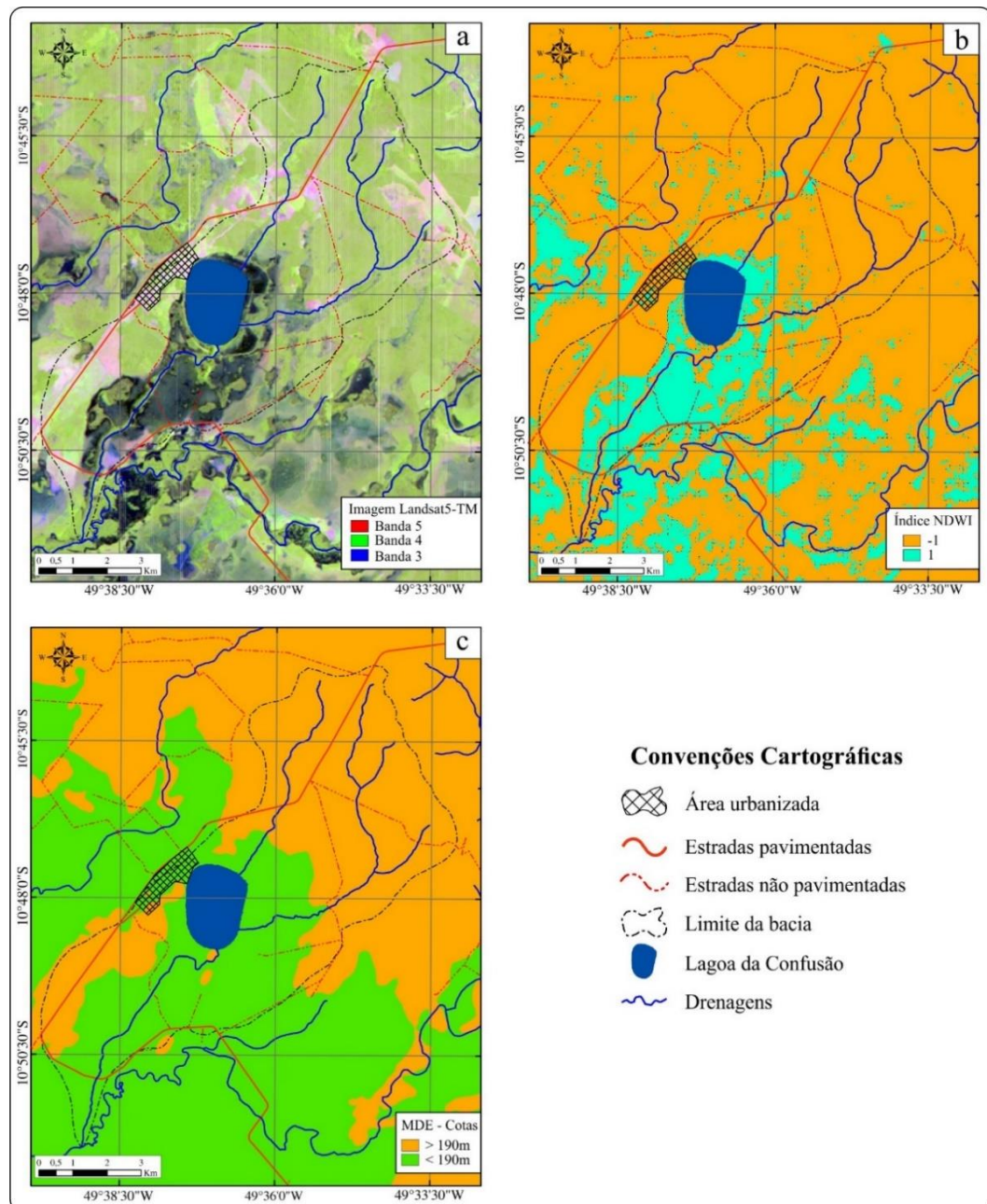
O 2º táxon referente às Unidades Morfoesculturais foi mapeado utilizando-se de arquivos *shapefile* disponibilizados gratuitamente no site da SEPLAN-TO, que também foram recortadas as áreas de interesse deste estudo. Tanto o 1º como o 2º táxon foram descritos seguindo os mapeamentos preexistentes, como os do Projeto RADAMBrasil (BRASIL, 1981).

As informações das unidades morfológicas (3º táxon) também foram disponibilizadas pela SEPLAN-TO em arquivo *shapefile*, no entanto, este dado teve que ser reelaborado para atender a escala proposta para este mapeamento. Para tal, recorreu-se às técnicas de geoprocessamento, utilizando o MDE, gerado através da imagem SRTM, para elaboração dos mapas de hipsometria, para obtenção dos compartimentos altimétricos e de declividade, elaborados segundo a proposta da EMBRAPA (2006), bem como perfis topográficos transversais e longitudinais. Esse conjunto de dados contém informações sobre as variáveis topográficas, imprescindíveis à análise geomorfológica e foram gerados a partir da imagem de radar SRTM e a imagem Landsat-5, que foram processados utilizando-se os *softwares* SPRING 5.3 e QGIS 2.12.1.

Outra técnica utilizada para auxiliar na delimitação das unidades foi o Índice de Diferença Normalizada de Água (NDWI), que permite separar as áreas alagáveis, através do comportamento espectral dos alvos por meio da razão de bandas, utilizando a imagem Landsat-5, sensor TM, Órbita 223/Ponto 67, Data 23/02/1986 (Figura 25a). Esta data justifica-se por apresentar ausências de nuvens comuns para esse período do ano e por ser anterior a implantação de projetos de lavoura irrigada na área, atividades que modificaram a dinâmica hidrológica através do controle do nível d'água. Enfim, por apresentar características físicas pouco alteradas e menor percentual de nebulosidade para este período.

Inicialmente, foram utilizadas as bandas banda 2 (verde) e 4 (infravermelho próximo) para extrair o NDWI, como proposto por Gao (1996), o cálculo com razão entre as bandas 4 (infravermelho próximo) e 5 (infravermelho médio), no entanto, Polidório *et al.* (2004) e Cinquine e Azevedo (2012) realizaram testes utilizando a banda 2 ao invés da 5, e constataram uma melhor resposta na separação da água de outras feições (solo e vegetação). A segunda proposta foi adotada pela presente pesquisa.

Figura – 25: Imagem Landsat - 5 TM R5B4G3 (a), índice NDWI extraído das bandas 4 (infravermelho próximo) e 5 (infravermelho médio) (b) e as áreas com cotas individualizadas de acordo com MDE (c).



Fonte: Elaborado pelo autor.3

Base de dados: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (2015).

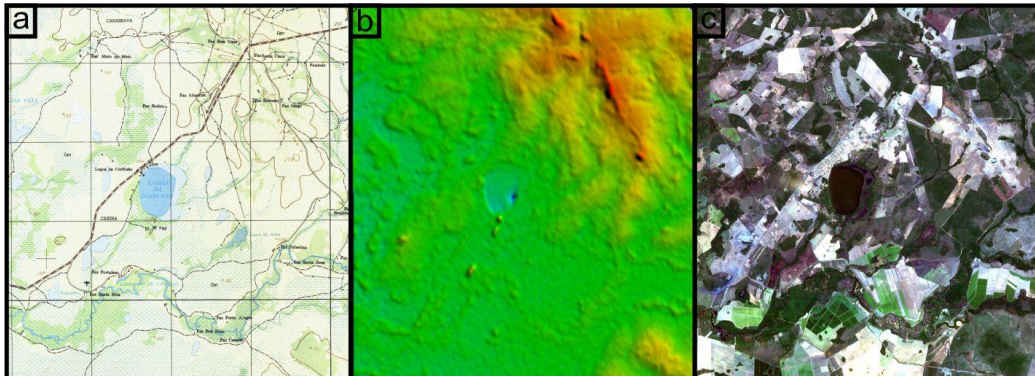
Este parâmetro foi extraído utilizando-se as bandas 4 (infravermelho próximo) e 2 (verde) das imagens do satélite Landsat – 5, sensor TM (*Thematic Mapper*) (Figura 25b), órbita 223, ponto 67, no período de cheia (março) 1985. Para tal, foi aplicada a equação 4:

$$NDWI = (\rho_4 - \rho_5) / (\rho_4 + \rho_5) \quad (4)$$

onde, ρ_4 corresponde à reflectância na faixa do infravermelho próximo e ρ_5 à reflectância no intervalo do infravermelho médio, realçando as áreas úmidas (BRUBACHER; GUASSELLI, 2013). Este parâmetro mostrou-se útil no auxílio à delimitação das unidades geomorfológicas (referente ao segundo táxon), devido às baixas declividades e variação topográfica da área estudada.

O 4º táxon foi elaborado utilizando a carta topográfica Lagoa da Confusão (Figura 26a), a imagem de relevo sombreado (Figura 26b), elaborada a partir da imagem de radar SRTM, e a imagem do satélite *RapidEye* (Figura 26c). A partir desses arquivos foi possível delimitar as formas do relevo.

Figura – 26: Arquivos raster da base de dados (a) Carta topográfica Lagoa da Confusão, (b) Relevo sombreado e (c) Imagem *RapidEye*.



Fonte: (a) Divisão de Serviço Geográfico do Exército (DSG), (b) Valeriano (2008) e (c) Ministério do Meio Ambiente.

A carta topográfica e imagem de relevo sombreado foram utilizadas para individualizar as áreas de denudação e acumulação por meio da compartimentação dos níveis topográfico que resultou no mapa hipsométrico. Nas áreas de denudação foram caracterizadas duas formas de relevo: morros com topos convexos, na porção norte da bacia, e formas de superfícies planas, na porção centro norte.

O 5º táxon foi definido utilizando os dados de altimetria das formas do terreno elaborados por Valeriano (2008) disponibilizados no site do Projeto TOPODATA. Os dados que foram aproveitados neste trabalho foram os de curvatura horizontal e curvatura vertical que estão relacionadas à geometria da vertente. Esses dados são divididos em seis classes, sendo para curvatura vertical, côncava, retilínea e convexa e para curvatura horizontal convergente, planar e divergente. Através dessas variáveis é possível estimar o escoamento superficial da

água, que juntamente com a declividades podem ajudar na compreensão do potencial erosivo numa determinada área.

As formas de relevo atuais foram identificadas nas observações de campo, esses dados são referentes ao 6º táxon. Nesta etapa buscou-se confirmar a existência de algumas feições percebidas em imagens de satélite e radar, buscando reconhecer as formas do terreno, a mudança das unidades geomorfológicas, os processos de erosão e assoreamento, além dos aspectos dos cursos d'água. As incursões aos lugares foram realizadas de carro e canoa nos locais de difícil acesso a pé.

Batimetria

Para realização do levantamento batimétrico foi delimitado o contorno da Lagoa da Confusão e extraídas as primeiras variáveis morfométricas, como comprimento máximo (C_{max}), largura máxima (L_{max}), área (A) e perímetro (P). Esses procedimentos foram realizados no SIG SPRING, com uso da imagem de satélite *RapidEye* no formato GeoTIFF, resolução espacial de 5 m, Datum WGS 84 com projeção UTM fuso 22S, data da imagem 20 de agosto de 2008. Essas imagens foram utilizadas na definição da densidade e localização dos transectos a serem percorridos dentro da lagoa, e nortearam o levantamento batimétrico durante os trabalhos de campo.

Após a elaboração da base cartográfica, foi realizado o levantamento batimétrico nos dias 14 e 15 de agosto de 2015, e apurados os parâmetros primários da Lagoa da Confusão. A figura 27 mostra a disposição dos equipamentos e da equipe de levantamento na embarcação.

Os materiais utilizados foram:

- Um ecobatímetro monofeixe *Hydrobox* da *Syqwest Inc.*, usado para a obtenção das profundidades, com precisão de 2,5cm, para profundidades de até 40 m. Este equipamento opera na frequência 210 kHz e coleta profundidades superiores a 1 m;
- *Software Hydrobox Acquisition* da *Syqwest Inc.*, usado para configuração do ecobatímetro *Hydrobox*, visualização digital das profundidades (ecogramas);
- GPSMAP® 78s Garmin com comunicação NMEA;
- GPS eTrex Legend® HCx Garmin para guiar a embarcação durante a coleta;
- Duas baterias de 75A para alimentação do equipamento;
- Computador portátil;
- Um barco com motor de popa.

Figura – 27: Disposição do equipamento durante o levantamento batimétrico.



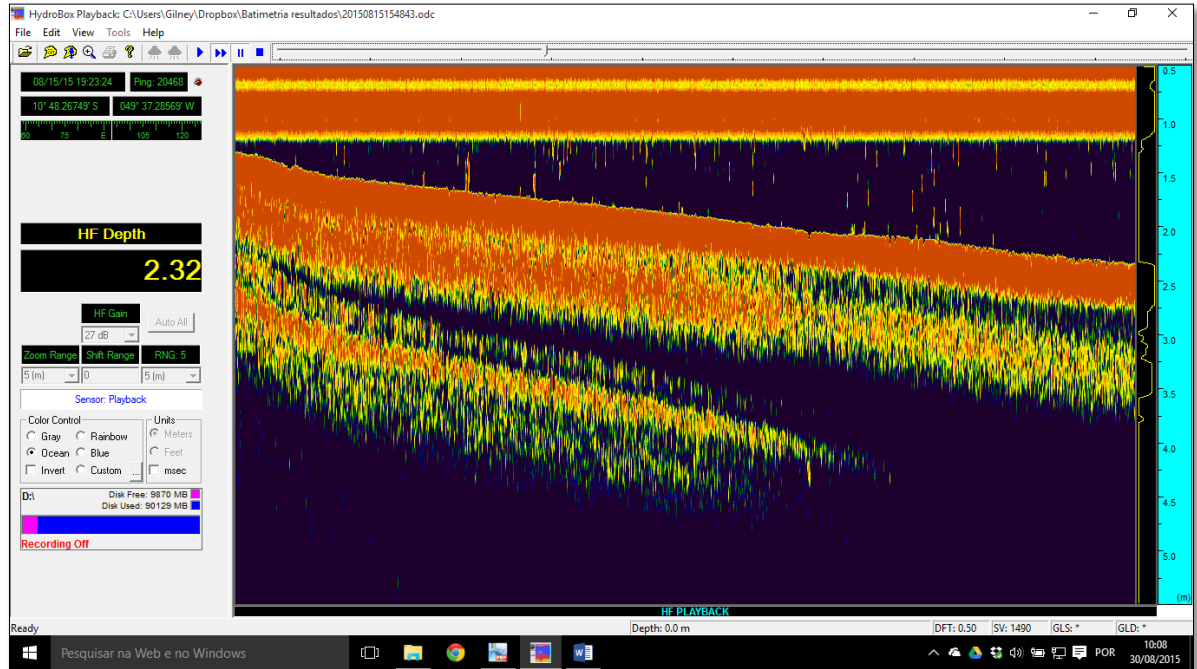
Foto: Daniel A. R. dos Santos. 1 – Ecobatímetro *Hydrobox*; 2 – Baterias; 3 – GPSMAP® 78s Garmin; 4 – Suporte para o transdutor; 5 – Computador; 6 – GPS eTrex Legend® HCx Garmin.

A escala adotada para o levantamento batimétrico foi de 1:10.000, segundo Carvalho *et al.* (2000), para essa escala pode-se plotar os transectos a serem levantados em uma folha de papel que contenha toda área do lago, desde que a distância entre elas não ultrapasse 1 centímetro.

Neste trabalho, os transectos para o levantamento foram vetorizadas no *software* SPRING, em seções no sentido Leste-Oeste, com espaçamento de 100 m, somando 24 linhas, e inseridos no GPS Garmin Etrex Legend HCx, utilizado para realizar o percurso. Segundo Matos (2012), o espaçamento normalmente utilizado é de 100 metros, mas pode ser ajustado buscando atender aos objetivos do trabalho. Como neste trabalho o objetivo é a interpretação da morfologia do fundo da lagoa o espaçamento utilizado gerou resultados satisfatórios.

A figura 28 ilustra a visualização do registro do dado bruto gerado pelo *Software Hydrobox Acquisition* durante o processo de levantamento das profundidades em campo.

Figura – 28: Tela com representação do ecograma do *software* Hydrobox.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Após o levantamento batimétrico foram calculados mais dois parâmetros primários, profundidade máxima e volume, para então serem calculados os parâmetros secundários:

- Perímetro (P) (m);
- Comprimento máximo (C_{max}) (m);
- Largura máxima (L_{max}) (m);
- Área total da superfície (A) (m²);
- Profundidade máxima (m).
- Volume (V).

Os parâmetros secundários foram obtidos a partir da relação entre os parâmetros primários, por meio das seguintes equações:

Profundidade média (Z) (m):

$$Z = \frac{V}{A} \quad (5)$$

Profundidade relativa (Z_r) (%):

$$Z_R = 88,6 \times Z_{max} / \sqrt{A} \quad (6)$$

Índice de desenvolvimento de volume (D_v):

$$D_V = 3 \times Z / Z_{\max} \quad (7)$$

Índice de desenvolvimento do perímetro (D_p):

$$D_P = 0,28 \times P / \sqrt{A} \quad (8)$$

Declividade média (α) (%):

$$\alpha = 100 \frac{Z_{\max}}{\sqrt{A/\pi}} \quad (9)$$

Largura média (L_{med}) (m):

$$L_{med} = \frac{A}{C_{\max}} \quad (10)$$

O método empregado para interpolação dos dados foi a krigagem (*Kriging*), que é o mais utilizado para modelagem das cartas batimétricas, tendo em vista que este método é o que, estatisticamente, apresenta menor produção de resíduos (FERREIRA, 2013). De acordo com Resck *et al.* (2007), a interpolação das variáveis topo-batimétricas por esse método permite a elaboração de um modelo tridimensional (3D), a partir da variação do eixo z. Para este procedimento, neste trabalho, foi utilizado o *software Surfer 8 (Golden Software Inc.)*, que permite a modelagem da morfologia de fundo corpo hídrico.

Geofísica

Foram realizados ensaios geofísicos na área de estudo pelos métodos de Eletrorresistividade com a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV), com o arranjo Schlumberger, enquanto que para o Caminhamento Elétrico foi escolhido o arranjo Dipolo-Dipolo (D-D).

Ambas as técnicas foram executadas utilizando o eletrorresistivímetro SYSCAL Junior, fabricado por IRIS *Instruments* (França) para obtenção dos dados (Figura 29). Este dispositivo realiza o cálculo da resistividade aparente, de acordo com o arranjo eletródico escolhido pelo operador. Vem equipado com 12 eletrodos de aço inox, quatro rolos de fio e cabos para conexão. A saída da corrente pode alcançar intensidade de até 1250 mA, com voltagem de até 400 V (800 V de pico a pico) e potência de até 100 W. Possui filtros para 50 e 60 Hz, com redução de ruído. Realiza automaticamente a compensação do potencial espontâneo por meio de uma correção de derivada linear. Também compõe o equipamento duas baterias externas de 12V.

Figura – 29: Equipamento utilizado nos levantamentos geofísicos. Eletrorresistivímetro SYSCAL Junior, cabos de conexão, rolos com fios de 100 e 300 metros, bateria de automóvel 74 A, garras do tipo jacaré e eletrodos em aço inox.



Fonte: Foto do autor

A técnica da SEV foi aplicada utilizando o arranjo Schlumberger. Esse arranjo foi escolhido pela sua praticidade de realização em campo e confiabilidade dos resultados, como destacado por Fachin (2007) e Braga (2016).

As SEV's foram realizadas com 250 m de abertura máxima dos eletrodos de corrente A e B ($AB/2 = 125$ m). A profundidade teórica que poderia ser atingida, de acordo com Braga (2001), corresponderia a $AB/4$. A variação da profundidade de investigação se dá em função da abertura progressiva dos eletrodos de corrente AB e de potencial MN, evoluindo de forma vertical até uma abertura máxima, que neste caso foi de 250 m.

O arranjo Schlumberger é caracterizado pela pequena distância dos eletrodos de potencial (MN) em relação aos eletrodos de corrente (AB), sempre próximo da relação $MN \leq (AB/5)$ (Figura 30a). Para cada SEV foi realizada um total de 28 medições.

O procedimento denominado de embreagem foi aplicado visando diminuir a perda do sinal medido, desta forma a distância MN é aumentada e então é realizada uma nova série de medidas com variação apenas dos eletrodos de corrente. Para cada SEV foi feita a interpretação quantitativa do perfil geoeletrico a partir das resistividades aparentes de cada camada.

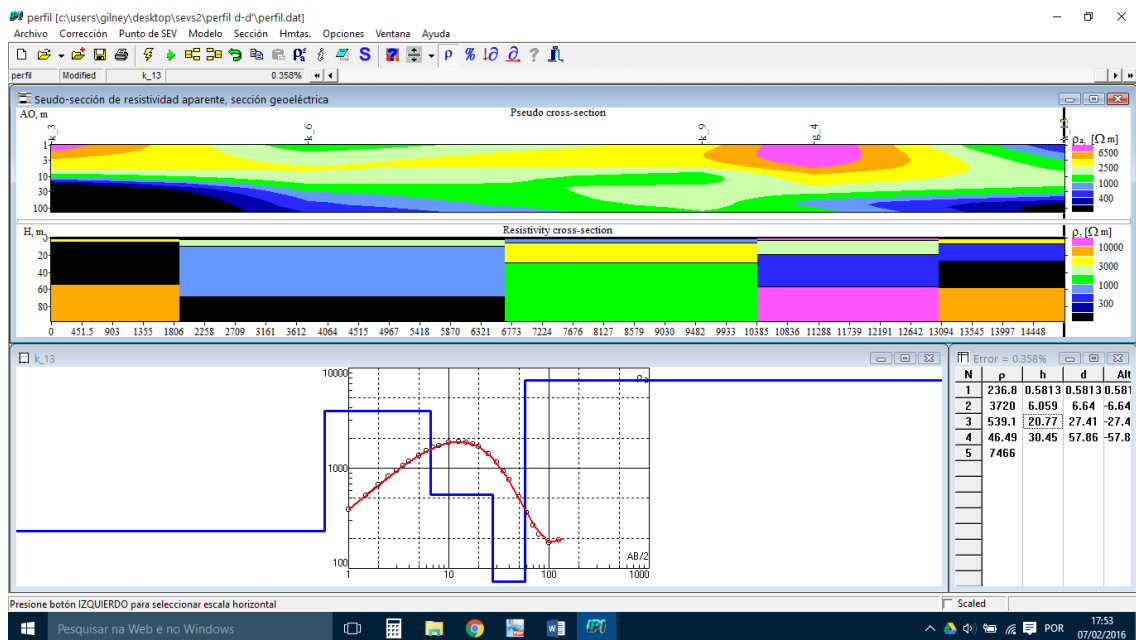
Figura – 30: Levantamentos de campo de geofísica, (a) Sondagem Elétrica Vertical e (b) Caminhamento Elétrico Dipolo-Dipolo.



Fonte: Foto (a) Fernando Araújo e (b) Fernando de Morais.

Para modelagem das curvas de campo foi utilizado o programa de computador *IPI2win* (Figura 31), distribuído gratuitamente pela Universidade de Moscou, Rússia.

Figura – 31: Ambiente *software IPI2win* para inversão de dados de campo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

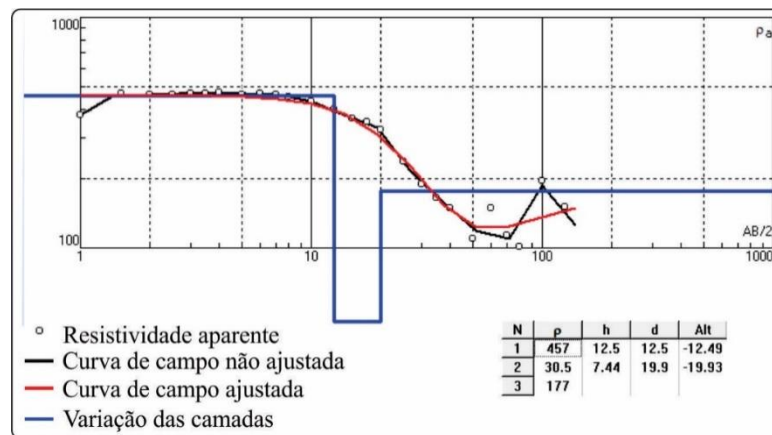
De acordo com Sánchez (2004), o tipo de curva pode ser classificada de segundo o número de camadas e de acordo com variação das resistividades de cada uma. A classificação pode ser feita pela combinação da resistividade de duas, três e quatro ou mais camadas. A forma como são classificadas e as nomenclaturas dos tipos de curva podem ser conferidas no item 2.3.1.

A correspondência entre as variações de eletrorresistividade e a litologia é possível a partir de informações das descrições de perfis litológicos de poços perfurados nas proximidades

das sondagens, onde o contato entre os sedimentos e o embasamento foi situado entre 30 e 60 m, como indicado por Oliveira (2014).

Cada resistividade aparente obtida foi representada em um gráfico com escala bilogarítmica, as ordenadas onde são referentes aos valores de resistividade aparentes aparente, e as abscissas são referentes a distância entre os eletrodos igual $AB/2$ (Figura 32). A curva de campo pode ser ajustada manualmente, no entanto, este programa possui a função automática que resulta na curva de melhor ajuste para a curva de campo, e então são definidas a profundidade e a espessura das camadas representadas um ábaco por linhas e nós, esse ajuste também foi executado nas sondagens realizadas por Oliveira (2014), tendo seus dados também utilizados neste trabalho.

Figura – 32: Curva no ambiente do Software IPI2win SEV-G1.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A linha preta indica a curva de campo não ajustada, a vermelha representa a curva de melhor ajuste, os pontos/nós indicam a leitura de cada resistividade em função do espaçamento entre AB e MN, e a linha azul indica variação das camadas em espessura e profundidade, com base no conjunto de resistividade aparentes agrupadas pelo programa.

A partir de um conjunto de dados unidimensionais de duas ou mais sondagens alinhadas torna-se possível a elaboração de uma seção geolétrica. As seções foram elaboradas no *software IPI2win*. Nele foram inseridas as sondagens e, estimadas as variações laterais da resistividade aparentes representadas em modelos bidimensionais. Considerando as informações acerca da geologia local foram realizadas as interpretações paraestratigráficas.

Neste sentido, Mendes (2000) aponta que a disponibilidade de dados como as descrições de poços presentes na área é de grande valia para interpretação da continuidade lateral dos horizontes/camadas sugeridos pela geofísica. No entanto, são poucos os poços na área estudada que possuem perfis cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS),

que possuem uma descrição estratigráfica adequada para que sejam feitas as devidas correlações.

As seções foram elaboradas observando os parâmetros de resistividade aparentes para as rochas citados por Parasnis (1970), Fachin (2007) e Braga (2007), esses autores assinalam que o comportamento da resistividade aparente das rochas pode sofrer alterações em decorrência do estado que se encontram, assim obter-se valores de resistividade aparente inesperados para uma determinada litologia.

As seções geoeletricas foram confeccionadas de acordo com as resistividades aparentes de cada perfil geoeletrico, então foi realizada a interpretação paraestratigráfica para um conjunto de sondagens e foram confeccionadas seções geoeletricas, de maneira a esboçar a distribuição/continuidade lateral dos estratos geológicos (RAVE, 2009).

