

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

**Aspectos Fundamentais da Evolução Geomorfológica Cenozóica da Bacia do
rio Bananas - Guarapuava -PR**

MAURÍCIO CAMARGO FILHO

Orientador: Prof. Dr. JOÃO JOSÉ BIGARELLA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

**Florianópolis, SC
Março, 1997**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA**

**Aspectos Fundamentais da Evolução Geomorfológica Cenozóica da Bacia do
rio Bananas - Guarapuava -PR**

MAURÍCIO CAMARGO FILHO

Orientador: Prof. Dr. JOÃO JOSÉ BIGARELLA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

**Florianópolis, SC
Março, 1997**

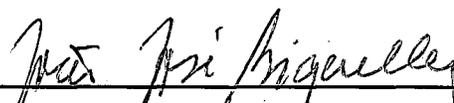
**Aspectos Fundamentais da Evolução Geomorfológica Cenozóica da
Bacia do rio Bananas - Guarapuava - PARANÁ**

Mauricio Camargo Filho

Dissertação submetida ao Curso de Mestrado em Geografia, concentração em Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Departamento de Geociências do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da UFSC, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de Mestre em Geografia.

Profa. Dra. LEILA CHRISTINA DUARTE DIAS
Coordenadora do Curso de Pós-Graduação em Geografia

APROVADA PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM 10/03/97



Prof. Dr. JOÃO JOSÉ BIGARELLA - Orientador



Prof. Dr. LUIZ FERNANDO SCHEIBBE - Membro



Profa. Ms. MARIA DOLORES BUSS - Membro

RESUMO

A proposta de trabalho " *Aspectos Fundamentais da Evolução Geomorfológica Cenozóica da Bacia do rio Bananás - Guarapuava -PR* ", tem como objetivo compreender a evolução geomorfológica da Bacia do Bananas. As etapas iniciais do trabalho constituem-se na caracterização dos componentes geográficos do ambiente - clima, relevo, declividade, uso do solo, geologia e vegetação. Foram mapeados na escala 1:50.000 os elementos geológicos, geomorfológicos, da cobertura vegetal e do uso do solo, da declividade e hidrografia do ambiente em questão. Seções estratigráficas e blocos diagramas permitiram individualizar rampas de colúvio-alúvio, vertentes íngremes e terraço de várzea. A correlação destes dados, com perfis múltiplos abrangendo as diversas superfícies de erosão, entre estas o Pd₃, Pd₂ e Pd₁, bem como os parâmetros estatísticos das análises sedimentológicas permitiram estabelecer uma aproximação da evolução geomorfológica da bacia. As formas encontradas na bacia do Bananas são fruto de uma evolução que teve início a partir do Terciário, culminando com grandes fases de pediplanação pleistocênicas, cujas formas residuais e aspectos paleogeográficos, encontram-se impressos na morfologia. Nesta paisagem encontram-se refletidas as sucessivas retomadas erosivas, relativas às flutuações climáticas do Quaternário, marcadas no perfil escalonado das vertentes esculpidas em basaltos, as quais interconectam patamares estruturais, rampas de colúvio-alúvio e baixos terraços.

ABSTRACT

The objective of "*Fundamental features of the geomorphological evolution of the Cenozoic Bananas Basin - Guarapuava - PR*" is the understanding of the geomorphological evolution of the Bananas basin. In the first chapter we have the characteristic features of the environmental geographic conditions - weather, hidrology, relief slope, declivity, use of the soil, geologic conditions and vegetation cover. A set of thematic maps (scale 1:50,000) about the geology, geomorphology, vegetation cover, use of the soil, declivity and hidrology was prepared. The construction of stratigraphic sections and block diagrams made it possible to individualize coluvial-aluvial ramps, high steep angle slopes and floodplain terrace. The correlation between such data and multiple profiles (Pd₃, Pd₂, Pd₁) as well as the statistical parameters of the sedimentary analysis allowed the approximation of the geomorphological evolution of the basin. The forms found in the Bananas basin are the result of an evolution which started in the Tertiary and that culminate in great stages of Pleistocene pediplanation, whose residual forms and paleogeographic aspects of are impressed in the morphology. In the successive erosive phases related to the Quaternary climatic changes stamped in the staggered profile of slopes carved in basalt, which interconnect structural benches, coluvial-aluvial ramps and floodplain terraces.

AGRADECIMENTOS

Ao se concluir esta dissertação de mestrado necessário se faz agradecer as pessoas e entidades que de forma direta ou indireta colaboraram para a realização do presente trabalho.

Meu especial agradecimento ao Prof. Dr. João José Bigarella, não somente pela orientação eficiente, mas também pela sabedoria que nos foi compartilhada ao longo deste trabalho, pelas palavras de estímulo nos momentos de irresolução, e pela amizade que brotou deste trabalho.

A minha esposa cujo carinho, colaboração e participação foram imprescindíveis à realização desta dissertação.

Agradecimentos são reiterados às professoras e professores do curso de Pós-graduação em Geografia da UFSC, cujos conhecimentos compartilhados se somaram para o concurso desse trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro que nos foi proporcionado.

À Universidade Estadual do Centro-Oeste e aos colegas do DEGEO, em especial ao Prof. Luiz Gilberto Bertotti pela colaboração na informatização de vários documentos aqui utilizados e, à prof^a. Olivia Mendonça da Motta Vieira, pela tradução do resumo deste trabalho.

À Universidade Estadual de Ponta Grossa pela colaboração nos trabalhos de laboratório e em especial ao Prof. Luiz Carlos Godoy que escreveu o programa de computador utilizado nos cálculos dos parâmetros estatísticos das amostras de sedimentos.

À Universidade Federal do Paraná, em especial ao Departamento de Agronomia que gentilmente cedeu os laboratórios de solos onde foram realizadas as análises sedimentológicas.

Ao Instituto Ambiental do Paraná, regional de Curitiba e Guarapuava, em especial ao Sr. Mauro Batistelli que forneceu transporte para os trabalhos de campo.

Reconhecimentos a Minerais do Paraná S/A e ao Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná - PETROBRAS pelo material gentilmente cedido.

Gratidão sincera ao meu pai, minhas irmãs e meus sobrinhos, pela cooperação e compreensão prestada ao longo deste trabalho.

Várias outras pessoas colaboraram para que pudéssemos atingir os objetivos propostos; à elas nosso sincero agradecimento pelo inestimável apoio e colaboração: Yoshia Nakagawara Ferreira, Edson Ramos Tomazzoli, Eloir Plucheg, Rosângela Teleginski, Celso Koliski, Mário Lopes.

SUMÁRIO

Resumo.....	ii
Abstract.....	iii
Agradecimentos	iv
• CAPÍTULO I - Introdução	1
• CAPÍTULO II - Caracterização geral do município de Guarapuava	4
2.1 - Área de pesquisa.....	9
• CAPÍTULO III - Metodologia.....	12
3.1 - De campo	13
3.1.1 - Seções amostradas	13
3.1.2 - Reambulação de aerofotos.....	14
3.2 - De laboratório	15
3.2.1 - Análise sedimentológica	15
3.3 - De gabinete	17
3.3.1 - Base cartográfica.....	17
3.3.2 - Fotointerpretação.....	18
3.3.3 - Confeção de cartas temáticas e blocos diagramas.....	18
a - Cartas temáticas.....	18
b - Blocos diagramas.....	19
3.3.4 - Tratamento dos resultados	19
a - Da denominação e localização das seções.....	19
a.1 - Seções em vertentes	20
a.2 - Seções em rampas de colúvio-alúvio	20
a.3 - Seção em terraço de várzea	21
a.4 - Amostra proveniente do leito do rio Cento e Um	21
b - Das análises de sedimentos dos depósitos de vertentes, ram- pas de colúvio-alúvio, terraço de várzea e do rio Cento e Um	22
3.3.5 - Pesquisa bibliográfica.....	23

3.3.6 - Redação final.....	24
• CAPÍTULO IV - Aspectos Geológicos	25
4.1 - Da bacia do Paraná.....	25
4.2 - Formação Serra Geral	27
• CAPÍTULO V - Aspectos climáticos	37
5.1 - O clima paranaense.....	41
5.2 - O clima de Guarapuava	42
5.2.1 - Temperatura	43
5.2.2 - Precipitação	45
5.2.3 - Umidade relativa.....	48
5.2.4 - Nebulosidade.....	49
5.2.5 - Pressão atmosférica e ventos.....	50
5.2.6 - Geadas	52
5.2.7 - Neve	52
5.2.8 - Balanço hídrico	53
5.3 - Paleoclima	54
• CAPÍTULO VI - Hidrografia	57
• CAPÍTULO VII - O revestimento vegetal	66
7.1 - Matas de Araucária.....	75
7.2 - Campos	78
7.2.1 - Campos encharcados.....	79
7.3 - Vegetação secundária.....	80
7.4 - Agricultura.....	81
7.5 - Reflorestamento	82
7.6 - Fruticultura.....	82
7.7 - Transformações recentes do uso do solo, na bacia do Bananas	82
7.8 - Declividade	84
• CAPÍTULO VIII - Componentes geomorfológicos	86
8.1 - Superfícies de erosão	86

8.2 - Superfícies de cimeira	88
8.3 - Morfogênese estrutural	93
8.4 - Morfogênese climática	96
8.5 - Evolução do relevo	99
8.5.1 - Considerações gerais	99
8.5.2 - Evolução de vertentes	103
8.6 - Descrição das seções amostradas nas encostas	107
8.6.1- Paleopavimento	108
8.6.2- Seção V1	110
a - Generalidades	110
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V1	110
c - Distribuição granulométrica	111
d - Parâmetros estatísticos	114
8.6.3 - Seção V2	116
a - Generalidades	116
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V2	117
c - Distribuição granulométrica	117
d - Parâmetros estatísticos	120
8.6.4 - Seção V3	121
a - Generalidades	121
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V3	122
c - Distribuição granulométrica	123
d - Parâmetros estatísticos	125
8.6.5 - Seção V4	126
a - Generalidades	126
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V4	127
c - Distribuição granulométrica	128
d - Parâmetros estatísticos	131
8.7 - Seções amostradas em rampa de colúvio-alúvio	132
8.7.1 - Seção Rc1	133

a - Generalidades	133
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc1	135
c - Distribuição granulométrica	135
d - Parâmetros estatísticos	138
8.7.2 - Seção Rc2	139
a - Generalidades	139
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc2	140
c - Distribuição granulométrica	140
d - Parâmetros estatísticos	143
8.7.3 - Seção Rc3	144
a - Generalidades	144
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc3	145
c - Distribuição granulométrica	146
d - Parâmetros estatísticos	148
8.7.4 - Seção Rc4	149
a - Generalidades	149
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc4	150
c - Distribuição granulométrica	151
d - Parâmetros estatísticos	151
8.8 - Seção amostrada em terraço de várzea e amostra do rio Cento e Um	156
8.8.1 - Terraço	156
8.8.2 - Descrição das amostras do terraço de várzea e do rio Cento e Um	157
8.8.3 - Seção T1	157
a - Generalidades	157
b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção T1	159
c - Distribuição granulométrica	160
d - Parâmetros estatísticos	162
8.8.4 - Seção R1	163
a - Generalidades	163

b - Distribuição granulométrica	163
c - Parâmetros estatísticos	164
• CAPÍTULO IX - O significado dos parâmetros estatísticos	166
9.1 - Curtose	166
9.2 - O sinal da assimetria	167
9.3 - Desvio padrão.....	169
9.4 - Correlação entre os parâmetros estatísticos.....	169
9.4.1 - Correlação $\sigma_{1\phi}$ x $Sk_{1\phi}$	170
9.4.2 - Correlação $Sk_{1\phi}$ x Kg_{ϕ}	170
9.4.3 - Correlação entre vários ambientes de sedimentação	170
9.4.4 - Diagramas tridimensionais de correlação	177
• CAPÍTULO X - Considerações finais	182
• Referencias bibliográficas	186

RELAÇÃO DE FIGURAS*

Figura	Página
2.1 - Mapa de localização	7
3.1 - Maquete da bacia do Bananas com a localização das seções amostradas ...	21
3.2 - Maquete da bacia do Bananas, vista para o sudoeste	22
4.1 - Bloco diagrama representando os derrames de basalto Jurássico-Cretáceo .	28
4.2 - Mapa geológico.....	34
4.3 - Lâmina de arenito com estratificação cruzada, afetada por depósito piroclástico intercalado	35
4.4 - Ejetólito com formas aerodinâmicas na lapili, tufo riódacítico	35
5.1 - Comparativo da temperatura média mensal em Guarapuava.....	44
5.2 - Valores de precipitação dos anos excepcionalmente chuvoso e seco em comparação com os valores médios mensais de Guarapuava.....	46
5.3 - Totais anuais de precipitação para o período de 1976 a 1995, em comparação com a média do mesmo período.....	47
5.4 - Médias mensais de precipitação registradas nos postos meteorológicos do IAPAR, Guarapuava (1) e Fazenda Ilha	48
5.5 - Média mensal da umidade relativa do ar no período de 1976 a 1995	49
5.6 - Direção dos ventos predominantes, conforme dados dos postos meteorológicos do IAPAR, Guarapuava (1) e Fazenda Ilha	51
6.1 - Perfil longitudinal e perfis transversais ao longo do rio Bananas.....	61
6.2 - Perfil longitudinal e perfis transversais ao longo do rio Iratim	62
6.3 - Direção média do rio Bananas; rio Iratim; média dos afluentes do rio Bananas; direção média dos lineamentos tectônicos da bacia do Bananas; lineamentos tectônicos das usinas de Salto Segredo, Foz do Areia.....	64
7.1 - Comparativo em percentual da evolução das classes de uso do solo (1965 - 1980)	83
8.1 - Perfis geomorfológicos múltiplos.....	92
8.2 - Perfil representativo de diáclases subhorizontais e subverticais originados por descompressão	95

* O primeiro dígito da numeração refere-se ao capítulo e o segundo ao seu número de ordem no mesmo capítulo.

8.3 - Evolução do relevo com estruturas subhorizontais submetido alternadamente a clima úmido, semi-árido, úmido e novamente semi-árido	100
8.4 - Linha de pedra separando o elúvio do colúvio.....	108
8.5 - Linha de pedra separando afloramento de basalto do colúvio.....	109
8.6 - Representação da formação de paleopavimentos durante a pedimentação e sua evolução	109
8.7 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V1	111
8.8 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção V1	113
8.9 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção V1	114
8.10 - Variação dos dados paramétricos da seção V1	115
8.11 - Bloco diagrama do entorno da seção V2	116
8.12 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V2.....	117
8.13 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção V2	119
8.14 - Curva de freqüência cumulada e diagrama triangular da seção V2.....	120
8.15 - Variação dos dados paramétricos da seção V2	121
8.16 - Bloco diagrama do entorno da seção V3	122
8.17 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V3.....	122
8.18 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção V3	124
8.19 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção V3.....	125
8.20 - Variação dos dados paramétricos da seção V3	126
8.21 - Bloco diagrama do entorno da seção V4	127
8.22 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V4.....	128
8.23 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção V4	130
8.24 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção V4.....	131
8.25 - Variação dos dados paramétricos da seção V4	132
8.26 - Bloco diagrama do entorno da seção Rc1	134

8.27 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc1	135
8.28 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção Rc1	137
8.29 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção Rc1	138
8.30 - Variação dos dados paramétricos da seção Rc1	139
8.31 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc2	140
8.32 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção Rc2	142
8.33 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção Rc2	143
8.34 - Variação dos dados paramétricos da seção Rc2	144
8.35 - Bloco diagrama do entorno da seção Rc3	145
8.36 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc3	145
8.37 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção Rc3	147
8.38 - Curva de freqüência acumulada e diagrama retangular da seção Rc3	147
8.39 - Variação dos dados paramétricos da seção Rc3	148
8.40 - Bloco diagrama da seção Rc4	149
8.41 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc4	150
8.42 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção Rc4	154
8.43 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção Rc4	155
8.44 - Variação dos dados paramétricos da seção Rc4	155
8.45 - Bloco diagrama do entorno da seção T1	158
8.46 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção T1	159
8.47 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares da seção T1	161
8.48 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção T1	162
8.49 - Variação dos dados paramétricos da seção T1	163

8.50 - Histograma de frequência simples e diagrama circular da amostra R1.....	164
9.1 - Correlação entre assimetria e desvio padrão das amostras de encosta, rampa de colúvio-alúvio, terraço de várzea e do rio Cento e Um	171
9.2 - Correlação entre curtose e desvio padrão das amostras de encosta, rampa de colúvio-alúvio, terraço de várzea e do rio Cento e Um	172
9.3 - Diagrama tridimensional das amostras da área de estudo	180
9.4 - Correlação entre $\sigma_{1\emptyset \times Kg \times M_{2\emptyset}}$ e $Sk_{1\emptyset \times Kg \times M_{2\emptyset}}$	181

RELAÇÃO DE TABELAS*

Tabela	Página
5.1 - Pressão atmosférica registrada pelo Serviço Meteorológico Nacional - Guapuva - 1946 - 1961	50
5.2 - Número de geadas e temperaturas mínimas registradas entre os meses de abril e outubro no anos de 1940 a 1943.....	52
5.3 - Número de meses em que houve retirada de água do solo (Evapotranspiração. Potencial maior que a precipitação).....	53
5.4 - Número de meses com excedente hídrico superior a 6mm	53
7.1 - Distribuição das classes de uso do solo os anos de 1963 e 1980, conforme a área ocupada em km ² e percentual	83
8.1 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V1	112
8.2 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V2.....	118
8.3 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V3	123
8.4 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V4.....	129
8.5 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc1.....	136
8.6 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc2.....	141
8.7 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc3.....	146
8.8 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc4.....	152
8.9 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção T1.....	160

* O primeiro dígito da numeração refere-se ao capítulo e o segundo ao seu número de ordem no mesmo capítulo.

8.10 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da amostra R1	165
9.1 - Distribuição dos valores de assimetria de acordo com os diversos ambientes: praia, dunas, restinga, fluvial, terraço, sedimentos de fundo de baía, encosta, rampa de colúvio-alúvio e terraço de várzea.....	174
9.2 - Distribuição dos valores de curtose de acordo com os diversos ambientes: praia, dunas, restinga, fluvial, terraço, sedimentos de fundo de baía, encosta, rampa de colúvio-alúvio e terraço de várzea	175
9.3 - Demonstrativo de intervalo de Wentworth onde se encontra a Md_{ϕ} , Mz_{ϕ} e a classe modal em número de casos, nas seções amostradas.....	176
9.4 frequência por número de casos de classes texturais por intervalo de classe no conjunto dos sedimentos	177

RELAÇÃO DE QUADROS

Quadro	Página
8.1 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção V1.....	115
8.2 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção V2	121
8.3 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção V3	125
8.4 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção V4.....	131
8.5 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção Rc1	139
8.6 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção Rc2	143
8.7 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção Rc3	148
8.8 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção Rc4	155
8.9 - Demonstrativo de assimetria, curtose e desvio padrão da seção T1	162
8.10 - Demonstrativo da curtose, assimetria e desvio padrão da amostra R1	165

LISTA DE SIGLAS

COPEL..... Companhia paranaense de
eletricidade.

FAFIG.....	Faculdade Est. Fil. Ciências e letras de Guarapuava.
IAP.....	Instituto Ambiental do Paraná.
IAPAR.....	Instituto Agrônômico do Para- ná.
NEXPAR.....	Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná.
PETROBRAS.....	Petróleo Brasileiro S/A.
UEPG.....	Universidade Estadual de Ponta Grossa.
UFPR.....	Universidade Federal do Para- ná.
UFSC.....	Universidade Federal de Santa Catarina.
UNICENTRO.....	Universidade Estadual do Centro-Oeste.

LISTA DE SOFTWARE

Golden software, 1986

BASICA

ANEXOS

Anexo 1.....	Formulário de laboratório
Anexo 2.....	Mapa de declividade
Anexo 3.....	Mapa hidrográfico
Anexo 4.....	Mapa uso do solo 1963
Anexo 5.....	Mapa uso do solo 1980
Anexo 6.....	Geomorfologia

CAPÍTULO I

1 - Introdução

Ao se considerar a evolução geomorfológica de uma paisagem deve-se ter em mente que as formas nela encontradas refletem um comportamento dinâmico, pois estas se encontram sujeitas a contínuos ajustes em seu modelado, resultante de suas relações com os processos que sobre elas atuaram. Dessa forma, para que se possa compreender o que são as formas de relevo identificadas em diferentes escalas temporais e espaciais, é necessário compreender e explicar como elas surgem e evoluem.

Neste sentido, as formas topográficas atuais se constituem no resultado da íntima relação entre os processos morfoclimáticos e as características estruturais e texturais da litologia. Porém, a exploração irracional dos recursos naturais, pelo homem, têm potencializado os efeitos erosivos inerentes a própria natureza do processos morfogenéticos atuais.

De acordo com BIGARELLA et al., (1965a), BIGARELLA e MAZUCHOWSKI (1985), a partir do Terciário Médio (Oligoceno), bem como no Mioceno/Plioceno e no Quaternário (Pleistoceno inferior), atuaram sobre o arcabouço geológico processos morfogenéticos que, associados à alternância de sistemas morfoclimáticos, conduziram ao desenvolvimento das atuais formas de relevo.

Os efeitos das mudanças climáticas e de sua natureza cíclica nos sistemas geomorfológicos bem como as respostas resultantes, estão bem documentadas no registro estratigráfico (JOHNSON, 1982) e nas formas herdadas do relevo.

Sob esta ótica a presente contribuição tem por objetivo analisar os processos fundamentais da evolução geomorfológica da bacia do rio Bananas, bem como, quantificar e qualificar o uso do solo.

A paisagem da bacia do rio Bananas com suas antigas superfícies de erosão, que ocupam os níveis topográficos mais elevados, bem como a aparência cíclica do relevo e a presença de paleopavimentos rudáceos, demonstram a atividade pretérita de processos morfogenéticos diferentes dos atuais.

A identificação das antigas superfícies de erosão foi levada a termo através da técnica de construção de perfis múltiplos elaborados a partir dos divisores de água das bacia e micro bacias, das folhas topográficas Guarapuava e Vitória. Esta técnica, desenvolvida por BIGARELLA et al., (1996), permitiu a visualização e identificação dos pedimentos Pd₃, Pd₂ e Pd₁, além de outras feições morfológicas.

Os parâmetros estatísticos das análises de sedimentos foram aplicados numa tentativa de interpretação dos ambientes de deposição. Embora esses parâmetros sejam empregados preferencialmente para ambientes predominantemente arenosos, eles serviram para analisar detalhes ligados ao comportamento, entre o fluxo de água e os sedimentos transportados.

Os levantamentos e interpretações da cobertura vegetal das porções planálticas do Brasil Meridional e do Paraná, em regiões dominadas por campos e matas de Araucária, efetuados por vários autores ao longo de cinco décadas, serviram de base para as conclusões deste trabalho. De fato, as interpretações paleoclimáticas da porção interiorana do estado do Paraná que apresentam predominantemente campos e matas de Araucária, colocam em evidência flutuações climáticas que, indubitavelmente influíram na elaboração do relevo.

Este trabalho foi motivado inicialmente pela necessidade de acrescentar uma abordagem geográfica aos poucos estudos desenvolvidos, até então,

para esta porção do estado do Paraná, buscando também, preencher lacunas referentes à interpretação da evolução geomorfológica de ambientes basálticos, com ênfase ao Cenozóico.

Para apresentação deste trabalho optamos pela compartimentação em capítulos dos principais componentes geográficos do ambiente, em que procuramos, na medida do possível, abordar juntamente alguns aspectos de caráter paleogeográfico. A interpretação da evolução geomorfológica encontra-se no último capítulo, onde são apresentadas as considerações concernentes à essência da temática pesquisada.

Entendemos que no campo da geomorfologia há um debate sobre a dimensão temporal como categoria intrínseca dos processos morfogenéticos. A dimensão do tempo (curto ou longo, neste caso, tempo geológico) norteará os caminhos do geomorfólogo. No presente estudo de evolução histórica do ambiente geomorfológico, tomamos o *tempo*, o relevo inicial, a geologia e o clima como variáveis dominantes que repercutem sobre o balanço de erosão e sedimentação. Assim sendo, concordamos com SCHUMM e LICHTY (1965) quando expõem que divergências de interpretação da paisagem, como um estágio de ciclo de erosão ou o aspecto de equilíbrio dinâmico com as forças operativas, não são mutuamente excludentes e podem até ser reconciliadas.

CAPÍTULO II

2 - Caracterização geral do município de Guarapuava

O município de Guarapuava está situado na porção Centro-Sul do Estado do Paraná no 3º Planalto Paranaense, mais especificamente sobre o Planalto de Guarapuava.

O 3º Planalto Paranaense, apesar da uniformidade aparente, no aspecto de sua superfície, foi dividido por MAACK (1981:85) em cinco subzonas naturais representadas pelos blocos planálticos de Cambará e São Gerônimo da Serra; Planalto de Apucarana; Planalto de Campo Mourão; Planalto de Palmas e Planalto de Guarapuava. Como limites naturais desta última unidade têm-se ao Norte o rio Piquirí, ao Sul o rio Iguaçu, a oeste o rio Paraná e a Leste os divisores da Escarpa da Esperança (figura 2.1).

A estrutura geológica do Planalto de Guarapuava é composta pelos derrames de lavas vulcânicas jurássico-cretácicas, constituintes da Formação Serra Geral, e por depósitos areníticos intercalados, considerados como pertencentes à Formação Botucatu.

Na área abrangida pelo município de Guarapuava, a litologia é caracterizada por derrames de lavas ácidas, básicas e por brechas vulcânicas. De acordo com MAACK (1981), as perfurações feitas pela PETROBRÁS em Laranjeiras do Sul (distante aproximadamente 120 Km da cidade de Guarapuava), revelaram que o empilhamento dos derrames possui espessuras de até 1.025 m. LEINZ (1949) e LEINZ et al., (1966), estimaram que a espessura média do conjunto dos derrames, na borda do 3º Planalto paranaense, seria de 350 metros, enquanto na porção central da bacia do Paraná a média estaria em torno de 1000 metros. De acordo com a MINEROPAR (1992), a

espessura individual desses derrames, na região de Guarapuava, pode atingir 100 metros para o material ácido e 30 metros para os derrames básicos.

Entretanto, dados do poço 1-GP-001-PR-Guarapuava.1 da NEXPAR/PETROBRAS (posição 23° 18' 18" e 51° 39' 28"), localizado a aproximadamente 30 km a oeste do extremo oeste da área de estudo, demonstrou que o empilhamento dos derrames de lava, naquela área chega a 740 metros.

As unidades de lavas básicas são constituídas por basaltos e andesibasaltos de caráter fundamentalmente toleítico. Já as unidades ácidas caracterizam-se por rochas ácidas porfiríticas, cinza clara quando frescas e cinza-amarelada ou castanha amarelada quando alterada, possuindo fenocristais de até 8,0 mm de plagioclásios imersos em matriz vítrea. Nos afloramentos esta rocha apresenta um aspecto "bandado" devido a presença de linhas de fluxo com até 2 cm de espessura, com grande continuidade lateral. Essa unidade ácida é sobreposta, também, por uma seqüência de rochas básicas com até 100 metros de espessura, embora em muitos cortes expostos, essa não seja encontrada. Dados paleomagnéticos dessas rochas, determinaram idades equivalentes às do arco de Ponta Grossa (NARDY et al., 1987).

A paisagem do Planalto de Guarapuava elaborada sobre as litologias acima descritas é constituída por morros e amplas colinas, sendo que os primeiros surgem nas porções pouco elevadas do terreno, enquanto as colinas, amplas e planas, predominam em regiões mais elevadas.

Na área abrangida pelo município de Guarapuava, onde se encontra a bacia do rio Bananas, a drenagem é comandada pelas redes hidrográficas dos rios Piquiri e Iguaçu. Dentre os vários afluentes do rio Iguaçu encontra-se o rio Jordão cuja importância local deve-se ao fato do mesmo ser responsável pela drenagem de grande parte do município de Guarapuava. Seus principais afluentes são os rios das Mortes e das Pedras que drenam a porção nordeste do município; o rio Bananas e o rio Pinhão,

situados, respectivamente, a leste e sul; e os Rios Coutinho e São João que drenam o noroeste do Município.

O clima de Guarapuava é caracterizado como subtropical úmido com invernos rigorosos (MAACK, 1981). O tipo climático dominante segundo a classificação de Köppen é Cfb, ou seja mesotérmico, úmido o ano todo e mês mais quente com temperatura média de 22^oC. De acordo com os dados da estação agrometeorológica do IAPAR (Instituto Agrônomo do Paraná), a temperatura média entre os anos de 1976 e 1995 foi de 16,8^o C, com máximas de 36^oC em novembro de 1985 e mínima de -6,8^oC em junho de 1978. A precipitação máxima registrada em 30 dias foi de 492,8 mm (1992), sendo o maior índice anual 3.168,4mm em 1983 e o menor 1.262,1mm em 1985, enquanto a precipitação média (1976 - 1995), foi de 1.931,4mm. A umidade relativa do ar é de 78,4% em média, e os ventos predominantes são de leste e nordeste.

A cobertura vegetal predominante do Planalto de Guarapuava segundo MAACK (1981), caracteriza-se por extensas áreas de campo, com gramíneas baixas desprovidas de arbustos, e de matas que ocorrem na forma de capões nas depressões em torno das nascentes.

De acordo com a Classificação Fisionômica-Ecológica da Vegetação Neotropical Brasileira os campos do 3^o Planalto Paranaense pertencem à Região Ecológica das Savanas, mais especificamente à Estepe gramíneo-Lenhosa (campo limpo), caracterizada pelas *"florestas de galeria de porte baixo flanqueando algumas drenagens. O estrato herbáceo é constituído por duas sinúsias graminóides e dos hemcriptófitos e a dos geófitos, ambas apresentando pilosidade nas folhas e colmos, o que sugere uma adaptação ao ambiente relativamente seco"* (VELOSO et al., 1991:96).

Também fazem parte da paisagem fitofisionômica de Guarapuava as Matas com Araucária, denominadas Floresta Ombrófila Mista e que foram incluídas por MAACK (1981:242) como *"parte especial da mata pluvial subtropical, cujo desenvolvimento*

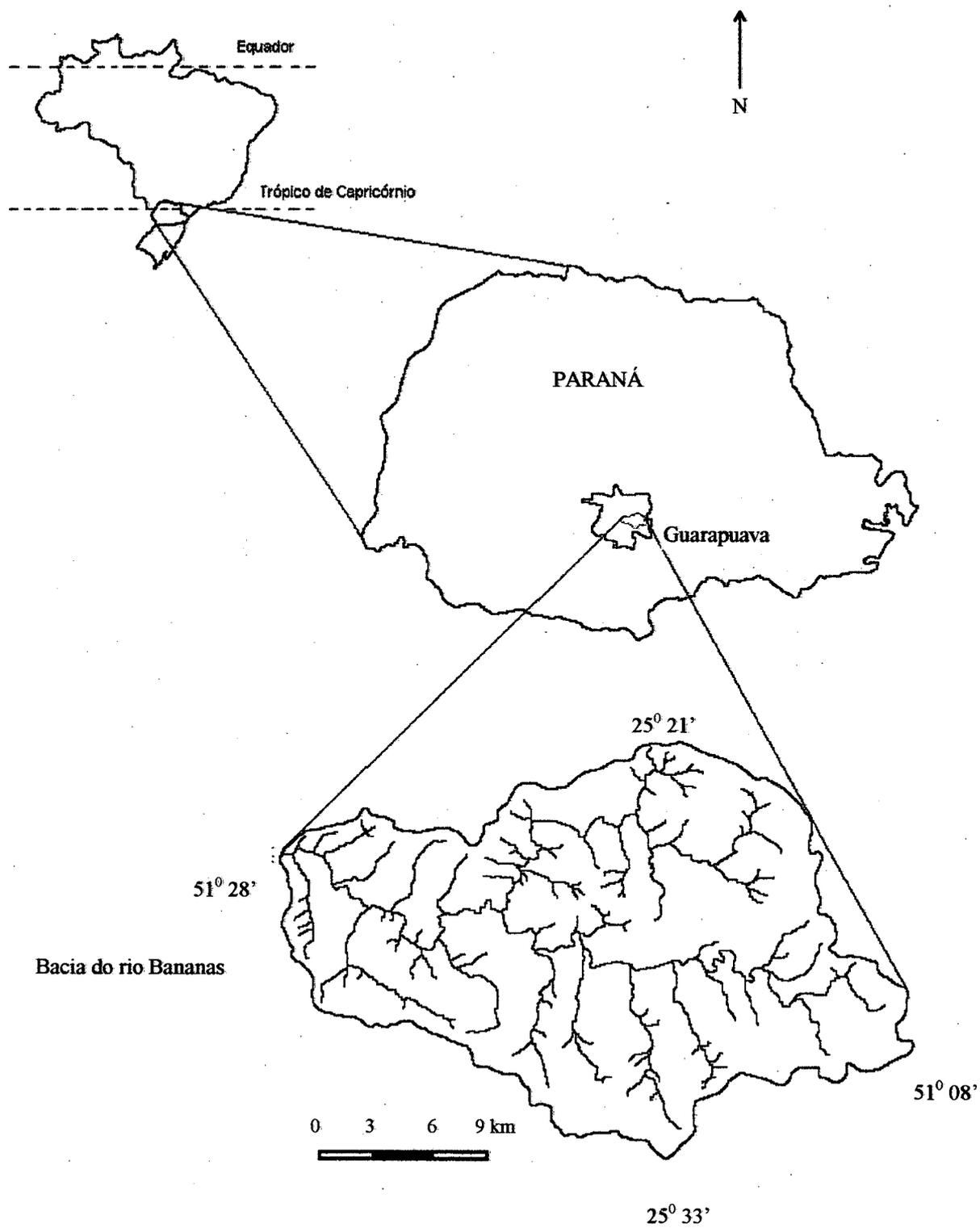


Figura 2.1 - Localização da área de estudo.

se relaciona intimamente à altitude”.

Os campos abertos ocupam os topos e as vertentes, com solos bem drenados a moderadamente drenados, formando um tapete rústico composto de plantas rizomatosas geófitas e hemicriptófitas cespitosas, intercaladas com gramíneas e ciperáceas, geralmente endurecidas (RIBEIRO, 1989).

De acordo com VELOSO e GOES FILHO (1982), a Mata de Araucárias é caracterizada pela presença extensiva da Araucaria angustifolia, o Pinheiro-do-Paraná, árvore gregária que se encontra geralmente associada com outras espécies, formando uma composição florística que se diversifica de acordo com a sua situação topográfica ou mesmo com a idade do maciço florestal considerado.

Quando pouco alterados, os campos do Terceiro Planalto são constituídos por três ambiente ecofisionômicos distintos, cuja interação propicia o desenvolvimento de associações florísticas características, como os denominados campos abertos, campos encharcados e capões (RIBEIRO, 1989).

No Terceiro Planalto, a ocupação do solo, especialmente intensa nesta porção do estado do Paraná, fez com que da cobertura vegetal originária restassem apenas áreas testemunhas. A urbanização, as redes de circulação, mas em especial a atividade agrícola, foram os responsáveis pela transformação acelerada da paisagem (TROPMAIR, 1990).

O setor do planalto de Guarapuava, em que predomina a vegetação campestre, aparece com solos relativamente profundos, em colinas de longas vertentes, havendo deficiência de minerais e toxidez em alumínio que prejudicam o desenvolvimento da agricultura (RIBEIRO, 1989). Isto se deve, em virtude do ferro e do manganês serem mais facilmente remobilizados que o alumínio, ocorrendo uma segregação deste elemento. Conseqüentemente, o alumínio concentra-se nas porções mais altas, enquanto o ferro e o manganês depositam-se nas porções mais baixas (BIGARELLA e MAZUCHOWSKI, 1985).

Na região de Guarapuava, as porções do terreno com maiores diversidades em relação ao uso do solo, são as áreas campestres.

“A presença mais próxima de Guarapuava, centro urbano dinâmico e as condições favoráveis à modernização e diversificação das atividades agrárias, talvez tenha sido decisiva para a implantação de extensas áreas com reflorestamento comercial, ao lado de culturas trabalhadas com o uso de insumos modernos (trigo, centeio, cevada, aveia, arroz, milho e batata-inglesa) além da pecuária em campo nativo, porém modernizada” (RIBEIRO, 1989:16).

Os elementos naturais da região de Guarapuava, associados ao solo e ao relevo, favorecem a diversificação da produção, uma vez que os solos são profundos e não pedregosos, além de que o relevo apresenta-se “plano a suave”, - esculpido em superfície de cimeira recoberta por espessa cobertura de formações superficiais (RIBEIRO, 1989).

Conforme TROPMAIR (1990), os solos do Terceiro Planalto apresentam uma gama de variedades, porém, podem ser agrupados nos seguintes grandes grupos: latossolo vermelho-escuro, podzólicos vermelho-amarelo, terra roxa (eutrófico e distrófico) e litossolos eutróficos; em áreas reduzidas pode ocorrer ainda o cambissolo húmico.

A economia regional baseada, principalmente, na exploração dos recursos vegetais, após dois séculos de ocupação e de utilização econômica dos campos do Terceiro Planalto pode ser considerada natural, pois os campos abertos ou campos brutos, historicamente destinados a pecuária tradicional, apresentam a mesma fisionomia do campo nativo, embora modificado (RIBEIRO, 1989).

2.1 - Área de pesquisa

A bacia do rio Bananas esta situada na porção leste do Planalto de Guarapuava entre as latitudes 25° 21' e 25° 33' Sul e as longitudes 51° 08' e 51° 28' Oeste.

(figura 2.1). A bacia ocupa uma área aproximada de 374,25 Km², estendendo-se por uma distância linear de 32 Km (oeste-leste), desde sua foz no rio Jordão (localizado a 9 Km da sede do município de Guarapuava) até o reverso da Escarpa da Esperança, abrangendo as localidades conhecidas como vila Jordão, e parte dos distritos de Goes Artigas e Guará.

A área de pesquisa é formada por dois rios principais, o rio Bananas e o rio Iratim. No entanto, ao examinarmos as cartas topográficas do Ministério do Exército foi constatado que até a confluência dos dois cursos d'água o rio Iratim percorre uma distância de 34,5km, enquanto o percurso do rio Bananas é de 26,5km. Portanto o correto seria denominarmos de Iratim o trecho a partir da confluência destes rios. Porém, ao considerarmos que o mesmo é historicamente conhecido como rio Bananas e assim tratado pelo IAP e pelas cartas topográficas, optamos pela manutenção da denominação.

A litologia da área de estudo é basicamente constituída por derrames básicos. As rochas ácidas estão restritas ao limite sul da bacia e os arenitos eólicos da formação Botucatu são aflorantes apenas no extremo leste, junto à testa da Escarpa da Esperança, denominação local da Serra Geral.

A paisagem da área de estudo é constituída por antigas superfícies de erosão que ocupam os níveis topográficos mais elevados. Estas superfícies se apresentam conservadas e levemente retrabalhadas nos seus cimos. Seu relevo levemente dissecado é entremeado por morros convexos, onde predominam sistemas de vales largos, com antigas várzeas secas ou pantanosas que podem ser observadas não muito distante do reverso da Escarpa da Esperança. São vales quaternários, com cursos de água parcialmente captados pelos recentes rios obseqüentes da escarpa (MAACK, 1981).

Seguindo em direção à porção central da bacia e da foz do rio Bananas a paisagem apresenta-se bem dissecada pelos rios conseqüentes, geralmente controlados pelas linhas estruturais, pelas fraturas e pelo sistema de diaclasamentos do embasamento. As vertentes, geralmente de topo convexo e base côncava, interconectam

patamares estruturais, rampas de colúvio-alúvio e terraços de várzea. Ao longo da área são relativamente comuns os espigões, ombreiras e colos.

A antiga cobertura vegetal, outrora constituída por matas com Araucária e campos vem sendo gradativamente substituída, predominantemente por reflorestamentos comerciais com Pinus, além de lavouras geralmente de subsistência e pecuária.

As peculiaridades morfológicas da área de estudo, associadas aos poucos trabalhos sobre a evolução geomorfológica, principalmente sobre o Quaternário constitui-se num dos principais fatores de interesse pelo estudo da área.

Além da busca da compreensão dos principais processos que atuaram durante o Quaternário na configuração atual da área estudada, outros elementos combinados tais como proximidade da sede do município e de rodovias asfaltadas; vias de acesso que interligam praticamente toda a bacia; fotografias aéreas e material cartográfico disponível, influíram decisivamente na escolha da área.

CAPÍTULO III

3 - METODOLOGIA

O presente trabalho foi desenvolvido procurando-se compreender a evolução geomorfológica da bacia do rio Bananas desde o Terciário Médio, e principalmente a partir do Quaternário.

Para alcançar tal objetivo, fez-se uso de cartas topográficas, fotografias aéreas, dos resultados obtidos em laboratório, referentes às amostras de sedimentos coletadas, e de material bibliográfico. De posse destes materiais, realizou-se análise temática dos componentes bióticos e abióticos que integram a área estudada.

Na análise dos componentes abióticos foram estudadas as características climáticas baseadas no referencial bibliográfico e nos dados da estação agrometeorológica do IAPAR. Na geomorfologia procurou-se encaminhar o trabalho de forma a compreender a gênese das formas do relevo considerando-se as relações entre a litoloestrutura e as mudanças climáticas, cuja interação atuou e atua na modelagem do relevo. Elaborou-se mapas de declividade, geomorfológico, hidrográfico e de uso do solo com o auxílio de fotografias aéreas, cartas topográficas e trabalhos de campo. O mapa de geologia da área foi elaborado com base na coleta de amostras e nos mapas geológicos de detalhe, da MINEROPAR e PETROBRÁS.

Elaborou-se para os aspectos físicos mapas temáticos, perfis, blocos diagramas, gráficos e tabelas explicativas, que acompanham as respectivas descrições dos elementos naturais.

A síntese dos resultados obtidos constituiu-se no procedimento subsequente, onde os aspectos, geológicos, geomorfológicos e climáticos possibilitaram o reconhecimento dos níveis de erosão.

3.1 - De campo

Os trabalhos de campo foram realizados entre 1994 e 1995, abrangendo seis etapas, objetivando-se o reconhecimento geral da área de estudo nos seus mais variados aspectos, tais como geologia, relevo, vegetação, ocupação antrópica, processos de erosão e condições de utilização das vias de acesso.

3.1.1 - Seções amostradas

Nos trabalhos preliminares de reconhecimento da área de estudo, foram selecionadas quatro vertentes, quatro rampas de colúvio-alúvio e um terraço de várzea, donde foram coletadas amostras de sedimentos com a finalidade de obter-se, através dos resultados analíticos e dos processos que ocorrem no ambiente, melhores considerações e hipóteses concernentes à evolução da área de estudo.

Nas seções, previamente selecionadas (cortes de estrada e outros afloramentos), foram levantados perfis com auxílio de teodolito, trena, metro, grampos e barbante, empregando-se a seguinte técnica: fixado e nivelado o teodolito de forma a permitir a visualização do perfil, estabeleceu-se através da ocular do instrumento um nível no afloramento.

O nível, ocularmente estabelecido, foi materializado no afloramento através de um barbante, o qual foi fixado com grampos de alumínio. Quando esta linha ultrapassava o topo ou a base do afloramento era corrigida, permitindo a continuidade do nível ao longo do perfil.

O uso desse nível, foi denominado nível zero, permitiu que as inclinações, porventura existentes, das camadas componentes do perfil, fossem visualizadas e plotadas em planta, independentemente da ilusão de ótica gerada pelas declividades locais.

Registrados os dados verticais (espessura das camadas) obteve-se através de uma trena as medidas horizontais da seção. Neste caso, a trena foi esticada paralelamente ao nível preestabelecido, procurando-se, dessa forma, evitar possíveis distorções provocadas pela inclinação do terreno em que se encontravam os operadores.

Após aferidas todas as medições efetuou-se a coleta das amostras, registrando sua procedência e altura em relação ao nível preestabelecido. As amostras foram coletadas de baixo para cima procurando, dessa forma, evitar a contaminação das mesmas com resíduos da porção superior a ela. O material foi coletado a uma profundidade média de 30 cm, e acondicionado em sacos plásticos numerados, perfazendo um total de 52 amostras em 9 seções.

3.1.2 - Reambulação de aerofotos

A reambulação das aerofotos teve, como objetivo, identificar e confirmar os elementos da paisagem não observados ou mal identificados na fotointerpretação. Para o desenvolvimento desta etapa do trabalho fez-se uso de estereoscópio de bolso, e fotografias aéreas do ano de 1980 na escala nominal 1:25.000.

A utilização do material fotográfico do ano de 1980, foi motivado pelo fato deste pertencer ao último recobrimento aéreo da área de estudo.

3.2 - De laboratório

3.2.1 - Análise sedimentológica

As 52 amostras pertencentes ao manto de intemperismo (elúvio e colúvio), e ao alúvio foram coletadas e analisadas nas dependências do Laboratório de Pedologia do curso de Agronomia da Universidade Federal do Paraná.

A análise do material coletado constituiu-se em várias etapas sucessivas, segundo rotina descrita a seguir:

Inicialmente, as amostras foram levadas a estufa para secagem sob uma temperatura de 60°C, de forma a eliminar a umidade contida nelas. Em seguida, efetuou-se desagregação mecânica preliminar com o auxílio de um gral de porcelana envolto em borracha, de forma a evitar a fragmentação dos grãos individuais. Posteriormente, os materiais maiores ou iguais a quatro milímetros de diâmetro foram separados através de peneira de igual dimensão. O material resultante deste trabalho foi pesado e novamente separados através de um jogo de peneiras de 4,0, 8,0 e 16 milímetros as quais foram sobrepostas de forma que a abertura das malhas aumentasse de baixo para cima.

O material foi, então, colocado sobre a peneira superior do conjunto, o qual foi levado a um vibrador por um período de 20 minutos. Efetuada a separação, o material contido em cada uma das peneiras citadas foi novamente pesado e os resultados anotados em papel apropriado (anexo 01).

A separação das amostras de sedimentos em diversas frações, além de possibilitar a quantificação de seus componentes se faz necessária, tendo em vista o tratamento diferenciado dos materiais com diâmetro acima e inferior a 4,0 milímetros.

O material de tamanho inferior a quatro milímetros foi amostrado através de um amostrador de Jones, onde se isolou uma porção de 50 gramas para subsequente pipetização.

As cinquenta gramas, previamente separadas, foram acondicionadas em copos plásticos numerados, onde adicionou-se 25 ml de hidróxido de sódio (NaOH), como agente dispersante, e 25 ml de água destilada, permanecendo em repouso por um período mínimo de 16 horas.

Decorrido o período de tempo necessário à ação do dispersante, a amostra foi transferida para uma peneira de 0,062 mm, onde a mesma foi lavada com água destilada a fim de obter-se partículas menores que o diâmetro da peneira. O material resultante desse processo foi agitado numa bateadeira por um período de 10 minutos e, posteriormente, acondicionado em proveta graduada, quando se adicionou água destilada até completar um volume de 1.000 ml, para posterior pipetagem.

As areia residuais (> 0.062 mm), resultantes da separação por via úmida e que permaneceram na malha da peneira, foram colhidas em uma placa de vidro e levadas a estufa para secagem a uma temperatura de 85°C.

Durante a pipetagem, a temperatura ambiente foi mantida a 21°C, calculando-se a partir desta temperatura, segundo a lei de STOKES, das velocidades de decantação, o tempo necessário para se efetuar as pipetagens. Neste caso, o tempo calculado para a coleta das partículas, segundo seus tamanhos, foi de 1 min 56 seg., 7 min 42 seg., 29 min 17 seg., e por fim, 1h 56 min 4 seg. respectivamente.

As amostras, contidas em provetas de 1.000 ml, foram agitadas durante um minuto, a partir do qual se procedeu a contagem do tempo necessário a coleta

das partículas. Cada uma das quatro pipetagens ocorreu a uma profundidade de 10 cm onde se coletou, com o auxílio de uma pipeta, 50 ml de material, que foi depositado em copos de becker previamente pesados. Esses copos, posteriormente, foram levados à estufa numa temperatura de 85°C para secagem.

Efetuada a secagem das amostras, estas foram pesadas em balança analítica e os dados plotados em papel apropriado (anexo 01), para posterior trabalho de gabinete.

As areias residuais da lavagem, após secas, foram separadas através das peneiras de 2.0, 1.0, 0.5, 0.205, 0.105 e 0.063 mm, e o material referente a cada uma destas peneiras foi pesado e os resultados transportados para papel apropriado (anexo 1).

A escala granulométrica adotada foi a de WENTWORTH (1922), utilizando-se das peneiras disponíveis no laboratório.

3.3 - De gabinete

A realização dos trabalhos de gabinete envolveu uma série de atividades que foram efetuadas conforme a descrição a seguir.

3.3.1 - Base Cartográfica

A base cartográfica da área de estudo foi construída a partir das folhas do Ministério do Exército; Guarapuava MI-2838/3, Itapará MI-2838/4, Vitória MI-2853/1 e Inácio Martins MI-2853/2, todas na escala 1:50.000 .

Com a finalidade de representar a bacia do rio Bananas em uma única base cartográfica, xerografou-se as cartas topográficas nas porções que abrangiam a

bacia. Posteriormente, foram unidas as partes resultantes desse processo e o produto final novamente xerogrado. Como resultado obteve-se a carta base para o desenvolvimento das cartas temáticas.

3.3.2 - Fotointerpretação

A fotointerpretação foi efetuada objetivando-se a elaboração de cartas temáticas (geomorfologia, lineamentos tectônicos e uso do solo). Esta fase do trabalho foi levada a termo com o uso de estereoscópio de espelho marca WILD ST4 com binoculares de quatro aumentos.

3.3.3 - Confecção de cartas temáticas e blocos diagramas

a) Cartas temáticas.

Com base nas fotografias aéreas, observações de campo, cartas topográficas e nas análises macroscópicas e microscópicas de amostras de rochas, elaborou-se seis mapas temáticos: geológico, geomorfológico, hidrográfico, de declividade e dois mapas de cobertura vegetal para o anos de 1963 e 1980, todos na escala 1:50.000.

O ajuste entre as escalas da carta base 1:50.000 e os resultados da fotointerpretação na escala 1:25.000 foram efetuados através de reduções xerográficas, o que permitiu, também, a redução dos erros de interpretação das aerofotos.

A carta de geologia foi confeccionada com base nos dados obtidos junto à MINEROPAR, enquanto os lineamentos tectônicos foram identificados através da fotointerpretação.

b) Blocos diagramas.

Para representação da morfologia do entorno das seções sistemáticas, foram elaborados blocos diagramas através da interpolação e regularização de pontos cotados e plotados no programa GRID (Golden software, 1986).

3.3.4 - Tratamento dos resultados

a - Da denominação e localização das seções

Na descrição geral das seções amostradas abordou-se, inicialmente, a sua localização, altura e comprimento da seção, as discontinuidades das camadas, bem como o embasamento geológico, quando aflorante.

O principal objetivo da análise dos sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea, foi o de estabelecer uma correlação entre as diversas seções levantadas e o ambiente de sedimentação de cada seção, através dos resultados analíticos das amostras e da associação destes com os demais elementos da paisagem.

As seções de amostragem (figura 3.1 e 3.2), juntamente com a amostra do leito do rio Cento e Um foram referidas nesta contribuição da seguinte maneira (mapa 2): seções em vertentes "V"; as seções em rampas de colúvio-alúvio pelas letras "Rc"; as de terraço pela letra "T" e a amostra do rio Cento e Um como "R1".

a.1 - Seções em vertentes

seção V1- situada a 200 m da margem esquerda do rio Bananas, nas proximidades da estrada de ferro da RFFSA, e a 13,5 Km da foz da bacia, na estrada que liga a vila Jordão ao distrito de Goes Artigas;

seção V2 - situada a cerca de 6,5 Km de Goes Artigas, na estrada que liga este distrito a Zatalândia;

seção V3 - situada a 18 Km do distrito de Guará na estrada que liga este distrito a Goes Artigas;

seção V4 - situada a 8 Km do foz do rio Bananas, a margem direita do rio, na antiga estrada para Goes Artigas.

a.2 - Seções em rampas colúvio-alúvio

seção Rc1 - localizada a aproximadamente 30 m da margem direita do rio Bananas e a 1250 m da foz do rio Bananas;

seção Rc2 - situada a 500 m da ponte sobre o rio Bananas na estrada que liga Goes Artigas ao distrito de Guará;

seção Rc3 - localizada na chácara Nossa Senhora de Aparecida a 400 m da margem direita do rio Bananas;

seção Rc4 - Localizada a 3 Km da vila Jordão, às margens da estrada de comunicação desta vila com o distrito de Vitória.

a.3 - Seção em terraço de várzea

seção T1 - Situada a 21 Km da foz da bacia, na estrada Vila Jordão - Goes Artigas, junto aos terraços do rio Cento e Um, nas proximidades da vila da RFFSA.

a.4 - Amostra proveniente do rio Cento e Um

R.1 - Esta amostra foi coletada na porção central do leito do rio Cento e Um, a 5m da ponte e a aproximadamente 1.00 m da confluência deste com o rio Iratim.

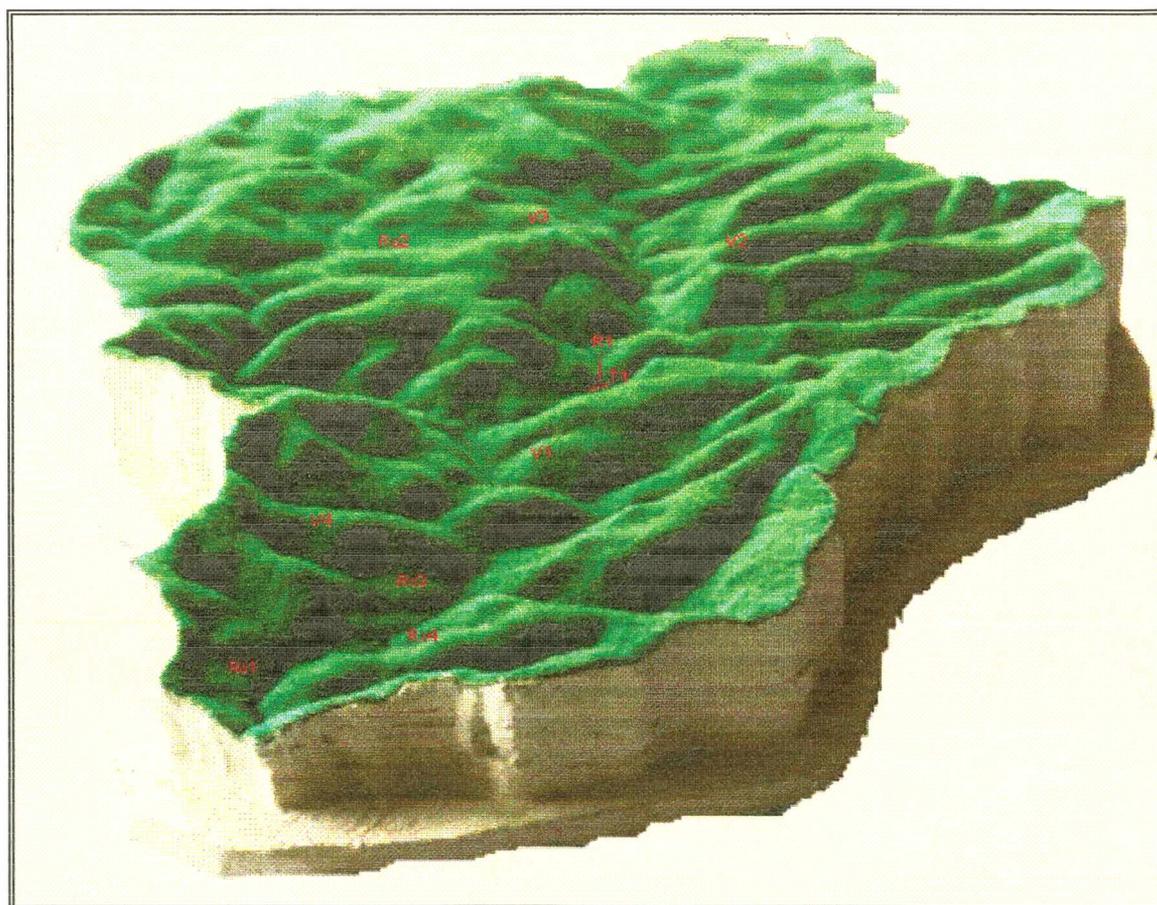


Figura 3.1 - Maquete da bacia do rio Bananas com a localização das seções amostradas (vista para o Leste); (construção Mário Lopes).

