

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

"O PROCESSO EROSIVO NAS ENCOSTAS DO MACIÇO DA TIJUCA, RJ"
Parte 1: Condicionantes e Diretrizes

ANA LUIZA COELHO NETTO

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO
REQUISITO PARCIAL PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIA

TES
0385

Rio de Janeiro
junho - 1979

1950

Dear Mr. [Name],

I have the pleasure to acknowledge the receipt of your letter of the 15th of [Month] 1950, in relation to the [Subject].

I am sorry that I cannot give you a more definite answer at this time, but I will do my best to get you a final answer as soon as possible.

I am sure that you will understand my position in this matter.

I am, Sir, very respectfully,
Yours faithfully,
[Name]

Para Rodrigo e Diego

FICHA CATALOGRÁFICA

COELHO NETTO, ANA LUIZA

O processo erosivo nas encostas do Maciço da Tijuca,
RJ Rio de Janeiro 1979.

p., 29,7 cm (Instituto de Geociências - UFRJ,
M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geografia, 1979).
Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro. Insti
tuto de Geociências.

1. Reconhecimento geral sobre a atividade erosiva nas encostas florestadas do Maciço da Tijuca e caracterização (qualitativa) dos fatores considerados "a priori" como os mais envolvidos no processo.
 2. Avaliação preliminar da resposta emitida pela sub-bacia (fluxo líquido e sólido) no "outlet", a partir de impulsos climáticos individualizados.
- I. IG/
UFRJ II. Título (série).

RESUMO

Para o estudo do processo erosivo foi selecionada uma sub-bacia do rio da Cachoeira de apenas 3.5 km² de área. Embora situada em área urbana do Rio de Janeiro, apresenta-se totalmente recoberta por vegetação florestal (Parque Nacional da Tijuca). Os ângulos de declive das encostas são fortes, o gradiente médio da bacia é 33% e a amplitude geral do relevo ultrapassa 550 m. O substrato rochoso de idade pré-cambriana é constituído predominantemente por gnaisses diversos (microclina, biotita e granitoides) e algumas intrusões de granitos.

Tendo em vista a compreensão do comportamento hidrológico da bacia procurou-se observar os padrões de distribuição e a frequência de chuvas durante um período de 9 anos (1967-1975); levantar alguns parâmetros morfométricos (relações lineares, de área e de altitude); avaliar as propriedades dos colúvios a partir de suas características físicas (textura, estrutura e espessura) e, finalmente, fazer um reconhecimento geral da cobertura vegetal.

Tentou-se ainda desenvolver uma análise comparativa entre a composição mineralógica dos depósitos de encosta e a carga de fundo dos canais atuais. Os resultados observados na relação quartzo-feldspato sugerem que as principais fontes de detritos grosseiros localizam-se nos grandes anfiteatros onde ocorre uma incisão linear acentuada sobre os espessos depósitos colúviais originados no Pleistoceno Superior e ligados ao retrabalhamento do substrato constituído por granitoides.

Em 1976 instalou-se no "outlet" da sub-bacia uma estação fluviométrica acoplada a um posto pluviométrico, para o controle das variações do fluxo d'água canalizado e do volume e concentração dos sedimentos durante eventos de precipitação individualizados. Por ora apresenta-se apenas os resultados dos primeiros ensaios. A partir de um controle mais efetivo tentar-se-á compreender as variações da intensidade erosiva ligada as chuvas de diferentes magnitudes.

ABSTRACT

A small catchment (3.5 km^2) of the Cachoeira river was chosen as an experimental area for soil erosion studies. The basin is located in a mountain range (Maciço da Tijuca) close to downtown Rio de Janeiro but the tropical rainforest is still preserved over its slopes (National Forest Park). Mean annual rainfall attains 2.500 mm. Slope angles are very steep, the mean gradient of the studied catchment approaches 33% and the relief amplitude exceeds 550 meters. Bedrock is constituted by a series of gneissic rocks (biotite, microcline and granitoids) along with granites, all of Precambrian age.

To understand the hydrologic behaviour of the small basin, informations were gathered concerning the patterns of rainfall frequency distribution during nine years (1967-1975); the behaviour of the morphometric parameters (area altitude analysis, Stream frequency, Drainage density etc); a survey on the properties of the regolithes involving their physical characteristics (Thickness of the elluvium and/or colluvium, grain size frequency distribution, relative amount of coarse clastics); a general view of the vegetation cover.

A comparative analysis was tried between the mineralogical composition of the slope colluvium and the bedload of the present streams. The available results on the quartz-feldspar ratio suggest that the main source areas of coarse debris are restrained to the shell-shaped amphitheatres (or "hollows") where the present gullies degrade thick colluvium deposits of Upper Pleistocene age, derived from granite and granitoid bedrock.

A stream gauging station for automatic water level record, coupled with a rain gauge, was established in 1976 in the outlet of the basin. The suspended sediment concentration was controlled during several stages of the flood periods. From these data one tries to understand variations on the erosional intensity as related to single storms of different magnitude.

AGRADECIMENTOS

Um agradecimento muito especial à nossa orientadora, Profa. MARIA REGINA MOUSINHO DE MEIS, amiga e companheira, que através de seus valiosos ensinamentos, tem despertado em nós o espírito crítico aberto à busca de novos conhecimentos.

Pelas sugestões que muito auxiliaram no desenvolvimento dos trabalhos:

Prof. Jan De Ploey - Universidade Católica de Leuven,
Bélgica

Prof. Jacques Hubschman - Universidade de Tolouse,
França

Profa. Jane Soons - Universidade de Christchurch,
Nova Zelândia

Prof. Martin Horacio Iriondo - Universidade de Córdoba,
Argentina

Engº. José Luiz Scroccaro - Administração de Recursos Hídricos, Paraná

Pela valiosa assessoria dentro das suas especialidades:

Prof. Waldemar Mendes - Instituto de Geociências,
U.F.R.J.

Thomas Brenner - Instituto de Geociências, U.F.R.J.

Engº. João Ivo Avelameda de Souza - Hidrocean S.A.

Engº. Carlos Martins de Pereira - Hidrocean S.A.

Pelo empréstimo de equipamentos:

Instituto de Pesquisas Hidroviárias (INPH)- Portobrás

Pela complementação de equipamentos, implantação e manutenção das estações fluviométricas e pluviométricas:

Superintendência Estadual de Rios e Lagoas (SERLA) -
Engº. Luiz Felipe Pupi de Miranda

Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG-UFRJ) -
Profa. Maria do Carmo Corrêa Galvão

Pela colaboração em todas as etapas da pesquisa:
Alexandre Antonio de Mello Santos

Pela colaboração em diferentes fases da investigação:

Fabio Pentagna
Helio dos Santos
Márcia Messina Stor
Marisa Sanche
Nadja J. Seixas
Sergio E. D. Pereira
Renato Vallejo

À todos, os nossos agradecimentos.

Os trabalhos foram realizados sob os auspícios do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e CEPG/UFRJ.

T
1106
C672 P

ÍNDICE

Página

- 1. INTRODUÇÃO
- 2. METODOLOGIA

 - 2.1. Fator climático: Precipitações
 - 2.2. Fator morfologia
 - 2.3. Fator solo.....
 - 2.4. Fator cobertura dos solos

- 3. CONDIÇÕES REGIONAIS

 - 3.1. Geologia
 - 3.2. Relevo.....
 - 3.3. Clima
 - 3.4. Solos
 - 3.5. Vegetação

- 4. FATOR ATIVO

 - 4.1. Clima: As precipitações

 - 4.1.1. Alto da Boa Vista: variações anuais e
sazonais
 - 4.1.2. Distribuição diária

- 5. FATORES PASSIVOS

 - 5.1. Morfologia

 - 5.1.1. Características da bacia: área, perí-
metro e forma
 - 5.1.2. Características da topografia
 - 5.1.3. Características da rede de drenagem

 - 5.2. Solos

 - 5.2.1. Colúvios

 - 5.2.1.1. A matriz fina dos colúvios

 - 5.2.2. Aluvios

 - 5.3. Cobertura dos Solos

 - 5.3.1. A cobertura vegetal e a hidrologia das
encostas: primeiros comentários.....

6. A ESTAÇÃO FLÚVIO-SEDIMENTOMÉTRICA: PRIMEIROS ENSAIOS...	:
6.1. O Fluxo Canalizado	
6.1.1. A estação fluviométrica	
6.2. O Transporte de Sedimentos	
6.2.1. A amostragem da razão sólida	
6.2.2. Concentração de sedimentos	
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E DIRETRIZES	

BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUÇÃO

A partir da década de 50 os geomorfólogos vêm concentrando os seus interesses na definição das possíveis relações existentes entre as características do clima, os processos responsáveis pela evolução do modelado e a própria fisionomia do relevo. Desta preocupação resultou o conceito de região morfogenética, o qual estabelece que sob determinadas condições climáticas predominam processos geomorfológicos particulares, os quais propiciam o aparecimento de feições específicas à paisagem regional, diferenciando-a das demais áreas sujeitas a outros climas (Büdel, 1963; Peltier, 1950; Leopold et al, 1964; Tanner, 1961 etc). Estas análises morfogênéticas vem se constituindo em recursos técnicos altamente subjetivos através dos quais as correlações entre clima e relevo passaram a ser elaboradas com base em reconhecimentos qualitativos e pontuais e com documentação bastante desigual no que se refere ao estudo dos processos atuantes. Na realidade, o alvo principal deveria ser a quantificação das relações clima-processo-relêvo para a partir deste momento, se compreender a evolução da paisagem associada aos climas atuais e paleoclimas (Wilson, 1968).

Tais considerações se aplicam sobretudo às regiões morfogênéticas tropicais úmidas. Diversos autores tem abordado a problemática dos processos geomorfológicos que operam nos trópicos úmidos, apresentando resultados quase sempre conflitantes face à própria deficiência das bases conceituais e metodológicas. A quantidade e qualidade insuficientes das observações realizadas tem limitado a possibilidade de se alcançar o grau de generalização desejado. O desconhecimento da dinâmica das paisagens tropicais nos dias atuais (processos ativos) tem prejudicado as tentativas de extrapolação para o passado - e projeção para o futuro - das tendências da evolução do modelado.

Büdel (1957), Bakker e Müller (1957), Tricart (1959), Bigarella e Mousinho (1968), Zonneveld (1972) e outros autores têm sugerido, por exemplo, uma forte tendência à preservação dos níveis de base locais da erosão nos trópicos em decorrência da incapacidade dos rios de escavarem os seus leitos em substratos resistentes. Já Meyer (1967) e Louis (1968)

2

questionam este comportamento para as regiões das savanas tropicais. Falta, entretanto, um controle das atividades dos cursos d'água para alicerçar as teorias levantadas.

Torna-se clara a necessidade de se buscar o conhecimento da efetividade dos processos em atuação para se obter os instrumentos básicos para posteriores argumentações. Ainda que não se pretenda voltar a visão uniformitarianística tal como originalmente definida por Lyell, não se pode negar que a Geomorfologia é na sua essência uma ciência física, e a evolução da paisagem está submetida a princípios e leis gerais que transcendem a Geografia e a Geologia (Penck, 1953). Ainda que no estágio atual dos conhecimentos a definição deste embasamento geral esteja muito longe de ser alcançada, acredita-se que a compreensão da dinâmica do sistema ambiental só poderá vir a ser atingida a partir de estudos integrados das suas partes componentes. Para tanto o geomorfólogo terá, sem dúvida, que se lançar à experimentação e se preparar para a pesquisa interdisciplinar.

Dentro desta ótica foi criado no Instituto de Geociências da UFRJ um projeto de investigação da atividade erosiva desencadeada pelas chuvas em uma sub-bacia do rio da Cachoeira no maciço da Tijuca, RJ. Para tanto foi implantada uma estação flúvio-sedimentométrica no "outlet" da sub-bacia e três estações pluviométricas distribuídas pela área. A sub-bacia selecionada cobre uma área de 3,5 km² aproximadamente, apresenta desnivelamentos fortes, sendo totalmente recoberta pela vegetação florestal (Parque Nacional da Tijuca). O objetivo básico da estação experimental prende-se à detecção das respostas da sub-bacia aos impulsos climáticos. Trata-se não apenas de quantificar a atividade erosiva desencadeada por eventos pluviais de volume e intensidade diversificados mas também de identificar os processos responsáveis pelo trabalho mecânico desenvolvido nas encostas e nas calhas fluviais, ponderando o seu papel nas transformações de paisagem. Pretende-se, assim, fornecer subsídios ao esclarecimento de algumas dúvidas e controvérsias existentes na literatura.

3

Diversos autores, Erhart (1955), Cailleux (1959), Douglas (1969), Tricart (1975), Rohdenburg (1970), acreditam que sob a floresta tropical a intensidade da desnudação das encostas é baixa. Outros autores mencionam uma importante atividade erosiva (Rougerie, 1960; Young, 1970, 1972). Além desta controvérsia discute-se a respeito dos processos que seriam os principais responsáveis por esta atividade. Behrmann (1927), Sapper (1914, 1934), Wentworth (1928), Ruxton (1967) mostraram a ocorrência relativamente freqüente da solifluxão em áreas tropicais florestadas de forte declive - superior a 30°. Peeters (1972), Rathgens (1973), Bremer (1972) destacam a importância do transporte subterrâneo ou "piping" de partículas em suspensão. Carson e Kirkby (1972), Rougerie (1958, 1963) e outros dão particular ênfase à remoção de materiais em dissolução. Bremer (1973), Löffler (1974, 1977), Wilheny (1975) e outros autores salientam o papel erosivo do escoamento superficial nas encostas - "slope wash" e "gullying" - e movimentos de massa de tipo "slumping". Persiste, portanto, a indagação: seriam estáveis as encostas recobertas pela vegetação florestal? Todos os autores concordam que o relevo não é estático. A questão básica a ser respondida relaciona-se à natureza das transformações e à intensidade com que elas se processam.

Os objetivos apresentados para o projeto da estação experimental do rio da Cachoeira constituem as questões globais da pesquisa em andamento, e somente poderão ser alcançados a longo prazo e com a colaboração de diferentes especialistas.

A presente dissertação constitui a primeira etapa do desenvolvimento do projeto. Nela procura-se efetuar um reconhecimento geral e caracterização basicamente qualitativa dos fatores considerados "a priori" como os mais intimamente envolvidos na atividade erosiva. Considera-se este primeiro levantamento como importante para a definição das diretrizes que irão nortear a continuidade do trabalho. Pretende-se agora identificar problemas específicos e áreas críticas para que se possa vir a racionalizar - no futuro - a escolha dos pontos de amostragem mais significativos, facilitando assim a quantificação dos fenômenos e das interrelações dentro do sistema.

Concomitantemente pretende-se obter uma avaliação preliminar do comportamento do fluxo líquido e sólido no "outlet"

da sub-bacia em resposta aos impulsos climáticos. Os primeiros ensaios se atêm a eventos individualizados, considerados como capazes de fornecer uma base concreta de informações para o planejamento das etapas futuras. Acredita-se que este levantamento seja fundamental à detecção das tendências do comportamento hidrológico da sub-bacia assim como da variação do transporte de sedimentos na calha fluvial.

Espera-se que a partir deste tratamento metodológico possam vir a ser obtidos, na sub-bacia do rio da Cachoeira, ensinamentos a respeito da natureza e intensidade dos processos erosivos nas regiões montanhosas dos trópicos úmidos.

2. METODOLOGIA

O estudo da erosão pelas águas superficiais representa, em última análise, uma tentativa de definição das condições sob as quais, a partir de determinado momento, a força do fluxo líquido excede a resistência ao cisalhamento das partículas do solo. Vários fatores são considerados como expressivos para o controle do trabalho mecânico do escoamento superficial. Johnson (1961), Guy (1964) e vários outros autores procuraram identificar alguns destes fatores, considerados como os mais significativos para o suprimento de detritos sólidos pelas vertentes para os canais fluviais. O clima, entendido como o caráter, a quantidade e intensidade das precipitações, representaria o fator ativo para o desencadeamento do processo. Por outro lado a topografia, as características dos solos, assim como a cobertura do solo (vegetal ou não) poderiam ser genericamente classificados como fatores passivos.

Considerando-se a elevada complexidade inerente aos sistemas ambientais, todos os autores são unânimes em salientar que um diagnóstico preciso do papel desempenhado por cada um destes fatores, quando isolados, é muito difícil de ser atingido. Com efeito, nos equacionamentos desta natureza, cada elemento componente atua em interações múltiplas com os demais, gerando a elevação ou a redução das taxas de erosão e transporte das partículas sólidas.

Atendendo aos objetivos propostos para a primeira etapa do projeto da sub-bacia do rio da Cachoeira, procura-se inicialmente caracterizar cada um dos fatores acima citados, enfatizando-se as possíveis relações com o comportamento hidrológico da bacia e os seus respectivos papéis na atividade erosiva.

A partir da documentação coligida pretende-se elaborar interpretações preliminares de algumas das relações de causa e efeito dentro do sistema, as quais nortearão a continuidade da pesquisa. Essa abordagem corresponde ao método analítico, e a sua vantagem consiste na possibilidade de uma maior abertura no direcionamento da investigação. Procura-se minimizar, desta forma, tendências que levem a uma visão unilateral, precon

cebida, do processo erosivo nas áreas cobertas pela floresta tropical.

King (1966), Chamberlin (1897) descrevem as seguintes formas de abordagem nos estudos geomorfológicos: a) método indutivo - prende-se à observação dos fatos a partir dos quais as inferências são feitas para direcionar a conclusão. É mais indicado para as questões simples, e sua limitação consiste na visão unilateral do problema. Nos casos mais complexos, a eliminação dos fatos que não satisfazem as argumentações parciais podem gerar distorções na conclusão final; b) método dedutivo - baseia-se na formulação teórica do problema e a qualidade dos resultados depende da natureza das deduções e da sua aproximação ao modelo formulado. Sua limitação consiste no fato de que somente o grupo de feições associadas à teoria são observadas e portanto, não há hipóteses alternativas de trabalho; c) método analítico - nesta abordagem parte-se da observação dos fatos e da classificação das observações para gerar argumentos indutivos que permitam uma primeira generalização. A partir daí, as hipóteses são formuladas e as consequências podem ser deduzidas para o confronto com as observações realizadas. A vantagem do método refere-se à união dos dois métodos anteriores e à imparcialidade no tratamento das várias hipóteses. A princípio todas as observações relevantes têm igual peso, porém as hipóteses podem sugerir novos fatos para observação e teste, possivelmente por experimentação.

A seguir são apresentadas as normas que orientaram a observação de cada fator envolvido na erosão dos solos:

2.1. Fator climático: Precipitações

O estudo do clima é considerado de importância fundamental para a compreensão do comportamento hidrológico e geomorfológico de uma região. Segundo a definição de Sorre o clima é "a série de estados atmosféricos acima de um lugar em sua sucessão habitual" e o significado prático das características climáticas depende do período do ano em que ocorre, da constância de sua atuação e da violência de sua intervenção. Monteiro (1976) adiciona a este conceito, as noções de variabilidade e ritmo; a primeira corresponde à "ruptura na continuidade das situações" e a segunda exprime o "retorno mais ou menos regular dos mesmos estados".

7

No presente trabalho procura-se, por ora, estudar apenas um dos elementos do clima: a precipitação. Esta aparente restrição prende-se basicamente ao fato do impulso pluvial ser considerado "a priori" como responsável primário pela atividade erosiva. Não se exclui em absoluto a influência dos demais elementos do clima, capazes de provocar desajustes entre a energia potencial e o trabalho desenvolvido por cada chuva individual. Entretanto, considera-se que a inclusão de outros elementos esteja mais vinculada à segunda etapa da pesquisa, quando poderá auxiliar a compreensão de condições específicas dos casos individuais submetidos a controle mais intensivo.

Na presente discussão procura-se analisar os dados de precipitação dentro da distribuição da frequência de ocorrência dos eventos de diferentes tamanhos, objetivando atingir a definição da representatividade das diferentes classes de eventos no tempo. A opção tomada respalda-se na constatação de que para o estabelecimento das relações entre os impulsos climáticos e o fenômeno erosivo, as medidas centrais tornam-se pouco significativas por mascararem uma realidade complexa, incapazes que são de denunciarem a conformação das chuvas mais regulares e infrequentes.

Leopold et al (1964) ressaltam que a importância das tendências evidenciadas a partir da análise de frequência insere-se basicamente no contexto que leva à definição do condicionamento hidrofísico dos processos responsáveis pela evolução do modelado. De acordo com Wolman e Miller (1960) a importância relativa dos eventos extremos de alta intensidade e a dos eventos mais comuns é função da sua efetividade geomorfológica. Na identificação de respostas, a partir de impulsos individuais, torna-se bastante difícil avaliar o real significado daqueles menos intensos embora ocorram com maior frequência. Ao contrário, pode-se constatar de imediato a grande eficácia dos impulsos maiores. A frequência de ocorrência dos eventos determina o montante de trabalho efetuado pelos impulsos de diferentes intensidades; os de média e baixa magnitude podem assumir uma participação mais expressiva na evolução geomorfológica de uma região. Isto porque o trabalho mecânico se processa a partir do momento em que é ultrapassado o limite de resistência intrínseco ao sistema (Leopold, 1964; Wolman e Miller, 1960; Howard, 1965 e outros).

A noção de "modo de distribuição" inserida na definição de clima, e que ressalta o ritmo das pulsações ao longo de determinado período, é de importância fundamental para a análise das condições hidrológicas antecedentes aos eventos individuais. A resultante de cada impulso tende a refletir as condições derivadas de eventos anteriores. Considera-se que a abordagem rítmica, segundo a definição de Monteiro (1971), represente uma contribuição analítica mais pertinente à compreensão das anomalias que possam vir a ser detectadas no controle das respostas emitidas pela sub-bacia. Representaria uma etapa de maior detalhamento no controle do fator climático, que atende ao projeto da estação do rio da Cachoeira.

Por ora não se objetiva um estudo climatológico. Pretende-se apenas tentar uma sistematização preliminar das pulsações da precipitação. Para tanto, procurou-se inicialmente sentir a individualidade da área montanhosa em estudo, a partir dos dados registrados pela estação meteorológica do Alto da Boa Vista situada no Alto curso do rio Cachoeira, em comparação com as estações da baixada circundante.

Diferentes escalas de observação foram adotadas (anual, mensal e diária), tendo em vista uma visão de conjunto da distribuição dos eventos no Alto da Boa Vista. Acredita-se que esses resultados possam servir à posteriori de base a um melhor posicionamento dos casos estudados individualmente, e que dessa forma se possa chegar a uma melhor compreensão do somatório de trabalho efetuado por cada classe de impulso ao longo de determinado período.

Os dados submetidos a tratamento referem-se ao período de janeiro de 1967 a dezembro de 1975, inclusive. Os anos de 1966 e 1976 foram excluídos da presente análise, face à operação incompleta da estação. A restrição a um período curto de observação se relaciona à disponibilidade de registros completos, não devendo ser encarada como um obstáculo ao processamento dos estudos. Considera-se apenas que os resultados, por ora apresentados, significam a tentativa de uma primeira aproximação às condições de precipitações da área.

2.2. Fator morfologia

Segundo a definição de Leet e Judson (1958) a bacia de drenagem de um curso d'água "é toda área que contribui para a escoamento superficial e que sustenta parte ou todo o fluxo do canal principal e seus tributários".

Até a década de 50 as descrições de bacias de drenagem e das redes de canais se baseavam em estudos dedutivos e de ordem qualitativa. Após o trabalho pioneiro de Horton (1945) e de outros autores como Strahler (1950, 1952, 1958), Schumm (1956) e Morisawa (1959), os estudos têm tomado um cunho mais quantitativo, capazes de fornecer dados numéricos de valor prático considerável. Entretanto, normalmente tais análises dão maior ênfase à detecção da geometria do relevo do que propriamente à dinâmica envolvida na evolução das formas da topografia.

Horton (1945) se baseia na teoria de que, dentro de um sistema aberto, as feições do relevo e a configuração dos canais fluviais atingem uma condição de estabilidade ("steady-state") independente do tempo, para determinada intensidade do processo erosivo que atua sobre o material de propriedades físicas definidas. Neste estado de "estabilidade" a morfologia está ajustada para transmitir através do sistema apenas a quantidade de detritos e o volume de água produzidos sob o controle do regime climático. O "steady-state" se manifesta pela constância da geometria e os estados transicionais, através de mudanças rápidas da geometria, quando novas feições substituem as antigas.

Na área de estudo, a ausência de formas erosivas e de depósitos mais antigos sugere que as encostas cobertas por regolitos sejam, devido as condições de alta energia, rapidamente reajustáveis. Foge entretanto ao interesse do presente trabalho; responder ao problema relativo à estabilidade das formas do relevo. A escala de tempo das observações representa apenas um momento da história geológica e portanto, no que concerne aos processos ativos, pode-se considerar a topografia como um dos fatores condicionantes do processo erosivo.

Assim, a morfometria não é empregada com o intuito de, a partir dela, deduzir a evolução do relevo. O estudo mor

10

fométrico tem em vista estabelecer uma base descritiva mais precisa da morfologia e, para tanto, utiliza-se alguns parâmetros considerados como os mais expressivos no relacionamento da topografia e da rede de drenagem com a atividade erosiva. Os resultados por ora obtidos deverão constituir subsídios de base para o estudo do comportamento hidrológico da bacia experimental, a ser desenvolvido com maior detalhe na segunda etapa da pesquisa. Deste modo será possível associar a morfologia às demais variáveis envolvidas no sistema, assim como tornar a área de estudo comparável com outras bacias que venham a ser amostradas no futuro, em ambientes diferenciados.

2.3. Fator solo

Através do estudo dos solos pretende-se trazer subsídios à compreensão das condições de erosibilidade ou seja, a facilidade com que os materiais são removidos e transportados vertente abaixo (Leopold, 1964). Embora a literatura apresente tipos de rocha mais erosíveis que outras, considera-se o termo "erosibilidade" ainda vago devido ao estágio, ainda precário, do conhecimento desta propriedade em ambientes diferenciados. Até o presente não se desenvolveu nenhum modelo padrão sobre a erosibilidade dos solos. Entretanto diversos estudos têm demonstrado que a permeabilidade e a agregação relativa ("binding") das partículas de solo constituem fatores importantes para essa definição (Leopold, 1964; André e Anderson, 1961; de Ploey, 1978).