O caminhamento elétrico, uma das técnicas geofísicas mais difundidas dentre os métodos geoeletricos pela rapidez e precisão na coleta dos dados (Figura 31b). Este arranjo se desenvolve tanto vertical como lateralmente. A variação vertical é determinada pela quantidade de níveis, e é definida pelo pesquisador, sempre observando a qualidade apontada pela razão sinal/ruído (GANDOLFO, 2007).

O desenvolvimento deste arranjo se dá de acordo com a quantidade de níveis de investigação, ou seja, para cada posição dos eletrodos de corrente AB são executadas as leituras referentes a quantidade de níveis de investigação, marcada pela quantidade de mudanças dos eletrodos de potencial MN. Então desloca-se os eletrodos AB e é realizada novamente as medições de acordo com as posições dos eletrodos MN. Neste trabalho em cada seção de 200 m foram realizadas 155 medidas, enquanto que para a seção de 85 m foram realizadas 70 medidas.

A profundidade de investigação aumenta de acordo com aumento de R (Figura 13), que é a distância do centro dos dipolos AB e MN, que teoricamente corresponde a $R/2$, que seria equivalente a duas linhas com ângulo de 45° do centro de cada dipolo, no encontro de tais linhas angulares seria identificada a resistividade de um ponto em subsuperfície.

Para o presente estudo foi adotado o espaçamento de 5 m (este espaçamento será levado em consideração quando do cálculo do fator geométrico para cada medição, como descrito na equação 3) entre os dipolos ($AB = MN$) e cinco níveis de investigação, o comprimento da linha foi de 200 m. Com esse espaçamento a profundidade teórica investigada seria 5 m para o primeiro nível e 15 m para o último, na plotagem convencional.

Diferentemente da plotagem normal (onde o centro dos dipolos é igual a $r/2$), Edwards (1977) propôs uma modificação na profundidade investigada na pseudo-seção, onde a

profundidade efetiva é obtida multiplicando-se o fator L (Quadro 4) pela distância entre os eletrodos A e N.

Quadro – 4: Valores de L para os cálculos das profundidades de cada nível de investigação para o arranjo D-D.

Arranjo Dipolo-Dipolo	
N=1	0.139L
N=2	0.174L
N=3	0.192L
N=4	0.203L
N=5	0.211L
N=6	0.216L
N=∞	0.250L

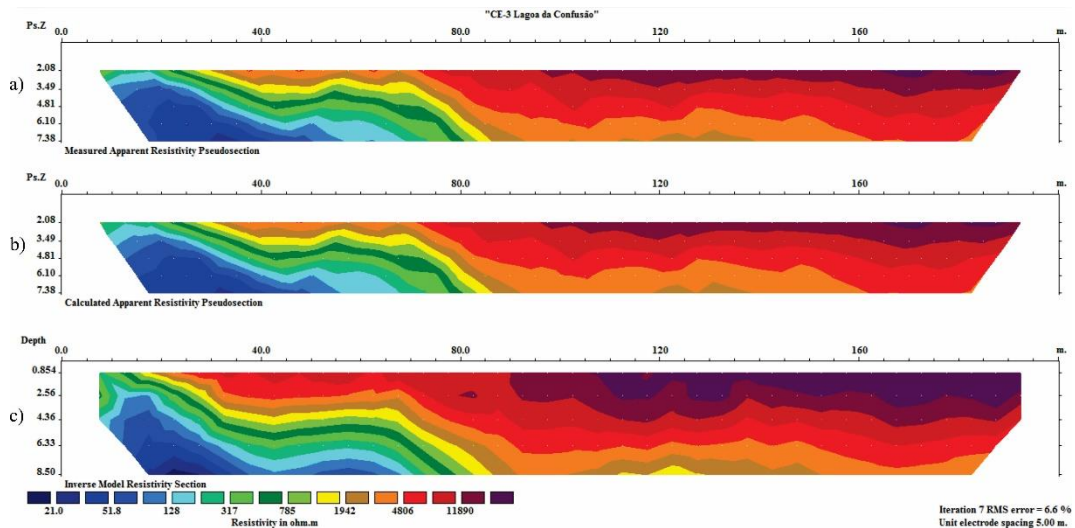
Fonte: Edwards (1977).

O *software* utilizado para a inversão dos dados dos CE's foi o *RES2Dinv*, que adota os valores dos coeficientes empíricos de Edwards (1977) para determinar as profundidades, que podem ser observadas na figura 32a e 32b. Assim, a posição do ponto medido, não corresponde à plotagem convencional para configuração utilizada nos levantamentos. Teoricamente, a profundidade inicial de investigação para o espaçamento de 5 m entre os dipolos AB = MN, seria 2,08 m para o primeiro e 7,38 m para o quinto nível segundo Edwards (1977). Contudo, segundo Geotomo (2004), nas iterações realizadas pelo *Software RES2Dinv* essa profundidade é ajustada em 0,3 vezes para o arranjo dipolo-dipolo, e o modelo final apresenta 0,85 m para o primeiro nível e 8,50 m para o quinto (Figura 32c).

Para cada leitura realizada com o eletrorresistímetro foram anotadas a corrente injetada (ΔV), o potencial medido (I) e a resistividade aparente (ρ_a). Os dados foram plotados em uma planilha do tipo Excel e exportados em arquivos no formato (txt.), extensão compatível com o *RES2Dinv*, para realização da inversão dos mesmos.

Após a inversão dos dados no programa utilizado, são geradas três imagens que fornecem as seguintes informações, a primeira refere-se aos dados obtidos em campo (Figura 33a), a segunda aos dados sintéticos do ajuste do modelo (Figura 33b) e a terceira imagem demonstra o modelo de cargabilidade após a inversão (Figura 33c). O erro médio quadrático (RMS) foi de 51,3% após sete iterações. De acordo com Gandolfo (2007), com a inserção de programas que realizam a inversão, tornou-se possível as análises quantitativas da secção até então eram feitas apenas interpretações qualitativas.

Figura – 33: Ambiente *RES2Dinv* para inversão de dados de campo.

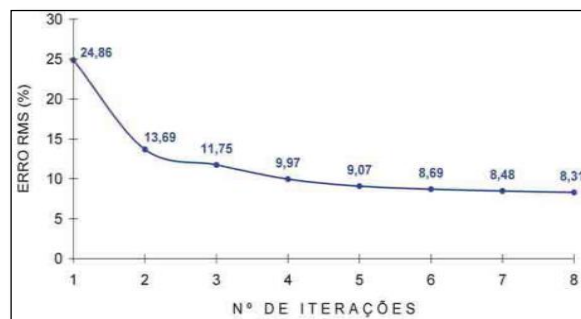


Fonte: Elaborado pelo autor.

Uma vantagem destacada por Gandolfo (2007) foi possibilidade de eliminar dados com valores muito discrepantes (procedimento “*exterminate bad datum points*” no programa *RES2Dinv*), que são facilmente detectados, não acarretando prejuízo para plotagem e interpretação, devido à grande quantidade de dados obtidas com esse arranjo.

Após a inversão dos dados, foram feitas sete iterações, atenuar o erro (discrepância entre o modelo teórico do *software* as medidas de campo). Segundo Gandolfo (2007), um baixo erro RMS não significa necessariamente um bom modelo geológico, e que a partir da quinta iteração o modelo atinge a convergência e torna-se estável, como mostra figura 34.

Figura – 34: Curva de variação do erro RMS versus número de iteração.



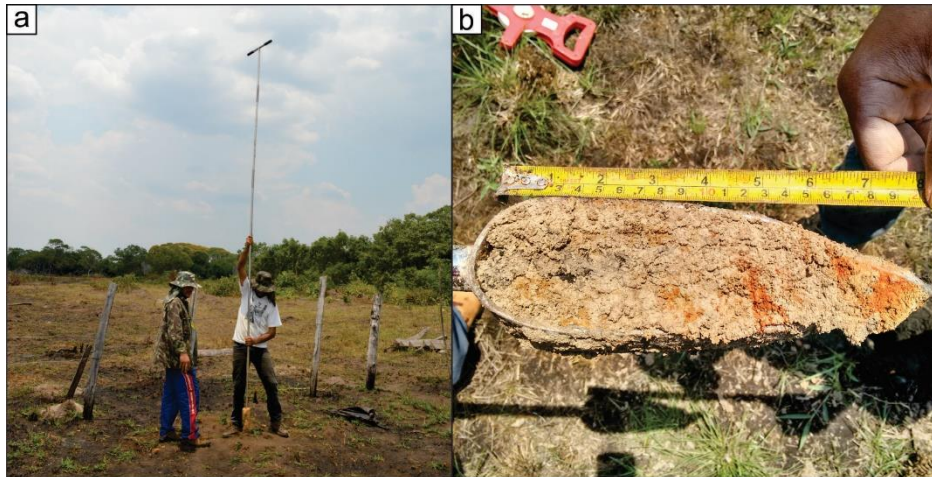
Fonte: Gandolfo (2007).

Análise dos Solos

Com base nos caminhamentos elétricos, foram coletadas amostras de solo através de tradagens, buscando-se caracterizar a composição granulométrica dos mesmos no entorno da lagoa estudada. Foi utilizado trado holandês, que é composto por um kit 16 peças (01 trado holandês para areia; 01 trado holandês para areia grossa; 01 trado holandês para solos combinados; 01 trado holandês para argila; 01 trado tipo caneco; 01 trado para solo pedregoso;

06 hastes com conexão tipo baioneta, comprimento de 1 metro cada; 01 cruzeta com empunhadura anatômica; 01 bolsa para transporte) também conhecido como kit pedológico, para coleta de amostras (Figura 35). Tais coletas foram realizadas de acordo com os procedimentos descritos por Lemos e Santos (1996).

Figura – 35: Levantamentos de campo tradagens.



Fonte: Foto (a) Fernando de Moraes e (b) do autor.

As coletas das amostras foram realizadas nos dias 14 a 19 de novembro de 2015. Os locais a serem amostrados foram escolhidos com base nos resultados dos caminhamentos elétricos. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados. Uma caderneta foi utilizada para anotar a descrição dos perfis amostrados. No Laboratório de Análises Geo-Ambientais (LGA) foram identificadas as cores das amostras utilizando-se a carta de cores de Munsell para solos.

A definição da fração fina do solo (argila, silte e areia) foi realizada em laboratório externo à Universidade Federal Tocantins. As frações granulométricas foram determinadas através do método da pipeta. A separação dessas frações foi realizada buscando-se inferir a variação granulométrica do perfil verticalmente.

Após o tratamento e a análise dos dados elaborados em escritório e levantados em campo, foi feita análise integrada dos dados correlacionando-os com a bibliografia consultada, visando elaboração de um modelo genético e evolutivo para a Lagoa da Confusão e o sistema cárstico em que está inserida.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Mapeamento geomorfológico

Partindo da cidade de Nova Rosalândia situada às margens da BR-153 porção central do Estado, segue 30 km pela TO-255 sentido oeste até a cidade de Cristalândia, e pela mesma rodovia até o entroncamento com TO-374 que dá acesso ao município de Lagoa da Confusão. A aproximadamente 3 km após o entroncamento adentra-se a área de estudo, deste ponto é possível notar alguns morros que compõem os interflúvios mais marcantes e as nascentes das drenagens da bacia do córrego Barreiro (canal principal). Do topo destes morros tem-se ampla visão, sendo possível notar a extensa planície na área de estudo.

Esta planície apresenta baixas declividades e formas levemente convexas até chegar a sede do município, de onde é possível notar algumas feições positivas isoladas (morrotes de calcário) à beira da lagoa. Esses afloramentos estão situados nas planícies inundáveis, formas de relevo que predominam na área, conhecidas regionalmente como varjões, facilmente detectada pela mudança de ambiente, principalmente pelas características do solo e da vegetação.

Para realizar o mapeamento das feições geomorfológicas da bacia do córrego Barreiro, o presente trabalho seguiu a proposta de taxonomia do relevo elaborada por Ross (1992), que resultou na classificação do relevo em seis táxons (Quadro 5). Paralelamente foi consultada também, a segunda edição do Manual Técnico de Geomorfologia publicado pelo IBGE (2009).

Quadro – 5: Classificação das unidades taxonômicas de Ross (1992).

Táxon	Unidade
1°	Morfoestrutural
2°	Morfoescultural
3°	Morfológicas ou de Padrões de Formas Semelhantes
4°	Tipos e Formas de Relevo
5°	Tipo de Vertentes
6°	Formas e Processos Atuais

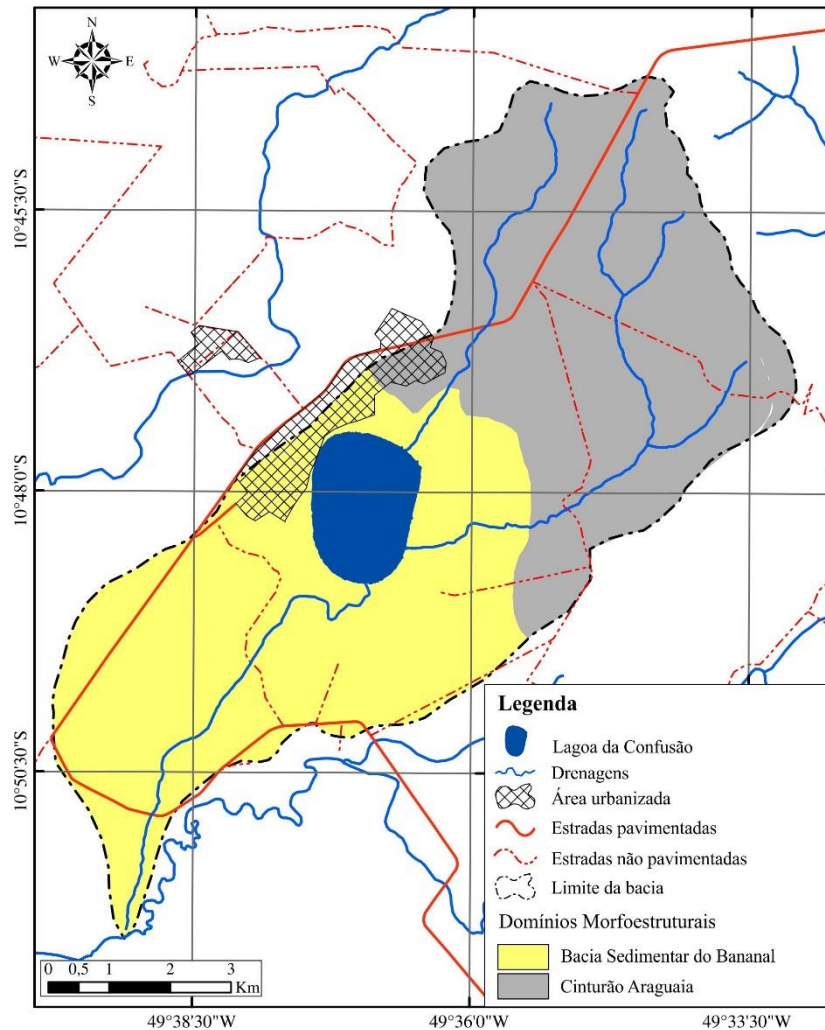
Fonte: Ross (1992).

As unidades morfoestruturais são equivalentes ao primeiro táxon e correspondem às grandes estruturas geológicas. De acordo com IBGE (2009), o Brasil é composto por quatro grandes estruturas sendo os Depósitos Sedimentares Quaternários, as Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas, os Cinturões Móveis Neoproterozóicos e os Crátos Neoproterozóicos.

A bacia do córrego Barreiro apresenta duas Unidades morfoestruturais (Figura 36), os Depósitos Sedimentares Quaternários, que corresponde à Cobertura Sedimentar do Bananal, composta por Depósitos Aluvionares da Formação Araguaia com fácies arenosas (IBGE, 2009).

Segundo Gorayeb (2011), trata-se de uma bacia sedimentar formada por processos de deposição recente, condicionados por agentes fluviais e eólicos. Os sedimentos pleistocênicos da Formação Araguaia são provenientes do próprio continente, e as profundidades podem variar de 170 a 300 m (VALENTE, 2007).

Figura – 36: Unidades morfoestruturais da bacia do córrego Barreiro.



Fonte: Stropper *et al.* (2014).

Na área estudada, o Cinturão Araguaia é constituído hierarquicamente pelo Grupo Tocantins pertencente ao Supergrupo Baixo Araguaia, localmente representado pela Formação Couto Magalhães, ocupa o domínio oeste dos Cinturões Móveis Neoproterozóicos, e inclui fácies carbonáticas e lentes de arenitos líticos, pertencentes ao (VALENTE, 2007; IBGE, 2009; GORAYEB, 2011; STROPPER *et al.*, 2014).

A bacia do córrego Barreiro e seu entorno apresentam uma unidade morfoescultural, a Depressão do Araguaia, referente ao segundo táxon (BRASIL, 1981). Assim como as unidades morfoestruturais, as morfoesculturas também definem situações estáticas e resultam da ação

dos fatores endógenos e exógenos (ROSS, 1992). Casseti (2005) pontua que, em geral, as morfoesculturas não têm relação genética com as características climáticas atuais.

O relevo dessa morfoescultura compreende uma vasta superfície rebaixada na área de estudo e, é composta por rochas pré-cambrianas do Grupo Tocantins com altitudes que variam de 200 a 300 m, caracterizando relevo suavemente dissecado, com topos convexos e tabulares (BRASIL, 1981), correspondendo à superfície de aplainamento da bacia do córrego Barreiro.

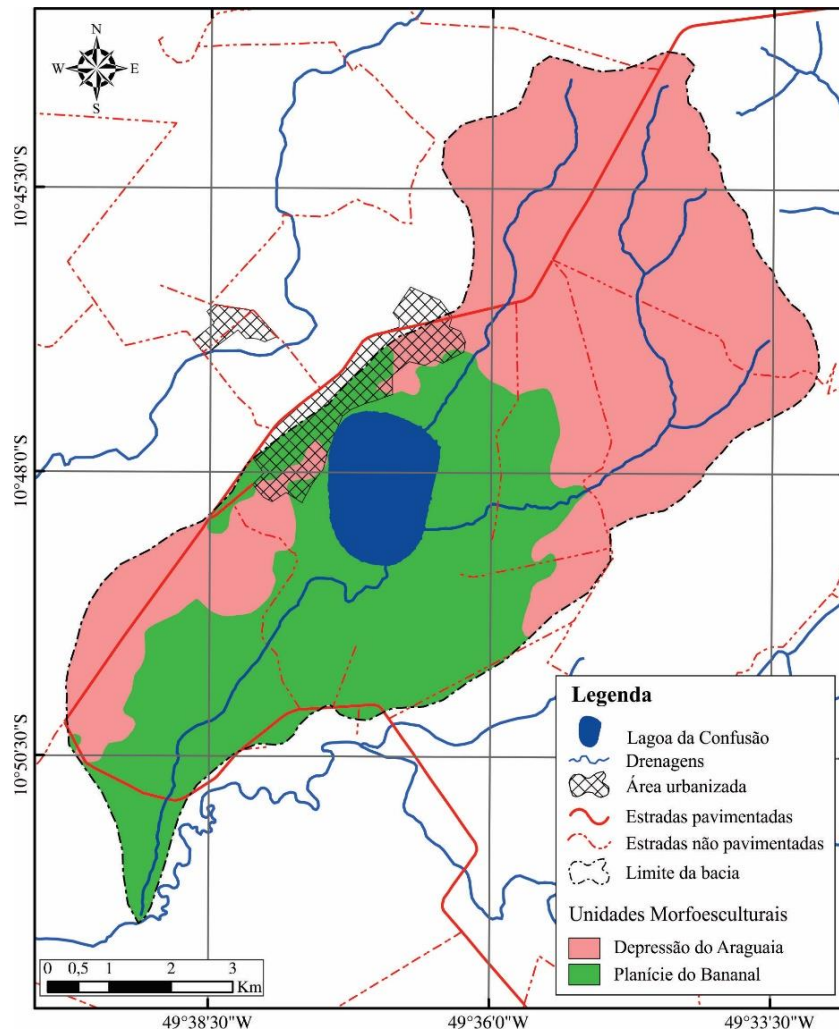
Segundo Nascimento (2001), a Depressão do Araguaia divide-se em outras unidades morfológicas. Na área estudada é composta pelas unidades da Depressão do Médio Araguaia e da Planície do Bananal, que correspondem ao 3º táxon. Tais unidades foram mapeadas por Brasil (1981) e IBGE (2012), ambas na escala de 1:1.000.000. No entanto, os dados nesta escala não atendem aos anseios deste estudo, sendo necessário redefinir os limites entre essas unidades.

A figura 37 apresenta as unidades geomorfológicas redefinidas a com base no índice NDWI e MDE, sendo estabelecido limite entre as duas unidades na cota de 190 m. Assim, as áreas cujas cotas estão abaixo de 190 m, destacadas em verde, referem-se a planície fluviolacustre que se apresenta desde a porção leste e sul da lagoa e segue em direção ao rio Urubu, nível de base local corresponderiam a Planície do Bananal, enquanto que as superiores a 190 m seriam referentes a Depressão do Médio Araguaia, representada na cor rosa.

A Planície do Bananal apresenta predominância da ampla faixa deposicional (43,54%) com superfícies planas com altimetria entre de 180 a 190 m na área estudada (Figura 37), encontra-se sazonalmente alagada durante o verão (período chuvoso de novembro a abril) localiza-se na porção sul da bacia (BRASIL, 1981; MARTINS, 2004). Observando a figura 37 pode se notar que a lagoa se encontra na transição entre as unidades, concordando com Brasil (1981), que apontam que as lagoas da região estariam no contato entre as unidades geomorfológicas da região.

A Depressão do Médio Araguaia (Figura 37), situa-se na porção norte e leste, e ocupa cerca de 56,46% da área de estudo. De acordo com Brasil (1981) esta depressão margeia toda a borda leste da Planície do Bananal e, compreende uma vasta planície rebaixada com relevo suavemente dissecado com formas de topo convexo, e altitudes que variam entre 190 e 295 m na área de estudo. Segundo Martins (2004), esta unidade apresenta formas convexizadas, que, em direção a Planície do Bananal, passa a apresentar domínios tabulares, com reflexos de aplainamento até o contato com as coberturas sedimentares, relacionadas às deposições quaternárias que, apesar de apresentar várias litologias, predominam as pré-cambrianas do Grupo Tocantins.

Figura – 37: Unidades morfoesculturais da bacia do córrego Barreiro.

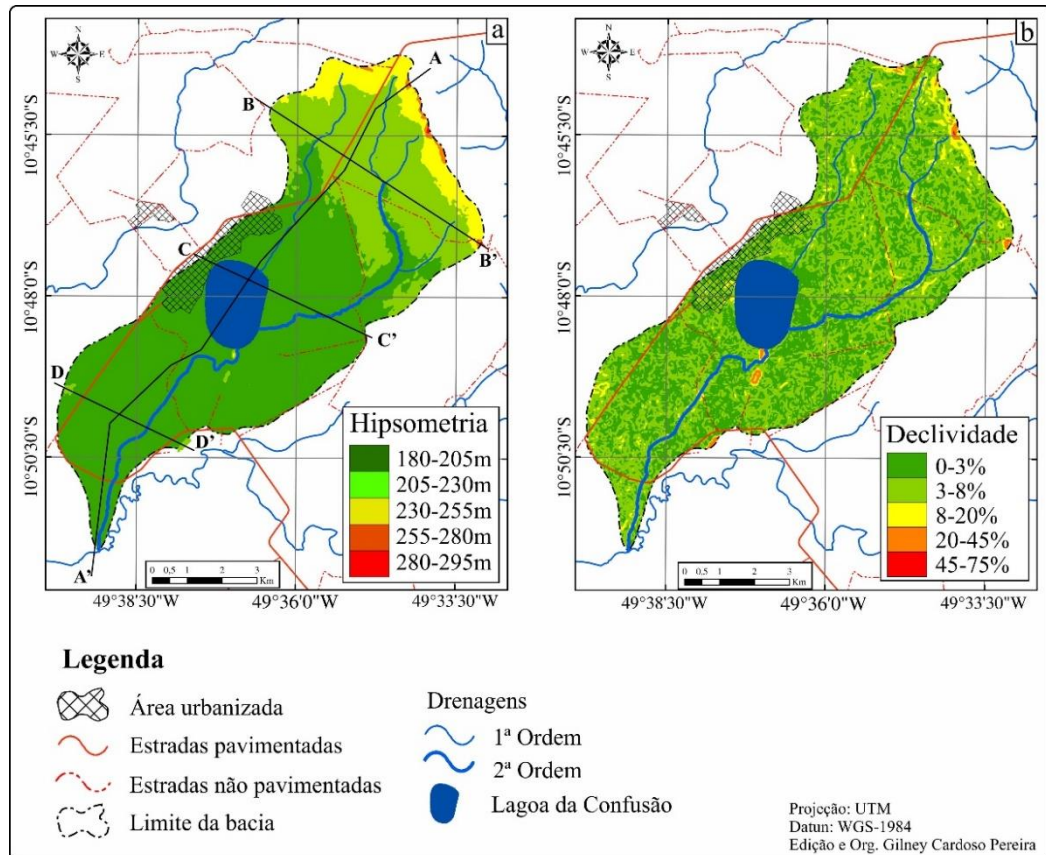


Fonte: Elaborado pelo autor.

Com uso do MDE foram confeccionados os mapas de hipsometria, onde as cotas foram individualizadas em intervalos de 25 m, e declividade que foi classificada de acordo com as classes definidas por EMBRAPA (2006) (Figura 38). Com base nesses mapas e observações de campo foram individualizadas as formas de relevos de denudação e acumulação, correspondendo ao 4º táxon.

Após análise dos mapas de hipsometria e declividade foi possível individualizar pelo menos três formas de relevo: as formas com topos convexos e as formas de superfícies planas, ambas na Depressão do Araguaia, e as formas de planície fluviolacustre na Planície do Bananal. Foram calculados alguns índices morfométricos para auxiliar nas interpretações dos perfis topográficos (Figura 38a), buscando caracterizar as distâncias interfluviais na bacia e aprofundamento de seus vales.

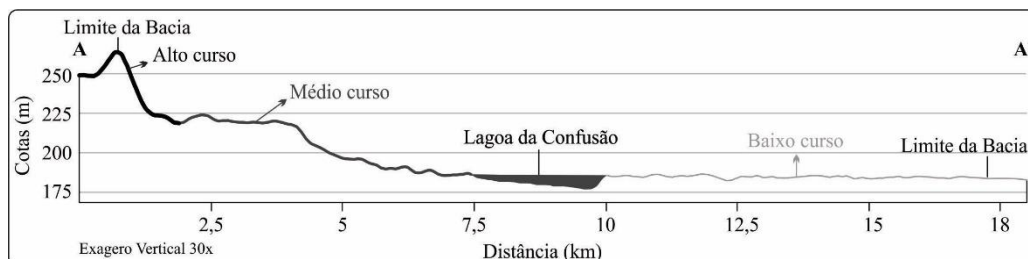
Figura – 38: Mapas de hipsimetria de declividade da bacia do córrego Barreiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os perfis topográficos foram elaborados com exagero vertical suficiente para que pudessem ser evidenciadas as formas do terreno. Observando o perfil longitudinal (A-A'), é possível distinguir as formas de relevo côncavo no alto curso, retilíneo côncavo/convexo no médio e baixo cursos (Figura 39). O índice de circularidade para bacia foi 0,48, indicando que a mesma possui formato alongado com nível moderado de escoamento pouco propensa a inundações. No entanto, outros índices apontam o contrário como a baixa densidade de drenagem $0,44 \text{ km/km}^2$, que caracteriza áreas de baixo escoamento superficial, e que são comuns em superfícies de acumulação, neste caso a baixa amplitude altimétrica e proximidades do nível de base local podem ser fatores que possibilitam as inundações na planície do fluviolacustre, além da baixa declividade.