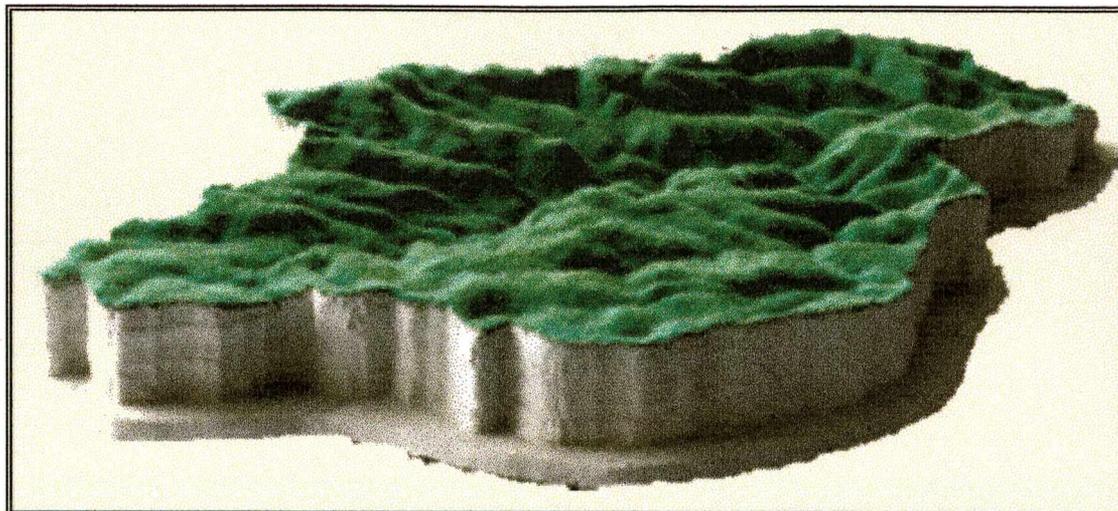


Figura 3.2 - Maquete da bacia do Bananas. Vista para o sudoeste.

b - Das análises de sedimentos dos depósitos de vertentes, rampas, terraço de várzea e amostra do rio Cento e Um

Efetuada a análise mecânica dos sedimentos, o peso do material pertencente a cada classe granulométrica, das respectivas amostras, foi convertido em percentagens numéricas, calculadas, tabeladas e representadas graficamente mediante o uso de histogramas de frequência simples, curva de frequência acumulada, diagramas triangulares e diagramas circulares de frequência simples.

O histograma de frequência simples apresenta uma visão completa da composição granulométrica da amostra. Os intervalos de classe são expressos na escala ϕ e a frequência de cada classe como porcentagem do seu peso total. Cada divisão do histograma representa um intervalo inteiro na escala de WENTWORTH (1922).

O diagrama circular de frequência simples, representa o percentual de participação de cada uma das classes, neste caso as classes com frequência maior ou igual a 1% foram agrupadas em seixos, grânulos, areia, silte e argila, conforme o caso.

As curvas de frequência acumulada foram traçadas em papel de probabilidade aritmética desenvolvido por OTTO (1939) *apud* SUGUIO (1973), onde os resultados granulométricos, representando os diâmetros dos grãos na escala ϕ , são lançados no eixo das abcissas e a frequência percentual no eixo das ordenadas.

A construção das curvas de frequência acumulada foi feita a partir da porcentagem dos grãos mais grosseiros, acumulando-se progressivamente as porcentagens em direção aos grãos mais finos.

Os gráficos foram elaborados com base nos parâmetros estatísticos formulados por FOLK e WARD (1957); mediana (Md_{ϕ}), média aritmética (M_z_{ϕ}), desvio padrão gráfico incluso ($\sigma_{1\phi}$), assimetria gráfica inclusa ($Sk_{1\phi}$) e curtose gráfica (Kg_{ϕ}). A mediana corresponde ao percentil $\phi 50$. Os cálculos que envolveram os dados paramétricos acima descritos foram efetuados em programa de computador desenvolvido na linguagem BASIC pelo professor Luiz Carlos Godoy da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG).

Os diagramas triangulares foram elaborados segundo SHEPARD (1954), modificado por BIGARELLA e SALAMUNI (1962) que expressam a quantidade dos componentes de areia, silte e argila.

Os diagramas de correlação entre os diferentes parâmetros da distribuição granulométrica foram confeccionados segundo BIGARELLA et al., (1978), buscando encontrar características distintas entre as seções transversais amostradas.

3.3.5 - Pesquisa bibliográfica

Durante todo o transcorrer do trabalho foi efetuado o levantamento de literatura pertinente.

3.3.6 - Redação final.

De posse dos resultados laboratoriais, mapas temáticos, interpretação dos gráficos, tabelas e finalizados os trabalhos de campo, foi efetuada, com apoio bibliográfico, a redação final.

CAPÍTULO IV

4 - Aspectos geológicos

4.1 - Da bacia do Paraná

A bacia do Paraná localiza-se na porção centro-leste da América do Sul, abrangendo uma área de 1.600.000 Km² (Brasil:1.000.000; Argentina:400.000; Uruguai:100.000 e Paraguai:100.000) (LOCZY e LADEIRA, 1980; ALMEIDA, 1981; MELFI et al., 1988).

De acordo com ALMEIDA (1981) e MELFI et al., (1988), pode-se reconhecer quatro estágios evolutivos na Bacia do Paraná. Durante os dois primeiros estágios, a bacia apresentou um comportamento homogêneo, com deposição de sedimentos e subsidência, caracterizando-se por um ciclo tectônico-sedimentar completo. O terceiro e quarto estágios caracterizam-se por soerguimentos e extrusão de grande quantidade de material magmático, transformando a bacia numa anficlise.

O primeiro estágio (Devoniano - Carbonífero Inferior) corresponde a deposição de sedimentos marinhos do Grupo Paraná, resultantes de subsidência e progressiva transgressão marinha no Devoniano Inferior e regressão no Devoniano Superior, seguido de epirogênese positiva (ALMEIDA, 1981). A presença do arco de Ponta Grossa e Assunção já se faz sentir neste estágio, tendo iniciado sua formação no fim do Siluriano e início do Devoniano. O final deste estágio (Devoniano - transição Carbonífero) é caracterizado por movimentos epirogenéticos e falhamentos, responsáveis pela erosão das superfícies que marcaram uma das mais importantes descontinuidades da Bacia do Paraná (MELFI et al., 1988).

O segundo estágio (Carbonífero Superior - Permiano Médio) iniciou-se com importantes movimentos tectônicos, que localmente promoveram a ascensão vertical dos blocos de falha do embasamento, originando altos e depressões (ALMEIDA 1981). A maioria das estruturas tectônicas, de maior ordem, foram ativadas neste estágio e os sedimentos rapidamente acumularam-se ao longo da direção NNE, correspondente à faixa de maior subsidência da bacia (ALMEIDA, 1981, MELFI et al., 1988). Estes depósitos são representados por sedimentos marinhos e continentais (Formação Itararé: Grupo Tubarão), que se formaram durante as glaciações Permo-Carboníferas.

A partir do final do Permiano Médio, até o fim do Paleozóico, ocorre um período de estabilidade tectônica, caracterizada por suave subsidência. Nesta fase encerraram-se os fenômenos de glaciação e iniciou-se a sedimentação do tipo fluvial e deltaica e, subseqüentemente de ambientes costeiros de transição (Formação Rio Bonito e Palermo: Grupo Tubarão; Formação Irati: Grupo Passa Dois) (MELFI et al., 1988). Devido a contínua subsidência, particularmente durante o Paleozóico Superior, as estruturas periféricas, incluindo as regiões vizinhas, tornaram-se progressivamente mais elevadas, comparativamente à porção central das bacias. Dessa forma, um importante ciclo de sedimentação fluvial e deltaica dominou até o fim do Paleozóico (Formação Corumbataí e Rio do Rasto: Grupo Passa Dois) (MELFI et al., 1988).

O terceiro estágio (fim do Paleozóico - Jurássico) caracterizou-se por soerguimentos generalizados, que deram início aos processos erosivos. No Mesozóico Inferior, a sedimentação continental ocorre sob relativa estabilidade tectônica (Formação Pirambóia e Rosário do Sul). No início do período Jurássico predominam condições desérticas, dando início aos depósitos eólicos da formação Botucatu.

O quarto estágio da evolução da Bacia do Paraná, se caracteriza por intenso diastrofismo acompanhado de magmatismo. A sedimentação torna-se localizada, e subordinada aos processos tectônicos-magmáticos (ALMEIDA, 1981).

4.2 - Formação Serra Geral

Segundo CORDANI e VANDOROS (1967), no Mesozóico, final do Jurássico, início do Cretáceo, um ativo diastrofismo resultou, possivelmente, da reativação de antigas linhas tectônicas que afetaram toda a porção central da América do Sul, tanto o escudo Atlântico como o revestimento do estrato sedimentar da Bacia do Paraná. Esta atividade, seguida de intenso falhamento, permitiu a ascensão de grande quantidade de material basáltico, num processo que perdurou por aproximadamente 10 milhões de anos.

Os derrames de lavas basálticas concentraram-se principalmente na Bacia do Paraná, compreendendo os três estados do Sul do Brasil, Mato Grosso do Sul, São Paulo, parte da Argentina, Uruguai e Paraguai, jazendo sobre o Neo-Paleozóico e Mesozóico sedimentar. A área abrangida por estes derrames de lava, de acordo com MAACK (1981), atingiu uma área aproximada de 1.200.000 Km².

ALMEIDA (1981), reconhece três fases de derrames no Brasil, que podem ser identificados na Bacia do Paraná e seus arredores. A primeira fase ocorreu entre o fim do período Jurássico e do Cretáceo Inferior pré-Alpino. Esta fase caracterizou-se pelo vulcanismo basáltico do tipo trapiano realizado enquanto perduravam na bacia condições desérticas indicadas pela sedimentação do Botucatu. A movimentação tectônica nesta fase foi bastante pronunciada, com formação de *grabens*, *horst*, dômicos, flexuras, basculamentos e reativação de antigos lineamentos.

A segunda fase prolonga-se do Aptiano ao Eoceno. Ela é marcada pelo término do vulcanismo trapiano e pelo recrudescimento do magmatismo alcalino. No Cretáceo Superior sedimentos continentais atingiram uma espessura de quinhentos metros na Bacia do Paraná; esses sedimentos são constituídos basicamente de detritos, que formam o Grupo Bauru (ALMEIDA, 1981). Esta fase terminou com um período de calma

tectônica que permitiu o desenvolvimento de vasta superfície de aplainamento, de idade paleogênica.

A terceira fase de reativação, na bacia e seus arredores, caracterizou-se tão somente pelas modificações diastróficas, tendo havido soerguimentos epirogenéticos e deformações locais da superfície paleogênica que originou basculamentos, flexuras, *grabens* e *horsts* (ALMEIDA, 1981).

Durante o Cretáceo, sob influência de clima árido, estabeleceu-se um deserto de grandes proporções, o deserto de Botucatu, cuja área, superior a 1.300.000 Km², foi recoberta por dunas movimentadas pelos ventos que sopravam do norte, "remobilizando aluviões trazidos por 'oueds' procedentes dos planaltos cristalinos às bordas da bacia" (ALMEIDA, 1956:5). Segundo BIGARELLA e OLIVEIRA (1966), durante a deposição das areias eólicas, dois grandes sistemas de circulação de ventos predominaram, um procedente de NNE e outro de WSW, que convergiam para uma latitude crítica, situada na porção sul do estado do Paraná. Estas dunas constituem-se, atualmente, no arenito Botucatu, provavelmente o mais extenso depósito eólico do planeta.

Conforme BIGARELLA (1954), os arenitos da Formação Botucatu pertencem a duas fácies: eólica (dunas) e subaquática (fluvial). Durante os derrames de lava, continuava a deposição e mobilização das areias eólicas do Botucatu (figura 4.1).

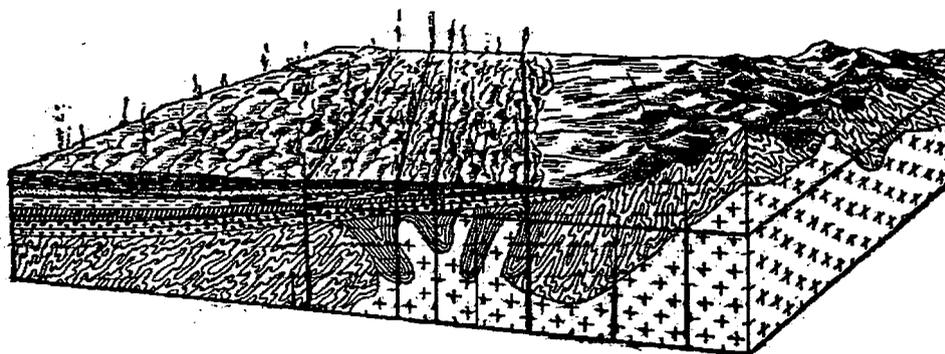


Figura 4.1 - Bloco diagrama representando os derrames de basalto no Jurásstico-Cretáceo. Durante os derrames continuava a deposição das areias eólicas da atual formação Botucatu. Extraído de BIGARELLA (1954).

Os derrames básicos de acordo com LEINZ (1949) seriam fornecidos por uma única fonte original de composição homogênea, admitindo-se que o fornecedor do material para os derrames basálticos seria o *sima*, através de geóclases. O autor refere-se também, às pesquisas sismológicas que demonstrariam ser a Tecnosfera (esfera composta de camadas de densidade crescente sob forma descontínua), a provável fonte. LEINZ (1949), admite a existência, no mínimo, de uma camada intermediária entre o sial e o sima, denominada '*Salsima*' com uma densidade de 2,8 a 2,9. Neste contexto, parece que os basaltos de fissura seriam produto desta camada intermediária.

Segundo SZUBERT (1979), os derrames da formação Serra Geral são constituídos, também, por derrames de lavas ácidas, com teores de SiO₂ acima de 66%, com características macro e microscópicas suficientemente bem conhecidas. Para estas rochas, utilizar-se-ia a denominação de riolito e dacito ou uma classificação mais abrangente de riodacito.

GARCIA e MARINHO (1980) acreditam que as rochas ácidas da Formação Serra Geral foram originadas pela contaminação de lavas basálticas, em superfície, ao provocarem fusão e hidrotermalismo de areias quartzosas úmidas Botucatu.

Para SZUBERT (1979) a origem dos riodacitos teria ocorrido durante o processo de ascensão do magma através de processos de cristalização fracionada ou pela contaminação de material siálico. No entanto, o próprio autor afirma que essa possibilidade não explica satisfatoriamente o contraste existente entre basaltos e riolitos, bem como a ausência de termos intermediários que deveriam estar presentes numa seqüência normal diferenciada. Neste sentido CARMICHAEL (1964) citado por SZUBERT (1979), argumenta que cálculos de laboratório demonstraram que o fracionamento extremo e completo produziria 12% de material ácido, a partir de um parental básico toleítico, e 7% a partir de um toleítico, a olivina. Conforme estes dados, o volume de lavas riodacíticas, dentro de limites geológicos arbitrários do planalto meridional do Rio Grande do Sul seriam

excessivos para um conjunto diferenciado ácido produzido por fracionamento de um magma básico original.

Outra hipótese a respeito da gênese das rochas vulcânicas félsicas proposta por CARMICHAEL (1964), MIDDLEMOST (1975) *apud* SZUBERT (1979), é de que tais rochas resultariam de fusões parciais de material siálico da crosta continental. Neste raciocínio, haveria, portanto, duas câmaras magmáticas independentes, uma localizada no manto superior, responsável pela produção de lavas basálticas e outra na crosta continental que proveria os derrames riodacíticos.

As rochas vulcânicas Mesozóicas da Bacia do Paraná podem, ainda, ser interpretadas a luz do esquema do magmatismo de Afar (Etiópia), onde este é:

*"(...) representado por uma seqüência vulcânica constituída predominantemente de basaltos na base que evoluem para escassos termos intermediários, até rochas ácidas no topo. Neste esquema, uma evolução vulcânica progressiva, iniciando com o estágio fissural e finalizando com as acumulações alongadas do tipo escudo dômico, ocorre em perfeita consonância com uma evolução petrográfica contínua, desde basaltos até riolitos. Os basaltos correspondem ao estágio inicial das fissuras, os termos intermediários ricos em ferro (islanditos) ao estágio de vulcanismo de escudo alongado e as rochas ricas em sílica caracterizam o estágio dômico final" (TREVIL e VARET, 1973 *apud* SZUBERT, 1979:123).*

O uso desse esquema, segundo SZUBERT (1979), fortaleceria algumas observações de campo, direcionaria soluções para algumas questões referentes as rochas vulcânicas da formação Serra Geral. Com base nesse esquema, o autor procura explicar a ocorrência de lavas ácidas no topo dos derrames. Como em outras bacias correlatas, na província vulcânica da bacia do Paraná a ausência, ou a não constatação de rochas intermediárias, explica-se pela posição espacial que ocupam tais rochas nas seqüências vulcânicas, entre os basaltos da base e os riolitos aflorantes.

A grande contribuição desse esquema, de acordo com o autor, diz respeito à identificação das estruturas relativas ao estágio fissurai, hoje recobertas por

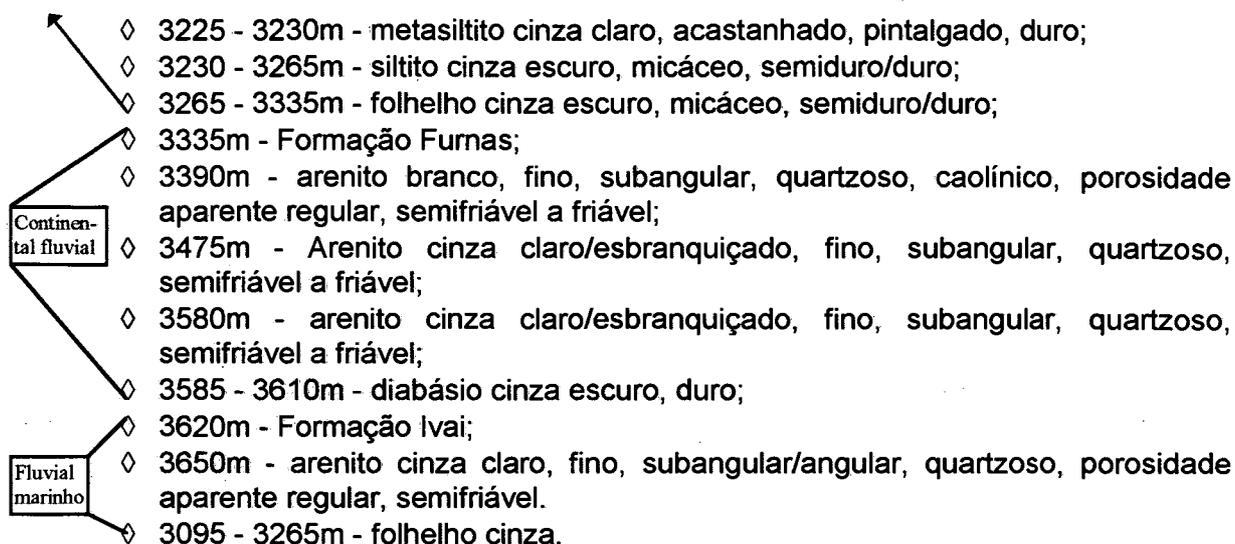
espessas seqüências de lavas ácidas. Dessa forma, as faixas longitudinais das lavas ácidas já detectadas em algumas porções dos estados do Paraná (Escarpa da Esperança - Guarapuava - extensão aproximada de 300 Km), Rio Grande do Sul (coincidente com a linha tectônica Posada-Torres), oeste de Santa Catarina (entre Xanxerê e Ponte Serrada) e a sudoeste de São Paulo (entre Ourinhos e Piraju), possibilitariam indicar a localização em subsuperfície dos aparelhos vulcânicos que conduziram até a superfície as lavas basálticas e também ácidas (SZUBERT, 1979).

Localmente, ou seja, na área compreendida pela bacia do Bananas, a litologia é caracterizada por derrames básicos e ácidos (figura 4.2). Os últimos são constituído por riocitos pôrfiros de coloração acinzentada que se encontram, geralmente, sobrepostos aos derrames básicos. A espessura desses derrames de acordo com a MINEROPAR (1992) pode atingir 100m para os ácidos e, 30m para os derrames básicos. Segundo LEINZ (1949) e LEINZ et al., (1966), a espessura média dos derrames para o 3º planalto situa-se em torno de 1000 metros no interior da bacia do Paraná e 350 metros na borda do planalto. De acordo com MAACK (1981), mais para oeste essas espessuras podem chegar a 1.000 e 1750 metros.

Em Guarapuava, dados do poço 1-GP-001-PR-Guarapuava.1, da NEXPAR/PETROBRAS, distante aproximadamente 30km da área de estudo, demonstrou que a espessura dos derrames atingem 740 metros, dos quais 150 metros são constituídos por basaltos, 60 metros por derrames ácidos (andesitos) e 530 metros por basalto cinza escuro. Durante o período de operação deste poço (04/11/84 a 28/03/85), foram perfurados 3.650 metros, cujas principais litologias serão descritas a seguir:

Vulcanismo basáltico intracontinental	◇	0 - 150m - basalto;
	◇	150 - 210m - andesitos, castanho claro, variegado, amigdalóide, parte alterado e duro;
	◇	210 - 740m - basalto cinza escuro, esverdeado, microcristalino, duro;
Continental desértico	◇	740 - 825m - Formação Botucatu, arenito, hialino, fino, subarredondado, bem silicificado, porosidade aparente boa, semifriável a friável;

Fluvial	◇ 825 - 855m - Formação Piramboia;
	◇ 855m - Formação rio do Rasto;
Continental fluvial transicional	◇ 900m - arenito castanho avermelhado, muito fino, quartzoso, calcífero, semifriável/coeso;
	◇ 1035m - folhelho, castanho avermelhado, semiduro;
	◇ 1255m - siltito castanho claro, maciço, mole;
Marinho, inframaré-supramaré	◇ 1250m - Formação Teresina;
	◇ 1280m - calcilutito, creme claro, maciço, duro/semiduro;
	◇ 1390m - arenito cinza esbranquiçado, muito fino, calcífero, semifriável;
	◇ 1510m - folhelho cinza claro, laminar, semiduro;
	◇ 1615m - diabásio cinza escuro, duro;
Marinho inframaré	◇ 1735m - arenito cinza esbranquiçado, muito fino, quartzoso, semifriável;
	◇ 1760m - Formação Serra Alta;
Marinho inframaré anóxico	◇ 1825m - siltito cinza escuro, piritoso, semiduro/duro;
	◇ 1865m - Formação Irati;
	◇ 1900m - folhelho preto, carbonoso, duro;
Marinho inframaré supramaré	◇ 1935m - Formação Palermo;
	◇ 1950m - siltito cinza esverdeado, micáceo, semiduro/duro;
	◇ 2035m - Formação Rio Bonito, Membro Paraguaçu;
Transicional flúvio-deltáico litorâneo	◇ 2065m - arenito cinza esbranquiçado, muito fino, quartzoso, subangular a subarredondado, porosidade aparente regular, semifriável;
	◇ 2115m - siltito cinza claro, micáceo, semiduro;
	◇ 2150m - Membro Triunfo;
	◇ 2175m - arenito cinza esbranquiçado, fino a médio, quartzoso, subarredondado, feldspático, micáceo, semifriável;
	◇ 2235m - Grupo Itararé, Formação Taciba, Membro Chapéu do Sol;
	◇ 2260m - diamictito cinza acastanhado, maciço, duro;
	◇ 2400m - diamictito cinza acastanhado, maciço, duro;
	◇ 2405m - arenito cinza esbranquiçado, fino a muito fino, quartzoso, subarredondado, feldspático, micáceo, semifriável;
	◇ 2450m - Formação Campo Mourão;
	◇ 2475m - diamictito cinza escuro a cinza claro, maciço, duro;
Glaci-marinho	◇ 2540m - arenito cinza esbranquiçado, fino a muito fino, quartzoso, subarredondado, feldspático, micáceo, semifriável;
	◇ 2620m - diamictito cinza escuro a cinza claro, maciço, duro;
	◇ 2650m - arenito cinza esbranquiçado, fino a muito fino, quartzoso, subarredondado, feldspático, micáceo, semifriável;
	◇ 2710m - siltito cinza escuro, micáceo, semiduro a duro;
	◇ 2750m - Formação lagoa azul, Membro Tabaraí;
	◇ 2765 - 2830m - diabásio cinza escuro, microcristalino, duro;
	◇ 2830 - 2860m - metasiltito cinza claro/acastanhado, pintalgado, duro;
	◇ 2868m - Formação Ponta Grossa;
	◇ 2968 - 3040m - folhelho cinza escuro, micáceo, semiduro a duro;
	◇ 3040 - 3060m - metasiltito cinza claro/acastanhado, pintalgado, duro;
Marinho inframaré supramaré	◇ 3060 - 3100m - folhelho cinza escuro/acastanhado, pintalgado, duro;
	◇ 3100 - 3160m - diabásio cinza escuro, microcristalino, duro;
	◇ 3160 - 3180m - metasiltito cinza claro/acastanhado, pintalgado, duro;
	◇ 3180 - 3220m - folhelho cinza escuro, micáceo, semiduro a duro;
	◇ 3220 - 3225m - diabásio cinza escuro, microcristalino, duro;



As unidades básicas são constituídas por basaltos e andesitos de caráter fundamentalmente toleítico. Já as unidades ácidas caracterizam-se por rochas ácidas porfíricas, de coloração cinza-clara quando fresca e cinza-amarelada à castanha-avermelhada (quando alterada), possuindo fenocristais de até 8,0 mm de plagioclásios imersos em matriz vítrea. Os afloramentos desse litotipo apresentam aspectos “bandados” devido a presença de linha de fluxo com até 2 cm de espessura, com grande continuidade lateral. Dados paleomagnéticos desta unidade revelam ser o mesmo do arco de Ponta Grossa, ou seja, ela é contemporânea a intrusão destes diques (NARDY, et al., 1987).

Embora não se tenha por objetivo o levantamento detalhado da geologia local, coletou-se amostras de rocha no campo, as quais foram laminadas e analisadas no laboratório de geologia da UFSC.

Os resultados obtidos, a partir da análise das lâminas, permitem inferir que o final da extrusão do material magmático se procedeu de forma violenta, com emissão de bombas (figura 4.3 e 4.4) e cinzas vulcânicas concomitantes ao extravasamento de magma viscoso.

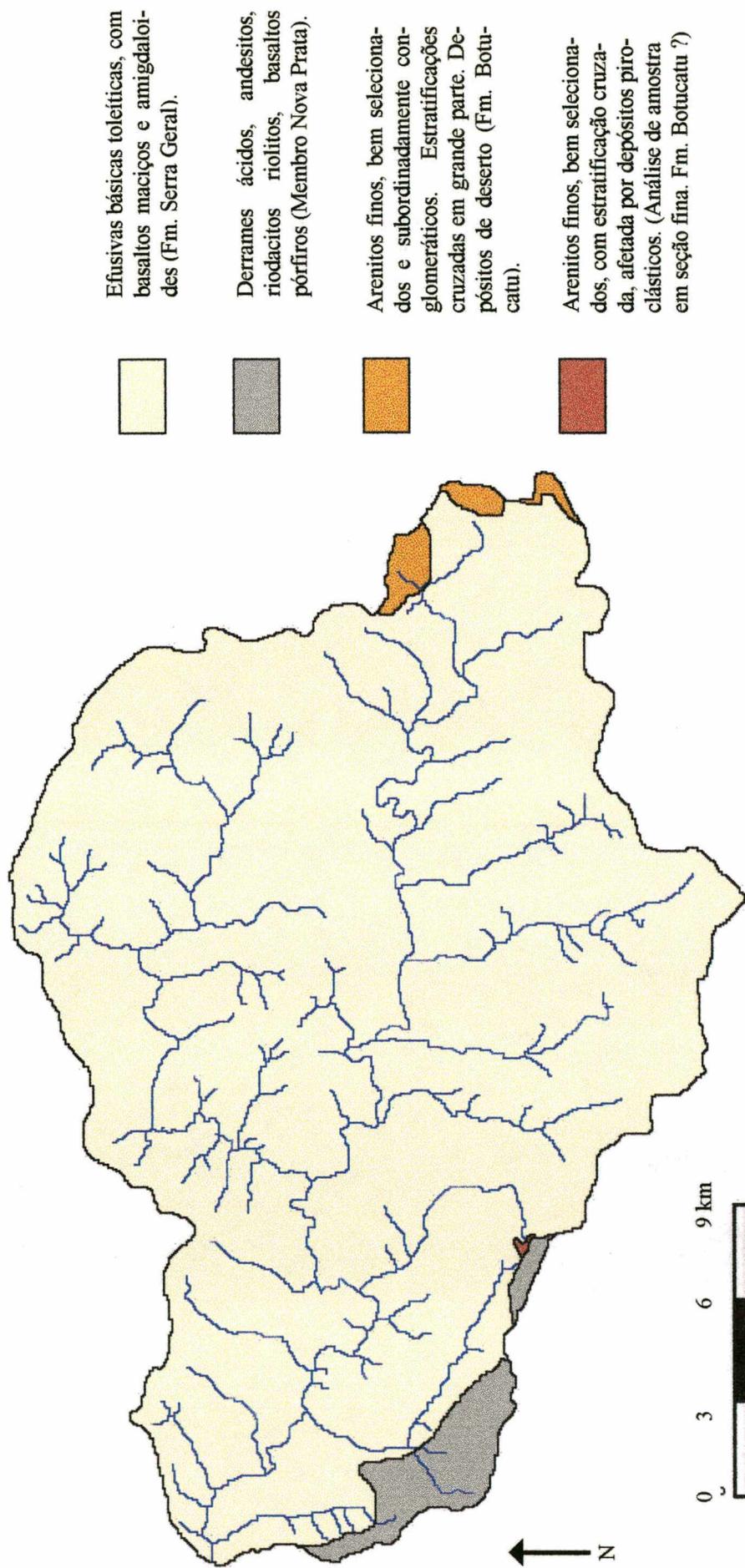


Figura 2.2 - Mapa geológico da Bacia do rio Bananas. Baseado e modificado do mapa síntese da MINEROPAR (1988). As seções finas das amostras de rocha foram efetuadas pelo Prof. Edson R. Tomazzoli.

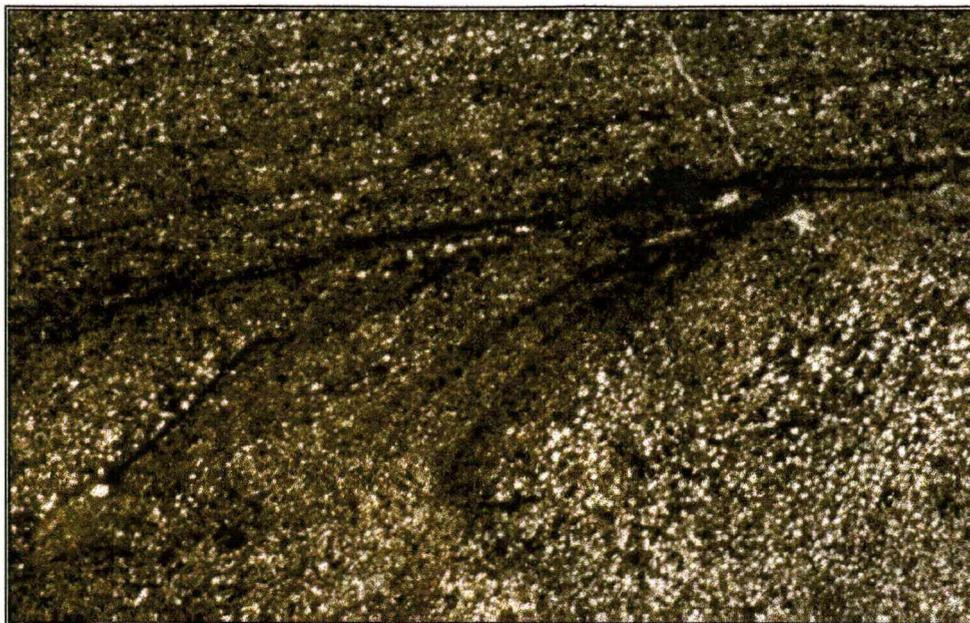


Figura 4.3 - Lâmina de rocha arenítica com estratificação cruzada, afetada por depósitos piroclásticos incluídos. (Seção fina gentilmente interpretada pelo Prof. EDSON R. TOMAZZOLI- UFSC).



Figura 4.4 - Ejetólito com formas aerodinâmicas na lapili, tufo riódacítico. (Seção fina gentilmente interpretada pelo prof. EDSON R. TOMAZZOLI).

A paisagem nessa época era formada, possivelmente, por uma série de pequenos “vulcões” que se formavam a partir do resfriamento da camada em contato com a atmosfera a qual, com a perda de sua plasticidade e conseqüente aumento de

rigidez, bloqueava a fuga de gases contidos no corpo do derrame. Com o aprisionamento dos gases no seio do derrame e o inevitável aumento de pressão, a porção externa do derrame rompia-se bruscamente, possivelmente através de pequenas explosões que lançavam na atmosfera grande quantidade de bombas e cinzas vulcânicas (EDSON R. TOMAZZOLI, informação verbal).

Concomitantemente a este processo, ocorria a deposição de areias eólicas, a que aqui nos referimos como pertencentes à formação Botucatu.

Evidentemente uma análise mais acurada dos processos que envolveram a formação do material coletado e analisado é necessária, porém, por não ser este o propósito do presente trabalho, o estudo do ambiente de deposição do material magmático que compreende a área de estudo será efetuado em outra oportunidade.

CAPÍTULO V

5 - Aspectos climáticos

De acordo com AYOADE (1988:73), a circulação geral da atmosfera (circulação primária), determina a produção dos climas do mundo. *"Inseridos dentro da circulação geral estão sistemas circulatórios secundários, tais como as depressões e os anticiclones de latitudes médias e as várias perturbações tropicais (...) esses sistemas circulatórios são de existência relativamente breve e se movem rapidamente"*.

Os sistemas atmosféricos são formados por três elementos fundamentais do clima (temperatura, pressão e umidade) e possuem as características atmosféricas de suas regiões de origem; estas sofrem importantes transformações durante os deslocamentos dos sistemas à medida que interagem com os fatores geográficos regionais e locais (AYOADE, 1988).

A dinâmica do clima da região sul do Brasil é tratada, entre outros, por MONTEIRO (1968), TARIFA (1975), NIMER (1989).

Esta porção do Brasil está sujeita a quatro sistemas atmosféricos que têm sua participação mais efetiva na região, e que, ao interagirem com os fatores geográficos, caracterizam o clima no âmbito regional; esses sistemas são: Mta (Massa Tropical Atlântica, originária do Anticiclone Semi-Fixo do Atlântico); MTc (Massa Tropical Continental, originária da Depressão do Chaco); MEc (Massa Equatorial Continental, originária do Anticiclone da Amazônia) e MPa (Massa Polar Atlântica, originária do Anticiclone Migratório Polar) (MONTEIRO, 1968 e NIMER, 1989).

A Alta do Atlântico Sul age durante todo o ano, sendo responsável pelos ventos de sudeste e nordeste. Essa massa de ar (tropical marítima) possui

temperaturas elevadas e amenas e forte umidade específica. Contudo, em virtude de sua constante subsidência superior e conseqüente inversão de temperatura, sua umidade é limitada à camada superficial, o que lhe dá um caráter de homogeneidade e estabilidade (NIMER, 1989). Ela possui grande penetração para o interior do continente (MONTEIRO, 1968).

Os efeitos da Alta do Atlântico Sul sobre a região variam segundo a época do ano. *"No verão a massa torna-se inferiormente instável pelo aquecimento basal que sofre ao contato com o continente e que é agravado de início pelo efeito orográfico do sistema atlântico. Durante o inverno, o resfriamento basal aumenta a estabilidade superior contribuindo mais para a ocorrência de bom tempo"* (MONTEIRO, 1968: 123).

A depressão do Chaco ou baixa do Chaco, segundo MONTEIRO (1968) e NIMER (1989), trata-se de um centro de ação de origem termodinâmica, extremamente móvel. Devem ser considerados também em sua gênese, os componentes dinâmicos decorrentes da acentuação das condições de frontogênese na Frente Polar Atlântica, e que por essa razão tem fundamental importância na atração dos sistemas intertropicais para o Sul. Na região Sul do Brasil a baixa do Chaco adquire maior importância nos anos de verão pouco chuvoso ou verão seco (NIMER, 1989).

A Massa Tropical Continental (MTc) não ocorre de forma significativa na região sul, ela apresenta apenas uma participação complementar. Muitas vezes referida como uma "Velha Polar", bastante modificada, que no interior do continente, se tornou bem mais quente e seca. *"Localizada no meio do corredor das planícies centrais do continente, por onde circulam massas equatoriais e polares, a atuação dessa massa sobre o Brasil Meridional é uma função daquelas"* (MONTEIRO, 1968:122).

A Massa Equatorial Continental (MEc) constitui-se numa célula de divergência dos alísios e que no verão da região sul do Brasil, é atraída pelos sistemas

depressionários do interior do continente, tendendo a avançar de NW, ora para SE, ora para ESSE de acordo com a posição da Fpa (MONTEIRO, 1968).

As massas de ar continentais (MEc e MTc) atravessam a região sul pelas planícies interiores em Correntes do Noroeste. A MEc determina o aquecimento da região que, no verão, é seguido pelo aumento de umidade e da precipitação. Essas correntes de noroeste provocam o aumento de instabilidade, ou seja, fortes trovoadas (MONTEIRO, 1968).

A Massa Polar Atlântica (MPa) apresenta influência marcante no sul do Brasil durante o ano todo, sendo no inverno muito mais significativa a sua ação. Na sua trajetória, a partir de sua origem - sobre o Atlântico - suas propriedades iniciais são modificadas. *“É uma massa fria e úmida, mercê de sua origem marítima”* (MONTEIRO, 1968:122).

De acordo com MONTEIRO (1968:124):

“Os avanços da Pa, quer pelas modificações de propriedades que se produzem na sua trajetória, quer especialmente pelos mecanismos de desenvolvimento frontal que acarretam com as massas intertropicais (...) conferem, às correntes do Sul, o caráter de mais importante descontinuidade que atravessa não só a Região Sul mas, inclusive, o território brasileiro. Particularmente notáveis no inverno (...) ela produz acentuadas baixas de temperatura constituindo por vezes verdadeira ondas de frio”.

O deslocamento da Massa Polar, segundo NIMER (1989), por sobre o continente tem como consequência direta a formação de Frentes Polares (FP), uma vez que não possuem mais subsidência superior adquirida na sua origem.

A frente polar atlântica (FPA) tem sua capacidade de avanço rumo norte condicionada pelas condições de frontogênese e consequente ciclogênese. Essa situação é mais freqüente no inverno, quando os avanços da FPA são mais vigorosos.

No verão, nas proximidades dos trópicos, a frente polar, por não possuir energia suficiente para manter-se em constante frontogênese, acaba por

estabelecer um equilíbrio dinâmico entre a Alta Polar e a Alta do Atlântico Sul. Nestas condições, a frente polar permanece estacionária por dois ou três dias, podendo evoluir para diversos estágios que vão desde a sua dissipação, até sucessivos avanços e recuos seguidos de precipitações diárias, que podem durar mais de 10 dias até, finalmente, dissipar-se. Estas situações são muito freqüentes no setor oriental do estado do Paraná e Santa Catarina (NIMER, 1989).

No inverno, com a chegada da frente fria, observa-se o chamado aquecimento pré-frontal e uma rápida mudança na direção dos ventos (antes NE e E) para sul. As trovoadas antecedem a chegada da frente. Quando a frente encontra-se no estado do Rio Grande do Sul, toda a região já é afetada pelos mecanismos de desenvolvimento frontal, pois os cirros precursoros já atingiram o trópico. As trovoadas se agravam com a chegada da frente, entretanto sua passagem é geralmente rápida, provocando fortes chuvas, espaçadas, seguidas de remoção de umidade e limpeza do ar. Se a massa polar tem origem marítima, as chuvas serão mais intensas; se ela for continental, elas serão reduzidas, porém as quedas de temperatura serão muito mais acentuadas (MONTEIRO, 1968).

Por fim, à medida que o corpo da massa fria penetra na região, o céu fica desprovido de nuvens, fato esse que acentua a amplitude térmica diurna. Durante a noite as inversões de temperatura são bem pronunciadas, desencadeando geadas e por vezes precipitação de neve. Estes últimos fenômenos estão condicionados à latitude e à altitude.

Durante a primavera na região sul, observa-se uma certa continuidade desse mecanismo, embora redução de nitidez e intensidade. Os avanços da frente tornam-se mais rápidos neste período e suas quedas de temperatura são menos intensas.

O quadro marcante neste período na região é a maior intensidade de ação das ondas de calor do NW que precedem a frente, delas decorrem o aumento de trovoadas e precipitações pré-frontais, ocasionando intensas chuvas.

Tanto o outono quanto a primavera constituem-se em períodos de transição. *“Do final do verão até meados do outono, a circulação regional passa a ser caracterizada por um enfraquecimento progressivo das condições de frontogênese da FPA”* (MONTEIRO, 1968:145).

Segundo NIMER (1989:210). *“o que caracteriza a Região Sul quanto à circulação atmosférica é que é uma região de passagem da frente polar em frontogênese. Esta circunstância torna a Região Sul sujeita às sucessivas invasões de correntes perturbadas de S que avançam à extraordinária regularidade de uma invasão por semana”*.

5.1 - O clima paranaense

Nos seus estudos de Geografia Física do estado do Paraná, MAACK (1981) apresenta uma importante contribuição ao clima deste estado. De acordo com o autor, a divisão climática do estado do Paraná, organizada de acordo com os tipos climáticos de W. Köppen é:

1. Af - compreende a zona litorânea, é clima pluvial tropical, úmido o ano todo e o mês mais frio com temperatura superior a 18° C.
2. Cwa - abrange o norte e noroeste do estado; o clima é “temperado quente”, com estação seca de inverno e temperatura do mês mais frio superior a 18°C.
3. Cfa - abrange a porção oeste do estado e parte da região norte; o clima é “temperado úmido” sem estação seca e temperatura do mês mais frio superior a 18°C.

4. Cfb - abrange parte do primeiro, segundo e terceiro planalto, nas cotas altimétricas mais elevada. O clima é "temperado úmido", sem estação seca e média do mês mais frio inferior a 18°C.

A posição latitudinal do estado do Paraná, confere-lhe característica determinante nos valores de temperatura, uma vez que à exceção de sua porção norte, a radiação solar não incide perpendicularmente sobre o território paranaense (PINTO e ALFONSI, 1974). Soma-se à latitude, a altitude do estado, que varia de cerca de 200 metros a até 1300 metros, a cobertura vegetal e a maritimidade (a leste) e continentalidade, fatores estes que dão características ao clima do estado do Paraná (MAACK, 1981).

O estado apresenta uma distribuição anual quase regular da precipitação, ou seja, é praticamente úmido o ano todo, exceção de sua porção norte e noroeste, onde as chuvas são concentradas no verão (MAACK, 1981 e RIBEIRO, 1989).

Os meses mais quentes no estado são dezembro e janeiro, quando a temperatura máxima pode atingir 40°C, enquanto que junho a agosto ocorrem as temperaturas mais baixas e as geadas.

Os ventos predominantes no estado do Paraná são de E e NE, o que confirma a forte influência do relevo no direcionamento da movimentação dos sistemas atmosféricos, entretanto no período entre abril e setembro predominam os ventos de SE e W. Segundo MENDONÇA (1994) os primeiros têm origem no Sistema Tropical Atlântico, enquanto os segundos são decorrentes do Sistema Polar Atlântico.

5.2 - O clima de Guarapuava

Para apresentação do clima local, lançamos mão de dados de elementos climáticos fornecidos pelo IAPAR, órgão da Secretaria de Estado de Agricultura e Abastecimento que é responsável pela coleta de dados meteorológicos no estado. O

posto meteorológico do IAPAR no município de Guarapuava localiza-se à aproximadamente 05 Km da área urbana do município, a uma altitude de 1.059 metros, tendo como coordenadas geográficas $25^{\circ} 21' S$ e $51^{\circ} 30' W$. Este posto encontra-se em operação desde o ano de 1976. Portanto os dados referentes ao IAPAR compreendem 20 anos de observação (1976-1995).

Serão utilizados ainda nesta apresentação alguns dados de elementos climáticos encontrados em MAACK (1981). Trata-se de dados de duas estações meteorológicas: a do Serviço Nacional de Meteorologia e a da Fazenda Ilha.

A estação do Serviço Nacional de Meteorologia será referida no texto como Guarapuava (1). Segundo MAACK (1981), apesar desta estação existir desde 1912 seus dados não são contínuos, tendo sido registrados os seguintes anos: 1912, 1941 a 1943 e 1946 a 1961. Sua posição de acordo com MAACK (1981) é $25^{\circ} 23' 36'' S$ e $51^{\circ} 22' 19'' W$ com uma altitude de 1.112 metros. Esta estação situa-se a 06Km ao sul da bacia do rio Bananas, objeto de estudo deste trabalho.

Os registros da estação Fazenda Ilha, segundo MAACK (1981), correspondem aos anos de 1939 a 1943. Esta estação situava-se a 11Km de Guarapuava e 19Km do extremo oeste da bacia do Bananas. A posição da estação segundo o autor citado é $25^{\circ} 31' 35'' S$ e $51^{\circ} 32' 25'' W$.

5.2.1 - Temperatura

Segundo MAACK (1981) *"A temperatura como expressão da irradiação solar, é o elemento climático de maior influência sobre a pressão atmosférica, influenciando na circulação das massas de ar e na migração das regiões de pressão alta e baixa"*.

O andamento anual da temperatura em Guarapuava, está representado na figura 5.1. Neste histograma foram plotados os valores registrados nos posto meteorológicos do IAPAR, Guarapuava 1 e Fazenda Ilha.

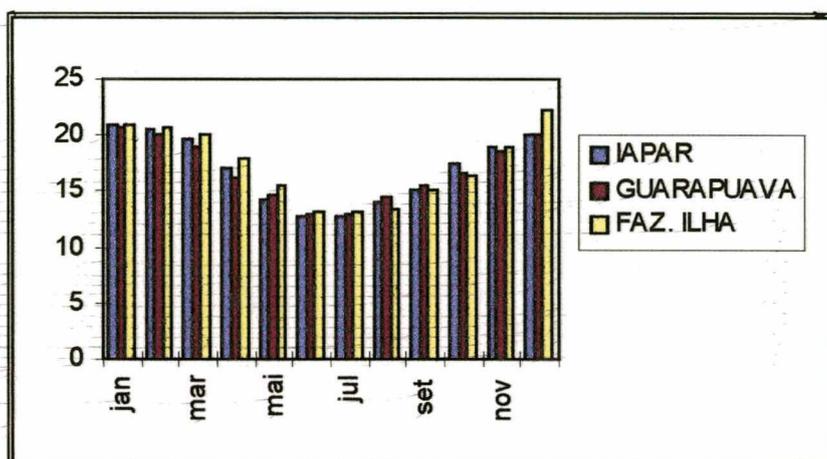


Figura 5.1 - Comparativo da temperatura média mensal em Guarapuava.
Fonte IAPAR e MAACK, (1981).

Os dados referentes às três estações meteorológicas representam a marcha anual da temperatura, condicionada às estações do ano. Embora os dados térmicos do posto Fazenda Ilha tenham apresentado valores ligeiramente diferentes dos outros dois postos.

Conforme dados da Estação Meteorológica do IAPAR no período de 1976 a 1995, observa-se que as temperaturas médias mensais oscilam entre 20,7°C e 17,2°C durante o verão, enquanto no inverno, estão entre 14,0°C e 12,6°C. A temperatura máxima absoluta registrada neste período foi de 36°C em novembro de 1995, enquanto a mínima absoluta para o mesmo período foi de -6,8°C em junho de 1978, embora NIMER (1989) indique valores de -8,4°C para Guarapuava em julho de 1955.

Quanto à temperatura, RIBEIRO (1989) identifica na região de Guarapuava e Palmas uma explícita correlação entre os compartimentos topográficos e os valores de temperatura. Nas equações de regressão múltiplas os coeficientes (de

confiança) são de 93% para as médias térmicas anuais e de 66% para as das mínimas no mês de julho (PINTO e ALFONSI, 1974).

Este coeficiente de determinação, pouco expressivo para o mês mais frio, indica que o fator altitude é pouco representativo para atenuar ou agravar os efeitos de frio hibernal. O resfriamento nesta época, está associado às invasões de ar frio, através da migração do Anticiclone Polar Atlântico, centro de ação gerador da Massa Polar Atlântica, que envolve a região, tanto nos setores mais elevados, como os mais abrigados *"(...) o frio é generalizado durante o inverno. Durante o verão o fator altitude funciona com maior eficiência, amenizando as temperaturas nas superfícies elevadas que abrigam os campos"* (RIBEIRO, 1989:91).

Segundo MAACK (1981), os valores de temperatura são amenizados pela altitude do município que é de 1120 metros, cujos valores médios estão em torno de 16°C; as quedas bruscas de temperatura no inverno são causadas pela invasão de massas de ar frio, associadas ao céu desprovido de cobertura de nuvens. Na concepção de RIBEIRO (1989:114) o fator altitude revela-se importante durante o verão, amenizando as temperaturas nas porções mais elevadas do relevo. Em oposição, durante o inverno, o fator altitude *"(...) é pouco representativo para atenuar ou agravar os efeitos do frio hibernal. O resfriamento nesta época está associado às invasões do ar frio, através da migração do Anticiclone Polar, centro gerado da Massa Polar Atlântica"*.

5.2.2 - Precipitação

Em termos regionais, de acordo com a carta de isoietas anuais para o estado do Paraná (IAPAR, 1978) há uma relação positiva entre as áreas de maior precipitação e os interflúvios do Piquiri-Iguaçu, ou seja, o bloco planáltico de Guarapuava.

De acordo com os dados meteorológicos do IAPAR no período compreendido entre 1976 e 1995, a média da precipitação anual foi de 1937,7 mm tendo como excepcionais os anos de 1985 - o mais seco - com precipitação de 1262,1 mm e, 1983 - o mais chuvoso - com valores de 3.168,1 mm, (figura 5.2). Neste ano, episódios de chuvas intensas ocorreram em todos os meses (com exceção de agosto), com o estacionamento da Frente Polar entre os estados de Paraná e Santa Catarina, provocando inundações no vale do Iguaçu e afluentes. Esses valores representam uma variação interanual em termos absolutos de 251% (figura 5.3).

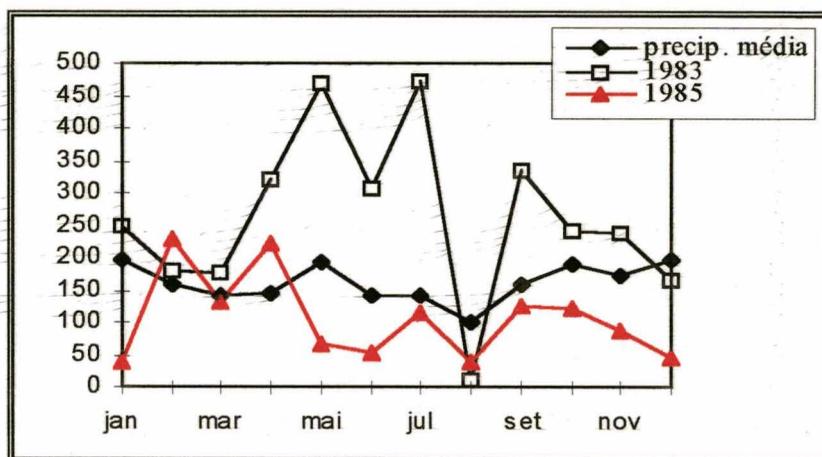


Figura 5.2 - Valores de precipitação dos anos excepcionalmente chuvoso e seco em comparação com os valores médios mensais para Guarapuava. Fonte IAPAR.

RIBEIRO (1989:123) identifica uma variação interanual dos totais mensais de precipitação, quando um mesmo mês pode apresentar-se seco (com total pluviométrico de 60 mm) ou chuvoso (com valores pluviométrico que superam 240mm). *“Do ponto de vista genético os eventos pluviais associam-se à dinâmica da Frente Polar, e inversamente, quando esse sistema possui fraca atuação, ocorrem ligeiros períodos de estiagem, embora não sejam raros os meses com totais pluviométricos inferiores a 60m em todas as estações do ano”.*

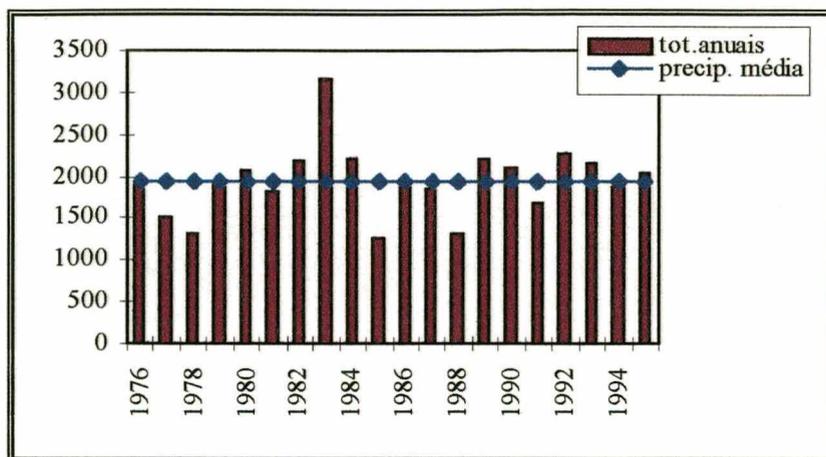


Figura 5.3 - Totais anuais de precipitação para o período de 1976 a 1995 em comparação com a média do mesmo período. Fonte IAPAR.

As chuvas mais intensas, aquelas que desempenham importante papel na erosão do solo, ocorrem com mais freqüência nos meses de maio e setembro. Em 20 anos (1976 -1995) ocorreram em maio quatro episódios com precipitação máxima em 24 horas com valores absolutos entre 114mm e 165mm. Em setembro, os valores absolutos não são tão elevados, entretanto a freqüência com valores próximos a 70mm é maior. Este último caso, segundo MONTEIRO (1968) deve-se à ação das ondas de calor de NW que antecedem a frente polar atlântica, que tornam-se mais intensas nesta época do ano, bem como a importação de ar frio na circulação superior faz aumentar as trovoadas e aguaceiros pré-frontais, provocando intensas precipitações.

De acordo com os dados meteorológicos não se percebe nitidamente a ocorrência de uma estação seca. De fato, observa-se a partir dos dados do IAPAR que os meses do verão apresentam os maiores valores médios (184,6mm), seguidos pelos meses da primavera e do outono que apresentam valores de precipitação médios de 173,0 mm e 160,5mm respectivamente, ao passo que no inverno esses valores caem para 127,7mm. MONTEIRO (1968) identificou esta tendência para a região Centro e SW do Paraná, onde não se percebe nitidamente um período de máxima pluviosidade, devido ao fato desta

porção do estado estar especialmente afeto à instabilidade relacionada com o fluxo superior de SW, que antecede os mecanismos frontais.

Se compararmos os valores de precipitação (figura 5.4) referidos por MAACK (1981) dos postos de Guarapuava (1) e Fazenda Ilha, com os do IAPAR, observamos que, aparentemente, a tendência geral de distribuição é mantida ao longo ano.

Entretanto, nota-se que apesar dessa simetria de distribuição, os valores médios de precipitação são discordantes para os três postos; o posto do IAPAR apresenta valores médios mais elevados, enquanto o posto Fazenda Ilha apresenta médias mais baixas. Tais diferenças, referem-se provavelmente à posição espacial da cada um dos postos que condicionam variações locais no volume de precipitação.

