



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE
OURO PRETO**



ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL
E RECURSOS NATURAIS

Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Avaliação do assoreamento dos lagos do alto rio Doce com base
em estudos morfométricos

por

Carolina Souza Sarno Faria

Orientador: Paulo de Tarso Amorim Castro

Ouro Preto
Agosto/2013

**AVALIAÇÃO DO ASSOREAMENTO DOS LAGOS DO
ALTO RIO DOCE COM BASE EM ESTUDOS
MORFOMÉTRICOS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

Marcone Jamilson Freitas Souza

Vice-Reitor

Célia Maria Fernandes Nunes

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Valdei Lopes de Araújo

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Wilson Trigueiro Sousa

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Fernando Flecha de Alkmim

Chefe Adjunto

Issamu Endo



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**AVALIAÇÃO DO ASSOREAMENTO DOS LAGOS DO ALTO RIO DOCE
COM BASE EM ESTUDOS MORFOMÉTRICOS**

Carolina Souza Sarno Faria

Orientador

Paulo de Tarso Amorim Castro

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais; Área de concentração: Geologia Ambiental e Conservação dos Recursos Naturais.

OURO PRETO

2013

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

F224a	Faria, Carolina Souza Sarno. Avaliação do Assoreamento dos lagos do alto rio Doce com base em estudos morfométricos [manuscrito]/Carolina Souza Sarno Faria. 80 f. : il. color.; tabs.; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra, Série M, v.7 n. 313) ISSN: 85-230-0108-6 Orientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 1. Bacias hidrográficas – Brasil - Teses. 2. Sensoriamento remoto - Teses. 2. Rio Doce – Teses. 4. Lagos – sedimentos - Teses. I. Castro, Paulo de Tarso Amorim. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.
-------	--

CDU: 627.157

Catálogo: <http://www.sisbin.ufop.br>

*“É melhor tentar e falhar,
que preocupar-se e ver a vida passar;
É melhor tentar, ainda que em vão,
que sentar-se fazendo nada até o final.*

*Eu prefiro na chuva caminhar,
que em dias tristes em casa me esconder.*

Prefiro ser feliz, embora louco, que em conformidade viver...”

Martin Luther King

Dedico este trabalho a minha família, meu alicerce. Em especial ao Flávio, pelo apoio e amor
imprescindíveis ao longo de toda a trajetória.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por me dar força e persistência em lutar pelos meus objetivos e por ter colocado em meio caminho, o prof. Paulo de Tarso, que não só orientou com tamanha experiência e propriedade, mas que será pra mim, exemplo de calma e sabedoria. Serei enormemente grata a você Paulo.

Aos meus pais e minha avó Lina, pelo esforço em proporcionar minha educação que tanto prezo, e ao meu irmão, pelo carinho e admiração.

Ao Flávio, pelo amor, apoio, compreensão e companheirismo, principalmente nos momentos mais difíceis.

A Ouro Preto, pela acolhida e os inesquecíveis momentos de contemplação.

Aos vários colegas que fizeram parte dessa trajetória e se tornaram amigos, Alice, Caroline, Fernanda Ataíde, Pepê, Fernanda Costa, Gisele, Marcela, Izzy, Kássia, Marilane, Suzana e Sileimar.

Aos meus amigos do Biomas, Débora, Maria Fernanda, Livia, Amauri e Fifi.

Aos amigos da UFMG, obrigada por tudo: Carol Guilen, Thiago, Lauro e Ciro.

Um agradecimento especial ao colega Cherem que me ensinou a principal técnica usada neste trabalho.

Aos professores e coordenadores do Degeo, Jorge de Lena e Hermínio, sempre dispostos em ajudar e solucionar problemas.

Ao prof. Cláudio Lana, que colaborou muito com ótimas discussões e ajuda no trabalho de campo.

Ao Toninho e Geraldo do Laboratório de tratamento de Minérios do DEMIM.

A Eliane que me ajudou na correção dos textos originais.

Agradeço também o meu estagiário Jerônimo, e a todos, que direta ou indiretamente fizeram parte desse estudo.

Por fim, a Capes, pela concessão de bolsa e ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia – Ufop, pela estrutura e apoio oferecidos.

Sumário

AGRADECIMENTOS	xi
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xvii
RESUMO	xix
ABSTRACT	xxi
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	1
1.1 – Apresentação	1
1.2 – Objetivos e Hipóteses.....	2
1.2.1 – Objetivos Específicos.....	3
1.2.2 – Hipótese	3
1.3 – Localização e Caracterização da Área.....	3
1.4 – Contextualização Geológica.....	6
1.5 – Caracterização Geomorfológica.....	8
CAPÍTULO 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1 – Características dos Lagos tropicais	13
2.1.1 – Tipos de lagos	13
2.1.1.1 – Lagos de origem exógena	14
2.1.1.2 – Lagos de origem endógena	15
2.2 – Origem e evolução dos lagos do rio doce.....	15
2.2.1 – Teorias acerca da origem dos lagos no alto rio Doce.....	15
2.2.1.1 – A Origem dos lagos do rio Doce relacionada com as mudanças climáticas quaternárias	15
2.2.1.2 – Origem tectônica dos lagos do alto vale do rio Doce	16
2.2.2 – Idade dos Lagos da Bacia do Rio Doce	18
2.3 – Exemplos de Assoreamentos Lacustres associados à Tectônica.....	21
2.4 – Morfometria de Bacias Hidrográficas	22
2.5 – Análise da Paisagem.....	30
2.5.1 – Sistema de Informação Geográfica	32
2.5.2 – Sensoriamento Remoto	32
CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1 – PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS	35
3.1.1 – Aplicação da técnica de classificação de imagens	37
3.1.2 – Refinamento da classificação de imagens.....	38
3.2 – Obtenção dos Índices Morfométricos.....	38
3.2.1 – Seleção dos Índices Morfométricos	38

3.2.2 – Base de dados	41
3.2.3 – Cálculo dos Parâmetros Morfométricos	42
3.3 – Análise Estatística Multivariada	43
3.4 – Atividades de Campo	44
3.4.1 – Pontos de coleta.....	44
3.4.2 – Coleta de sedimentos.....	46
3.4.3 – Caracterização dos Sedimentos	47
3.5 – Atividades Laboratoriais.....	48
3.5.1 – Caracterização granulométrica	48
3.5.2 – Caracterização mineralógica	50
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	51
4.1 – Classificação de Imagens.....	51
4.1.1 – Proporção dos lagos assoreados em ambientes antropizados e naturais	51
4.2 – Análise Morfométrica.....	53
4.2.1 – Análise das Principais Componentes	54
4.2.2 – Análise Discriminante	55
4.3 – Fácies Sedimentares	56
4.3.1 – Fácies Coluvionar.....	56
4.3.2 – Fácies Lacustre.....	59
4.3.3 – Fácies Palustre.....	61
4.3.4 – Pontos amostrais com diversas fácies	62
CAPÍTULO 5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	65
5.1 – Análise da Classificação de Imagem	65
5.2 – Análise Estatística	66
5.2.1 – Análise de Principais Componentes	66
5.2.2 – Análise Discriminante	67
5.3 – Análise de Fácies	67
5.3.1 – Conteúdo Mineralógico.....	69
CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES	73
REFERÊNCIAS	75

Lista de Figuras

Figura 1.1-	Mapa de localização da área com as principais estradas de acesso.....	5
Figura 1.2-	Mapa geológico da área de estudo na bacia do rio Doce. Fonte: (Codemig 2005).	7
Figura 1.3-	Mapa altimétrico da área de estudo na bacia do alto rio Doce.....	10
Figura 1.4-	A e B Principais compartimentos morfológicos presentes na região do alto rio Doce.....	11
Figura 1.5	A seta indica o paleocanal desenvolvido sobre a planície de acumulação nas proximidades do lago Dom Helvécio.....	12
Figura 2.1-	Seção sísmica no lago Dom Helvécio. Os traços verticais referem-se a furos de sondagem dos sedimentos no fundo do lago. Os furos atingiram sedimentos lacustres. Os refletores mostram o basculamento desses sedimentos para SW causados por falhamento, como indicado na figura (Mello 1997).	17
Figura 2.2-	(A) Hierarquia fluvial definida por (a) Strahler (1952); (B) Horton (1945) (Fonseca 2010).	24
Figura 2.3	A B - Bacia arredondada e as características do escoamento originado nela, devido a uma precipitação uniforme.....	27
Figura 2.4	A B - Bacia elíptica e as características do escoamento originado em função de uma precipitação uniforme.....	27
Figura 2.5	A B - Bacia ramificada e as características do escoamento originado por uma precipitação uniforme.....	28
Figura 3.1-	Curvas típicas de reflectância da vegetação, do solo e da água (adaptado de Lillesand <i>et al.</i> 2004)	35
Figura 3.2-	Recorte da cena 217-74 Landsat TM-5. Foi utilizada a composição colorida nos canais 543 das bandas RGB, respectivamente.	36
Figura 3.3	Desenho ilustrativo das bacias de contribuição de lagoas e lagoas assoreadas.	42
Figura 3.4-	Detalhe de uma das lagoas assoreadas amostrada.....	44
Figura 3.5-	Recorte do mapa de uso e ocupação do solo com a identificação das lagoas e dos pontos amostrais.....	45
Figura 3.6-	(A) (B) (C) Coleta de sedimentos utilizando trado manual. (D) Armazenamento do sedimento coletado.....	46
Figura 3.7-	(A) Material sendo desagregado (B) Quarteador Jones utilizado. (C) Agitador de peneiras a úmido (D) Balança de precisão utilizada.	49
Figura 4.1-	Mapa de uso e ocupação do solo do alto rio Doce.	53
Figura 4.2-	Bacias de contribuição, sob o mapa de uso do solo, na parte meridional da área de estudo.....	53
Figura 4.3-	(A) <i>Score Plot</i> da PCA lagoas assoreadas (B) <i>Loading Plot</i> respectivo.	55
Figura 4.4-	(A) <i>Score Plot</i> da PCA lagoas. (B) <i>Loading Plot</i> respectivo.	55
Figura 4.5-	Distribuição granulométrica das amostras.	57
Figura 4.6-	Distribuição granulométrica das amostras.	58
Figura 4.7-	Distribuição granulométrica das amostras.	58
Figura 4.8-	Distribuição granulométrica das amostras.	59
Figura 4.9-	Distribuição granulométrica das amostras.	60
Figura 4.10-	Distribuição granulométrica das amostras.	60
Figura 4.11-	Distribuição granulométrica das amostras.	61

Figura 4.12-	Distribuição granulométrica das amostras.....	62
Figura 4.13-	Distribuição granulométrica das amostras.....	63
Figura 4.14-	Detalhe da amostra intermediária.....	63
Figura 4.15-	Distribuição granulométrica das amostras.....	64
Figura 4.16-	Distribuição granulométrica das amostras.....	64
Figura 5.1-	(A) Feição “Pão de Açúcar” existente na área de estudo. (B) Relevo suave de “Mares de Morro” presente na “Depressão Interplanáltica do Rio Doce.”	66
Figura 5.2-	Desenho ilustrativo das fácies amostradas.	68
Figura 5.3-	Difratograma da lagoa 1 amostra superior que corresponde a fácies coluvionar.	70
Figura 5.4-	Difratograma da lagoa 6 amostra inferior que corresponde a fácies lacustre.	71

Lista de Tabelas

Tabela 2.1-	Evolução do sistema de lagos do vale do rio Doce.....	20
Tabela 3.1	Especificações espectrais do sensor Landsat TM-5.....	36
Tabela 3.2-	Parâmetros morfométricos empregados neste estudo	40
Tabela 3.3-	Coordenadas dos pontos de amostragem.	44
Tabela 3.4	Peneiras utilizadas no fracionamento granulométrico.	49
Tabela 4.1-	Síntese dos resultados morfométricos das lagoas assoreadas.	54
Tabela 4.2-	Síntese dos resultados morfométricos das lagoas.	54
Tabela 4.3-	Evolução dos ambientes assoreados através da análise de fácies.	56
Tabela 4.4	Características físicas dos sedimentos da lagoa 1 no ponto1.....	57
Tabela 4.5-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 3 no ponto 1.....	57
Tabela 4.6-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 5 no ponto 1.....	58
Tabela 4.7-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 4 no ponto 1.....	59
Tabela 4.8-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 4 no ponto 2.....	59
Tabela 4.9-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 5 no ponto 2.....	60
Tabela 4.10-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 2 no ponto 2.....	61
Tabela 4.11-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 6 no ponto 2.....	62
Tabela 4.12-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 1 no ponto 2.....	62
Tabela 4.13-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 3 no ponto 2.....	63
Tabela 4.14-	Características físicas dos sedimentos da lagoa 6 no ponto.....	64
Tabela 5.1-	Proporção dos ambientes lacustres por área.....	65

Resumo

A bacia do rio Doce representa um importante cenário para o entendimento das dinâmicas de evolução das paisagens no período Quaternário, por ser marcada por rápidas modificações climáticas. A região apresenta um complexo sistema lacustre, com características geomorfológicas bastante peculiares, tais como a presença de lagos em diferentes fases, alguns cobertos por água e outros parcial ou totalmente entulhados, distribuídos em uma região de depressão. Diversos estudos consideram a condicionante climática a principal responsável pela origem das lagoas que teriam sido formadas em decorrência da intensa sedimentação aluvial a partir do barramento de canais tributários do rio Doce. Embora fosse clara a existência da atuação tectônica no período Cenozóico que originou a “Depressão Interplanáltica do Rio Doce”, a constatação da sua influência na origem e evolução dos lagos da região se deu somente após o estudo de Mello (1997). A área apresenta cerca de duzentas lagoas em diferentes processos de colmatção e outras cinquenta que aparecem com volumes expressivos d’água. Com o intuito de entender o que condiciona o processo desigual de entulhamento nas lagoas da região, foram utilizadas ferramentas de análise morfométrica das sub-bacias lacustres, e a caracterização de fácies a partir da granulometria e da mineralogia dos sedimentos. As análises morfométricas indicaram que não existe relação entre o assoreamento das lagoas e o formato das bacias de contribuição, nem tão pouco, com o formato da lagoa. Dessa forma, deduz-se que os diferentes estágios de assoreamento de lagos dispostos lado a lado e nas mesmas condições ambientais se deve à tectônica Cenozóica. O estudo de fácies sedimentares das amostras obtidas nos lagos assoreados indica que os estágios finais de assoreamento ocorreram de maneira independente entre eles.

Abstract

The Doce river basin is an important backdrop for understanding the dynamics of landscape evolution in the Quaternary, for it is marked by rapid climate changes. The region presents a complex lacustrine system, with very peculiar geomorphological characteristics such as the presence of more than two hundred lakes in different phases, some filled with water and others partially or totally silted, distributed in a region of depression. Several studies consider that the climatic conditions are the main responsible cause for the origin of the lakes, that formed as a result of intense alluvial sedimentation from the channel tributaries of the Doce river. Although it was clear that the tectonic activity in the Cenozoic originated the "Depression Interplanáltica do Rio Doce," the verification of this influence on the origin and devolution of the lakes in the region occurred only after the study from Mello (1997). The study area presents approximately two hundred lakes in different colmatation processes, along with an other fifty containing large volumes of water. In order to understand what determines the uneven siltation process in the lakes of the region, we used morphometric analysis of lacustrine sub-basins and facies characterization based on the granulometry and mineralogy of the sediments. The morphometric analyzes indicated that there is no relationship between these dimension of the lakes and the shape of the contribution basins, nor with the shape of the lake. Thus, we deduce that the different stages of siltation of the lakes, arranged side by side and under the same environmental conditions, is due to the Cenozoic tectonics. The study of sedimentary facies in samples obtained from the silted lakes shows that different final stages of sedimentation occur within each of them.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

O sistema lacustre da bacia do rio Doce compreende um conjunto de aproximadamente duzentos e cinquenta lagos. Destes, duzentos encontram-se assoreados ou em fase de assoreamento e suas dimensões variam, atingindo até 6km de comprimento e 0,5km de largura. Cerca de noventa lagoas acham-se rodeadas por vegetação da Floresta Estacional Semidecidual, totalmente preservadas dentro dos limites do Parque Estadual do Rio Doce (Perd). Dentre elas, cinquenta encontram-se assoreadas ou em estágios de assoreamento. As 160 lagoas restantes localizam-se em áreas que apresentam diversos usos antrópicos do solo, principalmente pastagens e eucaliptais.

Esse sistema lacustre é considerado potencialmente importante para o entendimento da evolução paleoambiental do Quaternário regional, em função de suas características geomorfológicas e sedimentológicas, sendo sua característica mais marcante o sistema de lagos barrados (Mello *et al.*, 1999).

O complexo lacustre peculiar representa um dos principais da América Latina, além de proporcionar uma boa área de estudo sobre a dinâmica evolutiva do Neógeno (Mello 1997 e Mello *et al.* 1999). Segundo Mello *et al.* (1999), a importância desse sistema de lagos reside no fato da região não ser atingida por oscilações eustáticas, sendo a evolução do vale do rio Doce consequência de acontecimentos de aggradação e degradação dos canais fluviais e encostas relacionadas com variações paleo hidrológicas e/ou dos níveis de base locais.

Vários autores, como Pflug (1969), Meis (1977), Meis & Machado (1978) e Meis & Monteiro (1979), apontam que a origem do sistema lacustre do rio Doce acha-se relacionada com o barramento dos tributários do rio Doce e com uma intensa sedimentação dos principais canais condicionados pelo clima seco. Da mesma forma, Barbosa & Kohler (1981) e Suguio & Kohler (1992) concordam que ocorreu uma reorganização da drenagem regional, em função de capturas fluviais associadas a migrações bruscas dos canais dos rios, embora apontem em seus estudos evidências tectônicas na origem dos lagos, antecipando o argumento da teoria hoje aceita, sobretudo após Mello *et al.* (1999), de que a região encontra-se em uma área de instabilidade tectônica. Contudo existe uma discordância quanto à idade dos lagos, visto que Sarges (2002), Meis & Machado (1978) e Saadi (1991) afirmam ser Pleistocênica, enquanto Silva *et al.* (2010), Perônico & Castro (2010), Tundisi (1997), Overloop (1981), Beheling (1995), Ybert *et al.* (1997), Meis & Monteiro (1979), Suguio & Kohler (1992) e Barbosa & Kohler (1981) as correlacionam ao período Holocênico.

Perônico & Castro (2008), com base em estudo de fácies sedimentares e palinológicas demonstraram que os processos de colmatção dos lagos foram naturais, ou seja, não houve influência antrópica em testemunhos dos sedimentos dos lagos assoreados, na qual não se verificou indícios de pólen de natureza exótica, tais como gramíneas e eucalipto.

Com base em tais circunstâncias, este trabalho parte dos seguintes pressupostos:

- A região foi palco de falhas ativas durante o Cenozóico.
- Alguns lagos associados a falhas ativas no Quaternário mantêm-se com lâmina d' água.
- Alguns lagos evoluíram para o assoreamento de modo natural, sem interferência humana.

O assoreamento refere-se aos processos de erosão, transporte de sedimento e a sua respectiva deposição, que geralmente ocorre em regiões rebaixadas como os fundos de vales, rios, mares ou qualquer outro lugar em que o nível de base da drenagem permita que haja um processo deposicional (Carvalho, 2008). Sendo a taxa de remoção dos sedimentos inferior a chegada do material por meio de correntes e ondas.

O processo de sedimentação lacustre ocorre naturalmente; Twenhofel (1950) já descrevia o modelo ideal de como se dá a distribuição dos sedimentos nesses ambientes. Segundo ele, a sedimentação ocorre naturalmente nas bordas, por uma faixa externa composta por sedimentação arenosa, tornando-se lamosa em direção ao seu interior. Essa zonação é decorrente das diferenças de energia hidrodinâmica, bem como devido à morfologia lacustre (Suguio 2003).

Visher (1965) também descreve a sedimentação lacustre. De acordo com esse autor, a sedimentação ocorre naturalmente em regiões montanhosas com alta precipitação, ao passo que a erosão e a disposição dos sedimentos acontecem da seguinte maneira: as areias recobrem os sedimentos mais finos depositados sob carga em suspensão (Suguio 2003).

Diante dos pressupostos mencionados, pretende-se com este estudo, avaliar se os padrões geomorfológicos das bacias de contribuição das lagoas podem influenciar no acúmulo de sedimentos nesses corpos d' água. Foi utilizado como ferramentas de análise, sensoriamento remoto e o cálculo de medidas morfométricas das lagoas e das suas bacias de contribuição.

1.2 – OBJETIVOS E HIPÓTESES

O objetivo geral desta pesquisa é avaliar se as características geomorfológicas das bacias de contribuição e das lagoas localizadas no alto rio Doce podem influenciar no assoreamento desses corpos d' água.

1.2.1 – Objetivos Específicos

- Selecionar e utilizar índices morfométricos relacionados com as bacias de contribuição das lagoas que possam indicar influência de suas formas no assoreamento das lagoas.
- Avaliar se há semelhanças ou diferenças morfométricas entre lagoas, sem evidências de estarem em processo de assoreamento em áreas antropizadas e preservadas.
- Avaliar se há semelhanças ou diferenças morfométricas entre lagoas assoreadas em áreas antropizadas e preservadas.
- Avaliar a proporção de lagoas assoreadas em área preservada e nas áreas antropizadas.
- Investigar quais são os processos mais importantes nos estágios finais de entulhamento das lagoas: se são os processos coluvionares ou os lacustres.

1.2.2 – Hipótese

O estudo se baseia na hipótese de que a morfologia das bacias de contribuição das lagoas pode influenciar diferentemente na intensidade dos processos de assoreamento. Comparando-se bacias de lagoas de mesma área, mas com perímetros diferentes, aquelas que são mais recortadas, sofrem mais influência das áreas adjacentes devendo receber mais aporte de sedimentos, do que as bacias com morfologia mais retilínea.

1.3 – LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O alto vale do rio Doce situa-se na porção leste do Estado de Minas Gerais e caracteriza-se por apresentar-se, no segmento entre Ipatinga e São José do Goiabal, como uma área de topografia baixa entre (200 e 500m), denominada “Depressão Interplanáltica do Rio Doce” (Meis & Tundisi 1986), de orientação geral NE-SW e que se apresenta confinada lateralmente entre as elevações correspondentes do planalto reverso da Serra do Mar (Meis & Monteiro 1979).

Os estudos anteriores a este, utilizaram o termo Médio rio Doce para designar essa área, que de acordo com Comitê de Bacias Hidrográficas do Rio Doce, foi formalmente classificado como Alto rio Doce em um diagnóstico consolidado, no qual ficou definido que os limites dela se estende da cabeceira do rio Doce até a confluência com o rio Piracicaba nas proximidades de Governador Valadares (CBH-Doce 2005).

A área de estudo insere-se entre as coordenadas 18° 55'S e 20° 55'S e 43°10'W e 42° 15'W (Figura 1.1). Nela há uma grande concentração de lagos ao longo do curso do rio Doce, e boa parte dessa região é ocupada pelo Parque Estadual do Rio Doce (Perd), uma unidade de conservação criada

pelo decreto de lei 1.119 de 14 de junho de 1944, que abriga o maior remanescente de Floresta Estacional Semidecidual de Minas Gerais, com 35.794 hectares de área preservada.

As principais rodovias de acesso à área são a BR-262 em seu trecho entre Belo Horizonte e Vitória e a BR-381, que liga as cidades de Ipatinga e Coronel Fabriciano à capital do estado, como mostra a figura a seguir.

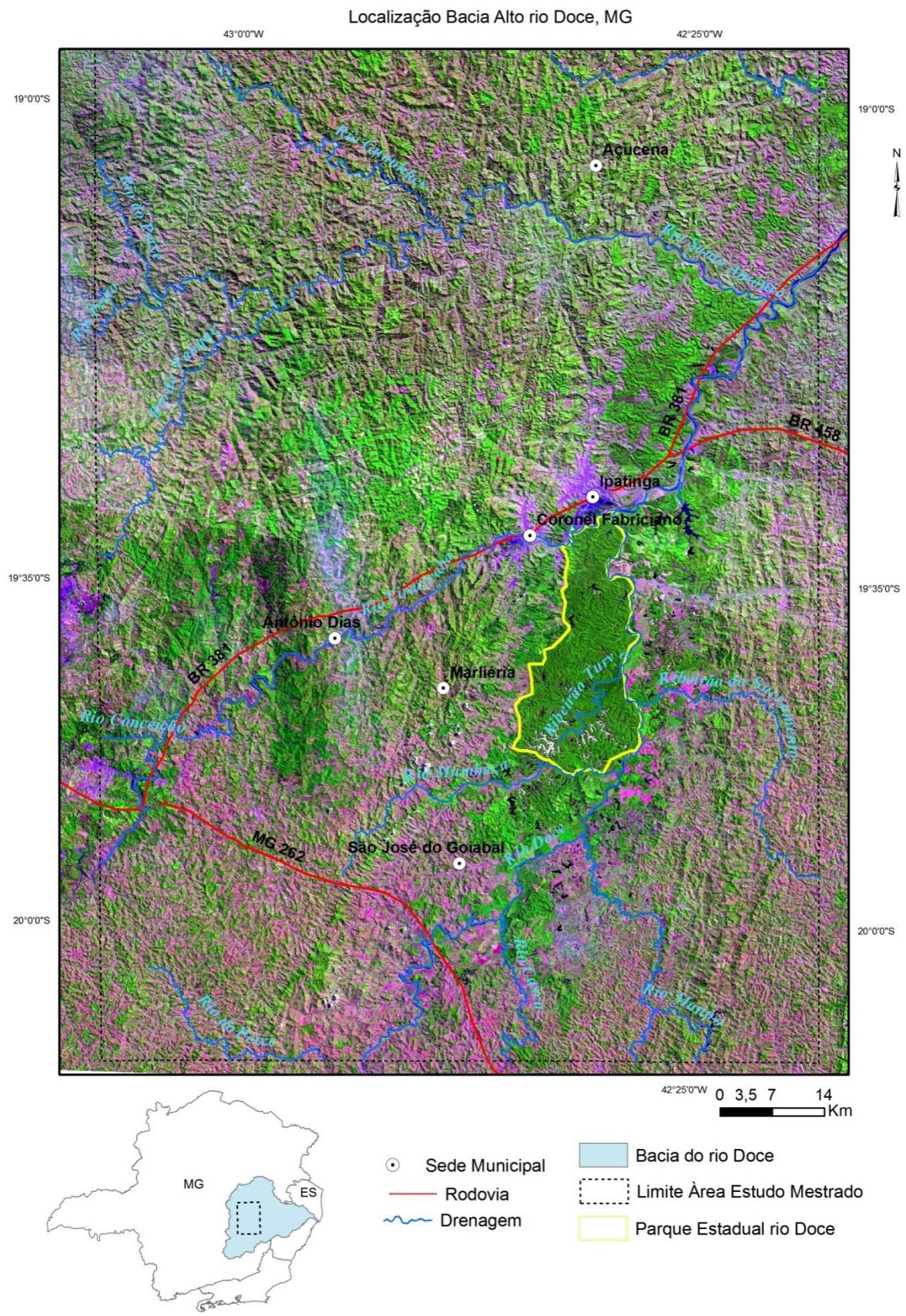


Figura 1.1- Mapa de localização da área com as principais estradas de acesso.

1.4 – CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

De acordo com Almeida *et al.* (1977), a área de estudo localiza-se na Província Estrutural Mantiqueira, que é composta basicamente por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas. Vários foram os eventos ocorridos no Pré-Cambriano que contribuíram na evolução dessa província; a ruptura do Gondwana no Mesozóico, foi o último evento regional. Importantes bacias sedimentares no sudeste brasileiro formaram-se a partir desse evento, pela reativação de antigas zonas de fraquezas crustais pré-cambrianas e pela geração de rifteamentos. Cabe destacar a formação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) que, segundo Almeida & Litwinski (1984), compreende a feição deprimida e alongada na direção NE-SW que se estende de Curitiba ao Rio de Janeiro (Sarges 2002). Para Mello (1997), esse rifte pode estar relacionado com a formação da Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Doce.