O sistema de distribuição das águas pluviais no solo, incluindo-se as condições de escoamento em superfície e em subsuperfície responde, de certa forma, pela capacidade de remoção e transporte de sedimentos em direção aos canais fluviais. As condições de permeabilidade são definidas em grande parte pelas características físicas dos solos, destacando-se entre elas as distribuições granulométricas e a estrutura dos perfis de solos. Na prática observa-se que a capacidade de infiltração, que constitui a taxa máxima na qual a chuva pode ser absorvida pelo solo, está relacionada à textura da porção mais superficial e à cobertura do solo. A percolação das águas no meio poroso se processa, segundo a lei de Darcy, numa proporção direta à car

ga hidrostática e inversa ao comprimento da camada de solo saturado; significa portanto que a taxa de infiltração pode variar na medida em que o solo superficial se aproxima da saturação, tornando-se gradativamente mais lenta até atingir valores constantes.

As desproporções entre a intensidade da precipitação e a taxa de penetração das águas do solo podem determinar o escoamento superficial: no caso da intensidade da precipitação ser inferior ou igual à capacidade de infiltração, a água não interceptada infiltra em proporções diretas; caso a intensidade da precipitação ultrapasse a capacidade de infiltração, a taxa excedente tende a aumentar (Horton, 1933). Neste último caso a precipitação efetiva pode acentuar-se caso o impacto das gotas de chuva for capaz de promover uma maior compactação do solo ou ainda a vedagem da camada mais superficial, como resultante do processo de erosão por salpico ("splash erosion"). Observa-se portanto, que agentes externos às características dos solos podem promover uma redução da capacidade de infiltração. Da mesma forma outros agentes podem contribuir para um aumento da permeabilidade dos solos, tais como: a atividade biológica, promovendo escavações; os sistemas radiculares, intensificando a absorção por capilaridade; a cobertura florestal, reduzindo o impacto da chuva sobre o solo; etc.

A erosibilidade é função não apenas da força exercida pelo fluxo d'água ("shear stress") mas também da resistência ao cisalhamento ("shear strength") dos materiais que compõem o solo.

A equação de resistência ao cisalhamento ("shear strength") é definida experimentalmente como $s = c + \sigma \tan \phi$ onde, "s" é a resistência ao cisalhamento em unidade de força por unidade de área, "c" a coesão, σ a força normal sobre o plano de cisalhamento e ϕ é definido como o ângulo de resistência ao cisalhamento. Presume-se, portanto, que os fatores que tendem a reduzir a coesão (gerada pelas forças de agregação entre as partículas - "binding forces") ou a fricção interna (interligação das partículas), provocam o aumento da erosibilidade. Fatores tais como a quantidade de matéria orgânica e composição mineralógica das argilas, intervêm na resistência ao cisalhamento (Grim, 1962). Leopold et al (1964) consideram como de maior efeito a influência da distribuição granulométrica e o teor de umidade no solo. O tamanho dos grãos podem atuar de duas formas: a) um pequeno acréscimo no teor de argila pode aumentar a coesão do solo; b) a fricção interna aumenta à medida em que aumenta o diâmetro dos grãos. Portanto, de acordo com os autores citados, quanto mais baixa for a seleção granulométrica do solo maior tenderá a ser a sua resistência ao cisalhamento. Por outro lado, o aumento no teor de água no solo pode promover um decréscimo na resistência ao cisalhamento (Leopold et al, 1964; De Ploey, 1978).

A partir desses conceitos básicos tentou-se, nessa etapa preliminar da pesquisa, definir sub-domínios de solos diferenciados, com base em algumas das suas características físicas: textura, estrutura e espessura. Procura-se dessa forma delimitar ambientes, que associados à geologia e relevo, subsidiarão a amostragem de áreas significativas para estudos posteriores, quantitativos, das propriedades mecânicas dos solos.

Ainda no presente trabalho, desenvolveu-se um primeiro ensaio de controle da área fonte da carga sólida em transporte atual nos canais fluviais, com base na mineralogia das frações arenosas dos depósitos de encosta (solos "sensu amplo") e do fundo dos rios e também na petrografia dos blocos embutidos na matriz coluvial e leito dos rios. Considera-se essa parte como uma ponte significativa à compreensão da dinâmica atual das encostas, embora seja mais uma contribuição de ordem qualitativa.

2.4. Fator cobertura dos solos

O comportamento hidrológico de uma bacia de drenagem está altamente associado à natureza da cobertura dos solos. Tal fato decorre do papel que essa cobertura exerce na intercepção das águas pluviais, na sustentação da umidade ambiental e ainda na absorção das águas pelo solo.

Zinke (1967) considera a intercepção como o processo no qual a chuva é captada pela cobertura vegetal e redistribuída por queda direta ("throughfall"), percolação através dos troncos ("stemflow"), absorção e evaporação. A perda por intercepção refere-se a quantidade de chuva que é retida na porção aérea da vegetação e que em parte é absorvida e em parte retorna a atmosfera por evapotranspiração. A intercepção varia com a densidade da cobertura dos solos. Segundo Zinke (1967) nas áreas florestais a estocagem por intercepção é maior do que para árvores individuais. Com base no mesmo referencial, mostra ainda que a perda por evaporação é menor no primeiro caso do que no segundo. Em relação ao "stemflow", o mesmo ocorre a partir de determinadas condições de chuvas, podendo captar cerca de 1 a 5% do total precipitado. Rowe (1955), Helvey (1964), Helvey e Patrick (1965) incluíram as perdas por evaporação das águas esto-

13

cadadas nas camadas de "litter" da superfície de florestas como perda por interceptação. A cobertura superficial dos solos intervem ainda na distribuição de águas no solo. A literatura resalta os efeitos no aumento do ritmo da infiltração, retardando o escoamento superficial, quando os sistemas radiculares reforçam a absorção por capilaridade; por outro lado a vegetação pode atuar também no sentido de reduzir o impacto direto das chuvas, minimizando a compactação das partículas do solo e, portanto, aumentando a permeabilidade. Estudos experimentais têm demonstrado que a infiltração seria maior nas áreas florestadas do que em áreas de cultivo. Tal fato não representaria necessariamente apenas um reflexo da associação vegetal presente, mas resultaria principalmente de uma cobertura mais expressiva de detritos orgânicos semi-decompostos - "litter" (Musgrave, 1947). O "litter" atuaria no sentido de evitar o impacto direto da chuva, a compactação do solo e também a vedagem da porção superficial por partículas finas liberadas na erosão por salpico.

A partir desses conceitos pode-se dizer que a modificação da cobertura dos solos, promoveria variações no comportamento hidrológico de uma determinada área, afetando dessa forma a dinâmica envolvida nos processos geomorfológicos. Na área de estudo tem-se o conhecimento da ocorrência de formas distintas de uso dos solos, em tempos passados, o que gerou a degradação da cobertura florestal primitiva. Em consequência, supõe-se que a atuação dos processos erosivos tenha sido intensificada durante um determinado período, não se sabendo ainda até que ponto os processos hoje atuantes sobre as encostas, sofreriam reflexos diretos dessas mudanças ambientais pretéritas.

Em decorrência do exposto acima, considerou-se importante abordar o fator "cobertura dos solos" a partir da própria evolução da ocupação dos solos na região, tomando-se por base os documentos históricos e trabalhos desenvolvidos principalmente por biólogos. Em seguida procurou-se mostrar a configuração atual da vegetação na área, também a partir de bibliografia específica da região. Quanto à análise da interferência da vegetação na atividade erosiva, resolveu-se por ora, adotar observações empíricas e um documentário fotográfico das diferentes situações observadas. Trata-se portanto de

14

uma abordagem descritiva preliminar, de ordem qualitativa, a partir da qual espera-se encaminhar, num futuro próximo, o estudo quantitativo das relações entre a cobertura dos solos e todo o sistema que envolve o desencadeamento da atividade erosiva nas encostas florestadas do Maciço da Tijuca. Acredita-se que com o apoio de biólogos, o objetivo possa ser atingido na segunda etapa do programa de pesquisas da estação experimental do Alto Rio Cachoeira.

Tendo sido efetuado um primeiro levantamento de alguns dos fatores que afetam a erosão dos solos, procurou-se então realizar uma avaliação preliminar de efetividade das águas pluviais na bacia experimental. A meta desse estudo introdutório prende-se à necessidade de sentir nas suas grandes linhas os problemas que poderão vir a ser estudados com detalhe no futuro próximo, sob um controle mais efetivo das interações dos impulsos climáticos com os fatores físicos acima relacionados.

Tendo em vista a opção de trabalhar a partir dos casos de chuvas individuais ("storm to storm"), procurou-se seguir, com medidas pontuais, a variação de cota do rio e da carga de sedimentos em suspensão, as curvas de fluxos individualizados. Tanto a amostragem como a análise dos dados obtidos, seguiram a rotina clássica usada na Hidrologia (ver detalhes no capítulo 6).

3. CONDIÇÕES REGIONAIS

A área de estudo representa uma sub-bacia formadora do rio Cachoeira, no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro. Este maciço localizado entre os paralelos 22°55'S e 23°00'S e os meridianos 43°11'W e 43°19'W, apresenta altas escarpas e pontões rochosos, com orientação geral E-W.

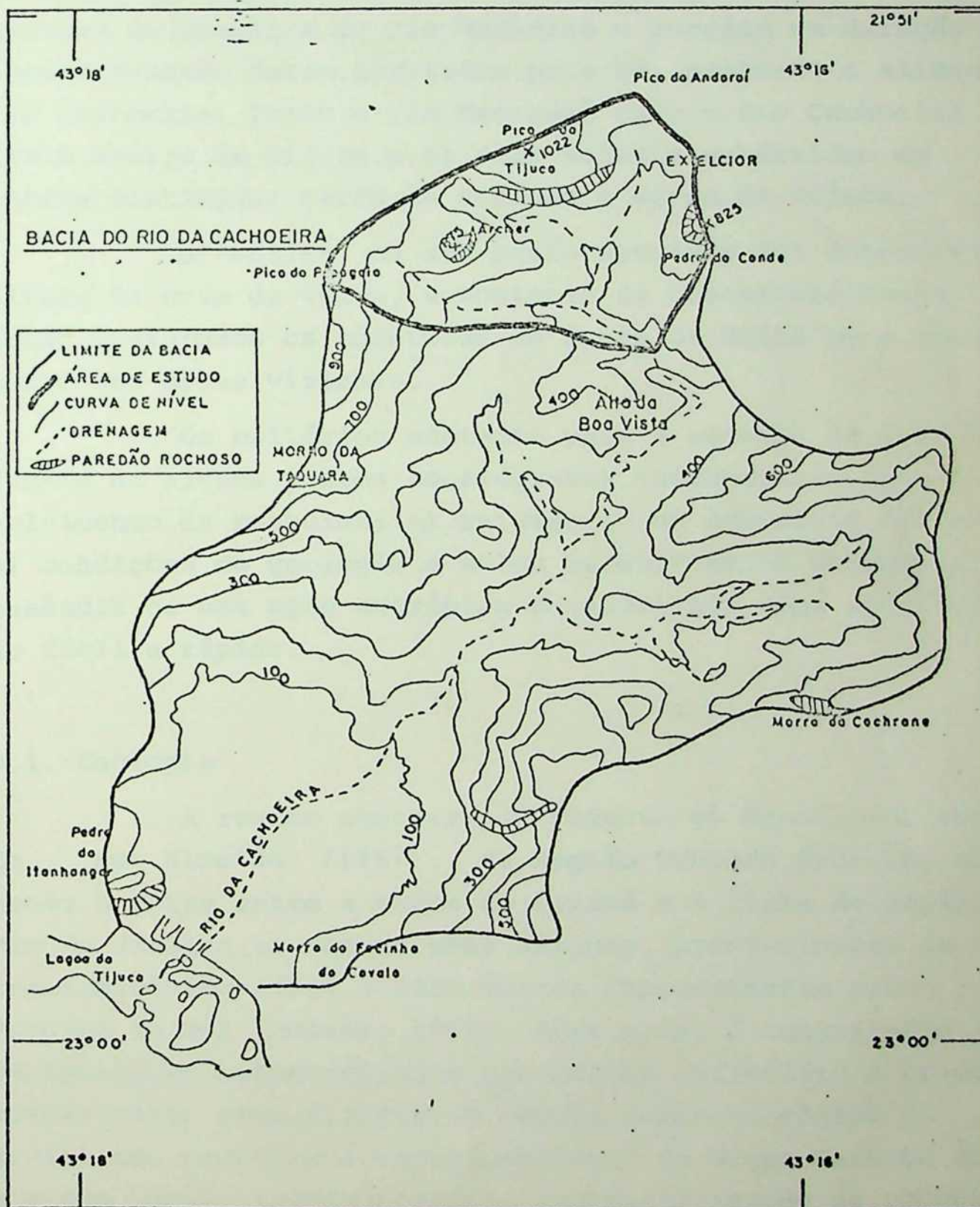


Fig. 1 - A bacia do rio Cachoeira: Localização da área em estudo

A sub-bacia do rio Cachoeira está limitada ao norte pelo pico da Tijuca (1022 m), a oeste pelo pico do Papagaio (933 m) e a leste pela pedra do Conde (821 m). Ao sul os divisores são rebaixados o que dá a sub-bacia, uma forma geral triangular, de aspecto assimétrico.

A área é drenada por três canais principais - rios da Caveira, Tijuca e Cascatinha. Esses canais pertenciam ao sistema de drenagem do rio Maracanã e corriam na direção NE. No século passado foram desviados para SW, passando a alimentar o rio Cachoeira. Tanto o rio Maracanã como o rio Cachoeira drenam o maciço da Tijuca e os seus vales o subdividem em duas serras distintas: serra da Carioca e serra da Tijuca.

O "outlet" da sub-bacia estudada foi determinada à altura da cota de 462 m, a montante da Cascatinha Taunay onde estão instalados os coletores de águas da CEDAE para abastecimento das áreas vizinhas.

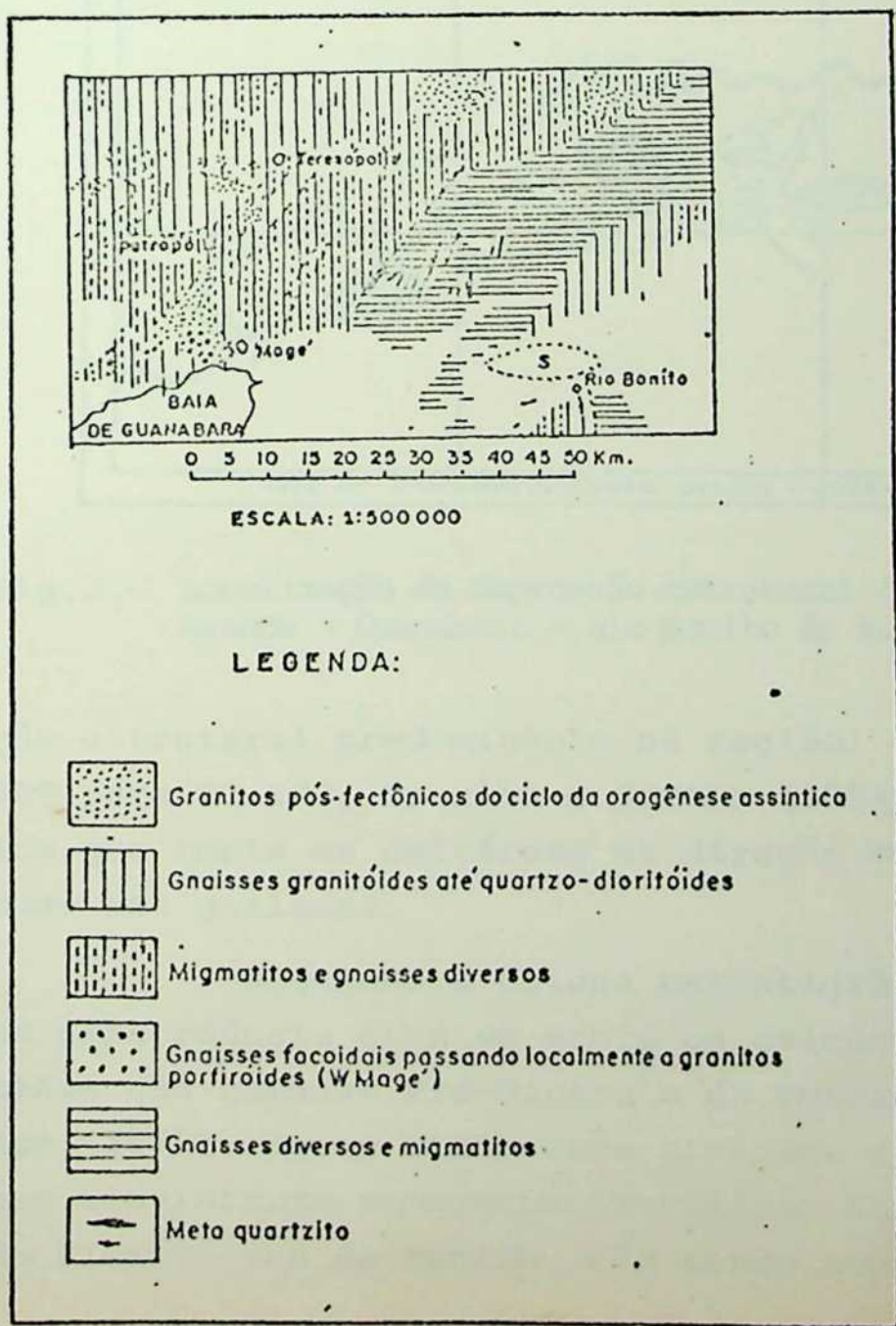
Os critérios adotados para a escolha da área basearam-se em alguns pontos considerados fundamentais para o desenvolvimento da pesquisa: a) existência de cobertura florestal; b) condições de geologia e solos relativamente homogêneas; c) ausência de uma ação antrópica sensível nos dias atuais; d) acesso fácil e rápido.

3.1. Geologia

A região costeira do Sudeste do Brasil foi denominada por Almeida (1967) de Região Dobrada Sudeste, abrangendo a faixa entre a bacia do Paranã e a linha de costa. No Rio de Janeiro as rochas mais antigas, provavelmente de idade transamazônica (1800 a 2000 Ma) são representadas pelo Grupo Paraíba do Sul (Rosier, 1965). Este grupo é constituído por paragnaisses metamorfizados nos facies anfíbolito e granulito, parcialmente migmatizados. O evento termo-tectônico do ciclo Brasileiro provocou o rejuvenecimento do Grupo Paraíba do Sul e a sua remobilização parcial, individualizando as rochas altamente metamorfizadas do Grupo Serra dos Órgãos. De acordo com Rosier (1965) este grupo consiste de um complexo migmatítico

onde predominam migmatitos diversos, gnaisses granitoides e granitos de anatexia. Granitos intrusivos pós-tectônicos são associados ao início do Paleozóico (Herz, 1959) e, com os pegmatitos associados, constituem a porção mais jovem do substrato rochoso regional, ocupando grandes extensões dos maciços da Tijuca e Pedra Branca (Leonardos e Fyfe, 1974).

Após o término do ciclo Brasileiro verificou-se uma estabilização da plataforma brasileira, que perdurou até o Permiano quando teve início um processo de soerguimento crustal abrangendo a atual região costeira entre o Espírito Santo e o Rio Grande do Sul. Este soerguimento teve a sua expressão máxima no Eo-Cretáceo e culminou com fraturamentos generalizados do embasamento cristalino nas direções dos principais lineamentos pré-existentes (NE-SW, direção principal; NW-SE, direção secundária). Estas linhas de fraqueza representaram condutos para generalizado vulcanismo basáltico (120-130 Ma).



No fim do Cretáceo e início do Terciário as fraturas renovaram-se por várias vezes nas mesmas direções, com intrusões sucessivas de rochas alcalinas. No Rio de Janeiro estes corpos intrusivos ocorrem em Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguã, Mendanha etc. Numerosas foram as consequências destas reativações: grandes falhas antigas foram rejuvenecidas; vasto sistema de fraturas surgiu na costa e na plataforma continental atual, evidenciando

Fig. 2 - Esboço da Geologia do substrato cristalino de acordo com Rosier (1965)

das pela pesquisa de petróleo. As falhas responsáveis pela formação das serras litorâneas assim como o vulcanismo alcalino seriam fenômenos ligados a estas novas fases de reativação.

As informações sobre a sedimentação do Terciário na região da Guanabara são provenientes, em grande parte, dos estudos desenvolvidos na bacia calcárea de São José de Itaboraí (RJ). Os depósitos calcáreos, de acordo com Leinz (1938), Beurlen e Sommer (1954), Couto (1952) e outros, tiveram sua origem relacionada as fontes termais, as quais estariam ligadas ao diastrofismo que atingiu a província da Guanabara durante o Cretáceo e o início do Terciário. A bacia de Itaboraí encontra-se deformada por diastrofismo posterior a sua formação. Ruellan (1944) mostrou que os calcáreos tem direção geral N6 2°E (dire

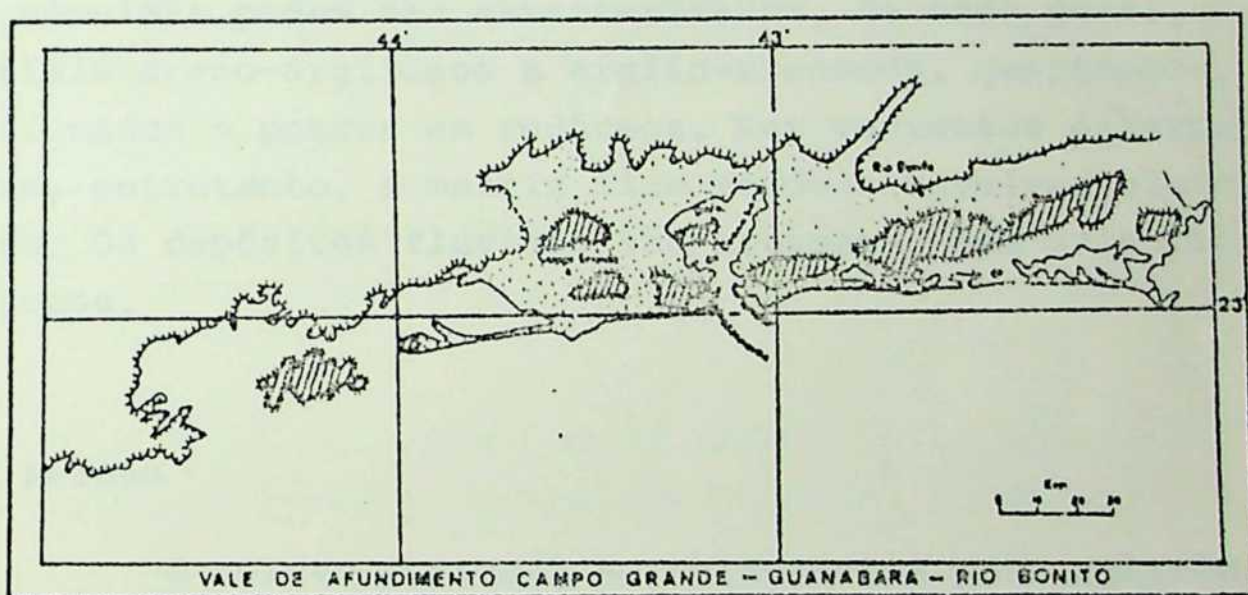


Fig.3 - Localização da depressão estrutural (vale de afundimento) Campo Grande - Guanabara - Rio Bonito de acordo com Freitas (1951:203).

ção estrutural predominante na região) e mergulham cerca de 30° para S2 8°E. Beurlen e Sommer (1954) diagnosticaram uma falha que corta os calcáreos na direção ENE, milotizando-o assim como aos gnaisses.

Seguindo a coluna estratigráfica regional aparecem, em discordância erosiva sobre os calcáreos de Itaboraí os depósitos das camadas Pré-Macacu e da Formação Macacu (Meis e Amador, 1978). Estes sedimentos arenosos e argilosos de antigos cones aluviais, que representam o Terciário Superior e talvez o início do Pleistoceno da região, vêm sendo considerados como partes in

14

tegrantes do Grupo Barreiras, e localizam-se ao longo do "graben" Campo Grande - Guanabara - Rio Bonito. Afloram também ao longo do litoral, na baixada de Jacarepaguá (Roncarati e Neves, 1976).

No Pleistoceno Médio e Superior ocorreram sucessivas fases de coluvionamento. Depósitos de encosta (associados à morfologia das "rampas") interdigitam, nas áreas de baixada, com os sedimentos fluviais (Meis et al, 1977). Na orla litorânea, baixada de Jacarepaguá, Roncarati e Neves (1976) descrevem o mergulho dos depósitos dos leques aluviais e sedimentos fluviais por sob o complexo flúvio-marinho responsável pela progradação do litoral.

Do ponto de vista litológico os depósitos e/ou leques aluviais podem ser caracterizados, de modo geral, como materiais areno-argilosos a argilo-arenosos, quartzosos, mal selecionados e pobres em rudáceos. Nas vertentes escarpadas das serras, entretanto, a matriz fina tende a envolver blocos e matácões. Os depósitos fluviais são arenosos, bem selecionados, a argilosos.

3.2. Relevo

O relevo regional se caracteriza pela existência de dois grandes sistemas montanhosos de direção aproximada E-W (maciços litorâneos e Serra do Mar), separados por região de baixada. A baía de Guanabara atinge a sua extensão máxima no domínio da baixada interiorana, estreitando-se na faixa do alinhamento dos maciços litorâneos. Entre estes últimos e o mar, ocorrem as baixadas costeiras (Maricá, Jacarepaguá, Sepetiba etc.), alongadas e estreitas.