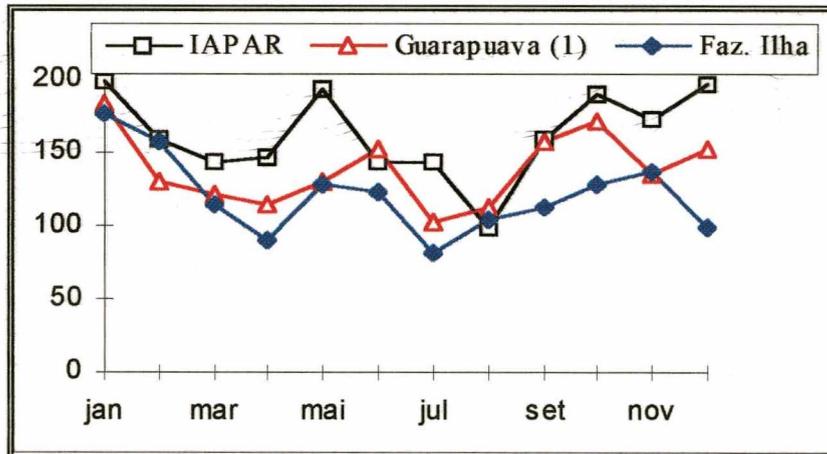


Figura 5.4 - Médias mensais de precipitação registradas nos postos meteorológicos do IAPAR, Guarapuava (1) e Fazenda Ilha. Fonte IAPAR e MAACK (1981).

5.2.3 - Umidade relativa

A média anual de umidade relativa do ar em Guarapuava (figura 5.5), conforme dados do IAPAR (1976-1995) é de 78,1%. De forma geral os valores

apresentam pequenas oscilações ao longo do ano, sendo a mínima de 74% para os meses de agosto, setembro e novembro, enquanto a máxima de 82% ocorre no mês de maio. As médias da estação Guarapuava (1), extraídas de MAACK (1981) por sua vez apresentam agosto com menores percentuais de umidade relativa do ar (72%), enquanto os maiores percentuais ocorreram em fevereiro com 81%.

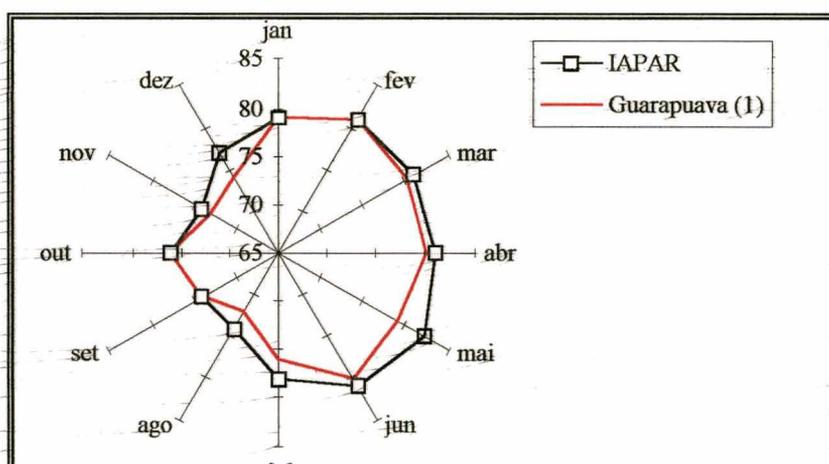


Figura 5.5 - Média mensal de umidade relativa do ar em Guarapuava, no período de 1976 a 1995. Fonte IAPAR. e MAACK (1981).

5.2.4- Nebulosidade

Os graus de nebulosidade são indicados numa escala de zero a dez, sendo 0 = sem nebulosidade; 10 = nebulosidade total e 5 = nebulosidade média.

O IAPAR não forneceu dados sobre a nebulosidade, portanto lançamos mão dos dados do posto Fazenda Ilha, registrados em 4 anos e do posto Guarapuava (1) registrados em 16 anos e referidos por MAACK (1981).

Os dados da Fazenda Ilha indicam 118 dias em média com nebulosidade 0 a 3. Os dados de Guarapuava (1) indicam menores valores de

nebulosidade nos meses de julho (4,8), maio e agosto (4,9), enquanto os maiores valores ocorrem em outubro (6,4) e fevereiro (6,7)

5.2.5 - Pressão atmosférica e ventos

O comportamento da pressão atmosférica é refletido em todas as estações do ano pela posição do sol, conforme o ângulo de incidência dos raios solares. Os dados de pressão atmosférica foram retirados de MAACK (1981) e constam na tabela 5.1, eles referem-se ao posto Guarapuava (1).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Argil oso	Set	Out	Nov	Dez	méd.
mb 0°C	890,7	892,0	892,0	893,6	894,3	894,0	894,7	892,6	893,3	892,2	890,7	890,1	892,5
mb N.mar	1020,9	1021,2	1022,2	1023,8	1024,5	1024,2	1024,9	1022,8	1023,5	1022,4	1020,9	1020,3	1020,6

Tabela 5.1 - Pressão atmosférica registrada pelo Serviço Meteorológico Nacional - Guarapuava (período 1946- 1961). Fonte: MAACK (1981).

A dinâmica das massas de ar tropicais localizadas a oeste do estado do Paraná, nos primeiros meses do ano fazem diminuir a pressão atmosférica no estado, do litoral para o interior. Já em março com a aproximação das massas subtropicais de alta pressão do Atlântico Sul, com os ventos predominantes de S e SE, fazem subir a pressão atmosférica. Os valores mais elevados encontram-se em julho, sendo que a partir desse mês elas começam a cair novamente com a aproximação das massas tropicais marítimas, atingindo os menores valores em janeiro.

Em março, com a proximidade da faixa subtropical de pressão alta, ocorre simultaneamente a entrada de massas de ar frio descendente proveniente do sul. Com a entrada da frente polar nos meses de inverno predominam os ventos do quadrante sul (S e SW).

As massas estagnadas sobre o continente, foram aquecidas pelo acúmulo de radiações solares provocando mudanças na direção dos ventos de E e NE, que vêm acompanhados de nuvens e chuvas.

Se considerarmos os dados do IAPAR, do total de horas no período analisado, os ventos em Guarapuava têm direção predominante de NE (31,6%) e de E (29,9%), seguidos por ventos de N (10,5%). Os demais apresentam frequência bem menores. Os meses de setembro, outubro e novembro são os mais ventosos com média de m/s de 3,0 SW, 3,5 NE e 3,2 SW respectivamente.

Se compararmos os dados do IAPAR com os de Guarapuava (1) e Fazenda Ilha (figura 5.6), verifica-se que as direções de ventos dominantes não apresentam o mesmo resultado. MAACK (1981) atribui as diferenças entre os dois últimos postos, devido a erros relativos às medições e a falta de meticulosidade na observação.

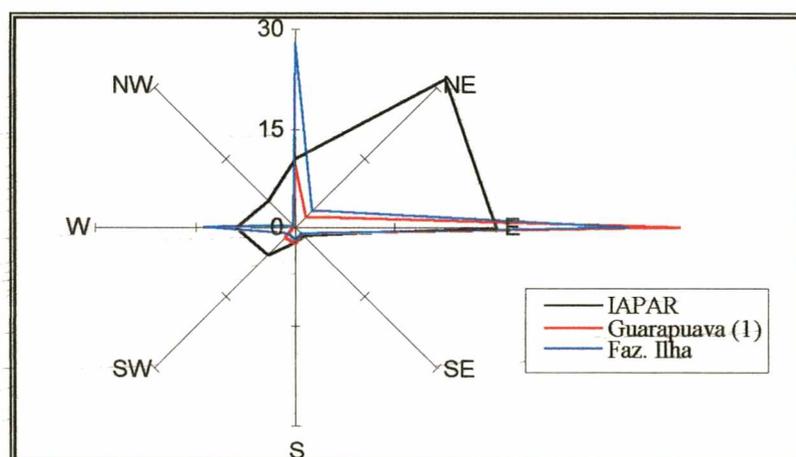


Figura 5.6 - Direção dos ventos predominantes conforme os dados dos postos meteorológicos do IAPAR, Guarapuava (1) e Fazenda Ilha. Fonte IAPAR, MAACK (1981).

MAACK (1981) chama a atenção para os fortes ventos “tufões” que atingiram Guarapuava, onde já foram registrados ventos com força de 6 e 7 Beaufort nas estações de Guarapuava (1) e Fazenda Ilha, e de 11 Beaufort na estação Guarapuava (1).

5.2.6 - Geadas

Segundo MAACK (1981) as geadas no Paraná ocorrem em sua maioria após os dias de chuva quando o vento sul torna o céu claro e o ar frio da frente polar avança em direção norte. Estas geadas distribuem-se entre os meses de abril a outubro. Elas ocorrem regularmente distribuídas nesses meses nas porções do terreno com altitude superior a 800 metros

No posto meteorológico Fazenda Ilha em Guarapuava foi registrado o número de geadas ocorridas entre os anos de 1940 a 1943 (tabela 5.2).

Ano	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	total	temp. mínima absoluta
1940	0	0	0	0	2	1	1	4	-2,0°C
1941	0	4	12	5	2	6	1	30	-3,0°C
1942	0	6	6	6	1	0	0	19	-4,0°C
1943	1	2	1	0	3	2	0	9	0,2°C
total	1	12	19	11	8	9	2	62	

Tabela 5.2 - Número de geadas e temperaturas mínimas registradas entre os meses de abril e outubro nos anos de 1940 a 1943 - Posto Fazenda Ilha. Fonte: MAACK (1981).

5.2.7 - Neve

Apesar da precipitação de neve ser esporádica na região de Guarapuava, MAACK (1981:155) destaca as nevadas ocorridas no mês de agosto dos anos de 1965 e 1966 quando "toda a região sul do Estado até Guarapuava estava coberta por uma camada de 0,5 a 1 m de espessura quando a temperatura mínima em Guarapuava foi de -9,0° C".

5.2.8 - Balanço hídrico

A freqüência absoluta da ocorrência de meses em que os valores da precipitação foram inferiores aos da evapotranspiração potencial encontram-se indicados na tabela 5.3.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Tot.
Guarapuava	3	3	3	2	1	2	2	2	1	1	1	1	22

Tabela 5.3 - Número de meses em que houve retirada de água do solo (Evapotranspiração Potencial maior que a precipitação. Capacidade de campo de 100mm). Fonte: RIBEIRO (1989).

Nesta situação, indica-se os meses em que se verifica a retirada de água do solo, que reflete a possibilidade de pequenas deficiências hídricas nos meses de verão e início do outono, na proporção de 30% e podendo ocorrer nos meses de inverno, em cerca de 20% dos meses.

A ocorrência de excedentes hídricos significativos (superiores a 60mm) em termos de freqüência absoluta estão representados na tabela 5.4, indicando que não existe um ritmo determinado para este fenômeno. O seu comportamento está diretamente relacionado à elevada variação interanual das precipitações pluviométricas (RIBEIRO, 1989).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Tot.
Guarapuava (1978-1987)	5	5	3	5	5	7	5	4	5	7	6	9	56

Tabela 5.4 - Número de meses com excedente hídrico superior a 60 mm. Fonte RIBEIRO (1989). Capacidade de campo de 100mm.

A alta incidência de meses com excedente hídrico elevado correlaciona-se diretamente com mecanismos envolvidos na evolução das vertentes, processo que tem sido dinamizados pelo excessivo desmatamento e uso inadequado de técnicas agrícolas, consideradas modernas regionalmente (RIBEIRO, 1989).

Sendo a vegetação considerada como um fator na caracterização climática de um dado local, a sua retirada implica em significativas alterações no ambiente e por conseguinte no próprio clima. Neste sentido, MENDONÇA (1994) postula prováveis alterações no balanço de radiação que têm como consequência maiores amplitudes térmicas e redução da umidade do ar e maior velocidade dos ventos.

Sendo assim, chamamos a atenção para, por exemplo, o coeficiente de precipitação de HELLMAN que segundo MAACK (1981) para a região de campos do Paraná tinha como normal 1,4. Se tomarmos os dados de precipitação do IAPAR (1976-1995) o coeficiente de variação em Guarapuava salta para 2,5. No entendimento de MENDONÇA (1994:105) que avaliou o coeficiente de variação para o Norte do Estado, encontrando um salto de 0,2 prevê que *“esta elevação significa que o regime pluvial tende a ser mais concentrado e mais intenso tendendo à aridificação climática”*.

5.3 - Paleoclima

O clima como o conhecemos, não é o mesmo do passado geológico, as mudanças ocorridas em sua natureza estão relacionadas, provavelmente, às alterações nas taxas de radiação recebida em função da mecânica celeste. Entre os elementos que afetam a taxa de radiação solar recebida pela Terra deve-se considerar a excentricidade da órbita (e), longitude do periélio (π) e a obliquidade da eclíptica (ϵ). Estes três fenômenos distintos, cada um com seu próprio período afetam, significativamente, a quantidade de radiação solar recebida em qualquer ponto do planeta (BIGARELLA et al., 1994; YOUNG, 1986).

O ângulo da obliquidade da eclíptica varia dentro de certos limites. O plano que contém esse ângulo gira no espaço no sentido dos ponteiros do relógio. Os

equinócio e solstícios deslocam-se com o tempo no sentido horário, enquanto o periélio e o afélio se movimentam no sentido anti-horário.

O ângulo de obliquidade da eclíptica varia desde um máximo (condições pluviais) até um mínimo (condições interpluviais). O plano que contém o ângulo da eclíptica gira com o tempo para a direita.

A obliquidade da eclíptica varia entre $21^{\circ} 8'$ e $24^{\circ} 4'$. Em sua variação interferem dois períodos. Aquele que apresenta amplitude dominante, possui uma duração de 40.900 anos. O período secundário, com uma duração de 39.500 anos, origina um ritmo de 1.170.000 anos, no qual as amplitudes das oscilações crescem e diminuem (BERNARD, 1967 *apud* BIGARELLA et al., 1994).

Segundo BERNARD (1967) *apud* BIGARELLA et al., (1994), uma variação de mais 1° no valor da obliquidade da eclíptica (ϵ) causaria uma variação 4,02% na taxa de insolação no verão polar, correspondendo a um aumento de $9,2^{\circ}\text{C}$ na temperatura.

A longitude do periélio é o ângulo entre o equinócio de outono e o periélio. No hemisfério norte, quando o periélio coincide com o solstício de inverno o valor de π é $= 90^{\circ}$; quando a coincidência for com o solstício de verão $\pi = 270^{\circ}$ (BERNARD, 1967 *apud* BIGARELLA et al., 1994).

As condições pluviais são propiciadas pela longitude do periélio $= 0^{\circ}$ ou 180° , enquanto que condições de aridificação caracterizam as longitudes de 90° ou 270° .

A longitude do periélio sofre flutuações em "pseudo períodos", que variam entre 13.500 e 25.000 anos, com uma média de 20.600 anos.

Os principais elementos da órbita terrestre deslocam-se no espaço conforme ciclos mais ou menos definidos. O sol ora se aproxima, ora se afasta do centro da elipse, fazendo com que os valores da excentricidade variem com o tempo. Dessa forma a órbita do planeta apresenta variações em sua excentricidade, aproximando-se periodicamente da forma circular, propiciando condições de maior pluviosidade no planeta.

Durante as épocas em que a órbita torna-se mais elíptica as condições climáticas tendem para a aridificação. Esta excentricidade apresenta uma periodicidade mal definida de cerca de 95.000 anos (BIGARELLA et al., 1994).

As glaciações coincidem com períodos de maior excentricidade, associados com períodos de invernos longos no hemisfério norte ($\pi = 270^{\circ}$). Desse modo, as glaciações alternar-se-iam em cada hemisfério a cada 20.000 anos (BERNARD, 1967 *apud* BIGARELLA et al., 1994).

HARIS e FAIRBRIDGE (1967) *apud* BIGARELLA et al., (1994), não encontram evidências de alternâncias dos períodos glaciais nos dois hemisférios. Entretanto, BERNARD (1962, 1967) admite que certas glaciações dos dois hemisférios são sincrônicas.

CAPÍTULO VI

6 - Hidrografia

O sistema hidrográfico do estado do Paraná é dividido em duas bacias principais. A bacia interiorana com 186.321 km², é composta pelos rios Tibagi, Ivaí, Piquiri e Iguaçu que deságuam, ou no Paranapanema ou diretamente no rio Paraná. O segundo complexo hidrográfico, com 14.674Km², deságua diretamente no oceano Atlântico através do vale do Ribeira. Deste complexo fazem parte todos os rios que nascem na Serra do Mar e cruzam a planície litorânea (MAACK, 1981).

A área de estudo, localizada na porção leste do Terceiro Planalto, faz parte do complexo hidrográfico do rio Paraná, mais especificamente da bacia do rio Iguaçu.

A bacia hidrográfica do rio Bananas (anexo 3), localizada na porção sudeste do município de Guarapuava abrange uma área de 374,45 Km², sendo delimitada a oeste pela Escarpa da Esperança, localmente conhecida como "Serra de Guarapuava", a leste na confluência do rio Bananas com o rio Jordão, ao norte com os divisores do rio das Pedras e ao sul com o rio Pinhão.

Devido à grande extensão da área de estudo e (anexo 3), no intuito de facilitar a descrição dos vales, a bacia do Bananas foi dividida em alto, médio e baixo curso do rio Bananas.

O alto curso do rio Bananas, localizado no extremo leste da bacia, abrange áreas com vales medianamente entalhados com predomínio de vertentes convexas e declividade média de 6 a 12 %. No médio curso do rio Bananas, os vales são profundamente entalhados com topos convexas e tabulares, os interflúvios são alongados e as vertentes são predominantemente convexas. Embora com as mesmas características

topográficas do médio curso, considerou-se como curso inferior do rio Bananas por encontrar-se neste setor a sua confluência com o rio Jordão.

A rede hidrográfica (anexo 3), que compõe a área de estudo é formada pelos rios Bananas, Iratim, Maitá, Lajeado Grande, Barreiros, Cento e Um, Esfria Freio, da Divisa, do Bugre, Pedra Branca, dos Papagaios, das Almas e uma série de pequenos córregos e arroios, intermitentes ou não¹. Dentre estes rios, os principais são o rio Bananas, que cede seu nome para a área de estudo e o rio Iratim.

O rio Bananas tem suas nascentes no reverso imediato da Escarpa da Esperança (alto curso do Bananas), a uma altitude aproximada de 1240 m, percorrendo 42,95 Km até desaguar no rio Jordão, a 960 m de altitude, apresentando um gradiente médio de 0,65%.

Contudo, ao longo de seu curso, o rio Bananas apresenta três mudanças significativas em seu gradiente (figura 6.1), passando de 5% nas suas cabeceiras para 0,66% entre as cotas 1180 e 1160, o mesmo ocorrendo entre as cotas 1160 e 1120, cujo gradiente de 5% cai para 0,55% nas cotas 1120-1080. A terceira mudança, embora bem mais suave, ocorre entre as cotas 1060 e 1020, cujo gradiente de 0,99% passa a 0,23% até atingir sua foz, na confluência com o rio Jordão.

Os perfis transversais apresentados na figura 6.1 foram elaborados a partir da interseção do rio Bananas com as cotas topográficas. Através destes perfis pode-se observar a constituição do vale do rio Bananas, cujas formas alternam-se entre "V" assimétrico e simétrico até vales abertos em forma de "U" recobertos de sedimentos recentes.

Nas encostas as rupturas de declive são nítidas e são representadas por patamares estruturais oriundos, possivelmente, da diferenciação estrutural do basalto

¹ A terminologia empregada na definição de rios, córregos e arroios foi a mesma encontrada nas cartas topográficas do Ministério do Exército MI 2838/3, MI 2838/4, MI 2853/1 e MI 2853/2.

pertencente a um mesmo derrame, ao contato entre dois derrames ou ainda, à diaclasamentos e fraturas subhorizontais.

A passagem desses patamares aos níveis superiores ou inferiores do vale ocorre através de vertentes geralmente convexas, ou ainda, através de cornijas, ou até mesmo através da interação entre estas formas.

Os perfis 05, 06, 07, 08, 09 e 10 estão situados no alto curso do rio Bananas, o qual representa o nível superior de erosão, onde o relevo é suavemente dissecado, com colinas convexas e vales pouco profundos, com exceção dos rios que encontram-se encaixados em linhas de falha.

No médio curso do Bananas, encontram-se os perfis de 02, 03 e 04, com vales profundamente entalhados e interflúvios convexas e/ou alongados, com vertentes predominantemente convexas. O perfil dois, em "U" aberto, representa um grande alvéolo com extensos terraços de várzea, os quais possuem uma largura de 400m na margem esquerda e 550 m na margem direita, passando a vertentes convexas até atingir patamares bem erodidos na porção superior da encosta.

Em relação ao baixo curso do Bananas, deve-se ressaltar que as duas cotas topográficas que são transpostas pelo rio Bananas são a 980 e 960, sendo esta última localizada nas proximidades da foz do Bananas.

Entre os vários elementos que compõem a rede hidrográfica do rio Bananas, os principais tributários de sua margem esquerda são os rios Iratim, o rio Barreiros com nascentes ao sul, e o rio Lajeado Grande cujas cabeceiras situa-se ao Sul da Bacia hidrográfica. Estes rios possuem vales profundamente entalhados com vertentes geralmente convexas e interflúvios alongados.

O rio Iratim, principal afluente do Bananas, possui um gradiente de 0,71% (figura 6.2) e tem suas nascentes na porção sudeste da Bacia, no reverso imediato

da Escarpa da Esperança, a um altitude de 1260 m e sua foz, na confluência com o rio Bananas, a 992 m de altitude após percorrer 33,75 km.

A alteração mais significativa do gradiente do Iratim ocorre, como no Bananas, nas proximidades de suas cabeceiras, entre as cotas 1260 e 1200, com um gradiente de 13% (figura 6.2) e, mais a jusante, entre as cotas 1160-1180 e 1080-1120, com um gradiente de 4,5 e 2,35% respectivamente.

De maneira geral, as formas do vale do Iratim alternam-se entre "V" simétrico e assimétrico, podendo ou não apresentar fundo chato. As encostas apresentam patamares estruturais conectados a nível superior e inferior da encostas por rupturas de declive côncavas, convexas, cornijas ou através da interação dessas formas.

Como seus tributários diretos, o Iratim possui na sua margem esquerda apenas o rio das Almas, além, evidentemente, de uma série de pequenos arroios e córregos. Em sua margem esquerda encontram-se seis tributários, o rio dos Papagaios com suas nascentes localizadas no reverso da Escarpa da Esperança, o rio Pedra Branca, o rio do Bugre, o rio da Divisa, o rio Esfria Freio e o rio Cento e Um, estes dois últimos possuem suas nascentes no sul da bacia.

Os tributários do Iratim possuem, de forma geral, vales medianamente entalhados com predomínio de vertentes de topo convexo e base côncava. Quanto ao uso do solo nas cabeceiras destes rios, ocorrem predominante os reflorestamentos de pinus, campos e fruticultura.

O leito dos rios que compõem a área de estudo apresentam, geralmente, fundo chato, com corredeiras e fases meandantes inseridos em vales simétricos e assimétricos ao longo de seus percursos. Conforme a classificação geométrica dos padrões de drenagem, a rede formada pelos rios componentes da área de estudo, pode ser classificada como detrítica ou arborescente.

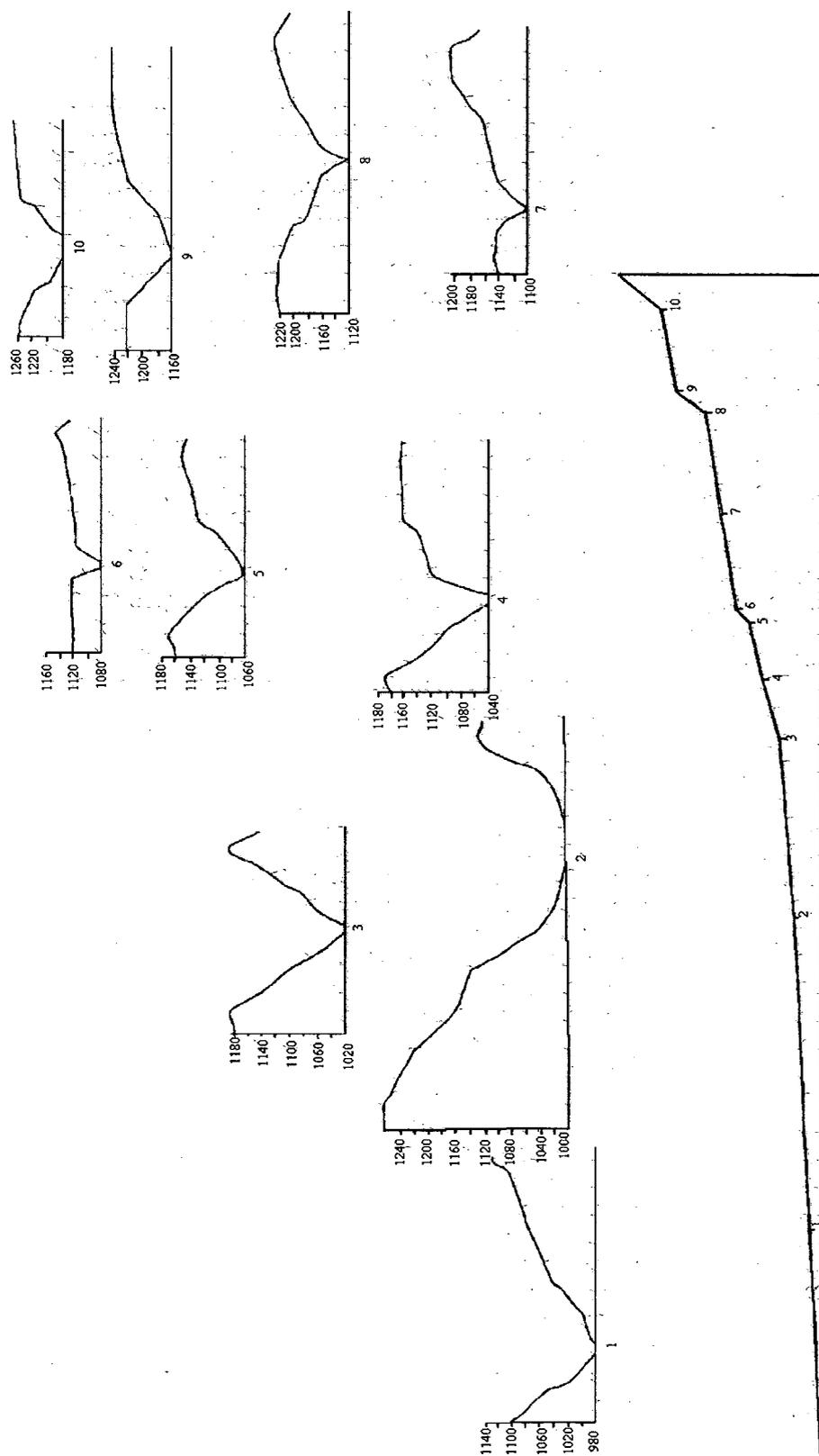


Figura 6.1 - Perfil longitudinal do rio Bananas e perfis transversais ao longo do curso. Os números indicam a posição dos perfis transversais.

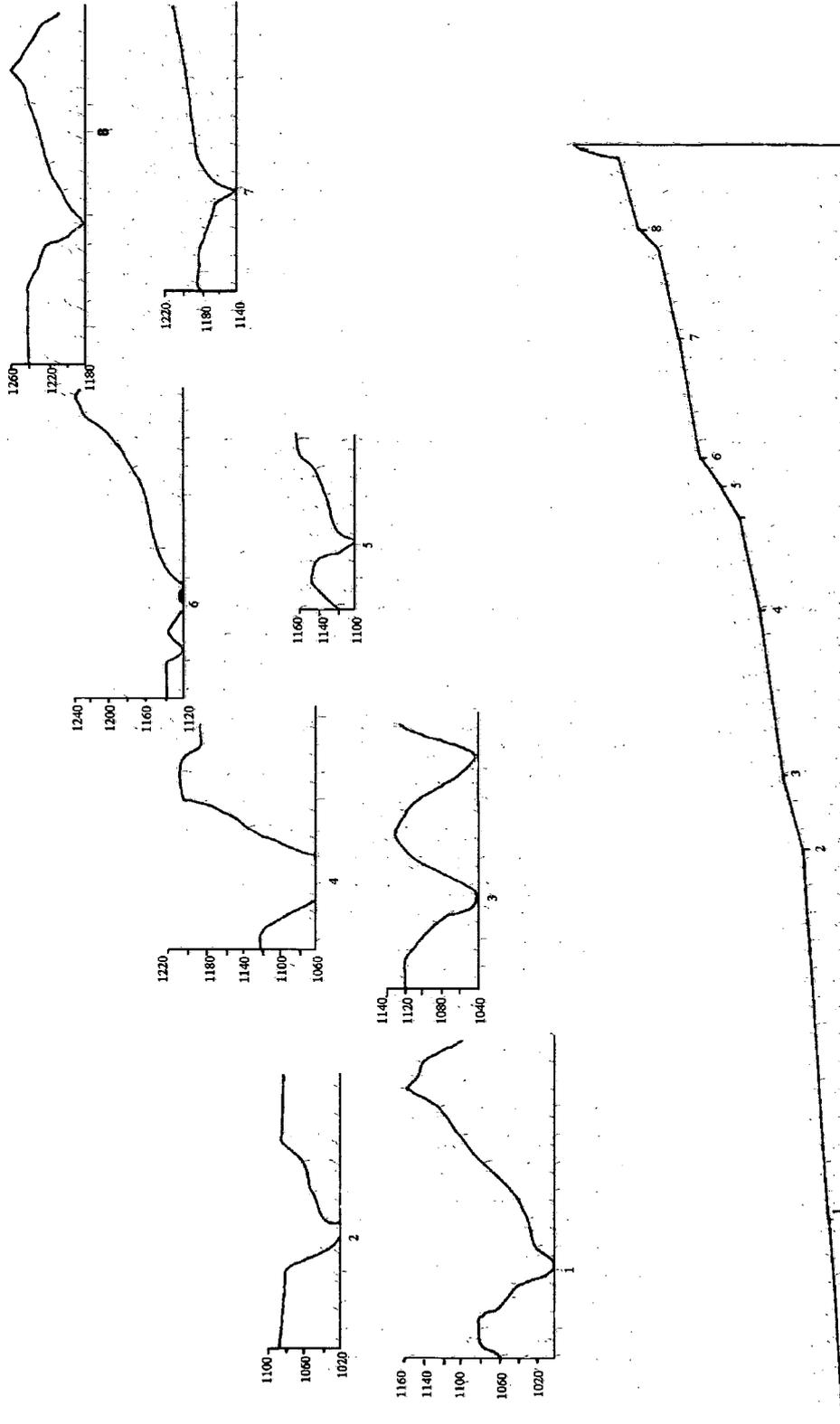


Figura 6.2 - Perfil longitudinal do rio Iratim e perfis transversais ao longo de seu curso. Os numeros indicam a posição dos perfis transversais.

No intuito de identificar algum padrão nas direções dos rios que compõem a área de estudo, foram realizadas nas cartas topográficas, 194 medidas de seções retilíneas, que foram comparadas com as direções dos lineamentos tectônicos, identificados através de aerofotos. Os resultados obtidos foram, novamente, comparados com os lineamentos tectônicos da área que compreende as usinas hidrelétricas de Salto Santiago, Foz do Areia e Segredo, levantados pela COPEL (COPEL, 1980).

De acordo com a COPEL (1980) nas áreas abrangidas pelas Usinas Hidrelétricas acima citadas, foram identificados quatro sistemas principais de lineamentos estruturais (figura 6.3), N60 - 70E e N60 - 70W, mais significativas, e N10 - 30E e N10 - 40W, cujas idades apesar de não serem bem conhecidas não apresentam indícios que se tratem de um fenômeno recente (ASSUMPCÃO et al., 1980).

Na Usina Hidrelétrica de Segredo, distante aproximadamente 150 Km da área de estudo, o pacote de rochas apresenta-se bem fraturado, com duas direções predominantes, NE-SW e NW-SE. Marcadamente mais proeminente o primeiro sistema é relativamente superficial, enquanto o sistema NW - SE parece refletir "*as direções dos esforços maiores que atingiram não somente os basaltos, mas todo o pacote sedimentar subjacente*" (COPEL, 1980:37).

No caso dos lineamentos tectônicos identificados na área de estudo, pode-se constatar que 86,68% das medidas efetuadas estão concentradas entre N10-80E e, apenas 10% entre N10-70W, ressaltando-se que, das 60 medidas tomadas, 58,34% concentra-se entre N30 - 60E (figura 6.3), com uma média calculada de 43^oNE.

No rio Bananas 34,62% das direções tomadas situam-se entre N10 - 70E e 42,3% entre N10-70W, o mesmo ocorrendo com o rio Iratim, para o qual obteve-se 33,31% para o primeiro sistema e 46,68% para o segundo.

Do total de 194 medidas feitas ao longo dos cursos dos rios que compõem a bacia do Bananas, 38,68% situou-se entre N10-70E e, 36,61% entre N10-70W, ou seja, distribuem-se quase que igualmente ao longo dos eixos NE-SW e NW-SE.

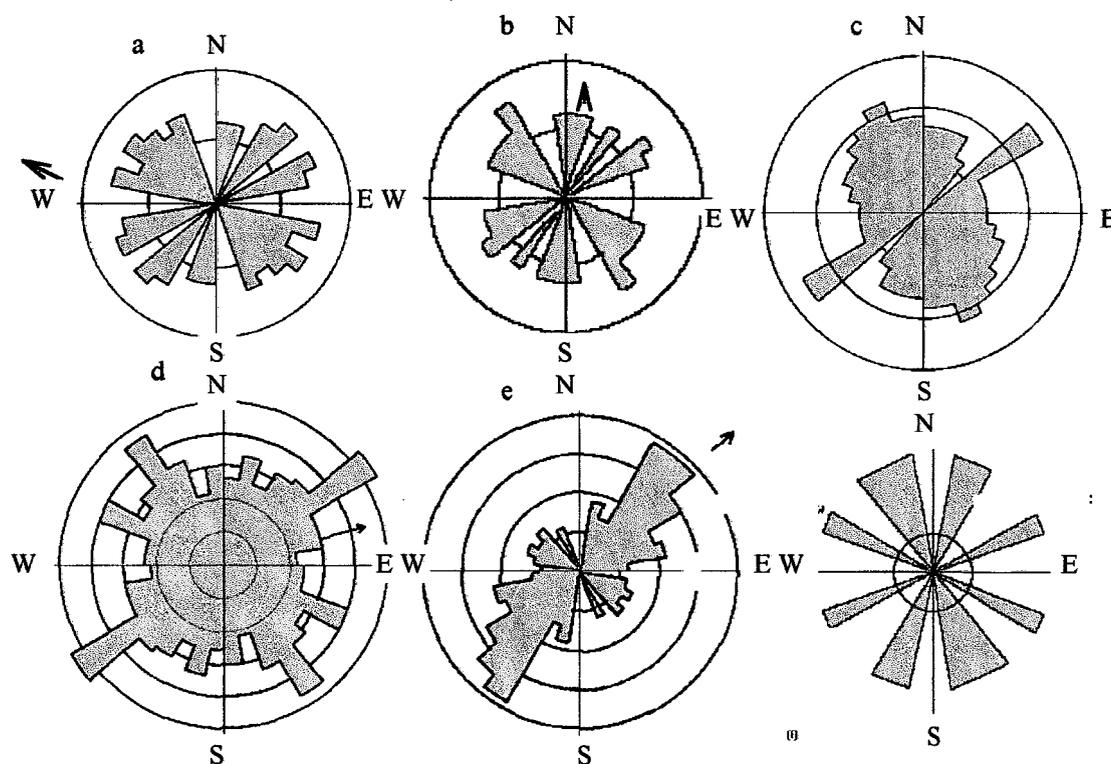


Figura 6.3 - Direção média dos rios e dos lineamentos tectônicos da bacia do Bananas; (a) 82° NW rio Bananas; (b) 0° rio Iratim; (c) $N10-20W$ média de todos os afluentes do rio Bananas; (d) 75° NE direção média da rede de drenagem; (e) 43° NE direção média dos lineamentos tectônicos na área de estudo; (f) lineamentos tectônicos das usinas de Salto Segredo, Foz do Areia e Segredo.

Ao se comparar as direções dos rios da bacia do Bananas com os lineamentos das hidrelétricas anteriormente citadas observa-se que 41,73% das medidas são coincidentes, sendo que 10,3% situa-se entre N10-30E; 5,15% entre N60-70E; 7,73% entre N60-70W e 26,35% entre N10-30W.

De forma geral pode-se dizer que os rios que compõem a rede hidrográfica da bacia do Bananas não se encontram essencialmente encaixados nos lineamentos tectônicos, mas sofrem uma forte influência destes ao longo de seus cursos.

Outros elementos, tais como, diaclasamentos subverticais, subhorizontais e a alternância entre estes devem ser considerados como elementos que contribuem na configuração da rede de drenagem e na forma dos vales.

Quando o rio corre sobre uma fase do derrame que apresenta diaclasamento subvertical, o leito deste tende a ampliar o seu entalhe vertical, enquanto, nos casos em que este mesmo rio tem o seu fluxo assentado numa fase com diaclasamentos subhorizontais, este tende a alargar o seu leito.

Assim sendo, a variação estrutural dos basaltos, o contato entre os derrames e os lineamentos tectônicos são elementos determinantes na configuração da rede de drenagem. A estes elementos deve-se associar a alternância cíclica de processos morfoclimáticos, que condicionados a mudanças no regime hidrológico ora aprofundaram os vales, ora os alargaram através do recuo paralelo das vertentes.

CAPÍTULO VII

7 - O revestimento vegetal

O estado do Paraná, segundo MAACK (1981), apresenta como associações florísticas originais a mata pluvial tropical-subtropical; a mata de Araucária; os campos limpos e campos cerrados, vegetação de várzeas e pântanos; mangues, vegetação das praias, ilhas, restingas e vegetação das regiões altas da serra.

Esta classificação seria a expressão dos domínios morfoclimáticos regionais, setorizados pelas grandes unidades geomorfológicas do estado. Entretanto MAACK (1948) já alertava que a divisão climática do estado do Paraná está em desacordo com a divisão fitofisionômica, particularmente, os campos, que aparecem como formação vegetal estranha com relação às características climáticas.

No conjunto dos Domínios Morfoclimáticos Brasileiros AB'SABER (1970), insere os campos do estado do Paraná no "*Domínio dos planaltos subtropicais recobertos por Araucárias e pradaria de altitude*".

O Planalto de Guarapuava apresenta como vegetação natural duas classes de formações fitofisionômicas, os campos gramíneo-lenhosos e as matas de Araucária. Nesta porção do estado do Paraná a estruturação natural das paisagens vegetais, segundo RIBEIRO (1989), é resultante das variações lito-estruturais e das condições paleoclimáticas que determinaram um mosaico morfopedológico que repercute na gênese, evolução e distribuição da cobertura vegetal.

Os campos do Terceiro Planalto paranaense, de acordo com a Classificação Fisionômico-Ecológica da Vegetação Neotropical Brasileira (VELOSO e GOES-FILHO, 1982:43), estão inseridos na Região Ecológica das Savanas, mais

especificamente, à Estepe Gramíneo-Lenhosa, que constitui-se em “florestas de galeria de porte baixo flanqueando algumas drenagens. O estrato herbáceo é constituído por duas sinúcias graminóides a dos hemicriptífitos e a dos geófitos, ambas apresentando pilosidade nas folhas e colmos, o que sugere uma adaptação ao ambiente relativamente seco” (VELOSO ET AL., 1991:96).

MAACK (1948) que já havia empregado em trabalhos anteriores o termo savana para referir-se aos campos do sul do Brasil, substitui o termo savana por “estepe de gramíneas baixas”, por considerá-lo inapropriado em função das características da vegetação e do regime de chuvas, especialmente das porções planálticas do Paraná.

Independente das divergências conceituais, no presente trabalho trataremos, de maneira geral, esta formação como campos, porque o que nos interessa, no momento é colocar em evidência as relações dos campos do Planalto de Guarapuava, com as mudanças climáticas que ocorreram a partir do Cenozóico, considerando-se as concepções de BIGARELLA e SALAMUNI (1961); BIGARELLA, MARQUES FILHO e AB’SABER (1961); BIGARELLA e AB’SABER (1964); BIGARELLA e ANDRADE (1965), BIGARELLA, ANDRADE-LIMA e RIEHS (1975) e AB’SABER (1977).

Com relação à discordância entre a vegetação original do estado do Paraná e o ambiente, de acordo com BIGARELLA e ANDRADE-LIMA (1982) muitos autores aventaram a hipótese de que a distribuição florística atual seria devido à interferência de indígenas antes do estabelecimento dos europeus no território paranaense. Segundo MAACK (1948) a pequena população indígena do território paranaense não dispunha na época de instrumental para retirada das matas que teriam recoberto os campos atuais. Entretanto, para outros autores, os campos são considerados formas de relictos de um antigo clima semi-árido pleistocênico, constituindo-se uma formação florística mais antiga ou primária do Paraná (MAACK, 1948, 1981).

As modificações climáticas do Quaternário no Paraná foram referidas inicialmente por MAACK (1948) com respeito ao acúmulo de seixos e blocos na Serra do Mar, onde para sua formação o autor sugere um clima semi-árido.

O Quaternário foi marcado por grandes instabilidades ambientais, em que mudanças extremas entre épocas glacial e interglacial provocaram impactos nos ecossistemas globais, especialmente em áreas de baixa latitude. Além de mudanças nas condições de erosão, sedimentação e regimes hidrológicos, essas mudanças climáticas condicionaram a distribuição regional da cobertura vegetal. *“Elas causaram, em um tempo geológico relativamente curto, sucessivas expansões e contrações de, ou floresta, ou vegetação aberta, esta última é representada pela caatinga, cerrado ou campo”* (BIGARELLA e ANDRADE-LIMA, 1982:28).

No debate a respeito da origem dos campos paranaenses, MAACK (1948) refuta a hipótese de que os campos sejam uma formação vegetal secundária surgida após a derrubada ou queimadas das matas. O autor cita, por exemplo, Laborian, que considerou a presença de nós de pinho a um metro de profundidade em solos de campo, como evidência de que a cobertura de matas de pinheiros teria precedido os campos antes da chegada dos europeus. No entender de MAACK (1948:163):

“(...) a Araucária, como tipo especialmente desenvolvido, ocorre nas paisagens do sul do Brasil em exemplares isolados ou agrupamentos ralos, os nós esporadicamente encontrados não constituem prova de que a mata de araucária cobria antigamente por completo os campos atuais”.

Além do mais, segundo MAACK (1948) os campos já apresentavam o aspecto atual quando da chegada dos primeiros europeus e, o Planalto de Guarapuava, por sua vez, só foi descoberto a partir de 1770.

As evidências de alterações climáticas quaternárias, que são consideradas como a origem da ocorrência de campos no Paraná, quando de um clima

mais seco que o atual, são referidas por MAACK (1948: 165) pela presença, nas paisagens de campos, de *“incrustações limoníticas antigas, procedentes de soluções antecedentes (formação de canga, nódulos de limonita e laterização), assim como fanglomerados por baixo de conglomerados recentes”*, que sugerem um período seco anual regular e elevada evaporação na superfície do solo pela insolação. Trata-se, na concepção do autor, de uma fase clímax dos solos correspondente à uma vegetação clímax na forma de campos sob um clima periodicamente seco. Os perfis de solo colocam em evidência que os campos não foram precedidos por matas, pois não são identificados neles restos de raízes ou coloração húmica (o ácido húmico inclusive teria condições de dissolver o óxido de ferro).

Dessa forma, MAACK (1948:165) conclui que *“os campos do Paraná representam relictos dum clima semi-árido do quaternário antigo, o qual, com o término da glaciação quaternária, ou já iniciado no último interglacial, foi substituído periodicamente por uma época pluvial”*. O aumento das precipitações e sua melhor distribuição durante o ano, propiciou o avanço paulatino das matas que se encontravam sob os vales e encostas de escarpas. *“(...) Com efeito, eu considero os campos como formação vegetativa climática primária, mais antiga e as matas do Paraná como as formações secundárias, mais recentes”* (MAACK, 1948:66).

A respeito das oscilações climáticas do Quaternário e suas conseqüências sobre a cobertura vegetal BIGARELLA (1964) expõe que cada nível baixo do mar corresponderia a um período seco, provavelmente mais frio, com retração das formações florestais, ao passo que para cada nível alto do mar, sucediam-se climas mais quentes e úmidos, com expansão das florestas, e que no presente, vigora um período de mar alto, com clima quente e úmido, em que se presencia o avanço das florestas sobre os campos.

VALVERDE (1957) interpreta a ocorrência e manutenção de campos no sul do Brasil decorrentes da acidez e lixiviação dos horizontes do solo, onde a água

infiltrada no solo, dissolve as bases trocáveis e arrasta-as verticalmente até o nível do lençol d'água. Dessa forma, os solos planálticos seriam velhos, muito lixiviados, não permitindo o desenvolvimento de uma vegetação exuberante, enquanto as matas estariam concentradas nos terrenos mais dissecados, com maior mobilização de sais solúveis.

De fato, o que ocorre é que a acidez do solo é primordialmente decorrente da própria composição mineralógica das rochas vulcânicas ácidas. E os campos ocupam não só os solos mais antigos, mas também aparecem sobre os Cambissolos e Solos Litólicos, e regionalmente "*as florestas ocupam indistintamente, as superfícies de cimeira (reverso da cuesta da Serra da Esperança) e as áreas dissecadas pela drenagem regional*" (RIBEIRO, 1989:213).

De acordo com MAACK (1981) os campos abertos situam-se nos topos e nas vertentes, e onde os solos são bem drenados a moderadamente drenados, eles são compostos por plantas rizomatosas geófitas e hemicriptófitas cespitosas, intercaladas com gramíneas e ciperáceas, geralmente silicificadas e endurecidas. O aspecto xerofítico ou subxerofítico que muitas plantas apresentam é entendido como decorrente da grande deficiência de micronutrientes no solo e ao seu elevado teor de alumínio trocável (RIBEIRO, 1989).

Os campos limpos no estado do Paraná apresentam um aspecto singular, caracterizado por extensas áreas de gramíneas baixas desprovidas de arbustos, associados a esta formação ocorrem os capões, que segundo RIBEIRO (1989), podem aparecer na meia encosta, normalmente em vertentes côncavas em torno das nascentes, no contato entre uma vertente e o fundo chato de uma várzea, essas matas tendem a se expandir em direção ao interflúvio, ou então junto aos cursos de água. Segundo MAACK (1981) as árvores e arbustos que aparecem ao longo dos cursos de água constituem-se em pseudomatas de galeria e matas de galerias legítimas, que durante o Pleistoceno retiraram do subsolo a umidade necessária.

No estado do Paraná, os campos de Guarapuava, situados ao norte do rio Iguaçu, constituem-se numa das cinco áreas distintas de campos limpos, configurando-se como relicto de um período climático semi-árido do Plio-Pleistoceno (MAACK, 1981).

De acordo com MAACK (1948) as matas avançaram sobre os primitivos campos a partir das matas de galeria, capões de nascentes e matas de encostas, quando passou a dominar um clima mais úmido com chuvas mais regularmente distribuídas no Neo-Quaternário ou Holoceno.

Segundo RIBEIRO (1989) a formação dos capões nas áreas de campos ocorre nas porções do terreno onde predomina o escoamento pluvial difuso (*rain-wash*) com solos profundos e bem drenados, com fornecimento de nutrientes que permitem a instalação de arbustos e árvores pioneiras (normalmente de espécies heliófilas). A partir daí, com as condições climáticas presentes dar-se-ia a expansão e conseqüente fusão dos capões, a partir dos setores da encosta com solos mais favoráveis. Por conseqüência tem-se então, a instalação da mata de araucária, com modificação das condições ambientais, com o surgimento de microclimas específicos e alterações pedológicas.

RIBEIRO (1989:197) considera os capões como parte integrante da vegetação campestre do centro-sul do estado do Paraná, em razão das *“estreitas relações ecológicas e econômicas que se estabelecem entre estes e os campos propriamente ditos, redundando numa paisagem que muito bem caracteriza a área”*.

A segunda grande composição florística característica do Planalto de Guarapuava constitui-se na Mata de Araucária, e a presença extensiva da Araucaria angustifolia imprime a dinâmica da classe de formação vegetal a qual pertence. Trata-se de uma espécie pioneira que tende a avançar sobre os campos, entretanto seu caráter heliófilo limita sua ocorrência em áreas de sombra mais intensa (RIZZINI, 1979).

Segundo MAACK (1981) a mata de araucária é uma parte especial da mata pluvial-subtropical, e seu desenvolvimento está fortemente relacionado à altitude, ou

seja, no Paraná sua ocorrência é muito mais significativa acima dos 500 m de altitude. Nesta formação, além do pinheiro, aparecem geralmente associadas (conforme a situação topográfica e a idade do maciço) arvores dos gêneros *Podocarpus*, *Drymis*, *Ocotea*, *Nectandra* e *Tabebuia* (RIBEIRO, 1989).

Segundo RIBEIRO (1989:195), "*a floresta subtropical ombrófila mista (mata com Araucárias) e os campos gramíneo-lenhosos constituem ambientes específicos e distintos, no interior do citado domínio morfoclimático, o que vai colocar um deles em situação agressiva em relação ao outro, dependendo das condições climáticas vigentes*".

Nos campos pouco alterados do Terceiro Planalto paranaense, podem ser identificados os campos encharcados, conhecidos como banhados, onde desenvolvem-se espécies de ervas e arbustos adaptados às condições de ambiente brejoso. Estes campos encharcados estão circunscritos às áreas deprimidas do terreno, aos fundos de vales achatados e aos "dales" parcialmente colmatados, nestes ambientes verifica-se que a drenagem do solo é bastante lenta, o que permite acumulação de argila e matéria orgânica.

A modificação da cobertura vegetal original foi significativa em todo território paranaense. As formações florestais dos planaltos do Paraná foram ocupadas por monoculturas de soja e trigo (VELLOSO et al., 1991). Grande parte dos campos de Guarapuava foram substituídos pelas plantações de arroz, trigo e batata, (MAACK, 1981).

RIBEIRO (1989) faz uma interpretação geográfica da vegetação da região centro-sul do estado do Paraná, vinculada à expansão do povoamento e das transformações dos sistemas de produção a que esteve submetida. A região de Guarapuava foi, de fato, incorporada à economia brasileira, como espaço econômico periférico por volta de 1820, tornando-se parte do processo de expansão espacial da pecuária extensiva, quando esta atividade buscava novos campos, sendo feitas tentativas em direção a sudoeste, oeste e noroeste a partir de Guarapuava.

Mesmo quando o ciclo tropeirista estava, ainda fortemente ativo outra atividade - a extração da erva-mate - foi implantada, o que veio dar sustentação econômica ao estado do Paraná até as primeiras décadas do século XX.

Nota-se que a economia da região centro-sul do Paraná, possuía ainda um caráter periférico e extrativista, e este caráter é mais uma vez consolidado, quando Guarapuava se torna importante centro madeireiro do estado, por volta de 1950. Das matas e capões que circundavam os campos do Planalto de Guarapuava eram extraídos e exportados principalmente pinho, imbuia, cedro, canela, ipê e caviúna (RIBEIRO, 1989).

O caráter predatório e itinerante da extração da madeira deixou marcas de desolação e miséria na paisagem, acentuando a posição periférica da economia regional, uma vez que pouco ou quase nada foi investido na região. Somente mais tarde, na década de 70, indústrias de processamento de pasta de celulose instalaram-se no município.

Com isso, as reservas florestais esgotaram-se rapidamente na região, dado a sua característica intensiva de exploração. Então, já a partir da década de 50, instala-se nesta porção do estado do Paraná a agricultura comercial, marcando um novo ciclo econômico. Esta nova fase, pelas características naturais da região, possibilitou a introdução de novas culturas, calcadas na integração entre capital financeiro e aplicação de tecnologia moderna.

Mais recentemente, a partir da década de 70/80, outra atividade vem fortalecer a economia local e modificar a estruturação da paisagem. Trata-se da fruticultura, com ênfase a cultura da maçã, que encontra no Planalto de Guarapuava condições climáticas propícias à sua implantação, face a necessidade de um repouso hibernar bem marcado que esta cultura exige.

RIBEIRO (1989) sintetiza a dinâmica de uso do solo atual para a região de Guarapuava expondo que: 1) os campos abertos com condições de solo e relevo

favoráveis à agricultura mecanizada foram substituídos por culturas anuais (principalmente arroz, milho, centeio, cevada, trigo, aveia e soja); 2) algumas áreas de campos abertos que não são utilizados para a cultura mecanizada, são ocupados pela pecuária; 3) os campos encharcados mantêm-se preservados, participando do espaço da pecuária como alternativa alimentar e área de dessedentação para o gado; 4) as matas que limitam os campos e que estão situadas em terrenos mais declivosos ou são utilizadas pelos pequenos proprietários, ou pelas companhias reflorestadoras; 5) as áreas de reflorestamento estão concentradas principalmente num semicírculo a norte, nordeste e leste de Guarapuava.

Na bacia do rio Bananas, objeto de estudo deste trabalho, as matas ocupam as baixas encostas, os fundos de vale e os patamares estruturais que apresentam em subsuperfície diaclasamentos subhorizontais à horizontais e textura amigdalóide, facilitando o acúmulo de água, não raro transformando-se em fontes. As encostas mais íngremes, os topos e os terrenos bem drenados são ocupados por campos, os quais além de representarem um passado semi-árido estão condicionados à circulação da água, que através de fraturas de descompressão subverticais aumentam a infiltração vertical do talude, enquanto as brechas basálticas, pouco permeáveis, defletem o fluxo para fora do talude.

Embora RIBEIRO (1989) tenha identificado, de modo geral, no Terceiro Planalto os campos encharcados em fundo de vale, na bacia do Bananas estes encontram-se circunscritos às antigas superfícies de erosão (Pd₃).

Através de fotointerpretação e aerofotogrametria da área de estudo, procurou-se analisar as alterações de vegetação natural e de uso do solo no período compreendido entre 1963 e 1980 (anexo 4 e 5), sendo este o último vôo aerofotogramétrico do estado do Paraná.

Para esta análise foram consideradas 7 classes de vegetação e uso do solo, a saber: matas com Araucária, campos, campos encharcados, vegetação secundária, culturas, reflorestamento, fruticultura.

7.1 - Matas de Araucária

A mata com Araucárias que caracteriza as áreas planálticas do Paraná, apresentam, segundo MAACK (1948), diferenças regionais na sua composição florística.

VELOSO et al.,(1991) consideram-na como uma vegetação clímax do planalto meridional brasileiro. Entretanto, RIBEIRO (1989:214) expõe que, sob as condições climáticas atuais, as matas com Araucária não se configuram como um estado clímax, mas sim um estágio intermediário entre a vegetação campestre e a floresta pluvial; isso em consideração às diferentes fases "*sucessionais associada com a Araucaria angustifolia e os elementos característicos da floresta pluvial*".

Essa mata se constitui como parte especial da mata pluvial subtropical. A Araucaria angustifolia é a árvore dominante desta formação caracterizando a paisagem dos planaltos paranaenses. A maioria das madeiras nobres aparecem associadas e fortemente agrupadas favorecendo a fácil exploração (MAACK, 1981).

Esta mata foi amplamente explorada na região a partir da década de trinta e, embora bastante modificada, pode-se identificar, ainda hoje, seus gêneros e espécies característicos (MAACK, 1948; RIZZINI, 1979; RIBEIRO, 1989):

<u>Acacia polyphylla</u>	monjoleiro *
<u>Allophylus edulis</u>	vacundeiro

* madeira com valor comercial.