O mapa geológico do Estado de Minas Gerais, elaborado com base na Codemig (2005), mostra que a região é constituída de rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, sob coberturas sedimentares cenozóicas. O Complexo Piedade é a principal unidade litoestratigráfica (litodêmica) na região dos lagos. De acordo com Mello (1997), verificam-se na região três grandes grupos litológicos: um na porção extremo oriental, com rochas gnáissicas granatíferas a charnoquíticas, outro na porção ocidental da área, onde ocorre uma importante faixa alongada na direção NNE de rochas quartzíticas e xistos, e o último pode ser observado na maior parte da área estudada, onde afloram rochas gnáissicas bandadas, por vezes migmatizadas, atribuídas ao Complexo Mantiqueira (Figura 1.2).

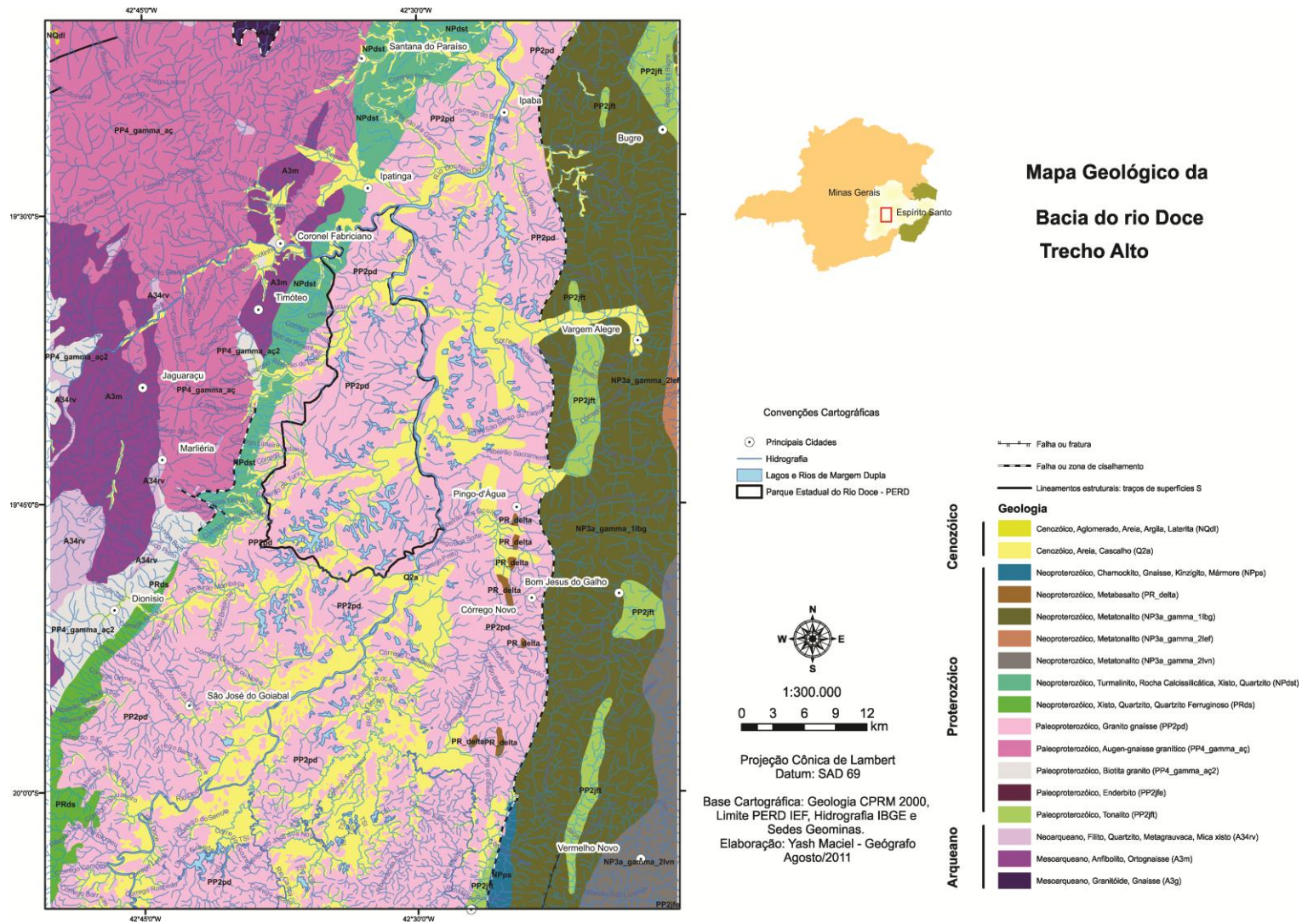


Figura 1.2- Mapa Geológico da área de estudo na bacia do rio Doce. Fonte: (Codemig 2005).

1.5 – CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

O presente tópico tem como objetivo expor de maneira sucinta a caracterização geomorfológica da área investigada a partir de trabalhos anteriores, sobretudo aqueles com enfoque regional. Vários autores já desenvolveram trabalhos visando esclarecer e contribuir para o conhecimento das formas de relevo e dos processos morfodinâmicos da evolução lacustre na bacia do rio Doce dentre eles Pflug (1969), Saadi (1991), Meis & Machado (1978), Meis & Monteiro (1979), Mello (1997) e Sarges (2002).

A área de estudo está inserida em uma depressão topográfica alongada na direção NNE-SSW, onde acha-se instalado um complexo sistema lacustre composto de mais de duas dezenas de lagos formados por barramentos de antigos canais tributários do rio Doce.

O complexo lacustre ocupa uma região na qual a altitude não ultrapassa 500m, com relevo de colinas alongadas e topos nivelados. Na porção ocidental da área de estudo ocorrem afloramentos graníticos e gnaíssicos que chegam a 1.100m de altitude, região na qual se encontra o pico do Jacroá, próximo à cidade de Marliéria. O relevo da região sul é marcado por colinas dissecadas e pela predominância de cotas mais altas que a região norte, variando entre 300 a 400m nos vales e 400 a 500m nas cristas; já na região norte, as colinas são mais suaves, e os vales registram cotas entre 200 a 250m e 250 a 300m nos interflúvios (Figura 1.3)

A configuração geomorfológica da região do vale do rio Doce, segundo King (1956), é resultante da atuação de sucessivos processos de desnudação e agradação que moldaram as feições morfológicas da área, impostos por três ciclos: o Sul Americano que ocorreu no Paleógeno e foi responsável por um aplainamento generalizado, o Velhas que atuou no Neógeno, gerando as incisões dos vales e, por último, o Paraguaçu, ocorrido no Pleistoceno com duas fases: uma gerando incisão de vales, e a outra, recuo das escarpas de erosão, estas relacionadas com o desenvolvimento dos terraços e vales do alto rio Doce. Valadão (1998) avançou nos estudos desses ciclos abrangendo a Serra do Espinhaço de maneira integrada. É importante destacar que King não levou em consideração a tectônica rúptil pós-gonduânica em sua análise regional.

De acordo com Meis & Machado (1978), a geomorfologia do planalto do sudeste do Brasil é toda caracterizada pela presença de várias superfícies de erosão atualmente dissecadas, com topos altimetricamente concordantes. Os fundos de vales achatados dependendo do local formam planos horizontais, terraços e planícies de inundação entremeadas pelas rampas, que são planos inclinados e côncavos. Tais rampas tendem a ser mais desenvolvidas ao longo dos segmentos fluviais nos trechos onde se alargam os fundos de vale. Segundo Mello (1997), as principais feições desenvolvidas na

região do alto vale do rio Doce estudada são: colinas, rampas de alúvio-colúvio, ombreiras, paleocanais, terraços e planícies de inundação (Figuras 1.4 a e b).

Bigarella & Mousinho (1965) foram os primeiros a descrever as formas de fundos de vales denominadas rampas de colúvio que, inicialmente, apenas descreviam os corpos coluviais que recobriam a seqüência aluvial do Quaternário Superior, as chamadas rampas, ou glacis. Posteriormente esse termo foi se tornando mais abrangente e atualmente é usado para definir as formas ligadas à desnudação e ao recuo dos anfiteatros de cabeceiras dos vales.

Já Meis & Monteiro (1979) investigaram a evolução morfoestratigráfica no vale do rio Doce e reconheceram não só os depósitos coluviais do Pleistoceno como também os depósitos aluviais do Holoceno, formando os depósitos de rampas de colúvio. A formação desses depósitos deve-se às taxas aceleradas de recuo das encostas em áreas de alta precipitação, gerando planos de superfícies côncavas suavemente inclinadas.

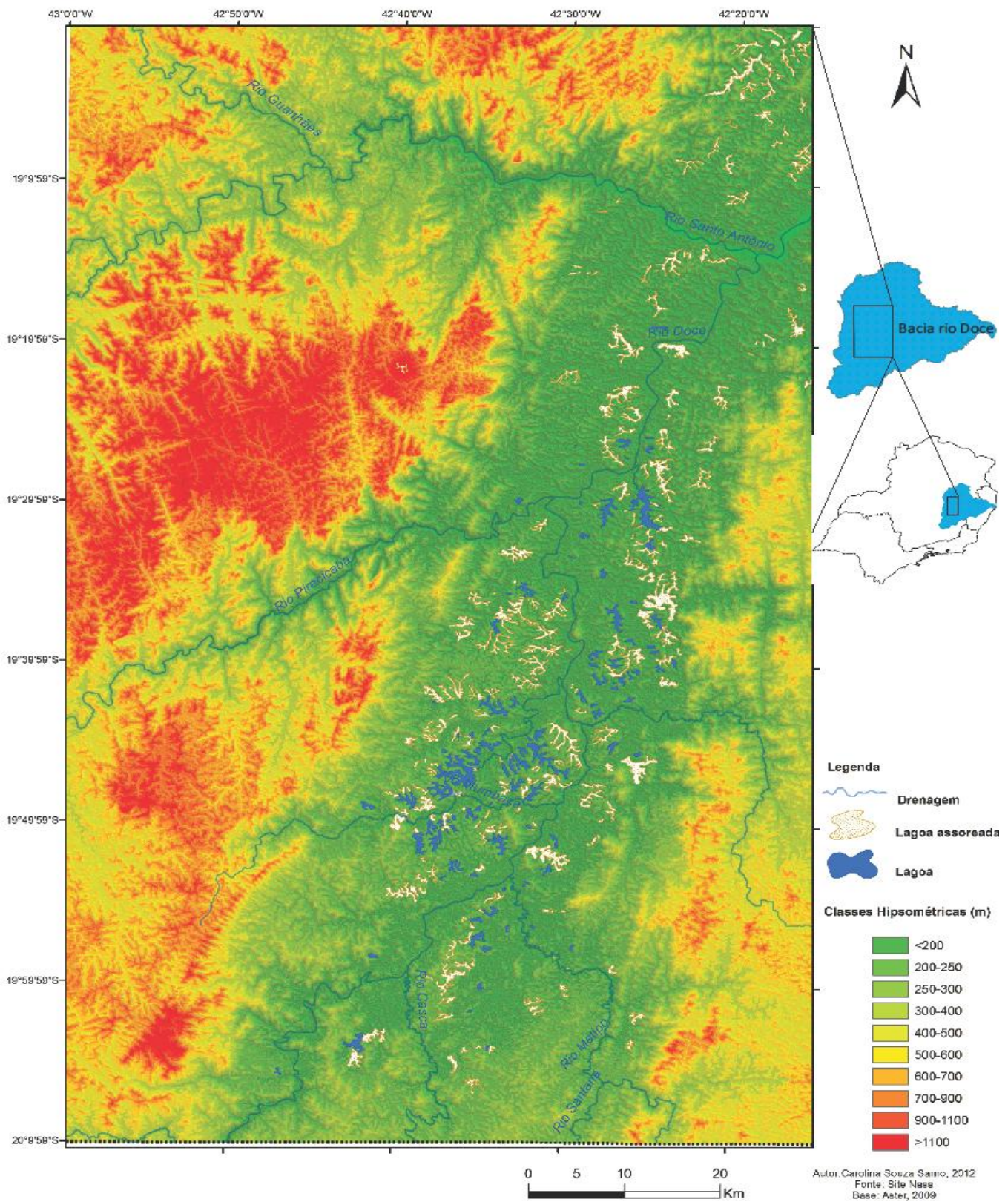


Figura 1.3- Mapa altimétrico da área de estudo na bacia do alto rio Doce.

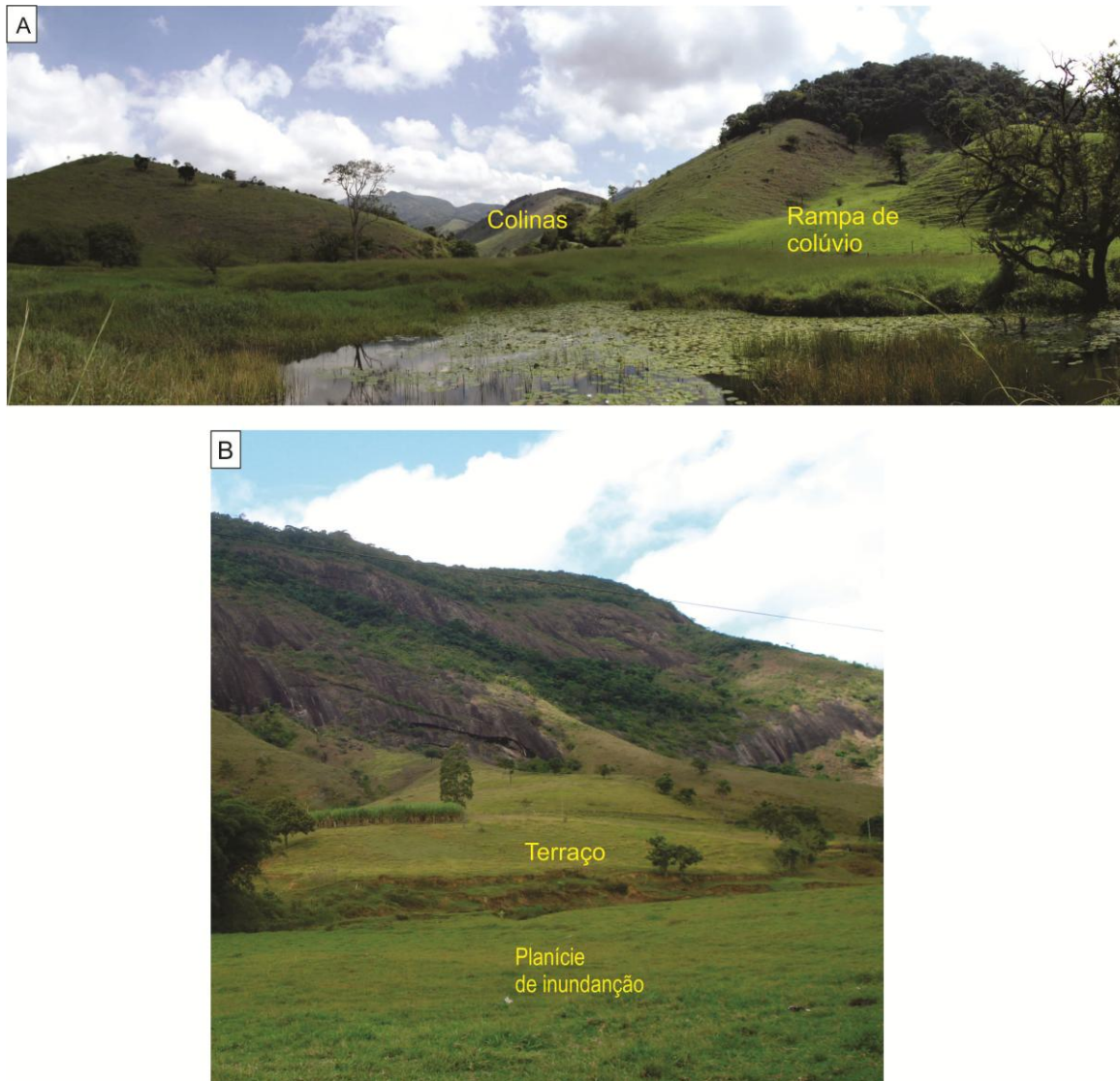


Figura 1.4- A e B Principais compartimentos morfológicos presentes na região do alto rio Doce.

Os paleocanais constituem feições morfológicas correspondentes a leitos abandonados de cursos d'água desenvolvidos sobre planícies que se acham presentes na região e constituem evidências da reorganização da rede de drenagem pelas capturas fluviais condicionadas pela tectônica quaternária (Mello 1997), (Figura 1.5).

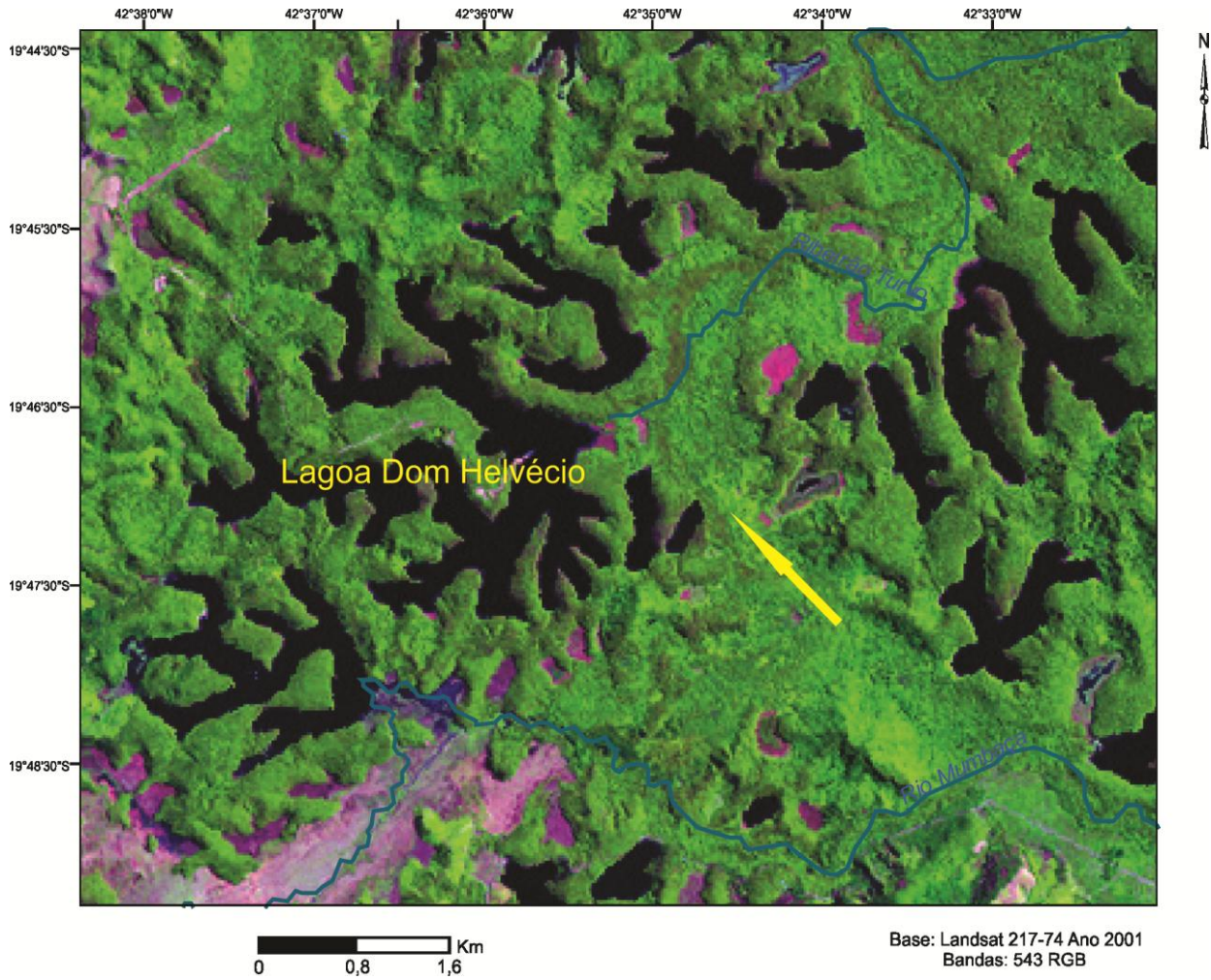


Figura 1.5 A seta indica o paleocanal desenvolvido sobre a planície de acumulação nas proximidades do lago Dom Helvécio.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – CARACTERÍSTICAS DOS LAGOS TROPICAIS

Neste capítulo será abordada uma breve revisão bibliográfica dos tipos de lagos e de sua origem, bem como as principais vertentes acerca do surgimento do sistema lacustre na bacia do alto rio Doce. Também serão utilizados estudos desenvolvidos em lagoas assoreadas em outras regiões do mundo e ainda exemplos de estudos com base na análise de morfometria de bacias. Além disso, será contemplada a importância da espacialização do conhecimento por meio da análise da paisagem, empregando-se técnicas de sensoriamento remoto em ambiente do Sistema de Informação Geográficas (SIG).

2.1.1 – Tipos de lagos

Os lagos são corpos de água transitórios e podem estar associados à dinâmica geológica, fluvial e climática regional, características estas que podem influenciar no seu processo de formação (Esteves 1988); apresentam curta duração na escala geológica, podendo surgir e desaparecer no decorrer do tempo. De forma geral, as origens mais comuns dos lagos estão vinculadas a ambientes glaciais, vulcânicos e tectônicos, como também associadas a dinâmicas fluviais. No Brasil, tais sistemas são formados principalmente pela dinâmica de planícies fluviais.

A origem de lagos pode se dar sob duas formas. Uma ligada aos processos geológicos superficiais classificados como gênese exógena, os quais no território brasileiro resultam daqueles formados nas planícies aluviais e costeiras; os de barramentos gerados por fluxos de detritos, os de origem cárstica e os de origem antrópica. Já a outra forma está associada a origem endógena, ou tectônica, ambas oriundas de tensões na crosta terrestre ou na parte superior do manto (Castro 2001).

Para compreender a origem e a evolução dos lagos, faz-se necessário analisar características morfológicas como profundidade, tipo do substrato, distribuição, tipo de sedimento encontrado e a relação com as feições geológicas locais e regionais entre as áreas de entorno (Castro 2001). A seguir é apresentada uma breve síntese de cada tipo de lago de ocorrência brasileira.

Castro (2001) realizou uma síntese dos principais tipos de lagos tropicais que serviram de base para as definições abaixo.

2.1.1.1 – Lagos de origem exógena

Lagos formados em planícies aluviais

Os lagos formados em planícies aluviais podem ocorrer sob duas formas mais comuns:

- através do transbordamento do canal do rio na época da cheia sob a depressão topográfica da planície de inundação, cuja duração não passa de dezenas de anos e possui característica irregular ovalada com pouca profundidade, e

- por meio do corte e/ou do isolamento de canais meandantes do leito do rio. Esse tipo de lago assume uma morfologia em meia lua como herança da forma do leito do rio abandonado. Possui profundidade semelhante à do rio que o originou, e o período de sua existência costuma ser maior do que o da origem descrita acima.

Lagos de barramento

São lagos originados pelo acúmulo de fluxos de detrito transportados pelas chuvas intensas e concentradas em períodos curtos, geralmente sob condições climáticas áridas e semi-áridas, ou que foram escorregadas pela movimentação das falhas. O material transportado (lama e blocos rochosos) pode obstruir ravinas e drenagens barrando o caminho natural da água gerando lagos barrados. Tais lagos geralmente são encontrados junto a encostas montanhosas e íngremes.

Lagos de origem cárstica

Esse tipo de lago é originado dos processos de entulhamento e colapso do teto das cavernas gerando as dolinas nas regiões onde os substratos rochosos são solúveis em ácidos fracos, principalmente em rochas calcáreas. Assume característica arredondada e com profundidade que não passa de algumas dezenas de metros.

Lagos de origem antrópica

São construídos pelo homem, destacam-se represas formadas por barramentos de rios e barragens de rejeitos originados nas cavas da minas. Possuem profundidades e formas variadas.

2.1.1.2 – Lagos de origem endógena

Lagos tectônicos

Constituem lagos cuja origem está diretamente associada às movimentações da crosta terrestre e surgem a partir de dobramentos e falhas no relevo. Geralmente são profundos não apresentando escoamento para os níveis de base global.

2.2 – ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS LAGOS DO RIO DOCE

A região do alto rio Doce tem sido alvo de diversos estudos em diferentes áreas do conhecimento, atraídos pela presença do Parque Estadual do Rio Doce (Perd). O parque representa a maior área protegida de Floresta Estacional Semidecidual no estado de Minas Gerais, com uma enorme biodiversidade ecológica. No âmbito físico, constitui uma das áreas mais favoráveis ao estudo da dinâmica evolutiva do Quaternário em regiões tropicais úmidas no território brasileiro, principalmente devido à presença do sistema de lagos barrados.

Em 2011 os ambientes úmidos do PERD foram incorporados à Convenção Ransar, que representa um tratado de importância internacional, compromissado com a preservação das zonas úmidas. Existem 1.566 sítios Ransar reconhecidos mundialmente por suas características bem como por sua biodiversidade e pela importância estratégica para as populações locais, totalizando 129.661.722 ha (Ransar 1971).

2.2.1 – Teorias acerca da origem dos lagos no alto rio Doce

O sistema lacustre do alto rio Doce foi investigado por diversos pesquisadores com o intuito de esclarecer os mecanismos que condicionaram a sua formação. Embora haja um consenso de que os lagos constituem-se de drenagens tributárias cujas desembocaduras foram barradas, existem ainda divergências. Alguns pesquisadores acreditam que a origem desses lagos esteja ligada à condicionante climática enquanto outros relacionam com a tectônica.

2.2.1.1 – A Origem dos lagos do rio Doce relacionada com as mudanças climáticas quaternárias

O primeiro autor a realizar estudos geomorfológicos na bacia do rio Doce foi Pflug (1969) que atribuiu o processo de barramento dos pequenos tributários desse rio a partir do acúmulo de clastos grossos (alúvios) nas desembocaduras dos cursos d'água proporcionado em tempos de condições semi-áridas, durante o último intervalo glacial do hemisfério norte. Já o represamento desses vales ocorreu sob condições atuais de clima semi-tropical úmido (Mello *et al.* 1999).

Vários autores (Meis 1977, Meis & Machado 1978, Meis & Monteiro 1979) estudaram o vale do rio Doce a partir de análises morfoestratigráficas, identificando áreas de “rampas” e depósitos fluviais e lacustres que reforçaram a hipótese de Pflug (1969). Segundo esse autor o sistema lacustre teria se originado por meio da intensa acumulação aluvial em cursos de água formando assim barramento, devido à flutuação paleohidrológica refletida em fase de transgressão (submersão) e regressão (emersão) em um período quando o clima era semi-árido.

Com base em estudos palinológicos, Overloop (1981) observou indícios de mudança na vegetação da região do vale do rio Doce no início do Holoceno e atribuiu ao clima a substituição de uma vegetação rala por uma vegetação densa, nos locais onde inicialmente havia uma condição de clima frio e seco que se transformou em quente e úmido. Outros estudos palinológicos realizados por Ybert *et al.* (1993 e 1995), a partir de testemunhos de sondagem coletados na lagoa Dom Helvécio, forneceram indícios de que os lagos se formaram durante o Holoceno, sob forte influência das condições climáticas interpretadas pelas características dos sedimentos. Em uma unidade basal foram encontrados sedimentos argilosos com pouca matéria orgânica e conteúdo palinológico, as quais os autores relacionaram com ambiente pantanoso e clima seco, com vegetação de cerrado; já na outra unidade sedimentológica, foram verificados sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica e restos de vegetais, interpretados como oriundos de um ambiente tipicamente lacustre com clima úmido e vegetação de floresta (Mello 1997).

Turcq *et al.* (1994), com base em dados palinológicos e na análise de depósitos de leques aluviais, concluíram que o barramento dos vales tributários do rio Doce estaria ligado aos episódios de intensa sedimentação aluvial em fase de clima mais seco durante o Holoceno, em uma época onde a vegetação de floresta tropical ainda não havia se formado. Embora esses autores indicassem que a origem das lagoas estava relacionada com a condição climática, eles admitem a possibilidade de haver influência tectônica.