Em secção transversal, tanto os maciços litorâneos como a Serra do Mar apresentam uma geometria assimétrica. As vertentes meridionais, em especial na Serra do Mar, mostram sempre gradientes sensivelmente superiores às encostas opostas. Esta característica do relevo tem sido interpretada pela maioria dos autores (Ruellan, 1944; De Martonne, 1943; Freitas, 1951 ;

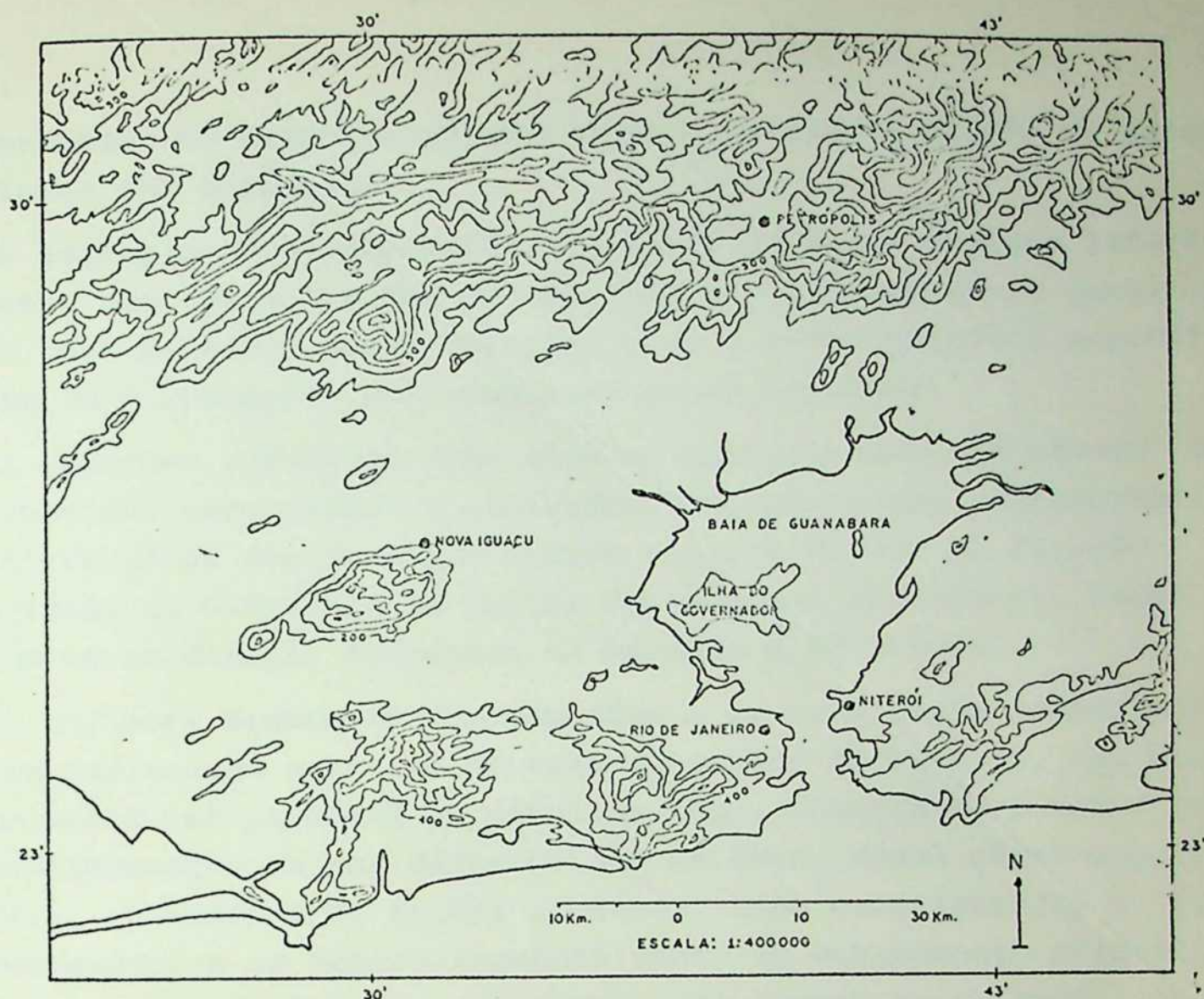


Fig. 4 - Grandes traços do relevo regional. Curvas de nível com equidistância de 200 m

King, 1956 etc.) como resultante da tectônica de bloco ligada aos eventos do final do Mesozóico e início do Cenozóico.

Em consequência destas propriedades do relevo, os sistemas hidrográficos que drenam as encostas voltadas para o mar são caracterizados pela presença de canais mais curtos e de gradientes mais altos. O contato com as áreas de baixada, geralmente brusco, se reflete numa rutura nítida do declive nos perfis longitudinais dos cursos d'água. A justaposição de segmentos com gradientes bastante diferenciados vai se refletir no comportamento hidrológico da rede de drenagem: enquanto nas encostas íngremes os cursos d'água tendem a apresentar um regime torrencial, nas áreas de baixada - onde aos baixos gradientes está associada a influência das marés - ocorrem efeitos de remanso.

Em resumo, pode-se distinguir na região quatro grandes domínios de formas de relevo: as escarpas pouco dissecadas dos maciços montanhosos; os esporões rebaixados das serras, fragmentados pela ação erosiva; as colinas isoladas ou

21

agrupadas em pequenos aglomerados; e os fundos planos ou quase planos das depressões.

a) escarpas pouco dissecadas da serra do Mar e maciços litorâneos: ocorrem altitudes de até 2000 m e apresentam-se geralmente como paredões muito íngremes onde a rocha aflora à superfície ou é recoberta por regolitos pouco espessos.

b) esporões rebaixados das serras: correspondem aos níveis de ombreiras escalonadas a altitudes variadas e que representam os interflúvios dos rios que descem a serra do Mar em direção a Baixada da Guanabara. A partir dos maciços litorâneos, inclinam-se na direção do centro da baixada e do litoral.

c) colinas: seguem-se aos esporões e os seus topos apresentam uma inclinação geral em direção ao centro da baixada. Nas áreas de maior rebaixamento do nível do topo, observa-se a maior compartimentação da sua distribuição na área. Nesse nível topográfico, sobressaem as formas convexas, tipo meia-laranja, e que correspondem ao retrabalhamento tanto do embasamento cristalino como dos depósitos pertencentes ao "grupo Barreiras".

d) fundo das depressões: constituem o ambiente holocênico marcado por uma topografia horizontal a sub-horizontal ("valley flats"), contendo pequenos degraus e que acompanham os médios cursos dos canais de drenagem como faixas de extensão lateral variável.

3.3. Clima

De acordo com a fig. 5 verifica-se que predomina na área da baixada o clima "Aw" segundo a classificação de Köppen. Nas encostas atlânticas das áreas montanhosas os totais de precipitação aumentam e as chuvas tornam-se melhor distribuídas durante o ano - climas "Am" e "Af". A redução da temperatura média anual no topo das serras leva à caracterização de clima "Cf" (clima tropical de altitude, Gallego, 1971).

Pelo método do balanço hídrico de Thornthwaite (Maio, 1978) verifica-se que nas regiões de baixada ocorrem pequenos déficits no período de inverno - estações de Bangu e Santa Cruz

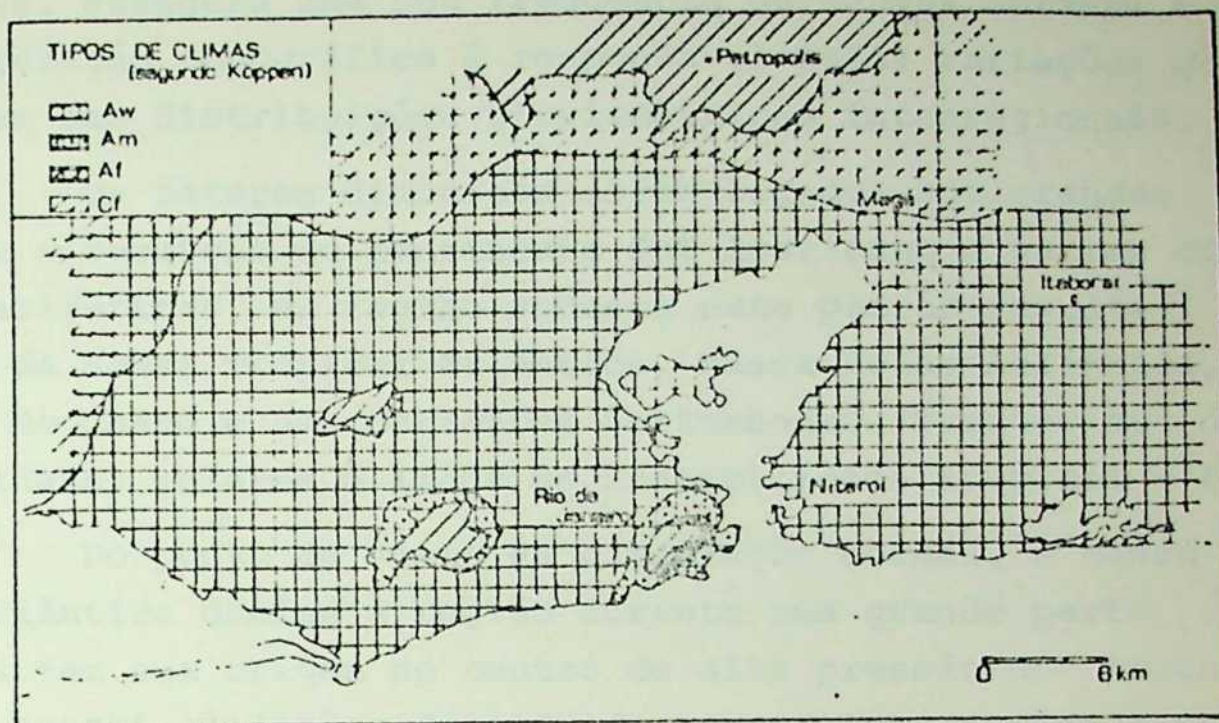


Fig. 5 - Tipos de clima da região da Guanabara classificados de acordo com Köppen. Mapeamento reproduzido do trabalho sobre a região metropolitana do Rio de Janeiro elaborado pela Secretaria de Planejamento e Coordenação do Governo da Guanabara, Assessoria de Geografia e Estatística

- o qual, no caso da estação de Jacarepaguá, prolonga-se pela primavera. O Alto da Boa Vista como as demais estações serranas apresenta excedentes o ano inteiro.

Diversos autores têm descrito as condições climáticas que vigoram no SE brasileiro, dentre os quais Nimer, (1971 e 1972); Gallego (1971); Monteiro (1969); etc.

O clima da região resulta da interferência de fatores de ordem estática e de natureza dinâmica. Dentre os fatores estáticos ressalta-se a influência da posição geográfica e da topografia. No primeiro caso considera-se que a latitude expõe a área à intensa radiação solar que, associada à proximidade do litoral e à presença de extensos aglomerados urbanos, possibilita uma grande concentração de núcleos de condensação nas camadas inferiores da atmosfera e um acréscimo das precipitações. No que diz respeito à topografia, os maciços litorâneos erguem-se a altitudes máximas entre 1000 e 1200 m em meio a zona de baixada, de extensão variada. Mais para o interior levanta-se outro escarpamento montanhoso: a serra do Mar. A presença de um relevo acidentado opondo-se à trajetória das corren-

tes de ar, assegura uma boa frequência de chuvas durante o ano. A configuração topográfica é responsável pelas variações quantitativas das distribuições pluviométricas intraregionais.

Os fatores dinâmicos estão ligados aos grandes padrões de circulação do continente Sul Americano e bacias oceânicas periféricas. Na região sudeste este padrão resulta da atuação da Massa Tropical Atlântica, Massa Polar Atlântica, Depressão do Chaco e das Correntes Perturbadas (Frentes ou descontinuidades polares e linha de instabilidade tropical - IT).

Do ponto de vista da circulação normal, a Massa Tropical Atlântica domina a região durante uma grande parte do ano. Ela tem sua origem no centro de alta pressão do Atlântico sul; possui condições de elevada temperatura devido a intensa radiação solar nas latitudes baixas e umidade específica alta em função da evaporação marítima. Ao ser barrada pelo obstáculo montanhoso, torna-se predisposta à instabilidade. Do seu encontro com a Massa Polar Atlântica, proveniente do anticiclone polar, originam-se as Frentes Polares.

As frentes polares que assumem a trajetória Atlântica tem importância para a região SE no período correspondente ao verão. É nesse período que o percurso marítimo torna-se mais usual o que lhe confere uma maior umidade específica. A sua progressão, entretanto, é limitada e torna-se semiestacionária entre os paralelos de 20° a 24° lat S, por 2 ou 3 dias, ocasionando instabilidade por ascensão frontal. Tais perturbações possibilitam uma elevada concentração de chuvas nas áreas serranas e proximidades, e estão relacionadas, em grande parte, à instabilidade frontal e pós-frontal. Antecedendo a frente fria ocorre uma instabilidade pré-frontal, que parece não contribuir significativamente para os totais precipitados, apesar de sua elevada frequência.

A depressão do Chaco é uma baixa térmica, localizada na parte central do Continente Sul Americano. Sua expansão provoca calmarias ou correntes de noroeste no Rio de Janeiro, principalmente durante o verão.

3.4. Solos

O solo pode ser conceituado de diferentes maneiras. De acordo com a definição do "American Geological Institute" (1976) o solo corresponde aos materiais da crosta que foram modificados por agentes físicos, químicos e biológicos tornando-se capazes de dar suporte às raízes das plantas. Ainda que a definição de solo possa se diferenciar dentro das visões geológica e pedológica considera-se, no presente trabalho, que os solos representam toda a zona intemperizada - desde a superfície do terreno até a rocha sã (de acordo com Leopold et al, 1964).

Os regolitos resultam da superposição de eluvios (rocha alterada "in situ") e depósitos de encosta (talus e coluvios). Os domínios serranos apresentam de modo geral uma pequena parcela de encostas de fortes declives e que correspondem às zonas de paredões rochosos. Pequenas reduções no ângulo da encosta, associadas a condições estruturais, como diáclases curvas, já permitem o desenvolvimento incipiente de solos orgânicos. Estes são geralmente recobertos por uma vegetação rasteira cujo sistema de raízes muito finas, adere a rocha sã, penetrando pelas diáclases.

Nas encostas montanhosas do Rio de Janeiro, em geral, os eluvios são pouco desenvolvidos podendo ser mais expressivos nos esporões, principalmente, no domínio do substrato gnáissico. A literatura ressalta que a ação do intemperismo nos gnaisses é intensa, tanto mais quanto maior seja a riqueza em fe-minerais (Helmbold, 1967). A riqueza em biotita é mencionada como um importante fator na redução da resistência da rocha à alteração química (Biro, Pi 1960); Dumanowski, 1964). Por outro lado, os gnaisses de textura faciodal (granitoides) e os granitos de granulação grosseira resistem mais a decomposição química.

A espessura dos eluvios tende a decrescer com o aumento do ângulo da encosta. Com efeito, nas áreas tropicais úmidas a literatura ressalta que sob inclinações inferiores a

25°, os eluvios tendem a ser mais espessos enquanto que em declives superiores a 45° a capa eluvial tende a se tornar gradativamente mais fina, sendo os perfis menos desenvolvidos (Pichler, 1957; Bakker e Müller, 1957).

No domínio das colinas rebaixadas o manto de intemperismo pode atingir dezenas de metros de profundidade. Nas secções das estradas observa-se a rocha alterada "in situ" superposta por espessos mantos coluviais.

Monteiro et al (1974) estudando os eluvios na região do Rio de Janeiro observaram variações petrográficas entre os mantos alterados nos granitos e gnaisses. A partir da razão quartzo/feldspato verificaram nos granitos de granulação mais grosseira que próximo à frente de intemperismo ocorre uma maior concentração de feldspatos em relação ao quartzo, enquanto que na porção mais alterada verifica-se o inverso ou seja, aumenta o teor em quartzo em detrimento dos feldspatos. A este decréscimo dos feldspatos corresponde um aumento no teor em silte e argila. Nos gnaisses amostrados, o alto teor em silte e argila também parece corresponder à baixa taxa de feldspatos o que, de certa forma, expressa uma maior alteração sobre este tipo de rocha. Resaltam ainda que em ambas as litologias o teor em feldspato tende a aumentar nas frações mais finas (+ 3φ) em relação às frações maiores (+ 1φ) pela própria fragmentação dos cristais ao longo dos planos de clivagem.

Os fundos de vale podem mostrar o afloramento do embasamento não alterado (áreas serranas) ou espessa sequência de depósitos arenosos e argilosos (zona da baixada).

No que diz respeito à taxonomia dos solos - "sensu stricto" ou pedológico - os solos da região tem a seguinte distribuição:

a) áreas montanhosas: sobressai a ocorrência de grandes extensões de latossolos. Apresentam de modo geral perfis profundos com contrastes pouco nítidos entre os diferentes horizontes. Os teores em argila tendem a crescer no horizonte B caindo sensivelmente no C. São considerados como solos porosos, friáveis e

26

resistentes à erosão das encostas. Localmente aparecem ainda os solos tipo Litossolo e Cambissolo. O primeiro restringe-se às áreas de relevo mais íngremes, onde o manto de intemperismo apresenta-se pouco desenvolvido. O último representa um estágio de pedogênese intermediário entre o latossolo e o litossolo (Com. Solos, M.A., 1958).

b) patamares das serras litorâneas: predomina o grupo dos solos podzólicos.

c) colinas rebaixadas: no substrato precambriano os solos são classificados como podzólicos vermelho-amarelos. Muito arenosos à superfície e argilosos em profundidade, são considerados como sujeitos à erosão acelerada quando cultivados. Sobre os "tabuleiros terciários" aparecem os regossolos.

d) fundos de depressões: trata-se do domínio dos solos hidromórficos.

3.5. Vegetação

Todas as descrições e classificações que se possa vir a fazer das associações florísticas presentes na área da baía da Guanabara tenderão a espelhar a interferência, muitas vezes brutal, da expansão urbana do Grande Rio e das atividades agro-pastoris periféricas. A penetração do homem se faz sentir de maneira marcante até nas porções mais declivosas da encosta da serra, onde a vegetação tende a ser periodicamente destruída pela "queimadas".

A baixada inundável. De acordo com Magnanini (1965) uma das maiores concentrações de manguezais do sudeste do Brasil era antigamente encontrada na baixada periférica à baía de Guanabara. As formações de mangue devem ter-se restringido às áreas baixas de solos argilosos periodicamente mergulhados em águas com teor salino. Fisionomicamente os manguezais apresentavam-se com formações arbustivas ou semi-arbóreas de aspecto homogêneo, caracterizando-se pelas raízes adventícias, suportes ou

27

pneumatóforas, típicas do "mangue vermelho" (*Rhizophora mangle*), "mangue siriba" (*Avicennia tormentosa*) e "mangue branco" (*Laguncularia recennosa*).

Além dos manguezais, quase que totalmente desaparecidos, também podem ser considerados como característicos da baixada alagadiça as associações vegetais conhecidas como de "brejo". Os brejos ocupam grandes áreas nos baixos cursos dos rios que desaguam no interior da baía da Guanabara e são constituídos por inúmeras comunidades, todas elas de fisionomias graminóides.

A baixada não inundável e as colinas. A vegetação que preteritamente ocupava a baixada seca, Magnanini (1965) dão o nome de "Formação da Baixada Atlântica" (tipo *Pluviisilvae*). O mesmo autor considera-a como uma unidade que se diferencia da "Floresta latifoliada tropical úmida da encosta" por nela não se encontrar tanta riqueza em fetos arborescentes e pela sua fisionomia menos exuberante (de acordo com os vestígios encontrados no rio Una, estado do Rio de Janeiro). As formações devem ter apresentado árvores altas mas de diâmetro bem menor que das florestas de encostas, sendo também o seu sub-bosque menos intrincado.

De acordo com a Comissão de Solos do Ministério da Agricultura (1958) o que se observa presentemente nas zonas de baixada seca é uma gama de transições entre as fases pioneiras de colonização vegetal e as escassas relíquias da vegetação climax. No decorrer da sucessão, as comunidades graminóides são substituídas por comunidades de pequenos arbustos, seguindo-se um tipo arbustivo muito aberto que, por sua vez, pode ser substituído por vegetação arbustiva mais densa e alta, vulgarmente conhecida como "capoeira".

As encostas das serras. Nos paredões dos relevos altos e íngremes tende a aparecer a Formação da encosta Atlântica ou floresta pluvial costeira de montanha (Mata Atlântica), cujas árvores podem alcançar 20 a 30 m de altura. É uma floresta exuberante, nitidamente úmida, sendo classificada como higrofítica. Os seus componentes arbóreos (*Cedrela fissilis*, *Cariniana excelsa*, *Chorisia speciosa*, *Cabralea eichleriana*, *Nectandra* sp,

Rapanea brasiliensis, etc.) são cobertas por intrincada associação de comunidades epifíticas de bromeliáceas, orquidáceas, aráceas e pteridófitas.

Para mais detalhes sobre a frequência de Rapanea brasiliensis em outras localidades, consulte o Atlas de Rapanea, elaborado por R. S. G. de Almeida, 1957 e 1958.

Para mais detalhes sobre a frequência de Rapanea brasiliensis em outras localidades, consulte o Atlas de Rapanea, elaborado por R. S. G. de Almeida, 1957 e 1958.



4. FATOR ATIVO

4.1. Clima: As precipitações

Uma primeira preocupação no desenvolvimento dos trabalhos voltou-se à caracterização da pluviosidade da área em estudo, estação do Alto da Boa Vista, comparando-a com as estações localizadas nas baixadas circunvizinhas, dentro do período de 1967 a 1975.

Para tanto considerou-se a frequência de distribuições anuais e mensais de chuvas na área em estudo em comparação com as áreas de Jacarepaguá, Praça XV e Penha. Essas áreas estão relativamente próximas, porém apresentam-se sob diferentes condições fisiográficas: 1) Alto da Boa Vista (vertente Atlântica do Maciço da Tijuca, a 350 m de altitude); 2) Jacarepaguá (a NW da área anterior, no sopé do referido maciço, a 12 m de altitude); 3) Praça XV (a NE, entre o maciço e a baía de Guanabara, a 0 m); 4) Penha (ao N, na baixada, ao reverso do Maciço da Tijuca).

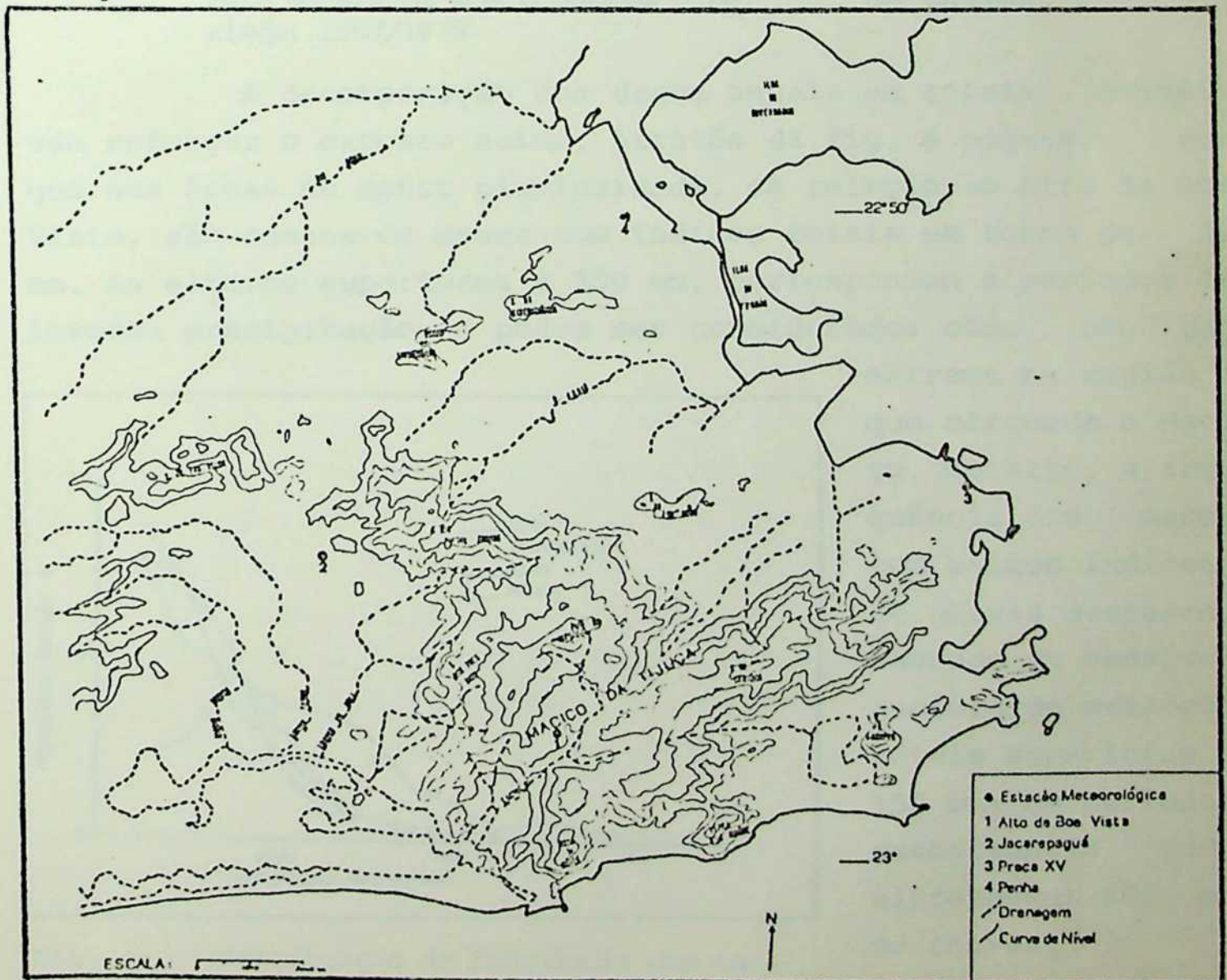


Fig. 6 - Localização das estações meteorológicas: 1) Alto da Boa Vista; 2) Jacarepaguá; 3) Praça XV; 4) Penha

Pela análise comparativa das tendências na frequência de distribuição dos totais anuais de chuvas (fig.7), percebe-se claramente que os índices superiores a 2000 mm são habituais no Alto da Boa Vista, podendo em anos excepcionais ultrapassar a 3000 mm. Nas demais áreas os valores tornam-se mais frequentes em torno de 1000 a 1500 mm, evidenciando uma desigualdade de bastante acentuada na distribuição de chuvas.