<u>Anchietea parvifolia</u>	cipó-sumá
<u>Anemopaegma prostratum</u>	penete-de-macaco-liso
<u>Araucaria angustifolia</u>	pinheiro*
<u>Arecastrum romazoffianum</u>	coqueiro
<u>Errabidea chica</u>	cipó-pau
<u>Axonopus compressus</u>	grama-tapete-de-folha-larga
<u>Bacharis eleagnoides</u>	tupixaba-branca
<u>Blepharoclyx concina</u>	murta
<u>cabralea glaberrima</u>	canharana
<u>Calvotrantes concina</u>	quamirim-ferro
<u>Campomanesia xanthocarpa</u>	guabirobeira
<u>Capsicodendrum dinisii</u>	pimenteira
<u>Casearia silvestris</u>	bugreiro
<u>Cedrela spp</u>	cedro-branco* e cedro-rosa*
<u>Cesearia decandra</u>	guaçutunga*
<u>Chorisia, sp</u>	paineira
<u>Chusquea, spp</u>	cará, bambuzinho
<u>Cocos eriospatha</u>	butia
<u>Copaifera trapezifolia</u>	pau-óleo*
<u>Cordyline dracenoides</u>	tuvarana, varana
<u>Croton celtidifolius</u>	pau-sangue
<u>Cryptocarya aschesoniana</u>	canela-fogo
<u>Cupania vernalis</u>	miguel pintado, pigadeira
<u>Dalbergia nigra</u>	jacarandá-caviúna*
<u>Daphinisis racemosa</u>	embira-branca
<u>Dicksonia sellowiana</u>	xaxim-bugio
<u>Didymopomax angustissimum</u>	caxeta*
<u>Doxantra prostratum</u>	unha-de-gato
<u>Drimys brasiliensis</u>	casca d'anta*
<u>Erythrina crista-galle</u>	corticeira-do-brejo
<u>Erythrina falcata</u>	corticeira
<u>Eugenia uniflora</u>	pitangueira
<u>Ilex, spp</u>	erva-mate, caúna, cogonha

<u>Inga marginata</u>	ingá-bainha
<u>Inga sessilis</u>	ingá-ferradura
<u>Jacaranda puberula</u>	caroba*
<u>Litreae brasiliensis</u>	pau-de-bugre
<u>Luehea divaricata</u>	açoita-cavalo
<u>matayaba eleagnoides</u>	camboatá-bravo
<u>Mimosa acabrella</u>	bracatinga
<u>Moquinia, spp</u>	cambará*
<u>Nyceugenia, spp</u>	cambuí, cambuí-do-brejo
<u>Myrcea bombicina</u>	guamirim*
<u>Nectandra molle</u>	canela*
<u>Nephelea setosa</u>	xaxim
<u>Ocotea catharinensis</u>	canela-fogo*
<u>Ocotea mutans</u>	canela-coqueira*
<u>Ocotea posora</u>	imbuia*
<u>Ocotea pretiosa</u>	canela-sassafrás*
<u>Ocotea puberula</u>	canela-sebo*
<u>Oncidium, spp</u>	orquídeas
<u>Paullinia, spp</u>	cipó-triângulo
<u>Pithocotenum echinatum</u>	pente-de-macaco
<u>Podocarpus lambertii</u>	pinheiro-bravo*
<u>Prunus selowii</u>	pessegueiro bravo, varova
<u>Pseudodrinolaena palystachya</u>	pastinho-do-mato
<u>Pyrostegia vetusta</u>	cipó-são-joão
<u>Rapanea ferruginea</u>	capororoca
<u>Roupala brasiliensi</u>	carvalho nacional*
<u>Schinus terentifolium</u>	aroeira*
<u>Sebastiania klotzschiana</u>	branquilha*
<u>Serjania, sp</u>	cipó-triângulo
<u>Solanum verbascifolium</u>	curvitinga
<u>Symphiopappus, spp</u>	tubixaba-preta
<u>Tabebuia alba</u>	ipê-amarelo
<u>Tailandsia usneoides</u>	barba-de-pau (epífita)

<u>Vitex megapotâmica</u>	tarumã*
<u>Vrisia nidulária</u>	bromélia

7.2 - Campos

Na paisagem natural dos campos limpos da região predominam amplas áreas de gramíneas. A maioria das plantas campestres apresenta grossos rizomas subterrâneos e bulbos resistentes às queimadas anuais e às freqüentes geadas que ocorrem na região, essas plantas revelam o seu caráter xerofítico em razão da presença de pêlos nos galhos das folhas carnosas e coriáceas (MAACK,1981). Quando pouco alterados, prevalecem na fisionomia dos campos, amplos gramados entremeados por plantas lenhosas raquíticas (VELOSO et al., 1991).

Nos campos abertos do Terceiro Planalto, de acordo com MAACK (1948 e 1981) e RIBEIRO (1989), predominam os seguintes gêneros e espécies:

<u>Aristidia pallens</u>	barba-de-bode ^s
<u>Andropogon lateralis</u>	capim-caninha ^s
<u>Andropogon tener</u>	capim-mimoso
<u>Elyonorus candidus</u>	capim-limão
<u>Elyonorus trapsicoides</u>	capim-limão
<u>Axonopus, sp</u>	pé-de-galinha
<u>Miconia candolenna</u>	vassoura ou vassourinha
<u>Piptocarpha axillaris</u>	vassoura preta
<u>Blepharocalyx lanceolatus</u>	vassourinha
<u>Mimosa conferta</u>	
<u>Aeschynomete falcata</u>	carrapicho
<u>Zórnia diphylla</u>	urinária

^splantas consumidas pelo gado

<u>Bacharis</u> sp	carqueja
<u>Bacharis cordifolia</u>	mio-mio
<u>Bacharis microptera</u>	mio-mio
<u>Panicum</u> sp	
<u>Vernonia</u> spp	
<u>Schizachyrium</u> sp	
<u>Trachipogon</u> sp	
<u>Pteridium aquilinum</u>	sambambaia-das-taperas
<u>Eryndium</u> sp	caraguatá-do-campo ^s

Se a economia local foi desenvolvida a partir do século XIX, e que esta acentuou-se a partir da exploração dos recursos naturais, seria um tanto duvidoso considerar os campos como formação vegetal natural. De fato, ainda hoje, grandes parcelas de campos abertos continuam sendo destinadas à pecuária extensiva e estes, embora modificados em sua composição florística, são considerados como campos brutos. Ao norte do rio Iguaçu RIBEIRO (1989) identifica, ainda hoje, 20% dos campos brutos destinados à pecuária.

7.2.1 - Campos encharcados

As porções de campos encharcados ou várzeas que ocupam as áreas deprimidas do terreno com maior acúmulo de água no solo não se integraram, ainda, no processo produtivo da região, embora os projetos do PROVARZEAS (Programa Nacional de Aproveitamento de Várzeas) prevejam a sua drenagem para posterior uso agrícola. Na verdade, em função da estrutura fundiária predominante na área de estudo, estas áreas são reservadas pelos pecuaristas locais para o oportuno aproveitamento no período de inverno, quando a vegetação dos campos torna-se escassa ou fica endurecida.

MAACK (1948 e 1981) e RIBEIRO (1989), identificam nestes ambientes do planalto de Guarapuava os seguintes gêneros e espécies:

Cyperus laetus

Cyperus lanceolatus

Cyperus megapotamicus

Andropogon lateralis capim-caninha^s

arundinella hispida

Erianthus asper

Erianthus devaricatus

Hypogonium virgatum

Paspalum aproximatum

Paspalum maculosum

Paspalum pertinatum

Saccharum holocoides

Saccharum cayanense

Sporobolus aenus

Eriocaulum kunthii

Uricularia sp

Drosera sp

7.3 - Vegetação secundária

Em virtude do período madeireiro ao que se inseriu Guarapuava, e também do grande incêndio florestal de 1963, as antigas áreas florestais que não foram aproveitadas por outras atividades econômicas, apresentam o desenvolvimento de uma vegetação secundária em vários estágios de sua sucessão. De acordo com KLEIN (1980), a vegetação secundária constitui-se nas associações vegetais que se desenvolvem

espontaneamente, em áreas de antigas matas ou de culturas abandonadas. As observações de campo e a fotointerpretação permitiram identificar um estágio de desenvolvimento de vegetação secundária com ocorrência de formações herbáceas, de arbustos e árvores em estágio intermediário de desenvolvimento.

7.4 - Agricultura

No Planalto de Guarapuava a economia regional vem sofrendo alterações de ordem estrutural a partir da década de 80, com a valorização da agricultura comercial, em especial, das monoculturas. Entretanto, na bacia do rio Bananas, restrições de ordem morfológica dificultam ou impedem a agricultura mecanizada.

Com exceção dos grandes proprietários de terra que destinam parte de suas áreas à pecuária, os demais produtores possuem um regime de produção familiar, mantendo as chamadas roças de milho, feijão, mandioca e batata, além de pequenos animais para consumo próprio.

Digno de nota, é o fato de alguns produtores familiares promoverem a "limpeza" do terreno queimando os capões, campos ou matas, independentemente da declividade do terreno. As áreas desprovidas de sua vegetação são semeadas por uma das culturas acima citadas, geralmente ultrapassando a capacidade da mão de obra disponível. Conseqüentemente, parte das áreas devastadas e semeadas são abandonadas, resultando na aceleração, sem qualquer retorno econômico, dos processos erosivos e empobrecimento do solo.

7.5 -Reflorestamento

Os reflorestamentos, predominantemente de pinus, atualmente fazem parte da paisagem regional, ocupando especialmente a porção centro leste da bacia, independentemente da declividade. Os pinus são matéria prima para indústria de papel e celulose, instalada nas proximidades da área de estudo.

7.6 - Fruticultura

A introdução da produção de frutas de clima temperado, especialmente maçã, deu-se a partir de um projeto governamental denominado Planalto Verde, que buscava dinamizar as atividades primárias locais e, por conseguinte, transformar Guarapuava em grande exportadora de maçã. Na área de estudo esta produção concentra-se especialmente nas encostas menos declivosas e na porção leste da bacia.

7.7 - Transformações recentes do uso do solo na bacia do rio Bananas

As transformações da cobertura vegetal e a dinâmica de ocupação do solo colocam em evidência a inserção desta área no contexto regional do Planalto de Guarapuava. Os campos e matas de Araucária que ocupavam juntos, em 1963, 90,63% da área total da bacia do rio Bananas, passaram a ocupar, em 1980, apenas 49,3% de sua superfície. As florestas nativas sofreram, em 17 anos, uma redução de aproximadamente 50% (tabela 7.1), enquanto os campos, no mesmo período, foram reduzidos em 41,62%.

classes de vegetação e uso do solo	1963		1980	
	área em Km ²	% da área da bacia	área em Km ²	% da área da bacia
Mata de Araucária	177,11	47,32	89,14	23,82
campos	163,31	43,64	95,35	25,48
campos encharcados	1,39	0,37	1,56	0,42
capoeira	2,98	0,80	7,34	1,96
agricultura	21,58	5,77	20,66	5,52
reflorestamento	7,88	2,10	144,74	38,67
fruticultura	0	0	15,46	4,13
total	374,25 Km ²	100%	374,25 Km ²	100%

Tabela 7.1 - Distribuição das classes de uso de solo dos anos de 1963 e 1980, conforme a área ocupada em Km² e em percentual.

Dessa forma, considerando-se que neste período a área de campos encharcados e de culturas praticamente permaneceram inalterados (figura 7.1), as antigas áreas de campos e matas deram lugar ao reflorestamento e à fruticultura.

Na bacia do Bananas a área ocupada com reflorestamento aumentou, de 1963 a 1980, de 7,88 Km² para 144,74 Km², ou seja, em 17 anos sua área inicial foi multiplicada em quase 19 vezes. A fruticultura, inexistente em 1965, ocupa, em 1980, 15,46 Km² ou 4,13% da área da bacia.

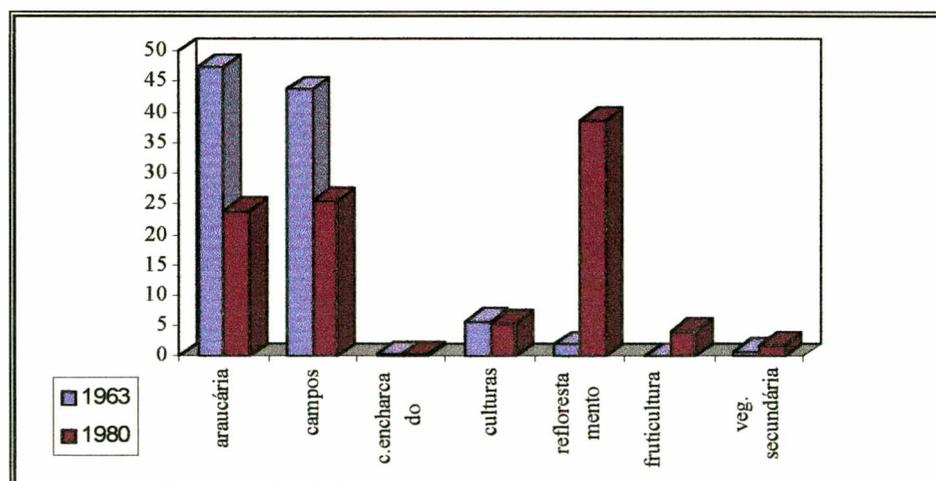


Figura 7.1 - Comparativo em percentual da evolução das classes de uso do solo (1963 - 1980).

A retirada de florestas nativas foi significativa em 17 anos, quando sua área, que em 1963 era de 177,11 km², em 1980 restavam apenas 89,14 km². A área ocupada pelos campos neste período foi reduzida em 41,62% ou 67,96 km².

A organização da produção, historicamente esteve condicionada aos elementos da vegetação, seja, pela ocupação dos campos com o tropeirismo, seja, com a exploração das matas, com o ciclo da erva mate e, mais recentemente, com o ciclo da madeira. *"A importância da vegetação natural na estruturação das paisagens regionais foi, e ainda é, muito significativa. As condições fitofisionômicas, em que se apresentam refletem as influências do potencial ecológico (geologia, geomorfologia e clima), dos solos e da ação antrópica potencial de exploração econômico"* (RIBEIRO, 1989:194).

7.8 - Declividade

A elaboração do mapa de declividade (anexo 2), foi levada a termo, no intuito de avaliar o seu uso potencial, tanto no que concerne a preservação ambiental, como a utilização agrícola e pecuária, e como complemento dos estudos geomorfológicos, de forma a subsidiar a caracterização do relevo e identificação do nível superior de erosão.

Para determinação das diferentes classes de declividade, adotou-se os critérios paramétricos pré-estabelecidos por estudos agronômicos para o uso do solo, os quais compreendem cinco classes situadas entre 0 e 6%, 6% e 12%, 12% e 20%, 20% e 45% e acima de 45%.

As cinco classes de declividade consideradas, distribuem-se por toda a área de estudo. A classe 0 a 6%, apresenta uma maior frequência na porção leste da bacia, correspondente ao nível superior de erosão (Pd₃); não obstante também seja encontrada intercalando as demais classes de declividade, ao longo de toda a bacia. As

demais classes distribuem-se ao longo de toda a área de estudo sem, no entanto, apresentar uma clara disposição de frequência ou concentração.

Os locais, cujas declividades situam-se entre as classes de 0 a 6%, 6% a 12% e 12 a 20% são indicados para o uso agropecuário, desde que respeitadas as condições dos solos. As áreas com declividades entre 20% e 45% são recomendadas apenas para o reflorestamento. As vertentes com declividade igual ou superior a 45%, bem como topos de morros, são consideradas áreas de preservação permanente, conforme o artigo 2º, do código florestal, Lei nº 4.771 de 1965.

CAPÍTULO VIII

8.1 - Superfícies de Erosão.

Os primeiros trabalhos de interpretação dos sucessivos estágios da evolução de encostas basearam-se nas teorias Davisianas do rebaixamento contínuo e redução de declividade.

Nestes trabalhos pioneiros sobre a evolução do relevo surgiu o uso de uma terminologia específica: nível de erosão, superfície de aplainamento, pediplanos, peneplanícies, relevo residual, relevo maduro, relevo jovem, e rejuvenescimento entre outros.

O desenvolvimento da geomorfologia brasileira desde os conceitos de DAVIS (1899) e dos vários pesquisadores subseqüentes como MORAES REGO (1930), DE MARTONE (1943, 1944), MAACK (1947), KING (1956), entre outros, passa a adotar novas linhas de pesquisa dentro da geomorfologia climática, com a apresentação e aplicação de modelos simples a complexos. Estes modelos procuram explicar a gênese e a evolução das formas de relevo ao longo do tempo, principalmente durante o Quaternário, que caracteriza-se por um reafeiçoamento contínuo da superfície e pela sobreposição das formas sobre uma estrutura morfológica preexistente de natureza morfoestrutural ou morfoclimática (BIGARELLA e PASSOS, Inédito).

As pesquisas desenvolvidas por BIGARELLA e AB'SABER ampliaram significativamente as teorias da geomorfologia climática, contribuindo para a adoção de novas aproximações metodológicas e inovando com o uso de técnicas estratigráficas, sedimentológicas e laboratoriais, além do emprego de nova terminologia.

BIGARELLA e AB'SABER (1964) utilizaram critérios geológicos associados aos geomorfológicos na análise da paisagem atual.

Os estudos da evolução do relevo baseados na geomorfologia climática, adotam conceitos de pedimentação e pediplanação similares aos aplainamentos postulados nos modelos cíclicos davisianos. Contudo, a interpretação genética das formas e de sua relação com os níveis de base possui um caráter bastante diferenciado.

Atualmente existe uma tendência de correlacionar as superfícies de erosão aplainadas à ação dos processos de degradação lateral da paisagem, considerando-as como pediplanos. Sob esta ótica, as grandes superfícies de erosão formar-se-iam a partir da coalescência de vários pedimentos, resultando no desaparecimento dos compartimentos menores, e originando extensos pediplanos (BIGARELLA e MAZUCHOWSKI, 1985).

BIGARELLA e AB'SABER (1964), BIGARELLA et al., (1965b) reconhecem três superfícies de erosão, as quais designaram com as siglas Pd₃, Pd₂ e Pd₁, em ordem decrescente de idade. Os estudos realizados na Serra do Mar por BIGARELLA et al. (1978) e na região metropolitana de Curitiba (BIGARELLA et al., 1979), permitiram identificar nas várias superfícies de erosão e em outros níveis de degradação, subníveis subordinados não bem definidos arealmente. Segundo os autores, cada uma das superfícies de erosão do esquema Pd₃, Pd₂ e Pd₁ é composta por, pelo menos, um subnível, muitas vezes de expressão mais local do que generalizada.

De acordo com JUSTUS (1985) citado por BIGARELLA e MAZUCHOWSKI (1985:135) no *"norte e noroeste do estado do Paraná as grandes superfícies de aplainamento estão representadas pela superfície de cimeira (Pd₃) e por duas superfícies interplanálticas (Pd₂ e Pd₁), além de um pediplano de 'beira-rio' que representa uma grande extensão areal do nível do pedimento P₂, embutido na superfície Pd₁."*

BIGARELLA, ANDRADE-LIMA e RIEHS (1975), atribuíram a idade das superfícies de erosão ao Oligoceno (Pd₃), Plioceno Inferior (Pd₂), Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior (Pd₁) e à época da glaciação Kansan (Pd₀ = P₂) ou ainda, a época Catarinense.

8.2 - Superfície de cimeira

Uma das mais marcantes feições geomorfológicas são as superfícies de cimeira. Seus planaltos residuais são remanescentes do aplainamento de grandes extensões, que precederam o aparecimento dos grandes compartimentos de denudação que se desenvolveram, principalmente, a partir do encaixamento da drenagem conseqüente. Os limites dos compartimentos com as superfícies de cimeira coincidem com escarpas, ressaltos e rupturas de declive (BIGARELLA e MAZUCHOWSKI, 1985).

De acordo com BIGARELLA et al., (1965a: 128) no estado do Paraná o pediplano (Pd₃) constitui-se na *"parte cimeira dos velhos planaltos paranaenses, possuindo remanescentes retrabalhados em alguns maciços elevados do reverso continental da Serra do Mar e no reverso da Escarpa Devoniana"*.

ALMEIDA (1956:28) chamou a atenção para os indícios de uma antiga superfície de erosão no reverso do Planalto de Guarapuava, por ele denominado Planalto das Araucárias. Segundo o autor;

"O reverso das 'cuestas', em Santa Catarina e no Paraná pode mostrar cimos nivelados, geralmente não florestados mas cobertos de campos, em altitudes compreendidas entre 1050 e 1300 metros, que parece atestarem a existência de uma antiga superfície de erosão senil, que seria a de Pratinha, deformada e suavemente inclinada para oeste".

Entretanto, deve-se ressaltar que o universo dos processos morfogenéticos ultrapassa o dimensionamento espacial da área de estudo (374,25km²), tornando-se necessário, portanto, abordar os aspectos paleogeográficos e geomorfológicos da região em si, a fim de acompanhar e analisar a evolução da paisagem através dos tempos geológicos.

A partir das cartas topográficas Vitória e Guarapuava (escala 1:50.000), projetou-se sobre os divisores de água das bacias e microbacias, múltiplos perfis ao longo do paralelo, em faixas de 5'. A técnica desenvolvida por BIGARELLA et al., (no prelo) e aqui empregada, permitiu visualizar o comportamento das diferentes superfícies de erosão, bem como, identificar alguns níveis embutidos.

Os perfis geomorfológicos múltiplos (figura 8.1) permitem identificar a presença de três superfícies de erosão, das quais uma é de difícil visualização. Os níveis topográficos mais elevados, com altitudes variando entre 1.230 e 1.300 metros, correspondem à superfície de cimeira Pd₃, a qual apresenta uma suave inclinação em direção Oeste.

As formações superficiais encontradas no pediplano (Pd₃) não são, evidentemente, aquelas do período da pediplanação, mas feições posteriormente desenvolvidas. Estas formações são constituídas em sua maioria por associações de latossolo-bruno-álico e cambissolo álico. Sobre ela ocorrem áreas deprimidas, com declividades inexpressivas, facilitando o acúmulo de matéria orgânica. Ao longo de todo o Pd₃ são comuns *“os sistemas de vales largos, com antigas várzeas pantanosas, que podem ser observadas imediatamente atrás da testa da escarpa”* (MAACK, 1981:423).

Digno de nota é o grande número de áreas deprimidas formadas pelos “dales”, típicas depressões de terrenos de rochas vulcânicas onde se instalam nascentes lodosas (RIBEIRO, 1989). MAACK (1981:295) descreveu essas depressões como produto

da “ação conjunta da deposição química, erosão e dissolução mecânica devido à infiltração e lavagem da água”.

A drenagem regional é nitidamente controlada pelos lineamentos tectônicos, fraturas e diáclases das rochas vulcânicas.

Os movimentos de epirogênese positiva e o basculamento do 3º Planalto em direção à calha do rio Paraná, nível de base de toda a bacia do Paraná, sugerem o que Almeida chamou de “vaga de erosão regressiva”, sendo as superfícies de cimeira as últimas a serem atingidas.

“Como não há qualquer indício de cobertura pós-basáltica, é-nos lícito supor ter essa drenagem imposto aos basaltos seu traçado a partir de uma superfície aplainada que se estendia desde o núcleo curitibano, de onde hoje procede a drenagem, para sobre a área basáltica, numa situação idêntica à que se verifica a borda oriental da bacia do alto Paraná. Os movimentos distróficos, acentuando a deformação, e as já referidas vagas de erosão remontante que se expandiram desde a Bacia Pampeana, penetrando pelas bacias do Uruguai e médio Paraná, provocaram o encravamento da rede de drenagem e o realce das ‘cuestas’ situadas na borda oriental do planalto basáltico” (ALMEIDA, 1956:28).

Entretanto, a superfície de cimeira Pd₃ parece compreender mais de um nível topográfico, porém, sua comprovação é difícil, tanto pela descontinuidade entre os diversos relevos residuais, como pelos alinhamentos estruturais. A origem desses níveis rebaixados parece estar relacionada ao reafeiçoamento da antiga superfície, através de pequenas flutuações climáticas para o mais úmido e o retorno ao semi-árido, promovendo uma suave dissecação do relevo. Dessa forma, a superfície Pd₃ seria constituída por um conjunto de dois ou três níveis de dissecação e degradação, formando a “família” Pd₃ (BIGARELLA, informação verbal).

O longo período de vigência das condições climáticas semi-áridas, responsáveis pela degradação lateral do relevo completou o desenvolvimento da superfície de cimeira (Pd₃), originando um extenso pediplano. Com o advento de um clima mais

úmido e instalação de rios conseqüentes, deu-se início a uma profunda dissecação do pediplano de cimeira (Pd₃). Com o retorno às condições de semi-aridez e o predomínio da degradação mecânica e lateral, teve lugar o desenvolvimento de uma nova superfície de erosão (Pd₂).

Através dos perfis geomorfológicos múltiplos (figura 8.1) detectou-se a existência de um nível rebaixado em relação ao Pd₃, com altitudes variando entre 1.200 e 1.230 metros. No entanto, apesar de sua difícil interpretação em razão da descontinuidade apresentada, esta superfície parece corresponder aos remanescentes do pedimento Pd₂.

Segundo BIGARELLA et al., (1965a), o pediplano Pd₂ raramente representa a superfície de cimeira, sendo geralmente intermontano, formando grandes alvéolos dissecados correspondentes à fase mais antiga da formação de compartimentos alveolares das terras elevadas do Brasil sudeste e meridional.

Após a elaboração do Pd₂ (Plioceno inferior) sob condições semi-áridas, este pediplano foi novamente dissecado por processos morfogenéticos condicionados por um regime climático úmido. Durante o Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior (BIGARELLA, ANDRADE-LIMA e RIEHS, 1975) o retorno à condições de semi-aridez elaborou um novo pediplano (Pd₁).

O terceiro nível identificado, o Pd₁, corresponde a uma superfície elaborada a partir do Pd₃ e Pd₂. Atualmente esta superfície possui, no Paraná, uma inclinação geral para oeste e para as calhas dos grandes rios, apresentando um modelado de aplainamento degradado, com dissecação de média a forte.

Finalmente, a transição e o estabelecimento de condições climáticas mais úmidas, promoveram o reafeiçoamento do Pd₁ através dos processos de dissecação das antigas superfícies de erosão, que conduziram à formação de níveis embutidos mais baixos.

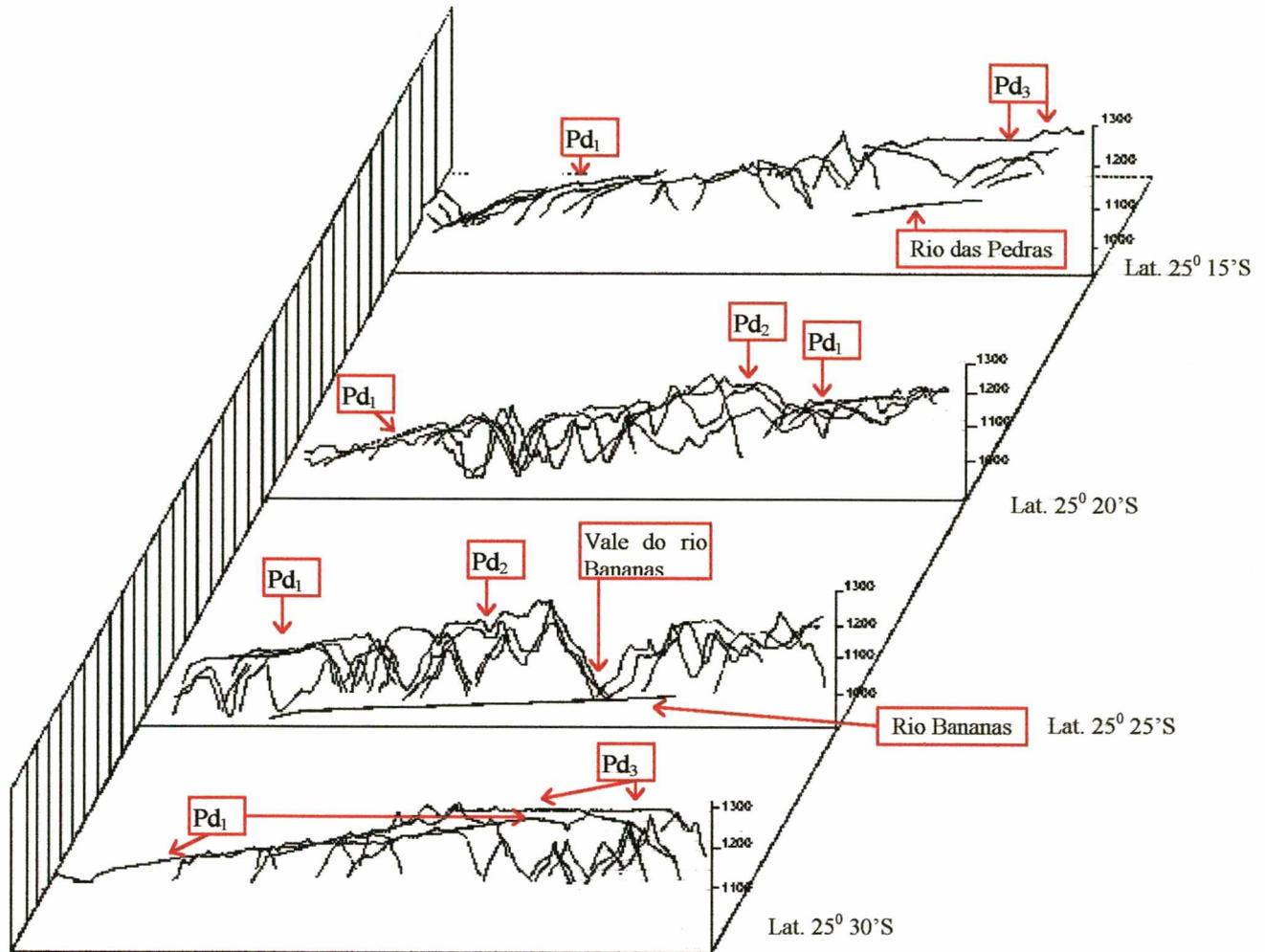


Figura 8.1 - Perfis geomorfológicos múltiplos ao longo dos paralelos, em faixas de 5' em 5'. Estes perfis permitem a visualização dos três níveis de pediplanação Pd₃, Pd₂ e Pd₁.

8.3 - Morfogênese estrutural

Os aspectos morfológicos atuais são o resultado da íntima relação entre os processos morfoclimáticos e as características estruturais e texturais da litologia.

As efusões de lavas jurássico-cretácicas que constituem o substrato da área estudada se caracterizam pelos diversos e sucessivos derrames de lavas, predominantemente básicas. Contudo, apesar da composição química relativamente semelhante, o seio de cada derrame apresenta variações texturais significativas, cuja origem remonta a época do extravasamento.

Segundo LEINZ (1949), a constituição textural dos derrames varia conforme o resfriamento a que foi submetida. De acordo com o modelo proposto pelo autor, a base dos derrames é, geralmente, constituída de matéria vítrea, devido ao contato da lava com o substrato frio. Subseqüentemente, esta faixa vítrea passa, de forma gradativa, a um basalto microcristalino com diáclases predominantemente horizontais. Seguem-se, então, basaltos com granulações mais grosseiras e diáclases verticais, ao passo que o topo apresenta vesículas e/ou amígdalas.

A diferenciação estrutural e textural dos derrames, bem como a interface entre estes e os lineamentos tectônicos, determinam um comportamento heterogêneo da litologia frente aos agentes intempéricos.

De acordo com MARQUES FILHO (1982), os aspectos de maior influência na progressão do intemperismo em rochas basálticas são, provavelmente os de caráter estrutural. Os efeitos são variados, porém, o principal, é o de originar caminhos preferenciais para a infiltração da água ou, na ausência destes, criar barreiras pouco permeáveis que defletem os fluxos para outras direções protegendo o maciço.

Conforme o autor citado, as estruturas de maior influência são os contatos de derrames, descontinuidades subhorizontais, zonas de fratura por

descompressão, fraturas subverticais dos basaltos densos, falhas e lineamentos tectônicos subverticais e frentes de derrame. Portanto, a evolução do intemperismo é o resultado da atuação conjunta de todos os fatores acima expostos que ocorrem na região.

A interrelação entre os mecanismos de alteração se processaria da seguinte forma: as fraturas subverticais abrem por descompressão, aumentando a infiltração vertical no talude. As camadas de brechas basálticas, pouco permeáveis, desviam a infiltração para fora do maciço. Assim, forma-se uma zona de circulação subhorizontal de água no topo deste horizonte, que pode ser facilitada pela eventual ocorrência de contatos ou fraturas subhorizontais abertas (MARQUES FILHO, 1982).

Dessa forma, criou-se condições propícias ao aprofundamento do intemperismo químico que pode atingir apenas alguns centímetros ou, em condições favoráveis, estender-se a várias dezenas de metros.

Com o intemperismo evoluindo em profundidade, a forma das encostas determina uma forte influência. Assim, os "noses" (MARQUES FILHO, 1982) originados por dois afluentes próximos ou cristas estreitas formadas pela incisão vertical dos rios, podem facilitar a ação química.

É interessante ressaltar que as diáclases horizontais e subhorizontais, bem como, a textura amigdalóide, decompõem-se mais rapidamente, devido à maior retenção de água (LEINZ, 1949), transformando-se em níveis de fontes d'água e concentração vegetal.

A erosão fluvial quando atinge as zonas de diáclases horizontais ou subhorizontais, escava leitos rasos promovendo o alargamento dos vales (figura 8.2). Gradativamente, o rio aprofunda seu talvegue até atingir as diáclases verticais e subverticais.

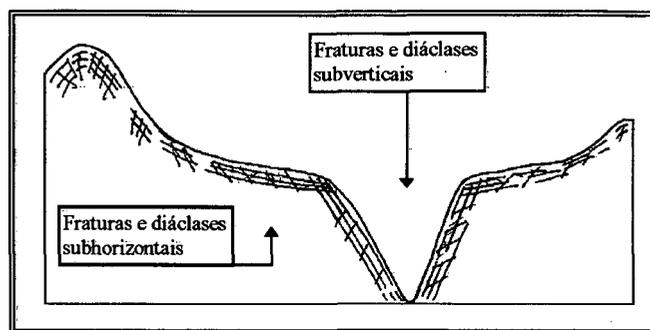


Figura 8.2 - Perfil representativo de diáclases subhorizontais e subverticais; originadas por decompressão.

Nesta fase a erosão penetra rapidamente em profundidade formando, geralmente, vales em forma de "V" fechado, até atingir nova fase do derrame constituída de diáclases subhorizontais.

Em função desses processos originam-se patamares estruturais que se desenvolveram na porção superior dos derrames e/ou nos horizontes vesículo-amigdalóides. As vertentes íngremes coincidem com as camadas formadas por basaltos mais resistentes.

A base das encostas e a transição entre os patamares suavemente inclinados, mostram acumulações de espessos solos coluviais, às vezes com evidências de uma evolução fortemente influenciada por deslizamentos e rastejo. Não rara é a ocorrência de blocos e matacões expostos sobre estas superfícies.

Os patamares mais suaves possuem solos coluviais e residuais relativamente mais espessos. As camadas de saprólito são variadas, não muito espessas, com passagem a rocha dura freqüentemente abrupta.

Os divisores geralmente são aplainados e os topos convexos ou em forma de mesetas, podendo ou não apresentar solos, geralmente delgados.

Aos processos anteriormente descritos deve-se considerar, também, os efeitos das mudanças climáticas sobre a atuação dos diversos elementos envolvidos.

8.4 - Morfogênese climática

As variações climáticas ocorridas durante o Quaternário promoveram significativas alterações nas taxas de intemperismo e pedogênese, nos regimes fluviais e no nível dos oceanos, além de forçar os seres vivos a novas migrações e adaptações (MOURA, 1994). Essas recorrentes modificações ambientais encontram-se impressas na paisagem atual, representadas por um complexo mosaico de formas relictuais e herdadas, desenvolvidas sob condições hidrológicas e hidrodinâmicas diferentes das atuais.

As mudanças ambientais relativas às alternâncias climáticas têm sido comumente relacionadas aos períodos glaciais e interglaciais pleistocênicos das altas latitudes. Os avanços e recuos das geleiras corresponderiam, respectivamente, nas baixas e médias latitudes, à aridificação ou umidificação dos climas tropicais e subtropicais BIGARELLA e SALAMUNI (1961); BIGARELLA et al., (1961); BIGARELLA e AB'SABER (1964); BIGARELLA e ANDRADE (1965); BIGARELLA et al., (1965a, 1965b); BIGARELLA et al., (1975); AB'SABER(1977).

No Cenozóico, principalmente a partir do Terciário Médio (Oligoceno), atuaram sobre o arcabouço geológico estrutural processos morfogenéticos que, condicionados à alternância climática dos sistemas morfoclimáticos, conduziram ao desenvolvimento das atuais formas de relevo (BIGARELLA, et al., 1965b; BIGARELLA e MAZUCHOWSKI, 1985).

Durante o Quaternário, principalmente a partir do Pleistoceno, a alternância de dois grandes grupos de processos promoveu a desagregação mecânica das rochas e recuo paralelo das encostas, nos períodos secos, e a dissecação acompanhada da decomposição química nos períodos úmidos.

Nos períodos de predomínio do clima úmido, os processos de dissecação vertical e erosão linear são acompanhados de intensa pedogênese. O

intemperismo químico avança rapidamente nas zonas mais diaclasadas da rocha ou de litologia menos resistente, originando mantos de intemperismo de espessura variável e irregular.

Nos locais onde a decomposição química atua mais profundamente, o regolito mais espesso adquire uma forma lenticular ou em bacia, facilitando sobremaneira a infiltração das águas pluviais. Os períodos de chuvas excepcionais promovem a solifluxão dos detritos, bem como, deslizamentos (BIGARELLA et al., 1965b).

De acordo com os autores supra citados, neste período o manto de intemperismo no sul e sudeste do Brasil, apresentava espessuras situadas entre 05 e 15 metros, chegando no norte do estado do Paraná a 60 metros ou mais.

Concomitante a este processo, desenvolveram-se florestas pluviais que contribuíram na redução da erosão acelerada do solo. Durante esta fase, a drenagem deu origem a soleiras que viriam a funcionar como níveis de base locais nos períodos semi-áridos subseqüentes. As soleiras passam também, a controlar os tributários mais importantes que subdividem a bacia em outras menores. Durante a fase semi-árida os processos de pedimentação abririam, a partir das soleiras, numerosos alvéolos nas bacias menores (BIGARELLA e BECKER, 1975).

Durante a vigência do clima úmido, os processos de dissecação salientaram os arranjos geo-estruturais e litológicos herdados, fazendo com que a morfologia e a rede de drenagem se adaptassem à estrutura geológica regional (BIGARELLA et al., 1965b).

Na transição do clima úmido para o seco, a floresta regride, sendo gradativamente substituída por vegetação menos densa, do tipo campo ou caatinga. Assim sendo, o efeito conjugado de uma vegetação mais rarefeita sobre solos relativamente profundos, em um clima cujas precipitações são concentradas, têm-se a potencialização dos processos ativos de erosão na denudação das vertentes.

Sob estas condições, o manto alterado das encostas é rapidamente removido através do escoamento superficial e movimentos de massa, expondo a rocha a novos processos de meteorização e degradação mecânica.

Com o transporte e conseqüente deposição dos detritos nos fundos de vale, os cursos d'água têm um aumento progressivo de sua carga de sólidos. Entretanto, como os rios apresentam contínuas variações em sua descarga, originadas pela rarefação e concentração das precipitações, grande parte dos sedimentos acumula-se, promovendo a agradação do vale. Dessa forma, o nível de base local tende a elevar-se devido à obstrução parcial dos pontos de drenagem (BIGARELLA et al., 1965b; MOUSINHO e BIGARELLA, 1965).

Com a instalação do clima semi-árido as porções superiores das encostas, destituídas de seu regolito, elaborado no pretérito úmido, ficam expostas aos agentes da morfogênese mecânica enquanto que a sua base deixaria de evoluir por ter sido entulhada. A partir deste momento, as encostas recuariam paralelamente a si, formando uma superfície aplainada (pedimento), fracamente inclinada em direção ao centro do vale ou depressão intermontana. O material proveniente da encosta tenderia a ultrapassar o pedimento, continuando a preencher a depressão (BIGARELLA et al., 1965b).

Conforme BIGARELLA et al.,(1965b) uma mudança climática para o seco poderia resultar numa fase semi-árida longa, o que estabeleceria processos predominantemente de degradação lateral. Caso ocorresse uma curta flutuação em direção à aridez, o principal mecanismo de degradação estaria relacionado à remoção do regolito, sem que houvesse grande ocorrência de morfogênese mecânica. Assim sendo, a atuação de um ou outro processo morfoclimático estaria condicionada ao tempo de duração da fase.

Na transição do semi-árido para o úmido, a decomposição favorece o desenvolvimento dos solos, sobre os quais a floresta pluvial avança, em detrimento da

vegetação semi-árida. Com o aumento da pluviosidade nos locais mais íngremes, os movimentos de massa tornam-se mais efetivos.

Com o aumento dos índices pluviométricos e a conseqüente elevação da capacidade de transporte dos rios, os sedimentos que preenchem os fundos de vale são removidos à medida que o nível de base local é rebaixado (BIGARELLA et al., 1965b).

Esta seqüência de episódios, encontra-se representada na figura 8.3, a qual procura representar a evolução do relevo com estruturas subhorizontais submetido, alternadamente a clima úmido, semi-árido, úmido e novamente semi-árido.

8.5 - Evolução do relevo

8.5.1 - Considerações gerais

O conhecimento dos mecanismos que atuam e atuaram na modelagem da paisagem é fundamental em qualquer estudo que vise compreender a evolução geomorfológica.

BRUNSDEN e THRONES (1979) ressaltam que as teorias que se desenvolveram dentro das diferentes escolas geomorfológicas podem ser abordadas através de duas perspectivas.

A primeira postula que a estabilidade da paisagem é o resultado de um conjunto constante de processos que, atuando sob condições específicas, tendem a produzir determinadas formas no relevo. A segunda abordagem considera que os sistemas geomorfológicos se encontram sujeitos a contínuas modificações nas condições ambientais ou a instabilidades crustais (MOURA, 1990).

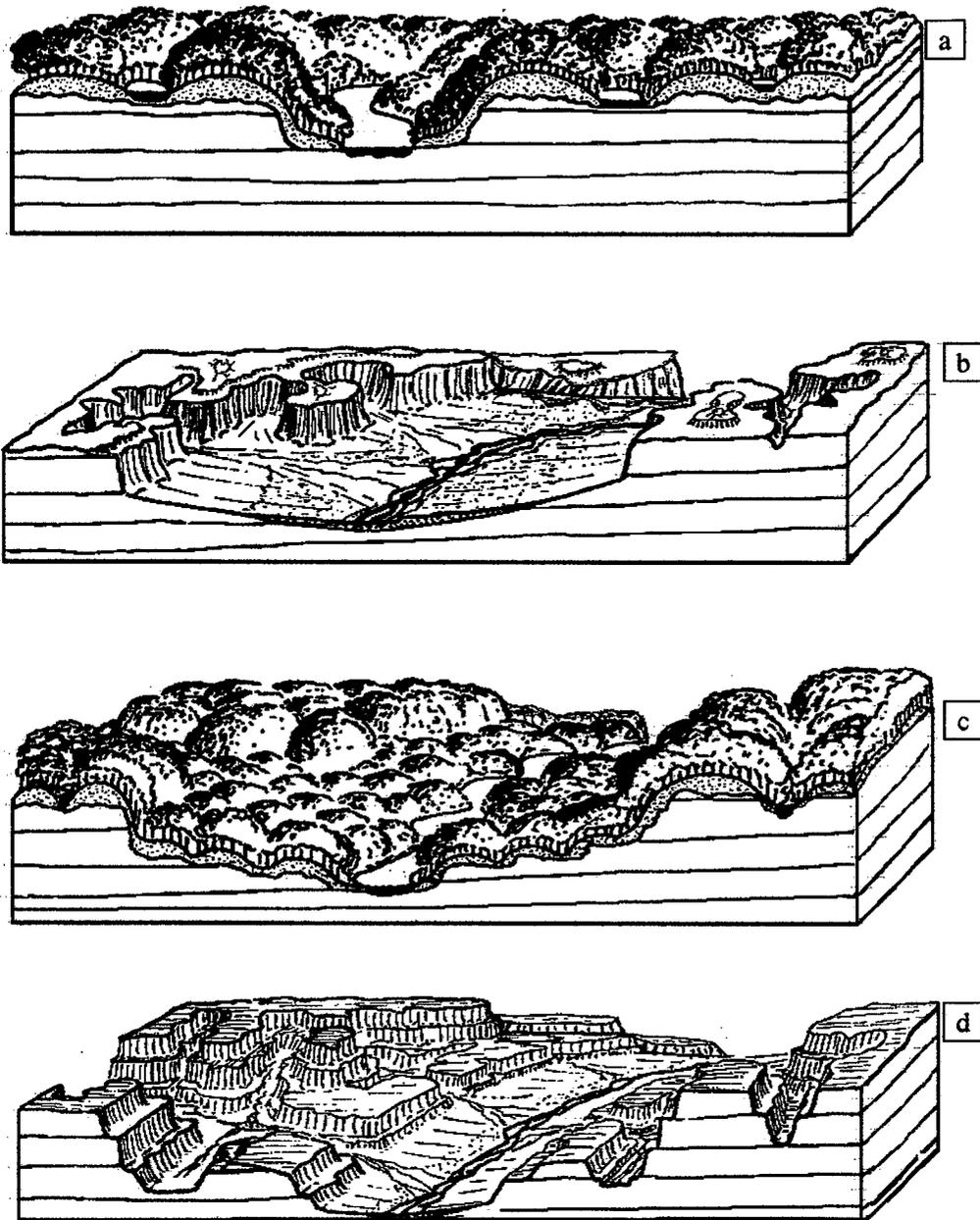


Figura 8.3 - Bloco diagrama representando a evolução do relevo. *a*, o predomínio de clima úmido submete as rochas a intenso intemperismo, formando espesso manto de regolito, a drenagem perene se instala seguindo, preferencialmente, os lineamentos tectônicos, falhamentos e diaclasamentos do substrato basáltico. A vegetação desempenha um papel preponderante na estabilidade das encostas, reduzindo o transporte superficial de sedimentos e movimentos de massa vertente abaixo; na figura *b*, a rarefação da vegetação possibilita a rápida retirada do material meteorizado e pedogenizado através do escoamento superficial e movimento de massa, expondo a encosta a degradação lateral. A encosta passa a retroceder paralelamente a si, iniciando o processo de pedimentação. Os rios carregados de sedimentos, oriundos das vertentes e sem competência para transportá-los promove a agradação do vale; na figura *c*, com retorno do clima úmido se forma novo manto de intemperismo, a vegetação pluvial retorna e os rios promovem a dissecação do terreno; na figura *d*, novo reafeiçoamento do relevo, produzido por condições climáticas semi-áridas (modificado de POPOLÍZIO, 1972).

Os modelos de evolução propostos por DAVIS (1899), PENCK (1953) e KING (1956) estão vinculados à primeira corrente apresentada, fundamentando-se sob abordagens distintas, no mesmo princípio do ciclo geomorfológico como um sistema fechado, ainda que sujeito a reativações. Esses modelos aceitavam variações das condições morfogenéticas somente no âmbito espacial, considerando-as estáticas no tempo (BIGARELLA et al., 1965b).

Na segunda linha de pensamento, destaca-se a concepção da paisagem funcionando como um sistema aberto, onde as formas buscam um ajuste contínuo entre si, a base desta vertente, são os princípios de equilíbrio dinâmico que foram desenvolvidos inicialmente por GILBERT (1877) e retomados por HACK (1960) e HOWARD (1973). Fundamentada na compreensão interrelacionada da evolução do relevo, esta concepção considera a elaboração das formas como o somatório dos processos geomorfológicos ao longo do tempo. Nesta concepção, as diferenças entre as formas resultariam das variações na natureza e efetividade relativas dos processos que atuam sobre rochas de diferentes litologias (MOURA, 1979).

As teorias elaboradas dentro da primeira perspectiva, como os postulados desenvolvidos sob os princípios do Equilíbrio Dinâmico colocam a existência de modificações na paisagem como resultantes de fatores considerados extrínsecos ao funcionamento do sistema geomorfológico, tais como: mudanças ou flutuações climáticas, tectonismo, ajustamento isostático e a ação antrópica, entre outros. Neste sentido, a enorme variedade de respostas dos componentes do sistema à atuação desses fatores indica, evidentemente, uma complexidade temporal e espacial de difícil explicação (MOURA, 1990).

BRUNSDEN e THORNES (1979) destacam a complexidade das respostas aos fatores desestabilizadores da paisagem como fundamental na configuração da diversidade das formas de relevo. A diversidade e complexidade das respostas estariam

relacionadas às modificações ambientais, existindo subsistemas de alta sensibilidade, ao lado de áreas praticamente estagnadas.

Assim desenvolveu-se a idéia de que a descontinuidade das respostas não estaria associada, exclusivamente, às interferências externas, mas representaria algo inerente à própria evolução do sistema (MOURA, 1990).

Neste contexto, a abordagem das interrelações entre o ambiente fluvial e de encostas, é fundamental para compreensão integrada da evolução da paisagem.

As concepções científico-teórico-metodológicas sobre os mecanismos de evolução das formas de relevo têm sido abordadas, ora pelo papel exercido pelos canais fluviais, ora pelo papel dos processos de encostas. A geomorfologia clássica acentuou o trabalho dos sistemas fluviais na elaboração do modelado, influenciada pela teoria do Ciclo Erosivo Davisiano até meados do século XX. Como a dinâmica fluvial era comumente utilizada para explicar, tanto em pequena como em larga escala, o desenvolvimento da paisagem, o estudo das encostas encontrou pequeno lugar na geomorfologia dos anos 50.

A partir dessa década, as investigações sobre os processo fluviais e de encostas apareceram sob novo contexto, inseridos no estudo das bacias de drenagem. Sob esta nova ótica, os processos passam a ser analisados como respostas à atuação de agentes internos e externos. A partir da década de 60, a retomada de conceitos desenvolvidos pela teoria do Equilíbrio Dinâmico dá um novo rumo à interpretação das formas de relevo.

A noção de que os rios e seus níveis de base locais estão relacionados aos processos que se desenvolveram nas encostas ganha destaque, da mesma forma que a concepção de que as encostas, sendo fonte de água e sedimentos para os rios, estão diretamente relacionadas à dinâmica fluvial (MOURA, 1990).

Neste sentido, a necessidade da integração do sistema encosta/calha, bem como, a resposta destes às flutuações ou às mudanças climáticas, nos estudos que buscam compreender a evolução das formas do relevo, são fundamentais.

8.5.2 - Evolução de vertentes

De acordo com as considerações anteriores, o problema da evolução da paisagem levou os geomorfólogos a desenvolverem diversas concepções teóricas sobre a dinâmica processual dos sistemas naturais que modelam as formas atuais de relevo. Portanto, acreditamos ser oportuno fazermos a seguir um breve resumo das idéias que nortearam a interpretação dos processo envolvidos na evolução de vertentes.

DAVIS (1930, 1932), acreditava que o recuo das encostas seria seguido por uma redução de sua declividade e que independentemente de suas formas originais, estas desenvolveriam no topo um perfil convexo, enquanto que na base originar-se-ia uma concavidade.

De acordo com o modelo proposto por DAVIS (1932), na porção superior da encosta ocorreria uma meteorização mais pronunciada. O material mais grosseiro proveniente da meteorização e, situado nas porções mais íngremes da encosta seria removido pelo escoamento das águas pluviais ou por rastejamento (*creep*), conforme o grau de inclinação da encosta. Dessa forma, a textura dos sedimentos se reduziria gradativamente a jusante, permitindo que o escoamento superficial ou os processos de movimento de massa transportassem os sedimentos finos em encostas de baixa inclinação. Neste modelo, o topo da encosta passa por um estágio em que o raio de sua curvatura aumenta à medida que a concavidade basal se amplia, em virtude do recuo da encosta.

Para DAVIS (1930), a diferença de evolução entre encostas de clima úmido e árido estaria vinculada ao seu ângulo de inclinação. Nas encostas de clima úmido o ângulo de inclinação se reduziria com o desenvolvimento do ciclo, enquanto as encostas submetidas ao clima árido preservariam sua declividade original. Sob esta ótica, as formas encontradas nos dois ambientes difeririam apenas no grau em que são formados os seus elementos (concauidade e convexidade) e não em seus elementos essenciais.

A interrupção de um ciclo e início de outro daria origem a um relevo policiclíco, no qual as formas de relevo se repetiriam a diferentes altitudes. A interrupção dos ciclos estaria condicionada à variação do nível de base e as mudanças climáticas.

PENCKE (1953) considerava que a evolução das vertentes estaria condicionada ao levantamento crustal e à denudação, os quais atuariam de forma conjunta sem possuírem necessariamente a mesma intensidade. Dessa forma, a maior ou menor atuação destas variáveis acabaria por determinar a evolução das encostas.

PENCKE (1953), afirmava ainda que os perfis transversais das vertentes registravam de alguma maneira as variações de velocidade do entalhamento, que seriam conseqüência direta das variações do soerguimento crustal. Sob o ponto de vista do autor, o desenvolvimento de vertentes convexas ocorreria quando o soerguimento da encosta, com o conseqüente rebaixamento do nível de base, fosse mais rápido que a denudação. A parte inferior da encosta passa a apresentar um aumento progressivo do seu ângulo de inclinação à medida que o rápido recuo da encosta origina um perfil convexo.

Quando o rebaixamento do nível de base e a denudação encontram-se em equilíbrio, a vertente adquire um valor angular estacionário (recuo paralelo e retilíneo da encosta). Nos casos em que a denudação é mais ativa que o soerguimento crustal, o recuo da vertente dará origem a uma superfície de inclinação menor que a encosta original. Com a redução da textura dos sedimentos e da declividade, a vertente adquire um perfil

côncavo. Dessa forma, uma mesma vertente pode apresentar vestígios dos diferentes tipos de desenvolvimento, os quais combinados, formariam os mais variados perfis de encosta.

KING (1953, 1957) considera que as condicionantes físicas da evolução da paisagem são as mesmas em todos os climas. Assim sendo, nas áreas que não estivessem submetidas a clima glacial, periglacial ou árido, a influência das mudanças climáticas não teria uma participação relevante na evolução das vertentes.

Para o autor, uma encosta ideal seria constituída por uma seção convexa, uma face nua, uma detrítica e um pedimento. A falha de um desses elementos básicos determinaria um perfil de encosta atrofiado, cuja gênese estaria relacionada à predominância de um ou de alguns processos geomórficos, a diferenças litológicas ou ao espaçamento da rede de drenagem, entre outros.

Para KING (1957), quando as encostas alcançam um estágio de equilíbrio, o seu recuo ocorre sem que haja alterações em sua declividade. Somente com o aumento do entalhe fluvial ou com o deslocamento lateral do curso dos rios é que as encostas adjacentes têm sua evolução por ele controlado.

O modelo de evolução de vertentes proposto por BIROT (1959) considera que o início do ciclo erosivo das vertentes estaria relacionado a um basculamento seguido do aumento do entalhe vertical da drenagem, enquanto a vertente, geralmente convexa, recua por gravidade.

Com o aumento da carga de sedimentos no rio, e conseqüente redução de seu gradiente, o rio chega a um primeiro equilíbrio. Entretanto, o contínuo desgaste das vertentes acabaria por estabelecer um perfil côncavo na base, desde que o declive permitisse a retirada dos detritos da parte superior. A porção superior da encosta continua recuando paralelamente a si mesma, exceto no topo que se limita com o planalto. Com o estabelecimento e desenvolvimento do "*glacis*", a mobilidade dos detritos passa a ser inversamente proporcional à sua textura, pois predominam os agentes lentos de

transporte na vertente (solifluxão, escoamento superficial). Dessa forma, com a redução dos sedimentos carregados vertente abaixo, os rios têm sua carga reduzida permitindo que estes possam novamente aprofundar sua calha, repetindo-se, dessa forma a seqüência dos eventos descritos.

Conforme CRICKMAY (1959, 1960) citado por BIGARELLA et al., (1965b), a ação dos agentes exógenos sobre o modelado é desigual no espaço. De acordo com o autor, o recuo da vertente, com a manutenção de seu declive original somente seria possível se um rio erodisse lateralmente sua base. Caso contrário a encosta evoluiria através da redução de sua inclinação sem, no entanto, haver recuo do sopé.

Segundo o modelo proposto, o solapamento lateral tem início com a retirada do material móvel até que seja ultrapassado o ângulo de repouso dos detritos, donde resulta o colapso, após o qual a vertente se ajustará ao ângulo de equilíbrio, recuando de maneira paralela ou retilínea. Quando a vertente é constituída de material coerente ela recuará paralelamente a si mesma, porém não de forma retilínea, ela evoluirá através de desmoronamentos, guardando as cicatrizes destes movimentos de massa.

De acordo com CRICKMAY (1959, 1960) *apud* BIGARELLA et al., (1965b), quando os movimentos endogenéticos soerguem parte da crosta, de forma mais ou menos rápida, os processos de denudação já estão atuando e continuam a agir quando cessar o soerguimento. Uma vez que a denudação ocorra, principalmente, quando os rios solapam a base das vertentes, parte da paisagem terá seu desenvolvimento interrompido, podendo originar formas jovens, dentro da concepção davisiana. Como resultado final ter-se-ia um aplainamento suavemente ondulado, resultante da ação meandrante dos rios.