2.2.1.2 – Origem tectônica dos lagos do alto vale do rio Doce

A presença dos lagos no alto vale do rio Doce, situados aproximadamente a 20m acima do nível do rio Doce e sem conexão aparente com o sistema fluvial, era considerada, até recentemente, resultado da influência das alternâncias climáticas do Quaternário. No entanto, na década de 80, surgiram os primeiros estudos que abordaram a origem dos lagos como associada à condicionante tectônica.

Os primeiros estudiosos a relacionar a tectônica como a origem dos lagos foram Barbosa & Kohler (1981), ao documentarem superfícies bem desenvolvidas dos terraços fluviais margeando os lagos próximos aos rios Doce, Mombaça, Turvo e Belém; eles observaram também alguns aspectos

geomorfológicos, tais como: concentração de lagos sobre os paleocanais, alinhamentos dos lagos, forma retilínea de suas margens, presença de paleovales e lagos associados a migrações abruptas dos rios, atribuindo assim a origem dos lagos a uma subsidência tectônica, com contribuições secundárias de oscilações paleoclimáticas (Sarges 2002).

Sugiuo & Kohler (1992) reafirmam tais evidências e levantam a possibilidade da existência de um rifte na região.

Já estudos realizados por Mello (1997) no lago Dom Helvécio apontam a movimentação de falhas NE-SW antigas e movimentadas no Holoceno como responsáveis pela barragem das desembocaduras de antigos tributários, dando origem aos lagos existentes na região.

A região apresenta fortes indícios que apontam a atuação tectônica como; o contraste das feições de “Pão de Açúcar” que ocorrem na parte ocidental da área, versus, o relevo suave dos “Vales de Fundo Chato,” presentes na “Depressão Interplanáltica do rio Doce”. A constatação da influência tectônica na formação das lagoas, só foi de fato evidenciada, após Mello (1997), a partir de estudos de linhas sísmicas, localizadas na desembocadura do lago Dom Helvécio (Figura 2.1). Esse estudo apontou a presença de falhamento, que afeta os sedimentos aluviais holocênicos.

As falhas e os dados geomorfológicos da região mostram terem sido os movimentos da crosta ocorridos a partir do final do Pleistoceno, como os principais fatores que influenciaram o represamento dos lagos (Mello 1997).

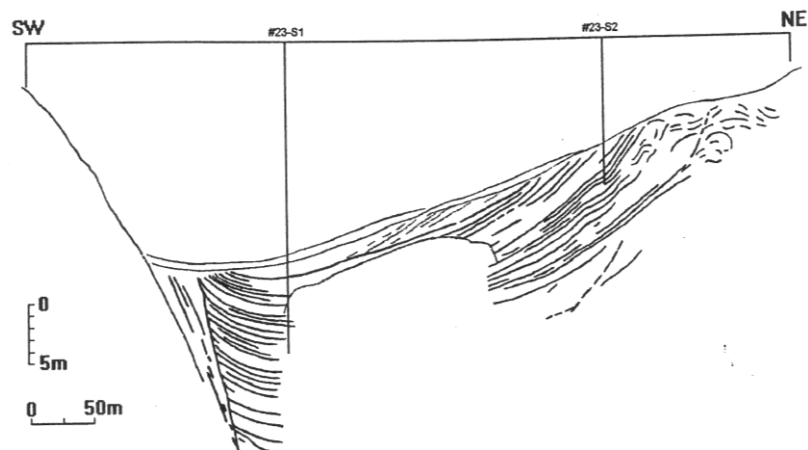


Figura 2.1- Seção sísmica no lago Dom Helvécio. Os traços verticais referem-se a furos de sondagem dos sedimentos no fundo do lago. Os furos atingiram sedimentos lacustres. Os refletores mostram o basculamento desses sedimentos para SW causados por falhamento, como indicado na figura (Mello 1997).

Segundo Sarges (2002), os registros sedimentares da área evidenciam duas fases tectônicas distintas:

Uma fase de transcorrência dextral E-W relacionada com as estruturações NW-SE na rede de drenagem e com o entulhamento de vales associado ao desenvolvimento de rampas de alúvio-colúvio

e terraços de acumulação que ocorreram no final do Pleistoceno, e outra que corresponde ao regime extensional NW-SE implantado no Holoceno médio, a qual exerceu um forte condicionamento estrutural nos canais fluviais, imprimindo rearranjos na rede de drenagem.

A partir dessas constatações, ficou evidente que a movimentação tectônica extensional NW-SE foi responsável pela geração de falhamentos normais que por sua vez promoveram desnivelamentos e basculamentos nos leitos dos canais tributários, funcionando como barragens e gerando, dessa forma, o sistema lacustre da região do alto rio Doce.

2.2.2 – Idade dos Lagos da Bacia do Rio Doce

Embora haja um consenso de que os lagos são decorrentes de drenagens tributárias que tiveram suas desembocaduras barradas, há divergências entre os estudiosos sobre a causa e a idade cronológica deles (Tabela 1.1).

Pflug (1969) relacionou a formação dos lagos com as variações climáticas, quando em uma fase de clima semi-árido ocorreu uma intensificação da sedimentação aluvial, formando terraços que barraram a desembocadura dos vales tributários, originando assim os lagos. Por intermédio da datação dos terraços fluviais que revelaram a idade de 14.160 ± 500 anos AP, esse autor relacionou a origem dos lagos com a última glaciação do Hemisfério Norte.

Meis & Machado (1978) estudaram o vale do rio Doce e atribuíram o rápido assoreamento fluvial dos principais vales dos rios ocorrido no final do Pleistoceno até o início do Holoceno ao barramento de pequenos tributários, originando os lagos.

Já Meis & Monteiro (1979) consideram duas fases de submersão lacustre, sendo a primeira datada no período de final do Pleistoceno e início do Holoceno, e a segunda entre 7.830 anos a ± 250 anos AP para 3.365 ± 115 anos AP.

Estudos palinológicos de Overloop (1981) Behling (1995) e Ybert *et al.* (1997) reconheceram a primeira submersão lacustre apenas depois de 9.000 anos AP e sugerem a ela uma idade mais recente do sistema lacustre.

Rodrigues-Filho & Muller (1999) analisaram depósitos de planícies de inundações anteriores à formação dos lagos por meio de análises sedimentológicas, palinológicas e geoquímicas na lagoa Silvana, constatando idade entre 10.120 ± 50 anos AP e 9.430 ± 60 anos AP por meio de radiocarbono pela técnica de Espectrômetro de Aceleração de Massa (AMS), associando-a uma fase em que o clima era mais seco e frio, com vegetação de mata de galeria. A evidência de sedimentos típicos lacustres coletados na base apresentou idade de ± 8.000 anos AP.

Barbosa & Kohler (1981) concluíram que o barramento dos lagos foi condicionado por uma subsidência tectônica e que o clima teve influência secundária. Segundo eles, a seqüência dos acontecimentos deu-se no Pleistoceno, com a dissecação fluvial até o Holoceno, onde ocorreu a deposição de aluviões do ribeirão Turvo e dos terraços do rio Doce, passando pela formação do paleocanal e a primeira geração dos lagos. Já a segunda geração, ocorreu após uma subsidência e a consequente migração do ribeirão Belém e do rio Doce (Sarges 2002).

Albuquerque *et al.* (1999), a partir de análises geoquímicas de testemunhos, revelaram que o desenvolvimento do lago D. Helvécio ocorreu após 9.000 anos AP, pelo método C¹⁴.

Silva *et al.* (2010) estudaram testemunhos palinológicos da lagoa Preta dentro do Perd e observaram três fácies, descritas da base para o topo como: fácies de aluvião do antigo leito do rio Doce, fácies marginal-lacustre e fácies lacustre. As fácies de aluvião foram datadas pelo método de radiocarbono, após 9.000 AP. e foram depositadas pelo barramento do antigo leito do rio Doce e seus tributários, o qual deu início à formação dos lagos. Acima das fácies de aluvião, as fácies marginal-lacustre consistem em sedimentos holocênicos depositados a partir 8.500 anos AP. No topo das seqüências sedimentares as fácies lacustres holocênicas depositadas em um ambiente totalmente lacustre, datadas de 6.620 ± 110 anos AP caracterizam a evolução dos corpos lacustres holocênicos dentro Perd.

Mello (1997), por sua vez, servindo-se de datação por radiocarbono, sugere que a sedimentação tectonicamente controlada tenha iniciado após cerca de 9.500 anos AP, estendendo-se até cerca de 7.500 anos AP, idade que representa o evento deposicional ocorrido no Holoceno inicial a médio.

Finalmente, segundo Sarges (2002), os registros sedimentares da área evidenciam duas fases tectônicas distintas. Uma fase de transcorrência dextral E-W relacionada com as estruturas NW-SE na rede de drenagem e outra relacionada com o entulhamento de vales, associado ao desenvolvimento de rampas de alúvio-colúvio e terraços de acumulação que ocorreram no final do Pleistoceno.

Tabela 2.1- Evolução do sistema de lagos do vale do rio Doce.

IDADE*	ÉPOCA	AUTOR	TIPO DE ESTUDO	AMBIENTE SEDIMENTAR
4.000 AP	Neo-holoceno	Perônico (2010)	Palinológico/ datação (C ¹⁴)	lacustre
6.620 AP	Meso-holoceno	Silva <i>et al.</i> (2010)	Palinológico/ datação (C ¹⁴)	lacustre
7.240 AP	Eo-holoceno	Tundisi (1997)	Palinológico/ datação (C ¹⁴)	lacustre
7.830 AP	Eo-holoceno	Overlop (1981) Beheling (1995) Yhert (1997)	Palinológico datação (C ¹⁴)	lacustre
8.000 AP	Eo-holoceno	Rodrigues-Filho & Muller (1999)	Análises: sedimentológicas palinológicas geoquímicas	lacustre
8.200 AP	Eo-holoceno	Mello (1997)	-Estudo sísmico -Estudo estratigráfico - Datação (C ¹⁴)	lacustre
7.830 -3.365 AP	Eo-holoceno	Meis & Monteiro (1979)	Morfoestratigráfico -Datação (C ¹⁴)	lacustre
9.000 AP	Eo-holoceno	Albuquerque <i>et al.</i> (1999)	Análises geoquímicas - Datação (C ¹⁴)	lacustre
9.840 AP	Eo-holoceno	Meis e Machado (1979)	Morfoestratigráfico -Datação (C ¹⁴)	lacustre
—	Eo-holoceno	Suguo & Kohler (1992) Barbosa & Kohler (1981)	Estudo estratigráfico	lacustre
9.000	Eo-holoceno	Meis & Monteiro (1979)	Morfoestratigráfico -Datação (C ¹⁴)	aluvial
9.990 AP	Eo-holoceno	Mello (1997)	-Estudo sísmico -Estudo estratigráfico - Datação (C ¹⁴)	aluvial
10.120 ± 50 9.430 ± 60	Eo-holoceno	Rodrigues-Filho & Muller (1999)	Análises: sedimentológicas palinológicas geoquímicas	aluvial
11.000 AP	Neopleistoceno	Meis & Machado (1979)	Morfoestratigráfico Datação (C ¹⁴)	lacustre
—	Neopleistoceno	Saadi (1991)	Morfotectônico	lacustre
—	Neopleistoceno	Sarges (2002)	Morfotectônico	lacustre
14.160 AP	Neopleistoceno	PFlug (1969)	Morfoestratigráfico	terraços fluviais

2.3 – EXEMPLOS DE ASSOREAMENTOS LACUSTRES ASSOCIADOS À TECTÔNICA

Nesse item serão abordados estudos desenvolvidos no mundo, os quais discorrem sobre os processos de assoreamento em lagoas, especialmente aquelas formadas por processos tectônicos. Uma breve síntese acerca dos conceitos e dos processos de sedimentação dará início a ele.

A erosão corresponde à separação e à remoção das partículas das rochas e dos solos resultantes da ação da água, e do vento, dentre outros fatores, que estão associadas ao processo inicial da sedimentação. O assoreamento ocorre em regiões rebaixadas, como o fundo de vales, rios, mares, ou qualquer outro lugar em que o nível de base da drenagem permita que haja o processo deposicional.

Os processos erosivos constituem fenômenos naturais do ciclo hidrogeológico terrestre, todavia eles têm sido intensificados pelas atividades humanas no uso da terra. Diversos estudos destacam a relação direta da intervenção humana na aceleração dos processos erosivos (Morgan 1986, Stocking, 1987, Lal 1990 *apud* Miranda 2011 e Bakoariniaina *et al.* 2006.)

Os processos de deposição sedimentar são naturais dos ciclos hidrogeológicos terrestres, e vários estudos têm demonstrado que as sequências sedimentares lacustres podem fornecer registros de alta precisão das mudanças climáticas bem como dos distúrbios antrópicos e eventos tectônicos (Dearing, 2006, Jacob *et al.* 2008, Aristegui *et al.* 2010, Simonneau *et al.* 2012, Strasser *et al.* 2003, Carroll & Bohacs 1999, Hao *et al.* 2011).

Para entender as relações futuras entre o meio ambiente, as sociedades humanas e as alterações globais torna-se imprescindível identificar interações passadas sucedidas entre o ser humano no uso da terra e as flutuações climáticas (Hurt *et al.* 2006).

Com a finalidade de investigar essas interações no condicionamento dos processos de deposição lacustre, Simonneau *et al.* (2012) estudou o sistema lacustre do lago Paladru na França, região do Pré-Alpes. Por meio de análise de fácies (composição mineralógica, orgânica, granulométrica e registros arqueológicos), eles interpretaram que os processos do assoreamento do lago Paladru estavam mais ligados às mudanças progressivas hidrológicas regionais do que com a influência humana no final do Neolítico, já que, a principal evidência por meio da reconstrução paleoambiental, indicou que a bacia era florestada e não fora afetada por distúrbios antrópicos da paisagem. (Magny 2004, Arnauld *et al.* 2005, Chapron *et al.* 2005 *apud* Simonneau *et al.* 2012).

O lago Alaotra é um exemplo de lago tectônico, formado sobre um gráben localizado no sudeste de Madagascar; atualmente encontra-se inserido em um cenário de crescente desmatamento para cultivo de arroz e ocupação humana. O estudo realizado por Bakoariniaina *et al.* (2006) investigou a relação da perda da vegetação e da degradação da paisagem no assoreamento do lago Alaotra. Por meio das imagens espectrais temporais, foi possível caracterizar a área do lago como

anterior ao seu entulhamento por sedimentos. O lago hoje ocupa uma área de 20 a 30% do que foi no passado. Já o paleolago foi entulhado por sedimentos lacustres e fluviais do Plio-Quaternário, os quais contribuíram naturalmente para o processo de assoreamento do lago (Riquier 1956, Brenon 1959, Laville 1998 apud Bakoariniaina *et al.* 2006). De acordo com Bakoariniaina *et al.* (2006), três fatores estão diretamente relacionados com a redução da lagoa: o primeiro refere-se às mudanças do clima anteriores à ocupação humana (pré-colonização), o segundo, às fraturas recentes e antigas das falhas existentes ao redor do lago as quais promovem a infiltração de águas das chuvas e modificam a entrada de água nas lagoas e o último, às atividades humanas que amplificam a degradação ambiental pelo desmatamento.

Carvalho & Zucchi (2009) realizaram um estudo de morfometria e caracterização do meio físico dos ambientes lacustres em Vão do Paranã, Goiás. O intuito foi descrever os aspectos geomorfológicos, a geologia, o tipo de solo e a caracterização dos sedimentos lacustres. Como resultado, foi revelado que os fatores que melhor explicam as diferenças na quantidade e na qualidade das águas e dos sedimentos, bem como a dinâmica das comunidades de macrófitas e algas entre as lagoas estudadas estão mais relacionados com a configuração geomorfológica e pedológica do que com o tipo de uso da terra. As evidências são a falta de alterações no ambiente, tais como processos erosivos, desmatamentos e construções nas proximidades, as quais implicariam tanto um maior aporte de sedimentos nas lagoas como a elevada correlação positiva entre declividade e profundidade, processo que demonstra a influência da declividade na profundidade dos lagos.

2.4 – MORFOMETRIA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

A caracterização morfométrica de bacias hidrográficas é realizada em análises hidrológicas e ambientais capazes de subsidiar o entendimento da dinâmica ambiental local e regional, podendo revelar indicadores físicos que permitem quantificar alterações ou vulnerabilidades ambientais nas bacias hidrográficas (Lima 2013).

A espacialização das feições morfométricas por unidade de bacia de drenagem pode trazer uma perspectiva integradora dos diversos fatores que atuam sobre o modelado, como a geologia, o clima, fatores antrópicos, dentre outros (Oliveira *et al.* 2007).

As bacias hidrográficas são adotadas como unidade de análise em estudos de gerenciamento de recursos hídricos, por serem consideradas como a base da maioria das relações de causa e efeito que envolvem o meio ambiente.

Embora a análise de morfometria, seja um procedimento aplicado em análises relacionadas com bacias hidrográficas, a fim de entender não só a configuração das bacias, mas também a sua evolução e de suas redes de drenagem, alguns parâmetros foram adaptados e aplicados nesta pesquisa

para as bacias de contribuição de lagoas, bem como para as lagoas assoreadas, uma vez que elas são fruto de barramentos naturais de antigos tributários do rio Doce, conforme estudos apresentados no item 2.2.1.2.

A morfometria de bacias hidrográficas foi introduzida por Horton (1945) que utilizou equações matemáticas com o intuito de interpretar o modelado terrestre de forma quantitativa, usando a bacia hidrográfica como unidade de análise. As leis de composição de bacias hidrográficas de Horton (1945), como apresentado por Vestena *et al.* (2006) podem ser resumidas em:

- **Lei do número de canais** – O número de canais de ordem inferior ($n-1$) em uma bacia forma uma progressão geométrica que se inicia com um único segmento de ordem mais elevada e vai crescendo a uma taxa constante de bifurcação;

- **Lei do comprimento de canais** – o comprimento médio dos canais de cada ordem tende a formar uma progressão geométrica, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos segmentos de primeira ordem e tem por razão uma relação de comprimento constante;

- **Lei da declividade de canais** – observa-se uma relação geometricamente inversa entre a declividade média dos canais de uma dada ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior. O primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem, e a razão consiste na relação entre os gradientes dos canais;

- **Lei da área da bacia de canais** – as áreas médias das bacias de segmentos de canais de ordem sucessivas ($n+1$) tendem a formar uma progressão geométrica, cujo primeiro termo constitui a área média das bacias de primeira ordem, e a razão de incremento constante, é a taxa de crescimento da área.

Outros trabalhos apresentaram parâmetros para entender como representar matematicamente a evolução e a configuração de bacias hidrográficas a partir dessas leis. São eles: Strahler (1952), Schumm (1956), Strahler (1957 e 1958), Chorley (1962) e ainda Chorley & Kennedy (1971).

Segundo Christofletti (1980), os parâmetros referem-se às correlações existentes entre os atributos e o relevo de uma bacia, sendo os atributos: área, perímetro e comprimento da bacia, comprimento dos canais fluviais; comprimento vetorial deles (comprimento do vale); número de canais fluviais; declividade da bacia (mínima, média e máxima); declividade dos canais; altimetria (mínima, média e máxima). Os parâmetros são agrupados em classes lineares, zonais e hipsométricas.

Classe Linear

Os parâmetros lineares são associados à rede de drenagem e ao seu arranjo espacial dentro da bacia, sendo a unidade de medida desses parâmetros linear (km), na medida em que quantificam o arranjo espacial ou adimensional para parâmetros que tratam das relações entre aspectos da rede de drenagem.

Os atributos relacionados são: comprimento, número e hierarquia. As relações entre eles são: hierarquia fluvial, magnitude fluvial, bifurcação, relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem, bem como entre os gradientes dos canais e índice de sinuosidade do canal principal.

Hierarquia fluvial (Hf) – corresponde à ordenação dos canais fluviais dentro de uma bacia hidrográfica. Existem dois principais tipos de hierarquização da rede de drenagem. O primeiro, de Strahler (1952), considera serem os canais de primeira ordem aqueles que não apresentam tributários, isto é, são canais de cabeceiras de drenagem, conforme ilustrado na Figura 2.2 a. Já os canais de segunda ordem são aqueles subsequentes à confluência de dois canais de primeira ordem e assim sucessivamente, contudo a confluência com canais de ordem hierárquica menor não altera a hierarquização da rede. O segundo tipo de hierarquização, de Horton (1945), também considera os canais de primeira ordem que correspondem aos canais de cabeceiras de drenagem, entretanto não são todas as cabeceiras que correspondem aos canais de primeira ordem, visto os canais de maior hierarquia estenderem-se até a cabeceira de maior extensão, conforme ilustrado na Figura 2.2 b. Em ambas as classificações, os segmentos de canais (trechos entre confluências) contíguos (para montante ou jusante) podem apresentar a mesma ordem, conforme mostra a Figura 2.2 (Christofoletti 1970).

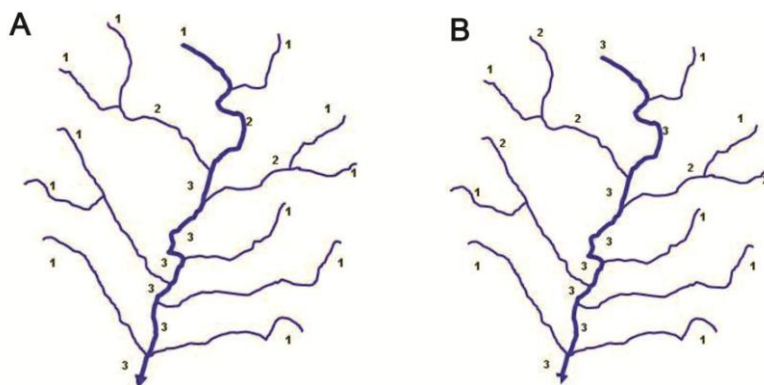


Figura 2.2- (A) Hierarquia fluvial definida por (a) Strahler (1952); (B) Horton (1945) (Fonseca 2010).

Magnitude fluvial (Mf) – assim como a hierarquia fluvial, a magnitude também envolve o ordenamento de canais, porém todos os canais de cabeceira assumem a mesma ordem hierárquica segundo Scheidegger (1965) e Shreve (1966). O aumento de ordem dos canais corresponde à soma das ordens dos canais a montante da confluência; assim, o canal principal tem ordem igual ao somatório de todos os canais de primeira ordem. O que distingue a hierarquia fluvial da magnitude é a consideração dos seus princípios hidrológicos, uma vez que a cada confluência as características dos canais são alteradas (Christofoletti 1970).

Relação de bifurcação (Rb) – parâmetro definido primeiramente por Horton (1945) e reformulado por Strahler (1952), como sendo a razão entre o número total de canais de certa ordem e o número total de canais de ordem imediatamente superior, cujos valores dentro de uma mesma bacia devem ser constantes e jamais inferiores a 2. França (1968) verifica que esse índice está intimamente relacionado com o comportamento hidrológico dos solos, sendo maior para solos menos permeáveis e menor para solos mais permeáveis. Strahler (1952) comenta que, apesar desse parâmetro ser altamente estável ele varia de acordo com o controle estrutural.

A equação utilizada é dada por:

$$R_b = \frac{N_w}{N_{w+1}}$$

onde: N_w é o número total de canais de determinada ordem, e N_{w+1} corresponde ao número total de canais de ordem imediatamente superior (Santa Catarina 1997).

Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RLm) – esse parâmetro apresenta a relação de normalidade de uma dada bacia hidrográfica, na qual o comprimento médio dos canais se ordena segundo uma série geométrica direta, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem, e a razão constitui a relação entre os comprimentos médios.

A equação utilizada é dada por:

$$RLm = \frac{Lm_u}{Lm_{u-1}}$$

Onde: Lm_u é o comprimento médio dos canais de determinada ordem e Lm_{u-1} o comprimento médio dos canais de ordem imediatamente inferior (Santa Catarina 1997).

Relação entre os gradientes dos canais (Rgc) - representa matematicamente a terceira lei de Horton e verifica o grau de normalidade de uma dada bacia hidrográfica, relacionando a declividade média dos canais de cada ordem com a declividade dos canais de ordem imediatamente superior (Christofolletti 1980). Esta relação é expressa pela seguinte equação:

$$R_{gc} = \frac{G_{cw}}{G_{cw+1}}$$

Onde: G_{cw} é a declividade média dos canais de determinada ordem e $G_{cw + 1}$ a declividade média dos canais de ordem imediatamente superior. Esse parâmetro permite a leitura isolada da normalidade da declividade dos canais de uma dada bacia por ordem e pode servir para correlacionar o grau de normalidade entre bacias adjacentes.

Índice de sinuosidade do canal principal (Is) – parâmetro apresentado inicialmente por Horton (1945) e descrito por Alves & Castro (2003) como sendo uma das formas de representar tanto a influência da carga sedimentar quanto a compartimentação litológica e estrutural. É um parâmetro controlador da velocidade de escoamento das águas (Schum 1956).

A equação utilizada no cálculo é indicada por:

$$Is = \frac{L}{Dv}$$

Onde: L é o comprimento do canal principal; e dv refere-se à distância vetorial entre os pontos extremos do canal, ao passo que os valores próximos a 1 indicam elevado controle estrutural ou alta energia e valores acima de 2 indicam baixa energia, sendo os valores intermediários relativos a formas transicionais entre canais retilíneos e meandrantos.

Classe Zonal

Os parâmetros zonais quantificam os atributos da bacia hidrográfica correlacionando-os a valores ideais e à rede de drenagem da área de estudo, expressos por: índice de circularidade, densidade de drenagem, densidade hidrográfica, relação entre área de bacias e coeficiente de manutenção.

Índice de circularidade (Ic) ou forma da bacia – esse índice foi proposto por Miller em 1953; (Christofoletti 1980) o valor do Ic, assim como o comprimento vetorial (dv) do canal, correlaciona um valor ideal a um mensurado. Já o índice de circularidade é dado pela seguinte equação:

$$IC = \frac{12,57 A}{P^2}$$

Onde: A é a área da bacia, P, o perímetro e Ac a área de um círculo que tenha o perímetro idêntico ao da bacia considerada, sendo o valor máximo considerado igual a 1,0.

Esse índice está relacionado com a maior ou menor tendência a ocorrer cheias nas bacias. Conforme apresenta Alves & Castro (2003), esse parâmetro indica que uma bacia mais alongada (com índice abaixo de 0,51) favorece o escoamento e, se estiver acima de 0,51, a bacia é mais circular e tem escoamento reduzido, além de alta probabilidade de cheias. Ou seja, o formato da bacia hidrográfica influenciará sobre o escoamento superficial. Bacias de mesma área e sujeitas aos mesmos processos e a intensidade de precipitação, porém com formatos diferentes, apresentam efeitos e contribuições de descarga desiguais no tempo de escoamento.

Em uma bacia circular, toda a água escoada tende a alcançar a saída da bacia ao mesmo tempo (Figura 2.3).

Em uma bacia elíptica, o escoamento principal da água será mais distribuído no tempo, produzindo assim uma enchente menor, já que a água deverá percorrer um trecho maior até chegar à ponta da bacia (Figura 2.4).

As bacias do tipo radial ou ramificada são formadas por conjuntos de sub-bacias alongadas que convergem para um mesmo curso principal. Nesse caso, uma chuva uniforme em toda a bacia origina cheias nas sub-bacias que vão se somar, todavia não simultaneamente, no curso principal. Portanto, a cheia crescerá, estacionará, ou diminuirá à medida que forem se fazendo sentir as contribuições das diferentes sub-bacias, figura 2.5 (Ufba 2005).