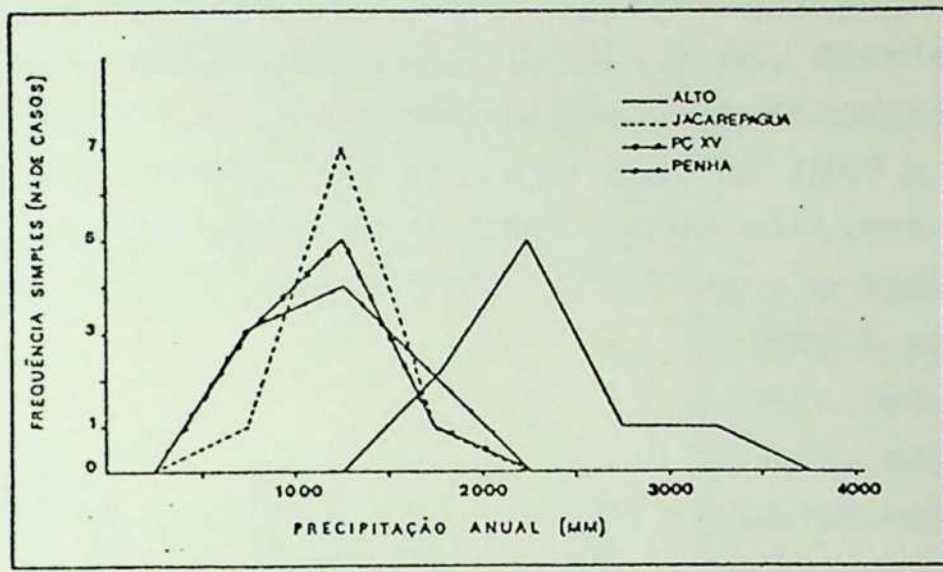


Fig. 7 - Distribuição de frequência dos totais anuais de precipitações - período: 1967/1975

A decomposição dos dados anuais em totais mensais vem reforçar o exposto acima. Através da fig. 8 pode-se ver que nas áreas de menor pluviosidade, em relação ao Alto da Boa Vista, são comuns os meses com índices totais em torno de 50 mm. As alturas superiores a 250 mm, correspondem a períodos de intensa precipitação, e podem ser considerados como condição extrema na região que circunda o Maciço.

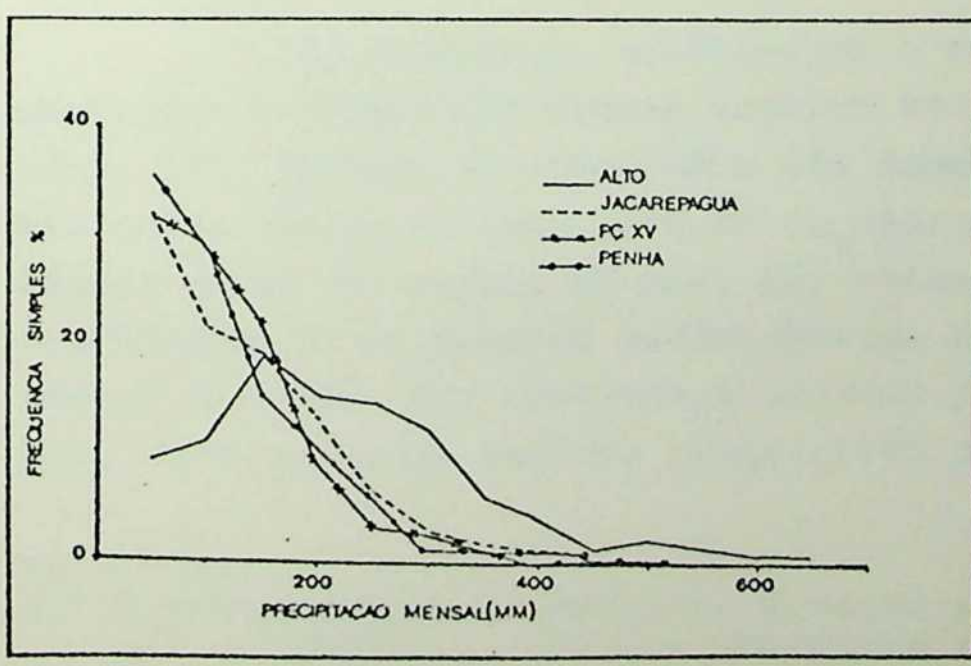
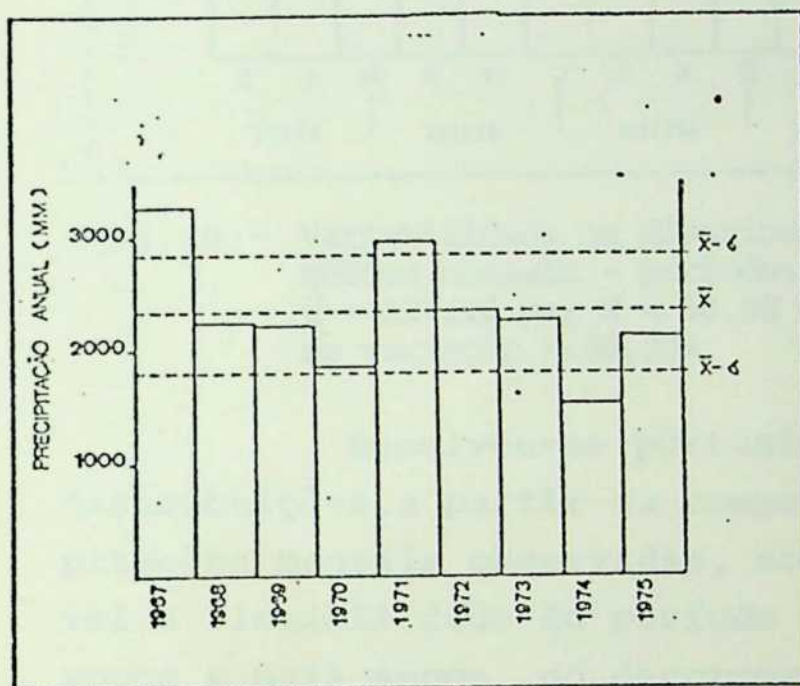


Fig. 8 - Distribuição de frequência dos totais mensais de precipitações - período: 1967/1975

extrema na região que circunda o Maciço. No Alto, a frequência dos meses com baixos índices de chuvas decresce, havendo um sensível aumento de meses com totais superiores a 150 mm: em períodos excepcionais pode ultrapassar 600 mm de chuvas.

4.1.1. Alto da Boa Vista: variações anuais e sazonais

Os valores de precipitações anuais, registrados pela estação meteorológica do Alto da Boa Vista apresentaram desvios considerados pouco significativos, durante o período estudado: média amostral, $\bar{x}=2329.8$ mm, desvio padrão amostral, $s=517.07$ e, conseqüentemente, coeficiente de variação amostral $c_v=22,2\%$ (ver fig. 9). Os anos de 1967 e 1974 destacaram-se como sendo respectivamente o mais pluvioso (3293.6 mm) e o de me-



nor contribuição de chuvas (1593.6 mm). Conforme foi descrito anteriormente, os totais anuais mais frequentes, apresentaram-se entre 2000 e 2500 mm, o que torna mais expressivo o valor médio obtido. Sendo pouco notáveis as flutuações nos totais anuais, procurou-se então decompor cada ano em totais mensais, numa tentativa de avaliar o regime de distribuição.

Fig. 9 - Variabilidade na distribuição dos totais anuais: $\bar{x} = 2329.8$ mm; $S = 517.07$ mm; Coeficiente de variação = 22.19%

Inicialmente, calculou-se o valor médio dos índices mensais e a dispersão desses valores em torno da média global (fig. 10). Embora os resultados não demonstrassem contrastes marcantes ($\bar{x}=194.16$ mm; $s=58.98$ ($c_v=30.38\%$), uma primeira tendência geral do regime já pode ser evidenciada: esboçou-se a ocorrência de um período menos chuvoso nos meses correspondentes ao inverno, não chegando a definir porém uma estação seca (1). Observa-se um aumento progressivo dos totais mensais com

(1) A conceituação de mês seco é ainda polêmica, na medida em que a própria literatura demonstra controvérsias à respeito. Pelo sistema de Köppen, o índice de 60 mm determinaria um mês seco. Acredita-se entretanto, na relatividade desse conceito, que deve ser expresso a partir de contrastes marcantes com o próprio padrão habitual das ocorrências, em cada região.

a aproximação do verão, mantendo-se elevados até meados do outono. Contudo, esses resultados são bastante simplificados pelo próprio fato de serem provenientes de dados médios, os quais tendem a mascarar em demasia a real amplitude das variações mensais.



Fig.10 - Variabilidade na distribuição dos índices médios mensais - período: 1967/1975:
 $\bar{x} = 194.16 \text{ mm}$; $S = 58.98 \text{ mm}$; Coeficiente de variação = 30.38%

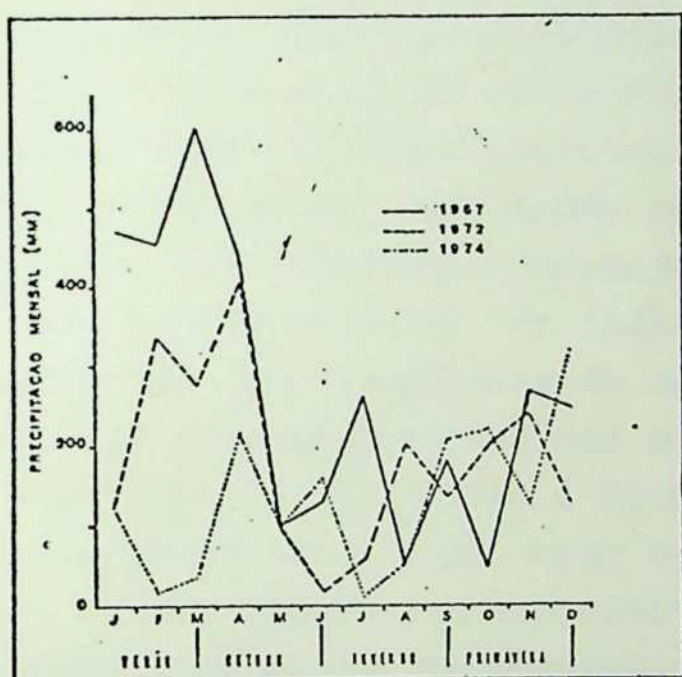
Resolveu-se portanto discriminar o comportamento das distribuições, a partir da comparação entre as alturas das precipitações mensais observadas, nos nove anos (ver tabela 1). É notável a flexibilidade do período de ocorrência dos meses mais chuvosos e mais secos, no decorrer de cada ano. Os desvios apresentados pelos totais mensais, em relação à sua média correspondente, mostraram-se mais evidentes e com caráter de extrema variabilidade. Como situações extremas, destacam-se alguns meses em que a pluviosidade pode ultrapassar em dobro, ou mesmo ser reduzida

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
1967	475.7	460.8	606.0	450.4	100.0	131.7	264.9	47.2	183.3	49.8	273.6	250.2	3293.60
1968	228.8	227.2	364.4	275.0	150.4	87.2	170.4	107.5	146.1	145.0	162.7	185.5	2250.20
1969	143.5	113.9	328.8	241.7	63.6	200.8	51.2	171.5	77.7	203.5	261.0	258.1	2215.30
1970	295.6	25.6	124.2	102.9	76.8	127.31	141.1	151.3	123.3	194.5	387.5	137.3	1687.41
1971	210.6	510.7	221.9	343.6	283.3	118.7	55.5	164.4	159.4	789.1	234.1	379.1	2970.40
1972	133.4	341.8	280.6	412.5	101.1	18.2	56.7	204.8	136.2	200.5	244.9	129.0	2359.70
1973	305.2	131.6	225.6	58.4	208.0	32.4	395.2	72.2	251.4	159.2	225.2	196.0	2260.40
1974	122.8	16.5	32.6	218.0	98.6	161.7	13.2	52.9	209.3	221.9	126.8	319.3	1593.60
1975	441.5	247.8	131.1	151.4	272.3	68.7	108.2	21.2	161.1	151.5	376.6	106.6	2138.00
MÉDIA	262.01	230.65	257.24	250.43	150.45	105.19	139.6	110.33	160.86	190.55	254.71	217.90	2329.84

Tabela 1 - Registros mensais e anuais de chuvas no Alto da Boa Vista

em mais de 80% com relação à média observada. Tais condições vêm refletir a magnitude das variações mensais. Por outro lado, em termos estatísticos, confirma-se uma certa concentração de meses pouco chuvosos no inverno e a elevação dos totais mensais no verão, quando se acentua a frequência dos casos máximos.

A partir desses resultados questionou-se a sensibilidade dos valores totais anuais em refletir as variações nas distribuições de chuvas. Por conseguinte, resolveu-se comparar os anos de pluviometria máxima (1967), média (1972) e mínima (1974). Pela análise da fig. 11, pode-se delinear algumas tendências:



o primeiro trimestre do ano é caracterizado como estação mais chuvosa, apenas para os anos de precipitações máxima e média; no ano mais seco, não se registrou uma concentração de chuvas em qualquer período: o volume total precipitado em janeiro, fevereiro e março, não atingiu a 40% das chuvas caídas apenas em janeiro de 1967.

Fig.11 - Comparação entre as distribuições dos índices pluviométricos mensais registrados nos anos de 1967, 1972 e 1974

Os totais anuais contrastantes parecem derivar de uma variação na precipitação de verão; no entanto deve-se ainda ressaltar que, embora a variância seja significativa no comportamento dos totais mensais relativos ao período restante, a distribuição geral dos valores tende, grosso modo, a aproximar-se daquela obtida anteriormente com valores médios mensais (fig. 5).

4.1.2. Distribuição diária

A análise diária torna-se necessária à medida em que

se pretende avaliar algumas das implicações práticas derivadas da intensidade e freqüência dos impulsos climáticos. Portanto, resolveu-se estabelecer o padrão de distribuição em escala diária, e concomitantemente, conceituar os casos extremos, numa tentativa de detectar o grau de participação desses eventos nos totais pluviométricos anuais. Os casos diários foram levantados obedecendo inicialmente a seguinte estratificação: a) dias não chuvosos; b) entre 0.1 e 30.0 mm mantendo intervalos de classe de 9.9 mm; c) entre 30.1 e 70.0 mm com intervalos de 19.9 mm; d) entre 70.1 e 160.0 mm com intervalos de 29.9 mm.

Os resultados obtidos mostraram uma tendência ao predomínio de dias com ausência de chuvas (59.74%). Ao mesmo tempo não parece muito evidente uma relação direta entre os períodos mais ou menos chuvosos e a freqüência de dias não chuvosos. Destacou-se como sendo mais comum o grupo de chuvas de 0.1 a 10.0 mm (24.84%) ocorrendo um decréscimo rápido na direção das chuvas maiores. Os índices diários superiores a 100.0 mm ocorrem com uma freqüência de apenas 0.66% (ver tabela 2). Para ressaltar o comportamento dos dias chuvosos passou-se a excluir os dias sem precipitações e decompos-se a classe de 0.1 a 10.0 mm em intervalos de 4.9 mm. Esse fracionamento tem em vista a busca de uma melhor aproximação da distribuição de freqüência das chuvas de menor intensidade o que, de certa forma, implicaria numa redução das possíveis distorções dentro da presente avaliação.

CLASSES	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	T	v
0.0	145	158	171	138	185	181	201	194	156	139	120	137	1925	59,742
0.1-10.0	80	58	55	79	55	61	53	54	73	85	84	77	814	24,839
10.1-20.0	23	9	18	18	16	13	7	15	17	35	31	29	231	7,049
20.1-30.0	8	8	10	9	11	7	6	7	10	4	8	25	103	3,143
30.1-50.0	9	9	9	14	6	5	5	7	8	8	16	9	105	3,204
50.1-70.0	4	3	9	8	4	2	2	1	7	4	5	3	52	1,586
70.1-100.0	9	1	2	1	-	-	4	1	-	2	2	3	25	0,762
100.0-130.0	1	2	2	-	-	-	-	-	-	1	2	1	9	0,274
130.1-160.0	-	3	1	3	2	-	-	-	-	-	1	-	10	0,305
> 160.0	1	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	3	0,091

Tabela 2 - Número de casos de chuvas diárias de diferentes tamanhos registrados em cada mês, durante o período: 1967/1975

Observando a figura 12, percebe-se que os dias com 0.1 a 5.0 mm de chuvas são os mais frequentes (44.16%); um segundo grupo, de frequência moderada, abrange os índices de 5.1 a 50.0 mm, o qual responde, no conjunto por 48.51% dos dias chuvosos. Em direção às quantidades maiores, a frequência é reduzida gradativamente, denotando uma rarefação de dias muito chuvosos.

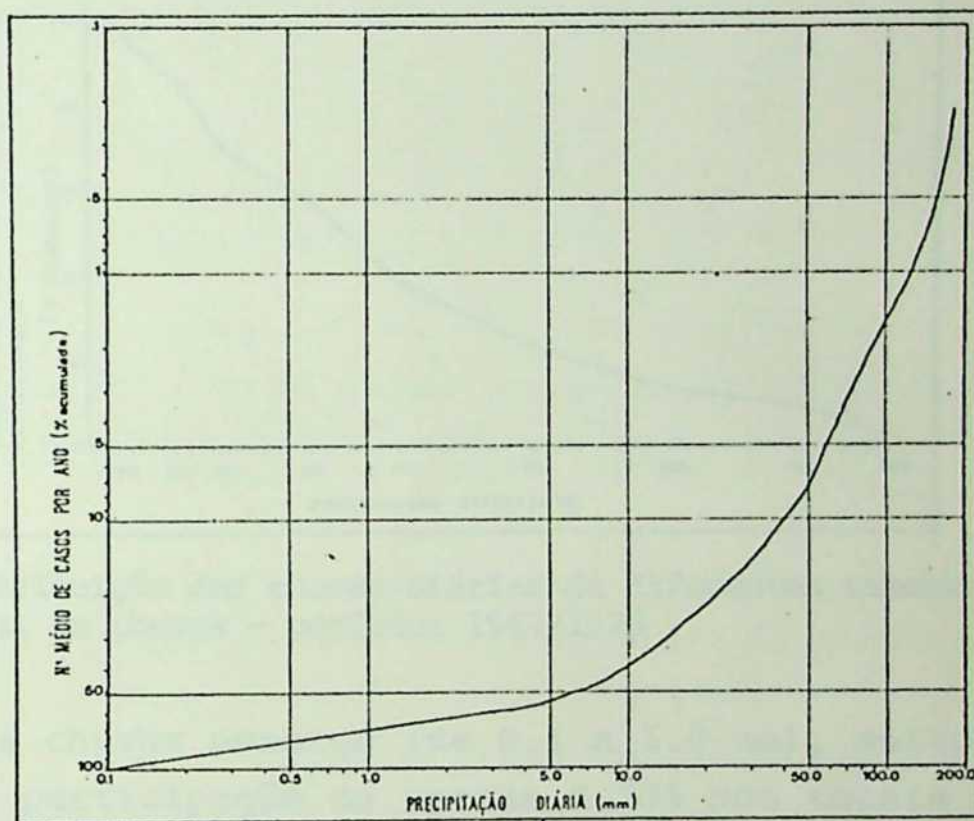


Fig. 12 - Curva de frequência média anual (acumulada) de chuvas diárias de vários tamanhos. Alto da Boa Vista: 1967/1975

A partir dessas idéias a respeito das relações entre a frequência dos volumes diários e a distribuição anual, surge a necessidade de determinar a importância da contribuição dos grupos previamente caracterizados, para a precipitação média anual. Face ao aumento do número de casos com o decréscimo dos valores de chuvas, poder-se-ia esperar que, por sua alta frequência, os totais diários menores fornecessem uma maior contribuição aos totais anuais. No entanto, os resultados obtidos não parecem confirmar esta função. Uma primeira aproximação à contribuição total de cada classe, na pluviosidade anual, foi obtida com base numa ponderação entre a frequência e o volume de chuvas (de acordo com Leopold, 1951). Para tanto, multiplicou-se o número médio de casos de chuvas de diferentes tamanhos pelo valor médio, em milímetros, de cada classe determi-

nada. Através desse tratamento, constatou-se um índice anual de chuvas de 2400.16 mm, o que corresponde ao característico da área.

Na fig. 13, esses dados foram plotados em percentagem acumulada, demonstrando uma pequena inversão nos resultados esperados através da frequência de atuação desses grupos.

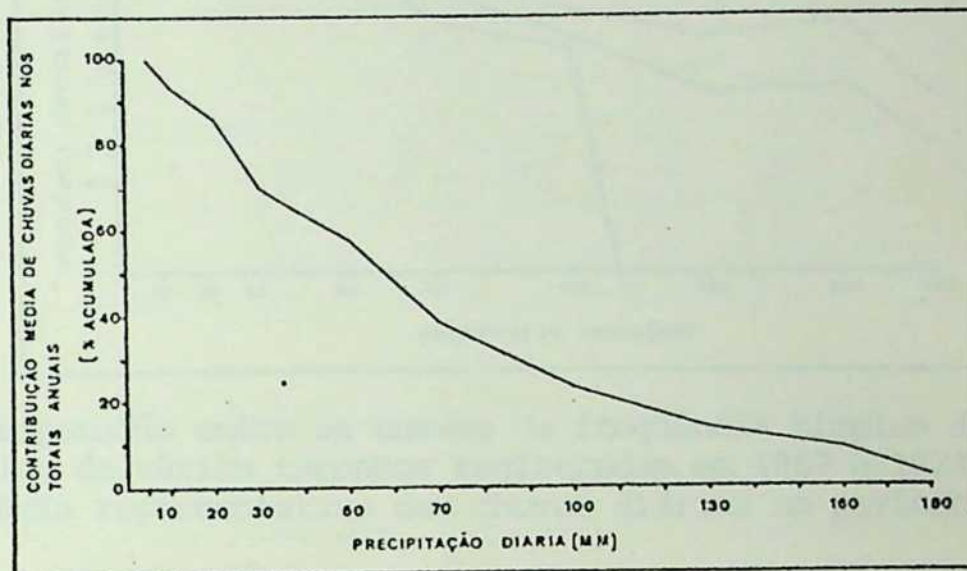


Fig.13 - Contribuição das chuvas diárias de diferentes tamanhos ao total anual de chuvas - período: 1967/1975

As chuvas menores (de 0.1 a 5.0 mm), muito frequentes, têm uma participação de apenas 6.77% nos totais anuais; o grupo seguinte (de 5.1 a 10.0 mm) respondendo por 7.58%, demonstra também não ser muito efetivo na sua contribuição. As chuvas diárias entre 10.1 e 70.0 mm, passam a compor uma grande parcela das chuvas anuais (61.91%), caindo a importância dos registros superiores a 70.0 mm. Portanto, a partir de um valor determinado na altura diária, ocorre uma tendência no sentido de uma redução na participação das chuvas nos totais anuais. Isto se explica pela baixa frequência de ocorrência.

A seguir procura-se analisar esse mesmo comportamento em comparação com as distribuições atribuídas ao ano mais chuvoso (1967) e ao mais seco (1974). Desta forma pretende-se compreender o significado das chuvas diárias nas variações dos índices anuais.

Observando-se na fig. 14 a distribuição de frequência simples das classes de chuvas previamente definidas, percebe-se uma semelhança no comportamento dos dias com precipita-

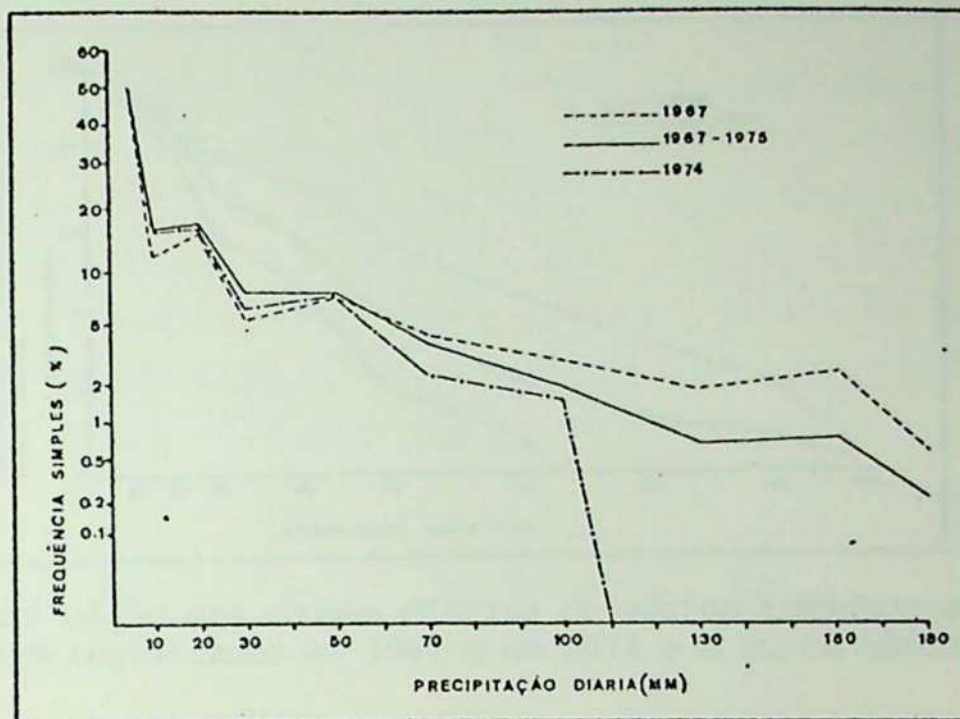


Fig. 14 - Comparação entre as curvas de frequência simples de chuvas diárias de vários tamanhos registradas em 1967 e 1974, e a curva média representativa das chuvas diárias no período: 1967/1975

ção até 50.0 mm, nos três casos. A partir daí, ocorrem variações sensíveis que demonstram um aumento da frequência de chuvas superiores a 50.0 mm para o ano mais chuvoso enquanto que para o ano mais seco, tornam-se ausentes os índices superiores a 100.0 mm. Complementando esses resultados, adotou-se o mesmo tratamento de ponderação visando a estimativa de participação de cada grupo, nos totais pluviométricos anuais.

Confirmando os valores registrados pela estação meteorológica do Alto da Boa Vista, o índice ponderado para 1967 foi de 3399.0 mm (observado = 3293.6 mm) e para 1974 foi de 1602.8 mm (observado = 1593.6 mm). A fig. 15 evidencia que no ano mais chuvoso, as chuvas superiores a 50 mm assumem uma posição marcante no total anual, em detrimento da participação das precipitações diárias de frequência moderada. No ano de 1974, ocorre uma redução gradativa em direção aos índices maiores, tornando-se ausentes os dias com mais de 100.0 mm de precipitação. A rarefação de chuvas maiores evidenciado na fig.14 responderia pelo decréscimo da pluviosidade anual.