Segundo BIGARELLA et al., (1965b:86), a análise morfológica das encostas é um poderoso instrumento para o reconhecimento da seqüência dos eventos atuantes no desenvolvimento da paisagem. *"Pelo estudo das varias formas e seus depósitos correlativos é possível deduzir quais as condições ambientais prevalecentes*

durante sua elaboração e também concluir, até certo ponto, sobre os processo atuantes no referido desenvolvimento”.

O mecanismo de evolução de vertentes consiste essencialmente, na interação entre profundas mudanças climáticas, variações nos níveis de base locais e deslocamentos crustais.

As modificações na geometria das encostas têm sido enfocadas como o resultado da ação diferencial dos processos erosivos resultantes de variações na resistência dos materiais superficiais. Esses processos, quando associados à ocorrência de eventos climáticos extremos, favoreceriam a ruptura em determinados segmentos da encosta, desencadeando fenômenos de erosão linear acelerada, responsáveis pelo deslocamento dos componentes geomórficos de cabeceiras de drenagem em anfiteatros (MOURA, 1990).

MEIS e MOURA (1984) destacam o controle de níveis de base locais como responsáveis pela elaboração de feições características na topografia das encostas e nas seqüências deposicionais. Para as autoras, as variações nos níveis de base das encostas e/ou variações paleo-hidrológicas seriam os fatores responsáveis pela natureza dos processos de encosta, refletidos nos sucessivos retrabalhamentos coluviais.

8.6 - Descrição das seções amostradas nas encostas

Na bacia do rio Bananas, a alternância dos processos morfoclimáticos, que atuaram sobre os basaltos da Formação Serra Geral, deram origem a uma superfície escalonada por patamares estruturais que acompanham as suaves inclinações dos derrames basálticos. A interconecção destes patamares é feita por vertentes com base côncava e topo convexo recobertas por sedimentos argilosos e argilo-siltosos,

entremeados por paleopavimentos rudáceos, descontínuos, com espessuras variando de 15 a 35 cm (figura 8.4 e 8.5).

As linhas de pedras são constituídas basicamente por fenoclástos de tamanhos variados, formados por calcedônia, quartzo e eventualmente basalto.

8.6.1 - Paleopavimentos

A presença destas linhas de pedra separando depósitos coluviais ou estes do elúvio sugerem climas pretéritos mais secos, alternados por fases úmidas. Sob condições climáticas semi-áridas o escoamento superficial oriundo de precipitações intensas e concentradas, remove do colúvio os clásticos mais finos concentrando os mais grosseiros na superfície como depósito residual. Posteriormente à formação do paleopavimento, segue-se uma nova deposição de material coluvial sob condições climáticas mais úmidas (figura 8.6) (BIGARELLA, et al., 1994).

As descrições subsequentes correspondem a quatro encostas com declividades variando entre 15% e 30% cujos sedimentos foram amostrados.



Figura 8.4 - *Linha de pedra em contato com o elúvio, pressupõe um solo desértico e pedregoso no período de formação do paleopavimento.*

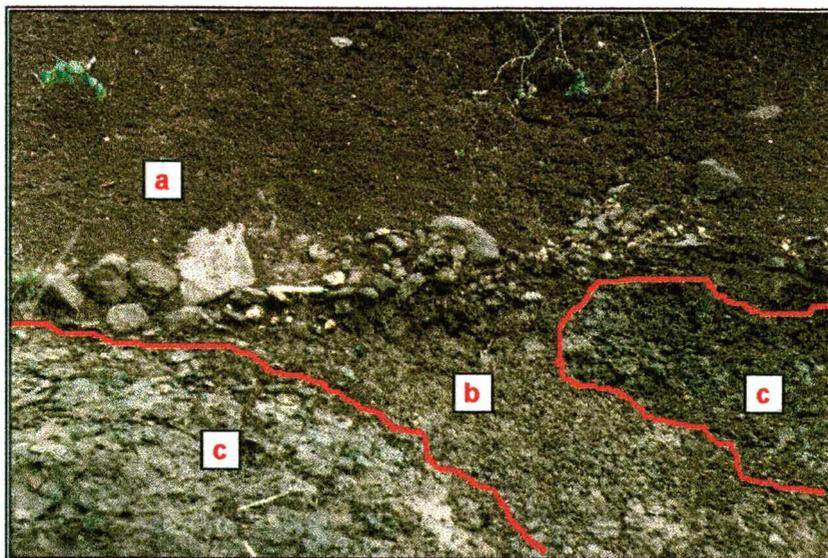


Figura 8.5 - Linha de pedra separando o colúvio (a) do elúvio (b). Na porção esquerda inferior e direita inferior afloramento de basalto (c) fortemente intemperizado.

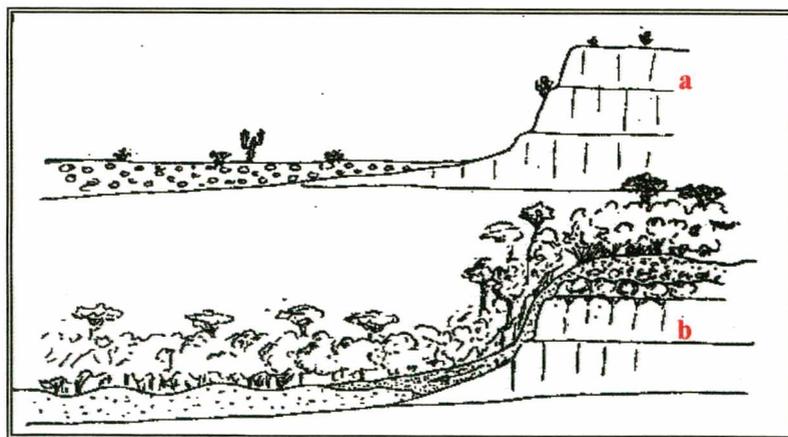


Figura 8.6 - Representação da formação de paleopavimentos durante a pedimentação e sua evolução; a - sob condições de semi-aridez; b - sob condições de clima úmido (modificado de POPOLÍZIO, 1972).

8.6.2 - Seção V1

a - Generalidades

Situação: Esta seção localiza-se a 200 m da margem esquerda do rio Bananas, nas proximidades da estrada de Ferro e a 13,5 Km da foz deste rio, na estrada de rodagem que liga a vila Jordão ao distrito de Goes Artigas. Elaborada a partir de um afloramento, resultante de um corte de estrada, a seção está posicionada entre as cotas 1.000 e 1020. Desta seção extraíram-se 07 amostras de sedimentos, as quais representam as unidades que compõem a seção.

Relevo: A seção possui a sudeste vertentes convexas que se sucedem até atingir patamares mais elevados. A norte-noroeste a paisagem apresenta estreitos terraços fluviais até atingir o leito do rio Bananas.

Cobertura Vegetal: O uso do solo, tanto a montante quanto a jusante da seção amostrada é dominado por culturas sazonais.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V1

Dentre as amostras coletadas nesta seção, a amostra V1.7 foi retirada da porção central de um bloco intemperizado o qual estava envolvido por uma crosta de óxido de ferro oriunda, provavelmente, da decomposição esferoidal de bloco basáltico (figura 8.7).



Legenda:



0,0 a 0,52 m - V1.6. Material argiloso com matéria orgânica, de coloração bruno-amarelada-escura (10YR 3/6).



0,52 a 1,34 m - V1.5. Unidade argilo-siltosa, entremeada por pequena quantidade de seixos e areia, de coloração vermelha-amarelada (5YR 4/6).



1,34 a 1,45 m - V1.4. Material argilo-siltoso, com seixos e areia dispersos pela unidade, de coloração bruno-forte (7,5YR 4/6).



1,45 a 1,62 m - V1.3. Unidade formada por óxido de ferro concentrado, com espessura média de 15 cm.



1,62 a 1,94 m - V1.2. Material argilo-siltoso, de coloração vermelho-amarelado (5YR 5/6).



1,94 a 2,12 m - V1.1. Material argilo-siltoso de coloração bruno-avermelhado (7,5YR 6/6).

Figura 8.7 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V1.

c- Distribuição granulométrica

Com exceção da amostra V1.3, que corresponde à unidade formada por óxido de ferro concentrado, as amostras apresentaram a fração argila como

predominante, com percentual situado entre 52,48% e 80,1%. A fração silte variou entre 0,18% e 20,07%, e a fração areia entre 0,1% e 5,32%.

Os diagramas retangulares, histogramas e diagramas circulares (figura 8.8) confeccionados a partir da tabela 8.1 ilustram visualmente a distribuição granulométrica das amostras que compõem a presente seção.

A figura 8.9 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade, o qual estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas nesta seção

O diagrama triangular apresenta cinco amostras como argila-siltica, uma amostra (V1.6) como argilosa e, a amostra V1.3 como arenosa (figura 8.9).

	mm	V1.1	V1.2	V1.3	V1.4	V1.5	V1.6	V1.7
C	16 <	-	-	96,16	-	5,97	-	-
O	8 - 16	0,72	-	0,7	0,99	2,15	-	-
M	4 - 8	0,02	0,36	0,21	1,28	0,17	-	-
P	2 - 4	0,05	0,01	0,15	1,88	0,73	0,08	0,74
O	1 - 2	0,30	0,07	0,09	1,34	0,36	0,52	1,02
S.	0,5 - 1	1,51	0,14	0,1	2,84	0,53	1,0	1,74
	0,250 - 0,5	1,88	0,35	0,09	3,34	0,72	0,99	2,25
G	0,105 - 0,250	2,27	1,74	0,15	4,88	1,90	1,97	5,32
R	0,062 - 0,105	1,64	1,24	0,07	1,88	0,93	0,86	4,48
A	0,031 - 0,062	12,23	21,53	0,18	20,07	12,39	6,41	16,8
N	0,016 - 0,031	3,68	3,78	0,09	2,19	2,13	2,31	5,88
U	0,008 - 0,016	5,62	3,59	0,12	3,11	2,83	2,26	7,34
L.	0,004 - 0,008	6,23	5,56	0,13	3,7	2,75	3,5	2,45
	< 0,004	63,85	61,63	1,75	52,48	66,44	80,1	51,96
Parâmetros Estatísticos	Md \varnothing	8,51	8,45	-	8,1	8,6	9,1	8,05
	M _z \varnothing	7,73	7,73	-	6,98	7,64	8,82	7,2
	$\sigma_1 \varnothing$	2,61	2,31	-	3,29	3,12	1,98	2,79
	Sk ₁ \varnothing	-0,43	-0,34	-	-0,52	-0,53	-0,32	-0,42
	K _G \varnothing	1,0	0,62	-	0,93	0,98	1,8	0,85

Tabela 8.1 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V1.

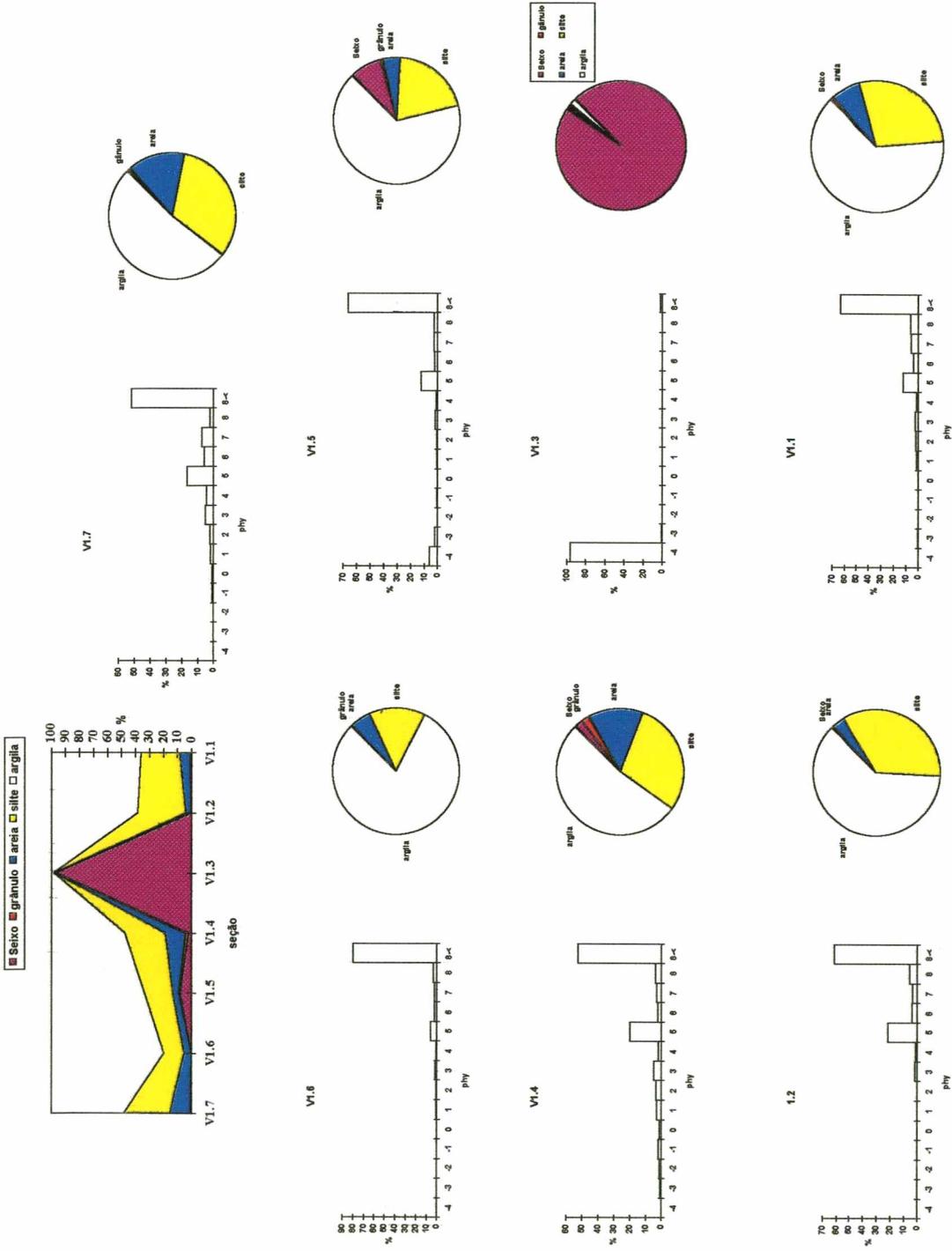


Figura 8.8 - Diagrama retangular, histogramas de frequência simples e diagramas circulares referente as amostras da seção V1.

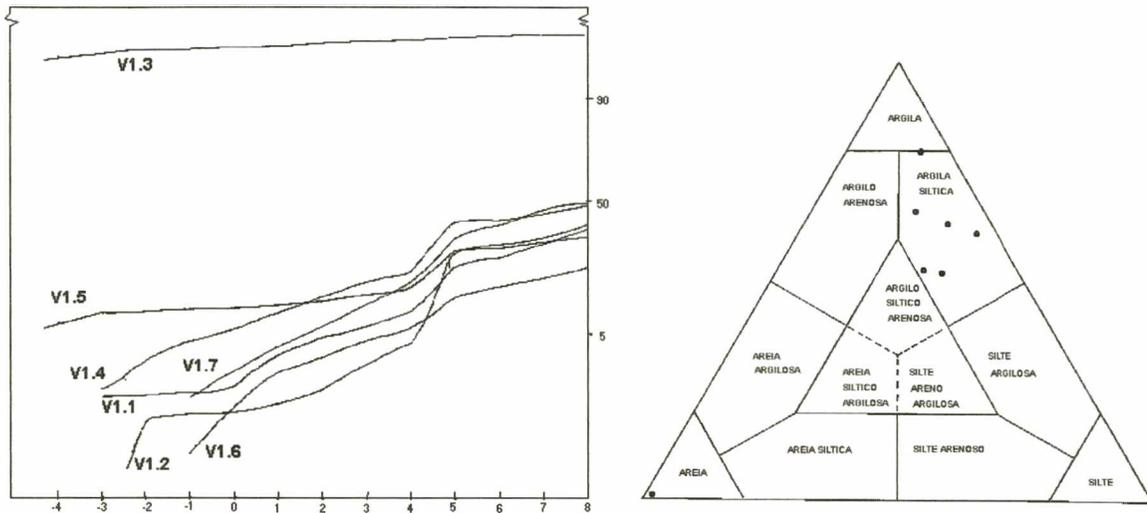


Figura 8.9 - Curva de frequência acumulada e diagrama triangular seção V1.

d - Parâmetros estatísticos

A mediana ($M_{d\phi}$) variou entre 8,1 e 9,1 posicionando todas as amostras na fração argila. O diâmetro médio ($M_{z\phi}$) posicionou a amostra V1.6 ($M_{z\phi}=8,82$) na fração argila e as demais amostras na fração silte com $M_{z\phi}$ entre 7,2 e 6,98 (figura 8.10).

A assimetria é muito negativa em todas as amostras com $SK_{1\phi}$ entre -0,32 e -0,52.

O desvio padrão demonstrou que as amostras são muito mal selecionadas à mal selecionadas (quadro 8.1).

Os valores de curtose (K_g) variaram entre 0,62 e 1,0 indicando uma composição heterogênea das curvas (figura 8.10).

	$\sigma_{I\emptyset}$	$Sk_{I\emptyset}$	$K_{g\emptyset}$
V1.7	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V1.6	Mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
V1.5	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica
V1.4	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica
V1.2	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito platicúrtica
V1.1	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica

Quadro 8.1 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção V1.

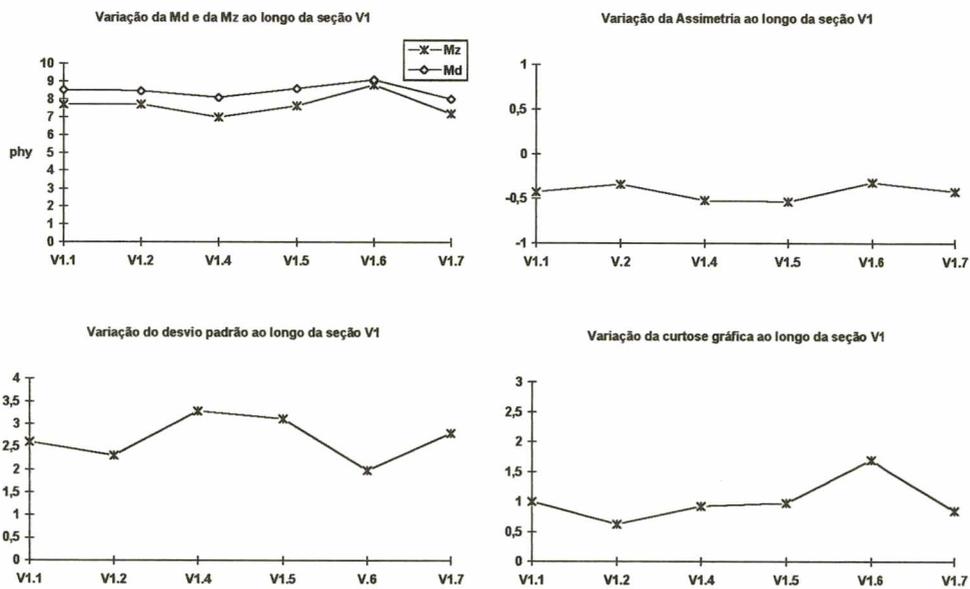


Figura 8.10 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção V1.

8.6.3 - Seção V2

a - Generalidades

Situação: Esta seção localiza-se a 500 metros da confluência do rio do Bugre com o rio Iratim e a aproximadamente 6,5 Km de Goes Artigas, na estrada que liga este Distrito à localidade conhecida como Zatalândia. Situada entre as cotas 1060 e 1080 a seção, oriunda de um corte rodoviário é formada por cinco camadas de material sedimentar, das quais coletou-se igual número de amostras.

Relevo: A seção está inserida na base de uma vertente convexa, a qual possui no seu topo patamares estruturais e morros convexos a sudoeste. Ao norte, a paisagem é formada por estreitos terraços pertencentes ao rio Iratim, cornijas, vertentes convexas e patamares estruturais mais elevados (figura 8.11).

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal é constituída, localmente, por campos abandonados.

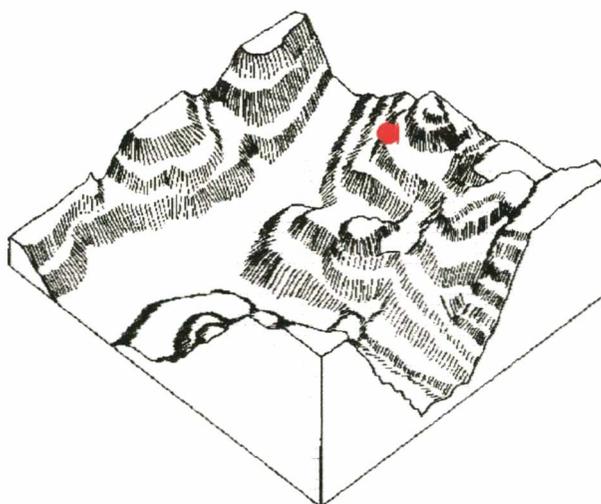


Figura 8.11 - Bloco diagrama do entorno da seção V2.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V2

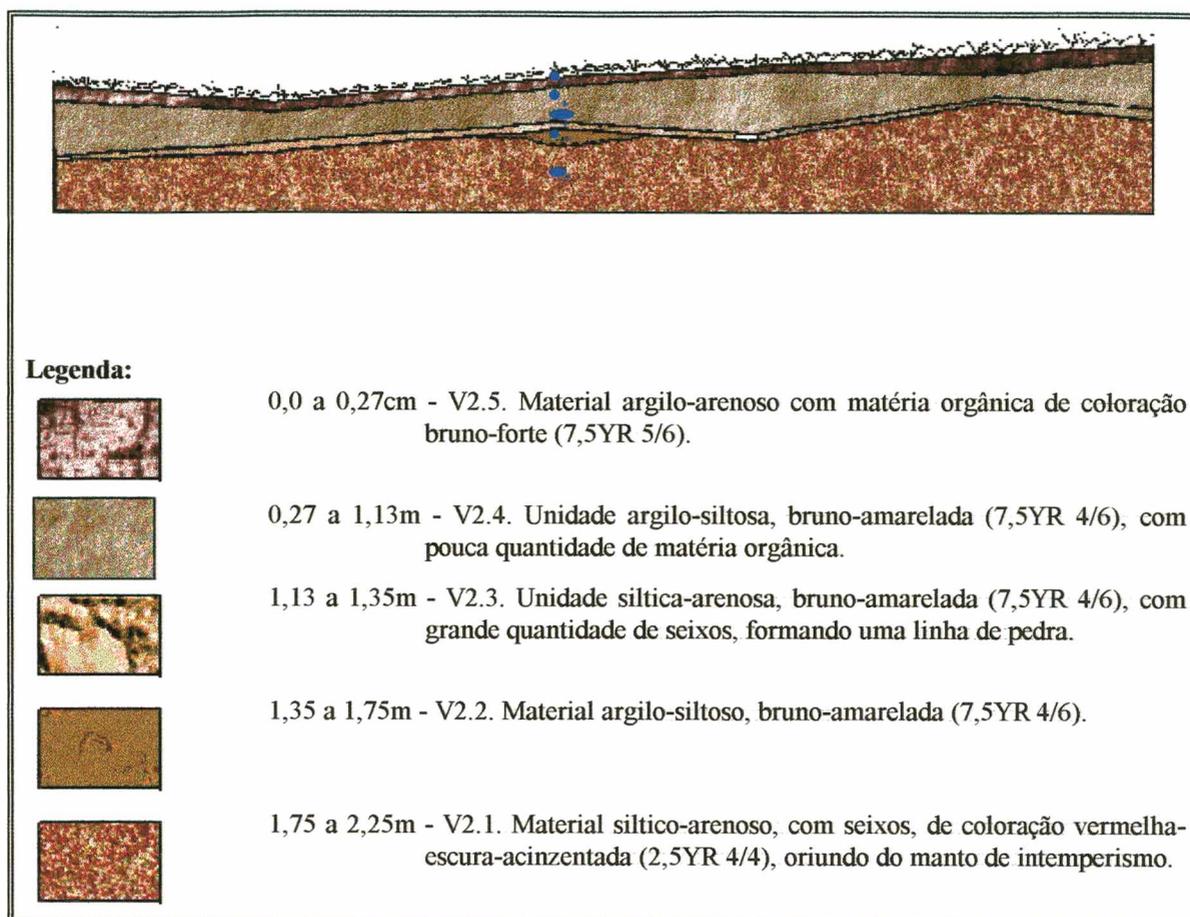


Figura 8.12 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V2.

b- Distribuição granulométrica

A seção V2 revelou a presença de 12 classes texturais, das quais a fração argila tem uma participação progressiva, de 7,84% na base do perfil, para 67,16% na amostra V2.5 (topo da seção), enquanto a fração silte com 43,62% na amostra V2.1 reduz, gradativamente, sua participação para 11,57% no topo da seção (tabela 8.2).

A fração seixo ficou limitada as amostras V2.1 e V2.2, as quais correspondem ao elúvio e a unidade formada por linha de pedra.

As areias distribuíram-se ao longo de todas as amostras com percentagem variando entre 0,67% e 13,94%.

O diagrama retangular, os histogramas e os diagramas circulares (figura 8.13) confeccionados a partir da tabela 8.2 ilustram visualmente a distribuição granulométrica das amostras que compõem a presente seção.

A figura 8.14 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade, o qual estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas nesta seção.

No diagrama triangular (figura 8.14) cujos vértices correspondem a argila, silte e areia, a seção amostrada apresenta três amostras como argilo-siltosa, uma amostra (V2.5) como argilo-arenosa e uma amostra (V2.1) como silte-arenosa.

	mm	V2.1	V2.2	V2.3	V2.4	V2.5
C	16 <	2,47	-	48,25	-	-
O	8 - 16	6,53	-	1,17	0,12	-
M	4 - 8	4,39	-	0,85	0,49	0,48
P	2 - 4	2,33	0,77	2,85	1,65	2,96
O	1 - 2	2,29	0,67	2,06	1,9	4,61
S.	0,5 - 1	4,39	1,19	2,14	2,31	4,24
	0,250 - 0,5	5,01	1,72	1,27	1,98	3,50
G	0,105 - 0,250	13,94	4,57	1,59	2,69	4,57
R	0,062 - 0,105	7,15	4,0	0,97	0,92	0,88
A	0,031 - 0,062	20,63	14,85	9,54	4,78	0,27
N	0,016 - 0,031	10,11	9,49	1,86	1,18	2,26
U	0,008 - 0,016	6,72	7,89	2,11	2,8	0,44
L.	0,004 - 0,008	6,20	5,41	2,62	4,43	8,60
	< 0,004	7,84	49,43	22,71	74,75	67,16
Parâmetros Estatísticos	Md ϕ	3,98	7,98	-2,0	8,9	8,64
	M _z ϕ	3,31	7,32	0,7	8,03	6,95
	$\sigma_1\phi$	3,80	2,57	5,4	2,98	3,76
	Sk ₁ ϕ	-0,27	-0,37	0,6	-0,53	-0,61
	K _G ϕ	1,29	0,83	0,5	2,39	1,96

Tabela 8.2 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V2.

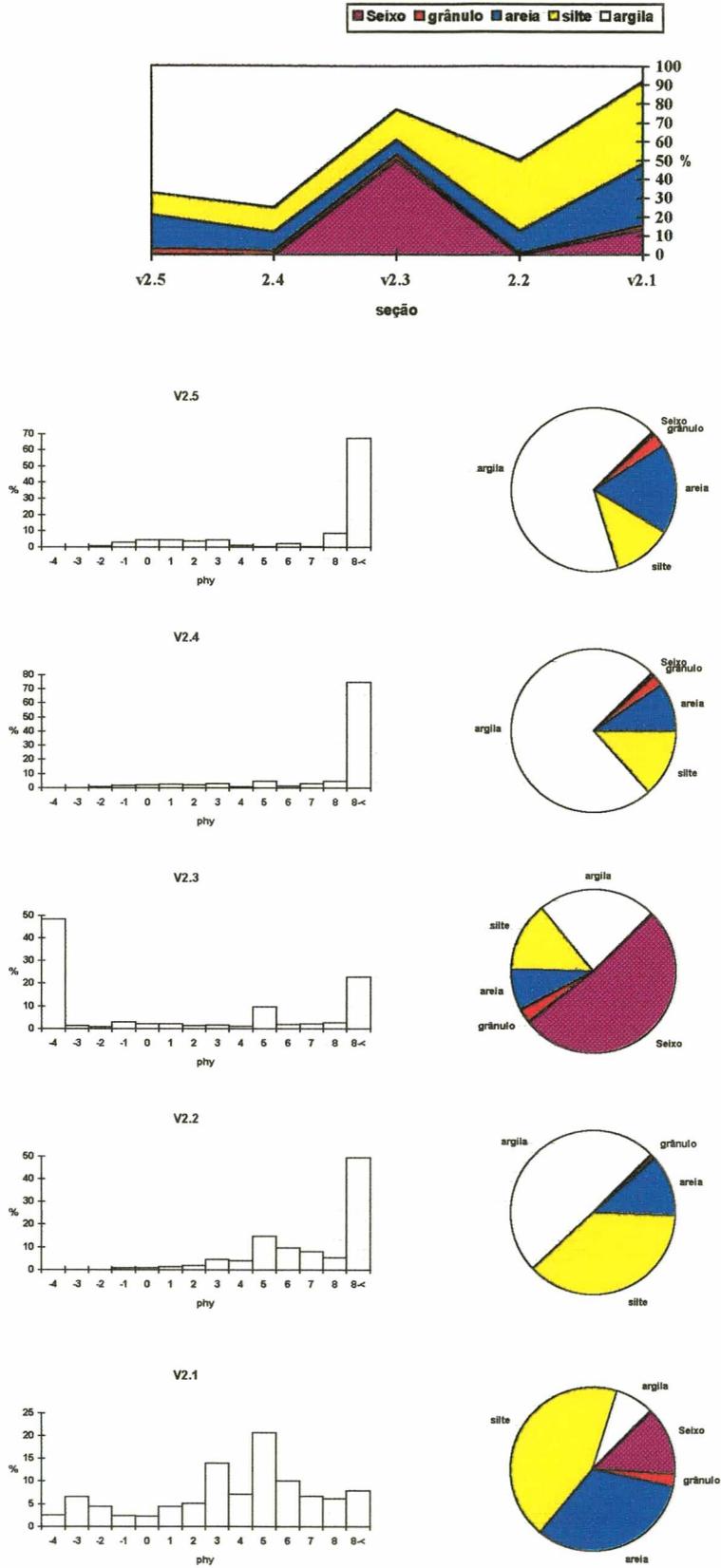


Figura 8.13 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares referente, às amostras da seção V2.

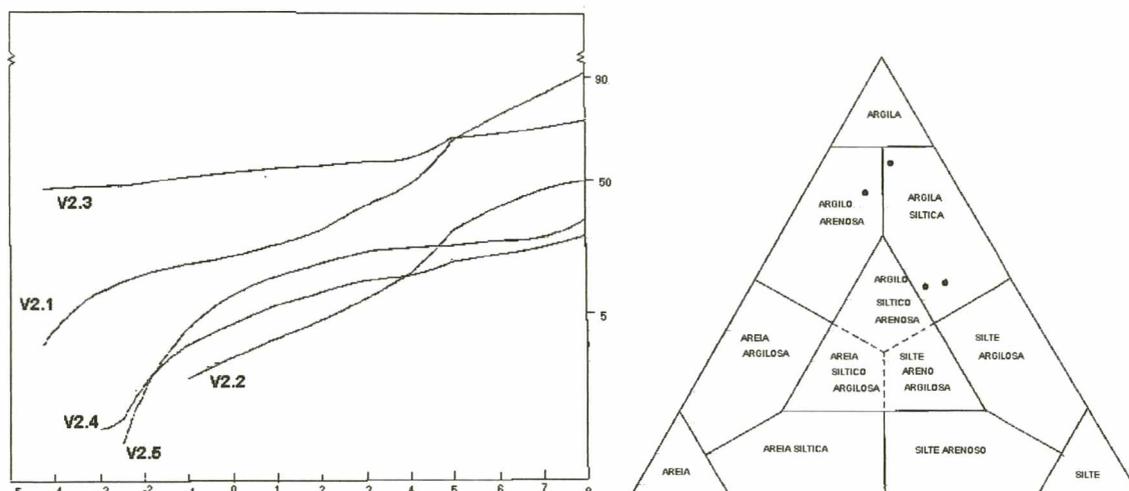


Figura 8.14 - Curva de frequência acumulada e diagrama triangular da seção V2.

d - Parâmetros Estatísticos

Os parâmetros estatísticos da seção V2, representados graficamente na figura 8.15, demonstram uma variação na média entre -2ϕ e $8,64\phi$ alocando as amostras V2.4 e V2.5 na fração argila, enquanto as amostras V2.1 e V2.5 situaram-se na fração areia muito fina e silte muito fina. A amostra V2.3 correspondente a linha de pedra, teve mediana igual a -2ϕ . No diâmetro médio ($M_{z\phi}$) a amostra V2.3 situou-se na fração areia muito grossa e a amostra V2.5 na fração silte fina; as demais amostras tiveram uma variação pouco significativa quando comparadas com a mediana.

A assimetria é negativa à muito negativa em quatro amostras e muito positiva na amostra V2.3.

O desvio padrão entre 2,57 e 5,4 demonstrou serem as amostras muito mal selecionadas a extremamente mal selecionadas. A curtose (K_g) encontra-se sintetizada no quadro 8.2.

	$\sigma_{1\phi}$	$Sk_{1\phi}$	$K_{g\phi}$
V2.5	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
V2.4	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
V2.3	Extremamente mal selecionado	Assimetria muito positiva	Muito platicúrtica
V2.2	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V2.1	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Leptocúrtica

Quadro 8.2 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção V2.

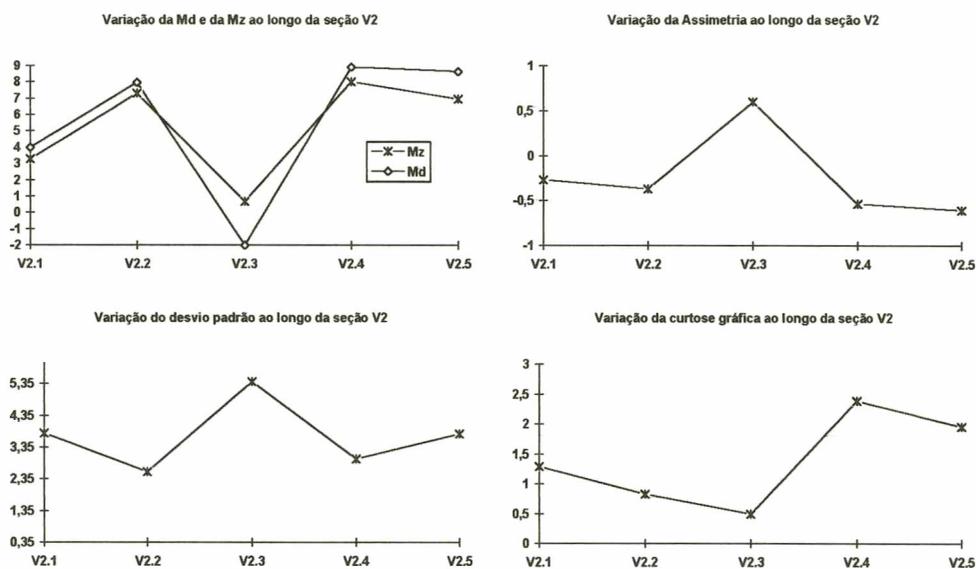


Figura 8.15 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção V2.

8.6.4 - Seção V3

a - Generalidades

Situação: Localizada a 18 Km do Distrito de Guará, na margem direita da estrada que liga este Distrito a Goes Artigas entre as cotas 1180 e 1160, a presente seção corresponde à base de uma vertente convexa donde retirou-se quatro amostras do colúvio/alúvio.

Relevo: O relevo do entorno desta seção (figura 8.16) é constituído por patamares estruturais, morros convexos e uma série de várzeas secas que se distribuem ao longo dos patamares e níveis superiores de erosão.

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal é dominada, localmente, por pastagens.

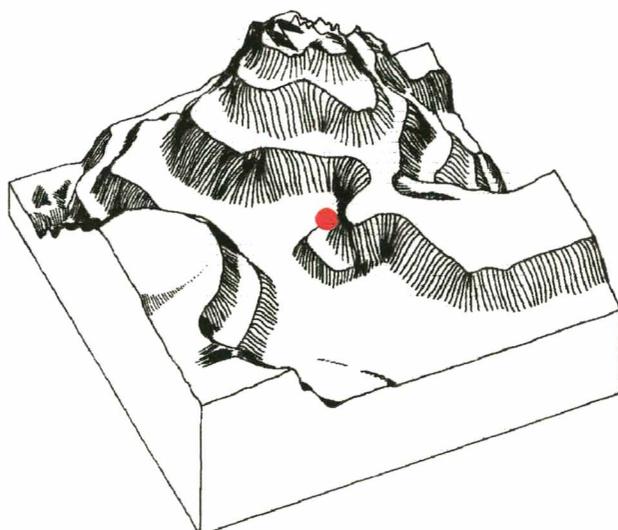


Figura 8.16 - Bloco diagrama do entorno da seção V3.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção V3

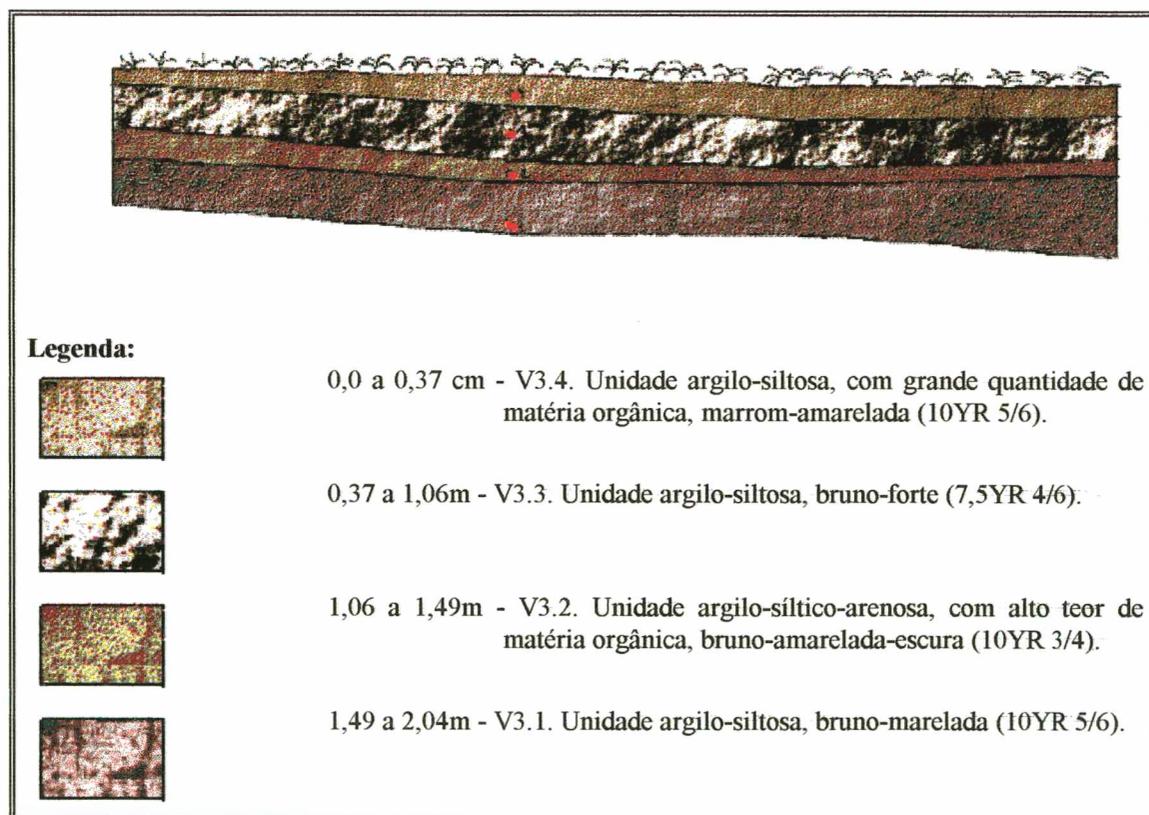


Figura 8.17 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção V3.

C - Distribuição granulométrica

A seção V3 apresentou nove classes texturais com predomínio da fração argila nas quatro amostras, entre 42,55% e 71,37%. A fração silte situou-se entre 21,22% e 29,63%, sendo a silte grossa a mais significativa, com percentuais variando entre 9,13% e 20,13%. As areias distribuíram-se ao longo de toda a seção com percentuais entre 0,31% e 11,15% e a fração seixo foi pouco significativa (tabela 8.3).

O diagrama retangular, histogramas e diagramas circulares ilustram visualmente a distribuição granulométrica (figura 8.18).

A figura 8.18 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade, e estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas nesta seção.

No diagrama triangular (figura 8.19) a seção amostrada apresentou três amostras como argilo-siltosa e uma amostra (V3.2) como argilo-siltico-arenosa.

	mm	V3.1	V3.2	V3.3	V3.4
C	16 <	-	-	-	-
O	8 - 16	-	-	0,01	-
M	4 - 8	0,17	-	0,55	-
P	2 - 4	0,85	0,06	0,96	0,2
O	1 - 2	0,88	0,31	0,54	0,94
S.	0,5 - 1	1,21	4,8	0,51	5,14
	0,250 - 0,5	1,17	7,88	0,65	4,68
G	0,105 - 0,250	1,75	11,15	1,03	5,49
R	0,062 - 0,105	1,37	4,33	1,16	1,54
A	0,031 - 0,062	10,24	11,65	20,13	9,13
N	0,016 - 0,031	3,22	5,45	2,33	3,7
U	0,008 - 0,016	3,89	5,42	2,80	5,56
L.	0,004 - 0,008	3,87	6,39	4,37	7,9
	< 0,004	71,37	42,55	64,95	55,71
Parâmetros Estatísticos	Md \varnothing	8,8	6,9	8,58	8,22
	M _z \varnothing	7,95	6,20	7,75	7,30
	σ_1 \varnothing	2,64	3,21	2,43	3,35
	Sk ₁ \varnothing	-0,47	-0,26	-0,39	-0,42
	K _G \varnothing	1,33	0,72	0,63	0,79

Tabela 8.3 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V3.

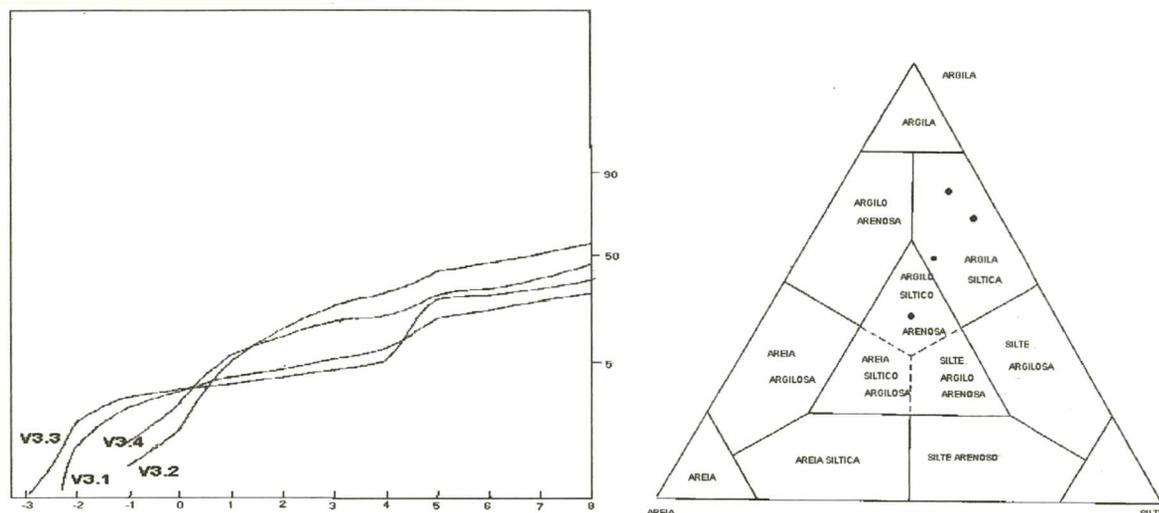


Figura 8.19 - Curva de frequência acumulada e diagrama triangular da seção V3.

b-2 - Parâmetros Estatísticos

Os resultados dos parâmetros estatísticos desta seção, ilustrados graficamente na figura 8.20, demonstram que a mediana posicionou três amostras na fração argila entre $8,22\phi$ e $8,8\phi$ e uma amostra (V3.2) na fração silte fina. O diâmetro médio variou entre 6,2 e 7,95 situando as amostras na fração silte.

A assimetria é negativa e muito negativa com $SK_{1\phi}$ entre -0,26 e -0,47 indicando uma cauda de grão mais grosseiros.

O desvio padrão ($\sigma_{1\phi}$), compreendido entre 2,43 e 3,35 demonstrou serem as amostras muito mal selecionadas. A curtose (K_g) encontra-se explicitada no quadro 8.3.

	$\sigma_{1\phi}$	$SK_{1\phi}$	$K_g \phi$
V3.4	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V3.3	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito platicúrtica
V3.2	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Platicúrtica
V3.1	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Leptocúrtica

Quadro 8.3 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção V3.

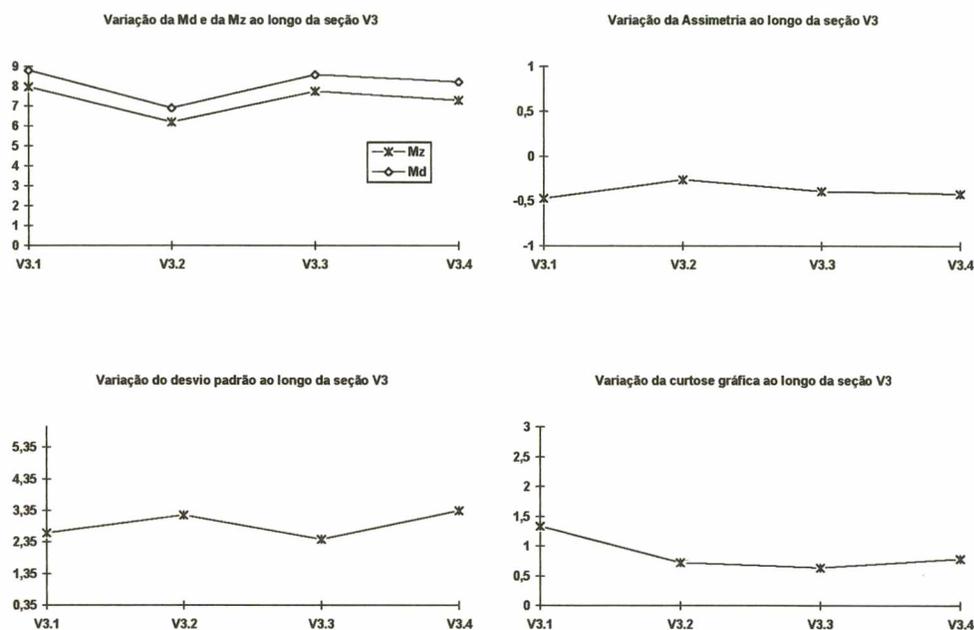


Figura 8.20 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção V3.

8.6.5 - Seção V4

a - Generalidades

Situação: Localizada 8 Km a montante da foz do rio Bananas, na margem direita da antiga estrada de comunicação entre a Vila Jordão e o Distrito de Goes Artigas. Posicionada entre a cota 1140, a seção é parte integrante de um colo e é constituída por sete unidades de colúvio-alúvio, das quais extraiu-se igual número de amostras.

Relevo: A seção (figura 8.21) constitui-se em um colo, possuindo morros e vertentes de topo convexos e base côncava, tanto ao norte quanto ao sul, com vales amplos a leste e a oeste.

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal é constituída por campos e pequenas lavouras de milho.

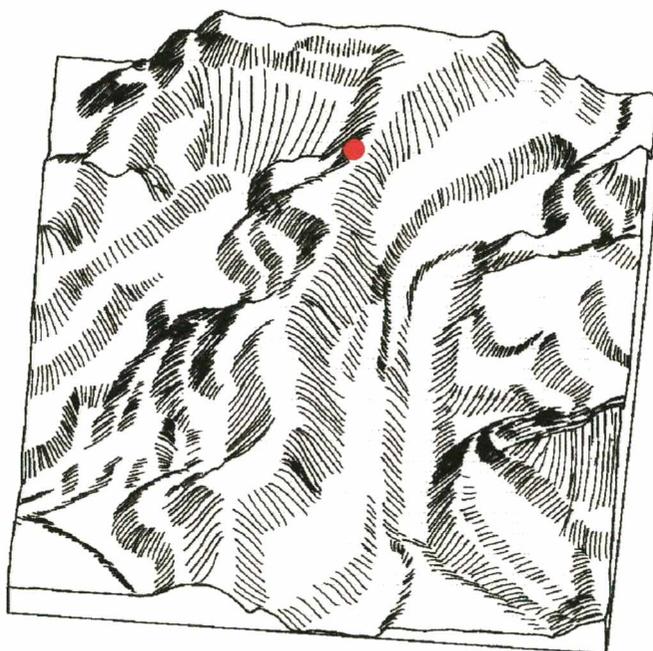


Figura 8.21- Bloco diagrama do entorno da seção V4.

b - Descrição e distribuição espacial das unidade componentes da seção V4.

A amostra V4.7 foi coletada de um bolsão adjacente ao perfil inicial.

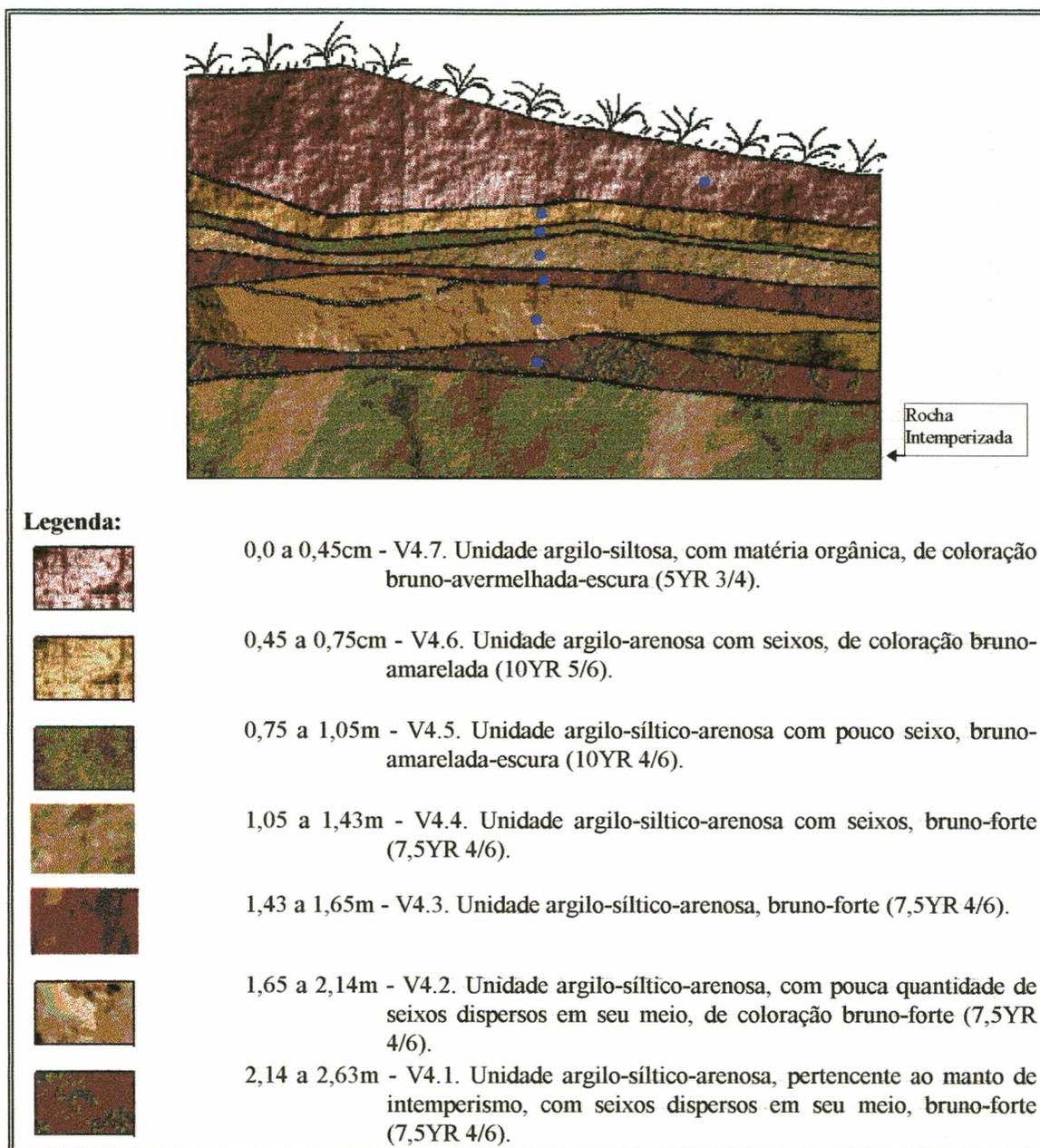


Figura 8.22 - Representação das camadas e localização dos pontos de amostragem as seção V4.

c - Distribuição granulométrica

Os resultados da análise mecânica desta seção demonstraram que além da fração argila ser predominante em todas as unidades, ocorre um aumento gradativo de sua participação da base ao topo do perfil (tabela 8.4).

A fração silte com percentuais entre 10,64% e 34,58% tende a reduzir sua participação nas camadas mais superficiais, enquanto as areias mantêm seu percentual em torno de 24%. A fração seixo variou entre 0,72% e 4,31% (figura 8.23).

A amostra V4.7 extraída de um bolsão adjacente ao perfil de coleta das demais amostras não apresentou mudanças texturais significativas quando comparada com as demais unidades.

A figura 8.24 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade.

O diagrama triangular (figura 8.24) apresentou cinco amostras como argilo-siltica-arenosa, enquanto duas amostras (V4.6 e V4.7) apresentam-se como argilo-arenosa e argila-siltica, respectivamente.

	mm	V4.1	V4.2	V4.3	V4.4	V4.5	V4.6	V4.7
C	16 <	2,16	-	-	4,01	-	-	-
O	8 - 16	2,18	1,90	-	4,31	0,72	1,24	0,09
M	4 - 8	1,86	0,75	0,14	1,11	0,21	0,48	0,36
P	2 - 4	0,70	2,77	2,38	2,77	1,85	2,18	1,60
O	1 - 2	1,42	4,97	5,06	5,88	5,10	5,19	3,24
S.	0,5 - 1	3,32	5,95	6,43	6,84	6,77	6,77	3,98
	0,250 - 0,5	3,94	4,88	4,86	3,63	4,51	4,56	3,16
G	0,105 - 0,250	7,09	6,31	5,89	4,64	5,29	4,53	3,86
R	0,062 - 0,105	4,12	2,71	2,29	1,96	1,92	1,59	1,43
A	0,031 - 0,062	16,49	13,21	11,31	2,37	9,41	1,45	17,66
N	0,016 - 0,031	5,61	5,32	3,86	3,12	2,56	1,38	3,12
U	0,008 - 0,016	6,48	5,83	4,61	3,84	4,39	3,65	3,23
L.	0,004 - 0,008	6,00	6,07	5,38	4,71	5,20	4,16	5,16
	< 0,004	38,61	39,32	47,78	40,81	52,05	62,81	53,10
Parâmetros Estatísticos	Md \emptyset	6,2	6,5	7,7	5,7	8,1	8,49	8,15
	M _z \emptyset	5,8	5,6	6,22	4,93	6,38	6,51	7,05
	$\sigma_1 \emptyset$	3,75	3,8	3,69	4,58	3,77	3,97	3,23
	Sk ₁ \emptyset	-0,25	-0,32	-0,51	-0,29	-0,57	-0,62	-0,51
	K _G \emptyset	1,04	0,79	0,81	0,7	0,77	0,79	0,91

Tabela 8.4 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção V4.