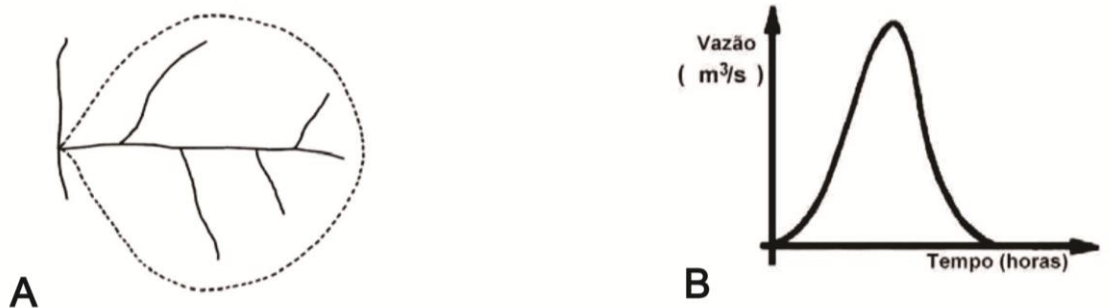


Figura 2.3 A B - Bacia arredondada e as características do escoamento originado nela, devido a uma precipitação uniforme.

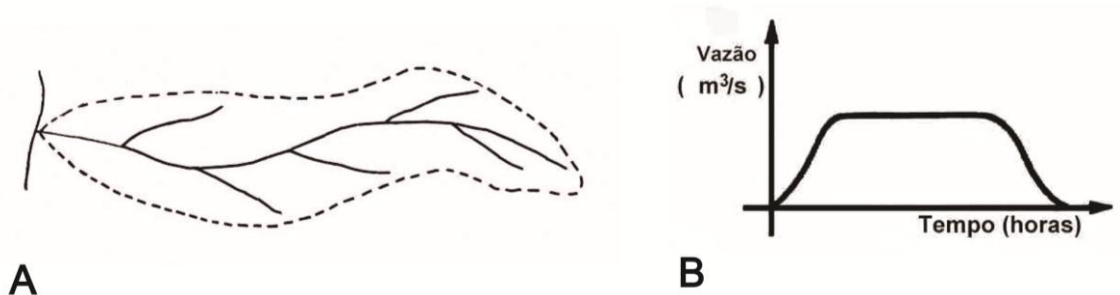


Figura 2.4 A B - Bacia elíptica e as características do escoamento originado em função de uma precipitação uniforme.

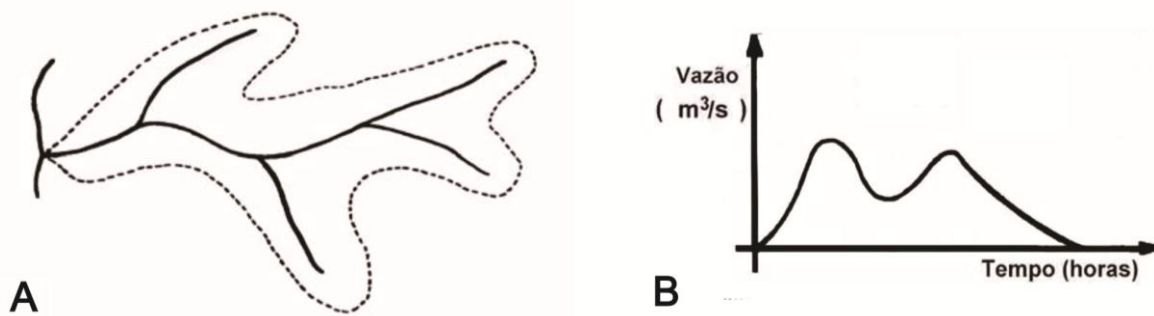


Figura 2.5 A B - Bacia ramificada e as características do escoamento originado por uma precipitação uniforme.

Densidade de rios (Dr), ou densidade hidrográfica (Dh) – esse parâmetro, proposto por Horton (1945), estabelece a relação entre o número de cursos d’água e a área de uma dada bacia, sendo indicada pela seguinte equação:

$$Dr = \frac{N}{A}$$

Onde: N é o número total de rios e A refere-se à área da bacia. Tal parâmetro estabelece uma comparação entre a frequência dos cursos d’água e a quantidade em números de tributários existentes em uma área estabelecida em K². Pode-se inferir uma maior capacidade de geração de canais independente de suas extensões, quando se trata de bacias com alta densidade hidrográfica.

Densidade de drenagem (Dd) – esse parâmetro estabelece a relação entre o comprimento total ou a ordem hierárquica dos canais de drenagem e a área de drenagem, como expresso na seguinte equação:

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

Onde: Lt é o comprimento total dos canais e A é a área total da bacia. Esse parâmetro representa o comportamento hidrológico caracterizado tanto pela litologia quanto pela estrutura geológica (lineamentos, acamamentos, falhamentos, fraturas etc). A variável retrata a disponibilidade de canais para o escoamento linear das águas e o grau de dissecação do relevo resultante da atuação da rede de drenagem. Densidades de drenagem elevadas são explicadas por fatores como dificuldade de infiltração e elevado grau de escoamento superficial.

Christofolletti (1969) utilizou a seguinte classificação para a densidade de drenagem em bacias hidrográficas: Dd < 7,5 (km/km²) – Baixa; Dd 7,5 -10 (km/km²) – Média; Dd > 10 (km/km²) – Alta.

Relação entre as áreas das bacias (RA) – esse parâmetro representa matematicamente a quarta lei de Horton, que estabelece a relação entre o tamanho médio das bacias para cada um dos canais de uma determinada ordem e as bacias de ordem sucessivamente inferior. Tal relação é dada pela equação:

$$RA = \frac{A_w}{A_{w-1}}$$

Onde: A_w indica a área média das bacias de determinada ordem e A_{w-1} é a área média das bacias de ordem imediatamente inferior. Esse parâmetro expressa o grau de normalidade da composição da bacia apresentado por Horton e confirmado por Schumm (1956).

Coefficiente de manutenção (Cm) – esse parâmetro revela a área necessária à formação de um canal com fluxo perene, embora sua expressão matemática demonstre que ele nada mais é do que a razão inversa da densidade de drenagem da bacia (D_d). Schumm (1956) o considera um dos parâmetros mais importantes para a realização de análises morfométricas. Este parâmetro está expresso na seguinte equação:

$$Cm = \frac{1}{D_d} \times 1000$$

Classe Hipsométrica

- Parâmetros hipsométricos: representam a tridimensionalidade da bacia ao incluir a variação altimétrica e não possuem uma unidade de medida característica conforme afirma Christofolletti (1980); são indicados, pela curva hipsométrica, pelo índice de rugosidade e pela declividade. A curva hipsométrica (Ch) foi definida por Strahler (1952) como sendo a curva resultante do cruzamento entre faixas altimétricas de uma unidade geomorfológica e sua área acumulada em porcentagem, onde as abscissas correspondem a áreas acumuladas, e as ordenadas, à altimetria.

Índice de rugosidade (Ir) – expressa um número adimensional, que segundo Strahler (1958), representa declividade e o comprimento da vertente por meio da relação entre amplitude altimétrica (H) com a densidade de drenagem (D_d), visto que, se a D_d aumenta enquanto o valor de H permanece constante, a distância horizontal média entre a divisória e os canais adjacentes será reduzida, além de apresentar aumento na declividade das vertentes. Já o valor de H aumenta, enquanto a D_d permanece constante, também aumentarão a declividade e as diferenças altimétricas entre o interflúvio e os canais. Os valores extremamente altos do índice de rugosidade ocorrem quando ambos os valores (D_d e H) são elevados, isto é, quando as vertentes são longas e íngremes (Christofolletti 1980).

Bacias hidrográficas com Ir elevado têm maior potencial para ocorrência de cheias, visto serem bacias de alta energia (dada a elevada amplitude altimétrica) e/ou bacias com alta transmissividade hidráulica, uma vez que todos os pontos da bacia estão mais próximos da rede de drenagem, convertendo assim o fluxo de vertente em fluxo fluvial em menor tempo. Esse parâmetro é indicado pela seguinte equação:

$$IR = \frac{H}{Dd}$$

Declividade média (Dm) – expressa a energia e a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos, incluindo a dinâmica dos escoamentos superficiais concentrados e difusos (laminar) nas vertentes. Quando associada à declividade máxima, possibilita comparações entre energia máxima e média dentro das bacias hidrográficas.

A diferenciação topológica dos parâmetros que compõem a bacia hidrográfica, distinguindo-se entre lineares, zonais e hipsométricos, é de fundamental importância para um bom resultado das análises quantitativas espaciais. Antes esses parâmetros eram extraídos a partir de meios analógicos, contudo hoje é possível extraí-los em meio digital, por meio de técnicas de geoprocessamento, também a partir do uso dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) e de redes hidrográficas digitalizadas obtidas de cartas topográficas ou de imageamento orbital. A partir dessas bases é possível empregar rotinas computacionais para extrair os dados necessários para realizar a análise morfométrica.

Como exemplo de trabalhos encontrados na literatura sobre análises morfométricas, podemos citar: Santa Catarina (1997), Valeriano & Garcia (2000), Tucker *et al.* (2001), Valeriano & Morais (2001), Alves & Castro (2003), Lana *et al.* (2001) Politano & Pissarra (2003), Tonello (2005), Valeriano (2005), Hott *et al.* (2007), Cherem (2008), Fonseca (2010) e Lima (2013).

2.5 – ANÁLISE DA PAISAGEM

Nesta pesquisa optou-se por trabalhar com todas as lagoas assoreadas ou não, presentes no alto rio Doce, o que possibilitou realizar a análise em escala espacial. Com isso, foi possível entender a dinâmica da paisagem e perceber quais fatores influenciam essa dinâmica criando-se um mapa de uso georreferenciado. Por intermédio desse mapa, foi possível espacializar toda a informação obtida, cruzando informações dos dados numéricos dos índices morfométricos obtidos com os usos da terra.

Para observar, analisar e entender as mudanças na paisagem faz-se necessário distanciar-se e colocar-se em um segundo plano, aumentando assim a escala de percepção e visão. O primeiro a mencionar a paisagem no sentido científico foi o geobotânico Alexander Von Humboldt, no início do século XIX.

Em 1939 o biogeógrafo Carl Troll empregou o termo ecologia da paisagem, que veio agregar a noção espacial com o ambiente e os seres vivos que o cercam. Em um estudo realizado nas savanas da África Ocidental, ele conseguiu incorporar a abordagem horizontalizada da geografia na análise espacial dos fenômenos naturais com a abordagem verticalizada dos ecólogos na inter-relação funcional dos indivíduos. Em 1950, Troll cria o termo geoecologia como “o estudo dos relacionamentos físico-biológicos que governam as diferentes unidades espaciais de uma área geográfica” (Souza 2009).

Por definição, geoecologia e ecologia da paisagem traduzem a mesma coisa: capacidade de realizar a interface entre a geografia e a ecologia por meio de uma estrutura multi e interdisciplinar. Em meados de 1980, vários estudos foram realizados tendo como base os conceitos de Troll, que ficou nitidamente polarizado em função dos diferentes enfoques entre duas escolas, a alemã e a americana. A alemã com uma “abordagem geográfica”, voltada para a geografia humana e a preocupação com o planejamento, a ocupação territorial e com o estudo da paisagem alterada pelo homem; esse enfoque baseia-se em amplas áreas espaciais e é conhecido como análise de macro escalas. Troll define essa abordagem como: “A entidade visual e espacial total do espaço vivido pelo homem... uma ciência interdisciplinar que lida com as interações entre a sociedade humana e seu espaço de vida natural e construído” (Naveh & Lieberman 1994).

A outra escola, a americana, fundamenta-se na abordagem ecológica e, como o próprio nome sugere, enfoca as relações ecológicas entre os seres e o meio em que vivem. Os conceitos de biogeografia de ilhas e metapopulações da ecologia foram adaptados para o planejamento de reservas naturais. Essa abordagem é mais recente e não se limita à caracterização de macro escalas, ao contrário, é dependente do alvo a ser estudado. Pode ser entendida como “uma área espacialmente heterogênea” (Turner 1989); “uma forma de considerar a heterogeneidade ambiental em termos espacialmente explícitos” (Wiens *et al.* 1993).

Mesmo existindo diferentes enfoques na ecologia da paisagem, é importante buscar soluções integradoras, para que essa ciência holística possa continuar a evoluir e ser capaz de atuar em benefício da conservação da terra.

Os avanços tecnológicos do sensoriamento remoto e da aplicação do Sistema de Informação Geográfica (SIG) impulsionaram o progresso das análises qualitativas e quantitativas com o aumento do refinamento nos estudos de padrões fisionômicos da paisagem. Vários autores como Stow (1993), Forman (1995), Burrough & McDonnell (1998), Aspinal (1999), Cruz (2000), Menezes (2000) dentre outros, apontam o uso de tecnologias de geoprocessamento, principalmente o SIG, como ferramenta indispensável para análises integrativas (Souza 2009).

Tais ferramentas se tornaram cruciais nas análises da paisagem e foram empregadas neste estudo para o entendimento da dinâmica dos ambientes lacustres.

2.5.1 – Sistema de Informação Geográfica

O surgimento do SIG foi impulsionado pelo aumento da demanda de espaço para arquivamento e administração de dados relevantes para planejamentos. Os SIGs são considerados ferramentas computacionais de Geoprocessamento que permitem a realização de “análises complexas, ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados georreferenciados” (Câmara *et al.* 2005). É um programa poderoso que apresenta múltiplas operações, segundo o Instituto de Pesquisas Espaciais (Inpe 2004) e pode ser classificado em três grupos de acordo com suas funções:

- Gerenciamento de banco de dados geográficos: tem a função de armazenar, integrar e recuperar dados de diferentes fontes, formatos e temas dispostos em um único banco de dados.
- Análises espaciais a partir de um banco de dados geográficos: são efetuadas combinações e cruzamentos de dados por meio de operações geométricas e topológicas, resultando em novos dados.
- Produção cartográfica: responsável por editar e configurar a representação gráfica dos dados, objetivando a visualização através da tela ou na forma impressa.

2.5.2 – Sensoriamento Remoto

As bases para o avanço do sensoriamento remoto acham-se ligadas à evolução da fotografia e à pesquisa espacial. As imagens aéreas foram o primeiro produto resultante desse processo a ser utilizado, já o surgimento do avião em simultaneidade com a expansão das câmaras fotográficas, possibilitou o impulso às implicações das fotografias no levantamento de recursos naturais.

Para Novo (1992), o sensoriamento remoto pode ser definido como a utilização conjunta de modernos equipamentos de transmissão de dados com o objetivo de estudar o ambiente terrestre, por meio do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e os componentes do planeta Terra em suas diversas manifestações. A partir do tratamento digital das imagens, é possível extrair informações a respeito dos alvos da superfície da terra.

O uso de imagens multiespectrais registradas por satélites tem revelado uma valiosa técnica para a extração dos dados destinados às várias aplicações de pesquisa de recursos naturais. Possuem grande qualidade em termos de resolução espacial, possibilitando infinitos recursos obtidos por intermédio de operações entre as bandas eletromagnéticas, que permitem representar o comportamento espectral de diferentes alvos. Seguem alguns exemplos de estudos que aplicaram técnicas de sensoriamento:

- Fonseca (2010), realizou análises morfoestruturais do relevo, utilizando a técnica de realce linear de contraste; já para a análise estrutural da área, foi realizada a extração de lineamentos morfológicos nas bandas 4 e 5 do sensor TM/Landsat 5 e do MDE, conforme sugerido por Rodrigues & Liu (1988) e Soares & Fiori (1976).

- Reis (2002) utilizou imagens do sensor TM-Landsat para mapear a distribuição espacial de sedimentos em reservatórios hidrelétricos. Para isso empregou modelos empíricos a partir de regressão linear entre dados de campo e medidas de reflectância derivadas de imagens TM-Landsat para a obtenção dos dados.

- Santos *et al.* (2006) empregaram técnicas de sensoriamento para efetuar a classificação de imagens dos satélites TM-Landsat 5 e CBERS 2, com o intuito de avaliar a erosão antes e depois da barragem no canal do rio Paraná. Foi realizada a segmentação pela técnica de crescimento de regiões, na qual ocorre a divisão em regiões homogêneas por um critério de similaridade. A técnica de classificação usada foi a não supervisionada, aquela na qual não se define o número de classes a ser identificado durante a classificação.

- Já Maillard *et al.* (2012) realizaram mapeamento e o monitoramento dos lagos do Parque Estadual do rio Doce a partir de técnicas de sensoriamento remoto, utilizando o programa MAGIC, que possibilitou a realização de um tipo de técnica mista de classificação não supervisionada, além de segmentação de imagens de alta resolução Ikonos e Rapid-Eye e análise multi temporal de imagens.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão abordadas todas as etapas de elaboração do presente trabalho, desde a fase de geoprocessamento e obtenção dos índices morfométricos, escolha dos pontos de coleta até a análise das fácies sedimentares. Para isso, dividiu-se o capítulo em cinco partes principais sendo: processamento digital de imagens (PDI); obtenção dos índices morfométricos; análise estatística; coleta dos sedimentos; análise laboratorial.

3.1 – PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS

Os objetos da superfície da terra refletem, absorvem e transmitem radiação eletromagnética em proporções que variam com o comprimento de onda, de acordo com as características bio-físico-químicas dos alvos. Graças a essas variações, é possível distinguir os objetos que possuem uma assinatura espectral específica. Abaixo é mostrado o comportamento espectral por meio das assinaturas espectrais da água, do solo e da vegetação (Figura 3.1).

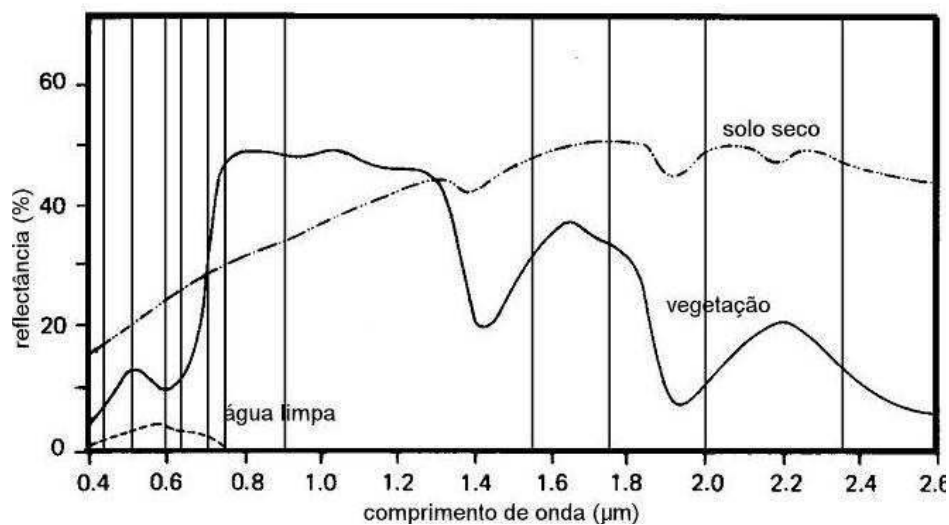


Figura 3.1- Curvas típicas de reflectância da vegetação, do solo e da água (adaptado de Lillesand *et al.* 2004)

Para este estudo utilizou-se um mosaico de duas cenas do sensor eletrônico Multiespectral TM do Satélite Landsat-5, referentes às órbitas/ponto 217/073 e 217/074, nas datas 18/05/2000 e 14/05/2000, respectivamente (Nasa 2000). A caracterização espectral foi realizada em apenas seis bandas, tendo sido descartada a imagem da região termal, uma vez que o canal infravermelho termal ("thermal IR") capta a emissividade da superfície de registro (alvo) sensível aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos.

Foi realizada uma composição colorida 5, 4 e 3 no espaço de cores RGB, respectivamente. Essa composição foi escolhida com o intuito de destacar os elementos necessários à análise geomorfológica (Figura 3.2).

Tabela 3.1 Especificações espectrais do sensor Landsat TM-5.

Landsat TM -5							
Bandas	1	2	3	4	5	6 IR Termal	7
Comprimento de onda λ (μm)	0,45-0,52	0,52-0,60	0,63-0,69	0,76-0,90	1,55-1,75	10.42 - 12.50	2.08 - 2.35

Observando a Figura 3.1 e associando à Tabela 3.1, nota-se que a assinatura espectral da vegetação absorve radiação nos comprimentos de onda 1.4 e 1.9 μm , e que a banda 5 permite um bom contraste entre as áreas ocupadas com as diversas tipologias da vegetação (campo, cerrado e floresta). As imagens obtidas na banda 4 apresentam baixa reflectância para os corpos d’água facilmente identificados, e nesse canal a faixa espectral varia de 0,76 a 0,90 μm . A água em seu estado líquido apresenta baixa reflectância entre 0,38 e 0,70 μm , absorvendo toda a radiação acima de 0,7 μm (Novo 1992). Devido a esse fato, os corpos d’água apresentam uma coloração escura no canal 4, sendo facilmente diferenciados dos demais alvos (Figura 3.2).



Figura 3.2- Recorte da cena 217-74 Landsat TM-5. Foi utilizada a composição colorida nos canais 543 das bandas RGB, respectivamente.

3.1.1 – Aplicação da técnica de classificação de imagens

A classificação de imagens constitui o processo de atribuir significado a um pixel, em função de suas propriedades numéricas da imagem. As técnicas de classificação visam, em última análise, atribuir a cada pixel uma classe, em função de suas propriedades espectrais e ou espaciais (Novo 2010). Pela comparação de um pixel com outros de identidade conhecida, é possível agrupar aqueles cujas reflectâncias espectrais são semelhantes em classes mais ou menos homogêneas. Tais classes formam regiões sobre um mapa ou uma imagem, de forma que, após a classificação, a imagem digital apresenta-se como um mosaico de parcelas uniformes, identificado por uma cor ou símbolo. A imagem classificada é então definida a partir da análise de uma imagem numérica, de forma que aqueles pixels que revelam valores espectrais semelhantes são agrupados em classes espectralmente similares (Inpe 2001).

O tratamento das imagens foi realizado por meio o *software* Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (Spring), desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe) e possui um conjunto de ferramentas utilizadas para a coleta e o tratamento de informações espaciais capaz de administrar dados vetoriais e matriciais, além de realizar uma integração de dados de sensoriamento remoto em um Sistema de Informação Geográfico (SIG) que inclui ferramentas do sistema PDI.

A classificação utiliza a informação espectral e a espacial envolvendo a relação entre os pixels vizinhos e separa os componentes a serem empregados na pesquisa. Para este estudo, classificou-se a imagem em cinco classes, que foram: “lagoas”, “lagoas assoreadas”, “rios”, “cobertura vegetal nativa” e “áreas antropizadas”. A classe “cobertura vegetal nativa” compreende tanto florestas quanto matas de galeria. A classe “área antropizada” engloba as manchas urbanas, plantios (eucaliptais), outras culturas, áreas com erosão e pastagem. Essa separação foi adotada, porque o que interessa em termos de uso, é a diferenciação entre as lagoas assoreadas e não assoreadas, bem como se essas são ou não margeadas por vegetação nativa.

Como as classes já foram pré-definidas, a ferramenta mais adequada a ser empregada é a aplicação da classificação supervisionada na qual o usuário define o número de classes espectrais a partir de amostras selecionadas por ele próprio. Na classificação não supervisionada, como o usuário não interfere na classificação, são geradas várias classes sem importância para o escopo deste trabalho.

A classificação supervisionada é determinista, ou seja, os limites das classes são definidos com base em um critério de corte estabelecido em virtude do desvio em relação à média de cada classe, utilizando-se o algoritmo Máxima Verossimilhança, mais comumente empregado para esse tipo de classificação (Moreira 2001).

A classificação foi realizada em cada cena separadamente, tendo em vista que as imagens foram geradas em dias e horários diferentes, o que poderia levar o algoritmo a confundir as respostas espectrais e separá-los em uma mesma classe, alvos diferentes.

O processo de obtenção das amostras para a composição das classes foi realizado por meio da interpretação visual das imagens Landsat TM-5 e, quando necessário, consultaram-se outras bases, como as Ortofotos, imagens do Google-Earth e Rapid-Eye.

3.1.2 – Refinamento da classificação de imagens

A classificação das áreas antropizadas e lagoas assoreadas fora da área do Parque Estadual do rio Doce não foram satisfatórias, visto que as respostas espectrais desses alvos são semelhantes, o que prejudicou a diferenciação entre eles. Outro método de classificação foi buscado a fim de solucionar tal problema, como por exemplo, o método de segmentação, que consiste em identificar as regiões homogêneas dentro da imagem, empregando-se um conjunto de pixels contíguos com semelhança espectral. Todavia esse método mostrou-se inviável para este trabalho, por gerar arquivos *softwares* que demandavam equipamento de ponta com maior capacidade de memória RAM, devido à enorme área amostral, de 1.407.000 ha.

A alternativa encontrada foi delimitar as lagoas assoreadas por vetorização, usando a ferramenta editor do *software ArcMap 9.3*. A base adotada para visualizá-las foram as imagens orbitais do sensor Rapid-Eye, cuja resolução espacial de 5m possibilitou uma distinção mais precisa dos limites das lagoas assoreadas e do seu entorno. O contorno dessas lagoas foi delimitado tendo como base as feições morfológicas, a partir da análise visual das imagens.

Tais imagens foram obtidas por meio de um convênio Ufop-IEF e disponibilizadas em formato GEOTIF ano 2010. Foi necessário converter as lagoas vetorizadas em raster, a fim de sobrepô-las às imagens classificadas.

3.2 – OBTENÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

3.2.1 – Seleção dos Índices Morfométricos

Antes de iniciar a preparação e o cálculo dos índices morfométricos, foi necessário um estudo minucioso com base nas leis de Horton (1945), bem como dos parâmetros morfométricos apresentados por Strahler (1952), com a finalidade de definir quais parâmetros seriam mais adequados para explicar a tendência aos processos de assoreamento das lagoas do alto rio Doce.

Os estudos morfométricos utilizam alguns parâmetros chave para o entendimento da dinâmica de evolução do formato da superfície terrestre, representando de modo numérico a morfologia da

superfície terrestre. Esses parâmetros podem representar também a estruturação e a configuração das bacias hidrográficas, com o objetivo de verificar se elas estão próximas dos “padrões de normalidade”, estabelecidos inicialmente pelas leis de Horton (1945) e possibilitando, conseqüentemente, a mensuração do grau de desenvolvimento das bacias e possíveis influências de perturbações tectônicas (Cherem 2008).

Os índices morfométricos foram empregados inicialmente para análises de bacias hidrográficas relacionadas com a rede de drenagem fluvial, as quais, por ora, constituem os processos morfogenéticos mais ativos e capazes de esculturar a paisagem. Todavia a proposta metodológica de Horton (1945) não se restringiu aos estudos relacionados com as redes de drenagem, pois permitiu que outros autores propusessem e tentassem análises morfométricas de vertentes e interflúvios (Christofoletti 1969).

Nenhum estudo foi encontrado na literatura cujo enfoque da análise morfométrica fosse avaliar as tendências das bacias contribuição de lagoas aos processos erosivos. Contudo, alguns estudos aplicaram a análise de morfometria em ambientes lacustre abordando apenas a análise de atributos das lagoas, como área, perímetro, exemplos Von Sperling (1999) e Carvalho & Zucchi (2009).

Este estudo, por sua vez, explora a análise morfométrica para avaliar as mudanças morfogenéticas em bacias de ambientes lacustres.

Com intuito de avaliar se o assoreamento das lagoas é facilitado pela morfologia das suas bacias de contribuição, foram selecionados alguns índices morfométricos que poderiam indicar tendências aos processos de entulhamento das lagoas. Os índices morfométricos descritos na literatura e adaptados ao estudo dos lagos foram:

- Índice de circularidade (Miller 1953), adaptado para indicar a vazão no canal principal com a entrada de água e sedimentos nas lagoas.
- Densidade de drenagem (Christofoletti 1970), modificado para informar a capacidade de entulhamento dos lagos, devido a possibilidade de infiltração e formação dos canais superficiais, neste caso, geração dos lagos.
- Índice de rugosidade (Strahler 1958) pode indicar o potencial de sedimentação das lagoas, já que revela a capacidade de ocorrência de cheias na bacia.

Dois novos índices foram criados visando analisar as lagoas sob ponto de vista morfométrico:

- Índice de circularidade da lagoa: é semelhante ao índice de circularidade de Miller; pode influenciar o formato da lagoa, pela entrada de sedimentos.