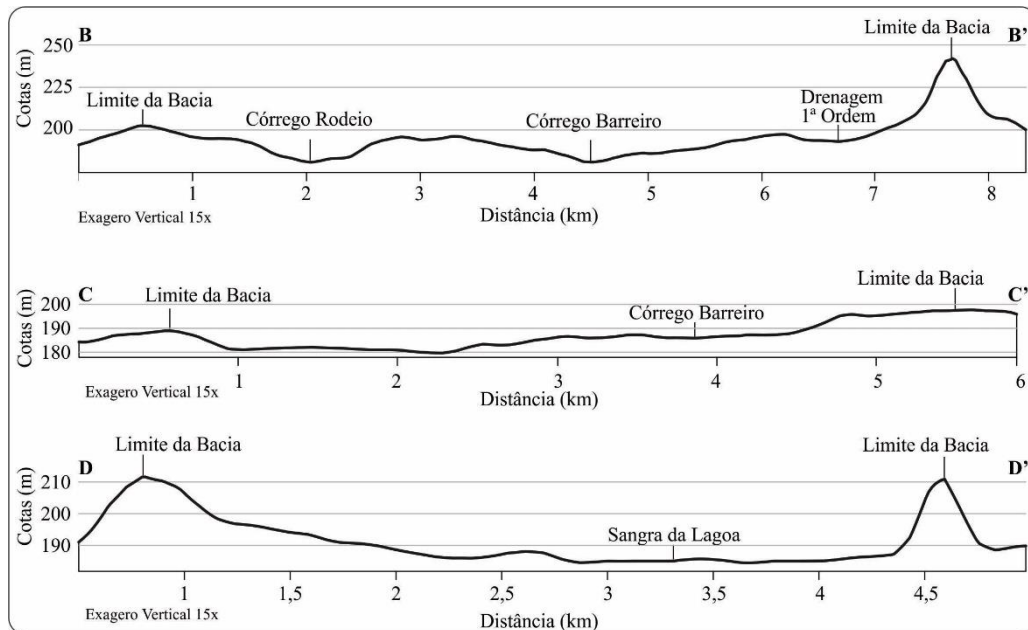
Figura – 39: Perfil longitudinal da bacia do córrego Barreiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As formas com topos convexos (Dc11) são evidenciadas entre as cotas 225 e 295 m, com declividades que variam de 20-45% a 45-75%, na morfoestrutura neoproterozóica do Cinturão Araguaia. Estas cobrem apenas 1,15% no alto curso da bacia, e correspondem às áreas de denudação da bacia e, marcam interflúvios bem definidos onde são observadas as áreas mais dissecadas da bacia. O índice de dissecação 11 nessas formas indicam entalhamento dos vales muito fraco (< 10 m) e dimensão interfluvial muito grande (> 1500 m) perfil B-B' (ROSS, 1992), e prevaleceu em todos os setores da bacia (Figura 40).

Figura – 40: Perfis transversais da bacia do córrego Barreiro B-B', C-C' e D-D'.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A segunda forma de relevo identificada foram as superfícies planas (Dp11), índice de dissecação igual a 11, semelhante ao da forma anterior (perfil B-B' e C-C'), estando compreendida entre as cotas 205-225 m, cobrindo 41,49% de área da bacia. As declividades variam entre as classes 0-3% e 3-8% (relevo plano a suave ondulado) e também estão situadas sobre a Depressão do Médio Araguaia e morfoestrutura neoproterozóica.

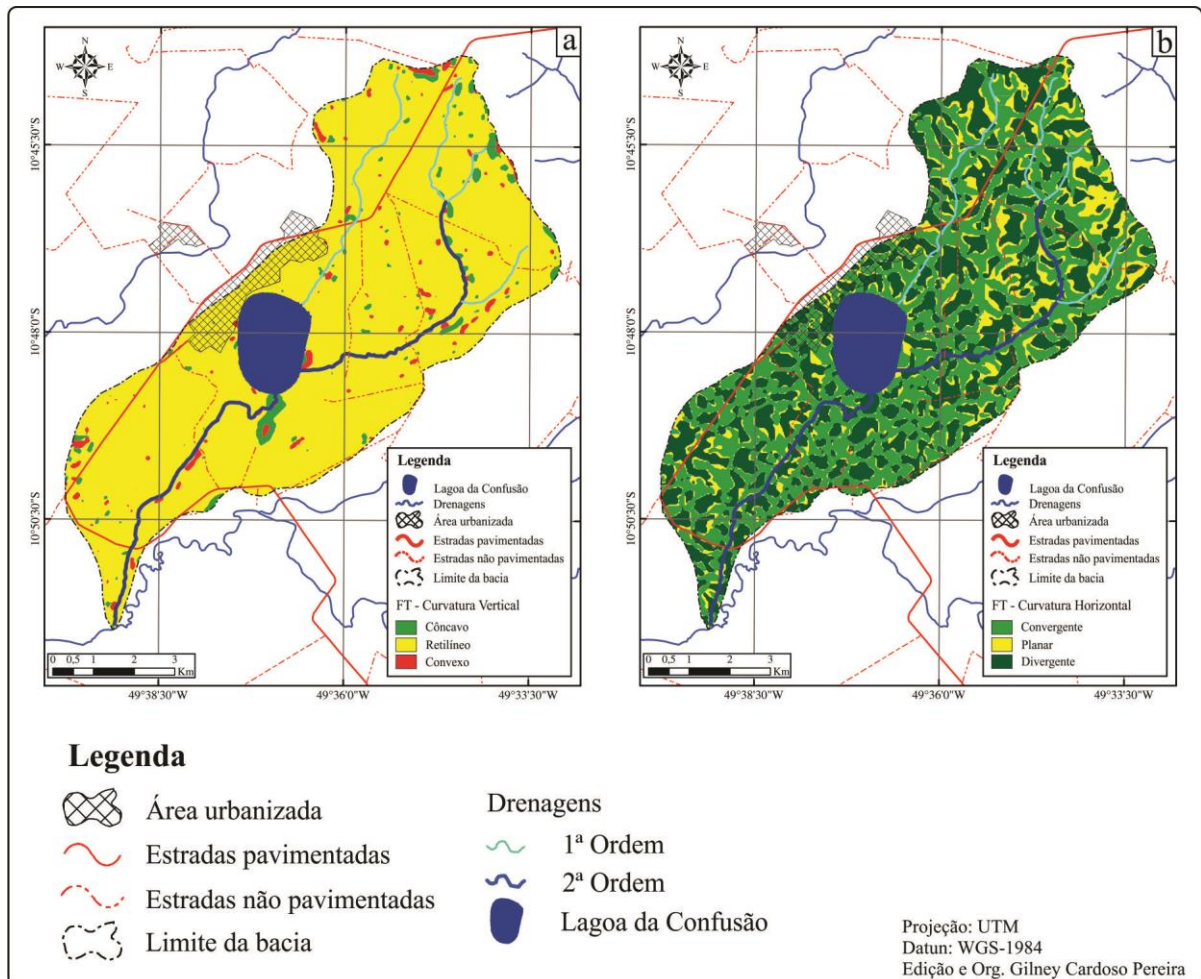
As áreas cujas altitudes encontram-se entre as cotas 180 m e 205 m e as declividades variam entre 0-3% e 3-8% representam 57,36%, caracterizando um relevo plano a suave ondulado. Esta área está situada na morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Bananal e morfoescultura Planície do Bananal, com uma extensa planície e depósitos holocênicos, sendo classificada como planície fluviolacustre (Apfl) (Figura 38). Nesta área os interflúvios são mal definidos e desaparecem durante o pico pluviométrico, que ocorre na estação chuvosa (verão).

As formas das vertentes pertinentes ao 5º táxon foram analisadas utilizando os dados disponíveis no projeto TOPODATA (VALERIANO, 2008), chamados aqui de formas do

terreno (FT). Os dados utilizados foram os de curvatura horizontal e curvatura vertical em três classes que são as variáveis de altimetria do referido projeto.

A curvatura vertical caracteriza as formas côncava, retilínea e convexa que, segundo Valeriano (2008), expressam a relação com o tipo de substrato e os processos de formação do relevo. A forma retilínea (Figura 41a), que sobrepõe as classes de declividade de 0-3% e 3-8%, mostraram-se predominantes na bacia estudada em quase que em sua totalidade (93,7%), denotando seu caráter agradacional, sendo indicativas da baixa dinâmica erosiva.

Figura – 41: Formas do terreno, (a) curvatura vertical e (b) curvatura horizontal da bacia do córrego Barreiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As classes de formato côncavo e convexo mostraram-se pouco expressivas na área e puderam ser observados em campo características como o baixo entalhamento dos vales e drenagens intermitentes pouco profundas, margeadas por Mata Ciliar, que deságuam na Lagoa da Confusão. A Sangra da Lagoa, drenagem que liga a lagoa ao rio Urubu, possui as mesmas características.

Já a curvatura horizontal (Figura 41b), que permite identificar a direção das linhas de fluxo superficial (VALERIANO, 2008), para esta área não apresentou um padrão bem definido.

No entanto, a forma convergente sobressai às demais, e se distribuem por quase toda a bacia. Essas características reforçam o que já apontavam Brasil (1981) e Vieira (2002), que atribuíram às características do solo argiloso e as concreções ferruginosas à baixa declividade e drenagens mal desenvolvidas como fatores que reforçam o caráter não denudacional da planície.

A base cartográfica elaborada para os táxons já descritos nortearam as observações de campo para validação dos dados das etapas anteriores e descrição do 6º táxon em pontos preestabelecidos. Tal levantamento se deu do alto para o baixo curso da bacia. Nesta área ocorrem as formas de morros com topos convexos, que possuem embasamento Neoproterozóico (NPct), e pertencem à morfoescultura Depressão do Araguaia.

O morro da antena é um dos morros que compõe os interflúvios mais bem definidos na porção norte bacia. Nesta área a fitofisionomia de cerrado sentido restrito, com vegetação arbórea, é predominante, e foram observados os usos da terra para cultivo (principalmente de soja) e pastagem plantada para criação de gado. Os solos predominantes nessa área são concrecionários. Na fazenda Buiúna, observa-se a continuação do morro da antena e, nota-se ainda a presença de um morro isolado situado nas coordenadas 10° 47' 10,6" de latitude sul e 49° 33' 9,05" de longitude oeste, o mesmo deu nome à propriedade.

O córrego Barreiro, principal drenagem da bacia, foi observado em dois pontos o primeiro nas coordenadas 10° 46' 27,2" de latitude sul e 49° 34' 40,6" de longitude oeste, e foi constatado neste ponto a barramento da drenagem (Figura 42), o segundo ponto nas coordenadas 10° 48' 7,38" de latitude sul e 49° 35' 7,77" de longitude oeste, localizados na área central da bacia, neste trecho a drenagem foi canalizada por bueiros, para permitir o tráfego para as fazendas nas proximidades.

Figura – 42: Barramento do córrego Barreiro no médio curso.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nesses pontos as unidades morfoestrutural, morfoescultural e morfológicas são as mesmas da forma anterior. As formas em superfícies planas (Dp) são formas de relevo de onde pôde-se observar morros com topos convexos e colinas. Nesta área prevalecem os Plintossolos e a vegetação arbórea com cerrado sentido restrito e mata galeria. Foi observada ainda a presença de uma lagoa de formato arredondado com bordas suaves, situada na transição entre os solos Concessionários e Plintossolos.

Ainda nas formas em superfícies planas encontra-se instalado o aterro controlado do município, situado à montante da lagoa da Confusão nas coordenadas 10° 47' 42,3" de latitude sul e 49° 35' 11,5" de longitude oeste. A partir de observações de campo, notou-se que há o risco eminente de contaminação do lençol freático pelo chorume, tendo em vista que não foi notado nenhum isolamento nas células para disposição dos resíduos (Figura 43).

Figura – 43: Aterro controlado de Lagoa da Confusão.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A planície fluviolacustre corresponde a 30,04km² (43,54%), dentro dessa área foram mapeadas algumas feições geomorfológicas: os campos de murundus, as ipucas, a zona palustre que bordeja a Lagoa da Confusão, exceto na porção oeste, e os afloramentos de calcários. Nesta área predomina alto grau de hidromorfismo nos solos, visto que estes permanecem boa parte do ano em estágio de saturação e prevalece relevo plano, com declividades inferiores a 3%, e baixa variação altimétrica (entre 180 e 195 m).

Os campos de murundus são feições típicas nessa área, constituído pequenas elevações isoladas no terreno tomadas por espécies de estrato arbóreo arbustivo do Cerrado, classificadas como parque cerrado, comuns nas extensas planícies do Brasil Central. Regionalmente são conhecidos como “varjões”, que são extensas áreas periodicamente inundadas durante a estação

chuvosa (entre os meses de dezembro e abril/maio), e ressecado durante o período de estiagem (MARTINS, 2004; MARTINS *et al.*, 2006).

A figura 44 sintetiza o resultado dos levantamentos de campo e gabinete (cartografia), culminando na geração do mapa geomorfológico da bacia do córrego Barreiro. Nela estão representadas as formas de relevo caracterizadas no 4º táxon em cores, além de informações pontuais relacionadas ao 6º táxon, descritas conforme observações de campo.

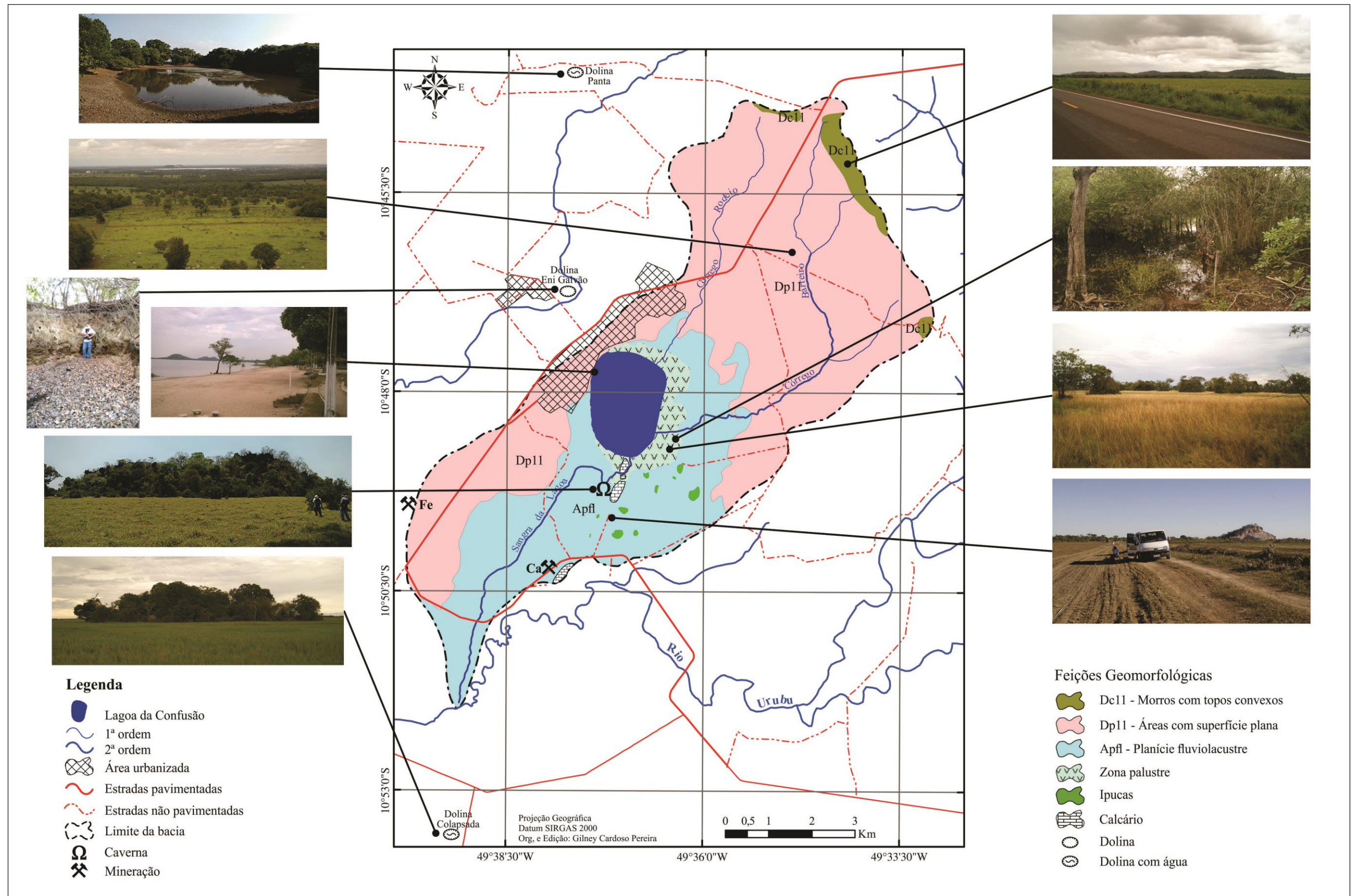
Segundo Resende *et al.* (2007), os trabalhos que tratam da gênese e evolução dessas feições, os murundus, são muitos escassos e, apontam duas considerações de sobre sua origem, uma geomorfológica, que seriam resultado da erosão diferencial provocada pela variação do nível d'água, e outra biológica, decorrente da atividade das térmitas (cupinzeiros), dando origem a esses microrrelevos, que possuem formato cônico. Os murundus podem variar em diâmetro de 5 a 15 m, e pouco mais de 1 m de altura, raramente ultrapassando 3 m. Em média cerca de 13 feições são encontradas a cada 10.000 m².

As Ipucas são feições geomorfológicas ligeiramente deprimidas, apresentam forma arredondada com cobertura vegetal de espécies arbóreas, e são comuns na Planície do Bananal. Martins *et al.* (2002) e Martins (2004) salientam que tais feições são encontradas ao longo dos planos de inundação, onde predominam as fitofisionomias de campo limpo (varjão limpo) e campo sujo (varjão sujo), e destacam ainda que as ipucas no período de cheia fazem a conexão entre rios, córregos e lagos. Na bacia em questão foram mapeadas 9 ipucas, a baixa quantidade pode ser atribuída à situação da área estudada, que está na transição das áreas planas para as alagáveis.

Nascimento e Moraes (2012) realizaram análise morfométrica de 332 ipucas nas proximidades da Lagoa da Confusão e do rio Urubu. Aplicando o índice de circularidade, estes autores constataram que 92% das feições apresentam formato arredondado, e analisaram também a direção do eixo maior das mesmas, constatando um controle estrutural, prevalecendo as direções NE-SW e NW-SE, concordando com o padrão das fraturas geológicas da região.

Poucas são as informações sobre a gênese e evolução dessas feições; especula-se que, sejam fruto do rebaixamento do embasamento por processos de dissolução do calcário, que segundo Martins (2004), é coberto por sedimentos quaternários fluviais. Nas proximidades da Lagoa da Confusão existem duas ipucas colapsadas, cuja origem ainda é incerta, mas apresentam formato arredondado assemelhando-se com dolinas, feições típicas de ambientes cársticos.

Figura – 44: Mapa geomorfológico da bacia do córrego Barreiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Uma dessas feições está situada na Planície do Bananal, na propriedade da Dona Eni Galvão (Figura 45a), onde foi possível notar uma variação no nível d'água ao longo do ano, não se tendo informação precisa de quando a mesma teria se formado. A segunda ipuca, situada na fazenda Lago Verde, se encontra permanentemente alagada (Figura 45b), tendo sido colapsada no ano de 2002.

Estas feições possuem características semelhantes, além da forma arredondada e borda escarpada, apresenta um espesso horizonte de solo plântico. Essas características apontam que estas feições, ainda recentes, estão em processo de desenvolvimento.

Uma terceira ipuca (dolina?), neste caso de subsidência, está situada na propriedade do Sr. Panta, e encontra-se quase sempre alagada, salvo em anos com estiagens mais severas (Figura 45c). Essa ipuca apresenta, da borda para o centro, uma vertente pouco inclinada. Em trabalho de campo, foi possível notar a ocorrência de crostas lateríticas nas bordas desta feição. Numa tentativa de comparação, esta feição estaria num estágio de evolução mais avançado que as anteriores, porém menos que o atual estágio de evolução da Lagoa da Confusão.

Figura – 45: Exemplos de dolinas nas proximidades da Lagoa da Confusão, (a) localizado na propriedade da Dona Eni Galvão, (b) ipuca colapsada preenchida por água situada na fazenda Lago Verde e (c) ipuca na Fazenda do Sr. Panta.



Fonte: Fernando de Moraes (a), Gilney Cardoso Pereira (b e c).

Ainda na planície fluviolacustre, foi cartografada a zona palustre, que é definida como áreas que já foram pertencentes aos rios, riachos e lagos. No caso da Lagoa da Confusão, esta área encontra-se permanentemente alagada mesmo no inverno (período seco para região). Uma investigação acerca da idade dos sedimentos dessas áreas torna-se necessário para que se tenha uma ideia sobre sua dinâmica evolutiva (expansão ou retração areal).

Excetuando-se as dolinas já citadas, esta área apresenta outras características de relevo cárstico como três afloramentos de calcário ocorrem na sua porção sul. Dois destes morrotes estão situados próximos à lagoa, e um terceiro mais ao sul, próximo do rio Urubu, todos situados na planície fluviolacustre supracitada. Para Auler (2003), essa porção mais rebaixada da área estudada foi formada a partir do alagamento sazonal das lagoas da região. Enquanto que, Pontalti (2010) acredita tratar-se de carste parcialmente encoberto, classificado por este autor como um *poljé* (Figura 46). Assumindo este ponto de vista, as observações de campo apontam para um processo de inumação desta grande feição cárstica (*poljé?*).

Figura – 46: Feições cársticas nas proximidades da Lagoa da Confusão.



Fonte: Imagem do Google Earth.

Em um desses morrotes existe uma caverna conhecida com Gruta Casa de Pedra, cujas dimensões ultrapassam 1 km, que se desenvolve em um padrão de condutos do tipo "espongiforme" (PONTALTI, 2010). Outro fragmento de rocha calcária pode ser observado ainda dentro da própria lagoa.

Pereira (2012) e Pereira e Morais (2012) investigaram a direção dos fluxos subsuperficiais (*scallops*) nesta área por meio de ensaios geofísicos, e inferiram que os mesmos são condicionados por possíveis fraturas no embasamento calcário, coincidindo com o eixo de desenvolvimento principal da caverna NE-SW.

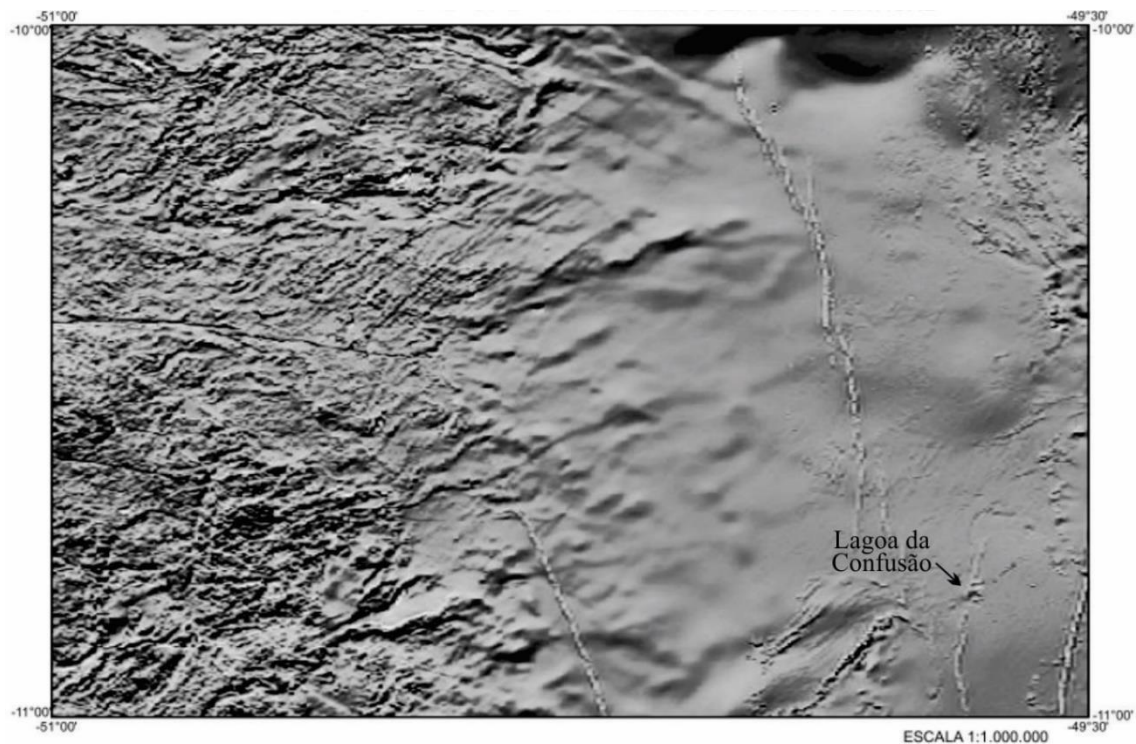
No tocante à direção dos fluxos superficiais, a lagoa escoar suas águas pelo córrego conhecido como Sangra da Lagoa que deságua no rio Urubu (Figura 46). Esse curso d'água não apresenta, segundo moradores mais antigos da área, direção de fluxo definida, tais moradores

salientam que, quando a lagoa transborda primeiro, o fluxo se dá no sentido lagoa/rio; e quando o rio enche primeiro, o fluxo se dá no sentido contrário, sou seja, rio/lagoa.

Na área não foram observadas feições de erosão superficial como ravinas ou voçorocas, que poderiam contribuir para o melhor entendimento dessa dinâmica hídrica superficial. Portanto, não foi possível atrelar cada estrato sedimentar à dinâmica de um setor específico da bacia.

A Lagoa da Confusão possui caráter perene e, no entanto, não é alimentada por nenhuma drenagem no período de estiagem, o volume de água poderia ser mantida devido a um barramento subsuperficial ocasionado por falhas de empurrão no sentido NW-SE e com esforço NE-SW (CPRM, 2004). Outra evidência de que há controle estrutural na Lagoa da Confusão pode-se observada na imagem aeromagnetometria (Figura 47) um cruzamento de duas falhas/fratura nos sentidos NE-SW e N-S (STROPPER *et al.*, 2014).

Figura – 47: Aeromagnetometria da Carta Santa Teresinha.