Tais resultados vem confirmar as hipóteses levantadas anteriormente a respeito das influências das chuvas de ve-

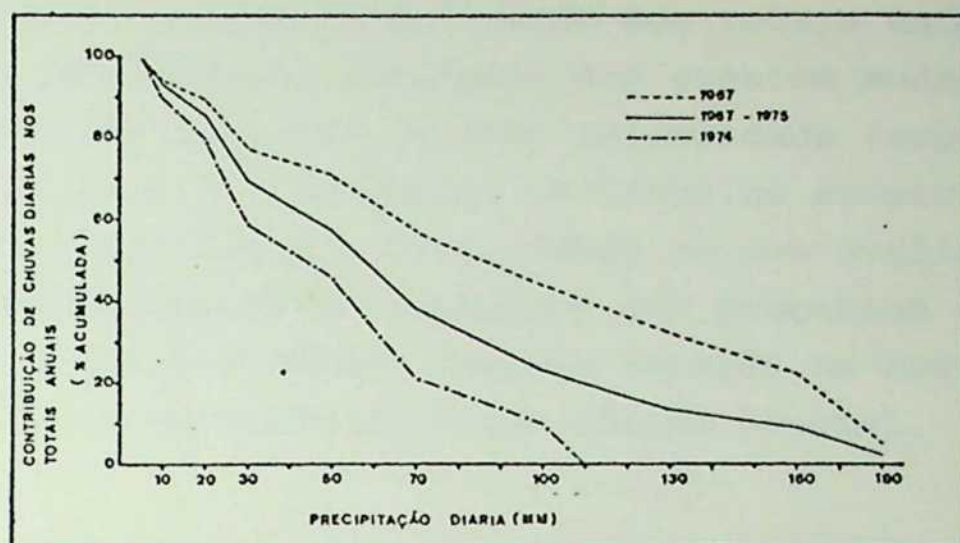


Fig.15 - Contribuição das chuvas diárias de vários tamanhos aos totais anuais registrados em 1967 e em 1974 e a curva média

rão, na determinação dos índices (totais) anuais. De fato, os eventos de maior magnitude são mais frequentes no período de janeiro a março e parecem estar relacionados, em grande parte, aos efeitos perturbadores promovidos pela atuação das frentes polares, no sistema de circulação atmosférica regional (Nimer, 1971; Monteiro, 1969, etc...).

A observação das distribuições dos eventos climáticos pode ser considerada como um "approach" fundamental, não apenas dentro do campo dos estudos climatológicos, mas principalmente para a compreensão da dinâmica envolvida nos sistemas ambientais.

Os resultados obtidos mostram que a regularidade do ritmo de chuvas é bastante questionável face à própria instabilidade dos mecanismos atmosféricos. No entanto, a literatura ressalta que pequenas flutuações nas distribuições não implicariam, necessariamente, em grandes perturbações na dinâmica da paisagem, uma vez que os elementos físicos que a compõem tendem a se ajustar aos padrões mais frequentes da distribuição dos eventos climáticos (Wolman e Miller, 1960).

Na presente aproximação ficou caracterizado um padrão de distribuição das chuvas nas altas vertentes do maciço

da Tijuca, e, ainda, a importância da ponderação entre quantidade e frequência destas na definição dos totais anuais. A contribuição aparentemente dominante dos eventos moderados justapõem-se impulsos isolados de alta intensidade (superior a 250 mm/dia) e capazes de promoverem um trabalho erosivo em grandes proporções. Resta porém, a necessidade de uma avaliação do significado desses impulsos climáticos nos processos geomórficos da região, o que deverá ser testado através de medidas de fluxo d'água e concentração de carga sólida fluvial.

5. FATORES PASSIVOS

5.1. Morfologia

A morfologia das bacias de drenagem tem, junto com outros fatores, um importante papel na natureza e intensidade da erosão dos solos (Johnson, 1961; Guy, 1964 e outros).

Como é de conhecimento geral, as características geomorfológicas dos interflúvios controlam, em grande parte, os deslocamentos dos fluxos d'água e suas ações erosivas. A força de cisalhamento ("shear stress") da água é função do seu peso, do ângulo da encostas e da profundidade do fluxo. Este último, por seu turno, é controlado pelas intensidades relativas das chuvas e da infiltração, pela velocidade do fluxo e pelo comprimento da encosta. Partindo desse conceito, Horton (1945) definiu uma faixa "não erosível" ("no erosion belt") próximo aos divisores, na qual a profundidade da água seria insuficiente para promover uma ação erosiva significativa. Considerou porém que com o aumento do declive o "no erosion belt" tende a diminuir de extensão. Musgrave (1947) também mostrou, a partir de dados empíricos, que o escoamento superficial tende a ser maior sobre as encostas íngremes e longas, com baixa capacidade de infiltração.

No presente texto ainda não se pretende estabelecer relações entre as variáveis topográficas e o escoamento das águas pluviais. Procura-se apenas estabelecer uma base descritiva para as propriedades da topografia consideradas como importantes para a dinâmica erosiva. Será dada ênfase portanto, ao estudo da topografia e das propriedades da rede de drenagem, a partir da determinação de algumas das suas características morfométricas. A morfometria será utilizada, entretanto, com a finalidade de facilitar e, quando possível, quantificar as características das formas de relevo.

Com base em cartas topográficas (1:5.000 - Secretaria de Planejamento do antigo Estado da Guanabara) e fotografias aéreas (1:8.000 e 1:20.000), procurou-se uma descrição sistemática da geometria da bacia de drenagem e do seu sistema de canais através de medidas lineares da rede de canais, área da

bacia e gradiente das encostas de acordo com Horton(1945), Schumm (1956) e Strahler (1950, 1956, 1958).

5.1.1. Características da bacia: área, perímetro e forma

A sub-bacia do rio Cachoeira abrange uma área de 3.45 km², sendo delimitada por divisores de águas de extrema irregularidade, e seu perímetro atinge 8,1 km.

O maior comprimento da bacia, medido paralelamente a linha principal de drenagem, o rio Cascatinha, é de 2 km (valor aproximado).

Numa tentativa de melhor definir a forma da bacia em estudo, procurou-se aplicar o índice de circularidade proposto por Miller (1953), que o define como sendo "a relação entre a área da bacia e a área do círculo de mesmo perímetro". No cálculo desse índice o valor máximo é 1.0, quando o perímetro da bacia corresponderia ao perímetro do círculo. O resultado de C = 0.66 obtido para a sub-bacia reflete a configuração triangular aparente na carta topográfica.

Estudos diversos indicam que a forma da bacia é independente da ordem ou tamanho da mesma, sendo controlada, principalmente, pelo substrato geológico: no caso de homogeneidade litológica e estrutural a forma se aproximaria de um círculo. Ressalta-se ainda a influência exercida pela forma sobre as características da hidrôgrafia ("peak flow") do canal (Strahler, 1957; Morisawa, 1968 e outros). Considera-se que com o aumento da circularidade da bacia tende a ocorrer respostas mais rápidas do fluxo aos impulsos climáticos.

5.1.2. Características da topografia

A topografia regional é marcada por um relevo montanhoso, onde sobressaem os pontões rochosos que constituem importantes centros de dispersão hidrográfica. Dentre eles destaca-se o Pico da Tijuca (1022 m), ponto central do maciço da Tijuca, onde se encontram as nascentes do rio Cachoeira. Outros pontões delimitam a área de estudo tais como: Pico do Papagaio

(983 m); Pedra do Conde (821 m) e Pedra do Elefante (863 m). No interior da bacia, a Pedra do Archer com 800 m de altitude. O "outlet" da sub-bacia, onde foi implantada a estação experimental, atinge a cota de 462 m; observa-se portanto uma amplitude de relêvo de 560 m.

A fim de caracterizar a rugosidade da sub-bacia procurou-se inicialmente reconstituir a sua curva de distribuição da área pela altitude, de acordo com De Wiest (1965). A curva é elaborada a partir da planimetria das áreas inseridas entre curvas de nível adjacentes e o divisor da bacia. A elevação mé

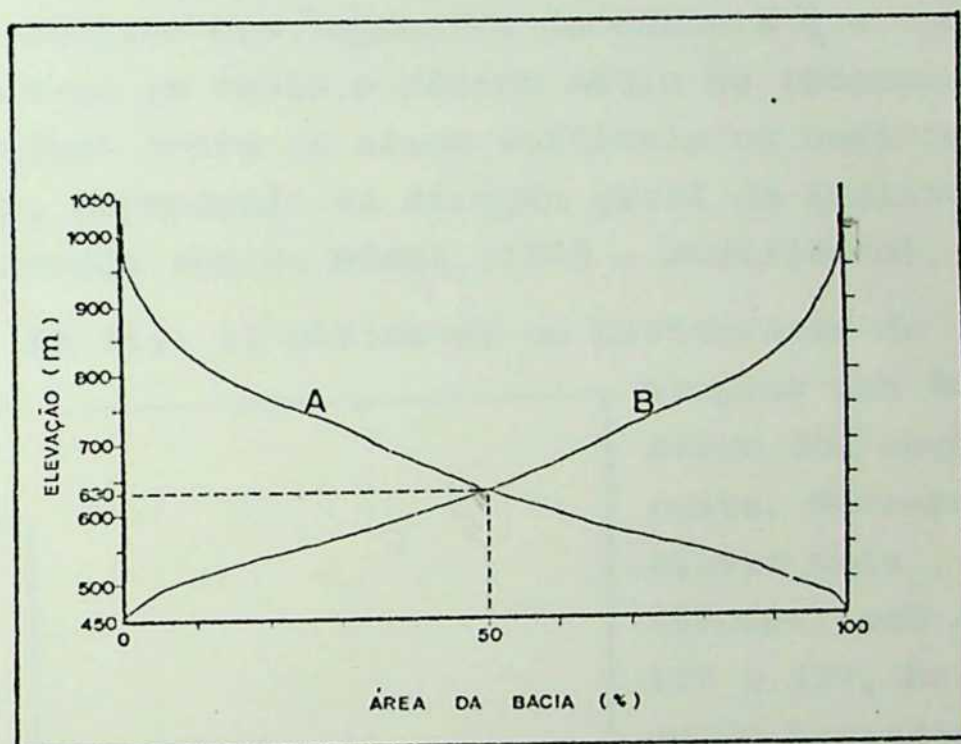


Fig. 16 - Curva de distribuição da área pela elevação, sub-bacia do rio Cachoeira: A - percentual acima da elevação indicada; B - percentual abaixo da elevação indicada

dia entre cada par de isolinhas, foi plotada versus a área correspondente, em percentagem da área total da bacia (ver figura 16). Os resultados demonstram que a amplitude geral do relêvo parece tornar-se exagerada pela presença dos esporões, verificando-se em 50% da área um desnivelamento inferior a 158 m. A elevação mediana foi extraída diretamente da curva e é igual a 630 m. No cálculo da elevação média considerou-se o somatório dos produtos entre a elevação média das isolinhas adjacentes e a área equivalente, dividido pela área total; a elevação média é de 650 m.

Uma outra visão da topografia foi obtida através da

análise dos gradientes das encostas. Horton (1926) propôs um método para o cálculo do gradiente médio da bacia de drenagem, baseado na superposição de uma rede de quadrículas sobre a carta topográfica considerando que $G = \frac{N \sec \theta}{l}$ Z onde, "N" é o número total de contornos cruzando os eixos das quadrículas em ambas as direções (horizontal e vertical); "l" é o comprimento total das linhas dos segmentos em ambas as direções; "Z" é o intervalo do contorno e "θ" é o ângulo entre os contornos e a linha do quadrado. Empregando-se esta fórmula obteve-se que $G = 13^{\circ}$ ou 33%, na sub-bacia estudada. Sendo este, porém, um dado médio, resolveu-se levantar a distribuição por frequência dos ângulos de declive dos segmentos de encosta que compõem a bacia, levando-se em conta o número médio de intersecções das curvas de nível sobre os eixos verticais ou horizontais das quadrículas, dependendo da direção geral da inclinação das vertentes (de acordo com De Wiest, 1965 - modificado).

Na fig. 17 plotou-se os histogramas de frequência

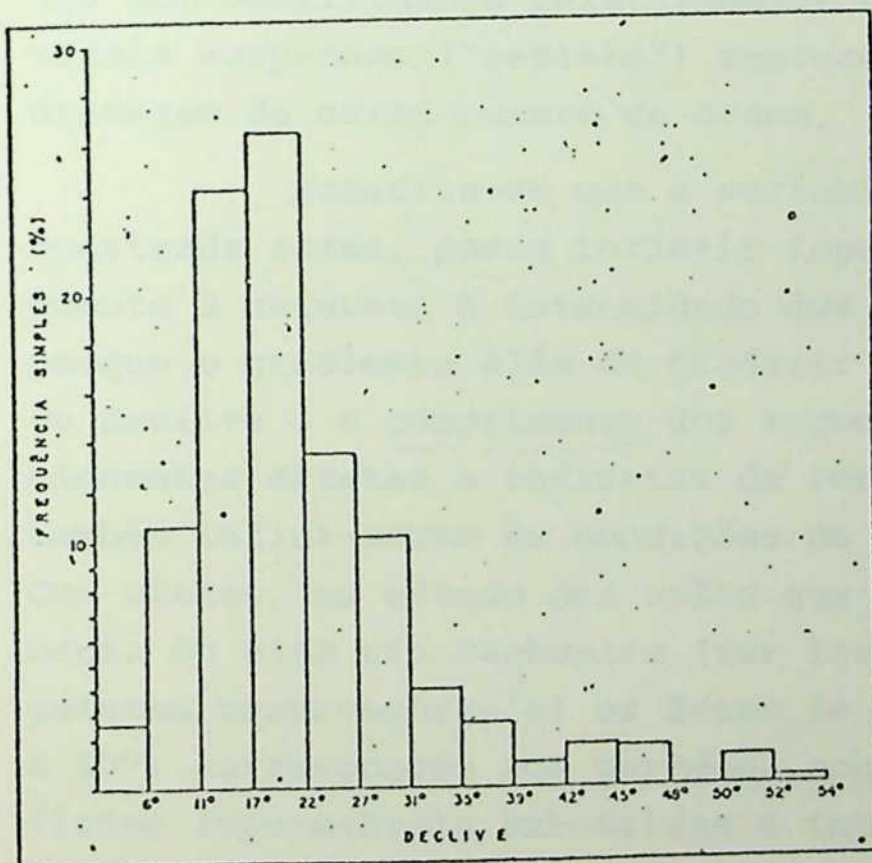


Fig. 17 - Frequência simples dos ângulos de declives dos segmentos de encosta

simples dos ângulos de declive dos segmentos de encosta. Nota-se que os declives mais frequentes (50.00%) ocorrem entre 12° e 22°, havendo uma redução bastante significativa em direção aos valores extremos. Os declives superiores a 39° têm uma frequência total de apenas 6.00%, sendo que os valores máximos, acima de 53°, ocorrem em torno de 0.30%. Os declives mais baixos podem atingir cerca de 3°; no entanto observa-se que valores de até 6° apresentam-se pouco frequentes (2.50%).

44

A essa etapa seguiu-se o mapeamento da distribuição dos ângulos de declives sobre a carta topográfica. Para tanto foram medidos os espaçamentos entre as curvas de nível com desnivelamento constante de 40 m; exceção foi feita no fundo do vale mais centralizado da bacia onde a altura correspondeu a diferença entre a última conta inferior considerada e a cota dos rios. Os gradientes foram mapeados de acordo com seis classes distintas: superior a 58° ; de 57° a 39° ; de 38° a 28° ; de 27° a 18° ; de 17° a 10° e inferior a 10.

Observando o mapa contido na fig. 18 pode-se notar o predomínio de encostas de geometria complexa, onde são frequentes as rupturas de declive. Verifica-se que a redução dos gradientes nem sempre obedecem a uma sequência gradacional ao longo das encostas, de montante para juzante. Tal fato parece evidenciar um controle estrutural do substrato geológico sobre as características topográficas da bacia. Tanto a montante das vertentes de muito fortes gradientes como a juzante ocorrem zonas com declividades relativamente baixas. Estes degraus estruturais suspensos ("replats") representam os interflúvios da drenagem de baixo número de ordem.

Acredita-se que a variabilidade dos gradientes demonstrada acima, possa refletir importantes variações locais quanto à natureza e intensidade dos processos erosivos. Isto porque o gradiente além de traduzir uma relação entre o ângulo de declive e o comprimento dos segmentos das encostas - condicionantes diretas e indiretas da força de cisalhamento da água -, também influi sobre as condições de infiltração nos regolitos. Com efeito, no estudo dos solos que recobrem as vertentes da bacia do alto rio Cachoeira (ver item 5.2) foram feitas as seguintes observações: /a) as áreas de maior declive (superiores a 50°) correspondem aos paredões rochosos, e constituem superfícies impermeáveis submetidas a intenso escoamento superficial: esses fluxos penetram nas áreas permeáveis adjacentes, intensificando o retrabalhamento erosivo; b) nas áreas próximas às fortes rupturas de declive, geralmente ocorrem depósitos de encosta (talus e colúvios) com espessuras consideráveis (até 6 m); c) nos degraus estruturais ("replats") e nas médias e baixas encostas das depressões, onde geralmente o gradiente a-

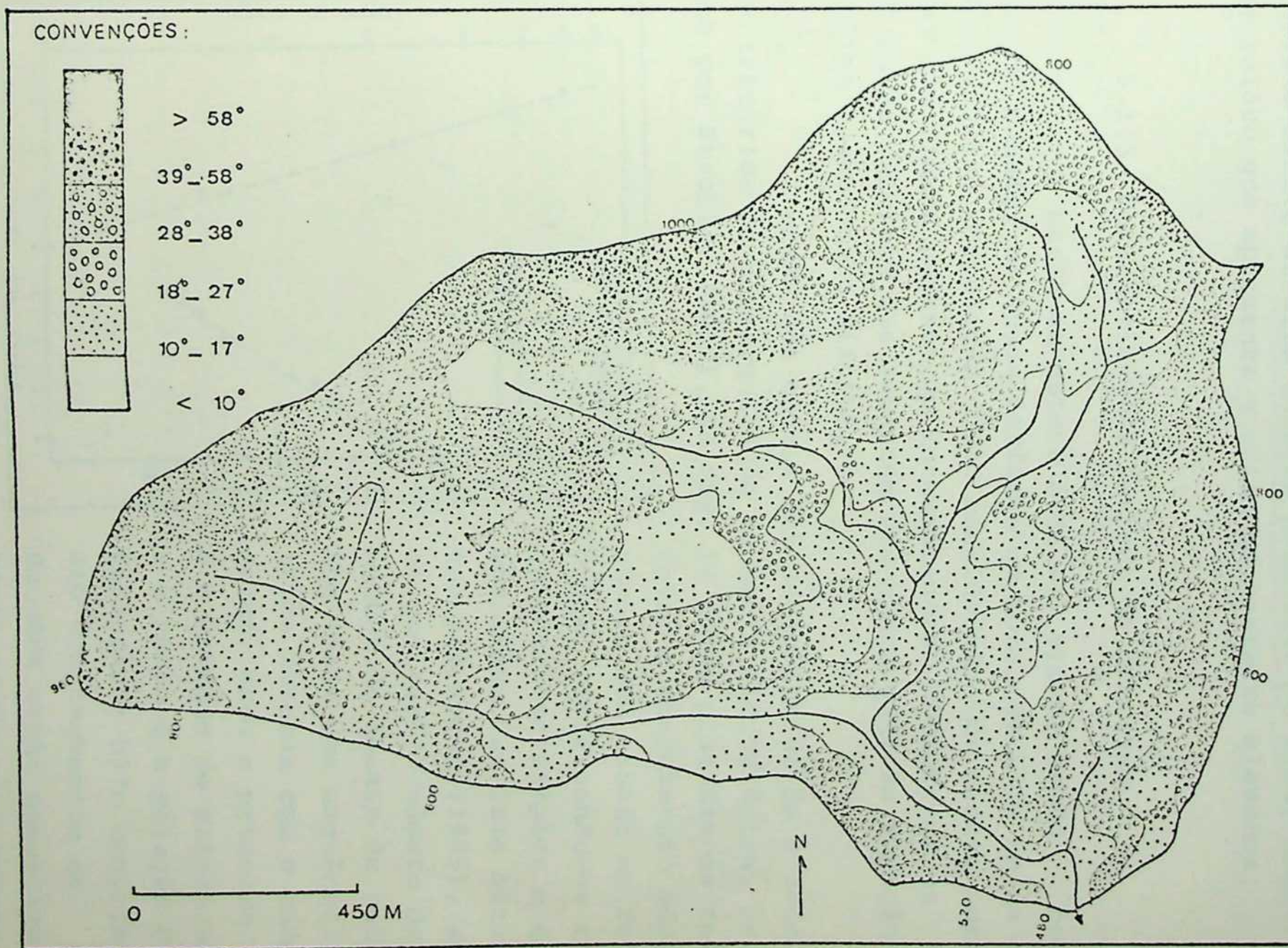


Fig.18 - Mapa dos ângulos de declive das encostas

476

apresenta uma redução, também há uma tendência ao maior espessamento da cobertura coluvial. O caráter grosseiro desses materiais, que favorece a permeabilidade dos solos, constitui um reflexo direto de alta energia potencial na área, decorrente de um relevo que apresenta gradientes bastante elevados.

5.1.3. Características da rede de drenagem

A bacia em estudo é de 4a. ordem, sendo composta por 56 canais, os quais perfazem um total de 17.8 km de comprimento. Nessa composição foram considerados os canais permanentes com fluxos perenes ou intermitentes. Excluiu-se os fluxos de águas pluviais que escorrem sem hierarquia ou fixação de leitos (escoamento difuso).

A ordem dos canais foi estabelecida de acordo com os critérios de hierarquização da bacia hidrográfica, propostos por Strahler (1952). Na fig. 19 foram plotadas as relações

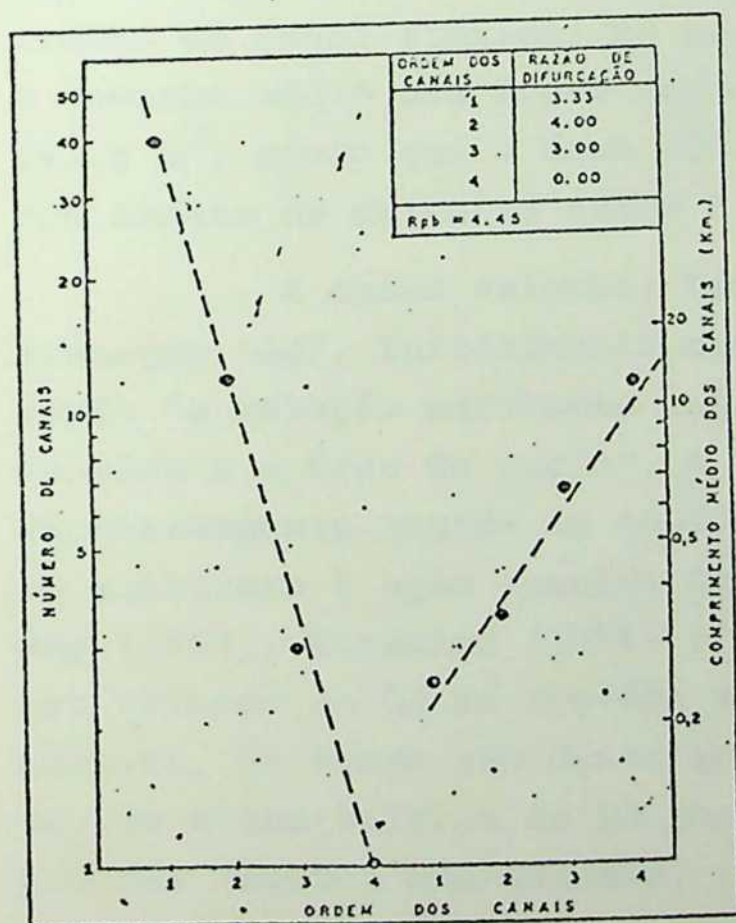


Fig. 19 - Relação entre o número e comprimento médio dos canais e a ordem dos canais

entre o comprimento médio e o número dos canais em função da ordem, verificando-se relações geométricas simples e que se aproximam das leis estabelecidas por Horton (1945), segundo os quais: a) "o número de segmentos de canais de cada ordem forma uma sequência geométrica inversa com o número da ordem, onde o primeiro termo é a unidade de primeira ordem e a razão é a relação de bifurcação"; b) "o comprimento médio dos segmentos de canais de cada ordem sucessiva de uma bacia tende a se aproximar de uma sequência geométrica direta, na qual o primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem".

47

Os valores da Relação de bifurcação, segundo Horton (1945) tendem a confirmar os dados acima. De acordo com a teoria, o comportamento da rede de drenagem levaria a sugerir uma relativa homogeneidade do substrato local. Acredita-se, entretanto, que os dados ainda são insuficientes para qualquer especulação neste sentido.

Um outro índice apresentado por Horton (1945) é a extensão do percurso superficial que "representa a distância média percorrida pelas águas pluviais antes de se estabilizarem ao longo de um canal permanente"; trata-se de uma variável independente e que afeta o desenvolvimento hidrológico e fisiográfico da bacia de drenagem. A extensão do percurso superficial na área de estudo é de aproximadamente 100 m; este valor expressa o comprimento médio dos raios das áreas isentas de entalhes (Christofolletti, 1971). Na observação do grau de dissecação da região, este dado pode ser complementado pelo cálculo do Coeficiente de Manutenção (Cm), definido por Schumm (1956), como a área mínima necessária para a existência de determinado trecho do canal fluvial. Na presente análise verificou-se que o tamanho médio das áreas não dissecadas se eleva a cerca de 193.8 m², sendo que a área mínima relacionada com a manutenção dos canais de primeira ordem é igual a 100.8 m².