- Relação entre perímetro da bacia e perímetro da lagoa: esse índice indica que a forma da bacia influencia o formato da lagoa e consequentemente o aporte de sedimentos.

A tabela abaixo apresenta os parâmetros e índices morfométricos utilizados nesta pesquisa, trazendo o significado da literatura e a possível interpretação desses índices para bacias das lagoas assoreadas.

Tabela 3.2- Parâmetros morfométricos empregados neste estudo (modificado de Christofolletti 1980.)

ÍNDICE MORFOMÉTRICO	FÓRMULA	SIGNIFICADO NA LITERATURA	POSSÍVEL INTERPRETAÇÃO LAGO ASSOREADO
ANÁLISE LINEAR			
Hierarquia Fluvial (Hf)	Utilizou-se o modelo de Strahler (1952).	Corresponde a um modelo de ordenação segundo uma ordem hierárquica.	O mesmo para bacias que contenham os lagos barrados.
ANÁLISE AREAL			
Índice de circularidade (Ic) ou forma da bacia	$Ic = A/Ac$ Miller (1953) A: área da bacia Ac: Perímetro Bacia	É determinado pela relação entre a área da bacia e seu perímetro. Quanto mais próximo de 1, mais próximo da forma circular será a bacia hidrográfica. Permite avaliar se a bacia está ou não susceptível aos processos de inundação.	Pode permitir avaliar a vazão no canal principal e a chegada de água e sedimentos nas lagoas.
Relação entre o perímetro da bacia e perímetro da lagoa (R) *	$R = Ac/P$ Ac= perímetro da bacia P: perímetro da lagoa	_____	A forma da bacia pode influenciar o formato da lagoa.
Índice de circularidade da lagoa (IcL) *	$IcL = A_l/P$ A _l = área do lago P= perímetro da lagoa	_____	Esse índice expressa a forma da lagoa, assim como o índice de circularidade; quanto mais próximo o valor de 0,5 mais circular e menos sinuosa será a lagoa e, portanto, menos susceptível ao assoreamento.
Densidade de drenagem (Dd)	$D_d = L_t/A$ Christofolletti (1970) L _t : comprimento total dos canais A: área bacia	Traduz a capacidade de infiltração e formação de canais superficiais. Quanto maior o valor numérico da densidade de drenagem, menor é o tamanho dos componentes fluviais.	Pode informar a capacidade de entulhamento nos lagos.
Coefficiente de manutenção (Cm)	$Cm = 1/Dd \times 1000$ Schumm (1956) Dd: densidade de drenagem	Fornece a área mínima necessária para a manutenção do sistema de drenagem.	Fluxo de água nos canais da bacia que pode favorecer a sedimentação lacustre.
ÍNDICE MORFOMÉTRICO	FÓRMULA	SIGNIFICADO NA LITERATURA	POSSÍVEL INTERPRETAÇÃO LAGO ASSOREADO
ANÁLISE HIPSOMÉTRICA			
Índice de rugosidade (Ir)	$Ir = H/Dd$ Strahler (1958) H: amplitude altimétrica Dd: densidade de drenagem	Fornece o potencial de cheias. Valores elevados indicam maior potencial para a ocorrência de cheias na bacia.	Valores elevados podem indicar potencial de sedimentação das lagoas.
Declividade média	Declividade média, máxima e mínima. Extraídas do Modelo Digital de Elevação (MDE).	A declividade média é calculada para avaliar a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos, incluindo a dinâmica dos escoamentos superficiais concentrados e difusos (laminares) nas vertentes. Quando associada à declividade máxima, possibilita comparações entre energia máxima e média dentro das bacias hidrográficas.	O mesmo para as bacias que contenham lagos assoreados.

* índice criado nesta dissertação.

3.2.2 – Base de dados

Com o objetivo de realizar a análise geomorfológica envolvendo a aplicação dos parâmetros morfométricos das lagoas, foi necessário utilizar a informação espacial obtida por meio da aquisição de material cartográfico da área em estudo.

Foram definidos aspectos da informação espacial, como o sistema de coordenadas, a escala dos dados de entrada e a resolução espacial do dado matricial. A definição de tais aspectos deve se pautar principalmente na grandeza espacial da unidade de análise, ou seja, na escala de análise geográfica. Cabe aqui definir o nível de detalhamento das feições e dos processos analisados, o que, conseqüentemente, define a escala cartográfica bem como a resolução dos dados utilizados.

Neste trabalho, o objeto de estudo foram as bacias hidrográficas das lagoas do alto rio Doce, mais especificamente as sub-bacias de contribuição das lagoas assoreadas e não assoreadas. A escala de análise é regional, com uma área de 1.407.000 ha. As bases utilizadas foram:

- Base Hidrográfica Ottocodificada da Agência Nacional de Águas (ANA 2007). Escala: 1:1.000.000.
- Modelo Digital de Elevação (MDE), extraído de imagem SRTM (Nasa 2000) do projeto TOPODATA Escala: 1: 250.000 (Valeriano 2005).

A rede de drenagem pode ser gerada por intermédio de cartas topográficas ou por MDE. Ambos os métodos apresentam vantagens e desvantagens, portanto a escolha de qual fonte utilizar passa tanto por fatores de disponibilidade dos dados, quanto por fatores relativos à compatibilidade deles com a escala de análise.

A base de dados hidrográficos da ANA foi gerada por meio do MDE, hidrologicamente consistente. Essas bases de dados disponibilizadas no site dessa agência vêm com muitos dados, alguns não foram necessários para esse estudo, entretanto, a relação das hierarquias foi extremamente útil para o cálculo dos índices morfométricos.

Embora o trabalho com a geração da malha hidrográfica não tenha sido realizado, houve a necessidade de efetuar a correção topológica entre trechos de canais fluviais que apresentavam continuidade, por serem de mesma ordem e, portanto, do mesmo canal. Essa correção foi realizada utilizando-se um procedimento semi automático da ferramenta de edição vetorial presente no *software ArcMap 9.3*.

O MDE adotado foi o fornecido pelo site Topodata que oferece livre acesso às variáveis geomorfométricas locais derivadas de dados *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) para todo o território nacional. Esses dados foram refinados da resolução espacial original de 3 arco-segundos (~90m) para 1 arco-segundo (~30m) por krigagem (Valeriano 2008).

Miceli *et al.* (2011) avaliaram os MDEs disponibilizados gratuitamente na internet (SRTM1, SRTM4, Aster, Topodata, e o Brasil Relevo da Embrapa). Eles os amostraram em dois ambientes, um mais acidentado e outro com características mais planas, e verificaram que o Topodata obteve o melhor desempenho tanto para regiões acidentadas quanto para as regiões mais planas. Excluindo o modelo “Brasil Relevo da Embrapa”, todos os MDEs foram satisfatórios e permitem uma boa confiabilidade para esse tipo de análise.

A delimitação das bacias hidrográficas foi gerada manualmente usando a ferramenta editor do *software ArcMap 9.3*. As curvas de nível do MDE, juntamente com a rede de drenagem, possibilitaram a visualização dos divisores topográficos para a delimitação das bacias de contribuição de cada lagoa. A vetorização das bacias foi feita tanto para as lagoas como para as lagoas assoreadas. A figura a seguir ilustra como foram geradas as bacias de contribuição dessas lagoas.

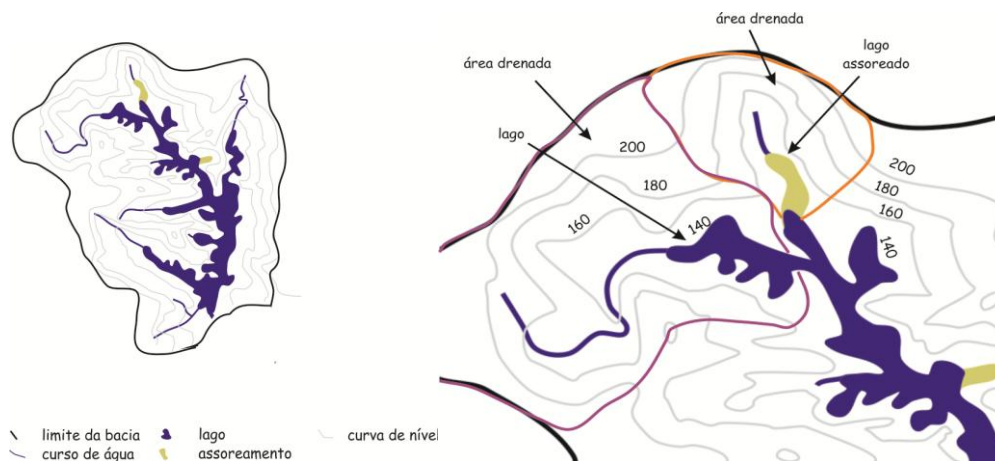


Figura 3.3 Desenho ilustrativo das bacias de contribuição de lagoas e lagoas assoreadas.

3.2.3 – Cálculo dos Parâmetros Morfométricos

A análise quantitativa é feita a partir da leitura dos atributos das bacias de contribuição. Os parâmetros correspondem às correlações existentes entre esses atributos e o relevo de uma bacia, já a bacia hidrográfica corresponde ao objeto de estudo, juntamente com a rede de drenagem e o arranjo das vertentes.

A compartimentação da bacia do rio Doce em sub-bacias define como os parâmetros extraídos devem ser estruturados na base de dados, ou seja, cada sub-bacia corresponde a um agrupamento de dados na base. Essa estrutura foi utilizada na análise morfométrica desenvolvida, de modo que, para a geração desses parâmetros, fez-se necessário extrair os seguintes atributos da bacia hidrográfica da rede de drenagem e do MDE: área da bacia; perímetro da bacia; comprimento da bacia; comprimento

dos canais fluviais; número de canais fluviais; declividade da bacia (mínima, média e máxima); declividade dos canais; altimetria (mínima, média e máxima).

Todo o processo de derivação dos parâmetros morfométricos foi realizado em ambiente digital, no *software* da ESRI® ArcMap 9.3 e Excel.

3.3 – ANÁLISE ESTATÍSTICA MULTIVARIADA

O cálculo de índices morfométricos permite uma análise quantitativa da paisagem obtida pela transformação dos dados espaciais em valores numéricos. O grande conjunto de dados produzidos gerou a necessidade de desenvolver um tratamento estatístico que estabelecesse uma inter-relação espacial entre as variáveis calculadas, além de agrupá-las segundo características semelhantes.

Para tal, foi aplicada a Análise das Principais Componentes (PCA) que tem como objetivo reduzir a massa original de dados em um número reduzido das principais componentes capazes de explicar os agrupamentos gerados. Esta técnica permite, portanto, realizar a síntese de um grande conjunto de dados, sem perder sua essência (Mingote 2005).

De acordo com Richards (1993), a PCA pode ser sumarizada em três passos: 1) derivação da matriz de correlação ou de variância/covariância 2) cálculo dos autovetores e autovalores e 3) transformação linear do conjunto de dados. Essa transformação tem como base a rotação do espaço de atributos na direção dos autovetores, com o intuito de tornar ortogonal o conjunto de dados, promovendo assim a união das informações de maior correlação nas primeiras componentes (Mather 1999). A PCA reduz a dimensionalidade dos dados, concentrando as informações significativas nas primeiras componentes geradas pela transformação (Schowengerdt 1997).

A outra técnica empregada neste estudo foi a Análise Discriminante que consiste em uma técnica utilizada para discriminar as características que distinguem os membros de um grupo de outro grupo. Basicamente é uma técnica que permite examinar as diferenças entre os grupos por meio da determinação do centróide de cada grupo. A partir disso são calculadas as distâncias entre cada amostra dos centróides, verificando a pertinência da classificação. O classificador utilizado foi a distância euclidiana.

O *software* utilizado para a geração dos dados estatísticos foi o Minitab® 1.6.

3.4 – ATIVIDADES DE CAMPO

3.4.1 – Pontos de coleta

Os critérios para a seleção dos pontos de coleta de sedimento foram: selecionar ambientes que pudessem proporcionar o entendimento dos processos de assoreamento, bem como verificar se eles são ou não influenciados pelo uso e ocupação do solo na bacia, além da acessibilidade (Figura 3.4 e 3.5).

Com esse objetivo foi amostrado um total de seis lagoas (bacias) e em cada uma foram amostradas duas áreas, levando sempre em consideração os locais próximos das rampas de colúvio e no interior das lagoas assoreadas, garantindo desse modo uma boa representatividade da área de amostragem. As coordenadas dos pontos demarcados foram adquiridas com a utilização do *Global Positioning System*, da marca *Garmim*, modelo E-Trex, e como recurso para localização foram usadas a coordenada geográfica WGS 84 e a projeção cartográfica DATUM (Tabela 3.3). Para o tratamento dos dados obtidos foi utilizado o programa *GPSTrackMaker e software ESRI® ArcMapArcGis*, versão 9.3.

Seguem abaixo os pontos de amostragem na área de estudo.

Tabela 3.3- Coordenadas dos pontos de amostragem.

Pontos de Coleta		Coordenadas		Altitude (m)
Lago assoreado	Ponto amostral	X	Y	
Lago 1	P1	748376	7799296	278
Lago 1	P2	748369	7798459	280
Lago 2	P1	772010	7830561	250
Lago 2	P2	771363	7831087	250
Lago 3	P1	747738	7820264	285
Lago 3	P2	747628	7820250	284
Lago 4	P1	769532	7811526	255
Lago 4	P2	769098	7811737	259
Lago 5	P1	740484	7777842	278
Lago 5	P2	740167	7778372	278
Lago 6	P1	757890	7821910	253
Lago 6	P2	757902	7821893	250



Figura 3.4- Detalhe de uma das lagoas assoreadas amostrada.

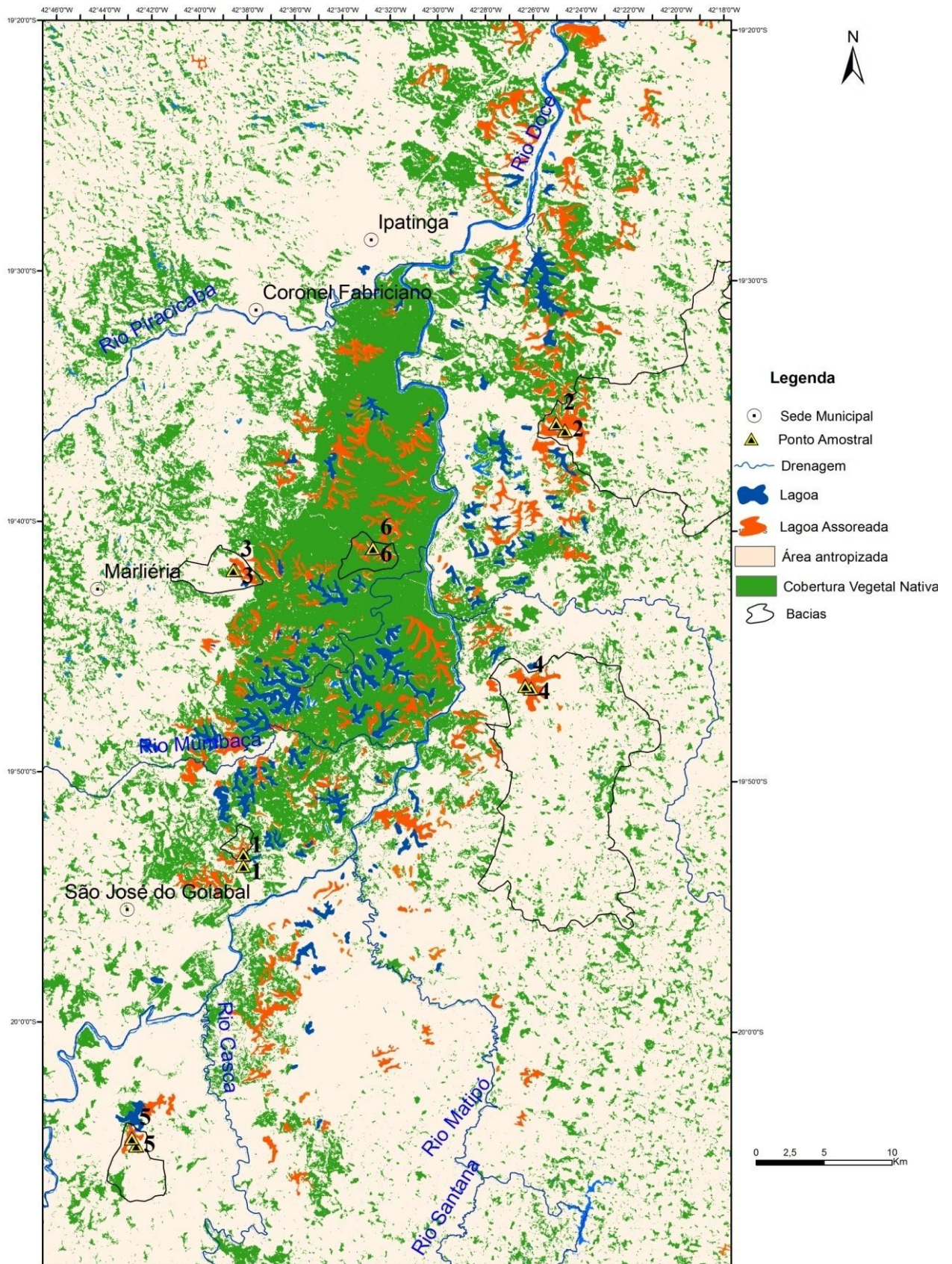


Figura 3.5- Recorte do mapa de uso e ocupação do solo com a identificação das lagoas e dos pontos amostrais.

3.4.2 – Coleta de sedimentos

As amostras dos sedimentos foram coletadas com o auxílio de um trado manual. A coleta dos sedimentos não foi efetuada de forma não destrutiva, no entanto, as amostras obtidas em cada furo foram separadas em três partes, nomeadas como amostra superior, intermediária e inferior, para posteriormente ser analisado o percentual granulométrico e a sua composição mineralógica. Foi usado como medida de comprimento das amostras, o comprimento da boca do trado, que possui 20cm.

Em todas as lagoas assoreadas amostradas foram realizadas coletas em dois pontos amostrais em seções produzidas em locais diferentes, obtendo um furo em local mais próximo ao entorno da lagoa e outro mais distante da borda no seu interior. Foi possível coletar amostras em furos de mais ou menos 0,8cm de profundidade, que variou segundo a composição do terreno.

As amostras de sedimento coletadas foram acondicionadas em sacos plásticos e rotuladas com o número do ponto e as coordenadas de localização.



Figura 3.6- (A) (B) (C) Coleta de sedimentos utilizando trado manual. (D) Armazenamento do sedimento coletado.

3.4.3 – Caracterização dos Sedimentos

As amostras dos sedimentos foram caracterizadas por intermédio da análise de fácies. O termo fácies do latim “facia” significa aparência externa e foi definida por Steno em 1669, como o aspecto total de uma parte da superfície da terra, durante um intervalo de tempo geológico (Walker, 1964).

Gressly em 1830 designou fácies, como um conjunto de atributos de rocha ou unidade sedimentar capaz de permitir a distinção entre os corpos adjacentes (Etchebere & Saad, 2003).

O estudo de fácies dos ambientes deposicionais no âmbito da escala geológica recente, mais precisamente no período Quaternário, revela questões importantes relacionados aos problemas ambientais tanto induzidos pelo homem, como os de origem natural (Suguio, 1999). Por estar diretamente relacionada aos processos deposicionais atuantes na formação dos corpos sedimentares, permite o conhecimento das condições ambientais que prevaleceram no momento da deposição, onde qualquer mudança ambiental ocorrida resultará em mudanças imediatas nas fácies.

Em suma, fácies sedimentar representa o conjunto dos aspectos das rochas sedimentares ou de sedimentos que envolvem a textura (grau de seleção, granulometria, forma dos grãos), composição mineralógica, conteúdo biológico e antropogênico além da estrutura sedimentar.

Neste trabalho, a caracterização das fácies baseou-se na análise descritiva dos sedimentos a partir da composição mineralógica, granulométrica e estrutura sedimentar com intuito de descrever como se deu o processo de sedimentação e, por vezes, qual a área fonte do material sedimentar.

As etapas para a caracterização dos sedimentos a partir da análise de fácies foram:

- Pré-caracterização visual: consistiu basicamente na observação do material com ajuda de lupa de mão para identificação de laminações plano-paralelas, presença de matéria orgânica como raízes e folhas, identificação de algum mineral e caracterização da cor a partir da tabela de Munsell.

- Etapa em laboratório: separação granulométrica e análise mineralógica, que serão detalhadas no próximo item.

3.5 – ATIVIDADES LABORATORIAIS

3.5.1 – Caracterização granulométrica

A caracterização granulométrica fornece informações sobre os sedimentos, além de demonstrar como foi o processo físico que atuou durante o transporte e a deposição.

O método de peneiramento usado foi o método a úmido, mais indicado em casos de amostras heterogêneas e com predominância da fração lama (Turcker 1988). Antes de passar pelo processo de peneiramento, a amostra foi desagregada com um rolo de madeira, tendo-se o cuidado de não destruir os grãos de areia; após a homogeneização da amostra, procedeu-se o quarteamento por meio do quarteador Jones (Figura 3.7). A alíquota quarteada foi então pesada e despejada sobre a peneira superior de maior malha e, ao ligar o agitador de peneiras e a mangueira com água, o material foi sendo retido conforme a abertura das malhas. O final do peneiramento se dava à medida que a água saía clara. A última peneira não continha fundo, portanto o material era depositado em um balde, onde ficava até decantar; o sobrenadante era então descartado. Depois de terminado o peneiramento, os materiais retidos foram coletados e então levados para uma estufa a uma temperatura de 50 °C, temperatura máxima indicada, a fim de não destruir a matéria orgânica presente nos sedimentos. Após estarem secas as frações, elas eram pesadas. Ao finalizar esse processo, determinou-se a porcentagem de cada fração, utilizando a escala granulométrica (Tabela 3.4).

A preparação e o peneiramento do material foram realizados no Laboratório de Tratamento de Minérios do Departamento de Mineração da Universidade Federal de Ouro Preto (Demim/Ufop).

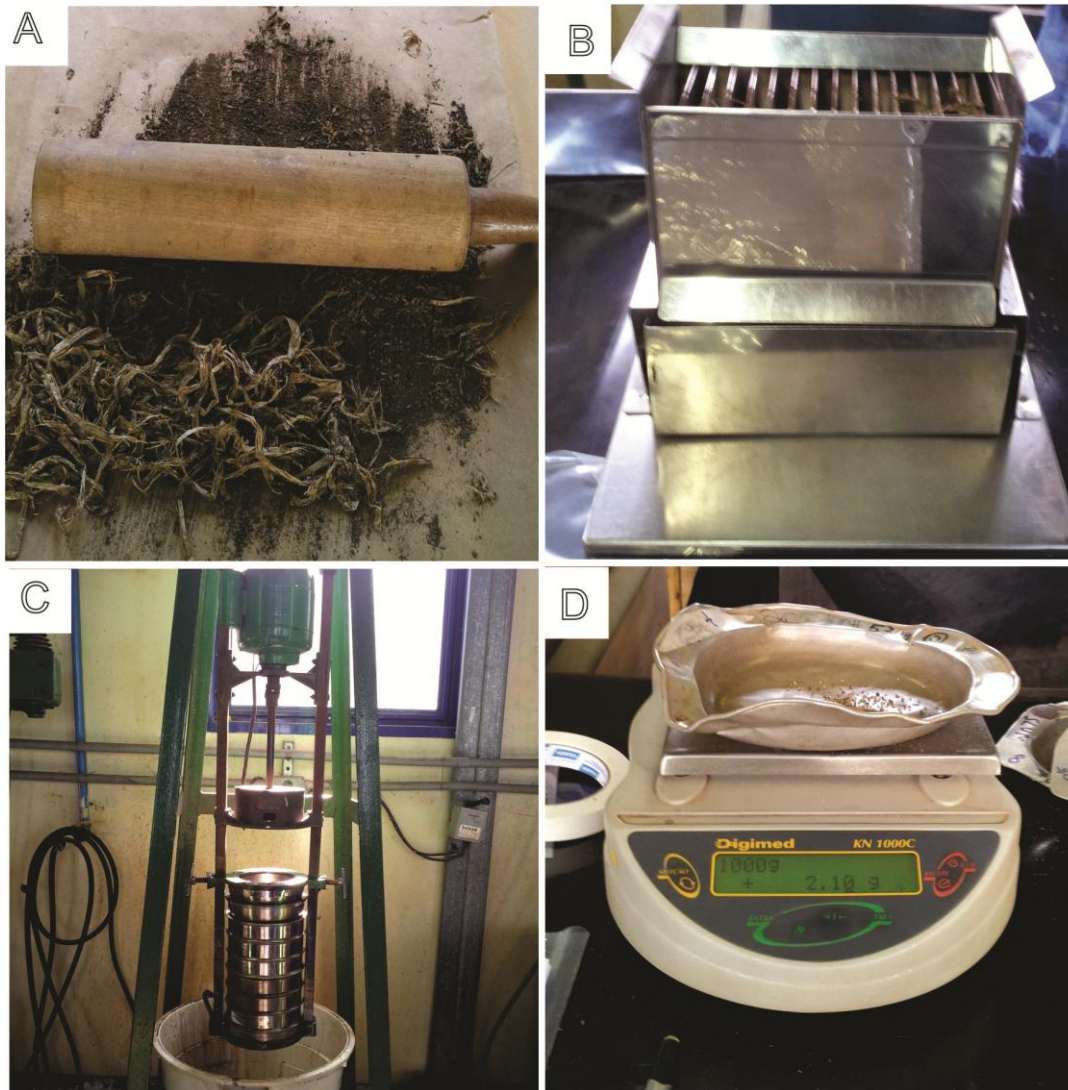


Figura 3.7- (A) Material sendo desagregado (B) Quarteador Jones utilizado. (C) Agitador de peneiras a úmido (D) Balança de precisão utilizada.

Tabela 3.4 Peneiras utilizadas no fracionamento granulométrico.

ABNT/Mesh	Peneiras		Classificação (Wentworth, 1922)
		Φ (diâmetro partículas) – mm	
10		2,000	grânulo
18		1,000	areia muito grossa (AMG)
35		0,500	areia grossa (AG)
60		0,250	areia média (AM)
120		0,125	areia fina (AF)
230		0,0625	areia muito fina (AMF)
Fundo		< 0,0625	silte/argila (S/A)

Fonte: Wentworth, 1922.

3.5.2 – Caracterização mineralógica

Com o objetivo de caracterizar os minerais presentes na fração argila, utilizou-se o método de difração de raios x (DRX) empregando o Diagrama do Pó, que é um método analítico capaz de identificar compostos cristalinos pela emissão de raios x sobre o átomo. Ao incidir um feixe de raios X em um cristal, ele interage com os átomos ali presentes, originando o fenômeno de difração. O recurso para caracterizar o composto cristalino dá-se pela identificação dos planos de difração, com suas respectivas distâncias interplanares (Albers *et al.* 2002, Hardy & Tucker, 1988). O princípio de difração é regido pela lei de Bragg, conforme a equação abaixo:

$$n \lambda = 2 d_{hkl} \text{ sen } \theta, \text{ onde:}$$

$$n = 1, 2, 3, \dots;$$

λ = comprimento de onda dos raios x incidentes;

d_{hkl} = distância interplanar dos planos difratantes com índices de Miller (hkl);

θ = ângulo de difração de Bragg.

A difração de raios x constitui uma ferramenta básica nas análises mineralógicas de sedimento. Possui a vantagem de, pelo uso de instrumentação moderna, alcançar resultados rápidos e precisos (Hardy & Tucker 1988).

Foram selecionadas 32 amostras para análise mineralógica da fração pó total, e posteriormente as análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (Degeo/Ufop), utilizando-se o difratômetro marca Panalytical, modelo Empyrean. Na seqüência os difratogramas foram interpretados no *Software X'Pert High Score Plus*, também pelos padrões da literatura (Brindley & Brown 1980).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Este capítulo abordará os resultados alcançados com a aplicação de técnicas do geoprocessamento em ambiente SIG das análises geomorfológicas, morfométricas e de fácies sedimentares, buscando a comprovação das hipóteses levantadas na presente pesquisa.