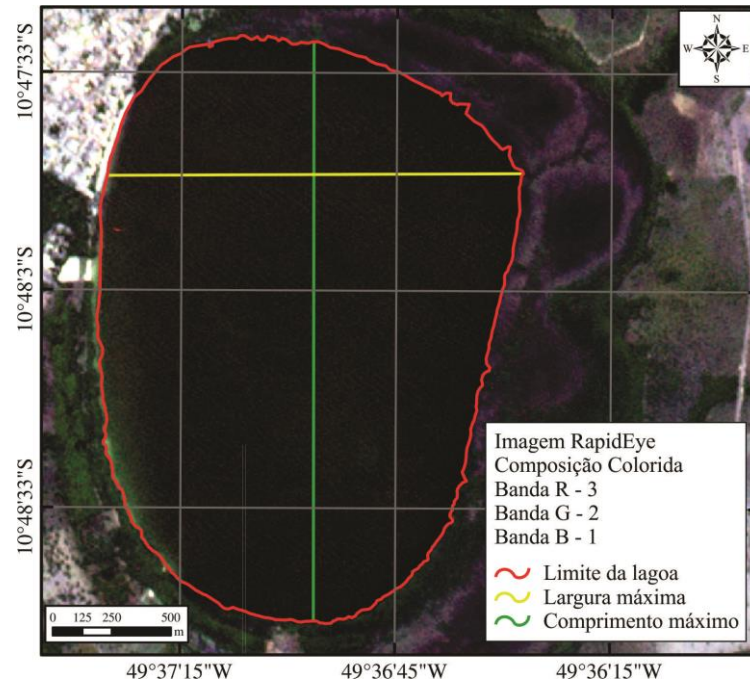


Fonte: STROPPER *et al.*, 2014.

5.2. Batimetria

Os primeiros parâmetros medidos foram o comprimento máximo de 2.453 m no eixo Norte-Sul e a largura máxima 1.765 m no sentido Leste-Oeste, além da área total da superfície, que se constitui de 3.545.624 m², e o perímetro, que é de 7.310 m. Essas variáveis foram coletadas em ambiente SIG, e serviram de suporte na escolha da escala e no planejamento dos levantamentos em campo (Figura 48).

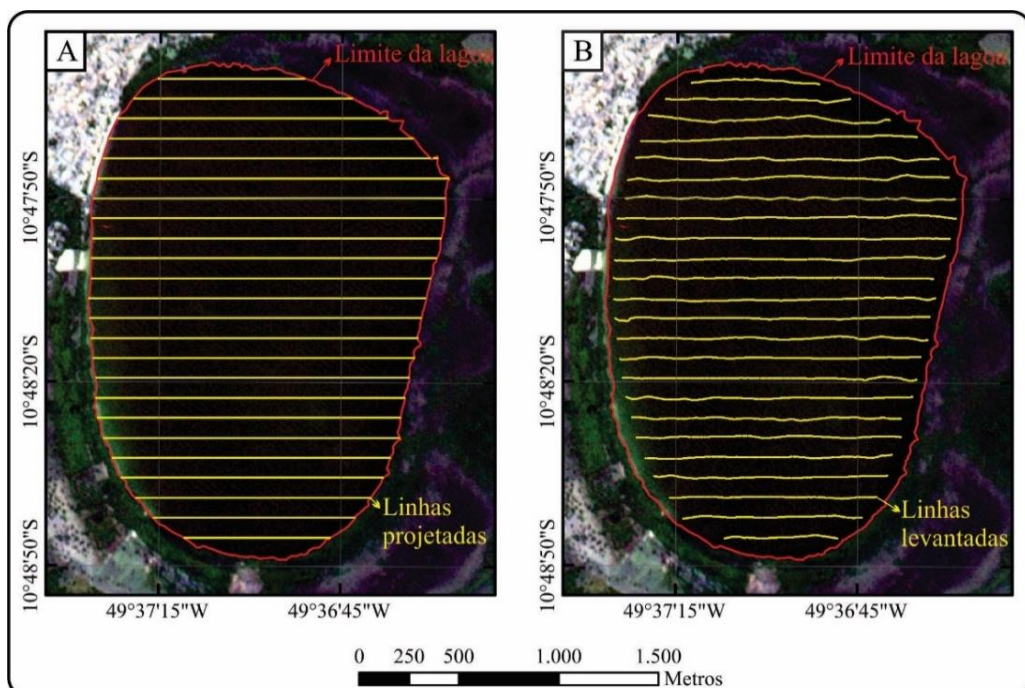
Figura – 48: Imagem de satélite *RapidEye* com contorno da Lagoa da Confusão e parâmetros primários.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Após o tratamento dos dados obteve-se em uma planilha do tipo Excel 6220 pontos, com as colunas x, y e z. A esse arquivo foi adicionado uma tabela de pontos contendo o limite da lagoa com valor zero, perfazendo um total de 6665 pontos. A figura 49A apresenta as rotas planejadas inseridas no GPS e a figura 49B os transectos executadas registradas durante o levantamento.

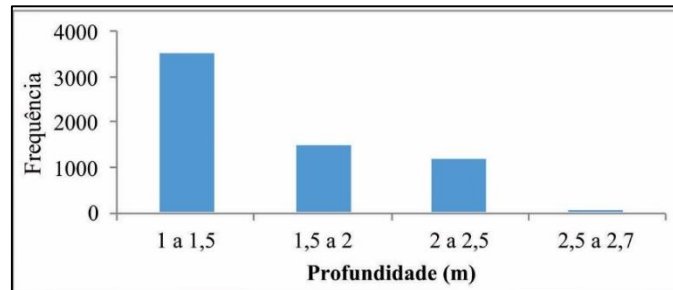
Figura – 49: Imagem de satélite *RapidEye* com contorno da Lagoa da Confusão e transectos planejados (A) e transectos levantados (B).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Foi realizada a análise da variabilidade dos dados através do histograma (Figura 50). As profundidades obtidas variam de zero a 2,71 m. O coeficiente de variação é de 0,34, esse valor indica um a homogeneidade das amostras (CIGAGNA *et al.*, 2014).

Figura – 50: Variação das profundidades medidas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Essa planilha foi inserida no programa *Surfer 11* e os pontos interpolados pelo método da krigagem, gerando o mapa batimétrico, com espaçamento entre as isóbatas de 0,50 m. Optou-se por esse método, pelo fato do mesmo ser o mais utilizado para este tipo de levantamento. Segundo Landim *et al.* (2002), esta técnica estima valores médios e também determina a precisão dos dados, que são calculados baseado na distância entre os valores amostrais e o ponto estimado, permitindo calcular os erros a partir da variância dos pontos estimados.

Na tabela 1 são apresentados os dados morfométricos primários aferidos em campo e dados secundários, calculados segundo as metodologias propostas por Hakanson (1981) e Sperling (1999).

Tabela – 1: Parâmetros morfométricos para Lagoa da Confusão.

Parâmetros Primários	
Profundidade máxima (Z_{max})(m)	2,71
Perímetro (P) (m)	7.310
Comprimento máximo (C_{max}) (m)	2.543
Largura máxima (L_{max}) (m)	1.765
Área total da superfície (A) (m ²)	3.545.624
Volume total (V) (m ³)	6.515.414
Parâmetros Secundários	
Profundidade média (Z_{med}) (m)	1,84
Profundidade relativa (Z_r) (%)	4,27
Índice de desenvolvimento de volume (D_v)	1,89
Índice de desenvolvimento do perímetro (D_p)	0,83
Declividade média (α) (%)	0,27
Largura média (L_{med}) (m)	1.445,42

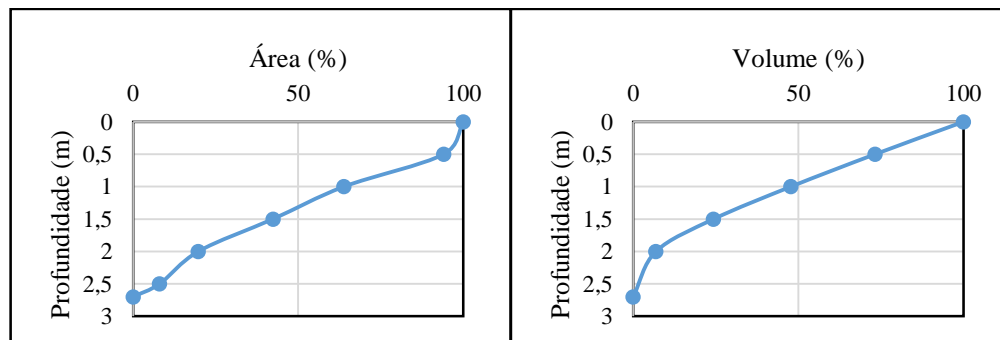
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os valores referentes à profundidade média e ao volume foram calculados em sub-rotinas do programa *Surfer 11*, foram unidos aos parâmetros já medidos por meio de técnicas de Sensoriamento Remoto, perímetro (P), comprimento máximo (C_{max}), largura máxima (L_{max}), área total da superfície (A) e área do círculo com mesmo perímetro (A_c), para serem calculados os parâmetros secundários que foram obtidos através das relações entre parâmetros primários.

O índice desenvolvimento do volume (Dv) representa o quão cilíndrico um determinado corpo hídrico se apresenta. Assim, para Lagoa da Confusão o Dv foi de 1,89, indicando que esta possui um formato côncavo. Segundo Sperling (1999), lagos com Dv inferior à unidade apresentam uma forma convexa em V, já aqueles que possuem $Dv > 1$ caracterizam-se por perfil transversal em forma de U. Há ainda os que apresentam altos valores de $Dv > 2$, que para Wetzel (2001), podem ser considerados como lagos rasos com extensa área de espelho d'água.

Esta lagoa pode ser classificada como do tipo côncavo, de acordo com a relação área/profundidade e área volume de Hakanson (1981). Lagos classificados com essa forma apresentam maiores declividades nas bordas e diminuem conforme aumenta a profundidade, como pode ser observada na curva hipsográfica (Figura 51), condizendo com o baixo índice de declividade média da Lagoa da Confusão.

Figura – 51: Curvas hipsográficas relativas para a área e o volume da Lagoa da Confusão.



Fonte: Elaborado pelo autor.

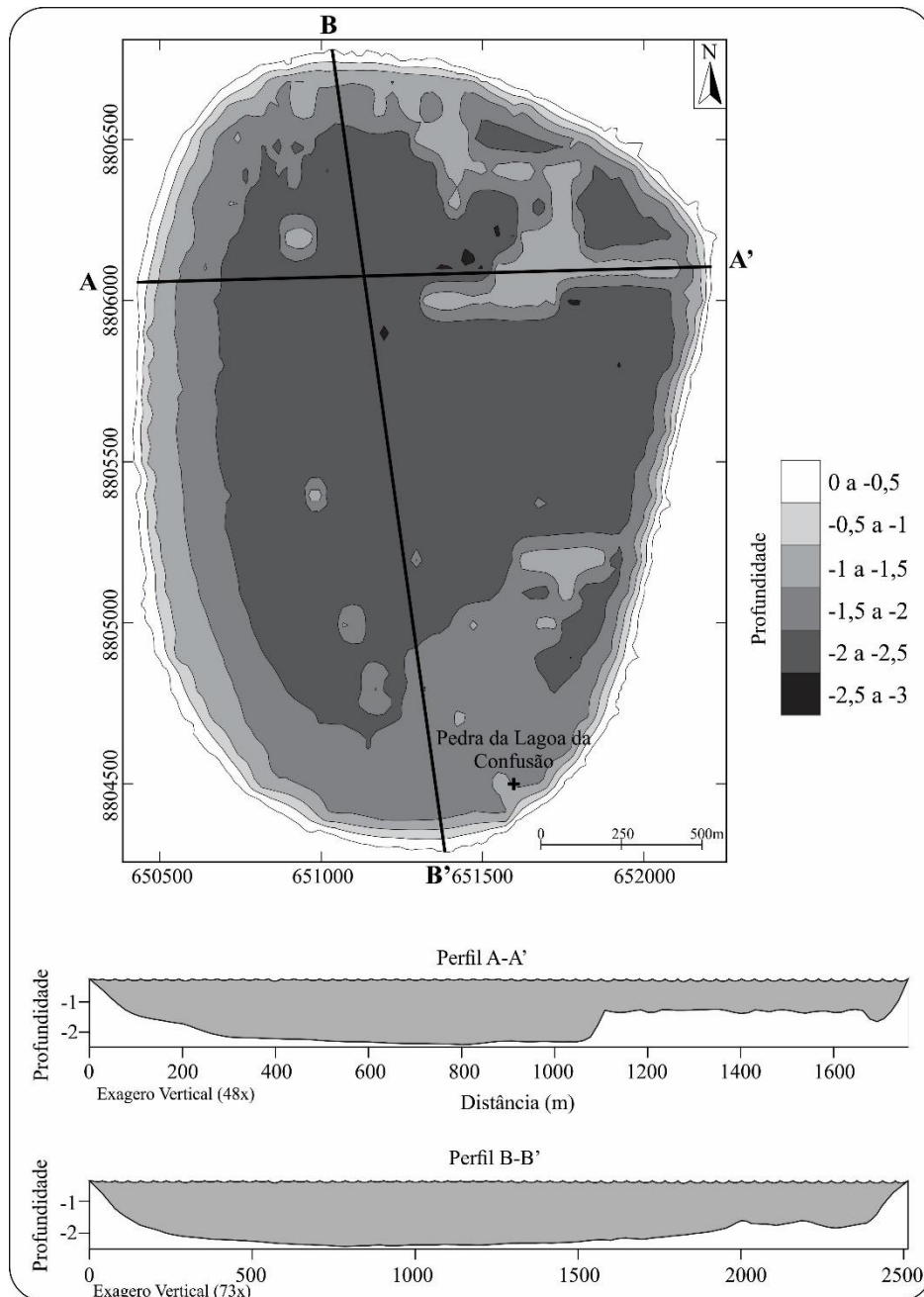
O índice desenvolvimento do perímetro (D_p) é determinado pela razão entre a área total do lago e a área total de um círculo com o mesmo perímetro, quanto mais próximo de 1, mais circular tende a ser o corpo hídrico. O D_p calculado para a Lagoa da Confusão foi de 0,83, indicando que esta possui forma circular. Para Hutchinson (1957), lagos que possuem esse formato podem ser originados por processos de dissolução cárstica. Tal assertiva corrobora as demais características que apontam para uma gênese cárstica da Lagoa da Confusão.

O mapeamento da morfologia de fundo foi elaborado aplicando-se o método estatístico da krigagem, representado em curvas de isovalores ou isóbatas, com equidistâncias de 0,5 m. Nota-se a proximidade entre as isóbatas próximo às bordas e aumentam em direção à porção

central da lagoa), mostrando o predomínio entre as cotas 1,5 e 2 m, que evidenciam o fundo plano e alto grau de homogeneidade da lagoa (Figura 52).

Os parâmetros morfométricos corroboram os resultados da carta batimétrica da Lagoa da Confusão. Observando os perfis A-A' e B-B' (Figura 52), é possível notar o caráter plano, uma vez que, para que o desnível da borda para o centro tenha uma certa representatividade, foi necessária a adoção de um exagero vertical 200 vezes para uma melhor representação do perfil.

Figura – 52: Mapa batimétrico da Lagoa da Confusão.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Observando o mapa batimétrico, nota-se um padrão entre as isóbatas que aumentam gradativamente da borda para o centro. No entanto, nas porções norte-nordeste e leste-sudeste

há áreas que destoam deste padrão e ficam evidentes nos perfis A-A' e B-B' (Figura 52). Nessas áreas estão localizadas a foz das drenagens que deságuam na lagoa, que carregam sedimentos que se acumulam ali.

Não foi possível notar nenhuma descontinuidade estrutural na morfologia de fundo da lagoa em questão (Figura 52), diferentemente de Sarges (2002), que a partir da modelagem do fundo de alguns lagos do Médio Rio Doce, pôde inferir que os mesmos possuem importantes controles neotectônicos.

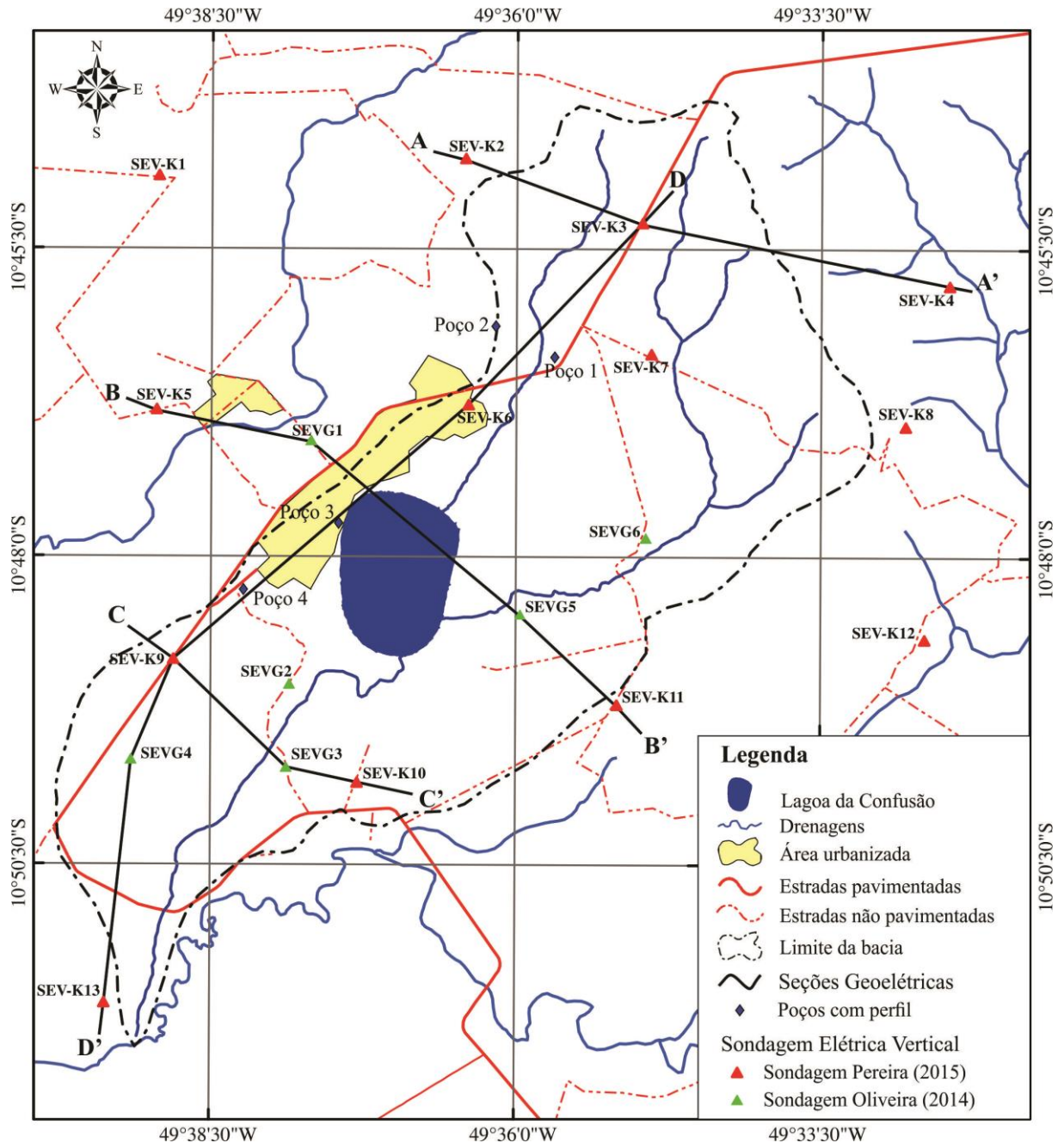
5.3. Geofísica Aplicada

5.3.1. Sondagem elétrica vertical

Os métodos geofísicos foram utilizados visando a caracterização do substrato geológico da área estudada. Nesta etapa do trabalho foram realizadas seis sondagens elétricas verticais (SEV's) com arranjo Schlumberger. Nos estudos de Oliveira (2014) foram realizadas 13 SEV's, dessas, sete foram agregadas a este trabalho. A figura 53 apresenta a distribuição das sondagens na área de estudo, sendo que a escolha da localização das mesmas se deu buscando obter a maior cobertura espacial, visando o melhor entendimento sobre a área.

Há diferentes nomenclaturas para as sondagens na figura 53, as que são sucedidas pela letra G foram levantadas neste trabalho, enquanto que, a que são sucedidas pela a letra K foram realizadas por Oliveira (2014). Esta autora realizou o levantamento no período de estiagem (período bem próximo do deste trabalho) e com a mesma configuração dos eletrodos. No entanto, para uma melhor interpretação foi realizada uma nova inversão, a partir dos dados brutos gerais. Isso significa que não foram utilizadas as interpretações de Oliveira (2014), mas o uso dos dados originais.

Figura – 53: Localização das SEV's Oliveira (2014) e Pereira (2015), poços e perfil das seções.



Fonte: Oliveira (2014) e do autor.

No total foram realizadas vinte e seis leituras para cada SEV, aplicando o mecanismo da embreagem na décima segunda e vigésima segunda leituras. Este procedimento, segundo Braga (2007), visa diminuir a perda da corrente elétrica, e aumentar a precisão das leituras. A tabela 2 apresenta os valores das resistividades aparente obtida nos levantamentos de campo para cada SEV, de acordo com cada espaçamento entre os eletrodos.

Tabela – 2: Valores para resistividade aparente para SEV's de 1 a 6.

Eletrodos de corrente (AB/2) m	Eletrodos de potencial (MN/2) m	Resistividade aparente ρ (Ω .m)					
		SEV-G1	SEV-G2	SEV-G3	SEV-G4	SEV-G5	SEV-G6
1	0,5	524,7	2.025,5	5.165,7	4.802,5	15.848,8	7.454,6
1,5	0,5	652,3	3.642,6	6.457,4	6.541,6	19.452,6	6.604,9
2	0,5	645,0	5.105,2	6.369,1	7.219,6	19.001,0	4.616,9
2,5	0,5	649,4	6.200,4	5.534,4	7.873,4	15.061,2	3.645,3
3	0,5	656,6	6.991,4	4.705,3	7.385,8	11.255,0	2.796,8
3,5	0,5	657,3	7.434,5	4.481,0	6.514,3	8.555,3	2.329,0
4	0,5	661,8	7.796,5	4.079,7	5.436,9	7.182,3	1.818,2
5	0,5	649,6	8.120,7	3.283,7	3.910,7	6.302,7	1.286,2
6	0,5	651,2	8.232,6	2.668,7	2.923,9	4.610,1	1.093,5
7	0,5	648,6	7.966,4	2.296,8	2.456,8	4.374,0	930,8
8	0,5	631,2	7.312,7	2.008,0	2.311,1	4.048,7	790,6
10	0,5	604,8	6.136,5	1.592,3	2.194,5	3.606,8	567,2
10	5	492,6	6.559,5	2.194,5	2.729,0	4.921,9	870,5
12,5	5	454,1	5.139,4	1.443,4	2.321,9	3.473,9	502,4
15	5	415,6	4.412,0	1.252,3	2.041,0	3.147,8	294,9
17,5	5	398,9	3.969,2	1.206,4	1.854,6	2.907,0	209,7
20	5	368,3	3.560,0	1.202,7	1.778,1	2.685,1	113,7
25	5	270,2	2.837,3	1.214,7	1.578,1	2.255,1	46,9
30	5	214,0	2.390,4	1.200,3	1.397,1	1.729,6	56,2
35	5	186,9	2.174,4	1.124,9	1.134,2	1.331,9	162,3
40	5	169,1	1.951,7	1.046,0	993,0	1.107,9	61,3
50	5	124,8	1.617,1	908,8	837,6	784,3	271,0
60	5	169,3	1.476,1	803,8	690,5	411,4	289,2
70	5	128,7	1.280,9	751,4	634,4	94,1	872,2
70	15	113,1	1.290,1	758,1	895,5	885,5	635,5
80	15	100,5	1.170,8	720,8	1.005,3	839,8	66,1
100	15	196,0	979,4	717,3	397,4	704,2	359,5
125	15	150,4	819,8	833,1	1.375,3	1.753,0	58,6

Fonte: Elaborado pelo autor.

De posse dos dados de resistividade aparente, foi realizada a inversão dos mesmos utilizando-se o *software IPI2win*, onde foram calculadas a espessura e profundidade para cada camada. A resistividade aparente de cada camada é definida a partir do conjunto de resistividade aparentes similares, agrupadas de acordo com a composição mineral e grau de saturação (MENDES, 2000).

A tabela 3 apresenta os dados das sondagens após a inversão no *software IPI2win*. A primeira linha compõe o cabeçalho que indica os resultados gerados pelo *software*, sendo da esquerda para direita: identificação das sondagens, quantidade de camadas, resistividade aparente para cada camada, espessura das camadas, profundidade acumulada das camadas, tipo de curva de cada sondagem e erro médio quadrático calculado pelo *software*.

Tabela – 3: Resultado das camadas, espessuras e tipos de curva.

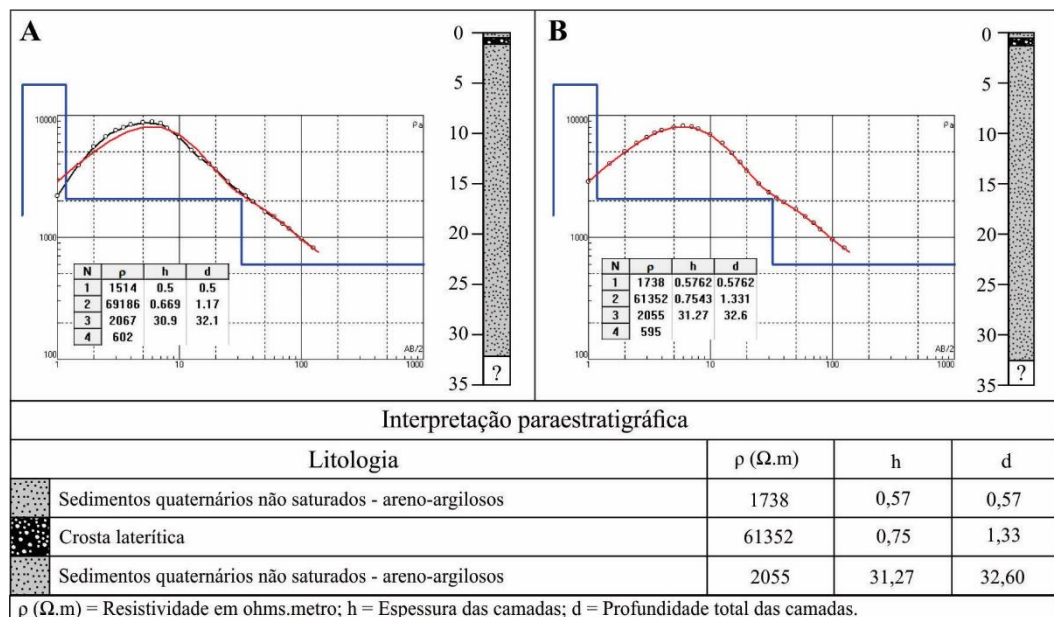
SEV	Camadas	Resistividade aparente ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Profundidade (m)	Tipo de curva	Erro (%)
G1	1	457	12,21	12,21	H	0,124
	2	47	12,42	24,63		
	3	178	-	-		
G2	1	1514	0,5	0,5	KQ	0,393
	2	69186	0,67	1,17		
	3	2.037	30,92	32,09		
	4	602	-	-		
G3	1	6.235	0,5	0,5	KQHKH	0,536
	2	15.333	0,65	1,15		
	3	3.761	3,6	4,21		
	4	772	5,81	10,02		
	5	1.796	15,15	25,18		
	6	186	26,47	51,65		
	7	66.203	-	-		
G4	1	11919	2,42	2,42	QH	0,398
	2	2.805	17,01	19,43		
	3	388	37,4	56,83		
	4	127.656	-	-		
G5	1	254018	1,55	1,55	QH	0,424
	2	39.893	14,2	15,75		
	3	599	56,09	71,84		
	4	38919	-	-		
G6	1	12623	0,9	0,9	QHA	0,526
	2	1.750	3,83	4,73		
	3	25	5,55	10,3		
	4	511	16,05	26,35		
	5	1.639	-	-		

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os extratos litológicos identificados através das sondagens foram interpretados em diferentes composições e grau de saturação, os mais resistivos foram as lateritas, enquanto que as camadas mais argilosas apresentaram menores resistividades, coincidindo com a literatura (FACHIN, 2007; BRAGA, 2007; GANDOLFO, 2007). Essa variação na resistividade aparente entre as várias camadas de uma mesma sondagem mostrou-se frequente, isso se deu pela diferença na composição dos sedimentos e, pode indicar que a deposição desses sedimentos teria ocorrido em períodos alternados (seco e úmido).