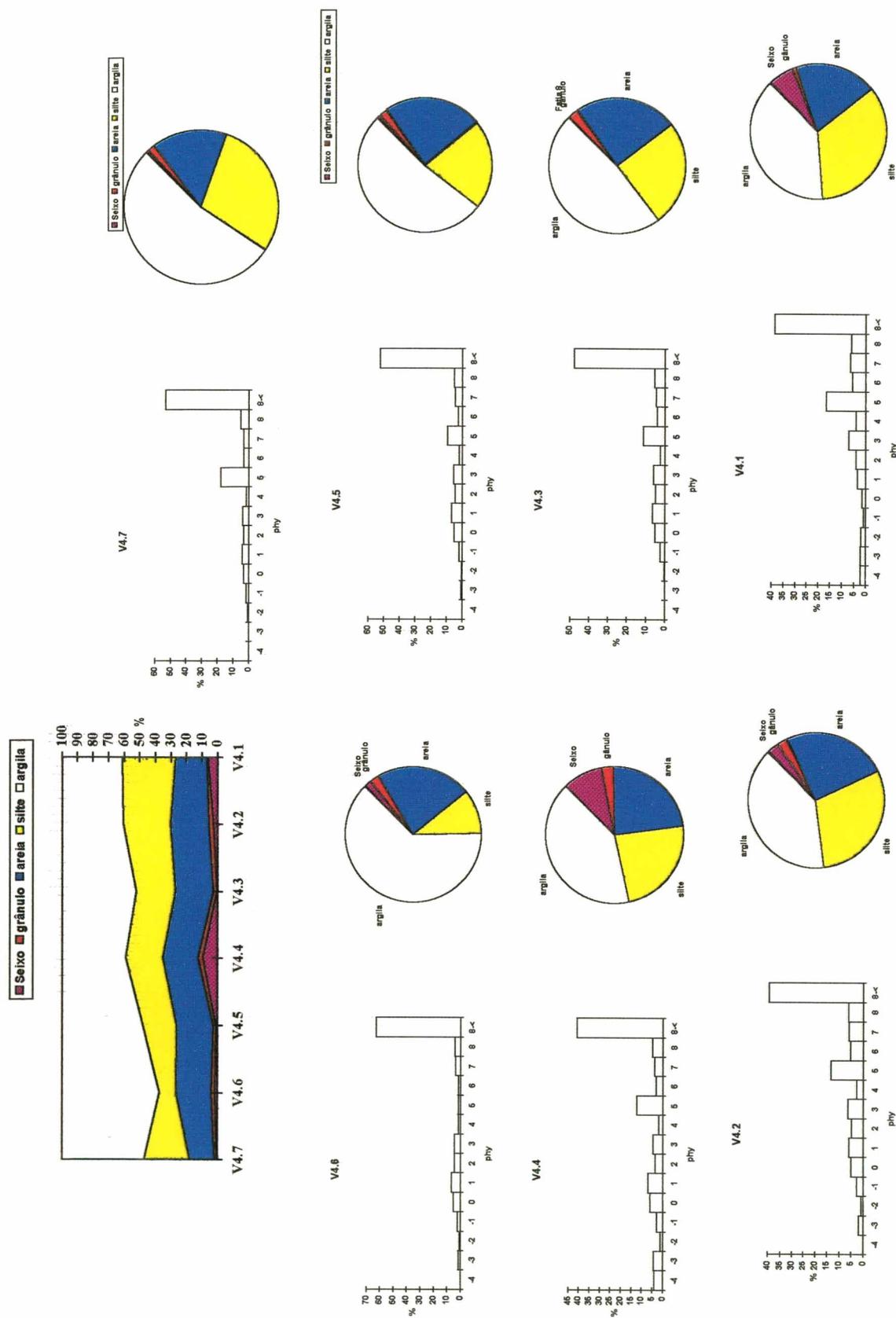


Figura 8.23 - Diagrama triangular, histogramas de frequência simples e diagramas circulares referente as amostras da seção V4.

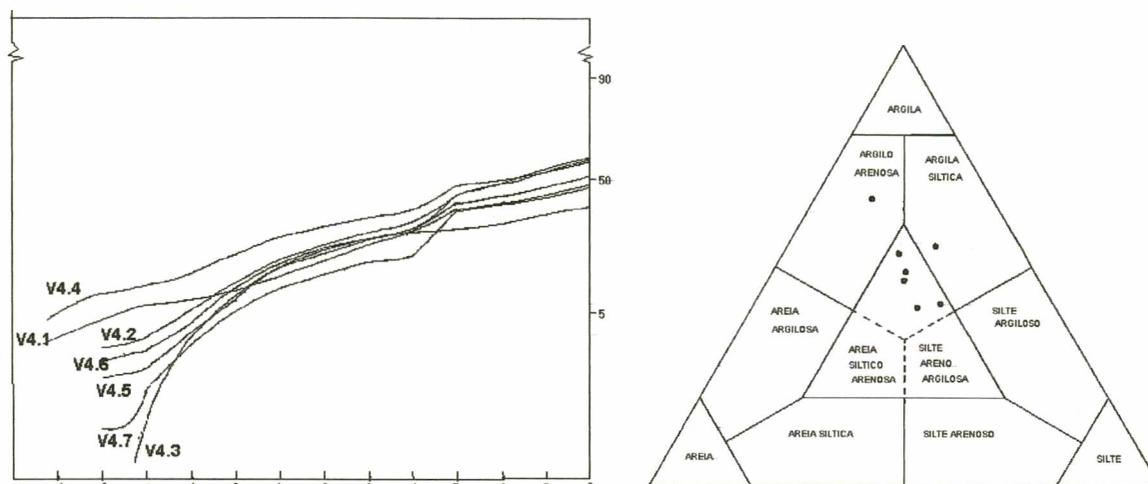


Figura 8.24 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção V4.

d - Parâmetros estatísticos

A mediana situou quatro amostras na fração silte entre 5,7 e 7,7 e três amostras na fração argila ($M_{d\phi}$ entre 8,1 e 8,15). O diâmetro médio ($M_{z\phi}$) posicionou todas as amostras na fração silte com $M_{z\phi}$ entre 4,93 e 7,05.

A assimetria é negativa e muito negativa para as amostras coletadas, com $SK_{1\phi}$ entre -0,25 e -0,62, indicando uma cauda de grãos mais grosseiros (figura 8.25).

O desvio padrão ($\sigma_{1\phi}$) está compreendido entre 3,23 e 4,58, indicando serem as amostras muito mal selecionadas a extremamente mal selecionadas. Os resultados da curtose (K_g) encontram-se explicitados no quadro 8.4.

	$\sigma_{1\phi}$	$SK_{1\phi}$	$K_g \phi$
V4.7	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica
V4.6	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V4.5	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V4.4	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Platicúrtica
V4.3	Extremamente mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V4.2	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
V4.1	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Mesocúrtica

Quadro 8.4 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção V4.

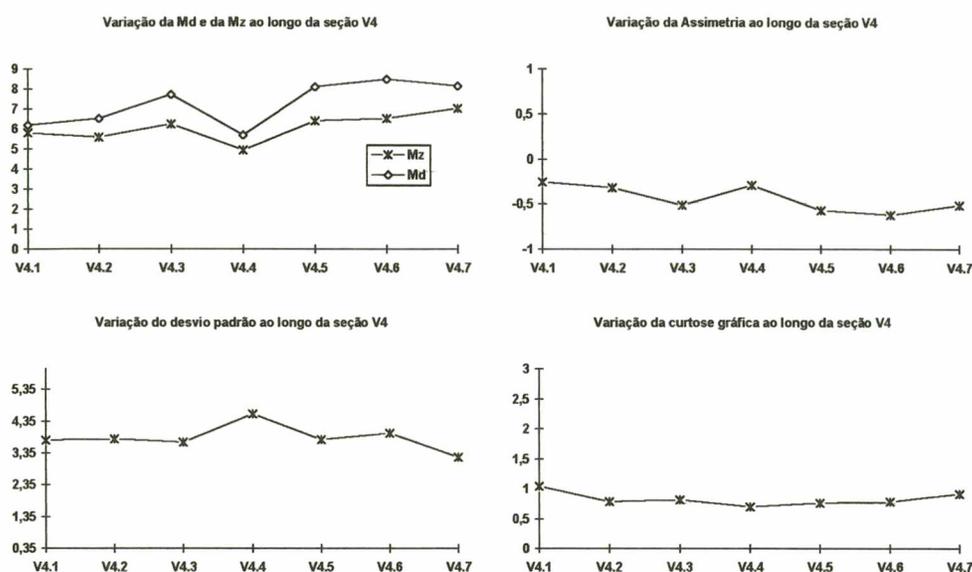


Figura 8.25 - *Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção V4.*

8.7 - Seções amostradas em rampas de colúvio-alúvio

A sistematização da nomenclatura distinguindo rampas de colúvio de terraços fluviais, foi proposta por BIGARELLA e MOUSINHO (1965).

De acordo com os autores, as rampas de colúvio são formas topográficas recobertas por material coluvial e suavemente inclinadas para o centro do vale.

Sua origem depende essencialmente dos processos de solifluxão e escoamento superficial que, ao depositar o material coluvial na parte plana do vale, dispersa-o, originando uma superfície inclinada em direção a jusante. Tal processo pressupõe a presença de vegetação rala, esparsa ou até mesmo a ausência da cobertura vegetal, o que favoreceria o espalhamento dos clásticos por ação das enxurradas.

A natureza clástica dos depósitos que constituem a subsuperfície das rampas de colúvio, depende, fundamentalmente, da litologia da área fonte. De forma geral,

o colúvio caracteriza-se pela ausência de estrutura e baixo coeficiente de seleção (BIGARELA e MOSINHO, 1965). São mal selecionados granulometricamente e mineralogicamente, com morfoscopia irregular e escarificações produzidas pela remoção do material solúvel (SILVA, 1994).

A espessura da rampa de colúvio é variável, podendo atingir dezenas de metros devido à recorrência dos processos de coluviação, tendendo a adelgar-se no sentido da encosta do vale.

MEIS e MOURA (1984) propuseram o termo “complexo de rampas” para os ambientes formados a partir de sucessivos episódios de coluviação convergentes em direção ao eixo da paleodepressão do relevo, envolvendo retrabalhamentos parciais dos colúvios mais antigos e o reafeiçoamento da topografia.

Dentre as várias rampas de colúvio-alúvio existentes na área de estudo, quatro foram amostradas e os resultados obtidos serão descritos subseqüentemente.

8.7.1 - Seção Rc1

a - Generalidades

Situação: A presente seção situa-se a 30 m da margem direita do rio Bananas e a aproximadamente 1.200 m de sua foz, constituindo-se em um corte da estrada que margeia o referido rio. Situada entre as cotas 960 e 980 a seção é formada por seis camadas de material colúvio-aluvial, das quais coletou-se igual número de amostras de sedimentos.

Relevo: Esta seção faz parte de uma rampa com $4,5^{\circ}$ de inclinação, a qual estende-se em direção ao norte até atingir a vertente convexa. Ao norte, está circundada por patamares estruturais mais elevados e morros convexos; a oeste encontra-se amplos patamares seguidos de ruptura de declive convexas; ao sul apresenta pequenos terraços junto ao rio Bananas (figura 8.26).

Cobertura vegetal: A cobertura vegetal predominante é constituída por vegetação secundária que é substituída na encosta, ao norte, por campos sujos.

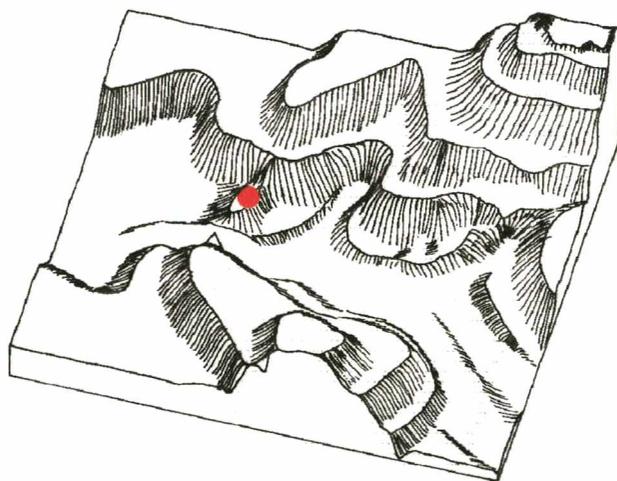


Figura 8.26 - Bloco diagrama do entorno da seção Rc1.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc1

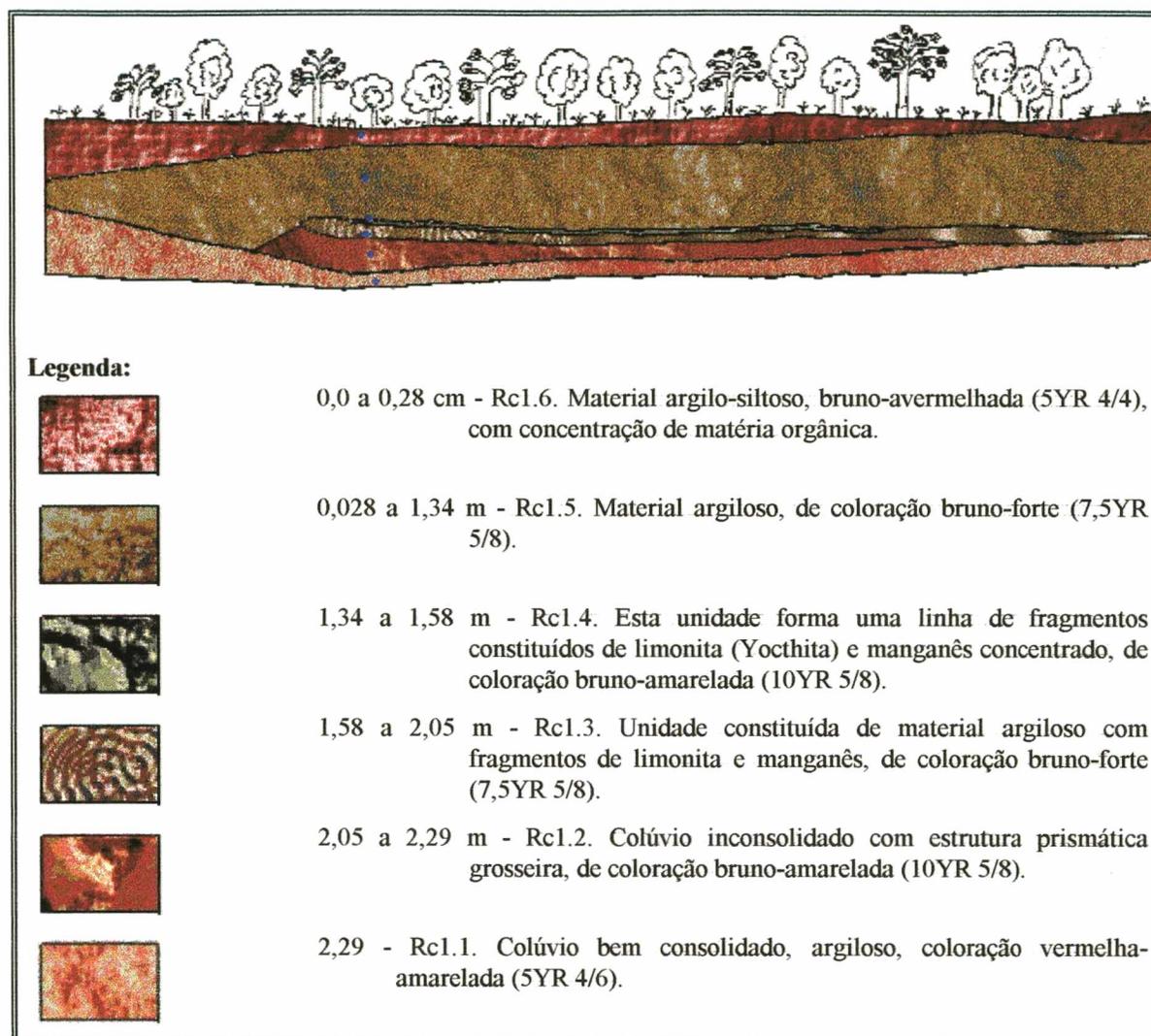


Figura 8.27 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc1.

c - Distribuição granulométrica

A análise mecânica referente às seis amostras do material pertencente a esta seção revelou a presença de 11 classes texturais, com predomínio da fração argila em cinco amostras, cujos índices percentuais ficaram em torno de 70% (tabela 8.5). A fração areia apresentou percentuais que variaram entre 0,5% e 14%, enquanto os seixos

predominaram na amostra Rc1.3, a qual corresponde a unidade constituída por fragmentos de limonita e manganês.

O diagrama retangular de composição granulométrica, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares (figura 8.28) confeccionados a partir da tabela 8.5 ilustram visualmente a distribuição granulométrica das amostras desta seção.

No diagrama triangular, segundo critérios propostos por SHEPARD e modificados por BIGARELLA e SALAMUNI (1962), em que os vértices correspondem a argila, silte e areia (figura 8.9) a seção amostrada se apresenta predominantemente como argilo-siltosa, sendo que duas amostras, Rc1.4 e Rc1.3 classificam-se como argilo-siltico-arenosas.

A figura 8.29 apresenta a distribuição de freqüência acumulada em papel aritmético de probabilidade, o qual estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas realizadas nesta seção.

	mm	Rc1.1	Rc1.2	Rc1.3	Rc1.4	Rc1.5	Rc1.6
C	4-<	-	0,07	37,63	0,55	0,60	-
O	2 - 4	0,17	0,06	3,03	1,08	1,06	0,28
M	1 - 2	0,25	0,12	2,55	1,03	1,19	0,63
P	0,50- 1	0,50	0,46	3,75	3,68	2,16	1,74
S.	0,250- 0,50	0,90	0,83	2,81	5,65	2,92	2,77
	0,125 -0,250	2,24	2,23	4,1	14,07	4,99	3,35
G	0,062 - 0,125	1,17	1,18	1,85	5,65	2,13	0,94
R	0,031 - 0,062	4,54	14,33	6,58	2,62	7,16	26,1
A	0,016 - 0,031	2,88	2,49	0,49	6,34	3,03	0,51
N.	0,008 - 0,016	4,48	4,54	5,49	5,79	4,5	4,17
L.	0,004 - 0,008	3,57	4,6	3,32	6,46	5,53	3,84
	< - 0,004	79,29	69,08	28,38	47,07	64,72	55,65
Parâmetros Estatísticos	Md \varnothing	9,1	8,7	2,3	7,55	8,6	8,25
	Mz \varnothing	8,78	7,89	2,3	6,48	7,6	7,44
	$\sigma_1 \varnothing$	2,04	2,39	5,48	3,26	2,99	2,73
	Sk ₁ \varnothing	-0,34	-0,39	0,036	-0,41	-0,51	-0,43
	K _G \varnothing	1,74	0,99	0,49	0,7	1,14	0,79

Tabela 8.5 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc1.

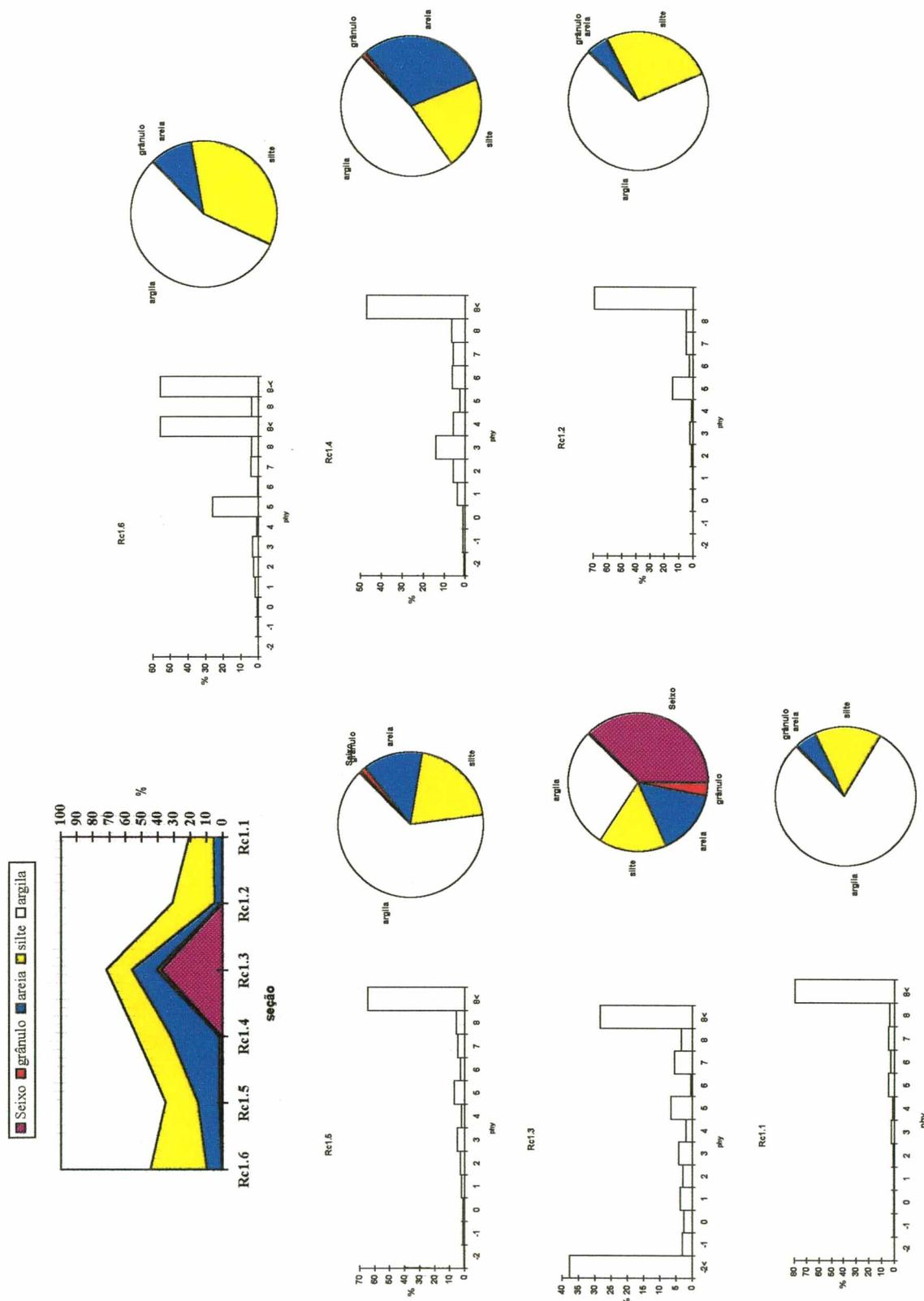


Figura 8.28 - Diagrama triangular, histogramas de frequência simples e diagramas circulares referentes às amostras da seção Rcl.

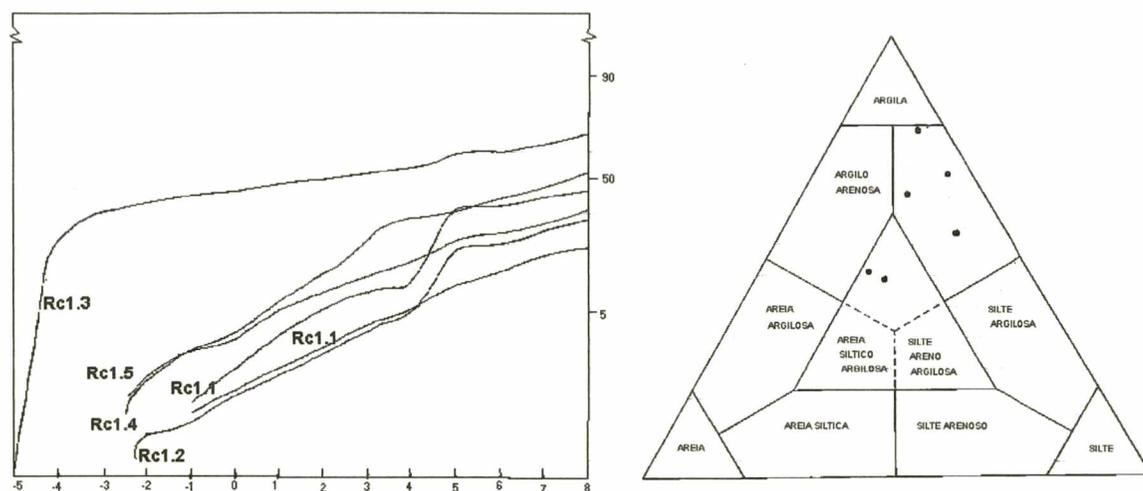


Figura 8.5 - Curva de frequência cumulada e diagrama triangular cujos vértices correspondem a argila, silte e areia da seção Rc1.

d - Parâmetros estatísticos

Os resultados obtidos nos cálculos dos parâmetros estatísticos (figura 8.30), apresentaram quatro amostras com a mediana situada na fração argila, Md_{ϕ} entre 8,25 e 9,1 e duas amostras (Rc1.3 e Rc1.4) na fração areia fina e silte muito fina com Md_{ϕ} igual a 2,3 e 7,55, respectivamente. O diâmetro médio das amostras Rc1.1 e Rc1.3 situou-se na fração argila e areia fina, para as demais amostras a Mz_{ϕ} situou-se na fração silte fina a muito fina (quadro 8.5).

Os valores obtidos para a assimetria ($SK_{1\phi}$) indicam cinco amostras com assimetria muito negativa ($SK_{1\phi}$ entre -0,34 e -0,51) e uma amostra aproximadamente simétrica.

O desvio padrão ($\sigma_{1\phi}$) demonstrou serem as amostras muito mal à extremamente mal selecionadas.

Os resultados obtidos para a curtose (Kg) encontram-se sintetizados no quadro 8.5.

	$\sigma_1 \emptyset$	$Sk_1 \emptyset$	$K_g \emptyset$
Rc1.6	Muito mal selecionado.	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
Rc1.5	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Leptocúrtica
Rc1.4	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
Rc1.3	Extremamente mal selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
Rc1.2	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica
Rc1.1	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica

Quadro 8.5 - Quadro demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção Rc1.

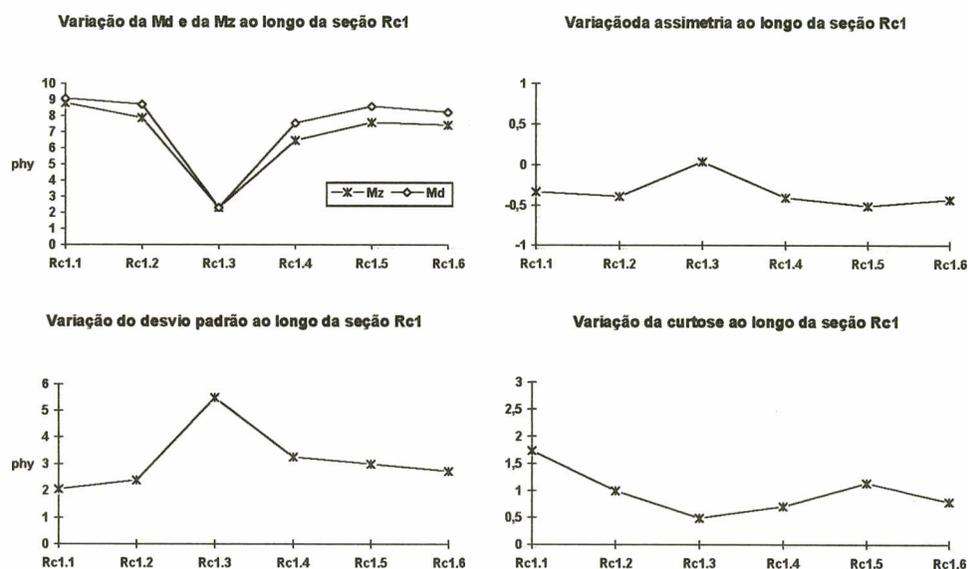


Figura 8.30 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção Rc1.

8.7.2 - Seção Rc2

a - Generalidades

Situação: Esta seção está localizada na margem esquerda da estrada que liga o Distrito de Goes Artigas ao Distrito de Guará, a aproximadamente 500 metros da ponte sobre o rio Bananas. Situada entre as cotas 1.100 e 1120 esta seção é formada por quatro camadas de material colúvio-aluvial, donde retirou-se igual número de amostras.

Relevo: A seção possui uma declividade de 10° em direção norte até atingir uma ruptura de declive convexa, que se estende até a margem esquerda do leito do

rio Bananas. Ao sul, a paisagem é constituída por morros convexos e níveis superiores de erosão levemente ondulados. A Oeste, na margem direita do rio Bananas, tem-se uma sucessão de patamares até atingir o nível superior de erosão.

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal que predomina na porção superior ao afloramento amostrado é constituída essencialmente por campos.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc2

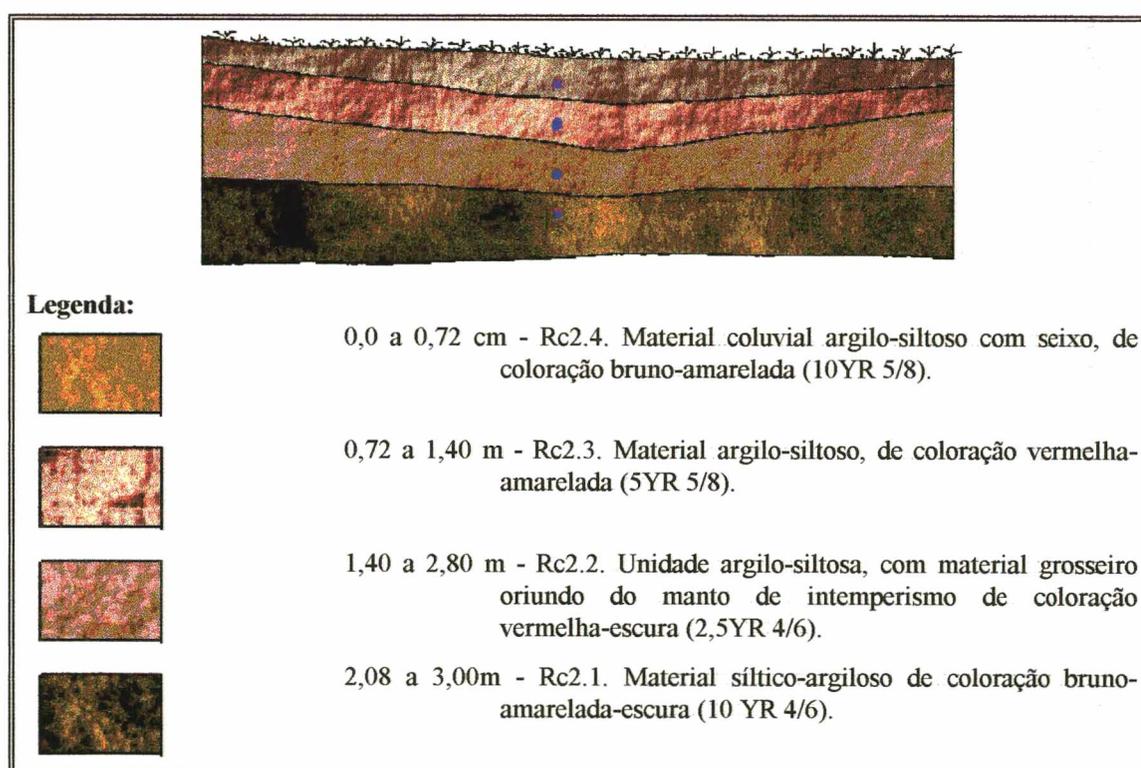


Figura 8.31 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc2.

b.1- Distribuição granulométrica

A análise mecânica dos sedimentos desta seção revelou 13 classes texturais com predomínio da fração argila, cujas percentagens variaram entre 37,3% e

54,75%, a fração areia, embora presente em todas as amostras foi pouco significativa (figura 8.32).

A fração silte muito fina foi mais significativa na amostra Rc2.1 com 34,81% reduzindo, gradativamente, seu percentual em direção ao topo do afloramento, ao mesmo tempo em que elevou-se o teor de silte grossa com 2,68%, na amostra Rc2.1, para 16,31% no topo da seção (tabela 8.6). A presença de fenoclastos foi detectada apenas na amostra Rc2.4 com 23,62%.

A figura 8.33 apresenta a distribuição de freqüência acumulada em papel aritmético de probabilidade.

No diagrama triangular (figura 8.33) cujos vértices correspondem a argila, silte e areia, a seção amostrada se apresenta predominantemente como argilo-siltosa, sendo que, uma amostra (Rc2.1) classifica-se como siltico-argilosa.

	mm	Rc2.1	Rc2.2	Rc2.3	Rc2.4
C	16 <	-	-	-	17,79
O	8 - 16	-	-	-	5,22
M	4 - 8	-	-	-	0,61
P	2 - 4	-	3,44	0,03	0,29
O	1 - 2	0,09	1,49	0,14	0,83
S.	0,5 - 1	0,56	1,66	0,33	1,06
	0,250 - 0,5	0,95	1,41	0,71	0,89
G	0,105 - 0,250	3,13	3,31	3,01	2,46
R	0,062 - 0,105	3,65	2,04	3,82	1,83
A	0,031 - 0,062	2,68	17,81	16,25	16,31
N	0,016 - 0,031	9,56	2,58	9,52	3,25
U	0,008 - 0,016	7,26	7,06	7,28	3,77
L.	0,004 - 0,008	34,81	4,66	10,05	7,65
	< 0,004	37,3	54,75	48,85	38,03
Parâmetros Estatísticos	Md \varnothing	7,6	8,2	7,9	6,0
	M _z \varnothing	7,5	7,4	7,32	3,65
	σ_1 \varnothing	1,9	2,9	2,34	5,72
	Sk _I \varnothing	-0,19	-0,52	-0,29	-0,47
	K _G \varnothing	1,47	0,9	0,75	0,82

Tabela 8.6 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc2.

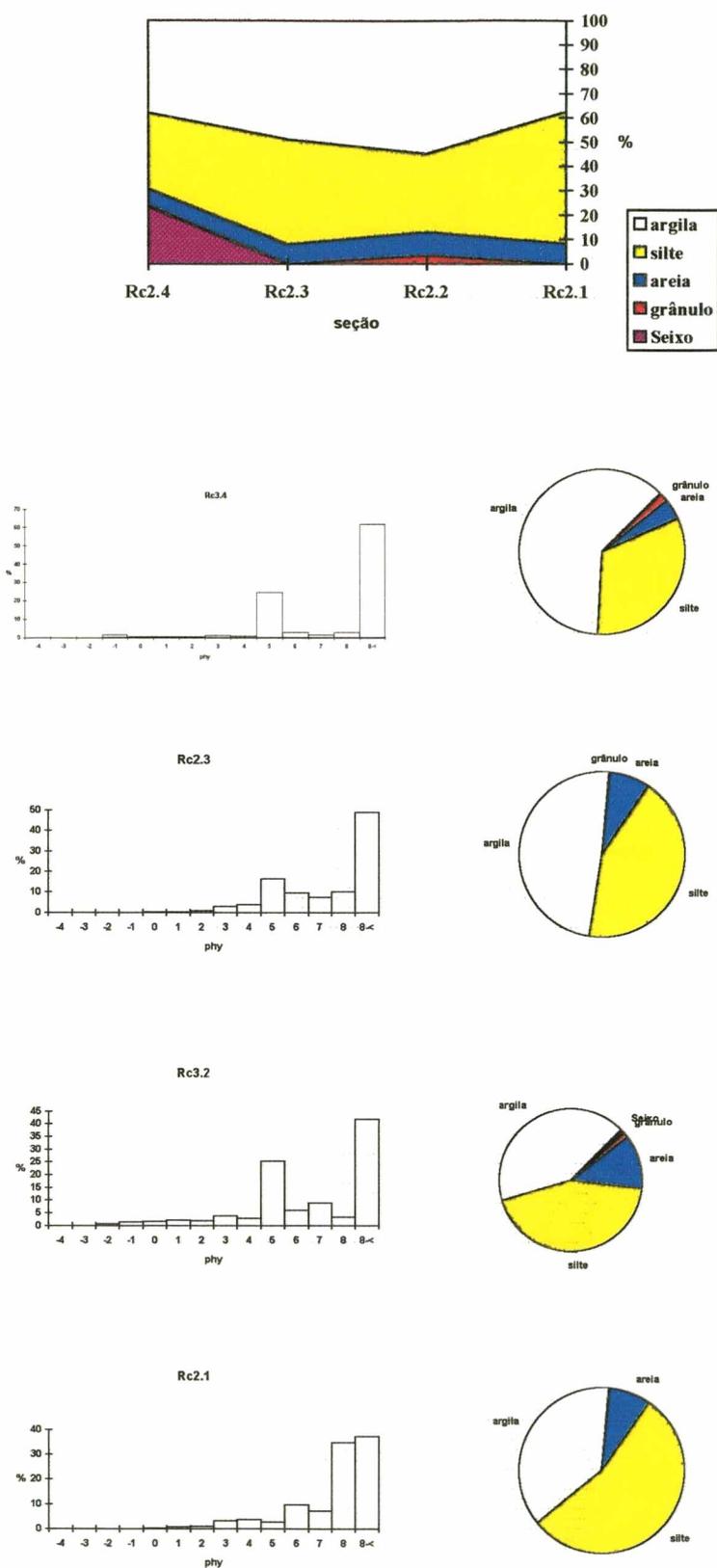


Figura 8.32 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares referente as amostras da seção Rc2.

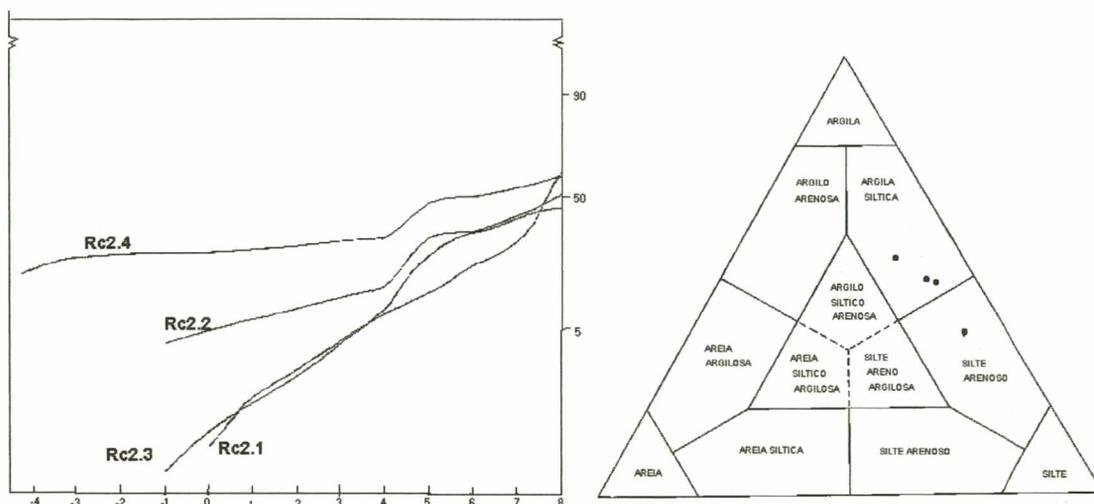


Figura 8.33 - Diagrama de freqüência acumulada e diagrama triangular seção Rc2.

d - Parâmetros estatísticos

Três amostras pertencentes a seção Rc2 tiveram a mediana situada na fração silte, com Md_{ϕ} entre 6 e 6,7 e uma amostra na fração argila (vide tabela 8.6).

Três amostras apresentaram assimetria muito negativa a negativa e uma aproximadamente simétrica

O desvio padrão e a curtose (K_g) encontra-se sintetizada no quadro 8.6. A figura 8.34 representa graficamente os parâmetros estatísticos.

	σ_{ϕ}	Sk_{ϕ}	K_g
Rc2.4	Extremamente mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
Rc2.3	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Platicúrtica
Rc2.2	Muito mal selecionado	Assimetria negativas	Mesocúrtica
Rc2.1	Mal selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica

Quadro 8.6 - Quadro demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção Rc2.

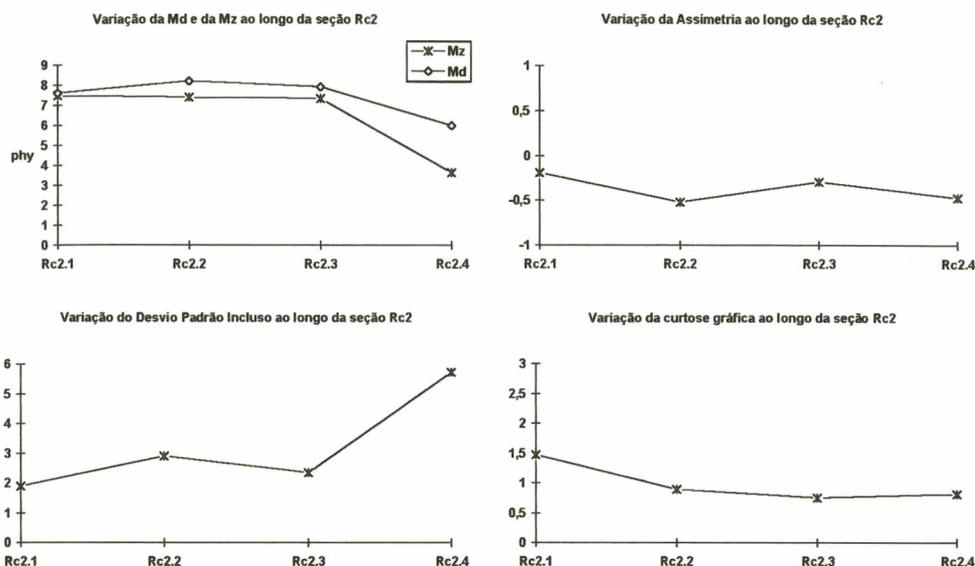


Figura 8.34 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes à seção Rc2.

8.7.3 - Seção Rc3

a - Generalidades

Situação: Esta seção está localizada a 400 metros da margem direita do rio Bananas, no lado esquerdo da estrada de acesso à chácara Nossa Senhora Aparecida e constitui-se em um afloramento exposto pela retirada de material por retroescavadeira. Situada entre as cotas 980 e 1.000, é formada por quatro camadas de material colúvio-aluvial sobrepostas ao elúvio e à rocha matriz, donde retirou-se quatro amostras.

Relevo: A seção forma uma rampa com inclinação média de 8° , tendo ao norte, patamares mais elevados e morros convexos. Ao sul, em direção ao leito do rio Bananas, apresenta estreitos terraços fluviais (figura 8.35).

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal da área é constituída por vegetação secundária, que é substituída, ao norte, por campos limpos.

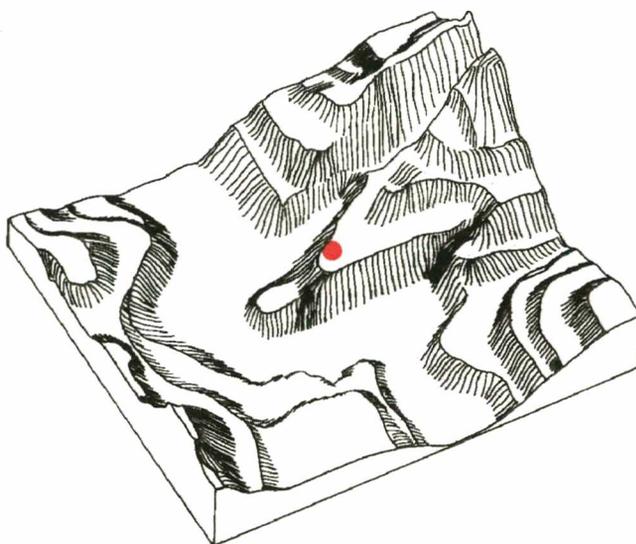


Figura 8.35 - Bloco diagrama do entorno da seção Rc3 .

b - Descrição e distribuição espacial das unidades que compõem a seção Rc3

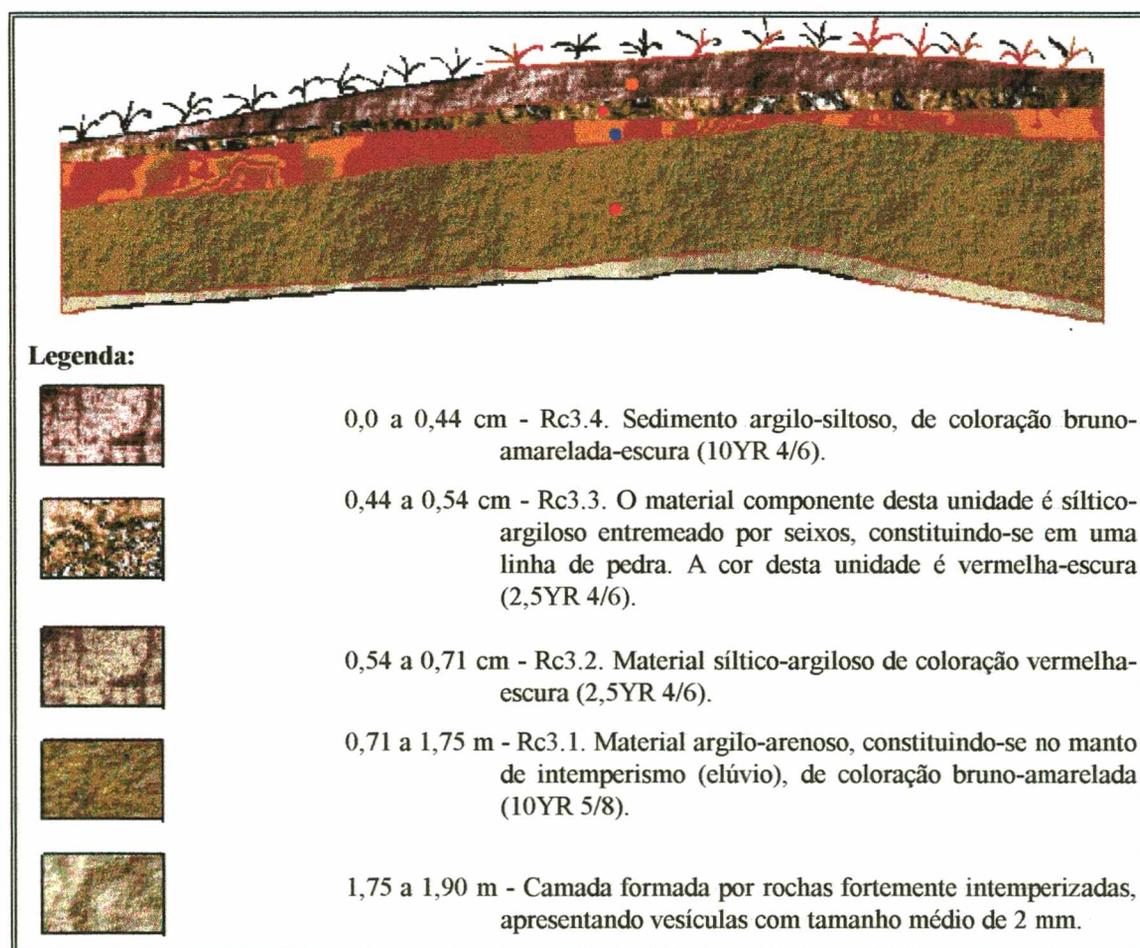


Figura 8.36 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc3.

c - Distribuição granulométrica

A análise mecânica da seção Rc3 demonstrou que as amostras Rc3.1 e Rc3.2 possuem 11 classes texturais, das quais a fração silte foi a mais significativa, com percentuais entre 41,73% e 43,74% (tabela 8.7). A fração argila variou entre 18,54% e 61,72%, destacando-se como classe dominante apenas na amostra Rc3.4 .

A fração seixo se fez presente apenas na amostra Rc3.3 (58%) que constitui-se em uma linha de pedra. A fração areia possui um percentual de 32,51% na amostra Rc3.1, correspondente ao elúvio, caindo para 2,31% na unidade formada pela linha de pedra (figura 8.37).

A figura 8.38 apresenta a distribuição de freqüência acumulada em papel aritmético de probabilidade.

No diagrama triangular (figura 8.38) cujos vértices correspondem a argila, silte e areia a seção amostrada apresenta duas amostras siltico-argilosas, uma amostra (Rc3.4) argilo-siltosa e a amostra Rc3.1 como silte areno-argilosa.

	mm	Rc3.1	Rc3.2	Rc3.3	Rc3.4
C	16 <	-	-	54,18	-
O	8 - 16	-	-	2,98	-
M	4 - 8	-	0,7	1,87	-
P	2 - 4	3,3	1,28	0,05	1,54
O	1 - 2	3,83	1,57	0,09	0,54
S.	0,5 - 1	5,71	2,21	0,13	0,65
	0,250 - 0,5	4,61	1,88	0,2	0,71
G	0,105 - 0,250	10,68	3,92	0,92	1,38
R	0,062 - 0,105	7,68	2,84	0,97	0,95
A	0,031 - 0,062	21,95	25,39	11,12	24,71
N	0,016 - 0,031	7,8	6,02	2,23	3,07
U	0,008 - 0,016	6,04	8,9	2,99	1,69
L.	0,004 - 0,008	5,94	3,43	3,72	3,03
	< 0,004	22,45	41,84	18,54	61,72
Parâmetros Estatísticos	Md \emptyset	4,7	6,45	-4,25	8,45
	M _z \emptyset	4,99	6,5	-0,16	7,64
	$\sigma_1 \emptyset$	3,26	2,83	5,31	2,4
	Sk ₁ \emptyset	0,06	-0,5	0,95	-0,37
	K _G \emptyset	0,89	0,94	0,52	0,61

Tabela 8.7 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc3.

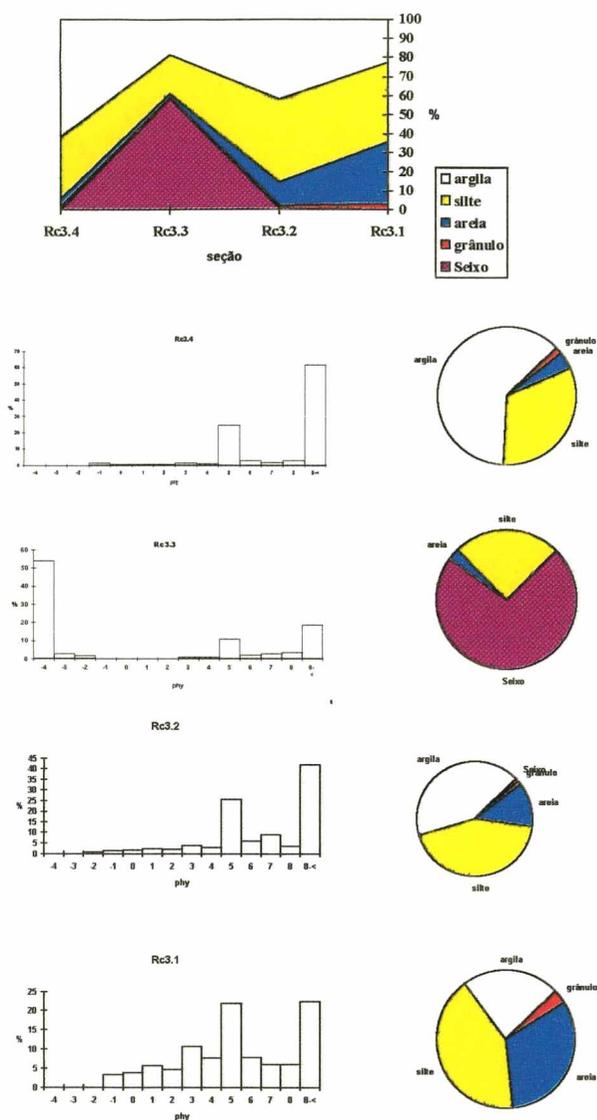


Figura 8.37 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares referente as amostras da seção Rc3.

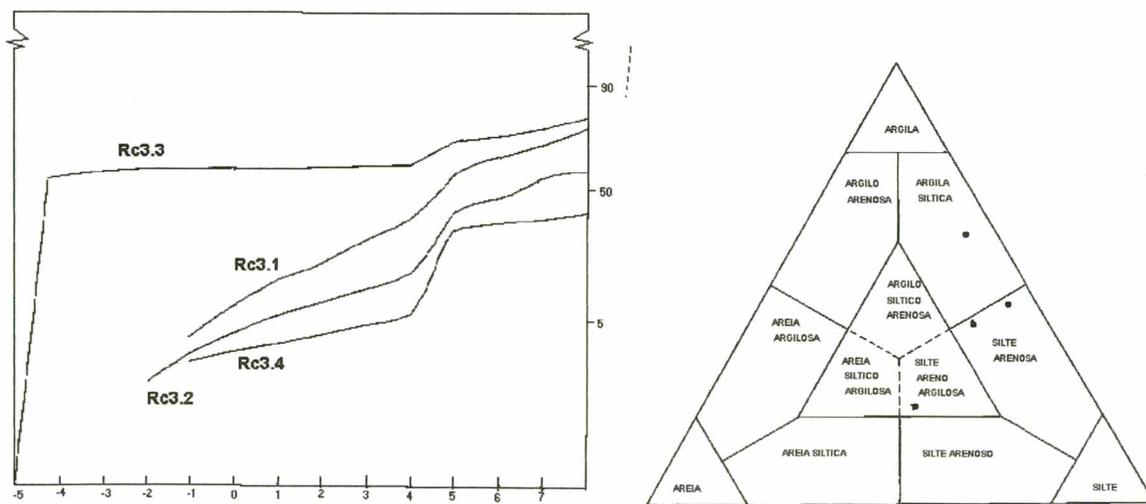


Figura 8.38 - Curva de freqüência acumulada e diagrama triangular da seção Rc3.

d - Parâmetros estatísticos

Os parâmetros estatísticos representados graficamente na figura 8.39, apresentaram duas amostras com Md_{ϕ} e Mz_{ϕ} situados na fração silte. A mediana das amostra Rc3.3 e Rc3.4 situou-as na fração seixo e argila, enquanto a média locou-as na fração areia muito grossa e silte muito fina.

O quadro 8.7 sintetiza a distribuição das amostras em relação a o desvio padrão, assimetria e curtose.

	$\sigma_{1\phi}$	$Sk_{1\phi}$	$K_g\phi$
Rc3.4	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Muito platicúrtica
Rc3.3	Extremamente mal selecionado	Assimetria muito positiva	Muito platicúrtica
Rc3.2	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Mesocúrtica
Rc3.1	Aproximadamente simétrica	Muito mal selecionado	Platicúrtica

Quadro 8.7 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção Rc3.

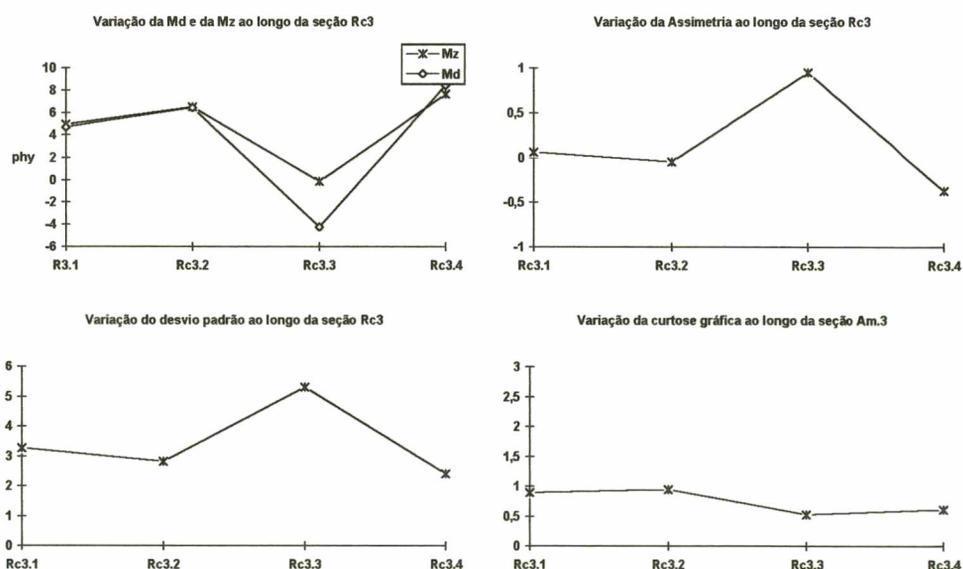


Figura 8.39 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes à seção Rc3 .

8.7.4 - Seção Rc4

a - Generalidades

Situação: Esta seção encontra-se a 3 km da Vila Jordão, às margens da estrada de acesso ao Distrito de Vitória, posicionada entre as cotas 1020 e 1040, é formada por oito unidades de material colúvio-aluvial das quais coletou-se igual número de amostras.