4.1 – CLASSIFICAÇÃO DE IMAGENS

4.1.1 – Proporção dos lagos assoreados em ambientes antropizados e naturais

A partir da classificação do mosaico de imagens Landsat-5 TM, foi possível obter um mapa de uso do solo capaz de fornecer informações importantes a respeito da localização espacial das bacias de contribuição das lagoas assoreadas, além de saber se elas estavam presentes em áreas cobertas por vegetação florestal, ou em áreas antropizadas, e com isso possibilitar que análises fossem executadas (Figura 4.1).

Por intermédio do *software* ESRI® *ArcMapArcGis*, versão 9.3, foi possível visualizar as bacias de contribuição que foram criadas no formato *shapfile*, sobrepostas ao mapa de uso gerado pelo *software* Spring, como ilustra a Figura 4.2.

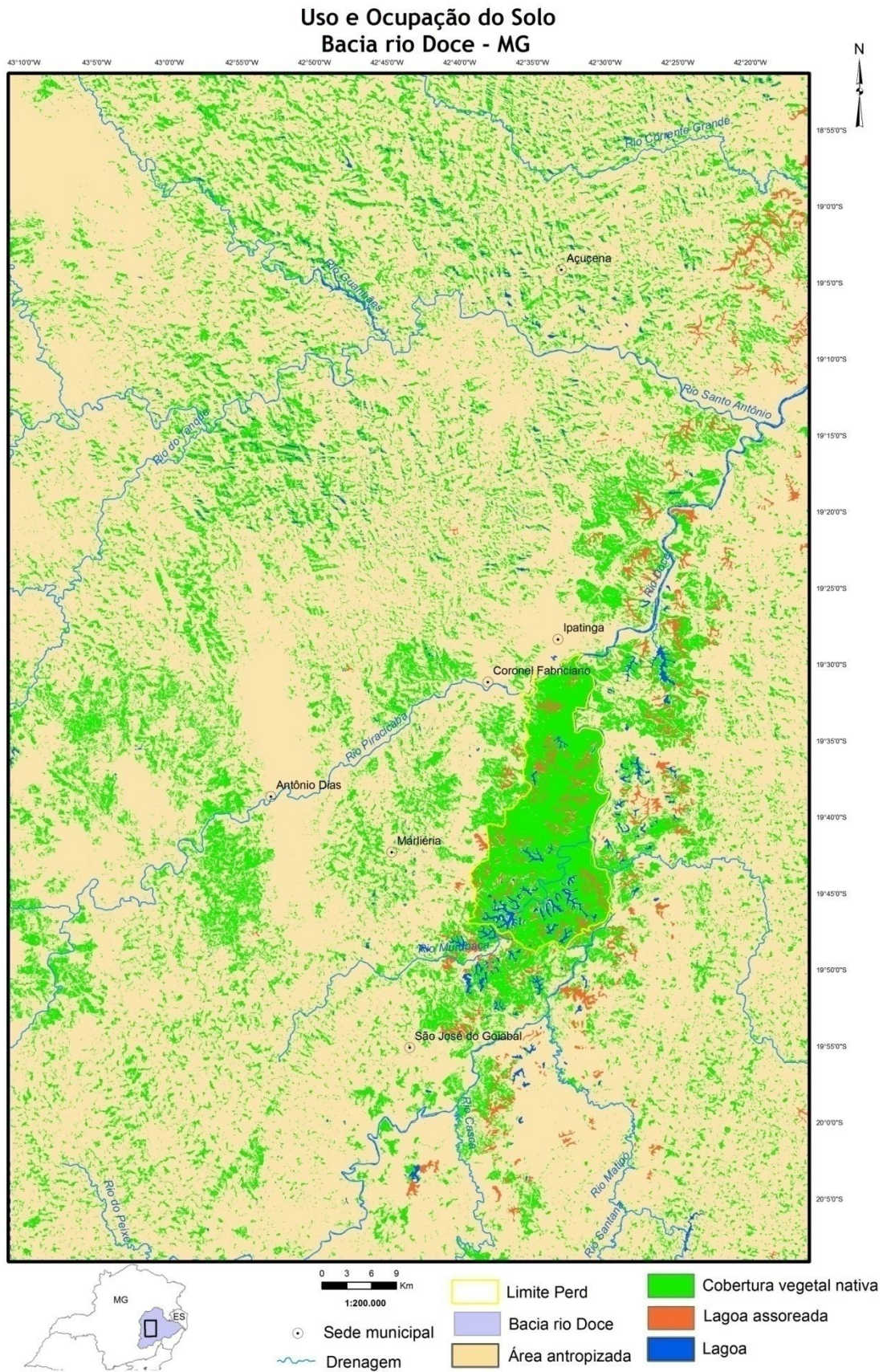


Figura 4.1- Mapa de uso e ocupação do solo do alto rio Doce.

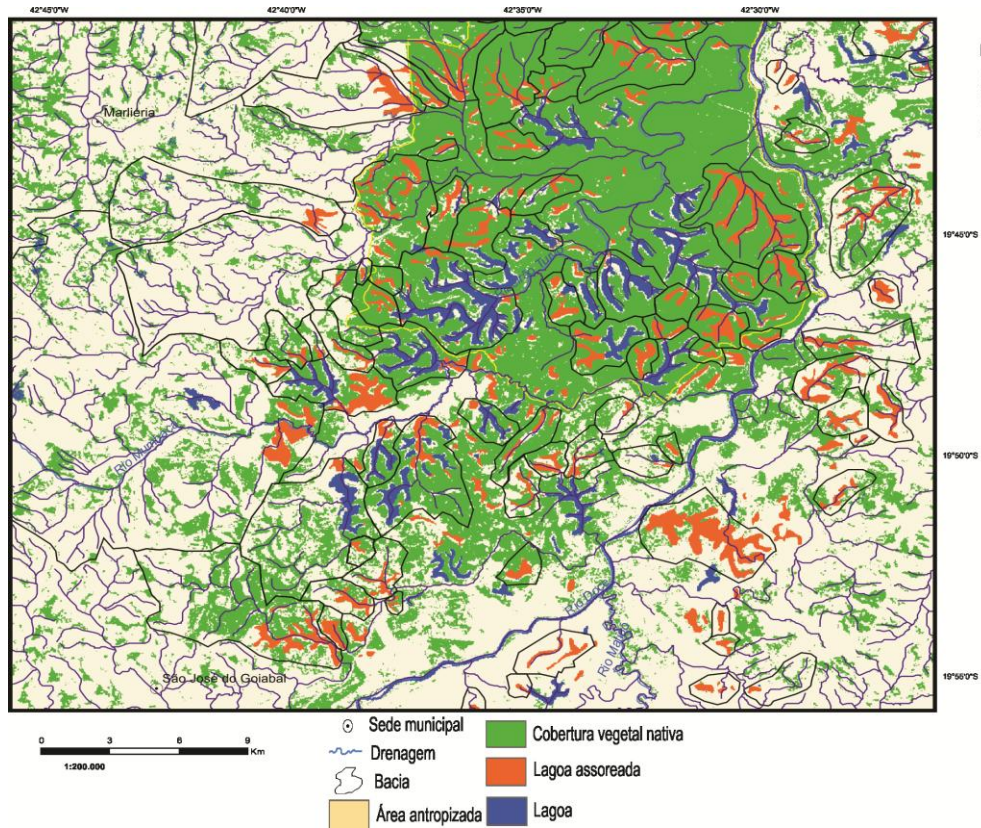


Figura 4.2- Bacias de contribuição sob o mapa de uso do solo na parte meridional da área de estudo.

4.2 – ANÁLISE MORFOMÉTRICA

Todos os dados morfométricos calculados para as bacias de contribuição das lagoas e das lagoas assoreadas foram visualizados espacialmente a partir de técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG.

Um grande volume de dados foi gerado: para cada bacia, seis índices foram mensurados; ao todo existem 249 bacias, sendo 197 bacias de lagoas assoreadas e 52 bacias de lagos. Uma síntese dos dados morfométricos gerados foi disposto nas tabelas 4.1 e 4.2.

Ao observar a tabela 4.1, nota-se que o índice de rugosidade e o coeficiente de manutenção apresentaram um número menor de bacias, 194. Isso quer dizer, que somente nas 194 bacias foram gerados dados para esses dois índices. Nas outras três bacias é nulo o número de canais superficiais dentro da bacia.

Para tratar esse volume de dados aplicaram-se análises estatísticas multivariadas, nas quais um conjunto de informações é agrupado conforme existam características semelhantes entre eles. A discussão dos dados calculados será descrita no item 5.2.

Tabela 4.1- Síntese dos resultados morfométricos das bacias de lagoas assoreadas.

Índices lagoas assoreadas	N	Valor mínimo	Valor máximo	Média	Desvio padrão
Índice circularidade (Bacia) (m ² /m ²)	197	0,21	0,93	0,65	0,15
Coef. Manutenção (1000/Dd)	194	3.86	27.021	1.072	2.164
Dens. Drenagem (m/m ²)	197	3,70E-05	0,26	0,004	0,022
Ind. Rugosidade (m/Dd)	194	2.533	2.458.979	162.298	218,69
Ind. Circularidade Lagoa (m ² /m ²)	197	0,04	0.81	0,22	0,17
Perímetro bacia/Perímetro lagoa (m/m)	197	0,01	15,83	2,10	2,11

Tabela 4.2- Síntese dos resultados morfométricos das bacias de lagoas.

Índices lagoas	N	Valor mínimo	Valor máximo	Média	Desvio padrão
Índice circularidade (Bacia) (m ² /m ²)	52	0,36	0,88	0,68	0,12
Coef. Manutenção (1000/Dd)	52	143.435,5	1.573.786,5	741.238,7	257.664,1
Dens. Drenagem (m/m ²)	52	0,001	0,007	0,01	0,01
Ind. Rugosidade (m/Dd)	52	26.142,4	488.507,6	122.131,8	97.207
Ind. Circularidade Lagoa (m ² /m ²)	52	0,04	0,89	0,28	0,19
Perímetro bacia/perímetro lagoa (m/m)	52	0,591	10,508	1,98	1,7

4.2.1 – Análise das Principais Componentes

A Análise de Principais Componentes (PCA) tem o objetivo de transformar uma estrutura de dados em outra de menor tamanho. Ela proporciona uma hierarquização dos parâmetros calculados segundo o seu grau de importância e reduz o número de variáveis analisadas para alguns componentes principais. Neste trabalho decidiu-se por três componentes.

Os parâmetros utilizados na PCA foram: índice de circularidade, índice de rugosidade, densidade de drenagem, índice de circularidade das lagoas e perímetro da bacia sobre perímetro da lagoa (os dois últimos criados para esse estudo).

Foi aplicada a PCA separadamente tanto para as bacias das lagoas quanto para as lagoas assoreadas, a partir dos parâmetros citados.

O resultado das análises demonstrou que não existe agrupamento nítido entre os dados em qualquer das PCAs calculadas, o que indica que não há diferenciação dos índices, razão pela qual tais

parâmetros não são capazes de demonstrar ou explicar a distribuição das lagoas, bem como das lagoas assoreadas, segundo observa-se nos gráficos das Figuras 4.3 e 4.4.

A análise dos resultados será apresentada no próximo capítulo, no item 5.2.

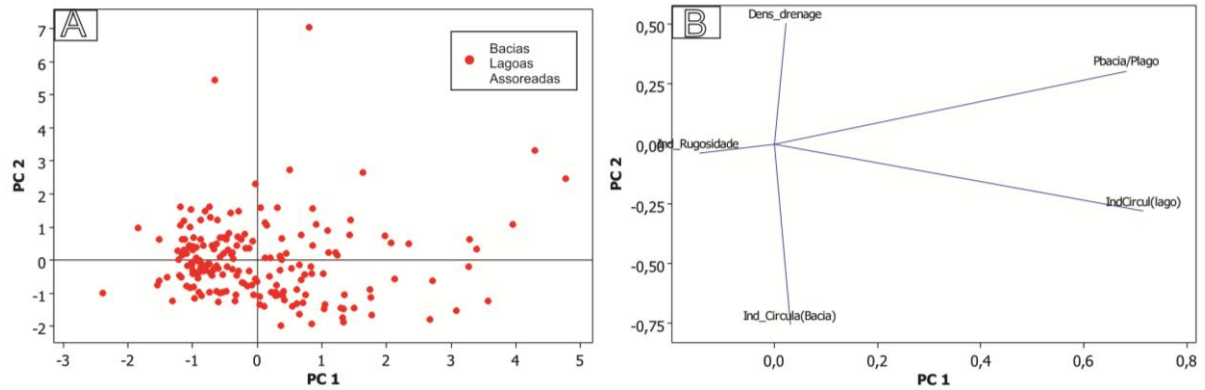


Figura 4.3- (A) *Score Plot* da PCA lagoas assoreadas (B) *Loading Plot* respectivo.

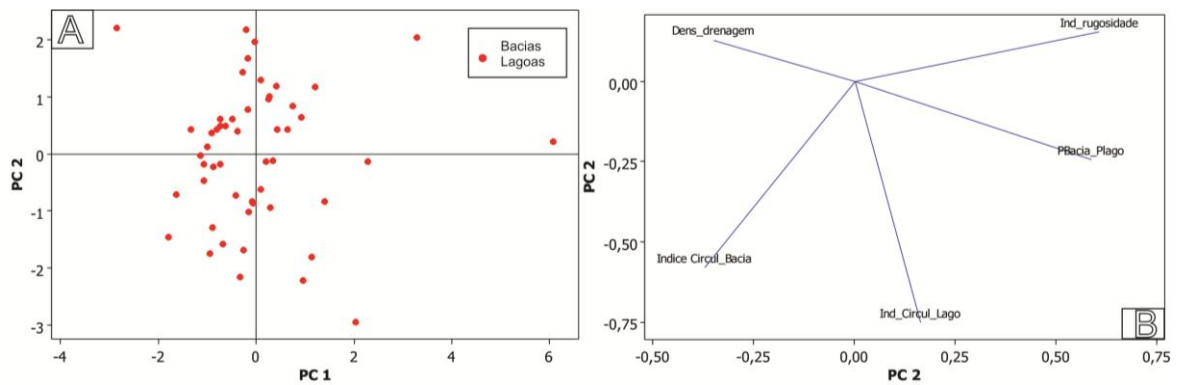


Figura 4.4- (A) *Score Plot* da PCA lagoas. (B) *Loading Plot* respectivo.

4.2.2 – Análise Discriminante

A análise discriminante também foi empregada neste estudo na tentativa de verificar se ocorre um padrão na distribuição das lagoas e das lagoas assoreadas segundo o uso da terra. Esse tipo de análise parte do principal pressuposto de que existe diferença entre os constituintes, portanto, nesse caso, as lagoas são diferentes das lagoas assoreadas.

Na análise discriminante utilizaram-se os mesmos índices morfométricos empregados na PCA e a sua relação com os usos da terra. Os usos foram classificados em ambientes ocupados por vegetação nativa e antropizados.

4.3 – FÁCIES SEDIMENTARES

Para cada uma das lagoas assoreadas amostradas, coletaram-se sedimentos em dois pontos. Com o intuito de facilitar a visualização da descrição das fácies por amostras criou-se a tabela 4.3 que traz uma síntese das fácies presentes nos lagos estudados.

Tabela 4.3- Fácies presentes nos lagos estudados

Ponto amostral	Lagoa 1 P1	Lagoa 1 P2	Lagoa 2 P1	Lagoa 2 P2	Lagoa 3 P1	Lagoa 3 P2	Lagoa 4 P1	Lagoa 4 P2	Lagoa 5 P1	Lagoa 5 P2	Lagoa 6 P1	Lagoa 6 P2
Amostras	Fácies coluvial	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies palustre	Fácies coluvial	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies coluvial	Fácies palustre
	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies palustre	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies palustre
	Fácies coluvial	Fácies palustre	Fácies coluvial	Fácies palustre	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies lacustre	Fácies coluvial	Fácies lacustre	Fácies coluvial	Fácies palustre

Base

A descrição das fácies por amostras será detalhada nos próximos itens.

4.3.1 – Fácies Coluvionar

Segundo Nemec & Kazanci (1999), colúvio refere-se ao material típico de escoamento, geralmente constituído por materiais grosseiros e mal selecionados que foram depositados em áreas baixas e sopé de encostas oriundos de processos gravitacionais. Os depósitos de colúvio encontram-se associados à área fonte de sedimentos, onde o relevo é mais alto. Os principais processos de geração de colúvios são o escoamento superficial, movimentos de massa do solo e o escoamento subsuperficial.

A fácies coluvial foi definida por Bigarella *et al.* (1965) como sendo depósitos estratificados de encosta.

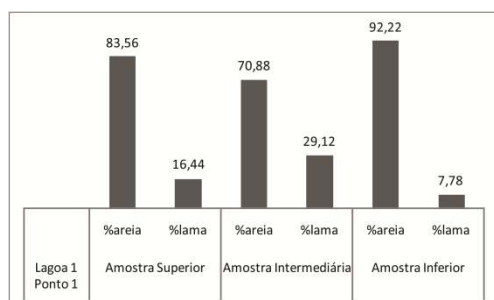
Adotou-se neste trabalho o termo fácies coluvionais para designar os depósitos de origem coluvial, nos quais as principais características são: maior proporção de fração arenosa em relação à fração fina e sedimentos mal selecionados. Abaixo seguem as características das fácies coluvionares por lagoa amostrada.

Tabela 4.4 Características físicas dos sedimentos da lagoa 1 no ponto1.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura furo(m)	Granulometria	Estrutura sedimentar	Cor predominante
1	1	1213719 superior	Sm (0,0 – 0,24m)	0,24	areia	s/ laminação areia com lama	marrom 5/2 10YR acinzentado
		1213738 intermediário	Sm (0,24-0,54m)	0,30	areia	s/ laminação lama com areia	marrom 4/2 10YR acinzentado escuro
		1213721 inferior	Sm (0,54-0,80m)	0,26	areia	s/laminação areia com lama	marrom 7/3 10YR mais claro

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar e m=estrutura maciça.

Nesse ponto amostral foi identificada uma fácies ao longo de 0,80m de sedimento recuperado, e a sua cor variou do marrom acinzentado ao marrom claro. Nenhuma das três amostras possuem laminações plano paralelo aparentes. Na análise visual foram reconhecidos os minerais mica e quartzo.



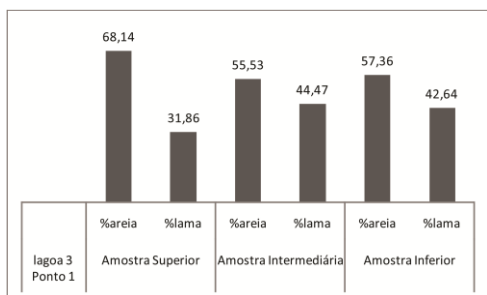
Na figura 4.5 verifica-se que a proporção da fração areia é maior do que a fração lama em todas as amostras.

Figura 4.5- Distribuição granulométrica das amostras.**Tabela 4.5-** Características físicas dos sedimentos da lagoa 3 no ponto 1.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura furo (m)	Granulometria predominante	Estrutura sedimentar	Cor predominante
3	1	1213795 superior	Sm (0,0-0,30)	0,30	areia	s/laminação lama e areia	amarelo amarronzado 6/8 10YR
		1213779 intermediário	Sl (0,30-0,50)	0,20	areia	c/laminação 1mm	amarelo 7/8 10YR
		1213712 inferior	Sl (0,50-0,80)	0,30	areia	c/laminação 1,5mm	amarelo mais claro 8/6 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar e m=estrutura maciça.

A tabela 4.5 apresenta duas fácies ao longo de 0,8m de sedimento coletado, do topo para a base, e a cor passa de amarelo amarronzado para o amarelo mais claro. A amostra superior não apresenta laminação plano paralela, embora as outras duas amostras apresentem lâminas.



Na figura 4.6 a fração arenosa ocorre em maior proporção na amostra superior, enquanto nas amostras sobrepostas a fração areia ocorre em maior proporção, porém quase que se equiparam em proporção à fração lama. Nessas amostras intercalam-se areias com lâminas de argila.

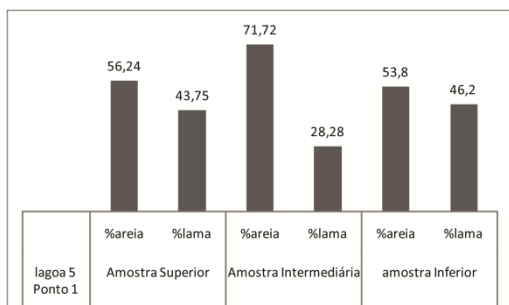
Figura 4.6- Distribuição granulométrica das amostras.

Tabela 4.6- Características físicas dos sedimentos da lagoa 5 no ponto 1.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura (m)	Granulometria	Estruturas sedimentares	Cor predominante
5	1	12133708 superior	Sm (0,0-0,30m)	0,30	areia	s/laminação lama MO	cinza amarronzado claro 6/2 10YR
		1213775 intermediário	SI (0,30- 0,55m)	0,25	areia	c/laminação arenoso/poroso	amarelo 7/8 10YR
		1213726 inferior	SI (0,55-0,85)	0,30	areia	c/laminação <1,mm MO	marrom claro 7/3 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar e m=estrutura maciça.

Na tabela 4.6 a lagoa 5 possui 0,85m de amostra recuperada, e verifica-se a presença de duas fácies. Todas as amostras possuem matéria orgânica, como restos de raízes e macrófitas, o que varia a cor e a presença de laminação plano paralela. A amostra superior não apresenta laminação aparente, além de possuir cor marrom acinzentado, com matéria orgânica como fragmentos de folha e raízes; já a amostra intermediária contém laminação e cor amarelada. A última amostra exibe laminação abaixo de 1mm entre camadas, a cor predominante é o marrom claro e volta a apresentar matéria orgânica.



Em todas as amostras da figura 4.7 predominam maior proporção da fração areia, todavia a amostra intermediária é a que apresenta maior diferença.

Figura 4.7- Distribuição granulométrica das amostras.

4.3.2 – Fácies Lacustre

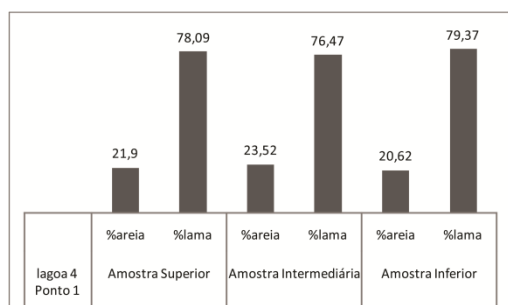
A predominância da fração fina consiste na principal característica adotada para definir fácies lacustres neste estudo. De acordo com McLane (1995), o predomínio de sedimentos silte argilosos demonstra que o processo deposicional envolveu baixa energia hidrodinâmica, permitindo a decantação das partículas, fato característico de ambientes lânticos.

Tabela 4.7- Características físicas dos sedimentos da lagoa 4 no ponto 1.

Lagoa	Ponto Coleta	Código amostra	Fácies	Comprimento (m)	Granulometria	Estrutura sedimentares	Cor predominante
4	1	1 superior	MI (0,0-0,30)	0,30	lama	c/laminação 2mm MO	marrom claro 6/4 7,5 YR
		2 intermediário	Mm (0,30-0,50)	0,20	lama	s/laminação	marrom mais claro 7/4 10YR
		3 inferior	Mm (0,50-0,80)	0,30	lama	s/laminação	marrom mais claro 7/4 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

A tabela 4.7 apresenta duas fácies ao longo dos 0,8m de sedimento amostrado. Apenas a amostra intermediária apresenta laminação; já a amostra superior apresentou pouca matéria orgânica, como raízes de vegetação rasteira.



Observa-se maior proporção de sedimentos lamosos em todas as amostras da figura 4.8.

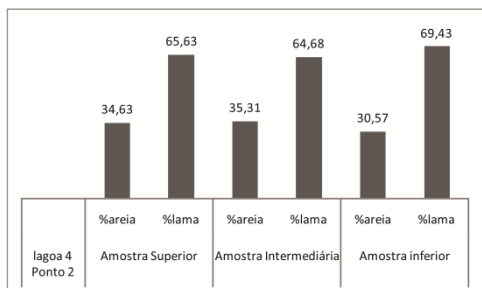
Figura 4.8- Distribuição granulométrica das amostras.

Tabela 4.8- Características físicas dos sedimentos da lagoa 4 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Comprimento (m)	Granulometria	Estrutura sedimentares	Cor predominante
4	2	4 superior	MI (0,0-0,35)	0,35	lama	c/laminação	amarelo amorrizado 6/6 10YR
		5 intermediário	MI (0,35-0,65)	0,30	lama	c/laminação	amarelo amorrizado 6/6 10YR
		6 inferior	Mm (0,65-0,95)	0,30	lama	s/laminação	amarelo 7/6 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

Na tabela 4.8 foram registradas duas fácies ao longo dos 0,95m de sedimento coletado na lagoa 4 do ponto 2, todas com características lamosas. As duas primeiras amostras representam a mesma fácies, possuem laminação e coloração amarelo amarronzado, ao passo que a amostra inferior se difere pela cor e pela falta de laminação.



Nesse ponto amostral da figura 4.9 todas as amostras apresentam predomínio de sedimentos lamosos.

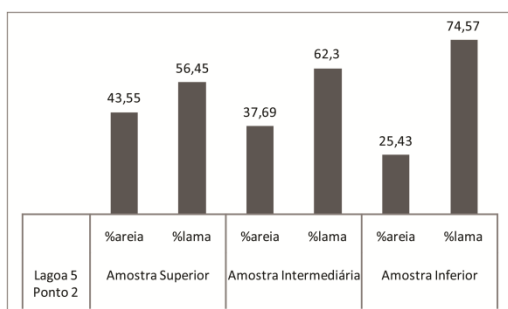
Figura 4.9- Distribuição granulométrica das amostras.

Tabela 4.9- Características físicas dos sedimentos da lagoa 5 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura (m)	Característica textural	Estrutura sedimentares	Cor predominante
5	2	1213781 superior	MI (0,0-0,20)	0,20	lama	laminação MO areia e lama	marrom forte 4/6 7,5YR
		1213720 intermediário	MI (0,20-0,50)	0,30	lama	laminação lama e mica	marrom amarelado 5/4 7,5YR
		1213716 inferior	MI (0,50-0,80)	0,30	lama	c/laminação 2mm MO	amarelo amarronzado 6/6 7,5YR

M= Lama, S= Areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

Na tabela 4.9, verifica-se a presença de uma fácies com textura lamosa, cuja cor que vai clareando ao longo do perfil, passando do cinza até o amarelo amarronzado. Em todas as amostras foi observada a presença de mica.



Na figura 4.10 da lagoa 5 observa-se a presença de fácies lacustres com predominância da fração lama.

Figura 4.10- Distribuição granulométrica das amostras.

4.3.3 – Fácies Palustre

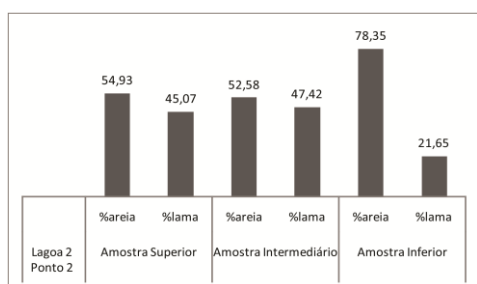
Adotou-se o termo fácies palustres para definir os sedimentos cujas principais características são a predominância da fração granulométrica fina, assim como na fácies lacustres, porém, neles, o que os diferencia, é a presença de uma grande quantidade de fragmentos de raízes e folhas de macrófitas que tornam a amostra bastante leve. A coloração é bem característica e apresenta nuances esverdeadas a cinza escuro.