A SEV-G2 apresenta curva do tipo KQ para o modelo morfológico de quatro camadas. Esta sondagem está situada próximo a transição entre a área inundável e as não inundáveis. Observa-se na figura 54, que uma fina camada de sedimentos quaternários não saturados (0,57 m) com resistividade aparente de 1.738 Ω .m, esta recobre o que poderia a crosta laterítica com alta resistividade aparente (61.352 Ω .m) com 0,75 m. A camada subjacente a essa crosta mostrou-se bem mais espessa (31,27 m), com as mesmas características da primeira. A resistividade aparente registrada para o topo da última camada sugere tratar de sedimentos com alto grau de saturação (595 Ω .m).

Figura – 54: Curvas de campo não ajustada (A), e ajustada (B) e perfil paraestratigráfico para SEV-G2.



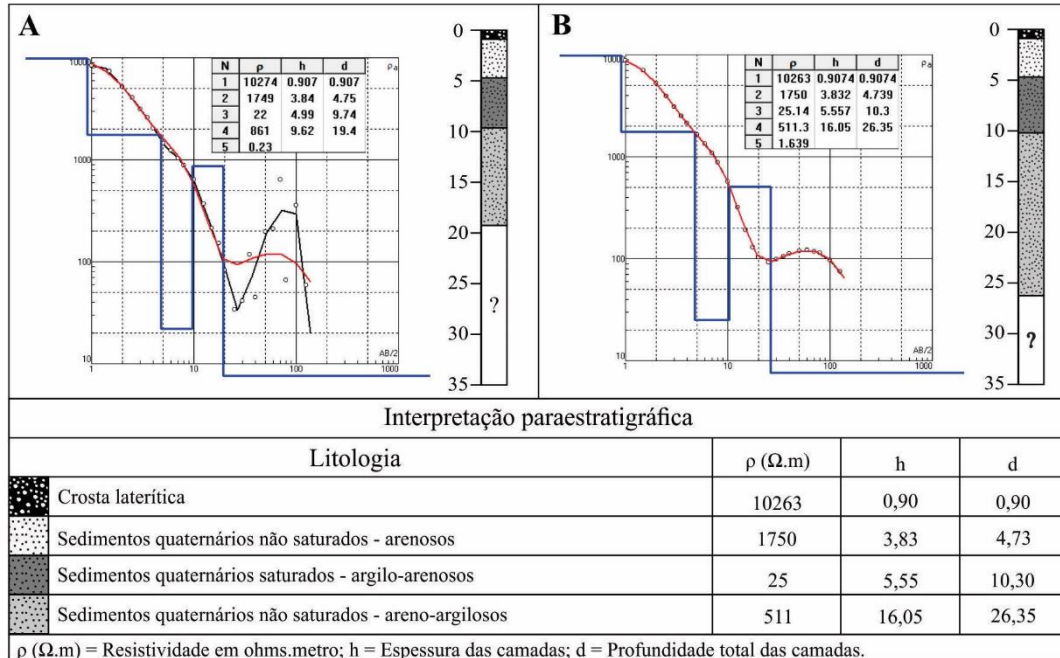
Fonte: Elaborado pelo autor.

Brasil (1981), Martins (2004) e Martins *et al.* (2005) destacam a presença de crosta laterítica pouco espessa com idade Terciário-Quaternária, que ocorrem em forma de platôs descontínuos e apresentam seixos ferruginosos. Na área de estudo as crostas lateríticas afloram em alguns locais, principalmente nas áreas com maiores altitudes, na porção norte da bacia. No entanto, neste trabalho estas crostas foram observadas em ambas unidades geomorfológicas (Depressão do Araguaia e Planície do Bananal), nas sondagens K-3, K-5, K-9, K-11, G-2, G-4, G5 e G-6.

A SEV-G6 apresenta curva do tipo QHK, interpretada por um modelo de quatro camadas. A primeira camada apresentou alta resistividade aparente (10.224 Ω .m), indicando a crosta laterítica com 0,92 m de espessura, sucedida por um pacote de sedimentos, que podem ser interpretados como arenosos não saturados, com resistividade de 1.698 Ω .m e 3,93 m de espessura. A terceira camada, com espessura de 12,85 m, e com resistividade muito baixa (33 Ω .m), pode estar relacionada com presença de sedimentos argilosos saturados. Logo abaixo

está a camada resistiva que apresenta $25.157 \Omega.m$, que é compatível com o embasamento calcário da Formação Couto Magalhães (Figura 55).

Figura – 55: Curvas de campo não ajustada (A) e ajustada (B), perfil paraestratigráfico para SEV-G6.



Fonte: Elaborado pelo autor.

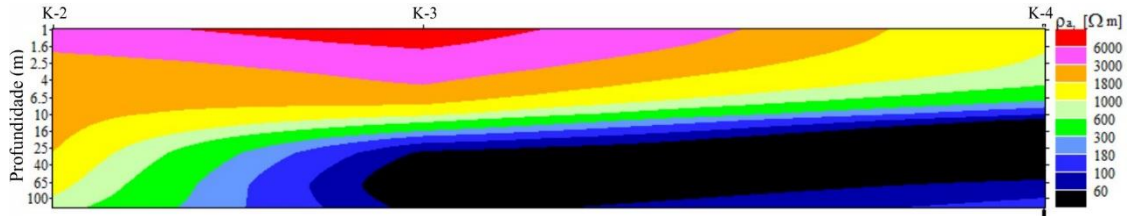
As interpretações das camadas das sondagens foram norteadas por colocações feitas por Brasil (1981), Martins (2004) e Martins *et al.* (2005). Tais autores argumentam que a Planície do Bananal é uma feição marcante e, trata-se de uma bacia sedimentar ativa com preenchimento de sedimentos pleistocênicos, informações reiteradas por Valente (2007). Valente e Latrubesse (2012) executaram furos de sondagem na porção central da Ilha do Bananal e, realizaram datação dos sedimentos pelo método OSL, TL e C^{14} , para amostras arenosas em profundidades maiores que 2 m, cujas datam do Pleistoceno Médio e Superior, que segundo os autores são cobertos por sedimentos holocênicos.

A distribuição lateral das resistividades aparentes podem ser observadas para todas as seções geoeletricas produzidas no *software IPI2win*. Para cada seção, uma figura foi elaborada apresentando uma escala ao lado esquerdo que indica profundidades das camadas e uma escala de cores ao lado direito representa a variação das resistividades aparentes em ohms.m ($\Omega.m$).

A seção A – A' (Figura 56) foi elaborada utilizando as SEV's K2, K3 e K4, possui comprimento de 8 km e orientação W-E, está situada na porção norte da área estudada, e foi elaborada estimando a variação lateral das resistividades aparentes das sondagens (Figura 54). As curvas de campo foram classificadas de acordo com a morfologia das sondagens. As SEV-K2 e SEV-K3 foram interpretadas para o modelo de cinco camadas, que resultaram nos tipos

HKQ e QQH, respectivamente, enquanto que a SEV-K4 apresentou três camadas que resultou na curva do tipo H.

Figura – 56: Seção geoeletrica A – A' para as SEV's K2, K3 e K4.



Fonte: Elaborado pelo autor.

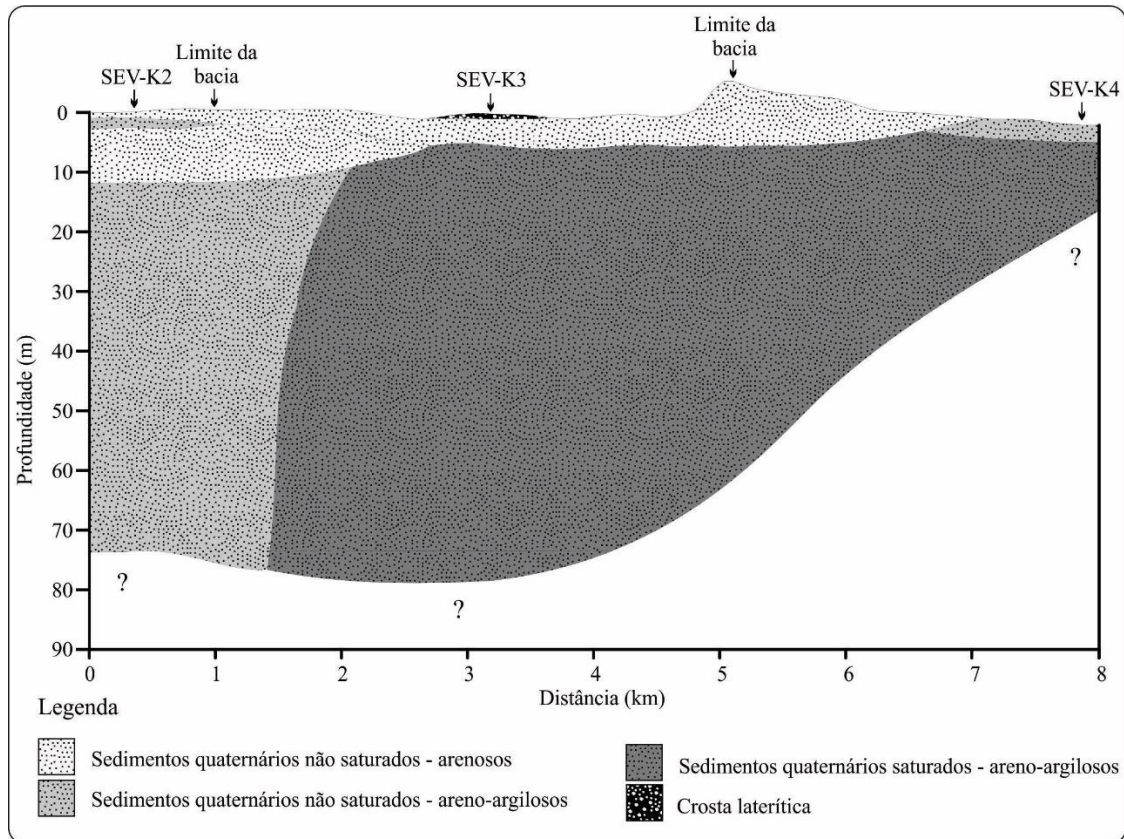
A primeira e a terceira camadas da SEV-K2 (Figura 57) apresentaram resistividade aparente bem próximas da segunda da camada da SEV-K3, sugerindo uma continuidade dessas camadas ao longo da seção. A primeira camada atingiu a profundidade de 0,80 m, e a terceira com 9,30 m de espessura na SEV-K2, enquanto que na SEV-K3 esta camada corresponde à segunda camada, com 4,10 m, podendo ser notada uma resistividade média aparente de 3921 Ω .m para estas camadas, sendo aqui interpretadas como sedimentos quaternários não saturados (arenosos) da superfície plana, com cobertura laterítica, da Depressão do Médio Araguaia.

Na SEV-K2 foram caracterizadas mais duas camadas, a segunda com 1,57 m, e a terceira com 61,61 m de espessura, que podem ser interpretadas como sedimentos quaternários não saturados (arenosos), a resistividade aparente média obtida para essas camadas foi de 1200 Ω .m. Este pacote de sedimentos atinge a profundidade máxima de 73,28 m, que pode ser o topo do nível d'água no topo da camada resistiva com 146 Ω .m.

O comportamento da resistividade aparente da primeira camada da SEV-K3, mostrou-se destoante das demais 11.904 Ω .m, e com espessura de 0,64 m, podendo corresponder às crostas lateríticas. A primeira da SEV-K4, com espessura de 2,84 m, pode ser correlacionada a sedimentos areno-argilosos, com resistividade aparente de 1.062 Ω .m.

A SEV-K3 apresentou, nas duas últimas camadas, baixa resistividade (56 e 11 Ω .m), totalizando um pacote de sedimentos com espessura de 48,30 m. Essas características se mantêm até a SEV-K4, ainda que um pouco menos espessa (10,52 m), e com resistividade de 11 Ω .m, podendo ser correlacionada aos sedimentos quaternários saturados (areno-argilosos). Observando a seção paraestratigráfica, nota-se uma variação anômala nos valores de resistividade aparente, passando de 11 para mais de 8.022 Ω .m de oeste para leste, o que poderia indicar o contato dos sedimentos com embasamento calcário da Formação Couto Magalhães, mais raso na SEV-K4 e mais profundo na SEV-K2.

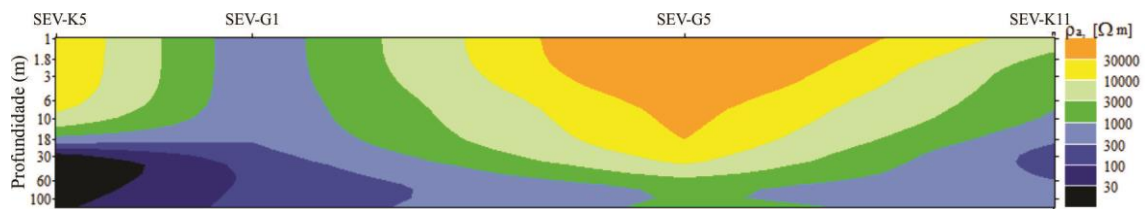
Figura – 57: Seção paraestratigráfica A – A' para as SEV's K2, K3 e K4.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As SEV's que compõem a seção B – B' são, K5, G1, G5 e K11. Esta seção possui 9km de extensão no sentido NW-SE, e está situada na porção central da bacia, atravessando a Lagoa da Confusão em sua porção norte. A figura 58 apresenta a variação lateral das resistividades representadas em 2D (bidimensional) da seção geoeletrica B – B'.

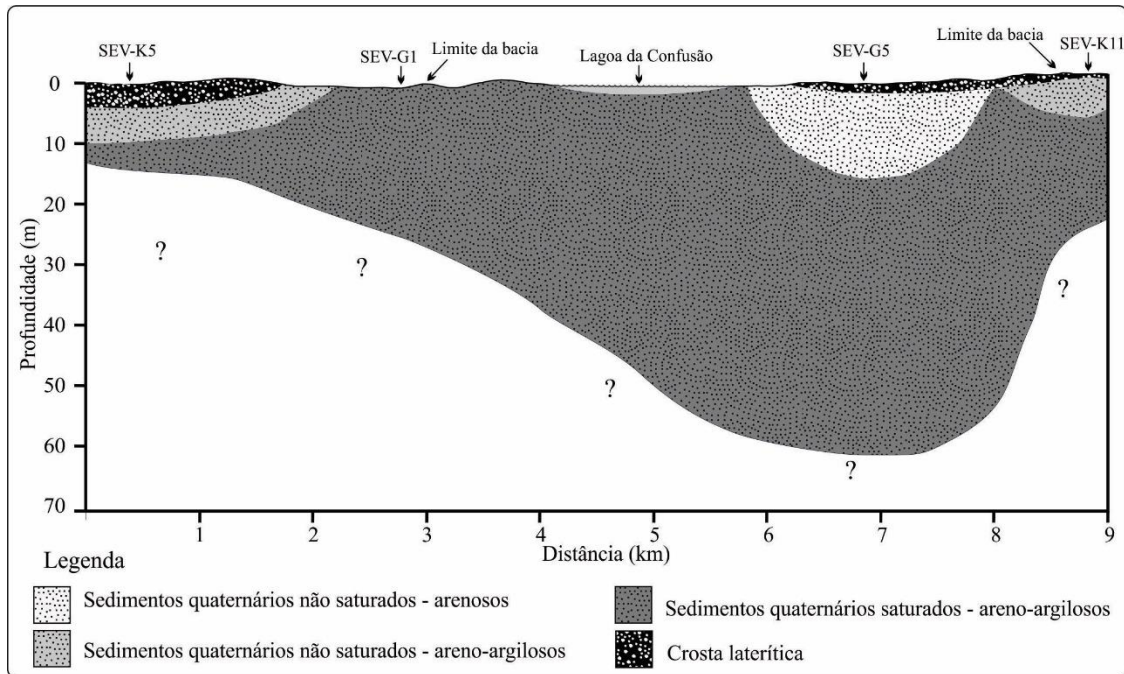
Figura – 58: Seção geoeletrica B – B' para as SEV's K5, G1, G5 e K11 produzida através do *software IPI2win*.



Fonte: Elaborado pelo autor.

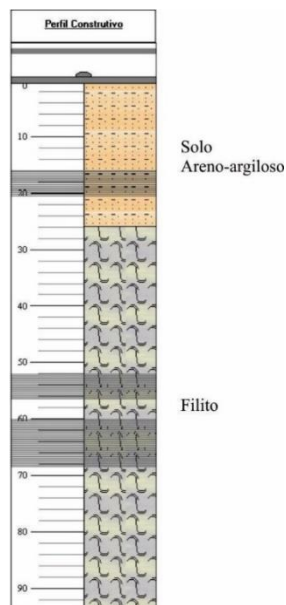
A seção paraestratigráfica inicia-se na SEV-K5 (Figura 59), que apresentou duas camadas de sedimentos, a primeira com resistividade aparente de 28.113 $\Omega.m$, relativa a crosta laterítica 3,99 m, sucedida de uma camada de sedimentos areno-argilosos saturados, atingindo uma profundidade de 12,19 m e resistividade aparente de 1140 $\Omega.m$, chegando à camada condutiva com 531 $\Omega.m$. A partir dessas três camadas foi composta a curva do tipo Q.

Figura – 59: Seção paraestratigráfica B – B' para as SEV's K5, G1, G5 e K11.



A SEV-G1 possui duas camadas de sedimentos areno-argilosas saturadas, com espessura próxima a 12 m, que juntamente com a camada condutiva foi interpretada a curva para um modelo de três camadas, resultando no tipo H. Ambas apresentaram baixa resistividade aparente sendo a primeira com maior resistividade aparente de 457 $\Omega.m$, e na segunda a resistividade aparente foi ainda menor com 47 $\Omega.m$, e finalmente a camada condutiva com 178 $\Omega.m$. Os dados de resistividade corroboram com a descrição do poço 1 (PTP-SANEATINS-2), que apresenta para os primeiros 24 m de sua composição solo areno-argilo (Figura 60).

Figura – 60: - Perfil litológico do poço 1 (PTP-SANEATINS-2).



A primeira camada da SEV-G5 (Figura 59) registrou alta resistividade aparente (254.018 Ω .m), e foi atribuída à crosta laterítica, com espessura de 1,58 m, seguida de um pacote de sedimentos arenosos não saturados com resistividade aparente de 39.414 Ω .m e espessura de 14,36 m. A terceira camada desta SEV-G5 é idêntica à segunda das SEV's K5 e G1, relativa a sedimentos argilosos saturados, apresentando resistividade de 494 Ω .m, com profundidade de até 61,29 m, atingindo a camada condutiva com valores de 60.012 Ω .m. No tocante ao tipo de curva, esta SEV apresentou um modelo de quatro camadas, classificado como do tipo QH.

A SEV-K11 finaliza a seção com quatro camadas apresentando a curva do tipo QH, sendo três de sedimentos com diferentes composições e graus de saturação. A resistividade aparente da primeira registrou 9.914 Ω .m, associada aos sedimentos arenosos não saturados com espessura de 0,5 m, logo abaixo sedimentos arenosos não saturados com resistividade aparentes um pouco mais baixas 1.237 Ω .m e espessura de 7,03 m, sucedida de um pacote de sedimentos argilosos saturados que apresentou 38 Ω .m de resistividade aparente e 7,30 m de espessura, quando alcança a camada condutiva a partir da profundidade de 14,80 m, que registrou 29.033 Ω .m de resistividade aparente.

A presença de crostas lateríticas na área de estudo já citadas por Brasil (1981), Martins (2004), Martins (2006) e Oliveira (2014), pôde ser comprovada por meio dos ensaios geofísicos e trabalhos de campo. Observa-se ainda a presença dos sedimentos arenosos e argilo-arenosos, que se estendem ao longo de todo perfil em diferentes espessuras e grau de saturação sendo mais espessa na SEV-G5, esses sedimentos compõem a cobertura sedimentar do quaternária da Bacia Sedimentar do Bananal e Depressão do Araguaia.

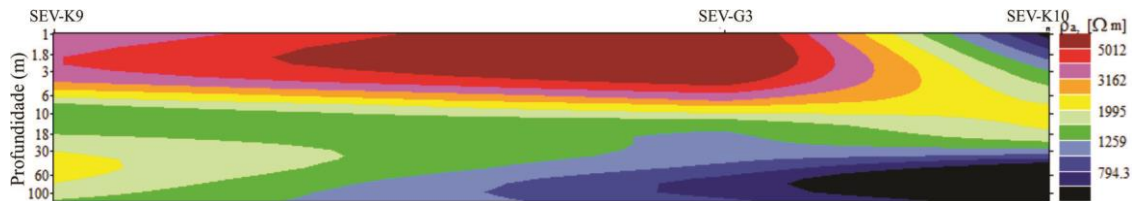
Ao longo desta seção observou-se a continuação da superfície plana com cobertura de crostas lateríticas que podem ser notadas nas SEV's K-5 e K-11 situadas na Depressão do Araguaia. Nas outras sondagens G-1 e G-5 percebe a presença de sedimentos argilo-arenosos saturados da Planície do Bananal. A SEV-G5 foi executada próximo à Lagoa e apresentou uma maior profundidade total dos sedimentos (71,84 m), sendo que para a última camada obteve-se uma resistividade muito alta (38919 Ω .m) que poderia ser do calcário da Formação Couto Magalhães.

Com 5km de extensão e todas as sondagens dentro do perímetro da área estudada, a seção C – C' é composta pelas SEV's K9, G3 e K10, e apresenta orientação NW-SE. Nesta seção observa-se a litologia composta por sedimentos arenosos com diferentes graus de saturação, espessuras e profundidades e embasamento calcário, além de uma camada de crosta

laterítica. As sondagens desta seção apresentaram curvas do tipo KHK para SEV-K9; do tipo KQHKG para SEV-G3 e do tipo KH para SEV-K10.

Na figura 61 pode-se observar a seção geoeletrica gerada no *software IPI2win* para as SEV's K-9, G-3 e K-10, que apresenta uma estimativa da variaçao lateral das resistividades. A escala do lado esquerdo da figura apresenta a variaçao na profundidade e do lado direito a resistividade aparente em $\Omega.m$.

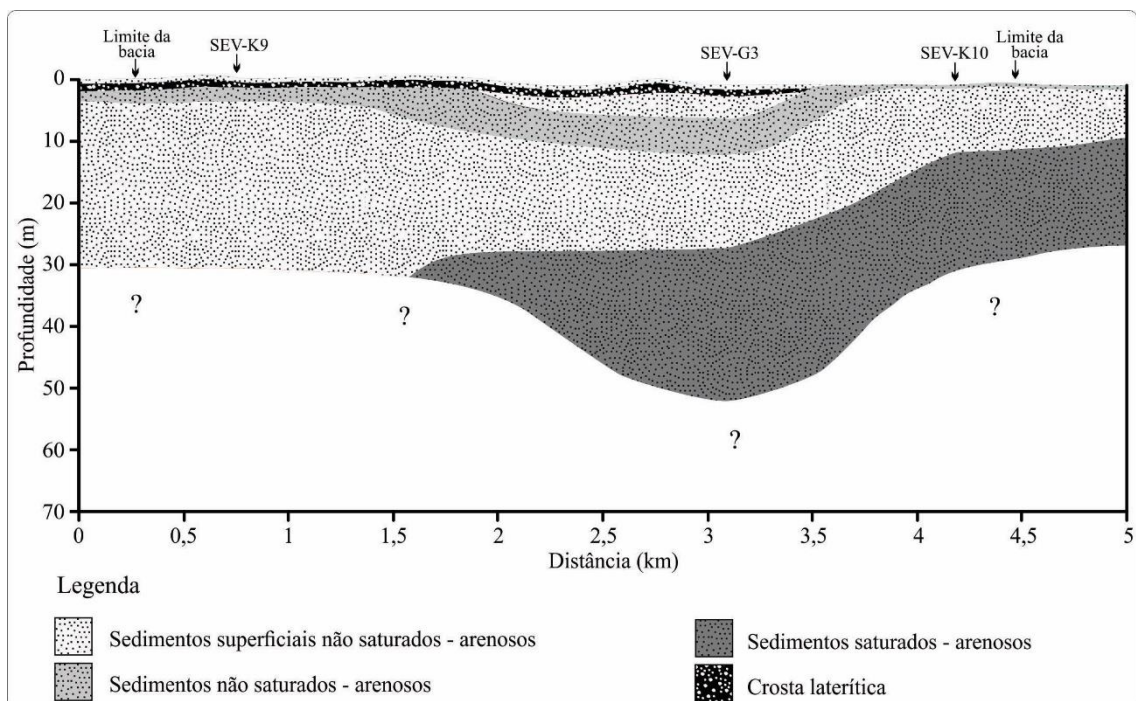
Figura – 61: Seção geoeletrica C – C' para as SEV's K9, G3 e K10 em gerada através do *software IPI2win*.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As duas primeiras camadas mostraram-se semelhantes às da SEV's K9 e G3. A primeira camada com espessura entre 0,6 e 0,7 m, e resistividade aparente compatíveis para as que correspondem a sedimentos superficiais quaternários arenosos não saturados com de média 4.000 $\Omega.m$. A segunda camada também se apresentou comum para essas sondagens, porém com comportamento da resistividade bastante distinto com média de 12.000 $\Omega.m$ e a espessura variando de 0,65 a 0,70 m, podendo ser associada à crosta laterítica. A primeira camada para SEV-K10 apresentou resistividade compatível com sedimentos areno-argilosos não saturados (321 $\Omega.m$), e espessura de 0,5 m (Figura 62).

Figura – 62: Seção paraestratigráfica C – C' para as SEV's K9, G3 e K10.

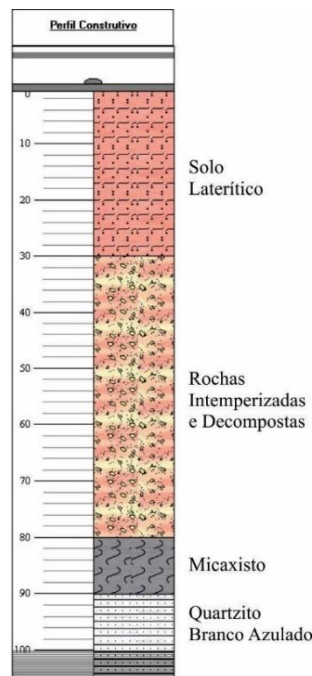


Fonte: Elaborado pelo autor.