Relevo: A seção situa-se na base de uma rampa com 8° de inclinação, possuindo a sudoeste vertentes convexas e côncavas, passando a patamares estruturais e morros convexos. Ao sul apresenta vertentes convexo/côncavas que seguem até as margens do rio Bananas (figura 8.40).

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal é constituída por campos e pequenas lavouras de milho.

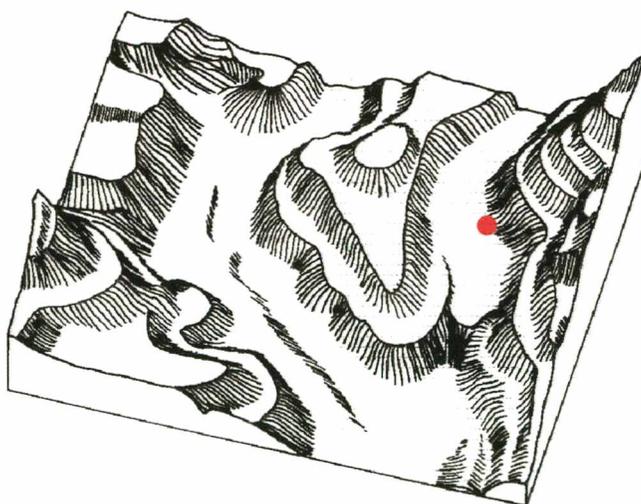


Figura 8.40 - Bloco diagrama do entorno da seção Rc4

b - Descrição distribuição espacial das unidades componentes da seção Rc4

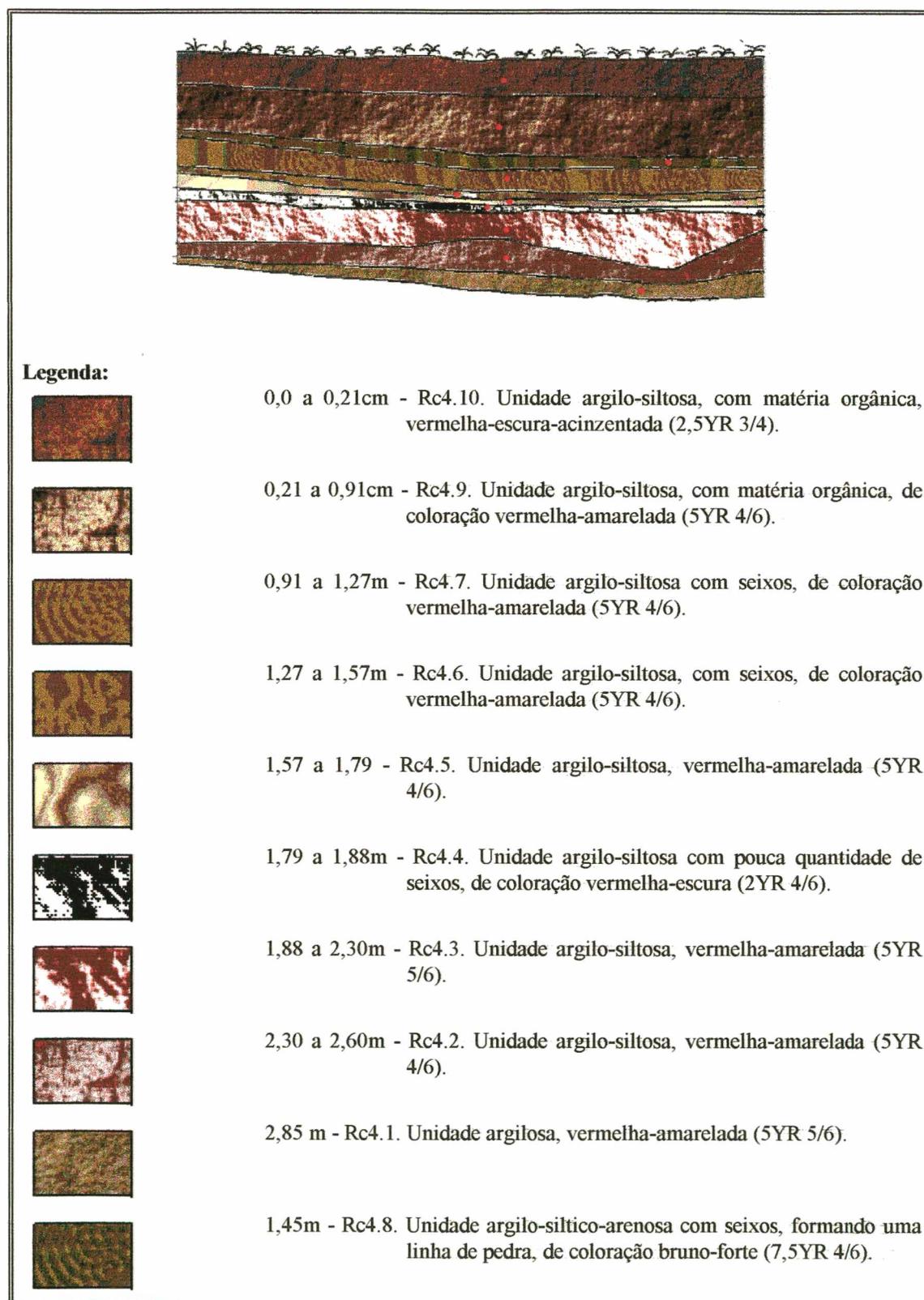


Figura 8.41 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção Rc4.

Nesta seção foram extraídas duas amostras (Rc4.1 e Rc4.8) de bolsões adjacentes ao perfil de coleta das demais amostras, por serem estes formados por núcleos oriundos de decomposição esferoidal, de um bloco de basalto com diâmetro aproximado de 2 metros.

C - Distribuição granulométrica

A análise física das amostras revelou a presença de onze classes texturais com predomínio da fração argila em nove amostras cujos percentuais situaram-se entre 37,2% e 72,24% (tabela 8.8). A fração silte variou entre 17,58% e 36,23%, e as areias tiveram uma participação em torno de 10%, e a fração seixo predominou na amostra Rc4.8 com 42,89%, mantendo-se em torno de 3% nas amostras Rc4.4 e Rc4.5 (figura 8.42).

O diagrama triangular (figura 8.43) apresentou nove amostras como argilo-siltosa e uma amostra como argilo-siltico-arenosa.

A figura 8.43 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade, o qual estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas nesta seção.

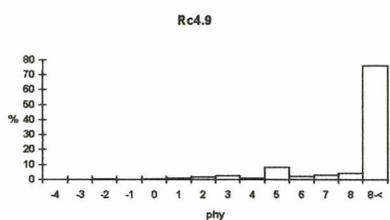
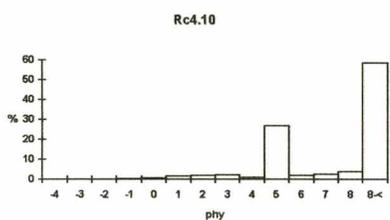
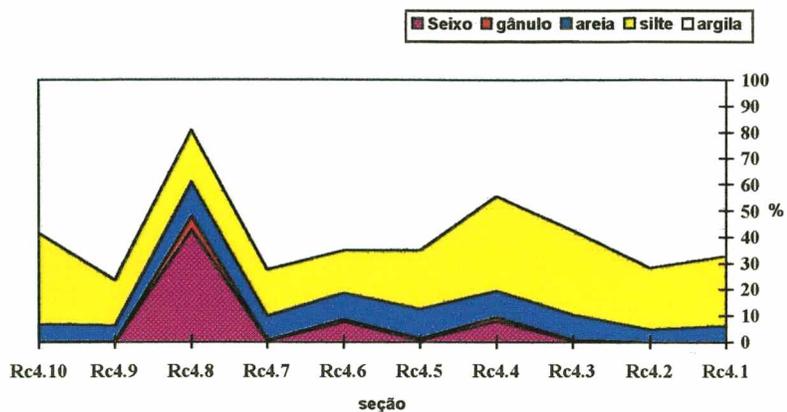
d - Parâmetros Estatísticos

A mediana (Md_{ϕ}) posicionou oito amostras na fração argila, uma na fração silte e a amostra Rc4.8 na fração areia muito grossa. O diâmetro médio apresentou sete amostras na fração silte.

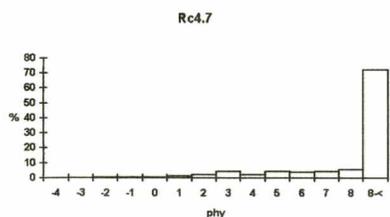
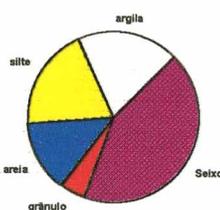
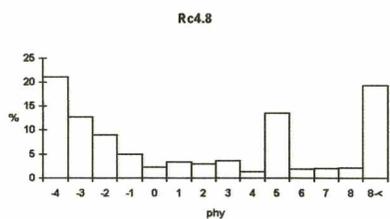
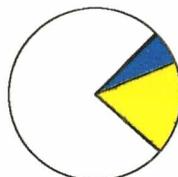
A assimetria é muito negativa em nove amostras e muito positiva na amostra Rc4.8 (figura 8.44). O desvio padrão e a curtose estão sintetizadas no quadro 8.8.

	mm	Rc4.1	Rc4.2	Rc4.3	Rc4.4	Rc4.5	Rc4.6	Rc4.7	Rc4.8	Rc4.9	Rc4.10	
C O M P O S. G R A N U L. L.	16 <	-	-	-	2,97	-	-	-	21,12	-	-	
	8 - 16	-	-	-	3,45	-	4,22	0,40	12,77	-	-	
	4 - 8	-	-	0,36	1,52	0,67	3,39	0,46	9,0	0,11	-	
	2 - 4	0,06	0,07	0,6	1,5	0,73	1,07	0,12	4,96	0,09	0,1	
	1 - 2	0,47	0,26	0,72	0,87	0,89	0,86	0,37	2,20	0,38	0,66	
	0,5 - 1	0,98	0,52	1,38	1,09	1,0	1,21	1,01	3,27	0,9	1,5	
	0,250 - 0,5	1,1	0,86	1,59	1,62	1,63	1,79	1,86	2,99	1,54	1,83	
	0,105 - 0,250	1,97	1,74	3,55	4,27	5,20	4,25	4,23	3,53	2,46	2,06	
	0,062 - 0,105	1,71	1,4	2,29	2,08	2,47	1,89	1,84	1,36	0,89	0,76	
	0,031 - 0,062	13,20	11,93	13,33	10,39	7,27	2,18	4,39	13,52	8,13	26,74	
	0,016 - 0,031	3,99	2,09	3,71	2,69	4,05	3,3	3,77	1,90	2,06	1,71	
	0,008 - 0,016	4,81	5,9	4,94	3,76	5,59	6,45	4,21	1,95	3,1	2,52	
	0,004 - 0,008	4,51	3,53	10,17	19,39	5,6	4,48	5,51	2,05	4,29	3,94	
	< 0,004	37,20	71,70	57,36	44,39	64,89	64,9	72,24	19,3	76,16	58,17	
	Parâmetros Estatísticos	Mdø	8,65	8,8	8,2	7,82	8,55	8,55	8,85	0	8,98	8,3
		Mzø	7,84	7,98	7,38	6,75	7,68	7,23	8,17	1,32	8,44	7,53
$\sigma_{1\phi}$		2,45	2,37	2,67	3,75	2,72	3,79	2,49	5,27	2,31	2,59	
Skø		-0,41	-0,40	-0,41	-0,55	-0,46	-0,61	-0,44	-0,34	-0,41	-0,42	
KGø		0,95	1,33	0,92	1,34	1,12	1,65	1,60	0,64	1,79	0,79	

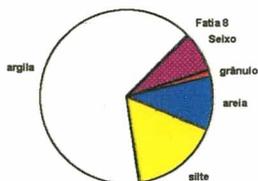
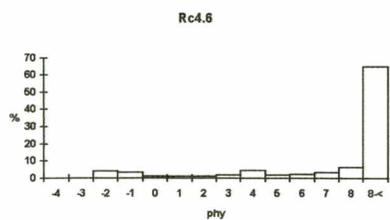
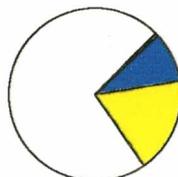
Tabela 8.8 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção Rc4.



Seixo grânulo areia silte argila



Seixo grânulo areia silte argila



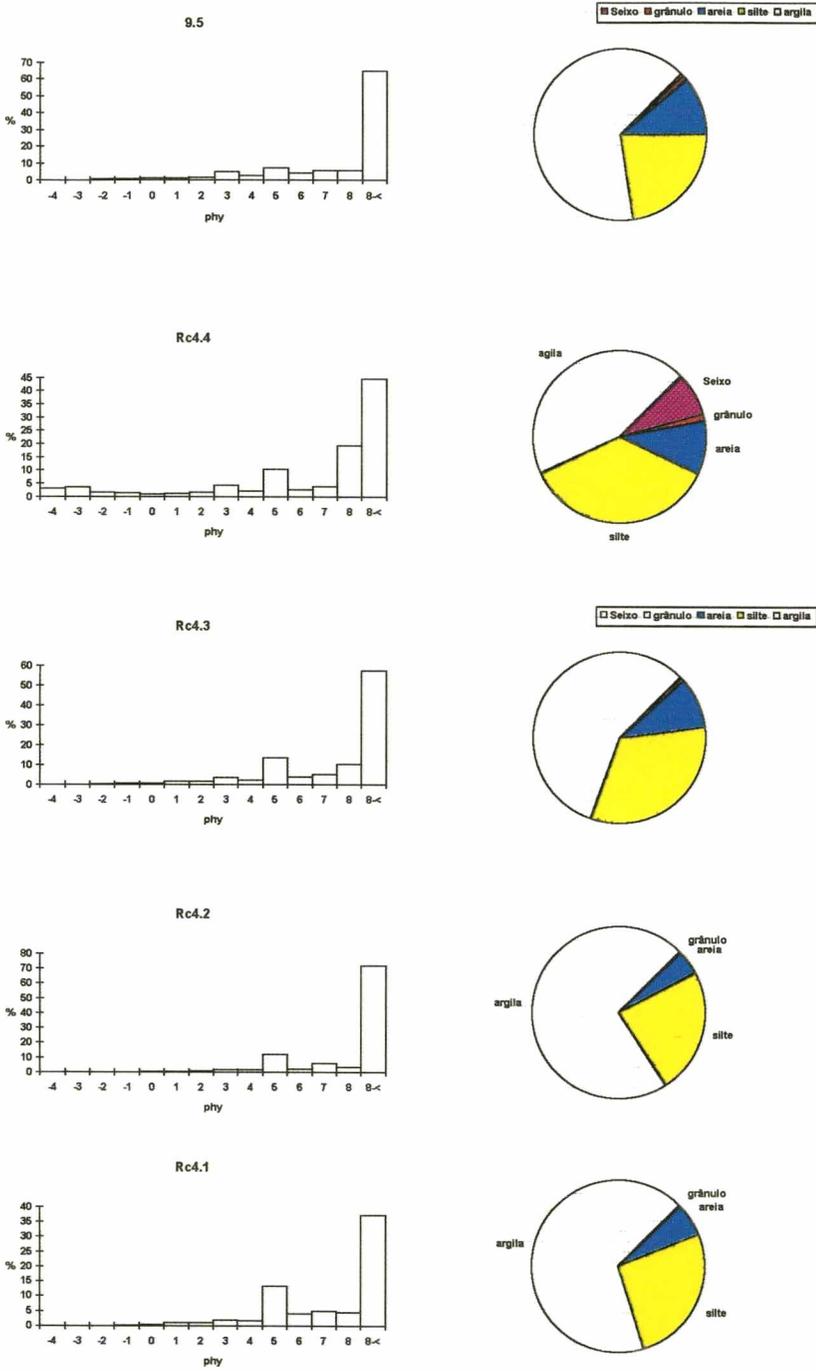


Figura 8.42 - Diagrama retangular, histogramas de freqüência simples e diagramas circulares referente às amostras da seção Rc4.

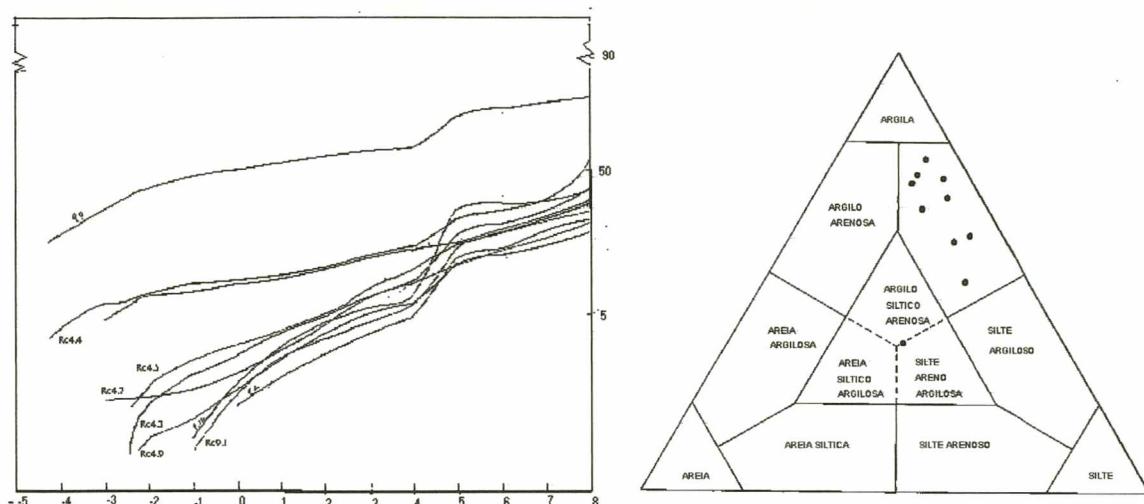


Figura 8.43 - Curva de frequência acumulada e diagrama triangular da seção Rc4.

	$Sk_1 \varnothing$	$\sigma_1 \varnothing$	$K_g \varnothing$
Rc4.10	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Platicúrtica
Rc4.9	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Muito leptocúrtica
Rc4.8	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Muito platicúrtica
Rc4.7	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Muito leptocúrtica
Rc4.6	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Muito leptocúrtica
Rc4.5	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Leptocúrtica
Rc4.4	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Leptocúrtica
Rc4.3	Assimetria muito positiva	Extremamente mal selecionado	Mesocúrtica
Rc4.2	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Leptocúrtica
Rc4.1	Assimetria muito negativa	Muito mal selecionado	Mesocúrtica

Quadro 8.8 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose gráfica da seção Rc4.

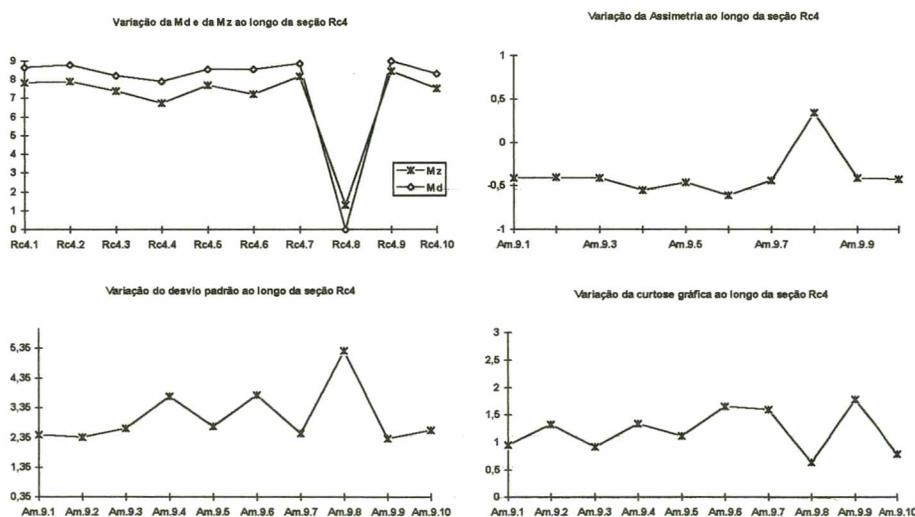


Figura 8.41 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes à seção Rc4.

8.8 - Seção amostrada em terraço e amostra do rio Cento e Um

8.8.1 - Terraço

Os terraços foram interpretados por MCGEE, já em 1897, como formas topográficas constituídas por um plano horizontal, ou aproximadamente horizontal de extensão variável, limitado de um lado por um terreno elevado e do outro por uma encosta. Originalmente esta forma situava-se abaixo do nível d'água.

LEOPOLD et al., (1964) consideram os terraços como uma planície de inundação abandonada, cuja origem estaria relacionada a dois controles fundamentais: o tectônico e o climático. Sob o controle tectônico dá-se o soerguimento da crosta, com conseqüente mudança de gradiente, que colocaria os divisores de água em meio climático diferenciado e, por conseguinte, alteraria as formas das vertentes. Quanto ao controle climático LEOPOLD et al., (1964) postula que a alteração climática, seguida pela mudança de regime hidrológico, afetaria o fornecimento de água e sedimentos aos rios.

LEOPOLD et al., (1964) postulam ainda, que os vales que encontram-se separados da drenagem principal por um nível de base fixo, e apresentam preenchimento fluvial e terraços, indicam a ocorrência de agradação e degradação. Estes processos seriam causados por mudanças entre a precipitação e o escoamento superficial, relacionadas às variações climáticas, independentemente das variações do nível de base.

Conforme COTTON (1940), os vales podem apresentar terraços cíclicos ou não cíclicos. Os primeiros originar-se-iam quando o aprofundamento do vale é interrompido, passando a dominar a erosão lateral. Tal processo pressupõe uma epirogênese positiva intermitente ou variações eustáticas. Os terraços não cíclicos formar-se-iam na borda dos vales em altitudes diferentes, oriundos da erosão lateral do rio meandrante, a medida que o mesmo aprofundaria seu leito.

8.8.2 - Descrição das amostras do terraço de várzea e do rio Cento e Um

Na área de estudo poucos são os alvéolos que apresentam rios com fases meandrantas. Dentre estes merece destaque os alvéolos dos rio Cento e Um (seção T1) e do médio curso do rio Bananas, cujos terraços são formados por sedimentos predominantemente argilo-siltosos, representando antigos níveis de inundação.

Deve-se ressaltar ainda, que, durante o decorrer dos trabalhos de campo não houve registro de terraços com cascalheiras ou lentes arenosas como seria de se esperar. Tal fato permite-nos inferir que os terraços com cascalheira ou lentes arenosas nunca existiram ou encontram-se soterrados sob os sedimentos mais recentes.

A análise granulométrica do leito do rio Cento e Um demonstrou que 50,74% dos sedimentos transportados é constituído de areia e 27,54% de seixo. Ao se comparar estes resultados com os da seção T1 - terraço do Cento e Um - predominantemente argilo-siltosa, sem ocorrência de lentes de areia ou cascalho, conclui-se tratar-se de planície predominantemente de inundação.

As descrições que se seguem referem-se a seção amostrada do terraço em questão e da amostra coletada no leito do rio Cento e Um.

8.8.3 - Seção T1

a - Generalidades

Situação: A presente seção está situada a 21 Km da foz da bacia do Bananas, na estrada Vila Jordão - Goes Artigas, a 20 metros da margem da estrada citada e a apenas 2m do rio Cento e Um, nas proximidades da vila da Rede Ferroviária Federal

S/A. Posicionada entre as cotas 1.000 e 1.020 a seção constitui-se em um terraço fluvial o qual é composto por quatro unidades sedimentares, das quais coletou-se igual número de amostras.

Relevo: A seção constitui-se em um terraço que se estende por 750 m, ou seja, desde a base de suas vertentes convexas ao sul, até as margens do rio Bananas, apresentando uma declividade média de 8° . A paisagem do entorno da área amostrada é formada por vertentes predominantemente convexas que evoluem até atingir patamares estruturais mais elevados (figura 8.45).

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal predominante é caracterizada por campos abandonados.

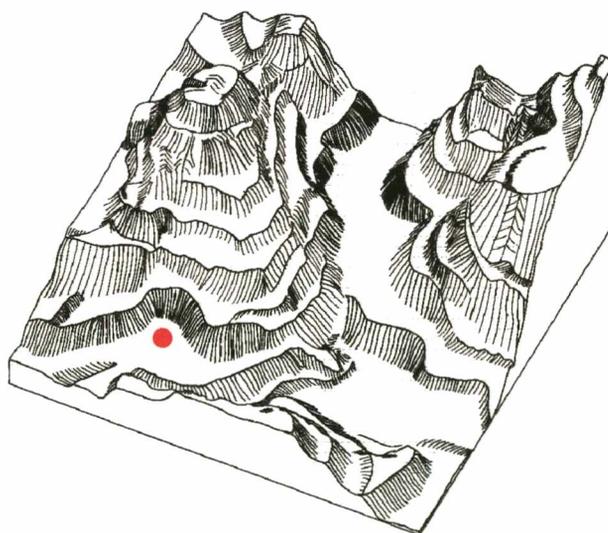


Figura 8.45- Bloco diagrama do entorno da seção T1.

b - Descrição e distribuição espacial das unidades componentes da seção T1.

Deve-se destacar que das quatro amostras pertencentes a esta seção, a amostra T1.1 foi coletada dentro da franja do lençol freático.

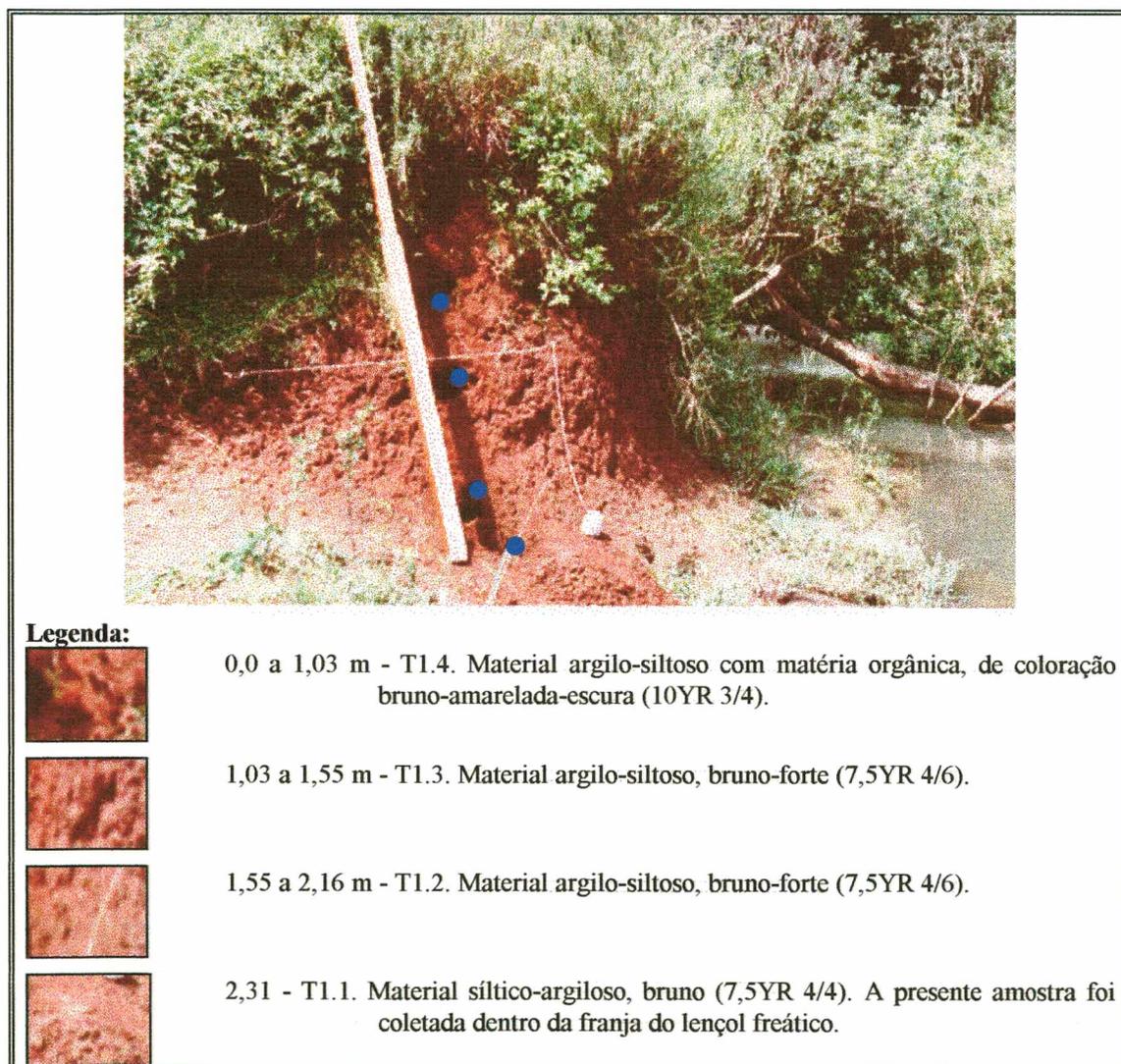


Figura 8.46 - Representação gráfica das camadas e localização dos pontos de amostragem da seção T1.

c - Distribuição granulométrica

Dentre as oito classes texturais da seção T1, a fração argila obteve percentuais situados entre 46,29% e 62,61% em três amostras (tabela 8.9) e 39,5% na amostra T1.1 cuja fração silte foi predominante com 48,08%.

A fração areia distribuiu-se ao longo de todas as amostras com percentuais entre 0,1% e 5,32%, enquanto a fração seixo não se fez presente em nenhuma amostra (figura 8.47).

A figura 8.48 apresenta a distribuição de frequência acumulada em papel aritmético de probabilidade, o qual estabelece um padrão de comparação com as análises sedimentológicas nesta seção.

No diagrama triangular (figura 8.48) cujos vértices correspondem a argila, silte e areia, a seção amostrada se apresenta predominantemente como argilo-siltosa, sendo que a amostra T1.1, classificou-se como siltico-argilosa.

	mm	T1.1	T1.2	T1.3	T1.4
C	16 <	-	-	-	-
O	8 - 16	-	-	-	-
M	4 - 8		-	-	-
P	2 - 4	0,21	-	-	-
O	1 - 2	0,11	0,1	0,02	0,08
S.	0,5 - 1	0,55	0,27	0,29	0,4
	0,250 - 0,5	1,82	0,77	0,97	0,80
G	0,105 - 0,250	5,14	3,22	2,7	3,84
R	0,062 - 0,105	4,59	4,07	2,24	2,50
A	0,031 - 0,062	27,58	22,02	15,85	19,11
N	0,016 - 0,031	5,85	7,96	4,70	5,36
U	0,008 - 0,016	5,65	8,04	5,20	8,61
L.	0,004 - 0,008	9,0	7,25	5,41	8,38
	< 0,004	39,5	46,29	62,61	50,91
Parâmetros Estatísticos	Md \emptyset	6,6	7,54	8,5	8,0
	M _z \emptyset	6,71	7,19	7,73	7,43
	$\sigma_1 \emptyset$	2,41	2,31	2,42	2,39
	Sk ₁ \emptyset	-0,07	-0,17	-0,37	-0,33
	K _G \emptyset	0,76	0,70	0,74	0,73

Tabela 8.9 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos da seção T1.

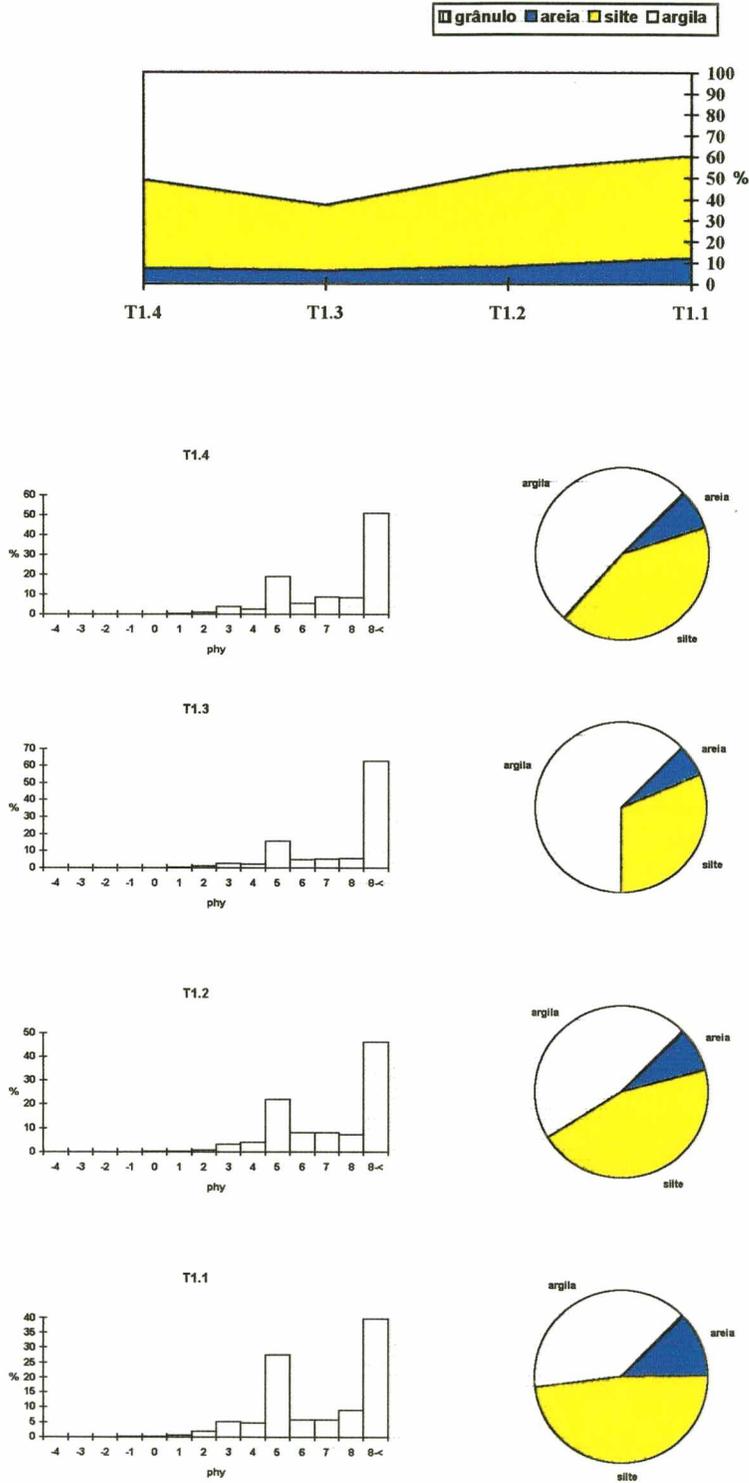


Figura 8.47 - Diagrama retangular ,histogramas de freqüência simples e diagramas circulares referente às amostras da seção T1.

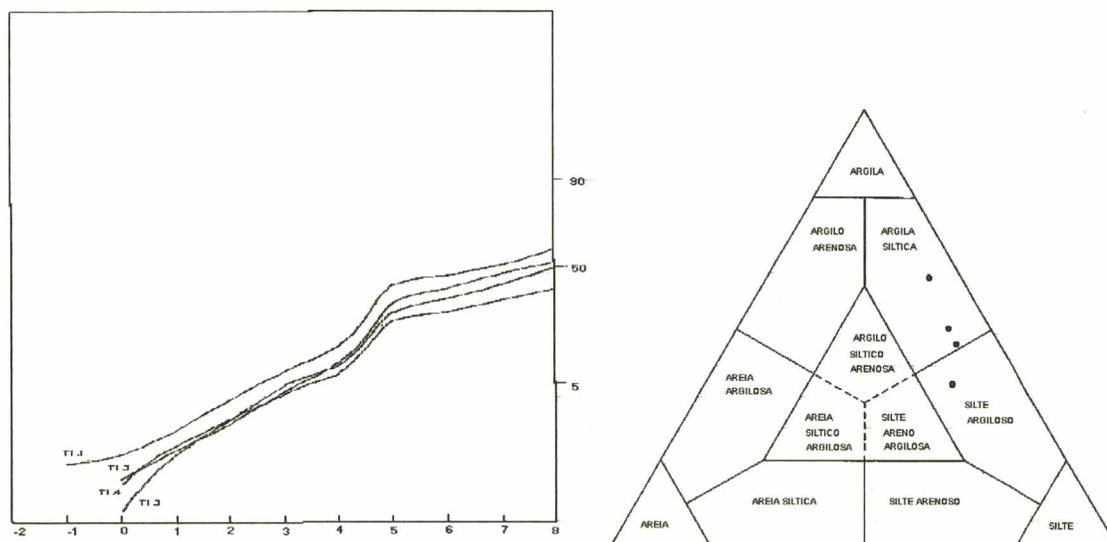


Figura 8.48 - Curva de frequência acumulada e diagrama triangular da seção T1.

d - Parâmetros Estatísticos

O diâmetro médio calculado ($M_{z\phi}$) posicionou todas as amostras na fração silte ($M_{z\phi}$ entre 6,71 e 7,73). Na mediana duas amostras foram classificadas como argila e duas como silte (figura 8.49).

Os resultados obtidos para Assimetria, curtose (K_g) e desvio padrão encontram-se sintetizados no quadro 8.9.

	$\sigma_{1\phi}$	$Sk_{1\phi}$	$K_{g\phi}$
T1.4	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Muito platicúrtica
T1.3	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
T1.2	Muito mal selecionado	Assimetria negativa	Platicúrtica
T1.1	Muito mal selecionado	Assimetria muito negativa	Platicúrtica

Quadro 8.9 - Demonstrativo do desvio padrão, assimetria e curtose da seção T1.

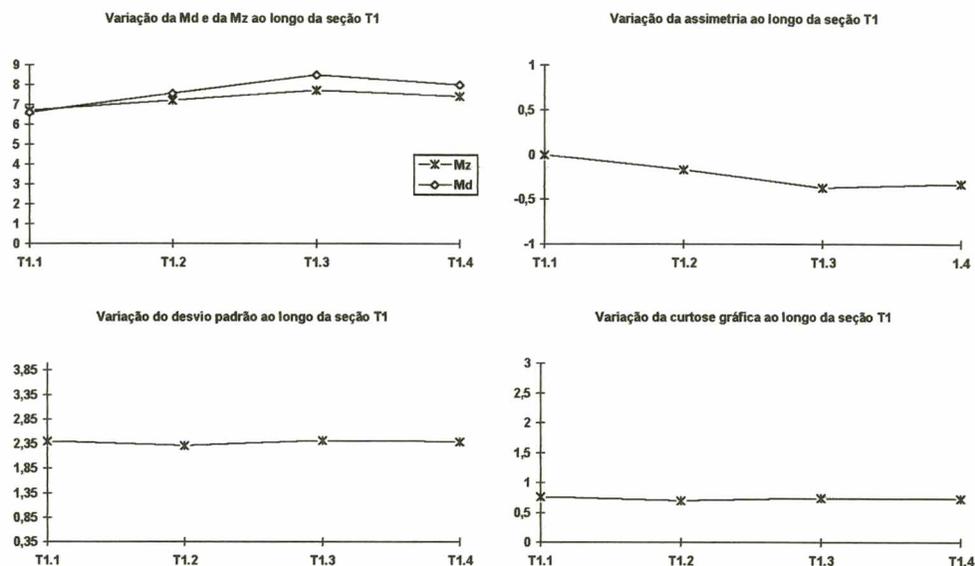


Figura 8.49 - Variação dos dados paramétricos das amostras pertencentes a seção T1.

8.8.4 - Seção R1

a - Generalidades

Localização: Situada a 5m da ponte sobre o rio Cento e Um e a 1.000 m da confluência deste com o rio Iratim. Esta amostra foi coletada na porção central do leito do rio Cento e Um a 5m da ponte e a aproximadamente 1.00 m da confluência deste com o rio Iratim.

Cobertura Vegetal: A cobertura vegetal do entorno do leito do rio onde foi coletada a amostra possui em sua margem direita reflorestamento de pinus e na sua margem esquerda a cobertura vegetal dominante é de campo.

B - Distribuição granulométrica

A análise mecânica da amostra pertencente ao leito do rio Cento e Um apresentou uma maior participação das areias, com 50,72% (figura 8.50). A fração argila

apresentou uma percentagem de 8,13%, os grânulos de 9,49% e, finalmente os seixos com 18,29% (tabela 8.10).

c - Parâmetros Estatísticos

Os resultados obtidos nos cálculos dos parâmetros estatísticos desta amostra indicam um diâmetro mediano ($Md\phi$) igual a 0,7 situando-se na fração areia. O diâmetro médio ($M_z\phi$) posicionou a amostras na fração de areia com $M_z\phi$ igual a 1,15.

A assimetria é positiva, $SK_{1\phi}$ igual a 0,17, com cauda granulométrica de grãos mais finos e uma maior concentração de grãos mais grosseiros, demonstrando que as correntes possuem características unidirecionais.

O desvio padrão ($\sigma_{1\phi}$) é igual a 3,88 indicando ser a amostra bem selecionada.

O resultado obtido para curtose gráfica ($K_{G\phi}$) é igual a 1,44 demonstrando ser a amostra leptocúrtica (tabela 8.10).

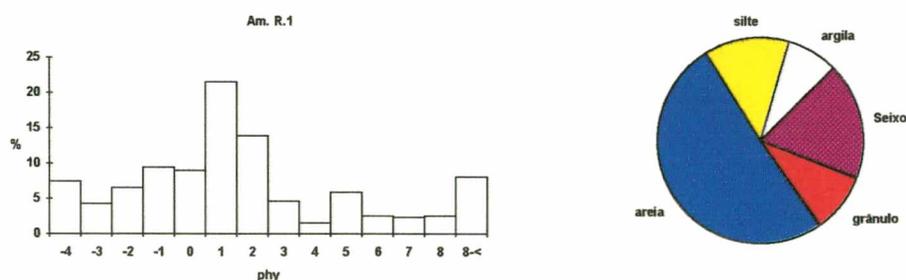


Figura 8.50 - Histogramas de frequência simples e diagramas circulares referente à amostra R.1.

	mm	R.1
C	16 <	-
O	8 - 16	11,78
M	4 - 8	6,57
P	2 - 4	9,49
O	1 - 2	9,03
S.	0,5 - 1	21,52
	0,250 - 0,5	13,94
G	0,105 - 0,250	4,67
R	0,062 - 0,105	1,56
A	0,031 - 0,062	5,9
N	0,016 - 0,031	2,56
U	0,008 - 0,016	2,34
L.	0,004 - 0,008	2,56
	< - 0,004	8,13
Parâmetros Estatísticos	Md \emptyset	0,7
	M _z \emptyset	1,15
	$\sigma_1 \emptyset$	3,88
	Sk ₁ \emptyset	0,17
	K _G \emptyset	1,44

Tabela 8.10 - *Distribuição granulométrica e Parâmetros Estatísticos da amostra R.1.*

	$\emptyset\sigma_1\emptyset$	Sk ₁	K _G \emptyset
R.1	Muito mal selecionado	Assimetria positiva	Leptocúrtica

Figura 8.10 - *Quadro demonstrativo da assimetria, curtose e desvio padrão da amostra R1.*

CAPÍTULO IX

9 - O significado dos parâmetros estatísticos

9.1 - Curtose

A curtose mede o grau de achatamento da distribuição granulométrica indicando se a curva é mais aguda ou achatada do que aquela da distribuição normal, isto é mede a normalidade de uma distribuição comparando a seleção da cauda da distribuição com aquela da parte central da mesma (BIGARELLA et al., 1978).

De acordo com FOLK e WARD (1957), o valor matemático mínimo absoluto para K_g é 0,41, não havendo máximo teórico para a medida. O valor de $K_g=8$ parece ser o máximo atingido por sedimentos naturais.

A curtose parece refletir a dinâmica envolvida nos processos de sedimentação dos sedimentos das baías e estuários do Brasil sudeste (FULFARO e PONÇANO, 1976; PONÇANO et al., 1976). De acordo com os autores citados, os setores ambientais com sedimentos platicúrticos a muito platicúrticos indicariam áreas de menor movimentação dos sedimentos de fundo, abrangendo “cones de sombra” ou enseadas.

Nas baías de Paranaguá e Antonina os setores com sedimentos muito leptocúrticos encontram-se em áreas de maior movimentação de fundo (BIGARELLA et al., 1978). Nessas áreas, verifica-se um maior transporte de sedimentos, seguindo canais naturais ou faixas de movimentação dos clásticos. As áreas com curvas mesocúrticas corresponderiam às faixas de transição entre as áreas de movimentação mais intensa e menos acentuadas (BIGARELLA et al., 1978).

Em relação aos sedimentos de praia e duna a curtose parece não ter influência decisiva na caracterização ambiental (FRIEDMAN, 1961), embora haja certa distribuição platicúrtica para as areias de praias e leptocúrtica para as dunas, não obstante a presença de grande maioria de curvas leptocúrticas. Segundo FRIEDMAN (1961), a assimetria seria mais influenciada pelo ambiente, diferenciando-os de melhor maneira.

9.2 - O sinal de assimetria

O sinal de assimetria fornece indicações sobre a natureza do fluxo, seja unidirecional ($SK_{1\phi} +$) ou bidirecional ($SK_{1\phi} -$), (FRIEDMAN, 1961).

O fluxo unidirecional restringe o limite superior do tamanho do grão transportado, originando concentração de grãos mais grosseiros e uma cauda de grãos mais finos (assimetria positiva). Segundo FRIEDMAN (1961), esta seria característica para as areias fluviais e eólicas. Nesses sedimentos, na curva de distribuição granulométrica, a extremidade grosseira é eliminada em comparação com a curva normal de distribuição, ou seja $SK_{1\phi} = 0$.

Quando os sedimentos são submetidos à ação de mais de um fluxo com intensidades desiguais, como por exemplo, no fluxo e refluxo das ondas na praia, a distribuição granulométrica apresenta uma assimetria causada por ação de “peneiramento”, que provoca a remoção dos grãos mais finos (FRIEDMAN, 1961), originando uma cauda de grãos grosseiros.

Aparentemente, o significado do sinal de assimetria foi estabelecido para os sedimentos arenosos, não sendo provavelmente adequado àqueles de granulação mais fina, com elevada concentração de argila.

Para FRIEDMAN (1961), a assimetria negativa seria característica de ambiente praial. A análise de 54 amostras praias do Brasil Meridional e Sudeste (BIGARELLA et al., 1969) revelou que cerca de 40% delas eram aproximadamente simétricas, 38% possuíam assimetria negativa e 22% positiva.

A maioria das amostras de sedimentos de fundo das baías de Paranaguá e Antonina e do lagamar de Cananéia apresentam assimetria positiva, apesar do ambiente sofrer atuação do fluxo e refluxo das marés (correntes bidirecionais). Nesse caso, o sinal de assimetria parece depender muito mais de sua composição granulométrica, de natureza areno-argilosa (BIGARELLA et al., 1978).

Segundo BIGARELLA et al. (1978) nas baías anteriormente citadas, nas áreas com predomínio de assimetria positiva, não se verifica um selecionamento progressivo dos sedimentos pela ação das correntes. Este fato, de acordo com os autores, demonstra o baixo grau de energia existente em extensas áreas das referidas baías, bem como, a incapacidade dos agentes naturais na remoção dos sedimentos provenientes do transporte fluvial.

De acordo com PONÇANO et al., (1976), a assimetria presta-se à determinação do sentido da dispersão dos sedimentos nas regiões litorâneas, refletindo a ação da seleção progressiva causada pela remoção dos finos durante os movimentos oscilatórios das marés.

A assimetria Sk_1 é uma medida de simetria da distribuição textural. Os sedimentos unimodais bem selecionados (tanto na parte central como na cauda de distribuição), possuem valores normais de assimetria, enquanto os bimodais apresentam valores não normais (BIGARELLA et al., 1978).

Os depósitos fluviais geralmente bimodais, tendem a apresentar valores positivos de assimetria, em consequência da influência da cargas de saltação e suspensão.

No caso dos depósitos dos rios anastomosados pode haver a presença de uma terceira moda resultante da carga de arraste.

Os movimentos de massa (correntes de turbidez) produzem distribuições polimodais, podendo adquirir valores variáveis de assimetria, embora tendam a possuir uma cauda de grosseiros com concentração de finos, o que determinaria valores negativos na assimetria (AMADOR, 1975).

Os valores de assimetria muito positiva estão relacionados às fácies areno-argilosas e as muito negativas às argilo-arenosas e argilo-sílticas (BIGARELLA et al., 1975).

9.3 - Desvio padrão

De acordo com BIGARELLA et al., (1978) o coeficiente de seleção é um indicador da variação nas condições presentes no fluido transportador, seja, na velocidade, seja no grau de turbulência. Portanto, a seleção é o resultado do processo de sedimentação que sobre ele atua. Quanto mais lavado for um sedimento, melhor será a seleção do depósito. Assim, as áreas com distribuição granulométrica heterogêneas tendem a serem pobremente selecionadas.

9.4 - Correlação entre os parâmetros estatísticos

A correlação entre os diferentes parâmetros da distribuição granulométrica foi testada, a fim de encontrar caracteres distintos entre as várias áreas

pesquisadas, bem como, para detectar qualquer tendência ou relação que melhor auxiliasse a interpretação do ambiente de sedimentação.

9.4.1 - Correlação $\sigma_{1\phi}$ x $Sk_{1\phi}$

De acordo com FOLK e WARD (1957), tanto o desvio padrão, como a assimetria, são funções do diâmetro médio, portanto ambos possuem entre si relações matemáticas.

9.4.2 - Correlação $Sk_{1\phi}$ x Kg

De acordo com MASON e FOLK (1958) em geral as amostras com assimetria muito positiva são leptocúrticas. Para FRIEDMAN (1961), a assimetria é influenciada pelo ambiente, o que não ocorre com a curtose. Entretanto, esse problema parece ser melhor compreendido quando se introduz no diagrama uma terceira dimensão, usando-se Mz_{ϕ} como eixo "z" (BIGARELLA et al. 1978).

9.4.3 - Correlação entre os vários ambientes de sedimentação

Ao se comparar os resultados de $Sk_{1\phi}$ de vários ambientes de sedimentação (tabela 9.1) pode-se constatar que ambientes de praia, dunas e restinga possuem assimetria negativa a aproximadamente simétrica. Já os ambientes fluviais possuem assimetria positiva a muito positiva, enquanto nas rampas de dissipação ela é muito positiva a

positiva, divergindo de rampas de dissecação, em que será negativa à muito negativa. Os sedimentos de várzea e estuário da Baía de Paranaguá foram predominantemente positivos.

Na bacia do rio Bananas, ambiente essencialmente continental, os parâmetros estatísticos demonstraram que as amostras são de mal a extremamente mal selecionadas, situando 84,19% das amostras na categoria muito mal selecionada e 11,76% como extremamente mal selecionada.

Os valores da assimetria posicionaram 70,58% das amostras como tendo assimetria negativa, sendo que, a moda secundária com 15,68% posicionou-se como assimetria negativa.

Em relação à curtose gráfica, os resultados obtidos na área de estudo, demonstraram que 35,29% das amostras são platicúrticas, 19,6% mesocúrticas e 13,72% a 15,68% são muito leptocúrticas, leptocúrticas ou muito platicúrticas.

O cruzamento entre os resultados estatísticos demonstrou que 64,7% das amostras da bacia do rio Bananas, possuem assimetria muito negativa e são muito mal selecionadas (Figura 9.1), enquanto 15,68%, também possuem assimetria negativa. Em relação à curtose 31,37% das amostras são platicúrticas e muito mal selecionadas, caindo para 25,49% a coincidência com a assimetria muito negativa (figura 9.2).

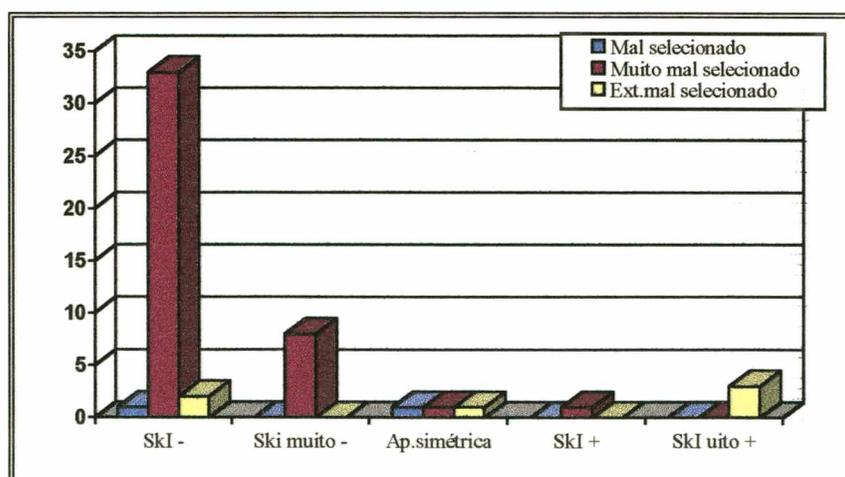


Figura 9.1 - Correlação entre assimetria e desvio padrão, das amostras de vertentes, rampas de colúvio-alúvio, terraço de várzea e do leito do rio Cento e Um.

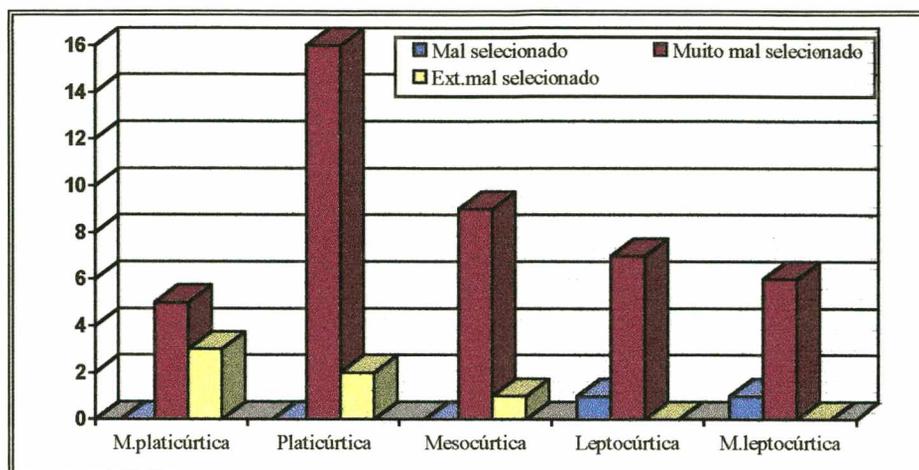


Figura 9.2 - Correlação entre curtose e desvio padrão das amostras de vertentes, rampas de colúvio-alúvio, terraço de várzea e do leito do rio Cento e Um.

A tabela 9.2 apresenta a distribuição dos valores de curtose, em número de casos de acordo com os diversos ambientes de sedimentação.

Os resultados analíticos referentes as seções amostradas na Bacia do Bananas demonstraram que grande parte dos sedimentos é extremamente fina (argilo-siltosa) ocorrendo variações significativas apenas nas camadas constituídas por linhas de pedra.

A tabela 9.3 em que se encontram agrupadas a Md_{\emptyset} , Mz_{\emptyset} e a classe modal das seções, demonstra que a fração argila detém 88% das classes modais e, 58% da mediana, enquanto a Mz_{\emptyset} situou 76,48% das amostras na fração silte. A única exceção é a amostra pertencente ao leito do rio Cento e Um, situada na fração areia.

As amostras em que a classe modal situou-se na fração cascalho, com 7,84%, representam as camadas das seções que são formadas por linhas de pedra, limonita e manganês (Rc1) e limonita, no caso da seção V1.

Na área de estudo, a natureza granulométrica dos sedimentos é consequência da litologia dominante da área fonte, a qual através do intemperismo dá origem a detritos predominantemente argilo-siltosos.

MOUSINHO e BIGARELLA (1965:81), em trabalhos realizados sobre terrenos pré-Cambrianos do Paraná, Santa Catarina e São Paulo, comparando-os com as

formações Guabirota, Pariqueira-açu e do regolito da periferia da bacia de Curitiba demonstraram que grande número de amostras possuem classe modal na fração silte ou argila, os quais seriam produto do transporte em massa, e nas suas interpretações, as amostras com classe modal na fração areia ou cascalho revelam, ao menos em parte, um certo retrabalhamento posteriores “ *bem como a ação da lavagem do material mais fino e concentração do grosseiro*”.

Apesar da divergência litológica entre a Bacia do rio Bananas aqui estudada, e a dos autores citados, pode-se inferir que a presença dominante da classe modal na fração argila estaria relacionada não apenas à litologia, mas também, como produto de movimentos de massa.