A esses valores, Eps e Cm, associa-se a densidade de drenagem (Dd), inicialmente definida por Horton (1945) como sendo "a relação existente entre o comprimento total dos canais ou rios e a área da bacia". A literatura ressalta que a Dd está intimamente ligada às condições de resistência oferecida pelo substrato à ação erosiva do escoamento pluvial. Schumm (1956), Ray (1963), Strahler (1964) e outros autores, associam os baixos valores de Dd às regiões muito resistentes ou altamente permeáveis, às áreas sob densa cobertura vegetal e de relevo suave. Os altos valores de Dd por outro lado, seriam característicos das regiões montanhosas, com vegetação esparsa e solos menos permeáveis. Na área em questão obteve-se que Dd = 5.15. Segundo Strahler (1960) este valor expressa uma baixa densidade de drenagem.

A mesma conotação anterior pode ser estendida para o índice de Densidade Hidrográfica (Dh), definido por Horton

48

(1945) como sendo "a relação existente entre o número de cur sos d'água e a área da bacia hidrográfica". Significa que ocorrem em média 16.23 canais por quilômetro quadrado, podendo-se no entanto observar áreas com maior desenvolvimento de pequenos canais e vice-versa, ou seja, áreas com menor frequência de canais, porém de maior comprimento.

O fato da rede de drenagem não ser muito desenvolvida pode ser considerado como um indício da entropia do sistema devendo ter alguma interferência sobre a "peak flow". Por outro lado enfatiza a importância do estudo dos processos atuantes fora do domínio do fluxo canalizado.

Não se pretende, entretanto, deduzir as relações entre a drenagem e a hidrologia da área em estudo. Bacias de pequenas dimensões costumam mostrar de maneira intensa as interferências de fatores locais.

5.2. Solos

Os regolitos constituem o domínio permeável da área em estudo, resultando da superposição de eluvios (rocha alterada "in situ") e depósitos de encosta (talus e coluvios). O domínio impermeável representa apenas uma pequena parcela da área total da bacia (1.46%) e corresponde às zonas de paredões rochosas com inclinações superiores a 50° (fotos - anexo). Pequenas reduções no ângulo da encosta, permitem o desenvolvimento incipiente de solos orgânicos (0.5 m de espessura). Estes são recobertos por uma vegetação rasteira (fotos - anexo).

A espessura dos elúvios tende a decrescer com o aumento do ângulo da encosta. Na área em estudo, a profundidade dos regolitos é variável e parece altamente relacionada com as feições topográficas: espessam-se nos fundos das depressões (reentrâncias) e tornam-se mais delgadas nos esporões. A fig. 20 mostra o esboço geral da variação de espessura das coberturas móveis dentro da bacia estudada. As sub-áreas identificadas representam a condição máxima de espessura que pode ser observada, não sendo possível o estabelecimento de limites mais precisos para as classes assim estabelecidas. Tal fato se deve a au

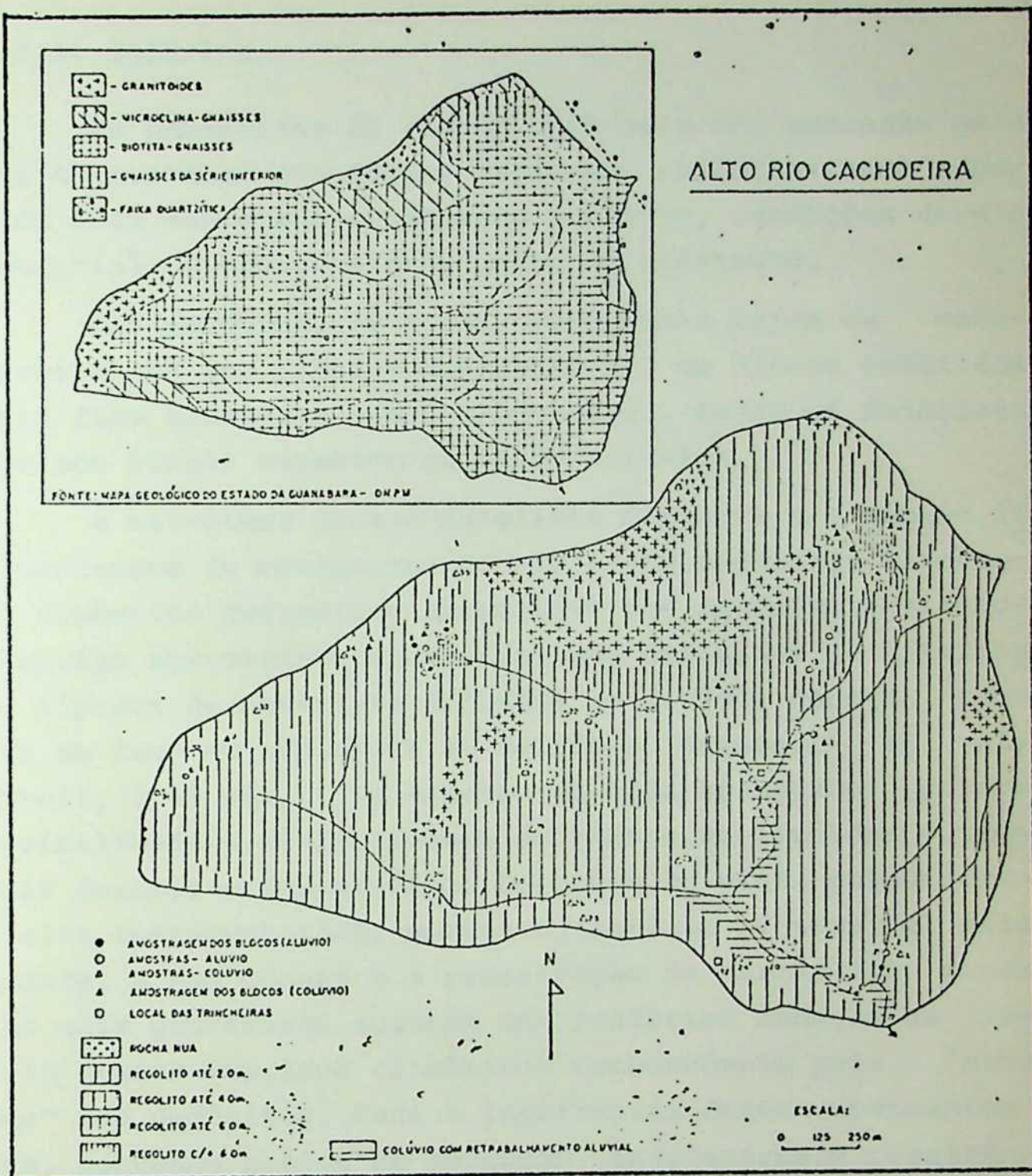


Fig. 20 - Esboço da espessura dos regolitos e localização dos pontos amostrados

sência de situações contínuas no espaço, em função da própria irregularidade topográfica característica das regiões montanhosas.

Procura-se no presente texto dar ênfase ao estudo da cobertura coluvial, considerada como importante para a regulação da infiltração das águas, e também principal manancial dos sedimentos em transporte nos canais fluviais.

5.2.1. Colúvios

As cabeceiras do rio da Cachoeira são marcadas pela presença de encostas com fortes declives, caracterizando superfícies de alta energia e espelhando portanto, condições de elevado potencial de erosão e transporte de clásticos.

Nos colúvios, em geral, predominam sejam os materiais grosseiros com grandes concentrações de blocos embutidos em matriz fina quartzosa e mal selecionada, sejam os materiais arenosos com blocos esparsos ou mesmo ausentes.

A estrutura desses materiais denuncia uma gênese ligada a processos de movimentos de massa dos regolitos alterados. Os depósitos grosseiros observados nas encostas montanhosas do maciço apresentam características definidas na literatura como típicos de materiais oriundos de fluídos densos como corridas de lama ou avalanche de detritos (Bigarella et al, 1965; Troll, 1969 etc.). Um excesso de água acentuado parece ter possibilidade a ultrapassagem do limite de liquidez destes materiais durante o Quaternário. Do ponto de vista paleohidrológico eles testemunhariam, portanto, antigos eventos de alta intensidade. A sua gênese e a preservação de partículas finas entre as mais grosseiras sugerem uma posterior redução na importância destes impulsos climáticos responsáveis pela "mise en place" dos depósitos. Face à importância destes movimentos de massa, pequenas bacias de recepção (anfiteatros) e reentrâncias podem apresentar sinais de deposição próximo aos divisores de águas. Pela fig. 21 observa-se, em esquema, o preenchimento das depressões; pode ocorrer uma elevada concentração de pequenos blocos quando existe disponibilidade dos mesmos, nas encostas dos anfiteatros (caso A). Teoricamente, tais preenchimentos resultariam de um desequilíbrio entre a quantidade de detritos sólidos liberados pelas vertentes e a capacidade de transporte das águas correntes, (Leopold e Müller, 1956). Algumas vezes, nos segmentos superiores destas depressões, onde o gradiente torna-se mais acentuado, o escoamento das águas superficiais se processa diretamente sobre a rocha sã, refletindo a intensidade do retrabalhamento de detritos nestes setores (caso B). / A água concentrada nas depressões apresenta um poten

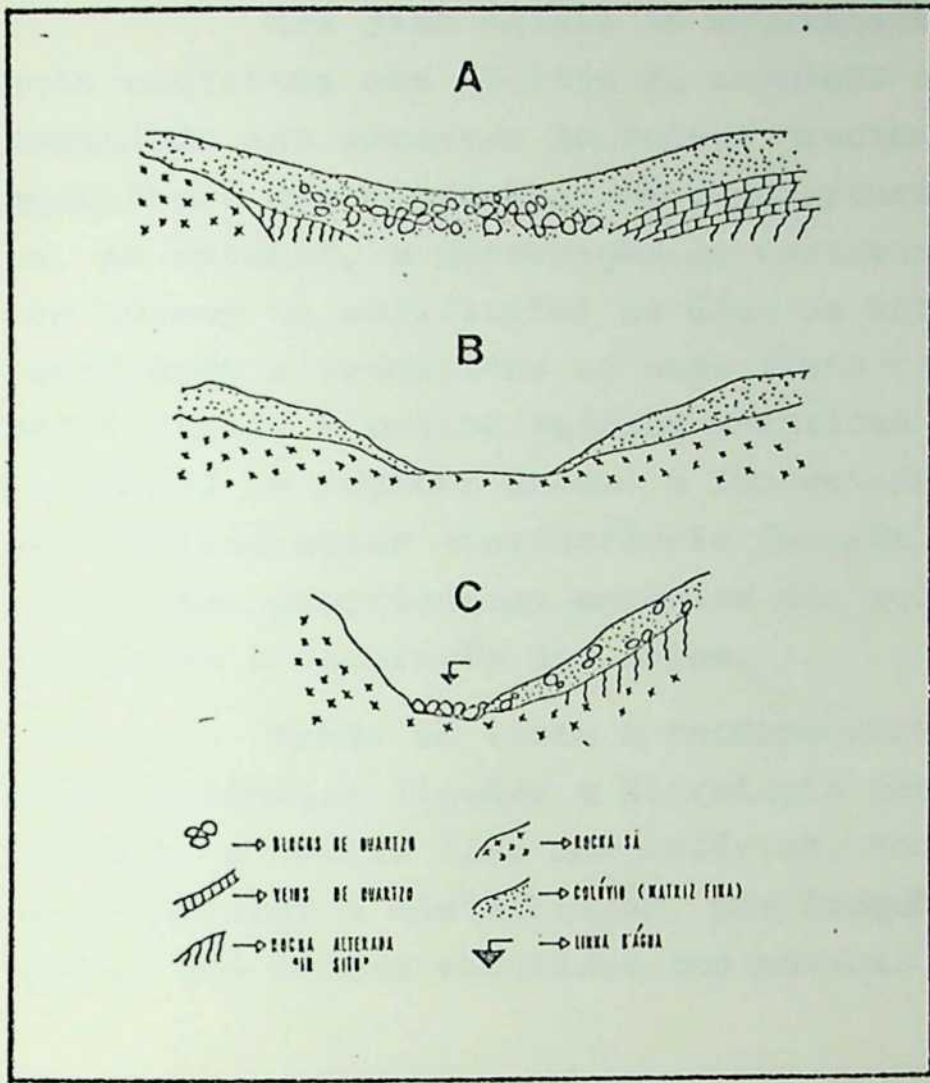


Fig. 21 - Reconstituição esquemática do fundo das depressões nas encostas: A - preenchimento do fundo das depressões à juzante de B, com concentração maior de blocos no vão central; B - escoamento direto sobre a rocha sã: ambiente de alta energia; C - remoção da matriz fina dos colúvios e concentração dos blocos no fundo das ravinas

cial de transporte superior ao escoamento difuso, provocando o retrabalhamento linear mais acentuado nessas ravinas. Os rios que entalham a bacia geralmente tem um leito recoberto por blocos, depósitos residuais ("lag deposits") face a remoção da matriz envolvente (areno argilosa). Ainda nestes canais, pequenos seixos, grânulos e areias representam a carga em movimento ao longo das ravinas (caso C).

Em 1870, Hartt descreveu estes depósitos nos vales secundários que drenam o maciço da Tijuca e interpretou-os como depósitos glaciais ("Glacial drifts") em analogia aos depósitos das latitudes médias. Ruellan (1944) na área de Guanabara associou-os à ação vigorosa das torrentes de montanha. Maack (1947), no Paraná, ligou a sua gênese à desagregação mecânica dos paredões rochosos durante as fases climáticas semi-áridas do Pleistoceno. Bigarella et al (1965) consideram-nos como testemunhas de um período seco vigorante no Pleistoceno Superior (Wisconsin). As formas topográficas ligadas a estes depósitos correspondem às cabeceiras de Rampas, descritas por Meis

e Monteiro (1979).

Nos dias atuais os movimentos de massa tornam-se mais restritos aos efeitos de impulsos climáticos de alta intensidade nas encostas de fortes gradientes, face ao relativo equilíbrio das vertentes com a cobertura florestal. É frequente, no entanto, a observação de testemunhas de movimentos lentos (creep ou solifluxão) na área em estudo, tais como troncos inclinados e retorcidos na base (foto - anexo). Schumm (1964) e Dylik (1967) e outros autores enfatizam a importância desses processos em regiões úmidas e florestadas, os quais podem atingir profundidades consideráveis face às descontinuidades verticais nas propriedades mecânica dos solos. Tais variações capitalizam a saturação dos solos.

Tendo em vista o reconhecimento inicial das possíveis tendências ligadas a hidrologia das vertentes, resolveu-se analisar a matriz fina dos colúvios. Posteriormente procurou-se reconhecer a distribuição, por frequência de tamanho e litologia, dos blocos embutidos nos mesmos.

5.2.1.1. A matriz fina dos colúvios

Textura

André e Anderson (1961) enfatizam que a erosibilidade dos solos é função da razão existente entre, de um lado, a proporção de partículas de areia fina e grãos maiores e, de outro, a quantidade e o tipo de agregação das partículas de silte e argila. A literatura ressalta, ainda, que os fatores que atuam na redução da agregação entre as partículas tendem a aumentar a erosibilidade. Em regolitos tropicais, De Ploey (1978) caracterizou experimentalmente que o ângulo de fricção interna dos regolitos se desloca em relação inversa ao índice de plasticidade e aos teores em siltes, argilas e ferro.

Até o momento temos resultados com relação a textura dos solos. As argilas são de natureza predominantemente caulínica e a sua agregação será estudada em etapa posterior.

A fim de caracterizar a matriz coluvial quanto à

sua composição textural foram analisadas 52 amostras consideradas como representativas para o conjunto da sub-bacia (ver localização na figura 20). Nos colúvios os teores em siltes e argilas são geralmente inferiores aos teores em cascalhos e areias. Considerando o valor médio amostral, as percentagens em finos apresentam-se em torno de 35.7%, com desvios, na maioria dos casos, pouco expressivos (variância ou $S = 11.78$; coeficiente de variação ou C.V. = 33.01%. O empobrecimento mais acentuado em silte e argila está normalmente associado à proximidade dos veios de quartzo, os quais favorecem uma maior concentração dos clásticos grosseiros.

Partindo-se desta visão geral das características dos colúvios procura-se, a seguir, analisar as propriedades texturais apresentadas pela capa superficial dos mesmos ("top soil") e em profundidade. Esta individualização do "top soil" justifica-se pelo importante papel por ele desempenhado na definição dos índices de permeabilidade do solo. Uma amostragem especial

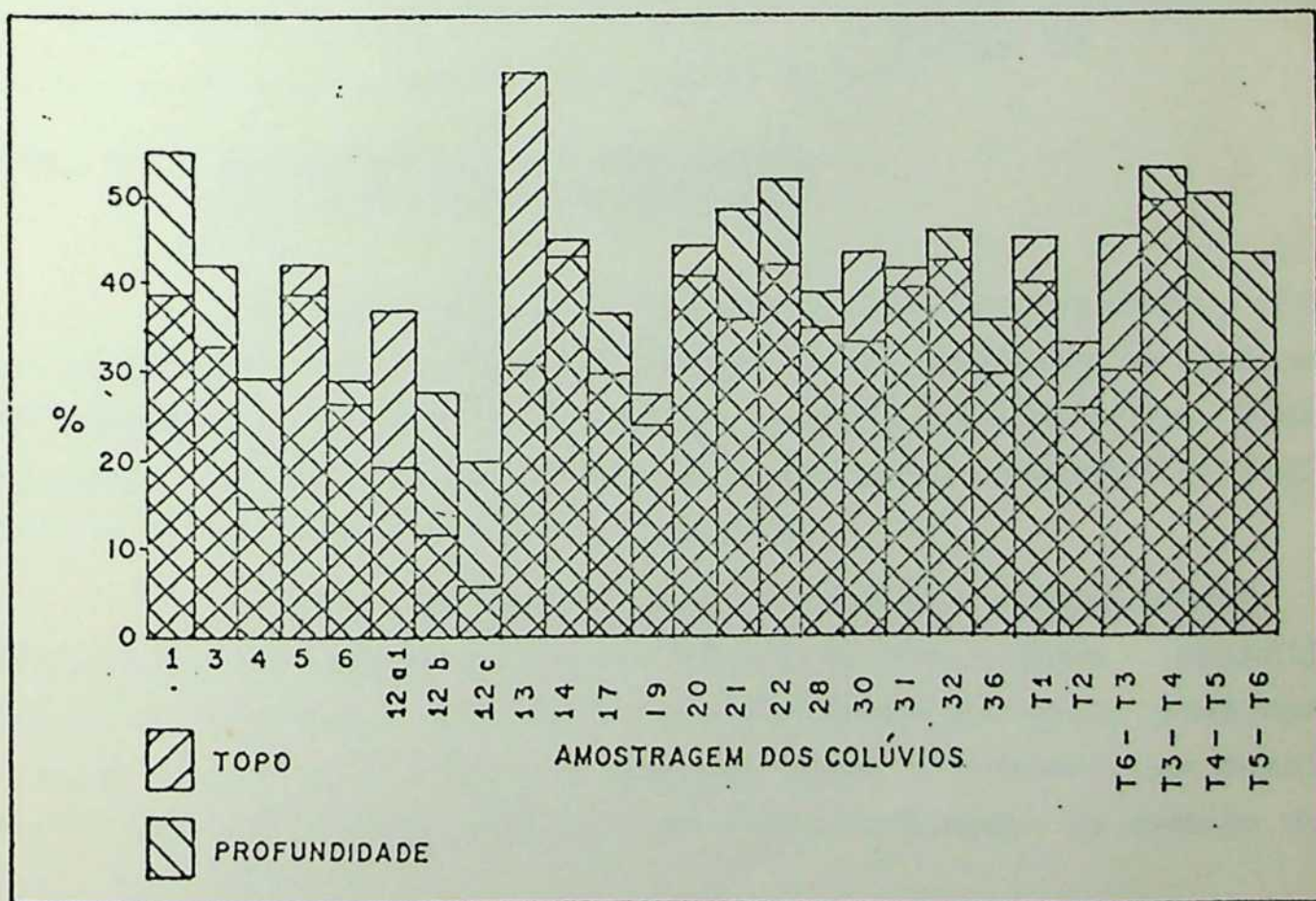
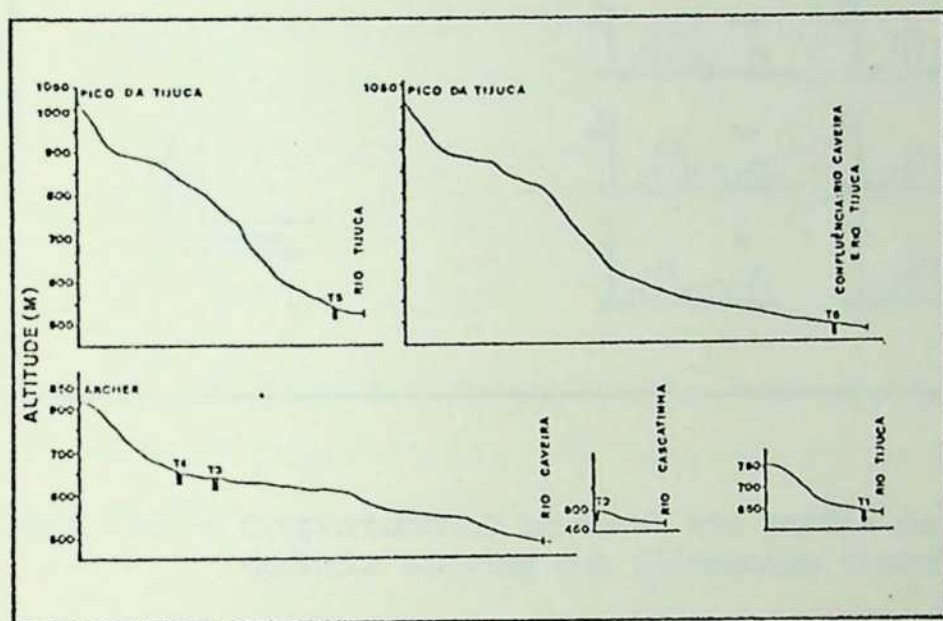


Fig. 22 - Variação do teor em silte e argila entre o topo dos depósitos colúviais e em profundidade

foi realizada em 26 locais, considerando-se como "top soil" a camada mais superior do colúvio, entre 0 e 10 cm de profundida

de. Em termos médios, verificou-se que as partículas finas tornam-se ligeiramente menos expressivas no "top soil" do que em profundidade (\bar{X} topo = 32.46; \bar{X} prof. = 37.59). No entanto, os desvios observados em relação a estes valores médios apresentaram-se maiores no topo, obtendo-se os seguintes resultados: topo-S = 10.61 e C.V. = 28.24% e profundidade-S = 14.97 e C.V. = 46.10% (fig. 22).



Tendo em vista uma melhor identificação das variações verticais observadas, procurou-se estabelecer um controle mais detalhado nos perfis do solo, em trincheiras localizadas sob diferentes condições topográficas (fig. 23).

Fig. 23 - Perfis topográficos das encostas para localização das trincheiras

Em perfis de solo desenvolvidos nos colúvios, observa-se tendências a uma distribuição granulométrica relativamente homogênea: pode-se, no entanto, verificar variações locais relacionadas à posição das secções dentro da topografia regional, e a rocha matriz dos sedimentos.

A fig. 24 mostra para os colúvios o predomínio de distribuições granulométricas bimodais, com a moda principal entre as frações -1ϕ e $+1 \phi$. Nas áreas de menor gradiente, a moda secundária (silte e argila) tende a aumentar em detrimento dos grãos mais grosseiros, principalmente na camada superior dos solos.