Na SEV-K9 a terceira camada apresenta-se menos resistiva ($666 \Omega.m$) e espessura de 4,88 m, podendo ser associada a sedimentos argilosos não saturados. Com espessura de 22,81 m e resistividade aparente de $3.816 \Omega.m$, a quarta camada desta sondagem mostrou-se compatível com sedimentos arenosos quaternários não saturados, este pacote de sedimentos finda-se ao topo da camada condutiva aos 29 m e com resistividade aparente de $1.024 \Omega.m$.

Próximo a esta sondagem há um poço tubular profundo, utilizado para abastecimento industrial segundo informações registradas no SIAGAS, cujo perfil (Figura 63) apresenta em sua descrição para primeira camada de 0 a 30 m composto por solo laterítico, que corrobora a alta resistividade encontrada na primeira camada SEV-G3. As camadas subjacentes foram descritas como rochas intemperizadas e decompostas de 30 a 80 m, que podem corresponder à camada geológica condutiva ($1.024 \Omega.m$). Neste poço foram descritas mais duas camadas descritas como micaxisto entre as profundidades de 80 e 90 m, e uma camada composta por quartzito branco azulado entre de 90 e 100 m.

Figura – 63: - Perfil litológico do poço 2 (Rogério Christofolli).



Fonte: SIAGAS (2013).

Abaixo da crosta laterítica, a SEV-G3 apresenta uma sucessão de deposição dos sedimentos arenosos e argilo-arenosos não saturados e arenosos saturados (Figura 62). Behling (2002) em estudo polínico de amostras de sedimentos coletadas no interior da Lagoa da Confusão datadas por C^{14} , e inferiu que tratam de sedimentos do Pleistoceno Superior e Holoceno, com composições que variam de arenosos a areno-argilosos, depositados em

diferentes climas que alternaram-se entre climas frios e secos (glaciares), e quente e úmidos (interglaciares), constatada pela mudança vegetacional da área.

Essa diferenciação se dá por conta das diferentes resistividades registradas na sondagem elétrica. Com 3,06 m de espessura e resistividade aparente de 3.759 Ω .m, a terceira camada pode ser associada sedimentos arenosos não saturados, já a camada que a sucede pode ser composta por sedimentos que podem ser areno-argilosos não saturados com espessura de 5,81 m e resistividade aparente de 772 Ω .m. A quinta camada apresenta um aumento na resistividade aparente com 1.796 Ω .m e maior espessura 15,16 m, condizentes com sedimentos arenosos não saturados. O sexto estrato de sedimentos apresentou 186 Ω .m de resistividade aparente e 26,47 m de espessura, podendo ser associado aos sedimentos argilosos saturados, esta camada antecede o topo da camada condutiva com profundidade de 51,65 m e resistividade aparente de 66203 Ω .m.

Para SEV-G3 a quinta camada (3.005 Ω .m) apresenta-se como uma continuidade da segunda da SEV-K10 (1796 Ω .m), sendo que ambas podem ser interpretadas como sedimentos arenosos quaternários. Já para sexta camada da SEV-G3 e a terceira camada da SEV-K10 obtiveram-se resistividade aparentes compatíveis com sedimentos areno-argilosos saturados (186 e 60 Ω .m). Neste caso, o topo da camada condutiva encontra-se a 30,44 m e resistividade aparente 50769 Ω .m.

Nesta seção, a SEV-K9, que está situada na Depressão do Araguaia e as SEV's G-3 e K-10 na Planície do Bananal, nessas duas últimas, a camada inferior poderia ser associada ao embasamento calcário devido aos altos valores de resistividades (66674 e 32495 Ω .m). Apesar da mudança de unidade geomorfológica, a crosta laterítica foi detectada através do comportamento elétrico até a SEV-G3 e desapareceu do perfil na SEV-K10.

A seção D – D' foi traçada longitudinalmente ao eixo da bacia, numa direção NE-SW, e possui 17,5km de extensão, iniciando-se no alto curso da bacia e terminando próximo à foz na drenagem denominada de Sangra da Lagoa. As SEV's utilizadas nesta seção foram K3, K6, K9, G4 e K13 (Figura 64).

Figura – 64: Seção geoeletrica D – D'para as SEV's K3, K6, K9, G4 e K13.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para cada sondagem desta pseudo-seção foi interpretada a curva de campo que resultou nos seguintes tipos: QH para a SEV-G4 interpretadas para um modelo com quatro camadas e QQH para SEV-K3, KQQ para SEV-K6, para SEV-K9 do tipo KHK e para SEV-K13 do tipo KQH todas para um modelo com cinco camadas.

Nesta seção apenas duas das cinco SEV's não foram descritas anteriormente a G-4 e K-13. A figura 65 mostra a variação das resistividades que refletem a mudança dos estratos subjacentes de acordo com sua composição, desde valores compatíveis com crostas lateríticas (11859 Ω .m) até sedimentos areno-argilosos saturados (11 Ω .m).

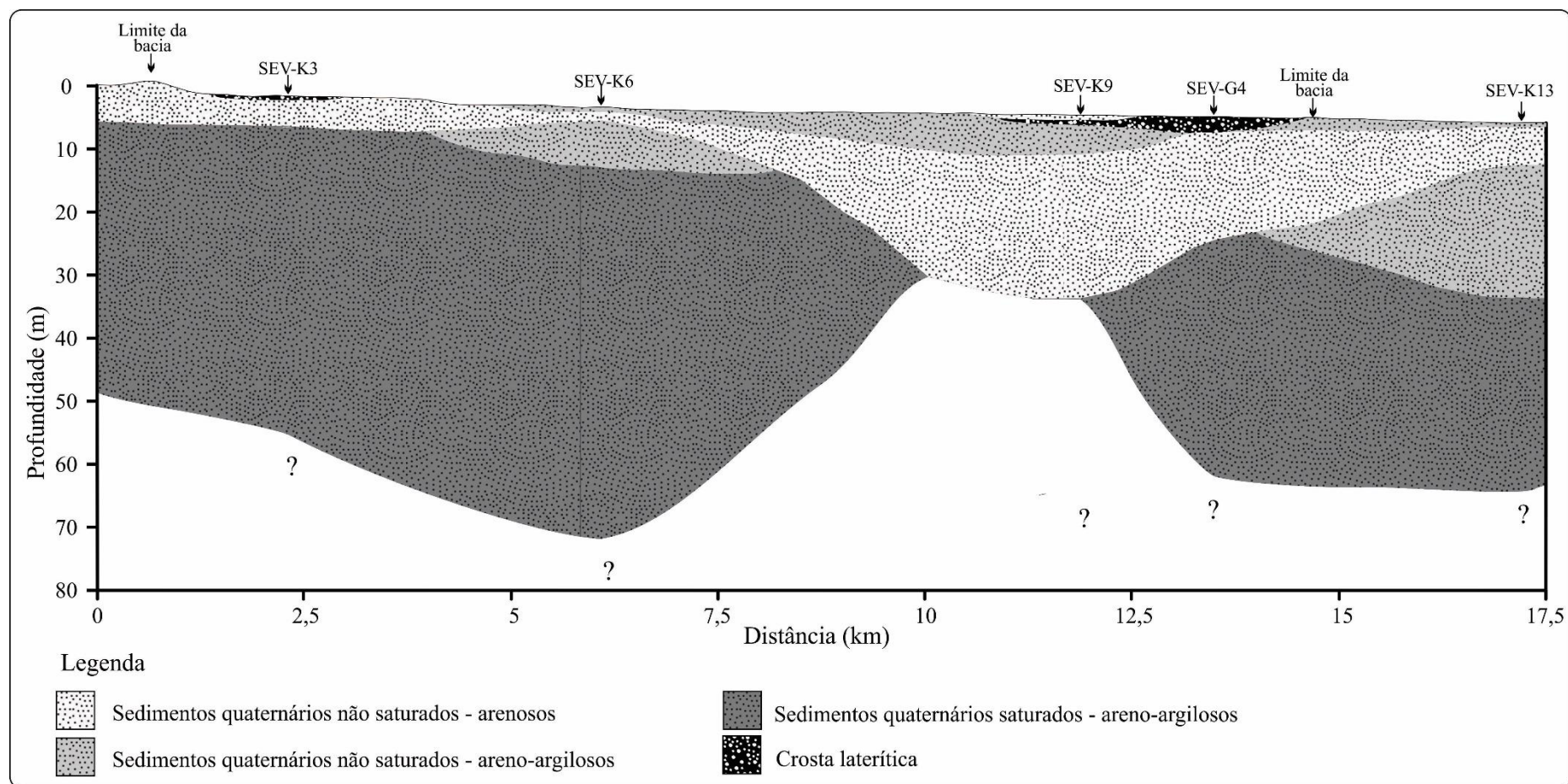
Uma espessa camada de sedimentos prolonga-se por toda a seção, às vezes sobreposta por crostas lateríticas. A seção inicia-se na SEV-K3 que apresenta camada de apenas 0,65 m com alta resistividade aparente 11859 Ω .m, que poderia ser referente a essa crosta.

Outras duas SEV's também apresentaram camadas com resistividades semelhantes à anterior, sendo elas: SEV's K-9, com 10362 Ω .m, e G-4 com 11919 Ω .m de resistividade aparente e espessuras de 0,71 e 2,41 m, respectivamente.

Através de algumas sondagens foram identificadas camadas não saturadas menos resistivas, devido ao aumento do teor de argila. Foi constatada a presença desses sedimentos em duas camadas da SEV-K6, na primeira resistividade aparente de 675 Ω .m e 0,55 m de espessura e, a terceira mais espessa com 7,62 m e resistividade aparente mais alta com 1.902 Ω .m. Na SEV-K9 a terceira camada apresentou valor semelhante 667 Ω .m e 4,88 m de espessura. A SEV-K13 apresentou esses sedimentos na primeira camada 237 Ω .m e espessura da camada de 0,58 m e na terceira camada 536 Ω .m, porém mais espessa 20,87 m (Figura 65).

Ao longo de toda a seção é possível notar a presença de uma camada arenosa em diferentes espessuras, que poderia ser indicativo de sedimentação em uma época mais úmida. A resistividade variou entre 2.367 e 5.624 Ω .m, e a média foi 3.627 Ω .m para essa camada.

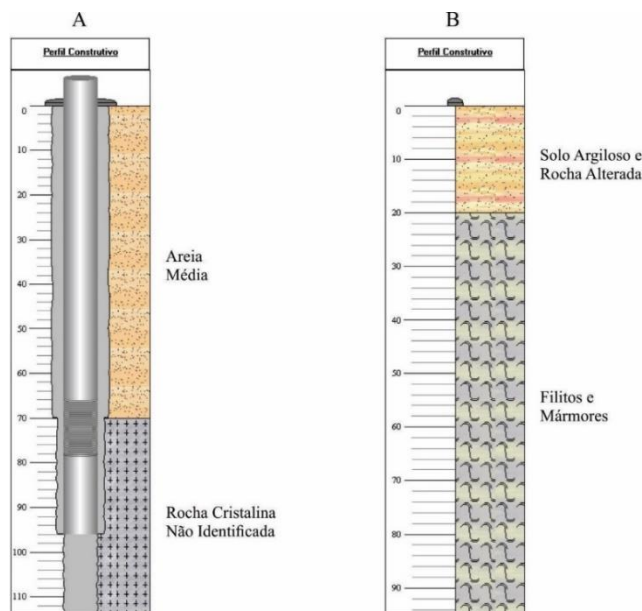
Figura – 65: Seção paraestratigráfica D – D' para as SEV's K3, K6, K9, G4 e K13.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Próximo à SEV-K6 existem dois poços tubulares profundos, apesar da descrição não ser muito detalhada, é possível fazer a correlação entre os dados geofísicos e os dados do poço 3 PTP SANEATINS-1 (Figura 66A).

Figura – 66: - Perfil litológico dos poços 3 (A – PTP SANEATINS-1) e poço 4 (B – Agropecuária Campo Guapó).



Fonte: SIAGAS (2013).

A descrição do poço 3 indica a presença de sedimentos arenosos com areia média até 60 m de profundidade, que corrobora os dados inferidos pela geofísica. Já o segundo poço apresentou 20 m de solo areno-argiloso e o embasamento de filitos e mármore (Figura 66B). Neste poço 2 é feito um destaque para solo laterítico (até 20 m de profundidade), podendo ser correlacionado à SEV-K9, que apresentou altas resistividades para as primeiras camadas. Estas sondagens estão situadas na Depressão do Médio Araguaia corroborando os resultados da geofísica.

Nas seções elaboradas pela com uso das SEV's foram observadas variações nas profundidades do contato entre os sedimentos e embasamento em diferentes porções das seções, variações que também puderam observadas nos perfis de poços disponíveis no site do SIAGAS. A forma das rochas subjacentes aos sedimentos poderia ter sido causada pelo rearranjo estrutural (falhas e/ou falhas de empurrão (CPRM, 2004)) formando uma barreira para o acúmulo de sedimentos e consequentemente manutenção do lençol freático, possível causa da perenidade da Lagoa da Confusão, como pode ser observado na seção D-D' (Figura 65).

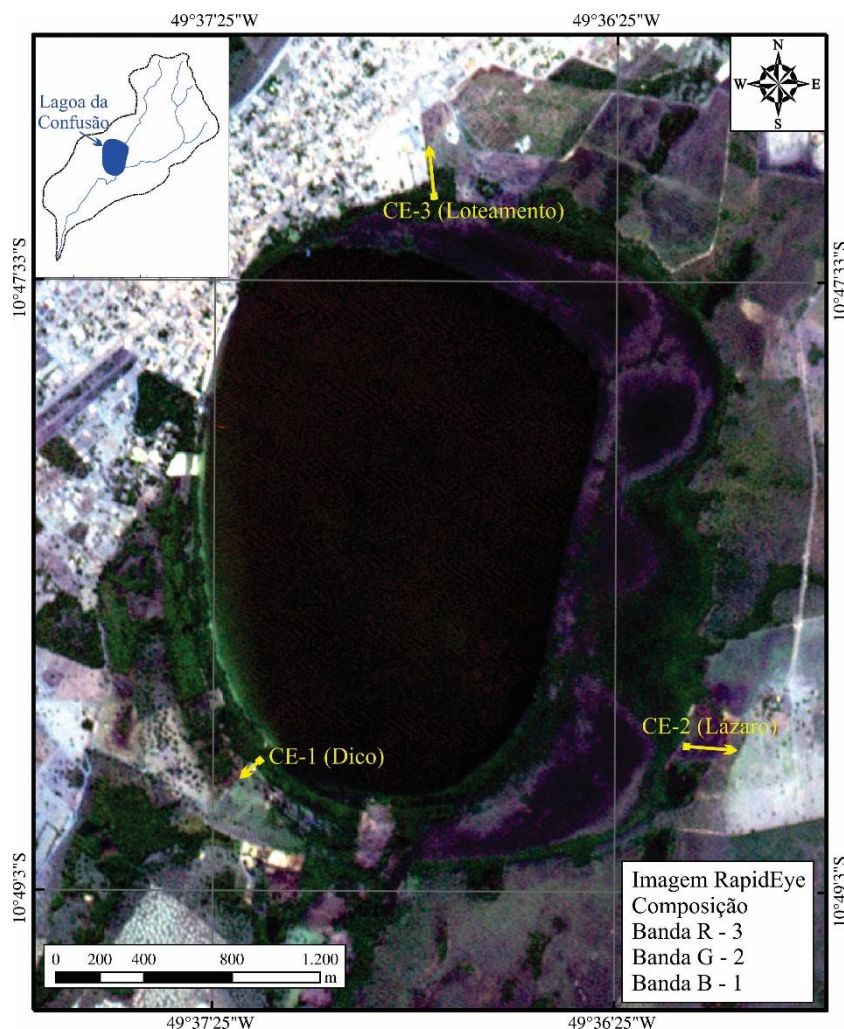
Em um dos trabalhos de campo pôde ser observado a perfuração de um poço tubular na porção nordeste da bacia. De acordo com os trabalhadores que o perfuraram, já haviam sido perfurados aproximadamente 60 m de profundidade até atingir a rocha calcária que estaria

recoberto por sedimentos quaternários. Foi constatado visualmente *in loco*, que os sedimentos apresentavam cor amarelada e pelo tato textura variando de argilosa a argiloarenosa.

5.3.2. Caminhamento elétrico e análises granulométricas

Outra técnica empregada neste estudo foi a do caminhamento elétrico (CE) com arranjo dipolo-dipolo (D-D). Os locais escolhidos foram na porção sul da área na propriedade do Sr. Dico, onde foi levantado o CE-1, o segundo denominado de CE-2 situado na porção leste da lagoa, executado na propriedade do Sr. Lázaro, e a norte da lagoa foi executado o CE-3, situado em um loteamento implantado recentemente (Figura 67). Todos os caminhamentos foram inicialmente planejados com comprimento de 200 m, no entanto o CE-1 foi concluído aos 85 m por conta de adversidades do tempo (chuva).

Figura – 67: Localização dos caminhamentos elétricos Dipolo-Dipolo.



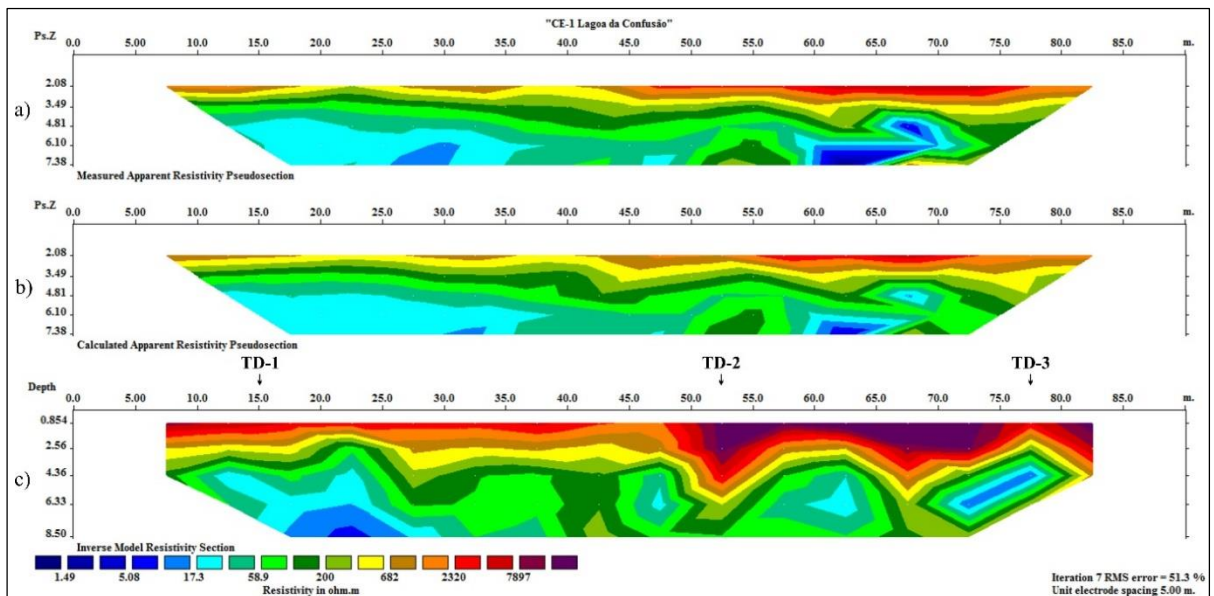
Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 68c apresenta a pseudo-seção com resistividades aparentes obtidas para o CE-1, situada na porção sul da lagoa. O início da pseudo-seção foi fixado na transição da zona

palustre para planície fluviolacustre nas coordenadas 10° 48' 43.80" de latitude sul e 49° 37' 18.18" de longitude oeste segue 85 m com azimute 228°.

Com a aplicação desta técnica foi possível identificar os sedimentos superficiais e sua disposição ao longo da pseudo-seção. Nota-se que, do ponto inicial até 45 m, as primeiras camadas apresentam uma certa horizontalidade com resistividades aparentes superiores a 200 Ω .m, que poderiam ser referentes a sedimentos areno-argilosos e profundidades variam de 2,56 a 4,56 m, até o contato com a camada saturada. Nesta camada observa-se a redução nos valores das resistividades aparentes menores que 200 Ω .m, sendo que esta variação pode indicar o nível do lençol freático e/ou maior concentração de argila no solo (ver diagrama do perfil TD-1, figura 68c).

Figura – 68: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminamento CE-1.



Fonte: Elaborado pelo autor.

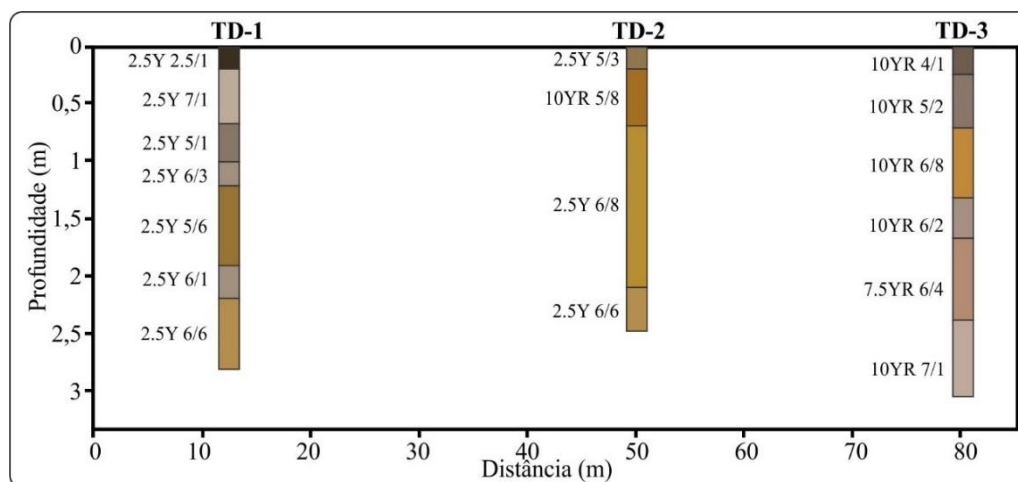
Entre as distâncias de 50 e 75 m observou-se uma anomalia resistiva apresentando valores elevados ($>2.000 \Omega$.m). Tal anomalia poderia ser explicada pela textura média do solo arenosa (ver diagrama do perfil TD-2, na figura 70) ou devido ao afastamento das áreas alagáveis da lagoa. Uma terceira explicação poderia ser que, esta área tenha sido utilizada como uma vala para disposição de resíduos sólidos dessa propriedade.

Baseado na pseudo-seção foram realizadas coleta de sedimentos por meio de tradagens para análise granulométrica. As coletas se deram em três pontos denominados de perfis Tradagem Dico (TD-1, TD-2 e TD-3) (Figura 68c), as amostras foram coletadas para observação dos solos e reconhecimento da variação vertical dos horizontes. As frações de

argila, silte estão representadas em diagramas triangulares (Figura 70) de acordo com IBGE (2015).

A figura 69 apresenta a coloração das amostras descritas de acordo com a tabela de Munsell e suas respectivas profundidades dos perfis TD-1, TD-2 e TD-3. O espaçamento entre os eletrodos não permitiram detectar a presença de blocos de calcário, verificados durante a coleta de amostras realizadas com uso de trados, pela prospecção geofísica, visto que, o raio de ação da técnica aplicada neste trabalho se iniciou a uma profundidade de 0,85 m.

Figura – 69: Perfis das tradagens TD-1, TD-2 e TD-3 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell.



Fonte: Elaborado pelo autor.

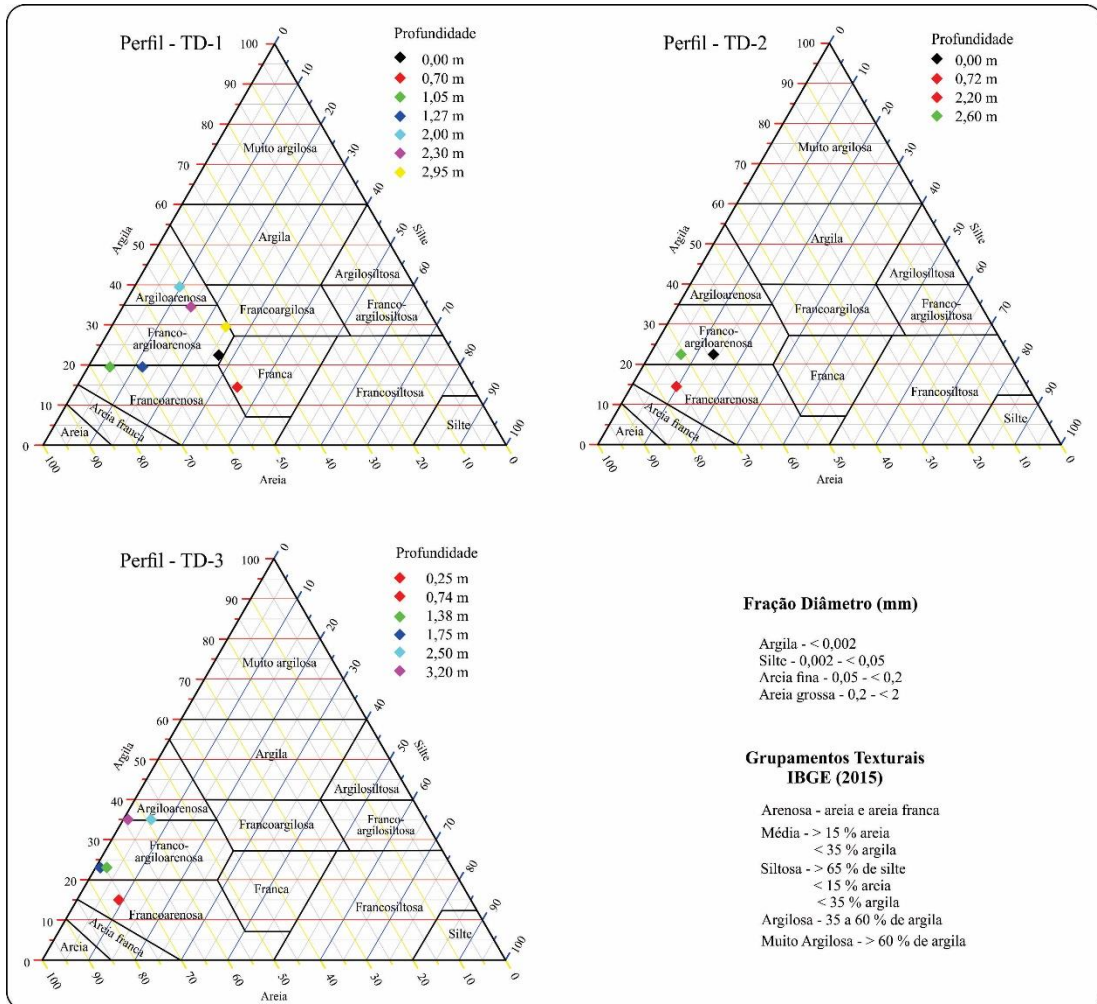
Todas as amostras deste perfil podem ser classificadas como de textura média que, segundo IBGE (2015), compreende as classes com menos que 35% de argila e mais que 15% de areia excetuando-se as classes texturais areia e areia franca. Neste perfil foi observado o nível freático à profundidade de 2,65 m.