Tabela 4.10- Características físicas dos sedimentos da lagoa 2 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura furo (m)	Granulometria	Estrutura sedimentares	Cor predominante
2	2	10 superior	Mm (0,0-0,35m)	0,35	areia	s/ laminação lama com MO	cinza 5/1 10YR
		11 intermediário	Mm (0,35-0,65m)	0,30	areia	s/ laminação lama MO	cinza 5/1 10YR
		12 inferior	Mm (0,65-0,95m)	0,30	areia	s/ laminação lama MO	cinza 5/1 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

O lago 2 do ponto 2 na tabela 4.10 apresenta uma fácies com característica lamosa composta de muita matéria orgânica como detritos de raízes e vegetação carbonizada. A cor predominante é o cinza escuro.



Na figura 4.11, embora a proporção da fração areia tenha predominado após o peneiramento, a amostra apresenta característica textural lamosa. Tal fato se deve à característica da maior parte da amostra conter fragmentos vegetais que ficam retidos na peneira de 2mm, dando a falsa impressão de que o material é de característica arenosa.

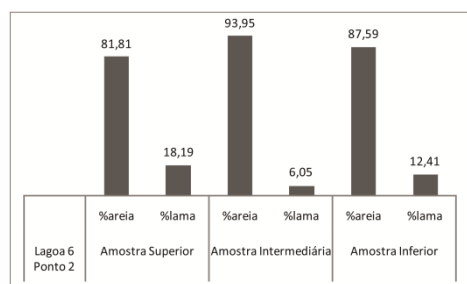
Figura 4.11- Distribuição granulométrica das amostras.

Tabela 4.11- Características físicas dos sedimentos da lagoa 6 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura(m)	Granulometria	Estrutura sedimentares	Cor predominante
6	2	1213780 superior	Mm (0,0-0,30)	0,30	areia	MO densidade leve	preto 2,5/2 5Y
		1213785 intermediário	Mm (0,30-0,60)	0,30	areia	MO densidade leve	preto 2,5/1 5Y
		1213764 inferior	Mn (0,60-0,90)	0,30	areia	muita MO	preto 2,5/1 5Y

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

A tabela 4.11 denota uma fácies com característica lamosa apresentando restos de raízes e vegetação carbonizada, material bastante leve de cor preta, sem estruturas laminares.



Na figura 4.12 da mesma forma que no ponto amostral anterior, gera a impressão do predomínio da fração areia.

Figura 4.12- Distribuição granulométrica das amostras.

4.3.4 – Pontos amostrais com diversas fácies

Serão descritos neste item, os pontos que apresentam mais de uma fácies, podendo revelar fácies coluvionais, lacustre e palustre em uma única amostra.

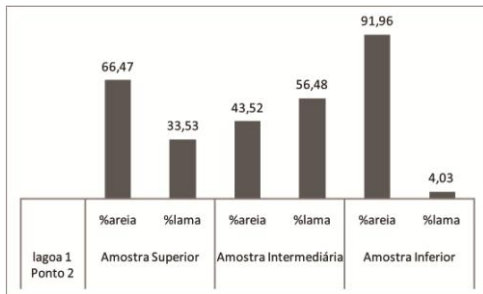
Tabela 4.12- Características físicas dos sedimentos da lagoa 1 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura furo(m)	Granulometria	Estrutura sedimentar	Cor predominante
1	2	1213777 superior	Sl (0,0-0,20m)	0,20	areia	c/ laminação lama com MO	marron 5/8 10 Y R amarelado
		1213765 intermediário	MI (0,20-0,50m)	0,30	lama	c/ laminação lama e areia	amarelo avermelhado 6/6 7,5 YR
			Mm (0,50-0,60m)	0,10	lama	s/ laminação lama e MO	marrom escuro claro 4/2 10YR
		1213749 inferior	Mm (0,60-0,90m)	0,30	areia	s/ laminação MO	marrom escuro 3/3 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

Na tabela 4.12 foram identificadas três fácies ao longo dos 0,90m de sedimento coletado; ele apresenta as três fácies: coluvionar, lacustre e palustre. A amostra superior exhibe fácies coluvionar,

enquanto a amostra intermediária, fácies lacustre bordejada por fácies palustres, como ilustra a Figura 4.14. Já a amostra inferior, revela fácies palustres como continuação do fim da fácies intermediária. Todas as fácies apresentam matéria orgânica como restos de raízes e macrófitas, contudo, na fácies palustre, a proporção é maior. A fácies lacustre e a coluvionar exibem nítida laminação plano paralela, ao passo que na fácies palustre não se observou laminação.



Na figura 4.13 a amostra superior apresenta nítida contribuição coluvial e predominância da fração areia. Já na amostra intermediária a proporção de lama é maior, caracterizando uma fácies lacustre. Por fim, a camada inferior dá a falsa impressão de que o material é de característica arenosa, embora seja palustre.

Figura 4.13- Distribuição granulométrica das amostras.

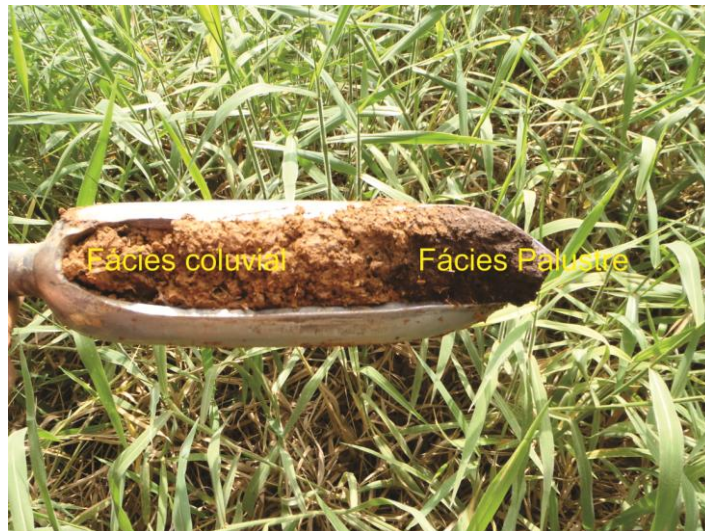


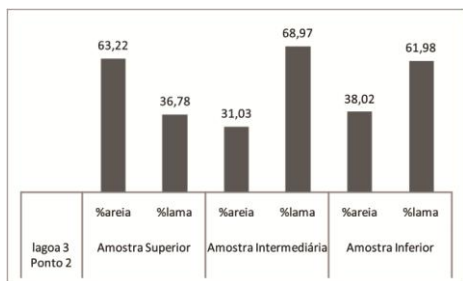
Figura 4.14- Detalhe da amostra intermediária.

Tabela 4.13- Características físicas dos sedimentos da lagoa 3 no ponto 2.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura furo (m)	Granulometria	Estrutura sedimentares	Cor predominante
3	2	1213773 superior	Mm (0,0-0,20)	0,20	areia	s/ laminação MO	amarelo marrom 6/6 10YR
		1213788 intermediário	MI (0,20-0,50)	0,30	lama	c/laminação	amarelo marrom 6/6 10YR
		1213783 inferior	Mm (0,50-0,80)	0,30	lama	s/ laminação	amarelo 7/8 10YR

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

A Tabela 4.13 exibe duas fácies ao longo dos 0,80m de sedimento coletado. Apenas a amostra intermediária apresenta laminação. A amostra superior revelou um pouco de matéria orgânica, como raízes de vegetação rasteira.



Na figura 4.15 a amostra superior apresenta maior proporção de sedimentos arenosos, enquanto as camadas seguintes indicam nítida predominância da fração lama.

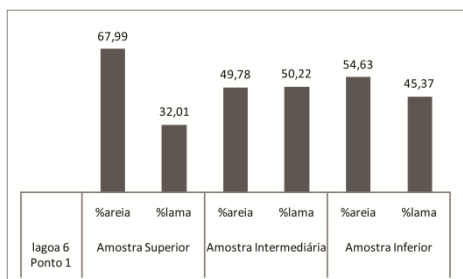
Figura 4.15- Distribuição granulométrica das amostras.

Tabela 4.14- Características físicas dos sedimentos da lagoa 6 no ponto 1.

Lagoa	Ponto coleta	Código amostra	Fácies	Espessura(m)	Granulometria predominante	Estrutura sedimentar	Cor predominante
6	1	1213710 Superior	Sm (0,0-0,30)	0,30	areia	s/ laminação lama MO	marrom 5/4 7,5 YR
		1213714 Intermediário	Sm (0,30-0,50)	0,20	lama	s/ laminação lama MO	amarelo avermelhado 6/6 5Y
		1213792 Inferior	Sm (0,50-0,80)	0,30	lama	s/ laminação lama MO	marrom avermelhado escuro 4/2 5YR

M= Lama, S= Areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

Na tabela 4.14, o ponto 1 da lagoa 6 apresenta 0,80m de sedimento recuperado, onde foram identificadas duas fácies. A cor variou nas três camadas e a presença de matéria orgânica foi aumentando gradativamente do ápice para a base. Nenhuma das fácies apresentou laminação plano paralela aparente.



Na figura 4.16 a amostra superior apresenta nítida contribuição coluvial, já a camada seguinte, embora não demonstre nítida predominância da fração lama, foi considerada fácies lacustre.

Figura 4.16- Distribuição granulométrica das amostras.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 – ANÁLISE DA CLASSIFICAÇÃO DE IMAGEM

A análise da proporção de lagoas assoreadas em área preservada e nas áreas antropizadas foi obtida por meio da interface SIG, uma vez que tanto as lagoas assoreadas quanto as lagoas com volume expressivo d'água, presentes na bacia do alto rio Doce foram delimitadas. Abaixo segue a tabela com a relação das lagoas assoreadas por área e por ambiente.

Tabela 5.1- Proporção dos ambientes lacustres por área.

	Área ha	Área lagos assoreados ha	Área lagos ha	Lagoas Assoreadas unidade	Lagoas unidade	Proporção lago assoreado/1000ha	Proporção lago/1000 ha
Área de estudo	1.407.000	14.580	5.853	234	112	0,166	0,079
Perd	35.699	2.710	2.016	49	25	1,37	0,70
Área de estudo Sem Perd	1.371.300	11.870	3.837	185	87	0,137	0,0634

Observa-se que a proporção de lagoas assoreadas por 1000ha dentro do Perd é de 1,37 enquanto na área do estudo sem o parque, ou seja, a área que corresponde ao ambiente antropizado, a proporção de lagoas assoreadas é bem menor, com 0,137 por 1000ha, cerca de dez vezes menor.

Por outro lado, a proporção de lagoas também é maior dentro dos limites do Parque com 0,70 por 1000ha.

Historicamente, a preservação dessa região onde hoje insere-se o Parque Estadual do Rio Doce, se deu em grande parte pela presença das lagoas, que inibiram a ocupação pelos colonizadores, pois, eram consideradas “ameaças” devido as epidemias de malária, e também pela presença de tribos indígenas “antropófagos” genericamente denominados de botocudos.

Os dados obtidos neste estudo reafirmam os resultados alcançados na tese de Perônico (2009), que estudou os lagos assoreados na região do vale do rio Doce. Segundo ele, os processos de assoreamento não são condicionados pelas atividades humanas desenvolvidas no local, já que não foram encontrados registros palinomórficos que indicassem sinais da colonização pós-colombiana na fase final de sedimentação lacustre.

Também no estudo de Maillard *et al.* (2012), que acreditavam que a evolução das lagoas para ambientes de ilhas flutuantes eram favorecidas pela ação humana não se demonstrou por meio de análise temporal de imagens das lagoas na região do rio Doce.

Tais constatações rompem a relação do assoreamento que era frequentemente atribuída às ações humanas, conforme outros estudos revelam. Exemplos que embasam essa idéia encontram-se em estudos de Bakoarianiaina *et al.* (2006), Carvalho & Zucchi, (2009), Simonneau *et al.*(2012).

A região do rio Doce, segundo Mello (1997) e Sarges (2002), é palco de processos tectônicos ativos responsáveis pelo barramento dos antigos canais tributários que deram origem aos lagos. Pode-se dizer que a região continua sob a influência desses processos que permitem que alguns lagos se tornem mais profundos pela ação da subsidência.

Por intermédio da análise geomorfológica, é possível notar indícios de instabilidade tectônica na região; a presença de feições do tipo Pão de Açúcar, compostas por metagranitóides com flancos dispostos segundo as mesmas orientações, contrastam-se com os morros cobertos por solo e vegetação arbórea encontrados na “Depressão Interplanáltica do Rio Doce”. O fato é que a região apresenta litologia praticamente homogênea, portanto deveria ter sofrido os efeitos dos processos intempéricos da mesma forma (Figuras 5.1 a e b).

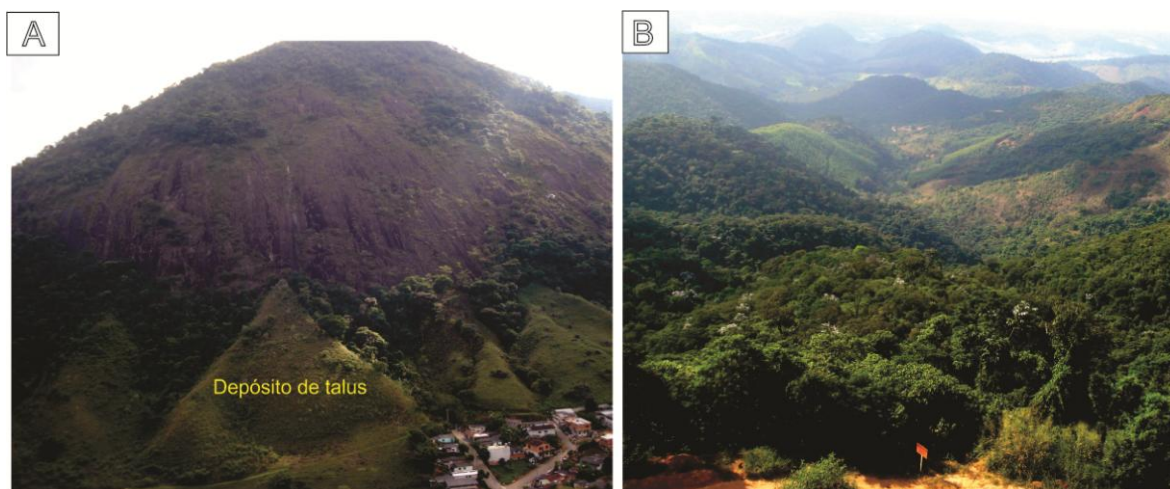


Figura 5.1- (A) Feição “Pão de Açúcar” existente na área de estudo. (B) Relevo suave de “Mares de Morro” presente na “Depressão Interplanáltica do Rio Doce.”

5.2 – ANÁLISE ESTATÍSTICA

5.2.1 – Análise de Principais Componentes

Conforme observado nos Gráficos 4.3 e 4.4 do item 4.2.1, conclui-se que a distribuição das bacias ocorre de maneira dispersa, e os dados dos índices morfométricos não formam agrupamentos, o

que reforça uma oposição à hipótese levantada neste trabalho de que a forma da bacia de contribuição dos lagos não interfere no seu assoreamento.

5.2.2 – Análise Discriminante

Como resultado da análise discriminante, parece não existir qualquer padrão de distribuição comum entre eles. Isso indica que os dados obtidos dos índices morfométricos não permitem estabelecer uma relação entre os seus usos, ou seja, não há diferença entre os dados morfométricos das bacias ocupadas por floresta e os dados daquelas ocupadas por ambientes antropizados. Desse modo, pode-se inferir que os diferentes usos não são condicionadores do processo de assoreamento das lagoas.

5.3 – ANÁLISE DE FÁCIES

A partir da caracterização das fácies, pode-se inferir como era o ambiente sedimentar, já que por meio da análise textural, mineralógica e da estrutura sedimentar é possível demonstrar o nível de energia envolvido durante a sedimentação.

Os pontos amostrais, lagoa 1 P1, lagoa 3 P1 e lagoa 5 P1, se assemelham por apresentarem em todas as amostras o mesmo tipo de fácies, no caso, fácies coluvionais. Essas fácies caracterizam-se por apresentarem maior proporção da fração areia em relação à fração lama, o que indica que a principal contribuição sedimentar é de origem coluvial e foi transportada por gravidade das áreas fontes até a área de deposição. Esses pontos amostrais encontram-se próximos às áreas das rampas de colúvio e de corte de estradas, o que justifica a predominância de materiais coluviais nos últimos estágios sucessionais.

Amostras com fácies tipicamente lacustres foram encontradas nos seguintes pontos amostrais: lagoa 4 P1, lagoa 5 P2 e lagoa 4 P2. Tais fácies apresentam como principal característica a predominância da fração lama em relação à fração areia, indicando que durante o processo deposicional havia pouca energia atuando, o que favorece a decantação do material fino em suspensão.

Já as amostras tipicamente palustres ocorreram em apenas dois pontos amostrais, lagoa 2 P2 e lagoa 6 P2. Os sedimentos das fácies palustres apresentam coloração característica que varia de nuances esverdeada a cinza escuro, resultado das condições de baixa oxigenação e pouca profundidade d'água nos quais os sedimentos foram depositados. Além disso, nesse tipo de fácies predomina a fração lama e grande quantidade de matéria orgânica, como restos de raízes, macrófitas e vegetação carbonizada que conferem ao material sedimentar baixa densidade. A amostra da lagoa 6 P2 encontra-se dentro do Perd, o qual é praticamente todo coberto por vegetação florestal, o que pode explicar a quantidade de matéria orgânica principalmente nos estágios finais da sedimentação.

Ao analisar os dois pontos de coleta em cada lagoa amostrada na Figura 5.2, nota-se que não há um padrão de evolução dos sedimentos refletido pelo tipo de ambiente, a não ser na lagoa 4, onde ocorrem fácies tipicamente lacustres nos dois pontos amostrais coletados. O ponto 1 da lagoa 4 encontra-se bem no interior da lagoa assoreada, distante das rampas de colúvio, enquanto o ponto 2 da mesma lagoa acha-se próximo a uma rampa de colúvio, porém cortado por uma estrada e, mesmo assim, apresenta fácies tipicamente lacustres.

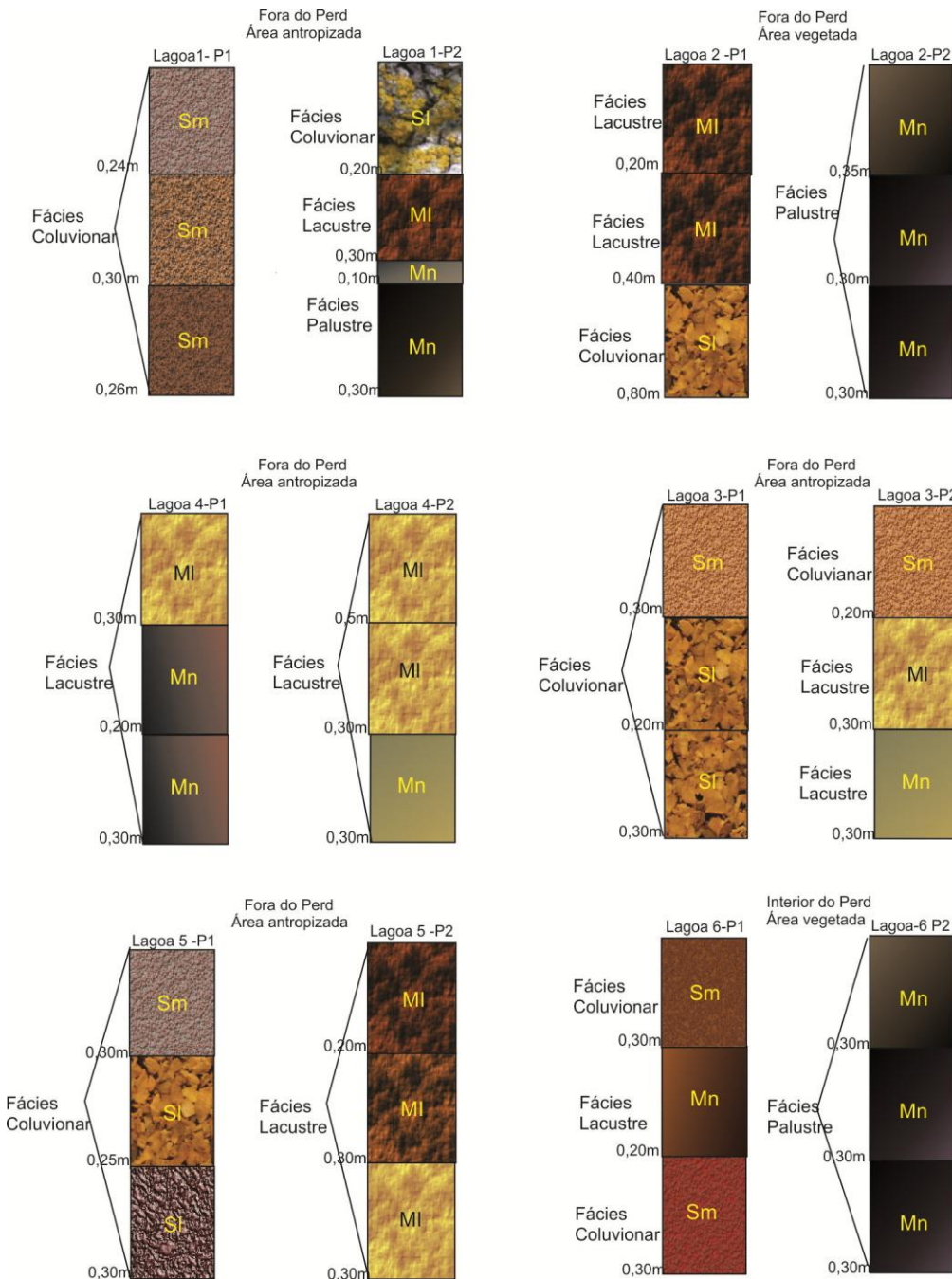


Figura 5.2- Desenho ilustrativo das fácies amostradas.

M= lama, S= areia, l= presença de estrutura laminar, m=estrutura maciça.

A lagoa 6 P1 ocorre dentro do parque e apresenta fácies coluvionais intercaladas por fácies lacustres. Sabe-se que vegetação que ocorre hoje dentro do parque já foi típica de ambientes abertos a milhares de anos atrás, o que pode ter favorecido a contribuição coluvial, reflexo de um clima semi-árido, relatado por Tundisi *et al.* (1977) e Rodrigues-Filho & Muller (1999).

Os pontos de coleta das lagoas 1 P2, 2 P1, 3 P2 e 6 P1, possuem mais de um tipo de fácies em um único ponto amostral, e a sequência das fácies não são compatíveis entre elas, embora os pontos amostrais estejam situados em lagoas distintas.

Nas amostras da lagoa 3 P1 e 5 P1 intercalam-se areias com lâminas de argila. Esse fato pode estar associado a eventos mais intensos de sedimentação e erosão relacionados com as variações climáticas. Tais eventos foram citados por vários autores, como registros do Quaternário frente às variações climáticas (Absy *et al.* 1991). Essa oscilação pode ser relacionada também com os eventos de transgressão e regressão mencionados nos estudos de Meis & Machado (1978) e Meis & Monteiro (1979).

Por meio do estudo de análises palinológicas realizado nas lagoas assoreadas da região do rio Doce, Perônico (2009) relata que houve flutuações hidrológicas ao longo de todo o processo de assoreamento das lagoas, corroborando com as análises de fácies deste estudo.

As análises do conjunto de fácies nos lagos estudados mostrou que a sucessão do preenchimento não se dá de modo semelhante entre eles. Isto significa que a influência climática não pode ser atribuída como causa do entulhamento.

Sendo assim, o resultado da análise de fácies também nos conduz para a mesma direção do resultado das análises morfométricas, sugerindo que o fator preponderante da transformação dos ambientes lacustres em ambientes assoreados se deva à influência tectônica.

5.3.1 – Conteúdo Mineralógico

A partir da análise mineralógica da fração fina dos sedimentos amostrados, observou-se a presença dos seguintes minerais: caulinita, gibsitita, hematita, goethita, todas presentes em 100% das amostras dos sedimentos caracterizados de fácies coluvionais. Nas demais fácies esses minerais também estão presentes.

Tais minerais foram encontrados nos sedimentos da lagoa Silvana, como exposto no estudo de Rodrigues-Filho & Muller (1999), e relacionados com minerais secundários, conforme estudos de Irion, (1984), Lucas *et al.*(1993), Curi & Franzmeier, (1984) e Kronberg *et al.* (1979).

Especialmente a caulinita é indicativo de áreas fontes que passaram por processos intensos de lixiviação, fato que indica a ocorrência de forte intemperismo no momento da deposição.

A clorita apareceu pontualmente em algumas amostras e, diferentemente da caulinita, é um mineral instável. Tende a se transformar em caulinita e gibsita nos horizontes dos solos tropicais, onde as chuvas são bem distribuídas (Dixon 1977).

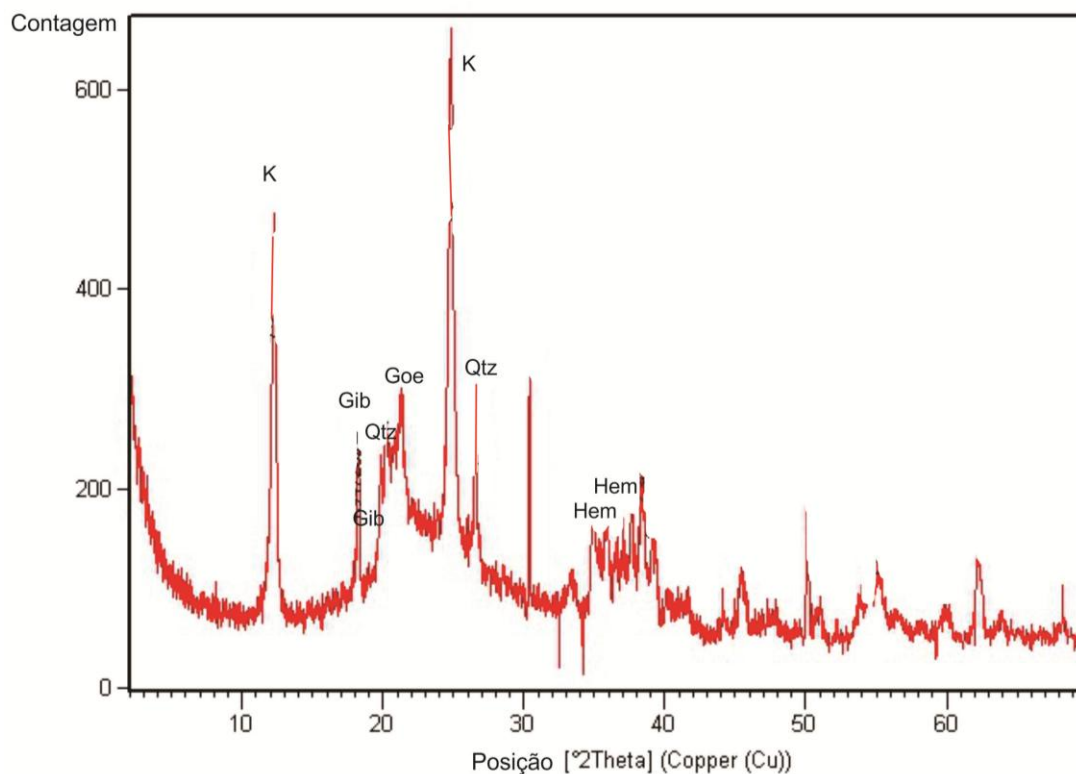


Figura 5.3- Difratograma da lagoa 1 amostra superior que corresponde a fácies coluvionar.

K= caulinita, Gib=Gibsita, Qtz=quartzo, Hem= Hematita.

Com base nas informações mineralógicas é possível inferir a origem dos sedimentos. Por exemplo, a siderita foi encontrada em algumas amostras dos sedimentos caracterizados como fácies lacustres, também por Rodrigues-Filho & Muller (1999), na lagoa Silvana na bacia do rio Doce. Segundo esse autor, embora esse mineral apareça em outros tipos de ambientes deposicionais ligados à transformação diagenética dos sedimentos, ele apresenta alta precipitação em ambientes de baixa energia hidrodinâmica. Williamson et al. (1998), Xiouzhu *et al.* (1996), Moore *et al.* (1992), Postma (1982) e Tundisi *et al.* (1997), *apud* Rodrigues-Filho & Muller (1999), também corroboram esse pensamento.