Pela amostragem realizada (ver fig. 25) observa-se que, nos setores de gradientes mais baixos, ocorre no "topsoil" um enriquecimento em partículas finas (em torno de 45%) enquanto que nas encostas mais íngremes o teor em finos tende a decrescer (em torno de 30%). As variações observadas confirmam a

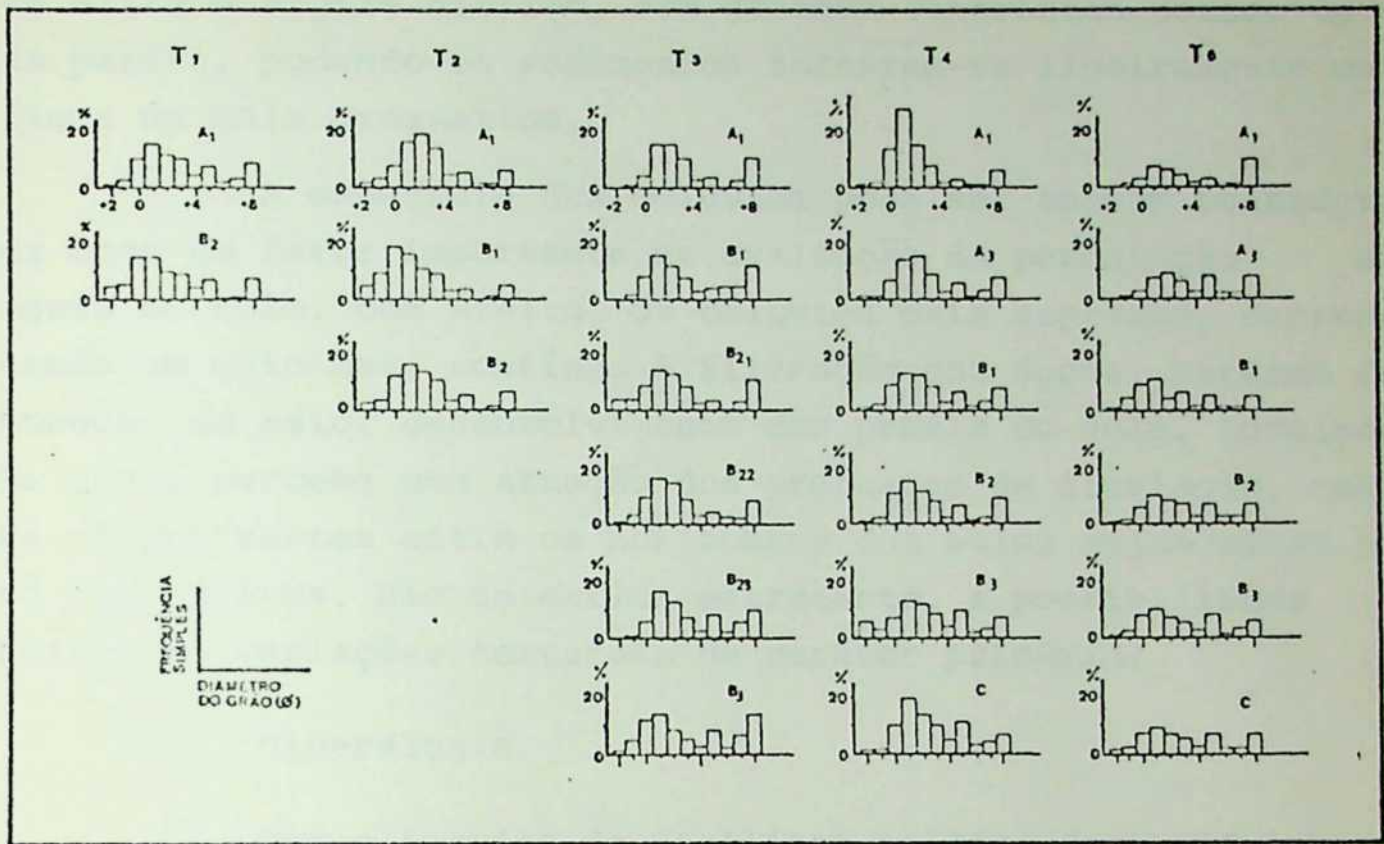


Fig. 24 - Comportamento textural nos perfis de solo: histogramas de frequência simples dos diferentes tamanhos de grãos

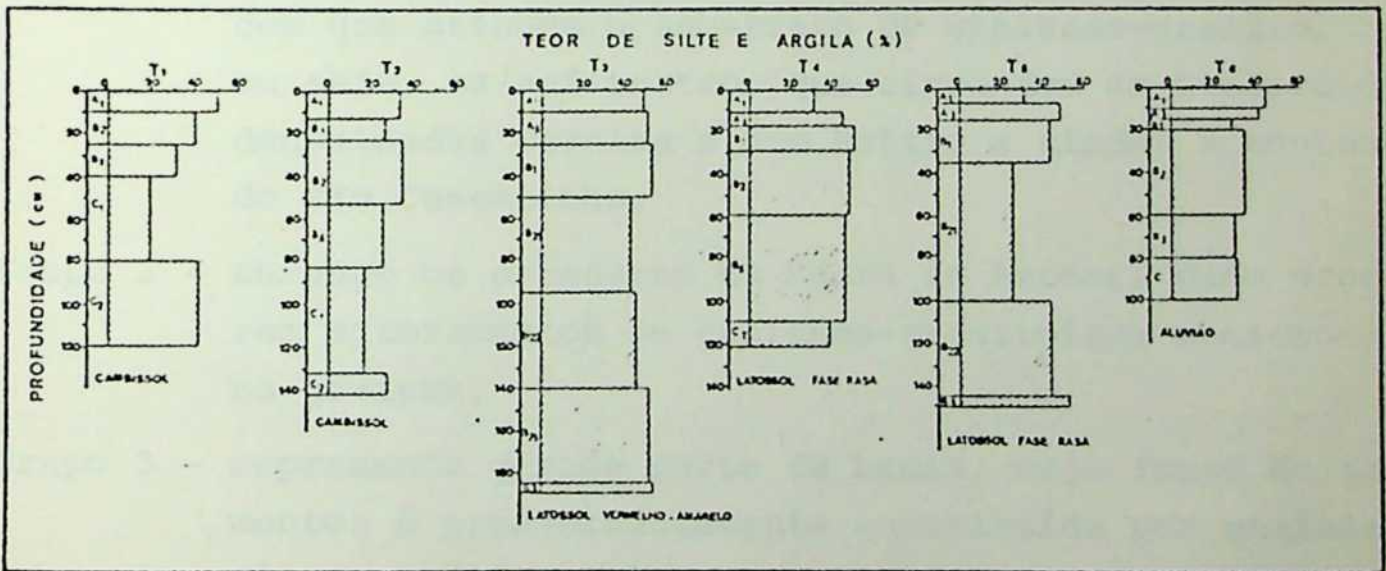


Fig. 25 - Teor em silte e argila ao longo dos perfis de solo e classificação dos solos: colúvio eluvio

idêia de que com a diminuição dos declives as águas superficiais perdem gradativamente o seu potencial de transporte (Leopold et al, 1964; Rapp et al, 1972). Em profundidade os teores

em silte e argila oscilam, sem grandes contrastes dentro de cada perfil, podendo os sedimentos tornarem-se ligeiramente mais finos ou mais grosseiros.

A espessura dos colúvios pode ser também considerada como um fator importante na avaliação da percolação das águas no solo. Com efeito, os colúvios mais espessos, representando um meio mais contínuo à filtração das águas, parecem favorecer um maior desenvolvimento dos perfis do solo. Localmente já se percebe uma atuação dos processos de iluviação, embora os contrastes entre os horizontes dos solos sejam ainda pouco expressivos. Não se exclui entretanto, a possibilidade de existirem variações texturais de caráter primário.

Mineralogia

Com o intuito de facilitar análise dos colúvios procurou-se subdividi-los de acordo com as variações litológicas observadas no substrato das respectivas áreas-fontes.

Assim, 5 grupos foram individualizados:

- Grupo 1 - compreende as cabeceiras dos sub-sistemas de drenagem que atingem o substrato de gnaisses-granitoides ou seja, os anfiteatros que circundam as localidades denominadas Caveira e Bom Retiro e ainda, a montante do rio Cascatinha.
- Grupo 2 - abrange os arredores da Pedra do Archer, onde ocorrem afloramentos de gnaisses-granitoides e microclina-gnaisse.
- Grupo 3 - representa grande parte da bacia, cuja fonte de sedimentos é predominantemente constituída por gnaisses-diversos (microclina e biotita - gnaisses).
- Grupo 4 - refere-se às áreas próximas aos veios de quartzo.
- Grupo 5 - trata-se de uma área localizada nas proximidades do Pico do Papagaio, marcada pela presença de granitos de textura fina superpondo-se aos granitoides.

Pela fig. 26 pode-se observar as distribuições percentuais dos minerais leves nas amostras estudadas. Sobressai

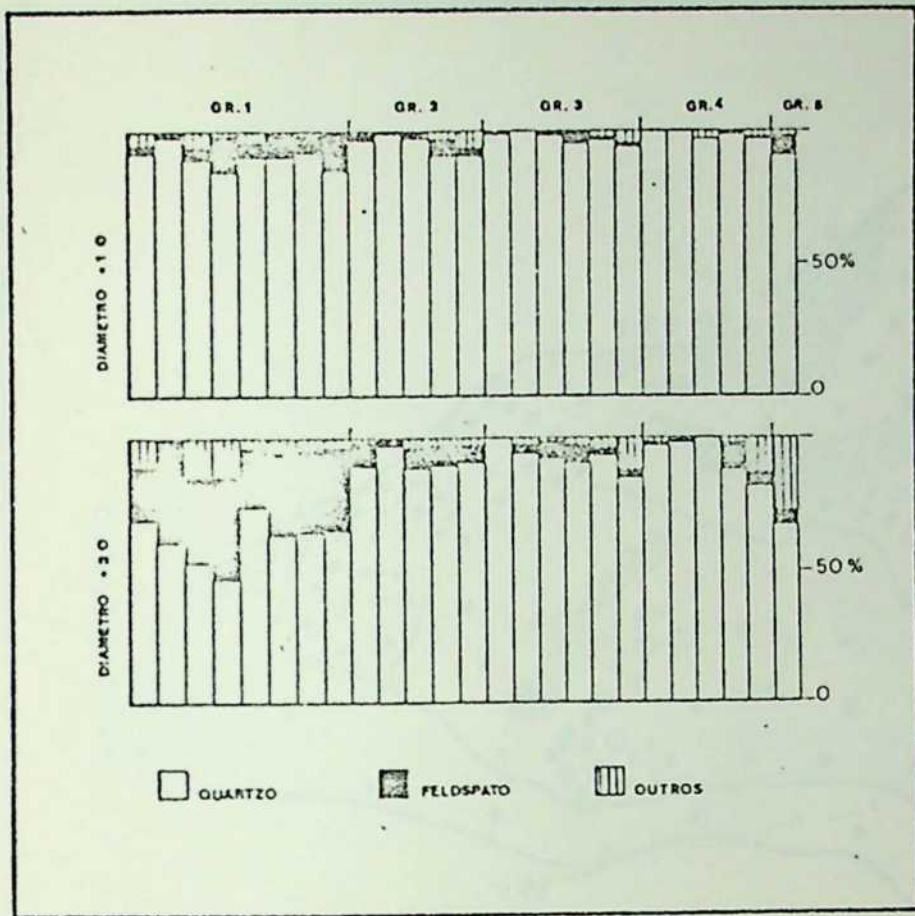


Fig. 26 - Composição Mineralógica dos colúvios: histogramas com percentuais de frequência dos cristais de quartzo, feldspatos e outros minerais (minerais leves e fragmentos de rocha)

Rudáceos dos colúvios: tamanho e litologia

Os blocos tendem a se concentrar nas zonas de ruptura de declive, ou seja, na base dos paredões rochosos. Nessas áreas ocorrem os blocos de maior diâmetro (base dos picos da Tijuca, Papagaio e Pedra do Archer). À jusante das encostas, além da redução no tamanho, ocorre uma maior dispersão de blocos dentro da matriz coluvial, restringindo-se as concentrações de rudáceos ao fundo de ravinas, principalmente nas proximidades dos veios de quartzo (ver fig. 27).

A amostragem voltada para a análise de frequência dos blocos quanto ao tamanho e litologia, obedeceu ao mesmo critério adotado anteriormente para a matriz coluvial. A fig. 28 mostra os histogramas representativos de cada grupo. No grupo 1, predominam os blocos entre 0,20 e 0,50 m de diâmetro maior, podendo atingir até 2,0 m; na maior parte são consti-

uma tendência geral ao empobrecimento dos cristais de feldspato, principalmente nos diâmetros mais grosseiros. Deve-se notar entretanto, que os mais altos teores em feldspato correspondem aos depósitos coluviais ligados à ocorrência de gnaiss granitoide (grupo 1), com um sensível enriquecimento em feldspatos na fração mais fina.

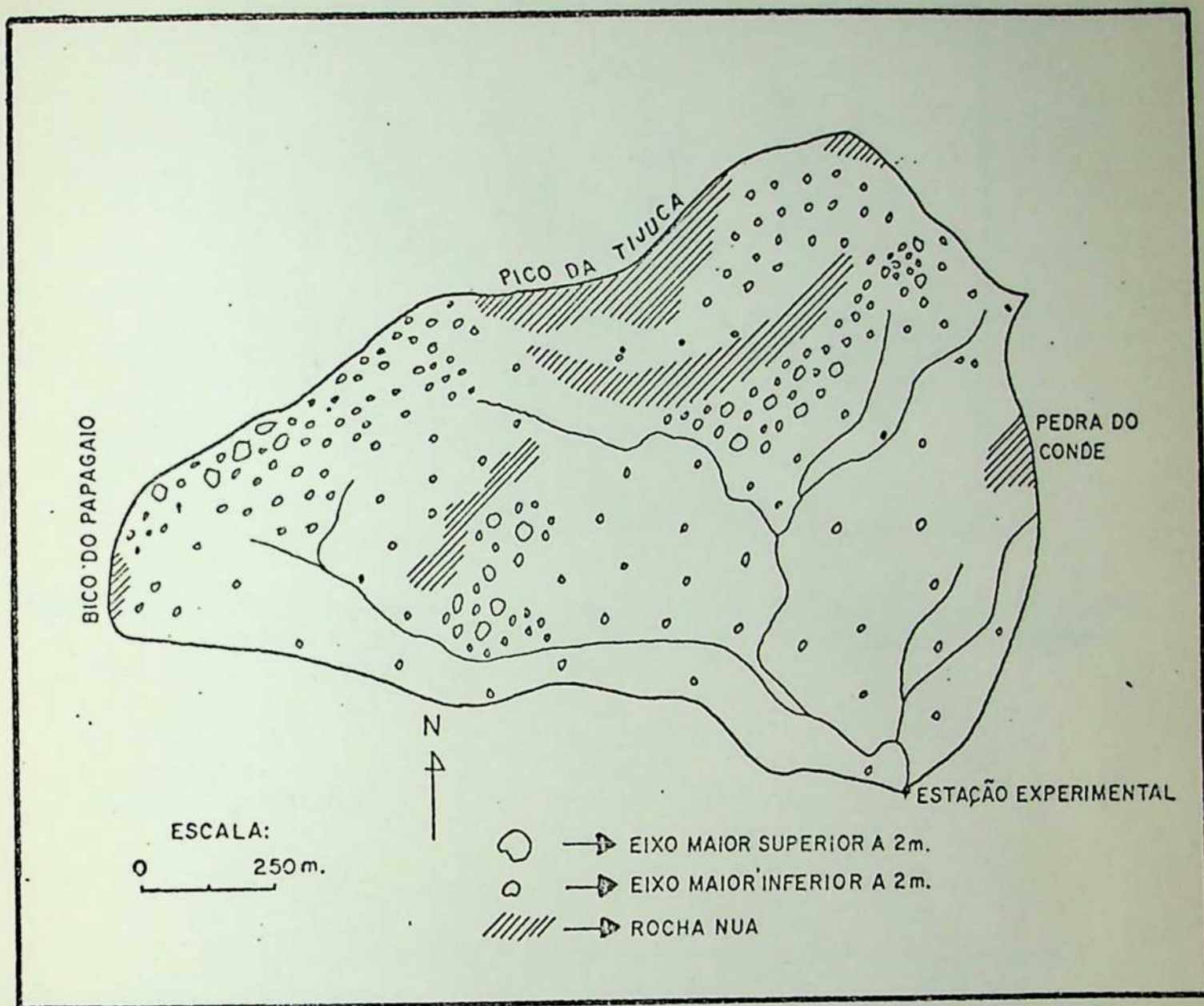


Fig. 27 - Esquema da distribuição - por diâmetro e frequência - dos blocos contidos na matriz coluvial

tuídos por granitóides. Nos grupos 3 e 5 mantêm-se o predomínio dos blocos de 0,20 e 0,50 m, podendo os maiores atingir mais de 5.0 m de diâmetro maior; ressalta-se que os granitóides passam a constituir apenas cerca de 10% da amostral total. No grupo 4 percebe-se as variações promovidas pela presença dos veios de quartzo, cujos blocos passam a predominar. Os blocos de granitóides tornam-se praticamente ausentes.

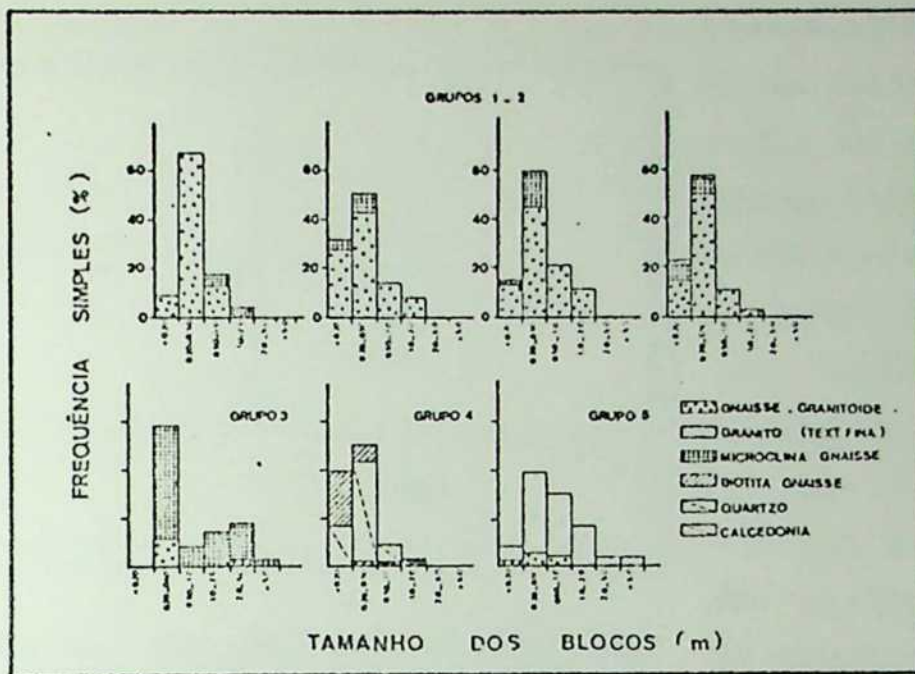


Fig. 28 - Frequência simples dos blocos de diferentes tamanhos embutidos na matriz coluvial; histogramas com percentuais de frequência quanto a composição litológica

5.2.2. Alúvios

Textura

A literatura ressalta que do ponto de vista textural, os alúvios tendem a refletir o modo e a energia do transporte (Friedman, 1961; Potter, 1967, etc.).

Na área em estudo, os leitos dos rios são constituídos por uma justaposição de blocos e seixos e clásticos arenosos. Face ao grande diâmetro dos matacões presentes, limitou-se a análise mecânica a matriz arenosa contendo cascalho até -2ϕ . As partículas mais finas (silte e argila) são praticamente inexistentes na calha dos rios, devido ao elevado gradiente e energia do fluxo.

A coleta dos sedimentos foi efetuada tanto nos canais de primeira ordem quanto nos de segunda, terceira e quarta ordens, em pontos considerados como representativos das variações topográficas e litológicas observadas na bacia (fig.30).

Pela fig. 29, nota-se que a granulação média dos materiais estudados varia entre os cascalhos finos e as areias grosseiras (-1ϕ a $+1\phi$), sendo esses valores altamente corre-

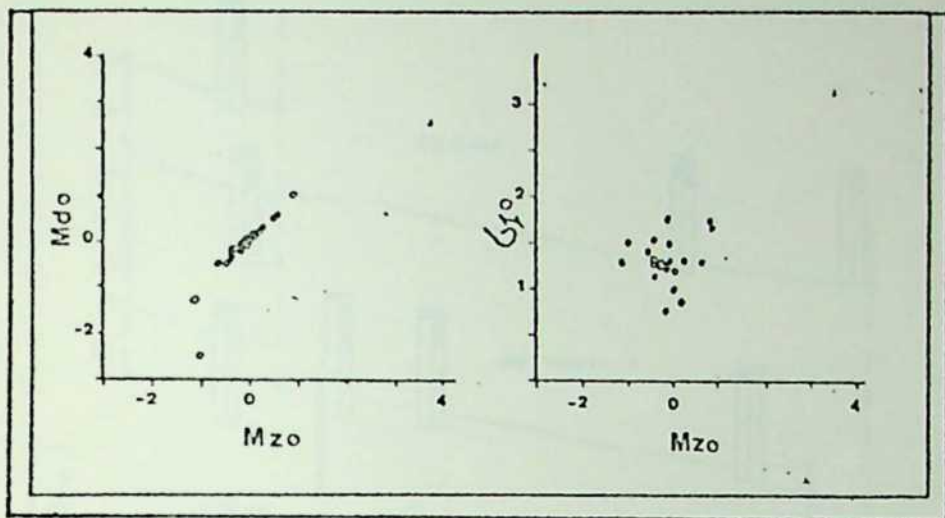


Fig. 29 - Textura dos materiais aluviais: correlação entre parâmetros granulométricos. Correlação entre os diâmetros médios ($M_{z\phi}$) e medianos ($M_{d\phi}$). Correlação entre o grão médio ($M_{z\phi}$) e o desvio padrão (ζ)

lacionados com os valores medianos. As medidas de tendência central documentam a ocorrência de fluxos de velocidades altas (ver Sundborg, 1967). No que diz respeito ao desvio padrão não ocorrem também grandes variações entre as amostras, o que parece indicar uma certa semelhança na ação seletiva do agente de transporte ao longo dos canais, nos

diversos trechos da bacia. O baixo selecionamento dos alúvios (ζ_I entre 1.0 e 1.5), parece documentar as condições do fluxo dos canais, sujeitos a flutuações amplas e rápidas. De acordo com Folk (1968) a triagem dos sedimentos tende a aumentar para fluxos de energia de intensidade moderada e também de alta persistência.

Torna-se difícil a definição das variações texturais ao longo dos perfis longitudinais dos cursos d'água face à interferência de fatores locais, destacando-se dentre eles a geometria dos canais. A morfologia de fundo varia espacialmente e também no decorrer do tempo, em resposta às amplas flutuações do regime do fluxo.

Mineralogia

Pela figura 30 observa-se que as areias e cascalhos são constituídos predominantemente por grãos de quartzo, havendo um certo enriquecimento em feldspato nas frações mais finas. Exceção é feita para o rio Conde, que se encontra fora da área de influência dos gnaisses-granitóides, e onde o teor em feldspato apresenta-se inexpressivo em qualquer diâmetro analisado.

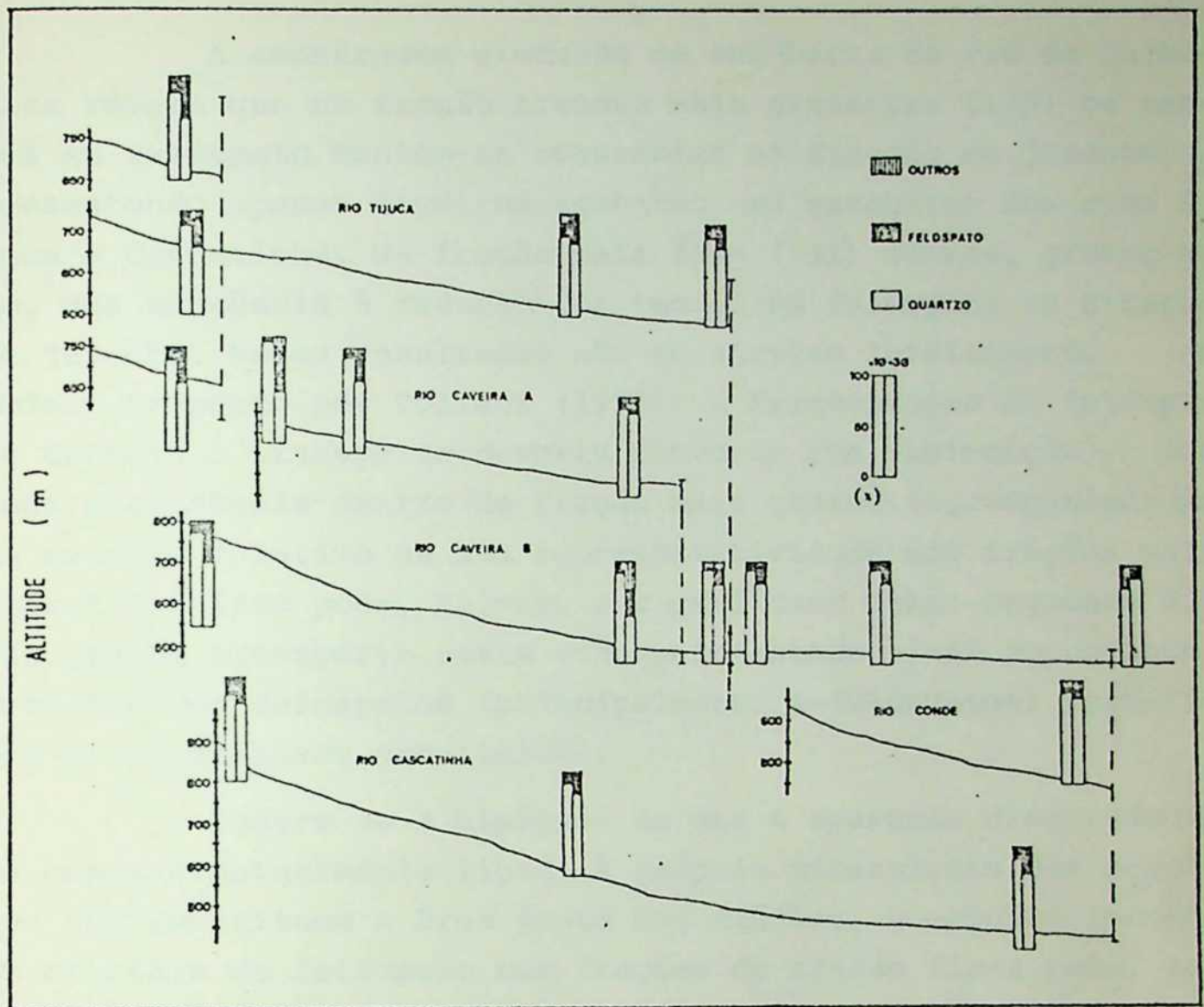


Fig. 30 - Composição mineralógica dos alúvios atuais: histogramas com percentuais de frequência dos cristais de quartzo, feldspato e outros minerais (minerais leves e fragmentos de rocha). Localizaçãõ dos pontos amostrados ao longo dos canais.

Os teores em feldspato mais elevados nas frações arenosas finas é explicado por Pollack (1961) e Monteiro et al (1974) como resultantes da fragmentação dos cristais ao longo dos planos de clivagem e também do intemperismo. Pollack observou que a abrasão mecânica dos cristais de feldspato transportados no fluxo turbulento leva a uma progressiva diminuição dos seus teores nas frações mais grosseiras, e a uma tendência à manutenção de uma razão quartzo/feldspato constante nas areias finas.

Por outro lado, Pettijohn (1957) ressalta a tendência à diminuição dos teores em feldspato para juzante, nos canais de drenagem, devido à diminuição do gradiente.

A amostragem efetuada na sub-bacia do rio da Cachoeira revela que na fração arenosa mais grosseira (+10) os teores em feldspato mantem-se constantes na direção de juzante, apresentando apenas ligeiros aumentos nas nascentes dos rios Tijuca e Cascatinha. Na fração mais fina (+30) ocorre, grosso modo, uma tendência à redução dos teores em feldspato na direção de juzante. Estes resultados não se ajustam inteiramente ao modelo proposto por Pollack (1961). A fragmentação do feldspato durante o transporte deveria provocar uma diminuição dos seus percentuais dentro da fração mais grosseira, compensado por um aumento relativo da sua representatividade nas frações mais finas. Tal fato pode, talvez, ser explicado pelas pequenas distâncias de transporte assim como pelo estado ainda pouco intemperizado dos feldspatos (principalmente K-feldspatos) fornecidos pelos gnaisses granitoides.

Sugere-se a hipótese de que a aparente distorção possa estar eventualmente ligada à própria mineralogia dos regolitos que constituem a área fonte dos alúvios. O empobrecimento em cristais de feldspato nas frações de areias finas pode, talvez, refletir uma contribuição de sedimentos maduros (colúvios) erodidos das encostas pelo escoamento superficial concentrado. A competência deste agente não parece exceder as partículas arenosas mais finas, face à retenção parcial dos clásticos pelos obstáculos naturais existentes nas encostas, dentre eles se incluindo a vegetação.