O número de classes texturais com mais de 1% de frequência encontra-se ilustrada na tabela 9.3. As 14 classes consideradas agrupam as frações argila, silte, areia e cascalho.

Com exceção das seções T1 e V3, correspondentes ao terraço do rio Cento e Um e base de vertente, que não apresentaram grânulos e cascalho, nas demais amostras, as quatorze classes se fizeram presentes ao menos uma vez.

Segundo WENTWORTH (1933), a presença excessiva de certas classes e pobreza aparente de outras, estaria relacionada aos processos de produção de partículas e a determinados fatores hidrodinâmicos. Conforme o autor, poder-se-ia supor, ainda que, todas tenham sido produzidas pela desintegração das rochas porém, sendo mecanicamente instáveis, algumas foram destruídas ou partículas de determinados diâmetros não foram produzidas em quantidade apreciável.

De acordo com BIGARELLA e MOUSINHO (1965:80) “*o elevado número de classes texturais, via de regra mais de sete, é característico para transporte de massa (solifluxão, corrida de lama ou de areia)*”.

	Muito positiva	Positiva	Ap. simétrica	Negativa	Muito negativa
Praia (Friedman, 1961)				XXXXXX	XXXXXXXXXX
Praia (Bigarella et al., 1969)	17	94	227	172	44
Dunas (Friedman, 1961)	XXXXXXXXXX	XXXXXX			
Dunas (Bigarella et al., 1969)	5	75	77	85	15
Restinga (Bigarella et al., 1969)	6	23	111	122	29
Fluvial (Friedman, 1961)	XXXXXXXXXX	XXXXXX			
Fluvial e leque aluvial (Mendonça, 1991)	64	46	38	4	-
Fluvial (Cunha, 1978)	3	4	-	2	-
Fluvial: planície aluvial holocênica (Beker, 1982)	28	6	16	6	6
Fluvial várzea (Santos, 1991)	4	1	-	-	-
Fluvial terraço (Bigarella et al., 1965 ^a)	7	7	5	3	-
Fluvial: Fm. Itupava (Santos, 1991)	16	2	1	2	3
Rampa dissipação de areias eólicas (Mendonça, 1991)	1	6	6	1	-
Rampa dissecação: campos de dunas lagoa da Conceição (Bigarella et al. 1975)	-	-	-	6	7
Rampa dissipação (Hermann, 1989)	10	3	1	-	-
Sedimentos várzeas e estuários - Bacia Paranaguá (Bigarella et al., 1978)					
Setor A	67	12	3	1	1
Setor B	40	7	3	2	2
Setor C	67	12	26	15	-
Setor D	43	21	23	19	12
Setor E ₁	23	3	2	3	-
Setor E ₂	5	3	7	4	1
Geral	245	58	64	47	16
Sondagem na baía	24	14	12	10	11
Lagamar Cananéia (Bigarella et al., 1978)	31	1	9	9	2
Fm. Guabirota (Becker, 1982)	28	4	10	11	32
Fm. Tingui (Becker, 1982)	4	1	4	6	26
Guatupê (Becker, 1982)	-	7	18	4	1
Fm. Boqueirão (Becker, 1982)	10	5	7	3	4
Fm. Resende (Amador, 1975)	39	10	14	6	4
Fm. Floriano (Amador, 1975)	37	12	13	14	15
Regolito (Santos, 1991)	13	8	3	4	7
Regolito (Bigarella et al., 1965 ^a)	-	7	7	5	3
Colúvio (Amador, 1975)	10	4	6	6	10
Bacia do Bananas (total)	13	8	3	4	7
Encosta íngreme	1	-	-	4	17
Rampa colúvio-alúvio	1	-	2	2	19
Terraço de várzea	-	-	1	1	2

Tabela 9.1 - Distribuição dos valores de assimetria de acordo com os diversos ambientes; praia, dunas, restinga, fluvial, terraços, sedimentos de fundo de baía, encostas, rampa e terraço de várzea

	Muito Platicúrtica	Platicúrtica	Mesocúrtica	Leptocúrtica	Muito Leptocúrtica
Bacia do rio Bananas - Total	7	19	10	7	7
Encosta íngreme	3	9	5	2	3
Rampa colúvio-alúvio	4	6	5	5	4
Terraço de várzea	-	4	-	-	-
Fm. Resende (Amador, 1975)	7	33	29	9	24
Fm Floriano (Amador, 1975)	35	64	22	7	7
Fm. Guabirota (Becker, 1982)	22	29	17	16	1
Fm. Tingui (Becker, 1982)	7	8	10	12	4
Fm. Boqueirão (Becker, 1982)	1	8	9	2	7
Guatupê (Becker, 1982)	-	21	8	1	-
Fm. Itaipava (Santos, 1991)	4	10	5	4	1
Colúvio (Amador, 1975)	36	20	3	5	1
Regolito (Santos, 1991)	19	12	3	1	-
Linhas de pedra (Santos, 1991)	4	9	-	-	-
Alto Rio Grande (Sandra)	-	1	-	7	1
Plano aluvial holocênico (Becker, 1982)	11	29	8	9	5
Várzea recente (Santos, 1991)	-	-	-	3	2
Fluvial e leque aluvial (Mendonça, 1991)	2	26	42	37	45
Duna dissipada (Mendonça, 1991)	-	-	11	2	1
Rampa (Mendonça, 1991)	1	-	1	6	5

tabela 9.2 - Distribuição dos valores de curtose de acordo com os diversos ambientes; praia, dunas, restinga, fluvial, terraços, sedimentos de fundo de baía, encostas, rampa e terraço de várzea.

Tab.9.3a		V1			V2			V3			V4		
Classe		Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda
Cascalho	> -4			1			1						
	-4 a -3												
	-3 a -2				1								
Grânulo	-2 a -1												
A	M.grossa	-1 a 0											
R	Grossa	0 a 1				1							
E	Média	1 a 2											
I	Fina	2 a 3											
A	M.fina	3 a 4			1	1							
S	Grossa	4 a 5					1					1	
I	Média	5 a 6									1	2	
L	Fina	6 a 7	1			1		1	1		2	3	
T	M.fina	7 a 8	4		1	1			3		1	1	
E													
Argila	8 <	6	1	6	2	1	3	3		4	3		7
Tab.9.3b		Rc1			Rc2			Rc3			Rc4		
Classe		Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda
Cascalho	> -4							1		1			1
	-4 a -3												
	-3 a -2			1									
Grânulo	-2 a -1												
A	M.grossa	-1 a 0							1				
R	Grossa	0 a 1									1		
E	Média	1 a 2										1	
I	Fina	2 a 3	1	1									
A	M.fina	3 a 4				1							
S	Grossa	4 a 5						1	1				
I	Média	5 a 6											
L	Fina	6 a 7		1		1		1	1			1	
T	M.fina	7 a 8	1	3		2	3		1		1	6	
E													
Argila	8 <	4	1	5	1		4	1			8	2	9
Tab.9.3c		T.1			R1								
Classe		Md	Mz	Moda	Md	Mz	Moda						
Cascalho	> -4			1			1						
	-4 a -3												
	-3 a -2												
Grânulo	-2 a -1												
A	M.grossa	-1 a 0											
R	Grossa	0 a 1				1	1						
E	Média	1 a 2			1								
I	Fina	2 a 3											
A	M.fina	3 a 4											
S	Grossa	4 a 5											
I	Média	5 a 6											
L	Fina	6 a 7	1	1									
T	M.fina	7 a 8	1	3									
E													
Argila	8 <	2		4									

Tabela 9.3 - Demonstrativo do intervalo de classe de Wentworth onde se verifica a $Md\emptyset$, $Mz\emptyset$ e a classe modal em numero de casos. a- seções em vertentes; b- seção em rampas de colúvio-alúvio; c- terraço de várzea e amostra do rio cento e um.

i i | i i ||

	Classe	V1	V2	V3	V4	Rc1	Rc2	Rc3	Rc4	T.1	R1	Total	%
Cascalho	> -4	2	2	-	2	-	1	1	2	-	-1	10	2.0
	-4 a -3	1	2	-	4	-	1	1	3	-	1	13	2.6
	-3 a -2	1	1	-	2	1	-	1	3	-	1	10	2.0
Grânulo	-2 a -1	1	4	-	6	3	1	3	2	-	1	21	4.3
A	M.grossa	-1 a 0	2	4	-	7	3	1	2	1	-	21	4.3
R	Grossa	0 a 1	4	5	3	7	4	1	2	7	-	35	7.1
E	Média	1 a 2	3	5	3	7	4	2	2	9	1	36	7.4
I	Fina	2 a 3	6	5	4	7	6	1	2	10	4	49	10.0
A	M.fina	3 a 4	4	2	4	7	5	4	3	8	4	42	8.6
S	Grossa	4 a 5	6	5	4	7	6	4	2	10	4	49	10.0
I	Média	5 a 6	6	5	4	7	4	4	4	10	4	49	10.0
L	Fina	6 a 7	6	5	4	7	6	4	4	10	4	51	10.4
T	M.Fina	7 a 8	6	5	4	7	6	4	4	10	4	51	10.4
E													
Argila	8 <	7	5	4	7	6	4	4	10	4	1	52	10.7

Tabelas 9.4 - Frequências por número de casos de classes texturais por intervalo de classe no conjuntos dos sedimentos.

Diante do que foi anteriormente exposto, e dos resultados aqui apresentados pode-se inferir que os elementos erosivos dominantes, estão ou estiveram relacionados aos movimentos de massa, tais como solifluxão, rastejo, *creep*, entre outros). Dessa forma parece-nos claro que estes processos estiveram associados, alternadamente, a períodos úmidos, responsáveis pela formação de espesso manto de regolito e, períodos secos que remobilizariam o material meteorizado e pedogenizado.

9.4.4- Diagramas tridimensionais de correlação

Os diagramas tridimensionais de $Sk_{1\varnothing} \times K_{g} \times M_{z\varnothing}$, $Sk_{1\varnothing} \times \sigma_{1\varnothing} \times M_{z\varnothing}$ e $\sigma_{1\varnothing} \times K_{g} \times M_{z\varnothing}$ (figura 9.3), demonstram o comportamento e a interdependência dos vários parâmetros, bem como, as propriedades do tamanho do grão do sedimento.

Segundo BIGARELLA et al.,(1978), uma gradação contínua do tamanho do grão entre as modas "x", "y" e "z", a melhor relação ocorre em cada uma dessas modas. As misturas entre as modas pioram o grau de seleção.

A curtose é normal ($K_g = 1,00$) nas seguintes situações: a- quando a moda é constituída inteiramente da moda "x" ou da moda "y"; b- quando a moda "x" possui 20-25% da moda "y" e ; c- quando a moda "x" tem 75% a 80% da moda "y". A amostra assume seu máximo caráter leptocúrtico num ponto antes do máximo valor da assimetria positiva (10% da moda "y") e num ponto logo após o máximo de assimetria negativa (90% da moda "y"). O caráter platicúrtico extremo revela-se quando a amostra é constituída de misturas iguais das modas "x" e "y" (BIGARELLA et al., 1969; BIGARELLA et al., 1978).

Conforme FOLK e WARD (1957) a assimetria e a curtose são indicadores do caráter bimodal da distribuição, mesmo quando as modas não são muito aparentes. Segundo os autores, sedimentos essencialmente unimodais apresentam curvas normais. Para MASON e FOLK (1958), a assimetria e a curtose oferecem os melhores meios para identificação do ambiente; ligeiras diferenças no transporte, aparentemente afetam as caudas da distribuição.

As considerações acima servem de base para a interpretação das análises do tamanho de grãos e das relações entre os vários parâmetros.

Tanto as curvas platicúrticas como leptocúrticas podem ser simétricas. Valores extremos de platicurtose corresponderiam a proporções iguais de duas modas, portanto a curvas simétricas. As curvas simétricas leptocúrticas, conforme FOLK e WARD (1957) teriam uma moda central íngreme bem selecionada, com caudas longas de cada lado, constituídas de modas secundárias, em outras palavras; um sedimento bimodal com a moda central mais pronunciada. Entretanto, em geral as curvas leptocúrticas são assimétricas.

A figura 9.3 ilustra os diagramas tridimensionais para todas as amostras da área de estudo. Estes diagramas permitem visualizar o comportamento e interdependência dos vários parâmetros, bem como, as propriedades do tamanho dos grãos dos sedimentos, além de representar populações granulométricas distintas.

Nestes diagramas estão incluídos todos os “plots” das amostras por intervalo de classe. Nos diagramas 9.3a e 9.3b percebe-se o recobrimento de várias modas que não se encontram na mesma fase. A trajetória dos “plots” com o aumento do diâmetro médio dos grãos é complexa, no entanto, estes indicam um movimento no sentido anti-horário (diagrama 9.3a e 9.3b). No caso do diagrama 9.3c, com o aumento da $M_{z\phi}$ o recobrimento das modas ocorre, basicamente nas zonas de contato entre estas, apresentando um movimento no sentido horário.

De acordo com BIGARELLA (1975), a distância entre as modas e a sua frequência relativa na distribuição granulométrica determina a relação entre os parâmetros, como pode-se observar na figura 9.3 cujos diagramas tridimensionais apresentam uma forte tendência helicoidal.

A figura 9.4 apresenta igualmente diagramas de correlação entre os diversos parâmetros conforme a variação dos intervalos representativos do diâmetro médio aritmético ($M_{z\phi}$), referente as amostras da área de estudo.

No caso da figura 9.4a e 9.4b em que se têm a correlação entre $\sigma_{1\phi} \times K_g \times M_{z\phi}$ e $Sk_{1\phi} \times K_g \times M_{z\phi}$, os “plots” mostram uma tendência helicoidal no sentido anti-horário a medida que se tem o aumento do valor de $M_{z\phi}$. A correlação entre $Sk_{1\phi} \times \sigma_{1\phi} \times M_{z\phi}$ (figura 9.4c) revela uma tendência helicoidal no sentido horário conforme aumento do valor de $M_{z\phi}$.

Conforme BIGARELLA (1975:225) os “plots” tridimensionais indicam a interdependência entre os parâmetros e, “(...) a abundância relativa das modas na distribuição granulométrica, determina as relações entre os parâmetros”, como encontra-se demonstrado na tendência helicoidal dos diagramas tridimensionais.

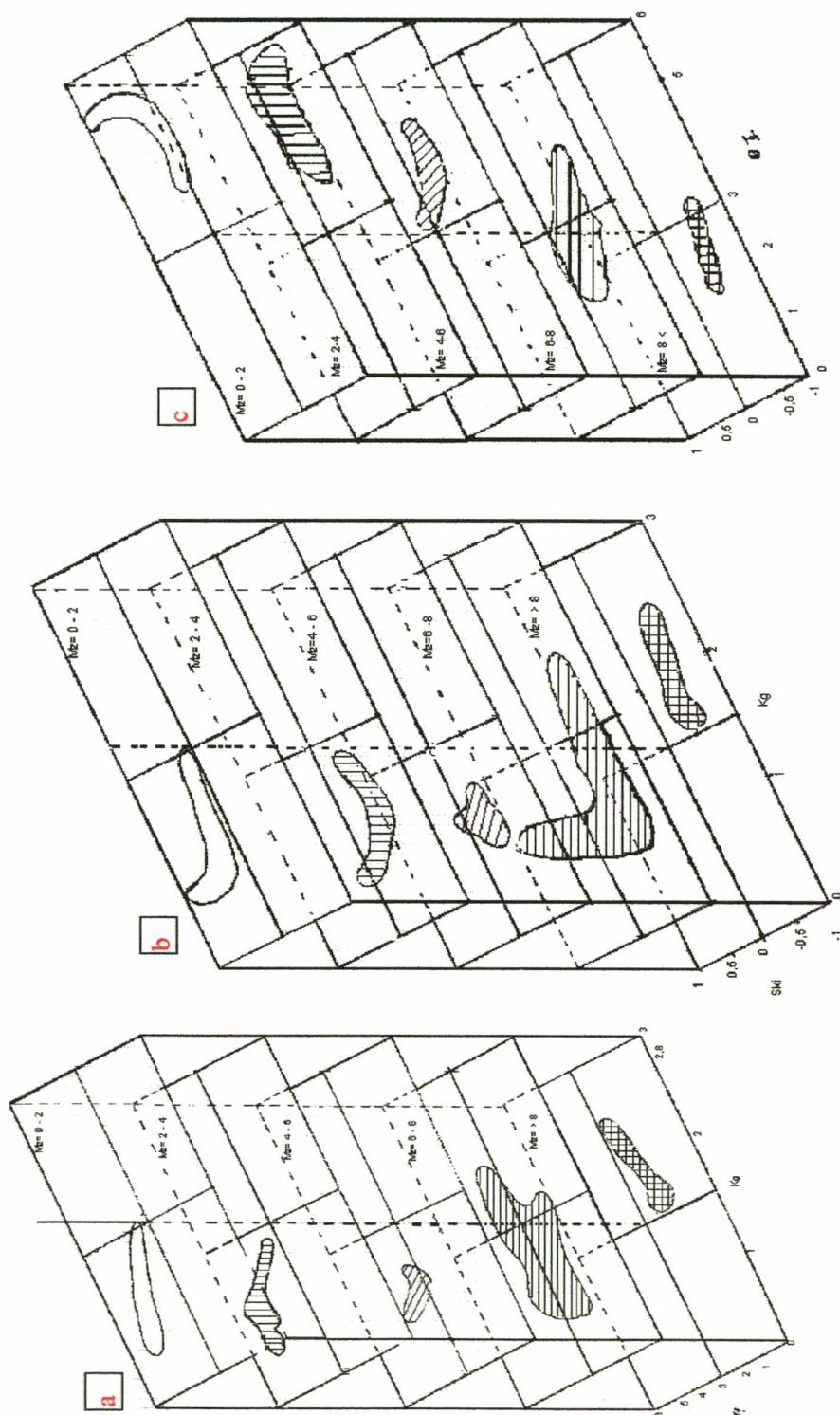


Figura 9.3 - Diagramas tridimensionais para todas as amostras da área de estudo. Estes diagramas permitem visualizar o comportamento e interdependência dos vários parâmetros, bem como, as propriedades do tamanho dos grãos dos sedimentos, além de representar populações granulométricas distintas. Nestes diagramas estão incluídos todos os "plots" das amostras por intervalo de classe. Os diagramas 9.3a e 9.3b percebe-se o recobrimento de várias modas que não se encontram na mesma fase. A trajetória dos "plots" com o aumento do diâmetro médio dos grãos é complexo, no entanto, estes indicam um movimento no sentido anti-horário (diagrama 9.3a e 9.3b). No caso do diagrama 9.3c, com o aumento da M_e o recobrimento das modas ocorre, basicamente nas zonas de contato entre estas, apresentando um movimento no sentido horário.

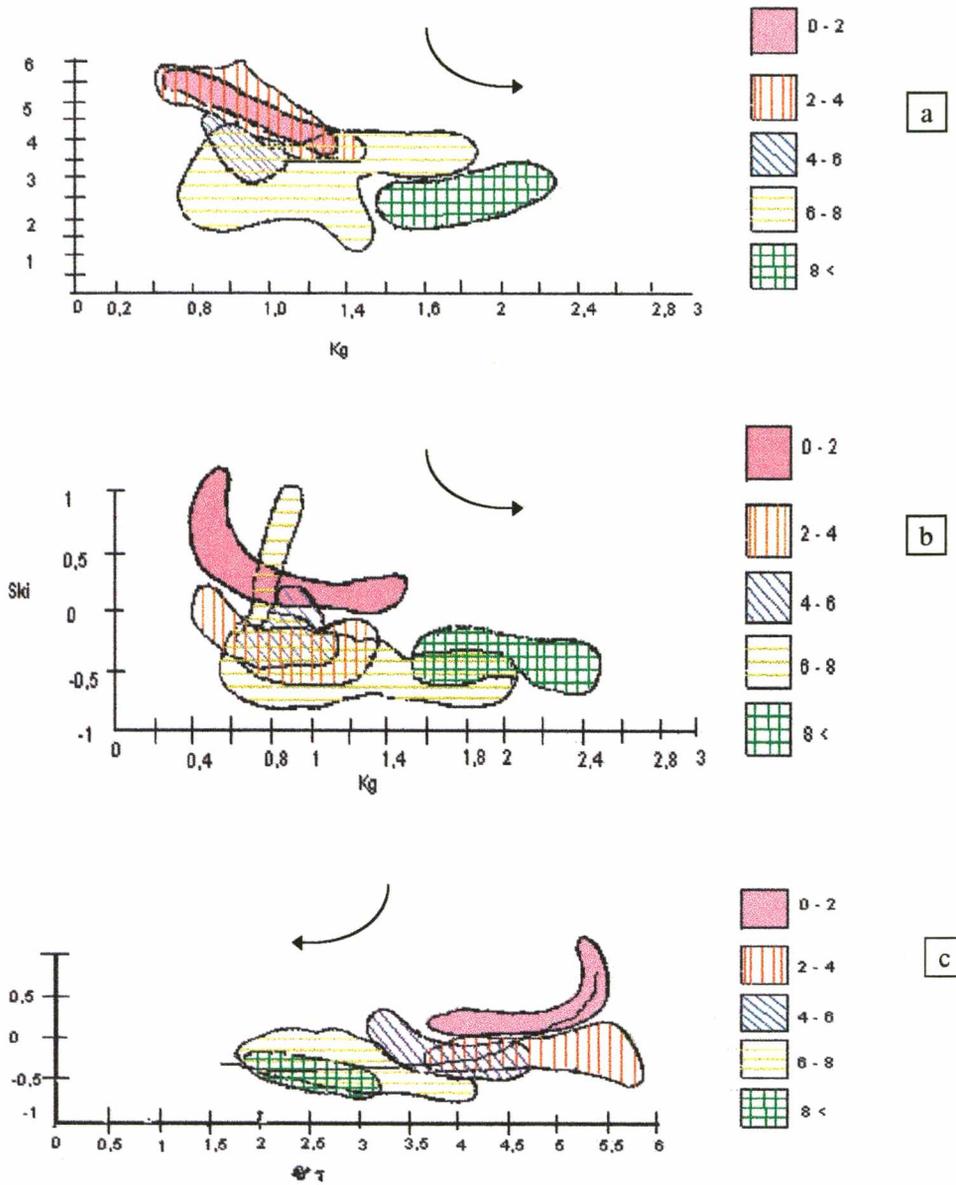


Figura 9.4 - A figura 9.4a e 9.4b em que se têm a correlação entre $\sigma_1 \times Kg \times M_z \varnothing$ e $Sk_i \times Kg \times M_z \varnothing$ os "plots" mostram uma tendência helicoidal no sentido anti-horário a medida que se tem o aumento do valor de $M_z \varnothing$. A correlação entre $Sk_i \times \sigma_1 \times M_z \varnothing$ (fig. 9.4c) revela uma tendência helicoidal no sentido horário conforme aumento do valor de $M_z \varnothing$.

X - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A paisagem da bacia do rio Bananas apresenta em seu rebordo, principalmente no extremo leste, antigas superfícies de erosão, suavemente onduladas e entremeadas por morros convexos e depressões lodosas semi-entulhadas, onde proliferam campos encharcados. Seguindo em direção à porção central da bacia a paisagem apresenta-se profundamente dissecada pelos rios conseqüentes; o relevo apresenta rampas de colúvio-alúvio, patamares estruturais escalonados e interligados por vertentes geralmente de topo convexo e base côncava, desenvolvidas sob condições climáticas pretéritas diferentes da atual.

Esta paisagem é fruto de uma evolução que teve início a partir do Terciário, culminando com grandes fases de pediplanação pleistocênicas, cujas formas residuais e aspectos paleogeográficos encontram-se impressos na morfologia. Nesta paisagem encontram-se refletidas as retomadas erosivas relativas às flutuações climáticas do Quaternário, marcadas no perfil escalonado das vertentes esculpidas em basaltos, as quais interconectam patamares estruturais e rampas de colúvio alúvio e baixos terraços.

Considerando a história geomorfológica a título de conclusão, apresentamos em rápidos traços o que objetivamente pode-se dizer sobre o assunto.

Durante o Terciário Médio, possivelmente Oligoceno, se estabeleceu na região um clima semi-árido que promoveu a degradação lateral desta superfície. No transcorrer desta época pequenas flutuações em direção ao úmido e o retorno ao semi-árido levou ao reafeiçoamento da paisagem. É neste período, sob influência de complexos fatores de ordem litoestrutural e climática que se estabelece a drenagem conseqüente, ao

que tudo indica, encaixando-se nas linhas de fraqueza constituídas por lineamentos tectônicos, diaclasamentos e falhamentos subverticais e subhorizontais.

Considerando-se a hipótese de interferência de falhas com grandes deslocamentos tectônicos RIBEIRO (1989) afirma que os soerguimentos tectônicos pouco afetaram o bloco planáltico de Guarapuava. Neste sentido, concordamos com o autor, tendo em vista que os soerguimentos epirogenéticos que afetam a região, têm sido progressivos e de longa duração, não ocasionando grandes deformações na área durante o Terciário.

Porém, o certo é que toda a área foi nivelada por uma superfície de erosão. O aplainamento se fez segundo a drenagem conseqüente em direção ao rio Paraná (nível de base geral) e aos principais rios, como atesta o seu aspecto morfológico.

Com o estabelecimento do clima úmido a superfície (Pd₃), que atualmente se constitui no nível topográfico mais alto da região (1200-1300m), foi profundamente dissecada. Com o retorno do clima semi-árido (Plioceno Inferior), a morfogênese mecânica promove o recuo paralelo das encostas e a conseqüente agradaciação dos níveis de base locais. No final desta época o clima torna-se mais úmido, promovendo a dissecação desta paisagem.

Esta superfície foi correlacionada ao pedimento Pd₂, constituindo-se, atualmente em níveis situados entre o Pd₃ e o Pd₁.

No Pleistoceno Inferior/Plioceno Superior, a região é submetida a novas condições de semi-aridez, o regolito quimicamente alterado é removido das encostas à medida que a degradação mecânica das rochas promove o recuo paralelo das vertentes, dando origem a uma nova superfície aplainada (Pd₁).

Finalmente, com o início da fase quente e úmida atual, após a elaboração do Pd₁ e dos paleopavimentos, temos que admitir que os processos

morfoclimáticos não tiveram tempo senão de retocar as formas esculpidas em condições climáticas pretéritas diferentes das atuais.

É importante ressaltar, que, os sedimentos que recobrem a área estudada são depósitos recentes e subatuais. Acredita-se que a conjugação de certos fatores, como a rápida erosão dos rios, associada ao tamanho relativamente pequeno da área estudada, bem como, sua localização, no reverso imediato da Escarpa da Esperança, contribuíram para a rápida retirada dos sedimentos correspondentes às fases anteriores de sedimentação.

Sob o clima atual, de características subtropicais, com temperaturas média entre 20,7°C e 17,2°C durante o verão e 14,0°C à 12,6°C no inverno, e índices pluviométricos médios de 1.937mm, podendo atingir nos anos mais chuvosos 3.168mm, as precipitações tornam-se o elemento mais importante da esculptura da paisagem.

Sob estas condições hidrológicas, as vertentes mais íngremes evoluem por movimento de massa, reptação (*creep*), terracetes ou escoamento superficial difuso.

O diaclasamento e fraturas subhorizontais e subverticais favorecem o aprofundamento do intemperismo químico, que, ao decompor as rochas, dá origem a sedimentos predominantemente finos, no caso argilo-siltosos, conforme demonstraram as análises sedimentológicas. Dessa forma o colúvio-elúvio predominantemente fino, ou em estado de dissolução é transportado e depositado vertente abaixo.

Contudo, os processos morfogenéticos inerentes às atuais condições climáticas têm sido potencializados pela ação antrópica, através do mau uso dos recursos naturais.

O mapeamento do uso do solo em dois períodos distintos (1963-1980), demonstrou que as florestas sofreram uma redução em torno de 50% enquanto os campos, característicos do planalto de Guarapuava, perderam 42% de sua área, enquanto os reflorestamentos de pinus ampliaram em 1800% sua área. O cruzamento destas

informações, com os mapas de declividade e hidrografia, demonstrou que os reflorestamentos ocupam as principais cabeceiras de drenagem e encostas com 45% ou mais de declividade, estando, portanto, em desacordo com o código florestal nos seus artigos 2º, 10º.

Ao se cruzar estas informações com o mapa de declividade e ao que foi observado em campo, a desobstrução do terreno ou a chamada "limpeza" é levada a termo de forma indiscriminada, abrangendo vertentes com declividade acima de 20%, não sendo raro culturas em encostas com 45% ou mais de declividade. Dessa forma, com os solos argilo-siltosos desprovidos de vegetação e sob condições de pluviosidade relativamente intensa, os processos erosivos têm sido ampliados significativamente.

O cruzamento das informações contidas nos mapas de uso do solo, declividade e hidrografia, demonstraram, também, que as margens dos rios, de forma geral, não mantêm a área de preservação permanente definida pela Lei nº 4.771 art.2º, alínea "a", "b" e "c". A ocupação das vertentes - com declividade igual ou superior a 45º - bem como, os topos de morro encontram-se em desacordo com o código florestal, art. 2º alínea "d", "e" e "g".

Finalizando, o aspecto geral da paisagem além de refletir a usura do homem e os processos atuais de esculturação, apresenta certos detalhes que só podem ser explicados através de considerações paleogeográficas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos do Brasil. São Paulo, Instituto de Geografia da Univ. de São Paulo. **Geomorfologia**, nº.20, 26p., 1970.
- AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, v.3, 19p, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. O planalto basáltico da bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, nº 24, p.3-34, 1956.
- ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: Simpósio Regional de Geologia (3.:1981:São Paulo). **Anais...**, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. P.1-20.
- AMADOR, E. da S. **Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende**. Rio de Janeiro, 1975. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- ASSUMPTÃO, M.; LEVIS, P.; MARQUES FILHO, P. L.; SUKOWSHY, R. M. S. Instrumentação sísmológica da Usina Hidrelétrica de Foz do Areia. In: Congresso Brasileiro de Geologia (31.:1980: Camboriu) **Anais...**, Camboriu: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. P. 1093-1102.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. São Paulo: Difel, 1986.
- BECKER, R. D. **Distribuição dos sedimentos cenozóicos na região metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional**. Porto Alegre, 1982. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BIGARELLA, J. J. Esboço da geologia e paleogeografia do estado do Paraná. **Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, Boletim n. 29**, Curitiba, p. 1-34, 1954.

- BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n.10 a 15, p. 211-231, 1964.
- BIGARELLA, J. J. Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 33, p. 133-167, 1975.
- BIGARELLA, J. J. **Região metropolitana de Curitiba**: recursos naturais da folha topográfica de Ouro Fino. Curitiba: Secretaria de Estado do Planejamento/Coord. Da Região Metrop. De Curitiba, Assoc. de Defesa e Educação Ambiental /Univers. Federal do Paraná, 1979.
- BIGARELLA, J. J.; KLEIN, R. M.; LANGE, R. B.; SILVA, J. L. e; LARACH, J. O. I.; RABEN, M. J. **A Serra do Mar e a porção oriental do estado do Paraná**: um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba: Governo do Estado do Paraná, Secretaria do Planejamento e Assoc. Def. Educ. Ambiental, 1978. 148p.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R D, & SANTO, G F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**: fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física da rochas, relevo cárstico e dômico. Florianópolis: EDUFSC, 1994.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JR, H. E.; FREY, D. G. **International studies on the Quaternary**. Geol. Soc. Am., Spec. Paper, n.84, p.433-451, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE-LIMA, D. paleoenvironmental changes in Brazil. In: PRANCE, G. T. **Biological diversification in the tropics**. New York: Columbia University, 1982.
- BIGARELLA, J. J. & MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: Simpósio Nacional de Controle de Erosão (3: 1985: Maringá), **Livro Guia**. Maringá Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1985.322p.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Ocorrência de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleogeográfica. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n.4 e 5, p. 179-187, 1961.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Univ. Fed. Do Paraná - Instituto de Geologia**, Curitiba, n.7, p.1-128, 1962.

- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A. N. Paläogeographische und paläoklimatische aspekte des känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, Berlin, n.8, v.3, p. 286-312, 1964.
- BIGARELLA J.J & MOUSINHO M.R. Significado Paleogeográfico e Paleoclimático de Depósitos Rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, nº 16 e 17, p.7-42, jul. 1965.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. International Symposium on the Quaternary. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n.33, p. 1-37, 1975.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16 e 17, p. 117-151, jul. 1965a.
- BIGARELLA, J. J. ,MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16 e 17, p. 85-116, jul. 1965.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE-LIMA, D.; RIECHS, P. J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. **Academia Brasileira de Ciências, Anais**, Rio de Janeiro, n.47 (suplemento), p. 411-464, 1975.
- BIROT, P. **Le cycle d'érosion saes les différents climats**. Rio de Janeiro: Centro de Pesq. De Geografia do Brasil, Fac. Nac. Filosofia da Univers. Do Brasil, 1960.
- BIROT, P. **Précis de géographie physique générale**. Paris: Armand Colin, 1959.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensivity and change. Institute os Bristhish Geographers. **Transactions New Series NS4**, 4630484, 1979.
- COMPANHIA PARANAENSE DE ENERGIA - COPEL. **Usina Hidrelétrica de Segredo: Nota técnica**, ecossistemas naturais, anexo VI e Geologia. Curitiba, 1980.
- CORDANI, U. G. & VANDOROS, P. Basaltic Rocks of the Parana Basin. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. R.; PINTO, I. D. **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba: Imprensa da Univ. Federal do Paraná, 1967. P.207-231.

- COTTON, C. A. Classification and correlation of river terraces. **Journal Of Geomorfology**, Tulsa, v. 3, p.27-37, 1940.
- CUNHA, S.B. **Ambiente e características da bacia Alto Rio Grande (Nova Friburgo - RJ)**. Rio de Janeiro, 1978. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**., n.14, p.481-504, 1899.
- DAVIS, W.M. Rock floors in arid and humid climates. **Jornal of Geology**. Chicago, v.38, n.1, p.1-27, 1930.
- DAVIS, W. M. Piemont benchlands na primarrümpfe. **Bull. Geol. Soc. Of America**, New York, v. 43, p. 399-440, 1932.
- DAVIS, W.M. **Geographical essays**. Boston: dover Publ. Inc., 1954.
- DE MARTONE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (1^o parte). **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n.4, p.523-550, 1943.
- DE MARTONE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (2^o parte). **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 6, n.2, p. 155-178, 1944.
- DERBYSHIRE, E.; GREGORY, K. J.; HALLS, J. R. Drainage basin process. In: DERBYSHIRE, E. GREGORY, K. J.; MAILS, J. R. **Geomorphological Process**. Londres: Butter Worths,p. 44-105, 1979.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 27, n.1, p. 3-26, 1957.
- FRIEDMAN, G. M. distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. **Journal of sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 31, p.514-529, 1961.
- FULFARO, V. J.; PONÇANO, W. L. Sedimentação atual do estuário da bacia de Santos: um modelo geológico aplicado a projetos de expansão da zona portuária. In: Congresso Brasileiro de Geologia de engenharia (1:1976: Rio de Janeiro). **Anais...**, São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1976. P. 67-90.

- GARCIA, P. F.; MARINHO, D. A. Aspectos genéticos das rochas ácidas da Formação Serra Geral nas folhas de Uruguaiana (SH - 21) e Porto Alegre (SH - 22). In: Congresso Brasileiro de Geologia (31: 1980: Balneário Camboriu). **Anais...** Balneário Camboriu: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, p. 2059-2066.
- GILBERT, G. K. **Geology of the Henry Montains**. Washington: United States Geographical and Geological Survey, 1877.
- GRIFFITHS, J. C. Size versus sorting in some Caribbean sediments. **Journal of Geology**. Chicago, v.59, n.3, 1951.
- HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in umid-temperate regions. **American Journal of Science**, New Haven, v.258^a, p. 80-97, 1960.
- HERMANN, M. L. **Aspectos ambientais da porção central da Ilha de Santa Catarina**. Florianópolis, 1989. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hidrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society America Bulletin**, v.56, n.3, p. 275-370, 1945.
- HOWARD, A. D. Geomorphological systems. **American Journal Of Science**, New Haven, v.263, p. 302-312, 1965.
- HOWARD, A. D. Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia Geomorfologica**, v.13, n.26, p.3-20, 1973.
- INMAN, D. L. Sorting os sediments in the light of fluid mechanics. **Journal Sedimentary Petrology**, v.19, n.2, p. 51-70, 1949.
- JOHNSON, W. H. Interrelationships among geomorphic interpretations of the stratigraphic record, processes, geomorphology and geomorphic models. In: THORN, C. ed. **Space and time in geomorphology**. London, Allen & Unwin, p. 219-239, 1982.
- KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bull. Geol. Soc. of America**. New York, v.64, n.7, p. 721-752, 1953.
- KING, L. C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p.147-266, 1956.

- KING, L. C. The Uniformitarian Nature as Hillslope. *Trans. Eden. Geol. Soc.*, Edinburgh, v. 17, n.1, p. 81-102, 1957.
- KLEIN, R. M. Ecologia da flora e vegetação do vale do Itajaí; continuação. *Sellowia*, Itajaí, v.32, n.32, p.1-389, nov. 1980.
- KRUMBEIN, W.C.; PETTIJOHN, F. J. **Manual of sedimentary petrography**. New York: O. Appleton Century Crofts. Co. Inc., 1938.
- LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. *Bol, Fac. Fil. Ciências e Letras*, USP, São Paulo, nº 5, CIII, p. 01-61, 1949.
- LEINZ, V.; AMARAL, S. **Geologia Geral**. 5.ed. São Paulo: Nacional, 1975.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; ISOTTA, C. A. L. Contribuição ao estudo do magmatismo basáltico mesozóico da bacia do Paraná, *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, Rio de Janeiro, n.40 (suplemento, 1968).
- LEINZ, Victor.; BATORELLI, A., SADOWSKI, G.R. & ISOTTA, C.L. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da bacia do Paraná, *Bol. Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 4, n. 15, p. 79-91, 1966.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1964.
- LOCZY, L. de; LADEIRA, E. A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**, São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v. 2, p. 67-154, 1947.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v. 3, p. 99-200, 1948.
- MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: José Olympio, 1981.
- MARQUES FILHO, P. L. **Salto Santiago: uma análise resumida de sua geologia e seu comportamento**. Palestra da 2ª Jornada de Geotecnia da ABGE, Curitiba, 10p. 1982.

- MASON, C. C.; FOLK, R. L. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environment by size analysis, Mustang Island, Texas. **Journal of Sedimentary Petrology**. Tulsa, v. 28, p.211-226, 1958.
- MACGEE, J. W. Sheetflood Erosion. **Bull. Geol. Soc. of America**. New York, v. 8, p. 87-112, 1897.
- MCKEE, E. D. Origin of the Nubion and similar sandstones. **Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band**. Stuttgart, v. 52, p. 551-587, 1966.
- MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**. New Haven, v. 284, p. 241-54, 1984.
- MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin - na introduction. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin**: Petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: IAG-USP, 1988.
- MENDONÇA, F. de A. **O clima e o planejamento urbano de cidades de porte médio e pequeno**: proposição metodológica para estudo e sua aplicação à cidade de Londrina PR. São Paulo, 1994. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
- MENDONÇA, M. **Origem e evolução da planície do Campo Araçatuba (Palhoça SC)**. Florianópolis, 1991. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina.
- MONTEIRO, C. A. F. Clima. In: **Geografia do Brasil - Grande Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, v. 4, t. 1, p. 114-166, 1968.
- MORAES RÊGO, L. F. Geologia do petróleo no estado de São Paulo. **Boletim Serv. Geol. Mineral**, Rio de Janeiro, n. 46, 110p, 1930.
- MORAES RÊGO, L.F. **Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua genesis**. São Paulo: Inst. Arts. E Geogr. de São Paulo, 1932.
- MOURA, J.R.S. **Introdução ao estudo do Quaternário Superior do Planalto Sudeste do Brasil - médio - baixo vale do rio Paraíba do Sul**. Rio de Janeiro, 1979. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- MOURA, J.R.S. **Transformações ambientais durante o Quaternário tardio no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ)**. Rio de Janeiro, 1990. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 335-364.
- MOUSINHO, M. R.; BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16 e 17p. 17-43, 1965.
- MUNSELL soil collar chart. Baltimore, Munsell Collor Company, 1994. Tab.
- NARDY, A. J. R., MARQUES, L. S.; RAPOSO, M. I. Aspectos petrológicos das rochas efusivas ácidas da região Centro-Sul do estado do Paraná. **Geociências**, São Paulo, v. 5, n. 6, p. 43-57, 1987.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE 1989.
- PARANÁ Estado do - IAPAR. **Cartas climáticas do estado do Paraná**. Londrina, Instituto Agrônômico do Paraná , 1978.
- PARANÁ Estado do - MINERAIS DO PARANÁ S/A - MINEROPAR. **Geologia de Planejamento: Caracterização do meio físico da área urbana de Guarapuava**. Curitiba: MINEROPAR/FAMEPAR, 1992.
- PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: MacMillan and Co., 1953.
- PETTIJOHN F. J., POTTER, P. E.; SIEVER, R., **Sand and Sandstone**. New York: Springer-Verlang, 1973.
- PINTO, H. S., ALFONSI, R. R. **Estimativa das temperaturas médias, máximas e mínimas mensais no Estado do Paraná, em função de altitude e latitude**. São Paulo, 1974 28p. (Caderno de Ciências da Terra, n.52).
- PONÇANO, W. L.; FULFARO, V. J.; GIMÉNEZ, A. F. Sedimentação atual na Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro: contribuição à avaliação de viabilidade geotécnica da implantação de um porto. In: Congresso Brasileiro de Geologia (1: 1976: Rio de Janeiro) **Anais ...** , Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, p. 111-139.

POPOLIZIO, E. Geomorfología del relieve de plataforma de la Provincia de Misiones y zonas eledañas. Separata de: **Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geograficos**, Buenos Aires, t. 15, 1972.

RIBEIRO, A. G. **Paisagem e organização espacial na região de Palmas e Guarapuava**. São Paulo, 1989. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil. Aspectos sociológicos e florísticos**. São Paulo: HUCITEC e EDUSP, 2v., 1979.

SANTOS, G. F. dos. **Evolução Quaternária do Alto Vale do rio Itajaí-Mirim nas proximidades de Botuverá (SC)**. Florianópolis, 1991. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space and causality in geomorphology. **American Journal of Science**, New Haven, v. 263, p. 110-119, 1965.

SILVA, J. X. Geomorfologia e Geoprocessamento. In: GUERRA, J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 393-414.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgar Blücher, 1973.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2ª ed. Florianópolis: EDUFSC, 1990.

SZUBERT, E. C. Esquema interpretativo da evolução geológica das rochas vulcânicas mesozóicas da Bacia do Paraná. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 3, n. 10, p. 113-124, 1979.

SZUBERT, E. C. Importância econômica das mineralizações de cobre associadas aos basaltos da Formação Serra Geral, **Rev. Mineração e Metalurgia**, n. 429, 1981.

SZUBERT, E. C., KIRCHNER, C. A.; SHINTAKU, I. Vulcanismo ácido no planalto meridional do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia (30: 1978: Recife). **Anais ...**, Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, 1978, p. 1350-1356.

TARIFA, J. R. **Fluxos polares e as chuvas de primavera - verão no Estado de São Paulo: uma análise quantitativa do processo genético**. São Paulo, 1975. Tese

(Doutorado em Geografia) - Faculdade de filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

TROPMAIR, H. Peril fitoecológico do estado do Paraná. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 8, n. 1, p. 67-80, 1990.

VALVERDE, O. Planalto meridional do Brasil. In: Congresso Internacional de Geografia (18: 1957: Rio de Janeiro). **Guia da excursão n. 9**, Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia, 1957. 340p.

VELOSO, H. P.; GOES FILHO I. **Fitogeografia brasileira: classificação fisionômico-ecológica da vegetação Neotropical**. Salvador: Projeto RADAMBRASIL. Boletim Técnico n.1 , Série Vegetação, 1982.

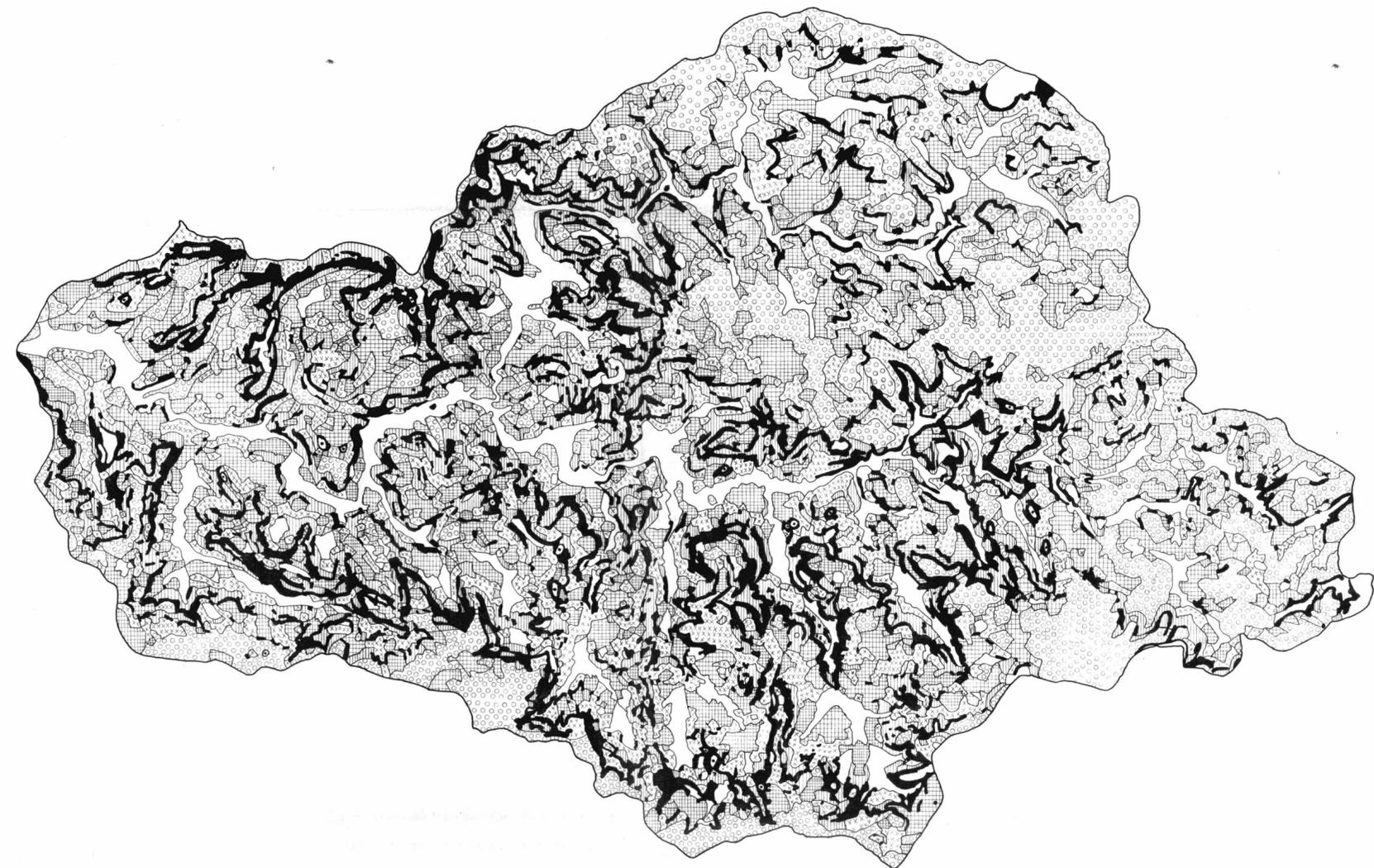
VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991.

WENTWORTH, C. H. A scale of grade and class terms of clastic sediments. **Journal of Geology**, Chicago, n. 30, p. 377-392, 1922.

YOUNG, L. B. **O planeta azul**. Lisboa: Presença, 1986.243p.

454 458 462 466 470 474 478 482 486

71 94
71 90
25° 25'
71 86
71 82
25° 30'
71 78
71 74



LEGENDA

- + 45%
- 20% - 45%
- 12% - 20%
- 6% - 12%
- 0 - 6%
- TOPO DE MORRO
- FUNDO DE VALE

FONTE: FOLHAS TOPOGRÁFICAS MI 2638/3, MI 2638/4,
MI 2653/1, MI 2653/2 E-1:50.000 ANO 1991

0 500 1000 1500 2000 m
ESCALA GRÁFICA

ASPECTOS FUNDAMENTAIS DA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA CENOZÓICA DA BACIA DO RIO BANANAS - GUARAPUAVA - PR			
DECLIVIDADE			
ÁREA (Km ²)	374,25	ESCALA:	1:50.000
DEPT. DE GEODINÂMICA UNICENTRO LABORATÓRIO DE GEOLOGIA	FAFIS	DESENVOLVIDO POR	CELSO KOLISKI
		ANO	1996

454 458 462 466 470 474 478 482 486

71 94
71 90
25° 28'
71 86
71 82
25° 30'
71 78
71 74



LEGENDA

- CULTURAS
- REFLORESTAMENTO
- CAÇOEIRA
- MATA DE ARAUCÁRIA
- FRUTICULTURA
- CAMPOS ENCHARCADOS
- CAMPOS

FONTE: FOLHAS TOPOGRÁFICAS M1 2838/3, M1 2838/4,
M1 2853/1, M1 2853/2 E-1:50.000 ANO 1991
FOTOS AÉREAS IAP E-1:70.000

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000
ESCALA GRÁFICA

ASPECTOS FUNDAMENTAIS DA EVOLUÇÃO
GEOMORFOLÓGICA CENOZÓICA DA BACIA DO
RIO BANANAS - GUARAPUAVA - PR

USO DO SOLO 1963

ÁREA (km ²)	374,25	ESCALA	1:50.000	ANO	1996
DEPT ^o DE GEOCIÊNCIAS - UNICENTRO - FAFIG LABORATÓRIO DE GEOLOGIA			DESENHISTA: CELSO KOLISKI		

454 458 462 466 470 474 478 482 486

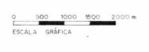
71 94
71 90
25° 25'
71 86
71 82
25° 30'
71 78
71 74



LEGENDA

-  CULTURAS
-  REFLORESTAMENTO
-  CAPOEIRA
-  MATA DE ARAUCÁRIA
-  FRUTICULTURA
-  CAMPOS ENCHARCADOS
-  CAMPOS

FONTE: FOLHAS TOPOGRÁFICAS M1 2836/2, M1 2836/4,
M1 2833/1, M1 2833/2 E=1:50.000 ANO 1991
FOTOS AÉREAS IAP E=1:25.000



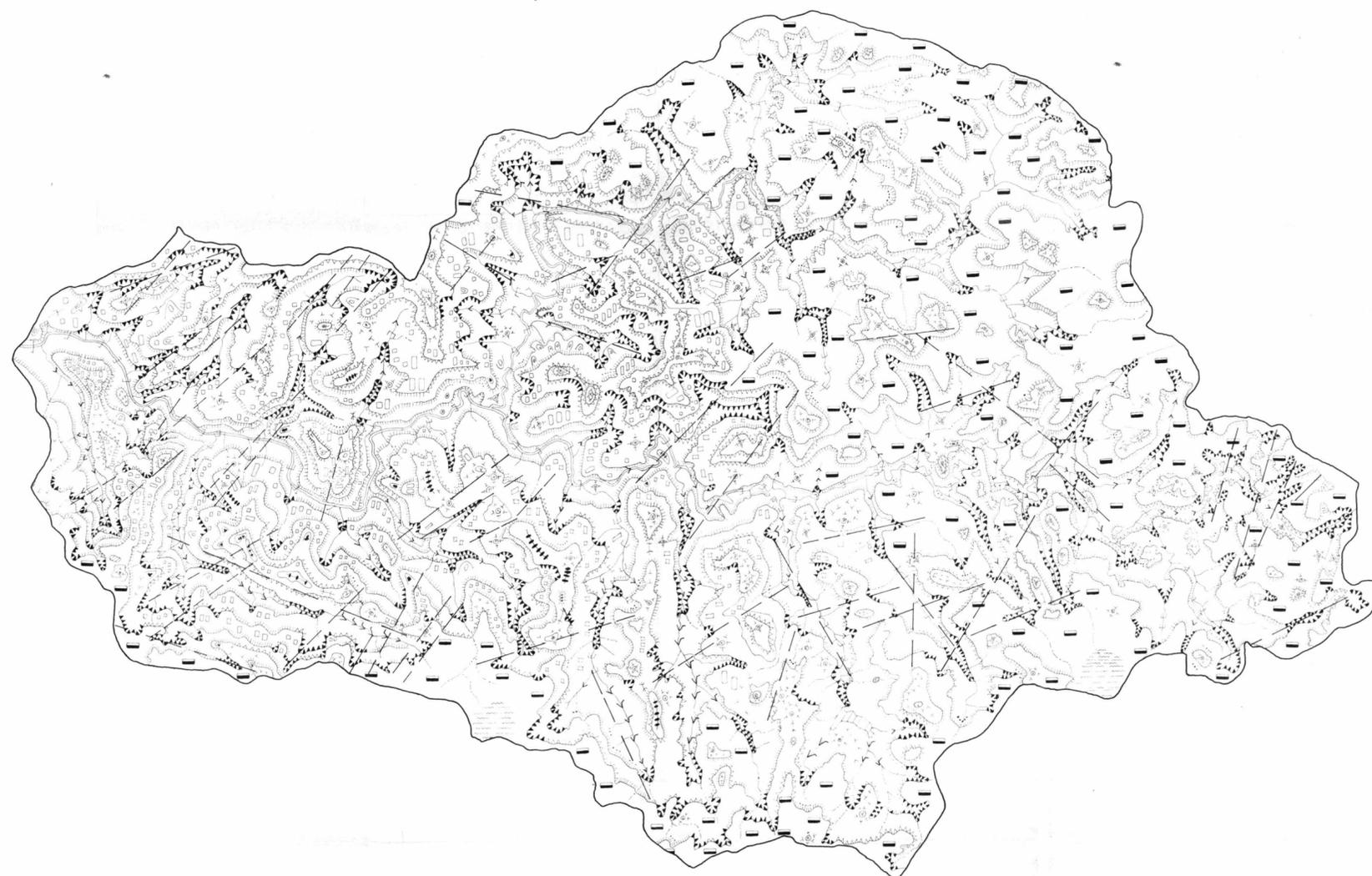
ASPECTOS FUNDAMENTAIS DA EVOLUÇÃO
GEOMORFOLÓGICA CENOZÓICA DA BACIA DO
RIO BANANAS - GUARAPUAVA - PR

USO DO SOLO 1980

ÁREA (km ²)	374,25	ESCALA	1:50.000	ANO	1996
DEPT. DE GEOCIÊNCIAS - UNICENTRO - FAFIG LABORATÓRIO DE GEOLOGIA			DESENHISTA CELSO KOLISKI		

454 458 462 466 470 474 478 482 486

71 94
71 90
25 25'
71 86
71 82
25 30'
71 78
71 74



LEGENDA

- TOPO DE MORRO
- DIREÇÃO DA VERTENTE
- RAMPA
- OMBREIRA
- GROTÃO
- COLO
- CRISTA
- CORNIJA
- NÍVEL SUPERIOR DE EROSÃO
- PATAMARES
- RUPTURAS DE RELEVO - CONVEXA
- RUPTURAS DE RELEVO - CÔNCAVA
- ÁREAS ALAGADAS
- FUNDO CHATO
- VALE EM FORMA DE "V"
- VALE EM FORMA DE "V" ABERTO
- CURSO DE RIO
- LAGOA ARTIFICIAL
- INTERMITENTE
- LINEAMENTOS TECTÔNICOS

FONTE: FOLHAS TOPOGRÁFICAS M 2838/3, M 2838/4,
M 2853/1, M 2853/2 E-1:50.000 ANO 1991
FOTOS AÉREAS I.A.P. E-1:25.000



ASPECTOS FUNDAMENTAIS DA EVOLUÇÃO
GEOMORFOLÓGICA CENOZÓICA DA BACIA DO
RIO BANANAS - GUARAPUAVA - PR

GEOMORFOLOGIA

ÁREA (km ²)	374,25	ESCALA	1:50.000	ANO	1996
DEPT ^o DE GEOCIÊNCIAS - UNICENTRO - FAFIG LABORATÓRIO DE GEOLOGIA	DESENHISTA	CELSO KOLISKI			