Em quase todas as amostras de sedimentos identificadas como fácies lacustres apresentaram esse mineral. Observar a Figura 5.4.

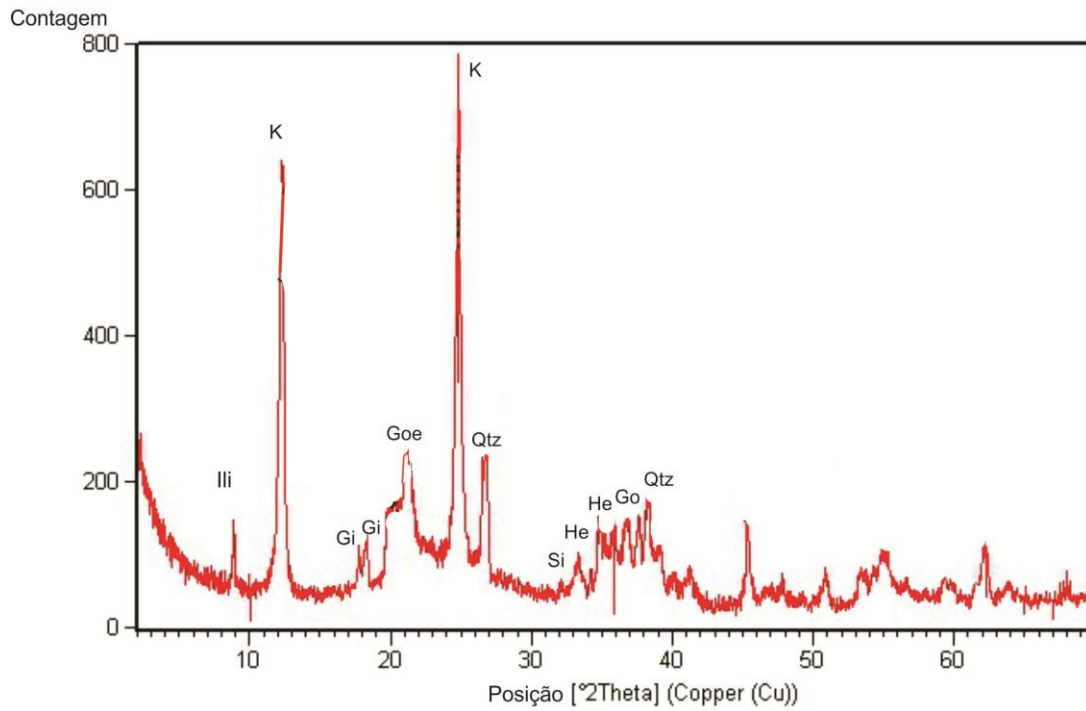


Figura 5.4- Difratoograma da lagoa 6 amostra inferior que corresponde a fácies lacustre. Ili=Ilita, Gi=Gibsitita, Goe=Goethita, Qtz=quartzo, Si=Siderita, He=Hematita

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Neste capítulo os resultados alcançados foram avaliados a partir de uma análise crítica dos objetivos propostos, permitindo que novas pesquisas sejam realizadas.

O complexo lacustre da região do rio Doce foi escolhido como área de estudo por apresentar inúmeras particularidades do ponto vista geomorfológico e ambiental, as quais tornaram-se fonte de inspiração para esta pesquisa. Muitos trabalhos foram desenvolvidos na região e ainda o são, principalmente pela existência do Parque Estadual do Rio Doce, o que proporcionou uma boa base para essa investigação.

Diante das circunstâncias pré-conhecidas, como: a região é palco de tectonismo ativo (Mello *et al.* 1999), e a falta de relação entre os assoreamentos lacustres com as atividades humanas (Perônico & Castro 2008), tentou-se avaliar a existência da relação entre o assoreamento das lagoas com o formato de suas bacias de contribuição.

Com a finalidade de alcançar as respostas para os vários objetivos, trabalhou-se em ambiente SIG, no qual foi possível desenvolver tanto a análise em escala espacial, quanto as análises de morfometria de bacias.

Os resultados das análises morfométricas analisados com a ajuda de pacotes estatísticos, indicaram que não há relação alguma entre os assoreamentos e a forma das bacias e das lagoas. Esse dado portanto, não corrobora com a hipótese levantada neste estudo, a qual, a forma da bacia de contribuição das lagoas influencia no seu assoreamento. Isto significa que a tectônica recente pode influenciar na existência de lagos entulhados e não entulhados.

A partir da realização do mapeamento de uso e ocupação do solo da região, foi possível obter a relação entre os lagos assoreados por ambiente de uso do solo. Com base nessa análise, constatou-se que há maior proporção de lagos assoreados por área dentro do parque, do que nos ambientes de uso antrópico. Tal fato indica que, os últimos estágios sucessionais de deposição lacustre não estão diretamente ligados à atuação humana, o que é corroborado no estudo de Perônico (2009).

Por fim e não menos importante, buscou-se por meio das análises dos sedimentos lacustres em estágios finais de colmatção identificar a origem dos sedimentos, empregando a análise de fácies. Esse processo pautou-se apenas nas características texturais de granulometria e cor, assim como na caracterização mineralógica.

Realizadas as análises das fácies, ficou claro que os processos de assoreamento ocorreram de forma independente entre as lagoas, por não haver praticamente relação alguma entre elas. É

possível especular que existiram flutuações hidrológicas nos ambientes por existir intercalação entre areia e lama nos depósitos sedimentares, bem como presença de sedimentos escuros nas fácies palustres que indicam ser o ambiente deposicional anóxico. Embora, ao analisar o conjunto de fácies, fica evidente que não existe influência climática na fase final de entulhamento das lagos.

Deste modo, considera-se relevante este trabalho para a solidificação das hipóteses existentes, mas também, sobretudo, como norteador e desencadeador de novas pesquisas em ambientes continentais tropicais, cuja finalidade seja o entendimento da dinâmica de evolução dos ecossistemas aquáticos, grandes mantenedores de diversidade ambiental nos tempos geológicos recentes.

Referências

- Absy M. L., Clief A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubiès F., Suguio K. T., Van Der Hammen T. 1991. Mise em évidence de quatre phases d'ouverture de La forêt dense dans Le sud-est de L'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Compt Rend Acad des Sci*, Paris, Series II, **312**:673-678.
- Alan R. C. & Kevin M. B. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing Tectonic and climatic controls. *Geology*, **27**:99-102.
- Albers A. P. F., Melchiades F. G., Machado R., Baldo J. B., Boschi A. O. 2002. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. *Cerâmica*, **48**:34-37.
- Albuquerque A. L. S., Turcq B., Fernandes M. A., Ianelli I. C., Cordeiro R. C., Bertaux J. 1999. Paleoambientes holocênicos da lagoa Dom Helvécio (Minas Gerais). In: Congresso Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 7, Porto Seguro (BA), 1999. *Resumos expandidos...* CD-Rom.
- Almeida F. F. M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira- setor setentrional. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y. *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda, 228-307.
- Almeida P. M., Pereira M. C. A., Costa & Silva L. V. 1997. The Vegetation of Rio Doce State Park. In: Tundisi J. G. & Saijo Y. (ed.). *Limnological studies on the Rio Doce Valley Lakes*. ABC/USP/UFSCAR, 15-21.
- Alves J. M. P. & Castro P. T. A. 2003. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2):117-127.
- Ariztegui D., Anselmetti F. S., Robbiani J. M., Bernasconi S. M., Brati E., Gilli A., Lehmann M. F. 2010. Natural and human-induced environmental change in southern Albania for the last 300 years. Constraints from the Lake Butrint sedimentary Record. *Global and Planetary Change*, **71**:183-192.
- Aspinal R. J. 1999. Gis and Landscape conservation. In: Goodchild, M.F.; Maguire, D.J.&Rhind, D. W. (org.). *Geographical Information Systems*. 2º ed. New York, Ed. Jonh Wiley & Sons, 967-980.
- Bakoariniaina L. N., Kusky T., Raharimahefa T. 2006. Disappearing Lake Alaotra: Monitoring catastrophic erosion, waterway silting, and land degradation hazards in Madagascar using Landsat imagery. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, 3507 Laclede Avenue, Saint Louis, MO 63103, USA. *Journal of African Earth Sciences*, **44**:241-252.
- Barbosa G. V. & Kohler H. C. 1981. O sistema lagunar do Parque Estadual do Rio Doce (MG). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-MG*, **2**:37-46.
- Behling H. 1995. A High resolutionHolocenepollenRecordfrom Lago do Pires, Se Brazil: Vegetation, climateandfirehistory. *Jornal of Paleolimnology*, **14**:253-268.
- Bigarella J. J. & Mousinho M. R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Bol. Paran. Geogr*, **16/17**:153-197.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva J. X. 1965. Pediplanos pedimentos seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. Geografia*, Curitiba, **16/17**:117-151.
- Bocquet A. & Noël M. 1995. The Neolithic or Wood Age. *Endeavour New Series*, **9**:34,41.
- Brindley G. W. & Brown G. 1980. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*. London, Mineralogical Society. 495p.
- Câmara G., Davis C., Monteiro A. M. V. 2005. *Introdução à Ciência da Geoinformação*. <http://www.dpi.inpe.br/livros.html>. Acesso em: fev. 2011.
- Camara G., Souza R. C. M., Freitas U. M., Garrido J. 1996. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. *Computers & Graphics*, **20**(3):395-403.
- Carroll A. R., Bohacs K. M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, **27**: 99-102.
- Carvalho,N.O.2008. *Hidrossedimentologia Prática*. Rio de Janeiro: Interciência.599p.

- Carvalho T. M. & Zucchi M. R. 2009. Morfometria e Caracterização do meio físico de ambientes lacustres no vão do Paraná-Goiás, Brasil. Uma primeira aproximação. *Terra*, **XXV**(38):111-140.
- Castro P. T. A. 2001. *Origem e evolução dos lagos do médio rio Doce*: perspectiva geológica. www.degeo.ufop.br/intranet/Graduacao/disciplinas/estratigrafia/perd.htm. Acessado em: maio 2011.
- CBH-DOCE. 2005. Comitê da bacia hidrográfica do rio Doce. Acervo Técnico. Diagnóstico Consolidado da Bacia do rio Doce. www.riodoce.cbh.gov.br/diagnostico2005.asp
- CETEC. 1982. *Levantamento da Vegetação do Parque Estadual do Rio Doce*. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais – CETEC. Belo Horizonte, MG. (não paginado).
- Cherem L. F. S. 2008. *Análise Morfométrica da Bacia do Alto do rio das Velhas – MG*. Programa de Pós-graduação em Análise e Modelagem de Sistema Ambientais – UFMG, Belo Horizonte, Dissertação mestrado.
- Chorley R. J. & Kennedy B. A. 1971. *Physical geography: a systems approach*. Englewood Cliffs, Prentice Hall.
- Chorley R. J. 1962. Geomorphology and general systems theory. USGS, Professional paper 500 B. Tradução em *Notícia Geomorfológica*, 1971, **22**(23):3-22.
- Christofoletti A. 1969. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. *Notícias Geomorfológicas*, Rio Claro, **18**:35-64.
- Christofoletti A. 1970. *Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas*. Faculdade de Filosofia, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, Tese (Livre Docência), 215p.
- Christofoletti A. 1980. *Geomorfologia*. São Paulo, Edgard Blücher. 186p.
- Dearing J. A. 2006. Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the Past*, **2**:187,203.
- Dixon J. B. 1977. *Mineral in soil environments*. 2. ed. Madison, Soil Science Society of America. 1244p.
- Esteves F. A. 1988. *Fundamentos de Limnologia*. Rio de Janeiro, Editora Interciência. 574p.
- Etchebehere M.L & Saadi AR (2003) *Fácies e associações de fácies Neokuaternários de terraço na bacia do rio do Peixe*, região ocidental paulista. São Paulo: UNESP, *Geociências* 22 (1): 5-16.
- Fonseca B. M. 2010. *O Uso de Sistemas de Informações Geográficas na Análise Morfométrica e Morfológica de Bacias de Drenagem na Serra do Espinhaço Meridional – MG*. Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de mestrado.
- Hao F., Zhou X., Zhu Y., Yang Y. 2011. Lacustrine source rock deposition in response to co-evolution of environments and organisms controlled by tectonic subsidence and climate, Bohai Bay Basin, China. *Organic Geochemistry*, **42**:323-339.
- Hardy R. & Tucker M. 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In: Tucker M. (ed.). *Techniques in sedimentology*. Oxford, Blackwell Science Publications, 191-228.
- Horton R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basin: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the geological society of American*, Colorado, **56**:3.
- Hott M. C., Furtado A. L. S., Ribeiro C. A. A. S. 2007. Determinação automática de parâmetros morfométricos de bacias hidrográficas no município de Campinas – SP. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, Florianópolis, *Anais*, São José dos Campos: INPE, 2007, 3381-3388.
- Hurt C. G., Frothingham S., Fearon M. G., Moore B., Shevliakova E., Malyshev S., Pacala S. W., Houghton R. A. 2006. The underpinnings of land-use history: three centuries of global gridded land-use transitions, wood harvest activity, and resulting secondary lands. *Global Change Biol*, **12**:1208-1229.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1990. *Geografia do Brasil, Região Sul*. Rio de Janeiro, RJ.
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2001. www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/. Acesso em: 10 jan. 2007.
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2004. *Tutorial (Apostila Teórica) – Introdução ao SPRING – Geoprocessamento ao alcance de Todos*. São José dos Campos, INPE

- Jacob J., Disnar J. R., Arnaud F., Chapron E., Debret M., Lallier-Vergès E., Desmet M., Revel-Rolland M. 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidence by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science*, **35**:814-820.
- King L. C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev.Bras.Geogr.*, **18**(2):147-265.
- Lana C. E., Alves J. M. P., Castro P. T. A. 2001. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. *Rev. Esc. Minas*, Apr./June, **54**(2):121-126. http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0370-44672001000200008&lng=en&nrm=iso
- Lillesand T. M., Kiefer R. W., Chipman J. W. 2004. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 5. ed. New York, John Wiley & Sons.
- Lima E. O. 2013. *Caracterização Geoambiental e Geoquímica da Sub-Bacia do rio Parauninha, município de Conceição do Mato Dentro-MG*. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de mestrado.
- Lobato L. M., Baltazar O. F., Reis L. B., Achtschin A. B., Baars F. J., Timbó M. A., Berni G. V., Mendonça B. R. V. de, Ferreira D. V. 2005. *Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa*. Belo Horizonte, CODEMIG. 1 CD-ROM.
- Maillard P., Pivari M. O., Pires-Luiz C. H. 2012. Remote sensing for mapping and monitoring wetlands and small lakes in Southeast Brazil. In: Chemin Y. (org.). *Remote Sensing of Planet Earth*. Rijeka, InTech - Open Access Publisher, v:21-44.
- Manual de Construção da Base Hidrográfica Ottocodificada: fase 1 – construção da base topológica de hidrografia e otobacias conforme a codificação de bacias hidrográficas de Otto Pfafstetter: versão 2.0 de 1/11/2007. 2007. Brasília, ANA, SGI. 144p.
- Mather P. M. *Computer processing of remotely sensed images*. 1999. New York, John Wiley & Sons. 292p.
- McLane M. 1995. *Sedimentology*. New York, Oxford University Press. 183-293 p.
- Meis M. R. M. & Machado M. B. 1978. A morfologia de rampas e terraços no Planalto Sudeste do Brasil. *Finisterra*, **13**(26):201-218.
- Meis M. R. M. & Monteiro A. M. F. 1979. Upper Quaternary “rampas”: Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. *Zeitschrift zur Geomorphologie*, **23**(2):132-151.
- Meis M. R. M. & Tundisi J. G. 1986. Geomorphology and limnological processes as a basis for lake typology: the middle Rio Doce Valley Lake System. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58**:103-120.
- Meis M. R. M. 1977. As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do rio Doce. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **49**(3):443-459.
- Mello C. L. 1997. *Sedimentação de tectônica cenozóicas no médio vale do rio Doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 275p.
- Mello C. L., Metelo C. M. S., Sugio K., Kohler, H. C. 1999. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and The Evolution of The Doce River Middle Valley Lakes System (Southeastern Brazil). *Revista do Instituto Geológico, IG*, São Paulo, **20**:29-36.
- Miceli B. S., Dias F. M., Seabra F. M., Santos P. R. A., Fernandes M. C. 2011. Avaliação vertical de modelos digitais de elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. *Revista Brasileira de Cartografia*, **63**/01:191-201.
- Mingote S. A. 2005. *Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada*. Belo Horizonte, Editora da UFMG.
- Miranda R. B. 2011. A influência do Assoreamento na geração de Energia Hidrelétrica: Estudo de caso na usina hidrelétrica de Três Irmãos-SP. Centro de recursos Hídricos e Ecologia Aplicada da Universidade de São Carlos, SP, Dissertação de mestrado, 132p.
- Moreira M. A. 2001. *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação*. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Faria, C. S. S., 2013 Avaliação do assoreamento dos lagos do alto rio Doce...

- Moreira M. A. 2003. *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação*. 2. ed. Viçosa, UFV. 370p.
- Muller A. C. 1995. *Hidrelétricas, Meio Ambiente e Desenvolvimento*. São Paulo, Makron Books. 412p.
- Müller V. C. 1953. *A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area*. New York: Virginia and Tennessee, Dept. of Geology, **3**:30.
- Nagle, G. N., Fahey T. J., Lassoie P. J. 1999. Management of Sedimentation in Tropical Watersheds. *Environmental Management*, Nova York, **23**(4):441-452.
- Naveh Z. & Lieberman A. S. 1994. *Landscape ecology: theory and application*. 2. ed. New York, Springer-Verlag. 360p.
- Nemec W. & Kazanc N. 1999. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology*, **46**:139-170.
- Novo E. M. L. 1992. *Sensoriamento Remoto: Princípios e aplicações*. 2. ed. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. 308p.
- Novo E. M. L. 2010. *Sensoriamento Remoto: Princípios e aplicações*. 4. ed. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. 387p.
- Oliveira A. M., Lima A. P. A., Mota K. A., Santo S. M. 2007. O uso da técnica de sensoriamento remoto para a localização de lagoas no município de Feira de Santana – BA. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, Florianópolis, INPE, *Anais*, 2939-2946.
- Oliveira T. A. S., Castro P. T. A., Braga S. C. M. 2007. Caracterização do sistema fluvial do rio do Carmo, bacia do rio Doce, com base em análises morfométricas sobre mapas topográficos. In: Semana de Iniciação Científica, 15, Ouro Preto, UFOP, *Anais*.
- Overllop E. van. 1981. Post-Glacial to Holocene transition in a peatlayer of lakes jacaré (Rio Doce Basin, Brazil). *Bull.Soc.belge de Geologie*, **90**(2):107-119.
- Perônico C. & Castro P. T. 2008. Análise faciológica e interpretação palinológica de testemunho recuperado de ambiente lacustre assoreado no Parque Estadual do Rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4):654-660.
- Perônico C. 2009. *Preenchimento Sedimentar de lagos assoreados na região do médio rio Doce – MG*. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto – DEGEO, Ouro Preto, Tese de doutoramento, 68p.
- Pflug R. 1969. Quaternary lakes of eastern brazil. *Photogrammetria*, **24**:29-35.
- Politano W. & Pissarra T. C. T. 2003. Relações entre características morfométricas quantitativas e estimativa da vazão em função da área em microbacias hidrográficas de 2ª ordem de magnitude. *Engenharia Agrícola*, **23**:179-186.
- Reis R. S. 2002. *Qualidade da água, Deposição de sedimentos e Sensoriamento Remoto: Um Estudo de caso nos reservatórios do Sub-Médio São Francisco*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental.
- Ribeiro A. G. 1985. Estrutura e processos na interpretação da paisagem geográfica. *Boletim de Geografia Teórica*, **15**:112-115.
- Richards J. A. 1993. *Remote Sensing Digital Image Analysis*. 2. ed. New York, Wiley.
- Rodrigues-Filho S. & Muller G. 1999. *A holocene sedimentary record from lake Silvana, SE Brazil: evidence for paleoclimatic changes from mineral, trace metal and pollen data*. Berlin, Springer.
- Saadi A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. IGC/UFMG, Belo Horizonte, Tese para admissão a cargo de Professor Titular, 300p.
- Santa Catarina. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura. 1997. *Zoneamento da disponibilidade e da qualidade hídrica. Plano de gestão e gerenciamento da bacia do rio Araranguá*. Florianópolis, SDM – Instituto Cepa. v.3, 62p.

- Santos G. B. & Souza Filho E. E. 2006. Uso de Imagens Landsat para Cálculo de área do rio Paraná. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia – Geomorfologia Tropical e Subtropical: Processos, métodos e técnicas, 6, Goiânia, UFG/IAG, *Anais*, 01-08.
- Sarges R. R. 2002. *Morfologia de lagos da região médio vale do rio Doce, Minas Gerais, e sua relação com a tectônica quaternária*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 188p.
- Schowengerdt R. A. 1997. *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. 3. ed. London, Academic Press. 560p.
- Schumm S. A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. *Geological Society of America Bulletin*, N. Jersey, **67**:597-646.
- Schumm S. A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. *Geological Society of America Bulletin*, N. Jersey, **67**:597-646.
- Silva Y. M. P., Meyer K. E. B., Castro P.T., Perônico C. 2010. Palinofácies de uma sequência sedimentar quaternária da Lagoa Preta, Parque Estadual Rio Doce, MG, Brasil. *Revista Brasileira Paleontologia*, **13**(1):49-56.
- Simonneau A., Doyen E., Chapron E. L., Millet L., Vannière B., Di Giovanni C., Bossard N., Tachikawa K., Bard E., Albéric P., Desmet M., Roux G., Lajeunesse P., Berger J. F., Arnaud F. 2012. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Science*, **40**(4):1636-1645.
- Souza G. M. 2009. Mapeamento Geoecológico da Potencialidade à ocorrência de incêndios no Maciço da Pedra Branca- RJ. Programa de Pós-graduação em Geografia, Depto. de Geografia IGEO/UFRJ, Dissertação de Mestrado, 124p.
- Strahler A. N. & Chow V. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. Section 4-2. In: Chow V. *Handbook of applied hydrology*. New York, McGraw-Hill, 4-39/4-76.
- Strahler A. N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, New York, **63**:188p.
- Strahler A. N. 1957. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, **8**(6):913-920.
- Strahler A. N. 1958. Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms. *Geological Society of America Bulletin*, **69**:279-300.
- Strasser M., Monecke K., Schnellmann M., Anselmetti F. S. 2013. Lake sediments as natural seismographs: A compiled record of Late Quaternary earthquakes in Central Switzerland and its implication for Alpine deformation. *Sedimentology*, **60**:319-341.
- Suguió K. & Kohler H. C. 1992. Quaternary barred lake systems of the Doce River (Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**(2):183-191.
- Suguió K. 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 20-34.
- Suguió K. 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher. 400p.
- Suguió K., Bigarella J. J. 1979. *Ambiente Fluvial*. Curitiba, PR, Editora da UFPR (1a. edição) e UFPR-UFSC (2a. edição), v. 1. 183p.
- The Ramsar Convention on Wetlands. <http://www.ramsar.org>. Acesso em: fev. 2012.
- Tonello K. C. 2005. *Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das pombas, guanhões, MG*. Universidade Federal de Viçosa – Programa de Pós-Graduação em Ciência Floresta, Viçosa, MG, Dissertação de mestrado, 85p.
- Tucker G. E., Catani F., Rinaldo A., Bras R. L. 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, **36**:187-202.
- Tucker M. E. (ed.). 1988. *Techniques in Sedimentology*. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, Blackwell Scientific Publications. 394p.

- Tundisi J. G. 1997. Climate. In: Tundisi J. G. & Saijo Y. (ed.). *Limnological Studies on the Rio Doce Valley Lakes, Brazil*. São Paulo, Brazilian Academy of Sciences. 513 p.
- Tundisi J. G., Matsumura-Tundisi T., Fukuara H., Mitamura O., Guillén S. M., Henry R., Rocha O., Calijuri M. C., Ibañez M. S. R., Espinola E.L.G., Govonis S. 1977. Limnology of fifteen lakes. In: Tundisi J.G. & Saijo Y. (ed.). *Limnological studies on the rio Doce Valley Lakes, Brazil*. São Paulo, Brazilian Academy of Sciences/University of São Paulo, 409-439.
- Turcq B., Suguio K., Ybert J. P., Albuquerque A. L. S., Cocquit C., Kohler C. H., Martin L., Salgado-Labouriau M. L. 1994. Evolution of lakes in the middle Doce river basin, Minas Gerais, Brazil. In: International Sedimentological Congress, 14, Recife, PE, *Abstracts*, S6-10.
- Turner M. G. 1989. Landscape ecology: The effect of pattern on process. *Annual Review of Ecology and Systematics*, **20**:171-197.
- Universidade Federal da Bahia. 2005. Departamento de Hidráulica e Saneamento - Grupo de Recursos Hídricos. Apostila de Hidrologia. [www.grh.ufba.br/download/2005.../Apostila\(Cap2\).pdf](http://www.grh.ufba.br/download/2005.../Apostila(Cap2).pdf).
- Valadão, Roberto Célio; Domingues, Jose Maria Landim. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais*. 1998 243 f. Tese (doutorado) - Universidade Federal da Bahia.
- Valeriano M. M. & Garcia G. J. 2000. The estimate of topographical variables for soil erosion modelling through geoprocessing. In: International Congress of Photogrammetry and Remote Sensing, 33, Amsterdam, International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing. Amsterdam, ISPRS, **33**(part B):678-685.
- Valeriano M. M. & Moraes J. F. L. 2001. Extração de rede de drenagem e divisores por processamento digital de dados topográficos. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10, Foz do Iguaçu, *Anais*, São José dos Campos: INPE, 517-524.
- Valeriano M. M. 2004. *Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul*. São José dos Campos, INPE. 72p.
- Valeriano M. M. 2005. Modelo digital de variáveis morfológicas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPDATA. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12, Goiânia, *Anais*, São José dos Campos: INPE, 3595-3602.
- Valeriano M. M. 2008. Dados Topográficos. In: Florenzano T. G. (org.). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo, Oficina de Textos, 72-104.
- Vestena L. R., Checchia T., Kobiyama M. 2006. Análise morfológica da bacia hidrográfica do caeté, Alfredo Wagner/SC. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia, *Anais*, Goiânia:UFGO, 8p.
- Von Sperling E. 1999. *Morfometria de lagos e represas*. Belo Horizonte, DESA/UFMG. 138p.
- Walker J. C. G. 1984. Suboxic diagenesis in banded iron formations. *Nature*, **309**:340-342.
- Wentworth C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **30**(5):377-392.
- Wiens J. A., Stenseth N. C., Van Horne B., Ims R. A. 1993. Ecological mechanisms and landscape ecology. *Oikos*, **66**:369-380.
- Ybert J. P., Albuquerque A. L. S., Turcq B. 1997. Evolução paleoclimática e paleoambiental na região do vale médio do rio Doce (Minas Gerais, Brasil). In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 6, Curitiba, *Resumos expandidos*, 511-514.
- Ybert J. P., Cocquit C., Kohler C. H., Martin L., Salgado-Labouriau M. L., Turcq B. 1993. Primeiros resultados do estudo de um testemunho de sedimentos do lago Don Helvécio, Minas Gerais, Brasil. In: TallerInternacional "El Quaternario de Chile" e 5º Reunion Anual Del proyecto PIGC-281 "Climas Quaternários de América Del Sul". Santiago, Chile, *Resumos*.
- Ybert J. P., Turcq B., Albuquerque A. L. S. 1995. Evolução paleoclimática e paleoambientalholocênica no vale médio do rio Doce, deduzida da análise palinológica preliminar de dois testemunhos do lago Dom Helvécio, Minas Gerais, Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, *Resumos*.