No perfil TD-1 foram coletadas sete amostras com profundidade máxima de 2,95 m, não sendo possível evoluir devido ao desmoronamento interno da parede do furo ao atingir o lençol freático. A classe franco-argiloarenosa mostrou-se predominante, exceto nas amostras referentes ao segundo horizonte, coletada a 0,70 m, e classificada como franca, além do quinto horizonte classificado como argiloarenoso, com amostra coletada a 2 m de profundidade (Figura 70).

O perfil TD-2 mostrou-se mais homogêneo, apresentando pouca variação na cor e textura, aferidas em campo, sendo coletadas apenas quatro amostras a uma profundidade máxima de 2,60 m. Este furo de sondagem foi realizado a 52,5 m do início do caminhamento elétrico. Estas amostras, a exemplo do perfil anterior, apresentaram textura média, variando de

francoarenosa a franco-argiloarenosa (Figura 70). Foi detectado na profundidade de 2,20 m o nível freático, indicando uma variação em relação ao perfil TD-1.

Figura – 70: Diagramas com classes texturais para amostras dos perfis TD-1, TD-2 e TD-3.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A última tradagem deste ponto (TD-3) foi executada no final da seção (80 m). Seis amostras foram coletadas de acordo a variação na coloração à medida que aumentava a profundidade. Os resultados apontam solo com textura média, com maior concentração de areia na composição granulométrica (Figura 70), apresentando valores entre 15 e 35% de argila e o teor de areia sempre superiores a 55%. Ainda que o nível freático não tenha sido atingido, a escavação foi interrompida com 3,20 m de profundidade.

Foi calculada a relação silte/argila a fim de inferir o grau de intemperismo das amostras dos perfis (VILLELA *et al.*, 2015). Segundo Embrapa (2006), os solos com textura com valor da relação silte/argila inferior a 0,7 nos solos de textura média ou inferior a 0,6 nos solos de textura argilosa ou muito argilosa apresentam intemperismo mais acentuado.

Observando os valores para esse índice apresentados na tabela 4 é possível notar que a relação silte/argila para o perfil TD-1, cuja amostra de textura média 0,67 (média do perfil) indica baixo teor de silte, diminui gradativamente em relação aos outros perfis, o perfil TD-2 (0,49) e TD-3 (0,27), portanto, à medida que se afasta da borda da lagoa o solo tende a aumentar o grau de intemperismo.

Tabela – 4: Relação silte/argila para os perfis TD-1, TD-2 e TD-3.

Perfil	Argila (%)	Silte (%)	Relação Silte/Argila (%)
TD-1	26,14	17,42	0,76
TD-2	19,00	9,25	0,49
TD-3	23,00	6,16	0,27

Fonte: Elaborado pelo autor.

A segunda pseudo-seção geoeétrica executada com arranjo dipolo-dipolo foi denominado de CE-2. O início da pseudo-seção foi fixado próximo à zona palustre, nas coordenadas 10° 48' 41.46" de latitude sul e 49° 36' 14.49" de longitude oeste, e segue 200 m com azimute 94°. A inversão dos dados se deu com o total de sete iterações e o erro médio quadrático (RMS) foi 1,99%.

Nesta pseudo-seção observa-se uma alta variação entre a resistividade aparente mínima e a máxima (1.148 e 27.614 Ω .m), e apesar da grande amplitude não foi observada nenhuma anomalia, ficando notável a distribuição horizontal das resistividades (Figura 71c). Do início da pseudo-seção até aproximadamente a distância de 80 m as resistividades variaram de 1.148 Ω .m para as camadas com sedimentos saturados (lençol freático) a 17.532 Ω .m referentes a sedimentos não saturados.

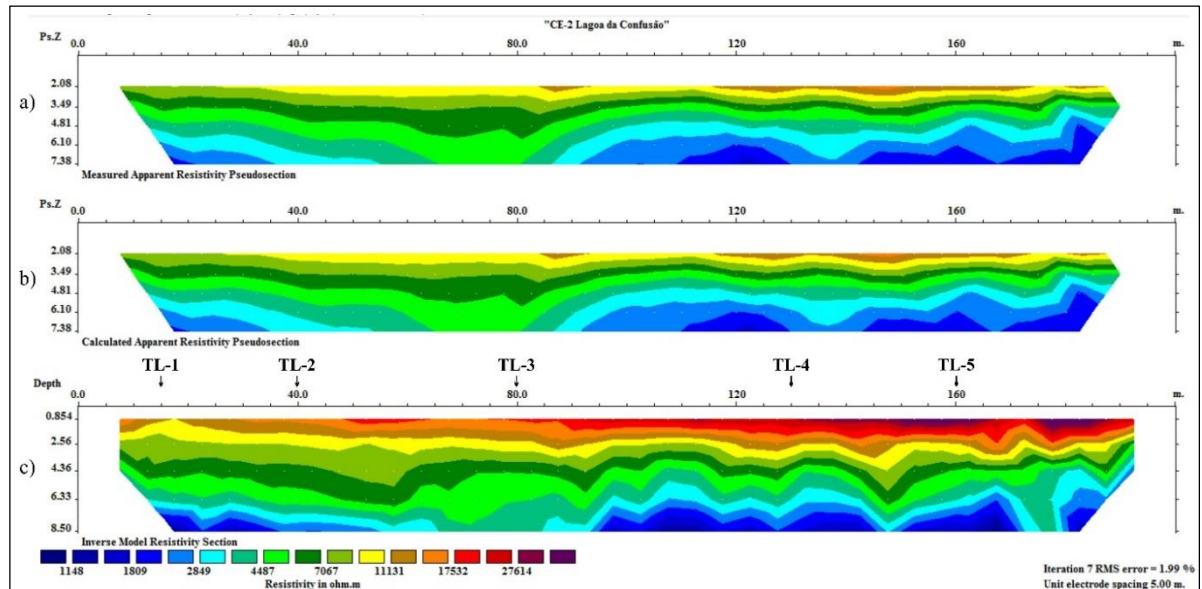
As camadas em tons de verde podem marcar a transição entre os sedimentos não saturados e o topo do lençol freático, constatado em campo durante a tradagem TL-1, a uma profundidade de 3,15 m, e mantém-se praticamente no mesmo nível ao longo de toda a pseudo-seção.

A partir de 80 m observam-se camadas mais resistivas em tons avermelhados (acima de 17.500 Ω .m), podendo ser associadas à presença da crosta laterítica, confirmadas em menores profundidades pelas tradagens TL-4 (130 m do início da linha) e TL-5 (160 m do início da linha) com 1,64 e 1 m, respectivamente.

Esse aumento pode ter sido em função ao afastamento da zona palustre e à aproximação da superfície plana com cobertura de crosta laterítica, comprovada através das tradagens em diferentes profundidades. Abaixo da crosta as camadas com resistividades menores que 17.532 Ω .m têm continuidade e o nível freático mostrou-se mais raso.

Ao longo deste caminhamento foram executados cinco tradagens, denominadas de Tradagens Lázaro (TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5), para análise textural, buscando ratificar os dados de geofísica. A localização de todos os perfis do CE-2 pode ser observada na figura 71c.

Figura – 71: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminhamento CE-2.

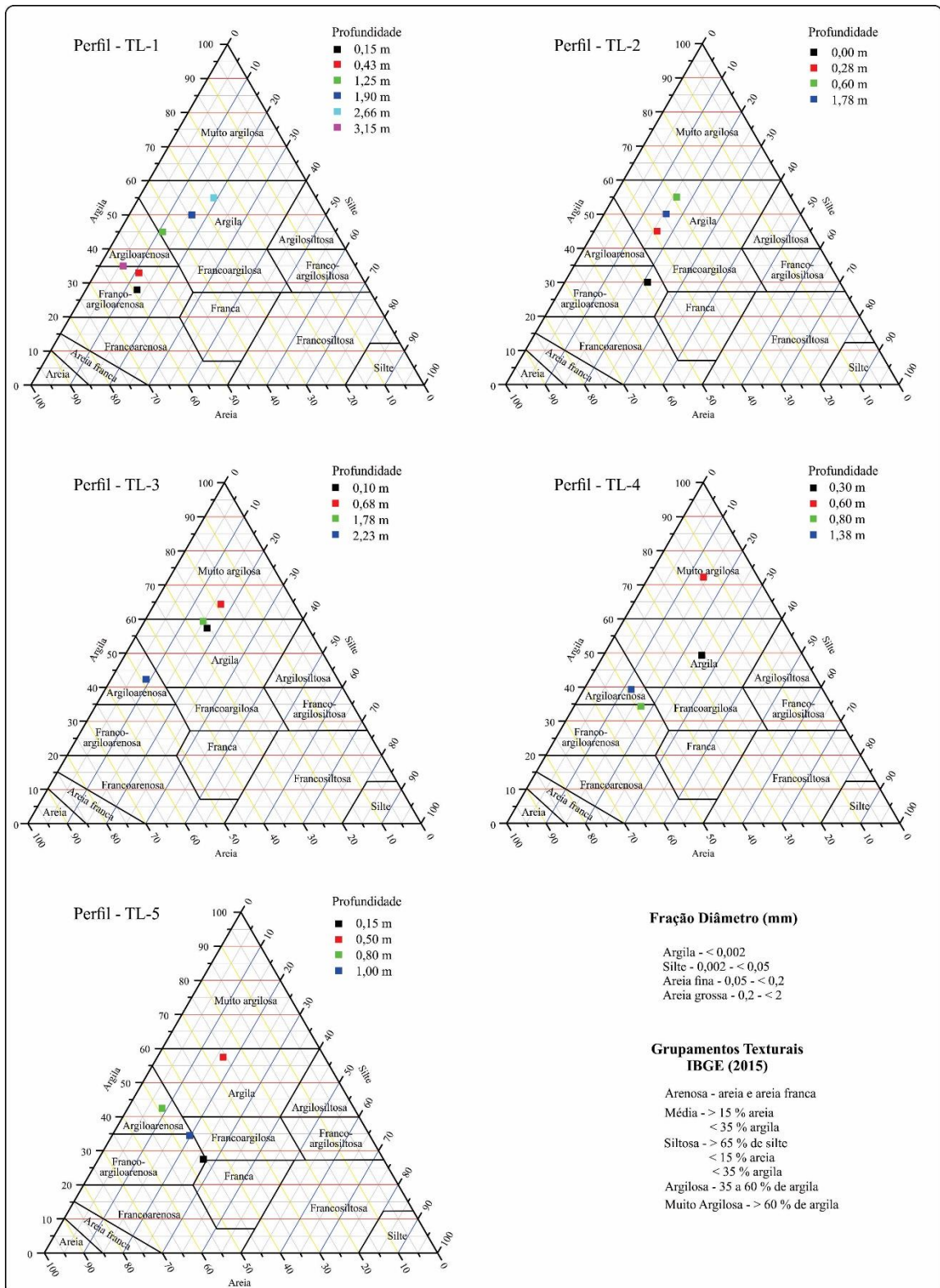


Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil TL-1 atingiu a profundidade máxima de 3,15 m devido a impossibilidade de o trado não evoluir por conta do desmoronamento das paredes do furo. A primeira e segunda amostras coletadas a 0,15 e 0,43 m, respectivamente, apresentaram textura Franco-argiloarenosa, já as amostras subjacentes são argilosas. Na classificação de grupamentos texturais do IBGE (2015), as duas primeiras amostras apresentam textura média e as demais argilosa (Figura 72).

Para a tradagem TL-2, após quatro amostras coletadas, apenas a primeira apresentou textura franco-argiloarenosa (0,15 m). Foram coletadas mais três amostras, todas na classe textural argila de 0,28 a 1,78 m, finalizando a tradagem devido a existência da crosta laterítica. De acordo com o grupamento textural do IBGE (2015), a primeira amostra apresenta textura média e as demais argilosa (Figura 72).

Figura – 72: Diagramas com classes texturais para amostras dos perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL4 e TL-5.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil TL-3 atingiu profundidade máxima de 2,33 m, não ultrapassando essa profundidade devido a presença da crosta laterítica. Neste perfil notou-se maior variação na textura das amostras, a primeira e a terceira na classe textural argila (segundo grupamento IBGE

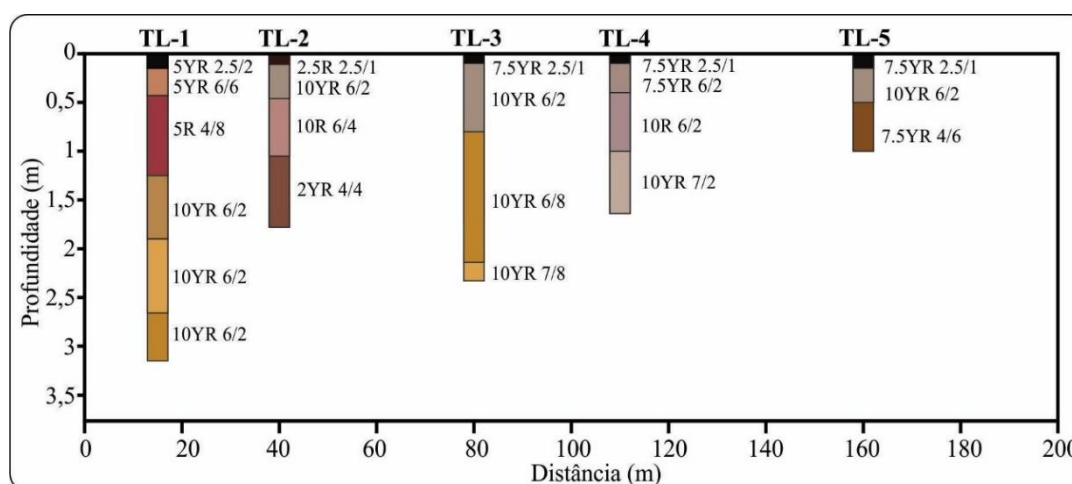
(2015) argilosa), a segunda muito argilosa (segundo grupamento IBGE (2015) muito argilosa), a quarta argiloarenosa (segundo grupamento IBGE (2015) argilosa) (Figura 72).

O perfil TL-4 teve em suas amostras características semelhantes às do perfil TL-3. A primeira na classe argila e a segunda muito argilosa, a terceira e quarta camadas apresentam textura argiloarenosa e também são classificadas como argilosa segundo grupamento IBGE (2015) (Figura 72). Neste perfil a crosta laterítica foi alcançada a 1,64 m de profundidade.

O perfil TL-5 atingiu a crosta laterítica a 1 m de profundidade. A primeira e a última amostra apresentaram textura franco-argiloarenosa segundo IBGE (2015), com textura média. A segunda na classe textural argila, e a quarta textura argiloarenosa (Figura 72).

A descrição das cores e profundidades das amostras dos perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5, podem ser observadas na figura 73, de acordo com a tabela de Munsell.

Figura – 73: Perfis das tradagens TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A relação silte/argila foi calculada para os perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5, a partir da média de silte e argila de cada perfil (Tabela 5). Em geral, as amostras apresentaram-se de textura argilosa, portanto sendo considerado solos com intemperismo acentuado, abaixo de 0,6 (EMBRAPA, 2006).

Tabela – 5: Relação silte/argila para os perfis TL-1, TL-2, TL-3, TL-4 e TL-5.

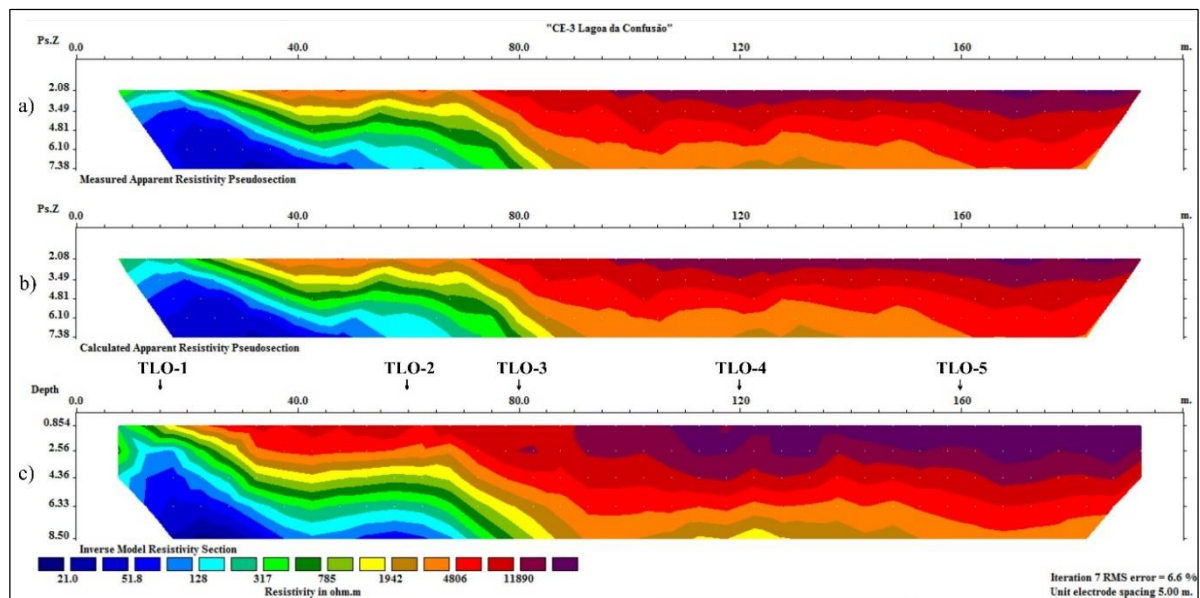
Perfil	Argila (%)	Silte (%)	Relação Silte/Argila
TL-1	41,00	12,67	0,31
TL-2	45,00	17,25	0,38
TL-3	56,50	13,50	0,24
TL-4	49,50	16,00	0,32
TL-5	41,00	17,25	0,42

Fonte: Elaborado pelo autor.

Todas as amostras apresentaram índice abaixo de 0,6, portanto podem ser considerados solos bem desenvolvidos, ou seja, não há renovação constante do material depositado, portanto mais intemperismo atuante. Ao contrário da seção anterior, nesta não pôde ser observado uma mudança significativa no teor de silte, apresentando textura argilosa nas amostras, condizentes com as características da área que passa a maior parte do ano encharcada.

O terceiro caminhamento elétrico situado na porção norte da lagoa, executado com arranjo dipolo-dipolo foi denominado de CE-3. O início da pseudo-seção foi fixado nas coordenadas $10^{\circ} 47' 20.47''$ de latitude sul e $49^{\circ} 36' 52.48''$ de longitude oeste, deste ponto segue 200 m com azimute 353° . A inversão dos dados se deu com o total de sete iterações e o erro médio quadrático (RMS) foi 6,6% (Figura 74c).

Figura – 74: Pseudo-seção de resistividade aparente para caminhamento CE-3.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nesta pseudo-seção é possível observar diferenças em relação às anteriores, principalmente no padrão de deposição das camadas de sedimentos. No início desta pseudo-seção é possível observar uma zona de baixa resistividade no início do caminhamento, próximo à beira da lagoa, correspondente às camadas úmidas, com resistividades inferiores a $317 \Omega.m$, representadas em tons azulados. Pode ser observado um certo mergulho que se ausenta a partir dos 70 m de distância do início da pseudo-seção (Figura 74c).

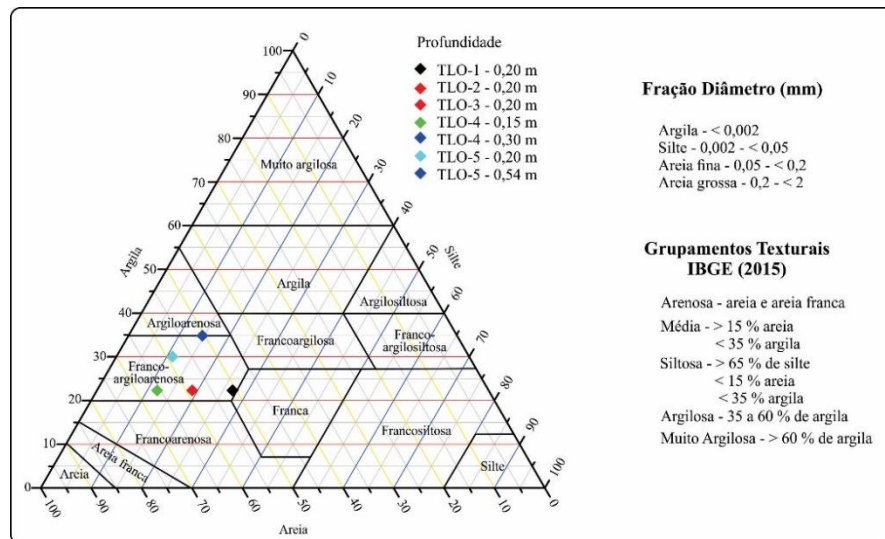
As camadas indicadas entre os tons verde e laranja, cujas resistividades são superiores a $317 \Omega.m$ e inferiores a $4806 \Omega.m$, podem ser relativas a solos arenosos não saturados (Figura 73c), e obedecem ao mesmo padrão de inclinação deposicional das camadas úmidas.

No restante do caminhamento imperam as altas resistividades ($4806 \Omega.m$), que podem ser associadas à presença da crosta laterítica, que puderam ser conferidas *in loco* num poço

(cisterna) de uma residência, utilizado para captação de água, próximo ao final da pseudo-seção. Trata-se, portanto, de uma superfície plana com cobertura de crosta laterítica. Com uma trena foi medida a profundidade da água (7 m), que de acordo com os dados de geofísica estaria um pouco mais profundo.

As amostras das tradagens realizadas no loteamento foram denominadas (TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO-4 e TLO-5) (Figura 74c), também foram enviadas ao laboratório para separação das frações argila, silte e areia, a fim de serem realizadas as análises texturais. As tradagens neste local mostraram-se mais complicadas pela composição dos solos e a presença da crosta laterítica (muito rasa). Em função disso, não foi possível coletar a profundidades superiores a 1 m. Devido a quantidade reduzida de amostras, optou-se por plotar os resultados dessa sondagem em um único diagrama (Figura 75).

Figura – 75: Diagrama com classes texturais para amostras dos perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO4 e TLO-5.



Fonte: Elaborado pelo autor.

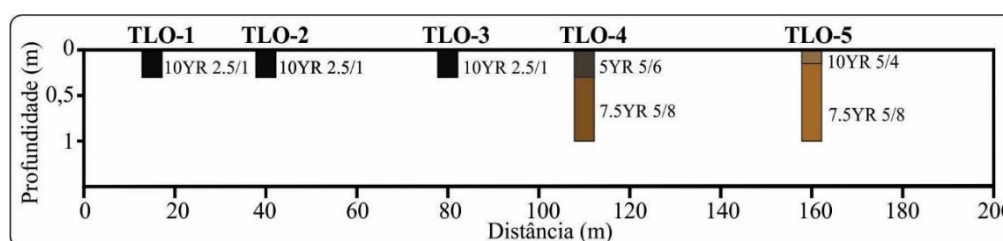
Nas três primeiras tradagens a composição superficial do solo concrecionário (com muito cascalho) dificultou a extração das amostras não ultrapassando 0,30 m de profundidade, sendo coletada apenas uma amostra para os pontos de tradagem TLO-1, TLO-2 e TLO-3. A amostra do perfil TLO-1 coletado a 0,30 m de profundidade, apresentou índice de areia maior que 50% na composição textural, sendo classificada como franco-argiloarenosa. De acordo com o grupamento textural do IBGE (2015) são classificadas de textura média.

Os perfis TLO-2 e TLO-3 executadas a 40 e 80 m, respectivamente, tiveram a mesma proporção das frações argila, silte e areia. Essas amostras também apresentaram porcentagem maior que 50% de areia na composição, e foram classificadas como franco-argiloarenosa, identificadas como de textura média de acordo com IBGE (2015) (Figura 74).

Situados a 120 e 160 m de distância do início da linha, os perfis TLO-4 e TLO-5, respectivamente, não ultrapassaram 1 m profundidade, onde ocorre o contato com a crosta laterítica. Para cada tradagem foram coletadas duas amostras, a primeira amostra do perfil TLO-4 coletada a 0,20 m de, apresentaram textura franco-argiloarenosa e de textura média de acordo com IBGE (2015). Já as camadas subjacentes apresentaram textura argiloarenosa sendo a do perfil TLO-4 coletada a 0,30 m de profundidade cor 7.5YR 5/8 - Strong Brown e TLO-5 a 0,54 m, que de acordo com IBGE (2015) é considerada de textura argilosa.

A descrição das cores de acordo com a tabela de Munsell e profundidades das amostras dos perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO-4 e TLO-5, podem ser observadas na figura 76.

Figura – 76: Perfis das tradagens TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO4 e TLO-5 realizadas sobre o CE-1 e respectivas colorações e nomenclatura segundo a tabela de Munsell.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A relação silte/argila foi calculada para os perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO-4 e TLO-5, a partir da média de silte e argila de cada perfil (Tabela 6). As amostras dos perfis TLO-1, TLO-2 e TLO-3 apresentaram baixo grau de intemperismo, com valores superiores a 0,70 para solos de textura arenosa. Enquanto que, as dos perfis TLO-4 e TLO-5, cujos índices foram 0,43 e 0,38, respectivamente, indicaram solos mais intemperizados.

Tabela – 6: Relação silte/argila para os perfis TLO-1, TLO-2, TLO-3, TLO-4 e TLO-5.

Perfil	Argila (%)	Silte (%)	Relação Silte/Argila
TLO-1	23,00	26,00	1,13
TLO-2	23,00	18,00	0,78
TLO-3	23,00	18,00	0,78
TLO-4	29,00	12,50	0,43
TLO-5	32,50	12,50	0,38

Fonte: Elaborado pelo Autor.

A partir de uma leitura dos resultados da razão silte/argila apresentados na tabela 6, pode-se inferir que as amostras coletadas próximo à lagoa possuem textura média, portanto mais arenosa e, à medida que se afasta do corpo hídrico, para o norte, esses sedimentos passam a apresentar textura argilosa, caracterizando solos mais intemperizados, com valores abaixo de 0,6 (EMBRAPA, 2006).

A partir da análise integrada das razões silte/argila demonstradas nas tabelas 4, 5 e 6, para as tradagens feitas com base nos três caminhamentos elétricos é possível inferir que, os solos mostraram-se mais intemperizados no CE-3. Os altos valores da relação silte/argila, nos CE-2 e CE-1 porção leste e sul da lagoa respectivamente, solos mais desenvolvidos, que são os locais onde há fluxo da água entre a lagoa e o rio Urubu no período chuvoso.

Assim, a bacia do córrego Barreiro poderia ser compartimentada em duas unidades, pois a Lagoa da Confusão está posicionada no contato entre as duas unidades geomorfológicas como pode ser observado na figura 37, na porção norte e este está a Depressão do Médio Araguaia (área de degradação) com resquícos dessa unidade na porção sudoeste, enquanto que, na porção sul e sudoeste está a Planície do Bananal (área de acumulação). Essa informação corrobora o que já havia sido apontado por Brasil (1981) para o surgimento da Lagoa da Confusão e outras lagoas, que possuem formato semelhantes e posicionam-se no eixo N-S, no contato entre a crosta laterítica e o calcário encontrados nesta porção do Estado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho buscou apontar os fatores que condicionaram a gênese e os processos de formação da Lagoa da Confusão, tendo como unidade de estudo a bacia hidrográfica do córrego Barreiro, buscando contextualizar tal corpo hídrico geomorfologicamente, quanto ao seu papel/função na fisiologia da paisagem local. Para tal foram realizados: o mapeamento geomorfológico da bacia do córrego Barreiro; caracterizado morfologia de fundo da Lagoa da Confusão; e a variação vertical dos sedimentos através dos métodos geofísicos e análises de sedimentos.

No mapa geomorfológico foram destacadas as principais características geomorfológicas da bacia do córrego Barreiro de acordo com os seis níveis taxonômicos (morfoestrutura, morfoescultura, unidades morfológicas e padrões morfométricos do relevo).

A partir de sua interpretação inferiu-se que, a mesma localiza-se no contato entre as estruturas calcárias e lateríticas, que se prolonga nesta unidade no sentido Norte/Sul, entre as unidades geomorfológicas da Depressão do Médio Araguaia e da Planície do Bananal. Na primeira encontra-se vários afloramentos de crosta laterítica observados *in loco* e detectados pelos dados geofísicos, enquanto que, na segunda unidade predominam uma espessa camada de sedimentos sobrejacentes ao topo rochoso calcário.

A carta de morfologia de fundo da lagoa mostrou-se importante instrumento na análise da morfologia submersa permitindo visualizar a distribuição das profundidades da Lagoa da Confusão e classificá-la como do tipo côncavo, com baixa variação topográfica.

Foram observadas algumas anomalias nas profundidades da lagoa na carta de morfologia de fundo, referentes as áreas receptoras das drenagens, que se acumularam devido à baixa energia dos fluxos superficiais proporcionados pela baixa declividade da bacia. No entanto, essas anomalias não puderam ser consideradas como indicadores de sua possível gênese.

Os dados geofísicos levantados na área permitiram caracterizar o substrato geológico a profundidades de até cerca de 80 m na bacia do córrego Barreiro e no entorno. A interpretação dados levantados com as técnicas da SEV e CE foram baseadas nos resultados obtidos no mapeamentos geomorfológico.

A técnica da SEV mostrou-se eficiente na caracterização vertical dos estratos geológicos, que foram confirmados através da correlação com perfis de poços existentes na área, que vieram a confirmar a profundidade investigada, bem como o nível do lençol freático. A elaboração de seções geoelétricas utilizando algumas sondagens pôde elucidar a distribuição

dos sedimentos, bem como a identificação das profundidades e possíveis formas do embasamento.

Os caminhamentos elétricos, por meio da caracterização na variação lateral das camadas superficiais utilizando arranjo dipolo-dipolo, complementados com as análises granulométricas dos sedimentos coletados, fomentaram inferências acerca da distribuição das camadas de sedimentos no entorno da Lagoa da Confusão e puderam ser ratificadas a distribuição dos sedimentos e da crosta laterítica no entorno da lagoa.

Assim, pôde ser confirmada a descontinuidade da crosta laterítica da porção norte para porção sul da lagoa, no entanto, não se pôde confirmar através dos resultados obtidos onde seria a real localização deste contato e que esse seria o processo responsável pela gênese da lagoa.

A inexistência de mapeamentos com escala de maior detalhe sobre geologia, geomorfologia, vegetação e solos, fator que elevaria o nível de precisão final do mapeamento síntese e interpretações acerca dos processos formadores deste corpo lacustre, que demandaria um volume maior de pesquisas empenhadas nessas temáticas dessa área. A cartografia geomorfológica resultante deste trabalho torna-se uma contribuição inicial para subsidiar trabalhos futuros.

Por fim, conclui-se que as metodologias eleitas para a condução da pesquisa apresentaram resultados condizentes com a realidade encontrada na área, ficando claro que a da Lagoa da Confusão funciona como ponto de transição entre as duas unidades geomorfológicas da área. No entanto, percebe-se a necessidade de dados complementares para elucidar os processos formadores dessa lagoa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Revista Orientação**, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo. n. 3, p. 45-48, 1967.
- ABREU, F. A. M. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife/PE, **Anais...**, 1978, p. 539-545.
- AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. v. 1. Ateliê Editorial, 2003.
- ALVARENGA, C. J. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (orgs.) **Tectonic Evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 183-193, 2000.
- AMORIM, B.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SIFEDDINE, A. Batimetria do lago Caçó MA: definição do espelho d'água do lago nos últimos 21.000 anos AP utilizando ferramentas de geoprocessamento. In: XI Congresso da ABEQUA, 2007, Belém. **Anais...** 2007.
- ARCANJO, S.H.S., MOURA, C.A.V. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4. p. 665-670, 2000.
- AUGE, M. **Métodos Geoeléctricos para la Prospección de Água Subterránea**. 2008. Disponível em: <<http://www.gl.fcen.uba.ar/investigacion/grupos/hidrogeologia/auge/prospeccion-geoelctrica.pdf>>. Acesso em: 23 maio 2015.
- AULER, A. S. Expedição A Tocantins Cadastra Novas Cavernas. **Conexão Subterrânea**, n. 1, p. 2, 2003.
- AZEVEDO, A. O planalto brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo. **Boletim Paulista do Geografia**, n. 2, p. 43-50, 1949.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia inferred from Lagoa da Confusão in Tocantins State, noerthern Brazil. **Amazoniana**, v. 17: p. 27-39, 2002
- BEZERRA-NETO, J. F.; PINTO-COELHO, R. M. Morphometric study of Lake Dom Helvécio, Parque Estadual do Rio Doce (PERD), Minas Gerais, Brazil: a re-evaluation. **Acta Limnologica Brasiliensia**. v. 20, n. 2: 161-167, 2008.
- BRAGA, A. C. O. **Métodos geoeléctricos aplicados na caracterização geológica geotécnica – Formações Rio claro e Corumbataí no município de Rio Claro – SP**. Rio Claro, 1999. 169 p. (Tese de doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas) São Paulo, SP. UNESP/Campus de Rio Claro. 1999.

BRAGA, A. C. O. **Métodos Geométricos Aplicados no Estudo de Captação e Contaminação das Águas Subterrâneas**. UNESP, 2007. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS>>. Acesso em: 23 jun. 2012.

BRAGA, A. O. C. **Geofísica Aplicada**: métodos geométricos aplicados em hidrogeologia. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

BRAGA, A. O. C. **Métodos geométricos aplicados: Módulo: Hidrogeologia**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE. UNESP, 2001. Disponível em: <http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/Apostila_Hidrogeologia.pdf> Acesso em: 12 ago.2011.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SC. 22. Tocantins: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: 524 p, 1981.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32. n. 3: p. 3-39, 1971.

BRIGHENTI, L. S.; PINTO-COELHO, R. M.; BEZERRA-NETO, J. F.; GONZAGA, A. V. Parâmetros morfométricos da Lagoa Central (Lagoa Santa, Estado de Minas Gerais): comparação de duas metodologias. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**. (Online), v. 33. n. 3. p. 281-287, 2011.

BRUBACHER, J.P.; GUASSELLI, L. A. Mapeamento da área inundável da planície do rio dos Sinos a partir do índice NDWI, São Leopoldo – RS. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, 2013, Foz do Iguaçu, PR, **Anais...**, 13 a 18 de abril de 2013, p.4540-4547.

CÂMARA, G. **Modelos, Linguagens e Arquiteturas para Bancos de Dados Geográficos**. São Jose dos Campos, INPE. 1995. 237p. Tese de Doutorado em Computação Aplicada Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995.

CÂMARA, G.; DAVIS, C. Introdução. CÂMARA, G; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. (Org.). In: **Introdução à Ciência da Geoinformação**. 2001. Disponível em:< <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd>>. Acesso em: 15 de junho de 2015.

CARVALHO, L. B. **Minidicionário Larousse da Língua Portuguesa**. 3ª ed. Larousse, São Paulo, 2009.

CARVALHO, N. O.; FILIZOLA JR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. **Guia de Avaliação de Assoreamento de Reservatórios**. Brasília, DF: ANEEL-Agência Nacional de Energia Elétrica, 2000. 140p.

CARVALHO, T. M.; LATRUBESSE, E. M. Aplicação de modelos digitais do terreno (MDT) em análises macrogeomorfológicas: o caso da bacia hidrográfica do Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 5, n 1. p. 85-93, 2004.

CARVALHO, T. M.; ZUCCHI, M. R. Morfometria e caracterização do meio físico de ambientes lacustres no vão do Paranã-Goiás, Brasil. Uma primeira aproximação. **Terra Nueva Etapa**, v. 25, p. 90-111, 2009.

- CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 15 out. 2011.
- CHALIKAKIS, K.; PLAGNES, V.; GUERIN, R.; VALOIS, R.; BOSCH, F. P. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. **Hydrogeology Journal**. v. 19, n. 6, p. 1169-1180. 2011.
- CIGAGNA, C.; BONOTTO, D. M.; STURARO, J. R. Batimetria e estudo de parâmetros morfométricos do reservatório da Floresta Estadual Edmundo Navarro de Andrade (FEENA) Rio Claro/SP. **Geociências** (São Paulo. Online), v. 33, p. 720-732, 2014.
- CINQUINI, J. A.; AZEVEDO, A. R. Estimativa de áreas alagadas no período de seca e cheia em ottobacia no município de Corumbá/MS, utilizando NDVI, NDWI e atributos de textura em imagens Landsat/TM. In: Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 4, 2012, Bonito/MS, **Anais...** Brasília: EMBRAPA, 2012. p. 71-80.
- COSTA, M. L.; MENEZES, M. E. N. S.; CARVALHO, L. C. F.; COSTA, J. A. V. Produção bibliográfica sobre ambientes lacustres no Brasil. **Acta Geográfica** (UFRR), v. 1, p. 113-122, 2007.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Folha SC 22 Tocantins. 2004.
- DIAS, F. S. **Estudo do aquífero carbonático da cidade de Barroso (MG) - Uma contribuição à gestão do manancial subterrâneo**. 2009. 84f. (Tese Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências) Universidade Federal de Minas Gerais, MG.
- DOURADO J. C.; MALAGUTTI FILHO W.; BRAGA A. C. O.; NAVA N. Detecção de cavidades em arenitos utilizando gravimetria, eletrorresistividade e GPR. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, n. 1, p. 19-32, 2001.
- DUTRA, V. C. **Análise de indicadores-chave do turismo sustentável: um estudo de caso em Lagoa da Confusão – Tocantins**. 2007. 133 f. Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente) – Universidade Federal do Tocantins, Palmas, 2007.
- EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. **Geophysics**, v. 42, n. 5, p. 1020-1036, 1977.
- ELIS, V. R.; MENDONÇA, C. A.; PORSANI, J. L. STROBINO, E. F. O uso de sondagens dipolo-dipolo em estudos hidrogeológicos e de depósitos de resíduos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 3, p. 317-325, 2008.
- ELIS, V. R.; ZUQUETTE, L. V. Caracterização geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos sólidos urbanos. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 32, n.1. p.119-134, 2002.
- EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2.ed., Rio de Janeiro, Embrapa, 2006.
- ESTEVEES, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 1998. 602 p.
- FACHIN, S. J. S. **Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto – SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema**.

Dissertação. 142f. (Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG), departamento de Geofísica. Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007.

FANTIN-CRUZ, I. F.; LOVERDE-OLIVEIRA, S.; GIRARD, P. Caracterização morfométrica e suas implicações na limnologia de lagoas do Pantanal Norte. **Acta Scientiarum Biological Sciences** (Online), v. 30, p. 133-140, 2008.

FERREIRA, A. B. H. **Novo Dicionário Aurélio da Língua Portuguesa**. Curitiba: Positivo, 2004.

FERREIRA, I. M. **O afogar das Veredas: uma análise comparativa espacial e temporal das Veredas do Chapadão de Catalão (GO)**. 2003. 242 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2003.

FERREIRA, I. O. **Coleta, processamento e análise de dados batimétricos visando a representação computacional do relevo submerso utilizando interpoladores determinísticos e probabilísticos**. Dissertação. 70 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2013.

FIGUEIREDO, D. **Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto. Companhia Nacional de Abastecimento - CONAB**. Brasília - DF, 2005. Disponível em <http://www.conab.gov.br/conabweb/download/SIGABRASIL/manuais/conceitos_sm.pdf> Acesso em: 13 de junho de 2015.

FLORENZANO, T. G. Geotecnologia aplicada ao estudo de objetos e fenômenos do meio físico. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v.2, n.4, p.146-154, 2012.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. 2ª edição de Imagens de Satélite para Estudos Ambientais. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1. 2007.

FOERSTNOW, L. P.; MENEZES, J. T. Aplicabilidade de imagens de satélite utilizando NDWI na determinação da batimetria da Lagoa da Conceição, Florianópolis, SC. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba – PR. **Anais...**, 30 de abril a 05 de maio, 2011. p.4397-4404.

FRANÇA, A. M. S. **Aplicação de Sensoriamento Remoto no estudo da influência da dinâmica sazonal do rio Amazonas sobre a morfologia dos sistemas lacustres**. São José dos Campos: INPE, 2005. 134p. (INPE-14469-TDI/1150) Dissertação (Sensoriamento Remoto) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

FRANÇA, A. M. S. **Ordenamento geomorfológico dos sistemas lacustres da planície aluvial do rio Araguaia**. Goiânia-GO: UFG, Monografia (Geografia) – Universidade Federal de Goiás. 2002.

GALLAS, J. D. F. TAIOLI, F. MALAGUITTI FILHO, W. PRADO, R. L. DOURADO, J.C. Métodos e técnicas geoeletricas rasas na delimitação de área afetada por ruptura em teto de túnel urbano. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 19. n. 1. p. 33-46, 2001.

GANDOLFO, O. C. B. **Um estudo do imageamento geoeletrico na investigação rasa**. 2007. 234 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GEOTOMO SOFTWARE. **RES2DINV (v.3.54) and RES3DINV (v.2.14) for Windows 98/ME/2000/NT/XP**. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. 2004.

GORAYEB, P. S. S. Geologia do Estado do Tocantins: Aspectos Gerais e Conhecimento Atual. In: MORAIS, F (Org.). **Contribuições a Geografia Física do Estado do Tocantins**. Goiânia: Kelps, 2011.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S. S. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em Geomorfologia. **Revista. Geográfica Acadêmica**. v. 2. n. 2. p. 73-83, 2008.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 6ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008. p. 652.

HAKANSON, L. A. **Manual of Lake Morphometry**. New York, Springer Verlag, 1981.

HUTCHINSON, G E. **A treatise on limnology**. Volume 1. Geography, physics and chemistry of lakes. Wiley, New York. 1015 p. 1957.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. **Lagoa da Confusão – Dados Básicos**. 2013. Disponível em:
<<http://cidades.ibge.gov.br/painel/historico.php?lang=&codmun=171190&search=||infoogr%E1ficos:-hist%F3rico>>. Acesso em: 24 jun. 2015.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). **Censo Demográfico 2010**. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=171190>>. Acesso em: 25/03/2014.

IBGE– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de pedologia / IBGE**, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 3 ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

IBGE– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de Geomorfologia / IBGE**, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

JACINTHO, L. R. C. **Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto com ferramentas na gestão ambiental de unidades de conservação o caso da área de proteção ambiental (APA) do Capivari-monos, São Paulo-SP.**, 2003. 121p. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

JENNINGS, J. N. Doline morphometric as a morphogenetic tool: New Zeland examples. **New Zeland Geographer**. v. 31, n. 1, p. 6-28, 1975.

JOSHUA, E. O.; ODEYEMI, O. O.; FAWEHINMI, O. O. Geoelectric investigation of the groundwater potential of Moniya Area, Ibadan. **Journal of Geology and Mining Research**, v. 3, n. 3, p. 54-62, mar. 2011.

KELLY, W. E. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. **Ground Water**, n. 6, v. 15, p. 420-425, nov/dez 1977.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano 18, n. 2. p. 3-143, 1956.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conservation Biology**, v.19, n.3, p.707-713, 2005.

KOHLER, H. C. Geomorfologia Cársticas In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil Ltda. 2008.

KRUSE, S. E.; GRASMUECK, M.; WEISS, M.; VIGGIANO, D. Sinkhole structure imaging in covered karst terrain. **Geophysical Research Letters**. v. 33. n. 16, 2006.

LAMARÃO, C. N.; KOTSCHOUBEY, B. Granitóides Santa Luzia: registro do Magmatismo Granítico Brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 26, n. 4, p. 277-288, 1996.

LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C. **Introdução à confecção de mapas pelo software SURFER - Laboratório de Geomatématica**. DGA/IGCE/UNESP, Rio Claro - Texto Didático 08. 2002.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do Rio Araguaia, Brasil Central. **Revista UnG – Geociências**, v. 5, n. 1, p. 65-73, 2006.

LEMO, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 3ª Ed., Campinas-SP, 1996.

LUFT, C. P. **Minidicionário Luft**. 20 ed. São Paulo: Ática, 2002.

MARTINS, A. K. E. **Ipucas da planície do Araguaia, estado do Tocantins: ambiente físico de ocorrência, solos e uso da terra**. 2004. 138p. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2004.

MARTINS, A. K. E.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SOARES, V. P.; CORRÊA G. R.; MENDONÇA, B. A. F. Relação Solo-Geoambiente em áreas de ocorrência de ipucas na Planície do Médio Araguaia – Estado do Tocantins. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 297-310, 2006.

MARTINS, I. C. M.; SOARES, V. P.; SILVA, E.; BRITES, R. S. Diagnóstico Ambiental no contexto da paisagem de fragmentos naturais “ipucas” no município de Lagoa da Confusão, Tocantins. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 26, n. 3, p. 299-309, 2002.

MATA, C. L.; GONÇALVES, M. D.; PEREIRA, S. R. L.; AGUIAR, V. G. Morfometria do sistema lacustre da planície aluvial do rio Araguaia entre Aruanã - GO e Cocalinho-MT. In: **IX Encontro Regional de Geografia. Novas Territorialidades Integração e Redefinição Regional**. Porto Nacional/TO, 2005.

MATOS, A. J. S. **Melhorias qualitativas na modelagem de levantamentos batimétricos em reservatórios por meio da ferramenta computacional CAV-NH**. 137 p. Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental) – Universidade de São Carlos, São Paulo, 2012.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce river middle valley lake system (southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, v. 1-2, n. 20, p. 29-36, 1999.

MELO, S. S. V. **Razão de poisson da crosta superior da região de Porangatu, Goiás, Província Tocantins: um estudo por refração**. 2006. 102f. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociência, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MENDES, L. A. S.; PIRES, E. F.; MENESES, M. E. N. S.; BEHLING, H. Vegetational changes during the last millennium inferred from a palynological record from the Bananal Island, Tocantins, Brazil. **Acta Amazonica**, v. 45, n. 2, p. 215-230, 2015.

MENDES, R. L. R. **Geofísica aplicada ao mapeamento de aquíferos da região metropolitana de Belém**. 2000, 86 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

MENEZES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao Processamento de Imagem de Sensoriamento Remoto**. 2012. Disponível em:
<<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>> Acesso em: 13 fev. 2014.

MORAIS, R. P.; OLIVEIRA, L. G.; LATRUBESSE, E. M.; PINHEIRO, R. C. D. Morfometria de sistemas lacustres da planície aluvial do médio rio Araguaia. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**. Maringá, v. 27, n. 3, p. 203-213, July/sept. 2005.

MOREIRA, C. A.; DOURADO, J. C.; SANTOS, K. Geofísica aplicada no estudo de área de lançamento de efluentes de tratamento de esgoto. **Geociências**. UNESP, São Paulo. v. 26, n 1, p. 17-25, 2007.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação**. 4^a ed. – Viçosa: UFV. 2011.

MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 2, p. 117-123, 1993.

NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia do Estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 12, n. 1, p. 1-22, 1991.

NASCIMENTO, P. F. O. MORAIS, F. Análise morfométrica em ipucas em carste encoberto na Depressão do Médio Araguaia, estado do Tocantins. 9^o Simpósio Nacional de Geomorfologia – IX SINAGEO, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...**, 21 a 24 de out. 2012.

NOLETO JÚNIOR, S. **Avaliação ambiental estratégica do conjunto de projetos hidroagrícolas localizados na planície do Araguaia, Estado do Tocantins**. 2005. 159 f. Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente) – Universidade Federal do Tocantins, Palmas, 2005.

OLIVEIRA, K. B. M. **Estudo dos fluxos hídricos do entorno da Lagoa da Confusão – TO**. 2014. 196 f. Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente) – Universidade Federal do Tocantins, Palmas, 2014.

PARASNIS, D. S. **Princípios de geofísica aplicada**. Madrid: Paraninfo, 1970.

PARIZZI, M. G.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; KOHLER, H.C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **Holocene**, v. 8, n. 3, p. 311-321, 1998.

PEREIRA, G. C. **Geofísica aplicada ao estudo de fluxos subterrâneos no entorno da Gruta Casa de Pedra e da Lagoa da Confusão – TO**. 2012. 55 f. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional, 2012.

PEREIRA, G. C.; MORAIS, F. Geofísica aplicada ao estudo dos fluxos subsuperficiais no entorno da Lagoa da Confusão – TO. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 2, n. 4, p.1475-1483, 2012.

PFLUG, R. Quaternary lakes of Eastern Brazil. **Photogrammetry**, v. 24, p. 29-35, 1969.

PINHEIRO, B. L. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 2. p. 304-318, 2011.

POLIDORIO, A. M.; IMAI, N.; TOMMASELLI, A.M.G. Índice indicador de corpos d'água para imagens multiespectrais. In: Simpósio em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação (SIMGEO), 1, 2004, Recife. **Anais...** Recife: UFPE, 2004. Disponível em: <<https://www.ufpe.br/cgtg/ISIMGEO/CD/html/Fotogrametria%20e%20Sensoriamento%20Remoto/Artigos/f027.pdf>>. Acesso em: 27 out. 2015.

PONTALTI, A. L. **Evolução Espeleogenética da Gruta Casa de Pedra, Lagoa da Confusão – TO, Brasil**. 2010. 74 p. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO, 2010.

RAVE, J. C. G. **Geología, geofísica, hidrogeoquímica e isótopos, como herramientas para definir un modelo conceptual hidrogeológico, caso de aplicación: Acuífero costero del municipio de Turbo**. 2009. 296 f. Dissertação (Magíster en Ingeniería – Recursos Hidráulicos) – Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 2009.

RESCK, R. P.; BEZERRA-NETO, J. F.; PINTO-COELHO, R. M. Nova batimetria e uma avaliação ecológica de parâmetros morfométricos da Lagoa da Pampulha. Belo Horizonte, Brasil. **Geografias (UFMG)**, v. 3, p. 24-37, 2007.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 5. Ed. Lavras: Editora UFLA, 2007. p. 322.

RIBEIRO, J. E.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do bioma Cerrado In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (ed.). **Cerrado: ambiente e flora**. Brasília, Embrapa Cerrados, 1998, p.87-166.

RIBEIRO, S. R. A.; CENTENO, J. A. S.; KRUEGER, C. P. Estimativa de profundidade a partir de levantamento batimétrico e dados IKONOS II mediante redes neurais artificiais. **Bol. Ciênc. Geod.** Curitiba – PR, v. 14, n. 2, p.171-185, abr-jun, 2008.

ROSA, R. Geotecnologias na Geografia Aplicada. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, São Paulo, v. 16, p. 81-90, 2005.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 6, p. 17-29, 1992.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 4, p. 25-39, 1985.

SÁNCHEZ, F. **Prospección geofísica: Sondeos eléctricos verticales**. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 2004.

SANTOS, D. A. R. **Geomorfologia da bacia hidrográfica do Rio Lago Verde, Lagoa da Confusão, TO**. 2012. 81p. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO, 2012.

SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do rio Lago Verde como subsídio à compartimentação do relevo da região de Lagoa da Confusão – TO. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 3, n. 4, p. 617-629, 2012.

SARGES, R. R. **Morfologia de lagos da região do Médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e sua relação com a tectônica Quaternária Dissertação**. 2002. 81 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, 2002.

SEPLAN - SECRETARIA DE PLANEJAMENTO DO ESTADO DO TOCANTINS. **Atlas do Tocantins**: subsídios ao planejamento da gestão territorial. 5 ed. Palmas: SEPLAN, 2008.

SOUZA, L. B. Participação das massas de ar e suas repercussões em Porto Nacional (TO): o exemplo 2009/2010. In: MORAIS, F. (org.) **Contribuições à Geografia Física do Estado do Tocantins**. Goiânia: Kelps. 2011.

SPERLING, E. V. **Morfologia de lagos e represas** – Departamento de Engenharia Sanitária - Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte – MG. 1999.

STROPPER, J. L.; MARTINS, E. G.; FRASCA, A. A. S. **Carta Geológica Folha. SC.22-Z-A Santa Teresinha**. CPRM-2014. Escala 1:250.000.

TRINDADE, M. **Lagos: Origem, Classificação e Distribuição Geográfica**. Departamento de Ciências Biológicas. São Carlos, Universidade Federal de São Carlos, 274 p. 1996.

TUNDISI, J. G; MATSUMURA-TUNDISI, T. **Limnologia**. Oficina de Textos. v. 1, São Paulo, 2008.

VALADÃO, R. C. King e a Geomorfologia do Brasil Oriental: uma reavaliação. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador/BA. **Anais...** v. 02, 1996. p. 511-513.

VALENTE, C. R. **Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da bacia do rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 156p. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais), CIAMB, Universidade Federal de Goiás, Goiânia. 2007.

VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E.M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 356-357, p. 62-74, 2012.

VALERIANO, M. M. TOPODATA: **Guia para utilização de dados geomorfométricos locais. 2008.** Acesso em: 10 de outubro de 2014. Disponível em <<http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24/doc/publicacao.pdf>>

VIEIRA, P. A. **Caracterização das unidades geomorfológicas da planície do Bananal.** Dissertação. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Estudos Socioambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2002.

VILLAS, R. N.; LIMA, A. D. P.; KOTSCHOUBEY, B.; NEVES, M. P. OSBORNE, G. A. Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará. **Revista Brasileira de Geociências.** v.37, n. 2, p. 305-323, 2007.

VILLELA, F. N. J.; ROSS, J. L. S.; MANFREDINI, S. Análise geomorfopedológica na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 16, n. 4, p. 669-682, 2015.

WETZEL, R. G. **Limnologia.** Lisboa: Fundação Calouste Goulbekian, 1993.

WETZEL, R. G. **Limnology: Lake and river ecosystems.** 3rd ed. San Diego: Academic Press, 2001.

XAVIER, F. F. **Geofísica elétrica aplicada a geotecnia para investigação de estabilidade de taludes.** VII Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul. Foz do Iguaçu, PR. 2010. Disponível in: <<http://www.tecgeofisica.com.br/publicacoes/geosul.pdf>> Acesso em: 17/03/2012.

ZHU, J.; CURRENS, J. C.; DINGER, J. S. Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits - A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. **Journal of Applied Geophysics.** n. 75. p. 523-530, 2011.

ZORZAL, F. M. B.; OLIVEIRA, J. R. B.; SILVA, R. R.; ELIAS, J. V. V.; MEDINA, A. S. Batimetria dos Lagos dos Principais Parques Públicos da Cidade de Curitiba-PR. Curitiba, PR, v. Ano 7, Out/2004. In: XXII Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental. **Anais...**, Curitiba, PR, 2003. p. 36-40.