Blocos e Seixos nos alúvios

Assim como nos colúvios, os rudáceos foram analisados de acordo com a sua freqüência por tamanho e litologia. O menor tamanho considerado foi de 5 cm para o eixo maior.

A fig. 31 mostra a posição de cada ponto estudado ao longo dos perfis longitudinais dos canais. Ainda na mesma figura representam-se histogramas de freqüência simples para os diferentes tamanhos dos rudáceos e, em cada coluna, a porcentagem relativa da composição litológica. Os casos A, B, C e D representam trechos que drenam diretamente os colúvios ricos em blocos de granitoides; em E, caracteriza-se os coletores situa

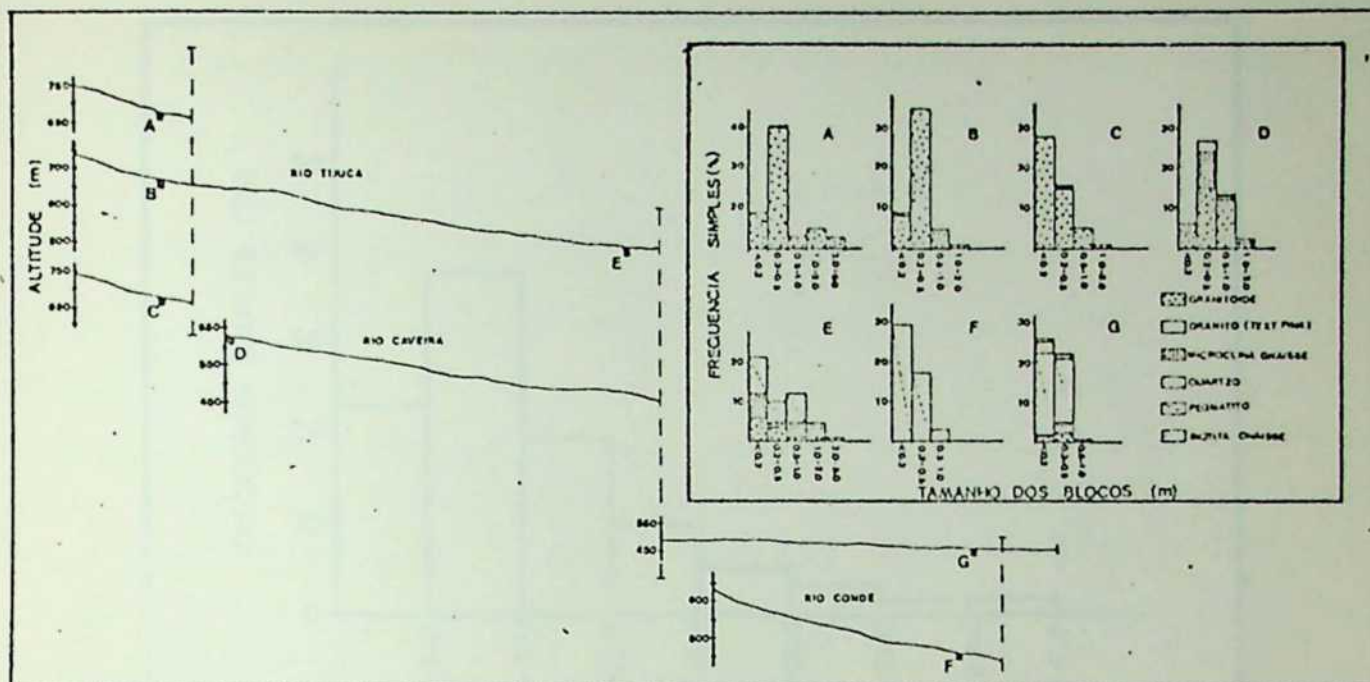


Fig. 31 - Frequência simples dos blocos de diferentes tamanhos concentra- dos no fundo dos canais; histogramas com percentuais de fre- quência quanto a composição litológica. Localização dos pontos amostrados ao longo dos canais

dos a juzante de áreas sob a influência de outras associações de rocha. No caso F, tem-se a zona fora da interferência dos granitoides (sub-bacia do rio Conde). Os resultados obtidos de monsttram uma estreita ligação entre a composição observada na calha dos rios e a cobertura coluvial das encostas adjacentes. Evidencia-se ainda uma variação no porte dos blocos de montante para juzante da bacia e já no "outlet", predominam seixos inferiores a 0.50 m de eixo maior (98%), tornando-se rarefeitos aqueles de até 1.0 m.

A distribuição de frequência de seixos e blocos ao longo das calhas fluviais é capaz de fornecer elementos para uma avaliação indireta da competência do fluxo. Como uma primeira aproximação ao problema pode-se verificar que, no "outlet" da sub-bacia (localidade G da figura 31) predominam no leito seixos de formas alongadas com diâmetros inferiores a 12 cm (ver histogramas de frequência simples contido na figura 32). Resultando o histograma de amostragem sistemática realizada em um momento determinado, tende a exprimir uma condição de energia de fluxo não controlada. Face à flutuações muito amplas da descarga líquida do canal, parece ainda prematuro especular sobre a validade da distribuição para testemunhar uma condição

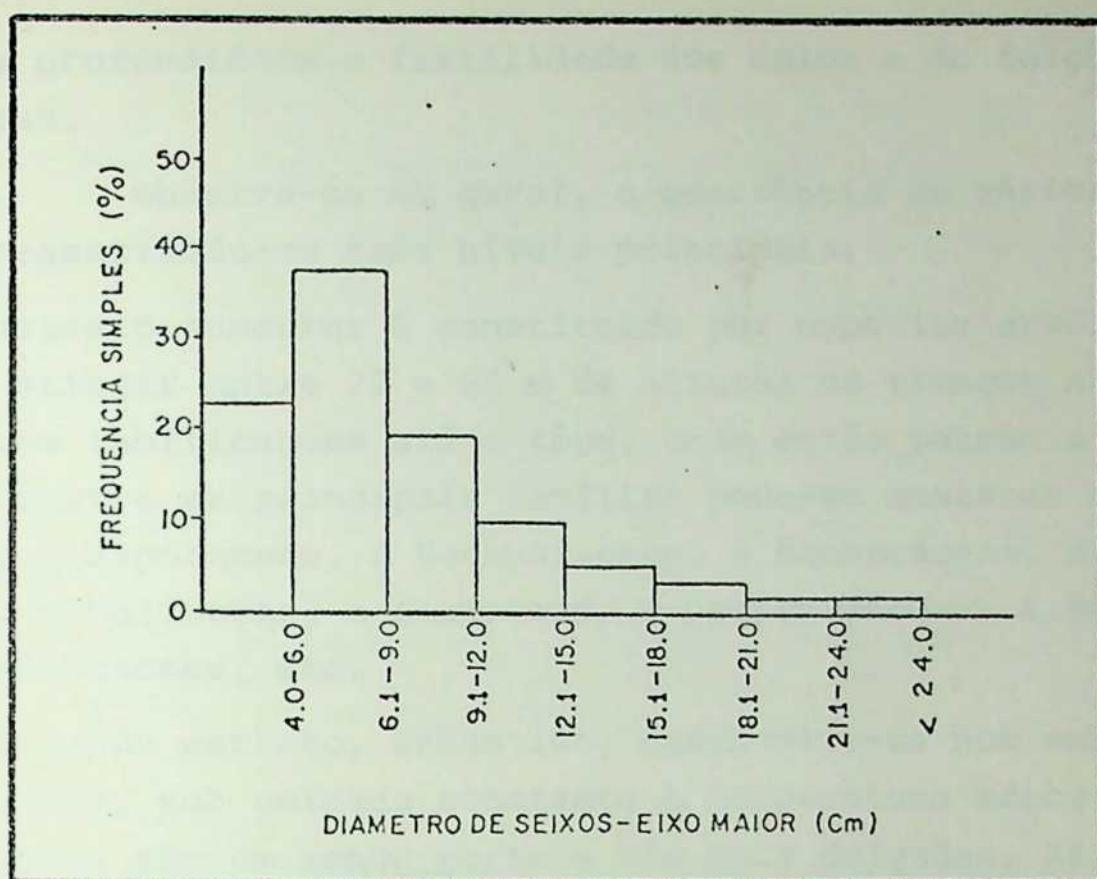


Fig. 32 - Frequência simples de blocos e seixos de diferentes tamanhos , nas proximidades da estação flúvio-sedimentométrica

"característica" para a energia do ambiente. Entretanto, pode-se assegurar que no "outlet" da sub-bacia ocorre transporte de seixos cujos eixos maiores chegam a ultrapassar os 10 centímetros. Com a continuidade do projeto será possível, através de medidas sucessivas, verificar, por análises comparativas, as variações das distribuições em função de fluxos controlados e diferenciados. Sincronicamente procurar-se-á quantificar a vazão sólida da sub-bacia do rio da Cachoeira, nela se incluindo a carga de fundo, a partir do emprego de coletores especiais já instalados na estação experimental.

5.3. Cobertura dos Solos

A comunidade vegetal encontrada na Floresta da Tijuca - mata latifoliada perene - se destaca pela grande variedade de espécies que nela se desenvolvem. O aspecto da vegetação entretanto apresenta variações espaciais, as quais parecem estar relacionadas às diferentes composições do meio. Dentre os fatores de variação sobressaem as condições de umidade ambien-

65

tal, a profundidade e fertilidade dos solos e as feições topográficas.

Observa-se em geral, a ocorrência de vários estratos, ressaltando-se três níveis principais:

a) O estrato superior é constituído por espécies arbóreas que podem atingir entre 20 e 25 m de altura; os troncos são retilíneos sem ramificações até o tópo, onde então passam a formar a copa. Dentre as principais famílias pode-se destacar a Leguminosae, a Sapotaceae, a Vochysiaceae, a Bombacaceae, a Euphorbiaceae, a Meliaceae, a Lauraceae, a Lecythidaceae, a Moraceae, a Melastomataceae, etc.

b) O segundo estrato, arbustivo, desenvolve-se num ambiente de luz difusa, sob umidade constante e temperatura menos variável. As árvores têm um menor porte e são mais delgadas. As famílias mais numerosas são: a Palmae, Rubiaceae, Myrtaceae, Piperaceae, Meliaceae, Guttiferae, Melastomataceae, Lauraceae, Nyctaginaceae, Flacourtiaceae, Proteaceae, Lacisternaceae, Annonaceae, etc.

c) Na porção inferior encontra-se o estrato herbáceo, onde as plantas não ultrapassam 2 m de altura. As famílias mais representativas são: Marantaceae, Musaceae e Lastomataceae.

Junto ao solo encontram-se ainda várias representantes das famílias Rubiaceae, Acauthaceae, Piperaceae, Solanaceae, Graminaceae e Apperaceae.

As trepadeiras, chamadas de lianas ou cipós, quando lenhosas constituem um traço marcante das florestas tropicais. Destacam-se as famílias: Aristolochiaceae, Bignoniaceae, Trigoniacae, Malpighiaceae, Dilleniaceae, Asclepiadaceae, Convolvulaceae, Compositae, Dioscoreaceae, Sopindaceae, etc.

A flora epífita, incluindo algas, líquens, cogumelos, orquídeas e outras plantas, desenvolve-se sobre os troncos e ramos de outras plantas e delas dependem, por razões mecânicas, a sua sobrevivência. As famílias mais numerosas são: Bromeliaceae, Orchidaceae, Araceae, Cactaceae, Gesneriaceae, Piperaceae, Begoniaceae, Lycopodiaceae, Hymenophyllaceae, Polypodiaceae, etc.

As diversas espécies encontradas nessa região apresentam-se em estágios de recomposição e de sucessão, denotando características diferentes das matas primitivas.

Para explicar tais características torna-se necessária uma reconstituição histórica do uso dos solos na sub-bacia estudada.

A literatura ressalta que até meados do século XVII a densa mata primitiva permaneceu praticamente intacta, tendo-se apenas notificado uma insipiente exploração de madeira. Essa ocupação teria sido pouco significativa à perturbação do meio ambiente. A partir dessa época entretanto, desencadeava-se a ação antrópica na região, vindo acarretar sucessivas transformações decorrentes da exploração efetiva de seus recursos.

No presente ítem apresenta-se um resumo da ocupação humana na região do Parque Nacional da Tijuca. Scheiner (1976) mostra a questão sob dois ângulos principais: o primeiro corresponde a fase extrativa e a fase agrícola, predominando a degradação da floresta original; o segundo, refere-se ao período ligado as medidas preventivas para a preservação da área e o reflorestamento das áreas degradadas.

Até o século XIX duas atividades econômicas predominaram na região: a extração de madeiras e o abate de árvores para lenha e carvão, atendendo as necessidades da indústria canavieira, e ainda, a atividade agrícola.

A agricultura iniciou-se com o cultivo da cana de açúcar que, das zonas de baixada expandiu-se progressivamente pelas encostas. Os sucessivos desmatamento e o emprego de técnicas primitivas na implantação desta atividade, acarretaram uma grande devastação do ambiente.

Por volta de 1760, teve início a expansão da cafeicultura no Rio de Janeiro recobrando grandes extensões das terras mais altas para aproveitar os solos fertilizados das zonas de florestas. Essa forma de ocupação prolongou-se durante todo o século XIX, porém já na segunda metade desse mesmo século começaram a surgir problemas em consequência do uso indiscriminado dos solos. Os maiores efeitos podiam ser sentidos no abastecimento em água para a população: com os desmatamentos passou-se a registrar um déficit no balanço hídrico regional e além disso os solos perdiam a sua capacidade de retenção de águas. A fim de contornar o problema foram estabelecidas algumas medidas governamentais no sentido de criar condições propícias à recuperação dos mananciais provenientes das montanhas. Destaque especial foi dado

ã região do maciço da Tijuca a qual, face à sua proximidade aos centros urbanos, era considerado como o principal centro distribuidor de águas. Dentre as medidas pode-se destacar: a) a desapropriação das áreas próximas às nascentes dos principais cursos d'água; b) a ampliação da bacia do rio Cachoeira em direção a cascata de Taunay: o rio Cachoeira foi parcialmente desviado, capturando os rios Castatinha, Tijuca e Caveira os quais, até então, drenavam para a bacia do rio Maracanã; c) a intensificação do reflorestamento⁽¹⁾ e a repressão contra os danos provocados sobre a vegetação.

O reflorestamento mais intensivo prolongou-se de 1860 até 1880, aproximadamente. Esta atividade foi desenvolvida com base em normas ditadas por órgãos governamentais e teve como critério básico para o replantio a implantação de espécies mistas e cariocas. Já no final do período somava-se um total de 90.000 árvores plantadas na região. Ressalta-se ainda que a partir de 1874 as áreas florestadas (em especial a floresta da Tijuca) passaram a ser exploradas também pelo turismo, criando-se para tanto alguns recantos de lazer: mirantes, lagos, pontes, estradas etc.

Atualmente a floresta da Tijuca insere-se ao Parque Nacional da Tijuca, o qual, por sua vez, está submetido ao Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal. Apesar de ser uma área federal, vem sendo administrada por vários órgãos estaduais.

5.3.1. A cobertura vegetal e a hidrologia das encostas: primeiros comentários

Conforme foi destacado anteriormente, a cobertura florestal exerce um papel importante na interceptação das águas pluviais. Zinke (1967) e outros autores mostram que a interceptação atua tanto no sentido de absorção de parte das águas como também na redução do impacto das chuvas sobre a superfície dos solos. Ressaltam entretanto a possibilidade de uma compensação da desaceleração pelo acúmulo de água nas copas superiores, o que permitiria a queda de gotas maiores cuja velocidade se aproximaria da velocidade de queda direta das chuvas no solo.

(1) As primeiras tentativas de replantio datam de 1848: como resultante verificou-se um aumento no volume de águas dos rios, o que veio a incentivar a continuidade de tal prática.

Na floresta da Tijuca observa-se que os níveis superiores da vegetação são os menos densos podendo ocorrer, em diversos pontos, espaçamentos entre as copas das árvores mais altas. Foi realizada uma tentativa de cálculo da área basal pelo método Qaudrat considerando-se a frequência dos troncos de alturas superiores a 2 m. Os resultados obtidos mostraram uma densidade baixa, o que poderia sugerir baixas taxas de interceptação. Entretanto, observa-se a existência de uma cobertura relativamente densa de fetos arbóreos, formações arbustivas e herbáceas. Isto evidenciou a necessidade de se vir a aplicar, no futuro, métodos mais específicos e capazes de avaliar melhor a densidade da cobertura vegetal em todos os seus estratos. Acredita-se que a interceptação torna-se mais efetiva nestes estratos inferiores, onde a cobertura vegetal apresenta-se mais densa. Esta feição seria explicada pelo próprio estágio de desenvolvimento da mata secundária.

Numa primeira análise qualitativa, nota-se o predomínio de troncos retilíneos tanto no estrato superior como no estrato arbustivo onde se entremeia também um grande número de fetos arbóreos. Este aspecto parece sugerir condições favoráveis a percolação vertical das águas pluviais ao longo dos troncos ("stem flow"), o que poderá talvez refletir numa intensificação da erosão por canaletas ("rill erosion") na base dos troncos.

Um outro papel desempenhado pela cobertura florestal refere-se à sua influência sobre o ritmo de infiltração das águas no solo desde que tende a retardar o escoamento superficial e a reduzir o impacto das gotas d'água no solo (Guy, 1964; Leopold et al, 1964 etc.). Tal fato não seria apenas um reflexo direto da associação vegetal existente, mas resultaria também da presença da capa de "litter" (Musgrave, 1947). Na área em estudo, a cobertura de "litter" é expressiva em toda sua extensão (em torno de 2 cm de espessura). A literatura ressalta duas funções básicas exercidas por estes materiais dentro do comportamento hidrológico da encosta: a) retenção de água (absorção); b) redução do impacto da chuva sobre o solo - como efeito desta segunda função observa-se a desativação da erosão por salpico ("splash erosion").

Por outro lado, De Ploey et al (1978) ressaltam ainda que a penetração radicular nos solos tendem a acelerar o processo de infiltração, favorecendo a saturação das porções mais superficiais. Observações realizadas na sub-bacia do rio Cachoeira sugerem a existência de pelo menos três sistemas radiculares diferenciados e que se associam no espaço: um mais profundo formado por raízes pouco frequentes porém de maiores dimensões, liga-se à vegetação arbustiva e arbórea. Outro, superficial, é constituído pela densa malha de raízes finas das gramíneas. O limite inferior deste último sistema parece provocar o aparecimento de uma zona de discontinuidade no que diz respeito à permeabilidade do perfil do solo. Esta faixa tende a definir a base da camada de solo que sofre atualmente a ação de movimentos de massa lentos encosta abaixo. Uma terceira associação de raízes, aéreas e que se espraiam à superfície da encosta, parece exercer um controle importante sobre o escoamento das águas superficiais. A sua atuação leva a um direcionamento e, portanto, à concentração do fluxo ("rills") ao longo de percursos pré-definidos pela distribuição do próprio sistema. As raízes quando se interpõem tangencialmente à direção do fluxo passam a funcionar como obstáculo ao aprofundamento dos sulcos. A montante da barragem ocorre a deposição de parte da carga em transporte (areia e grânulos). A jusante, o aumento da energia gera uma aceleração da atividade erosiva. O perfil longitudinal da ravina passa a apresentar degraus ou discontinuidades.

A partir desta primeira análise qualitativa sugere-se que a vegetação florestal desempenha um papel ambivalente no que diz respeito à proteção dos solos contra os agentes de desnudação.

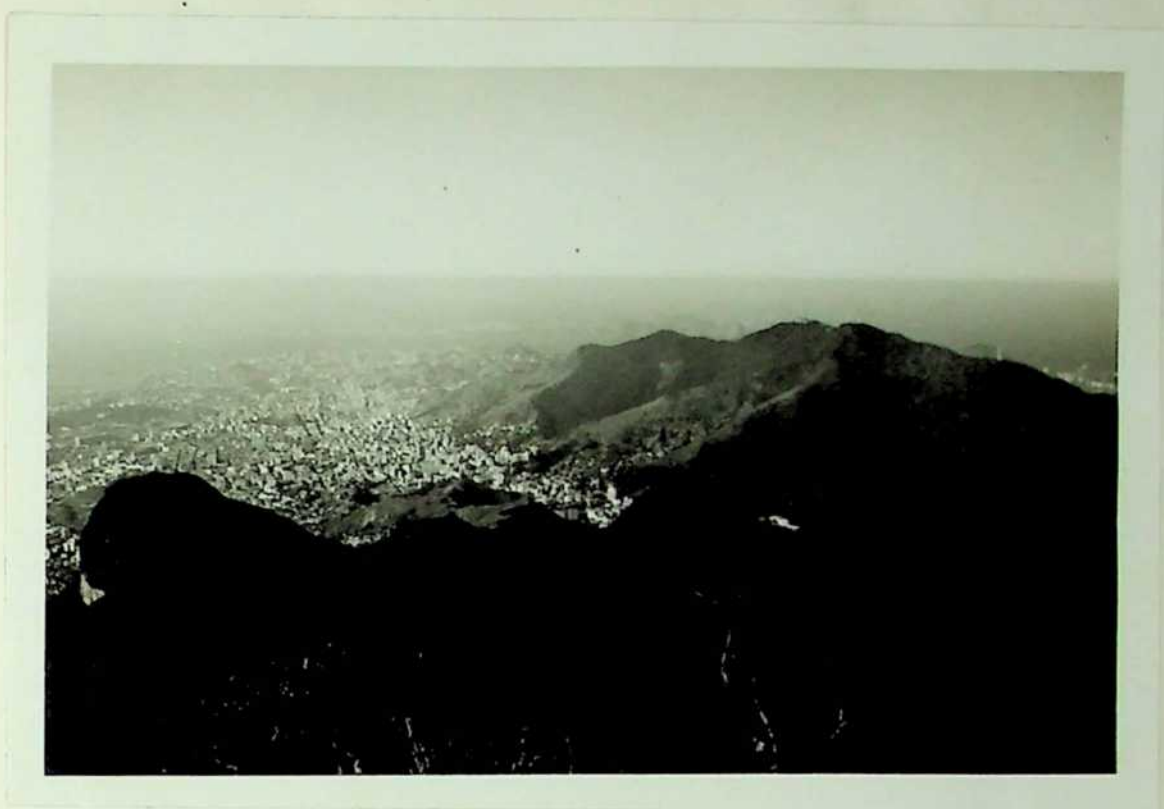


Foto 1 - Vista parcial da vertente leste do Maciço da Tijuca:
ao fundo a entrada da baía da Guanabara

Foto 2 - Esporões rochosos: a vertente oeste do Pico da Tiju-
ca



Foto 3 - Esporões rochosos: a Pedra do Conde

Foto 4 - Esporões rochosos: em primeiro plano a Pedra do Archer e em segundo plano o Pico do Papagaio



Foto 5 - Solos orgânicos com cobertura vegetal rasteira nas áreas dos esporões rochosos (Pico da Tijuca): a escala marca o limite com a rocha pouco alterada



Foto 6 - Indícios de movimentos lentos nas encostas: troncos inclinados e retorcidos nas bases

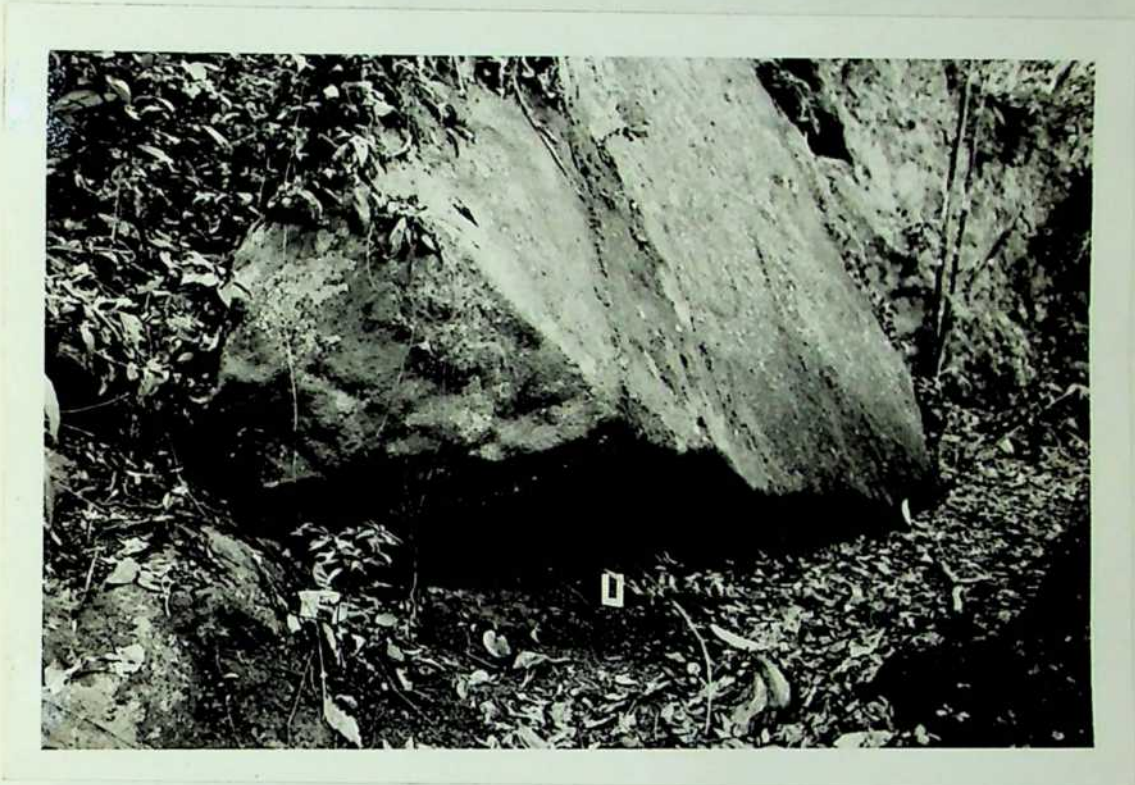


Foto 7 - Evidências de trabalho erosivo atual no contato entre os blocos e a matriz fina dos colúvios - em detalhe.



Foto 8 - Aspecto da cobertura dos solos: estrato inferior da vegetação florestal e a camada de "litter"

Foto 9 - Interior da floresta: os raios solares penetram diretamente entre as copas do estrato superior até o nível das formações arbustivas e herbáceas

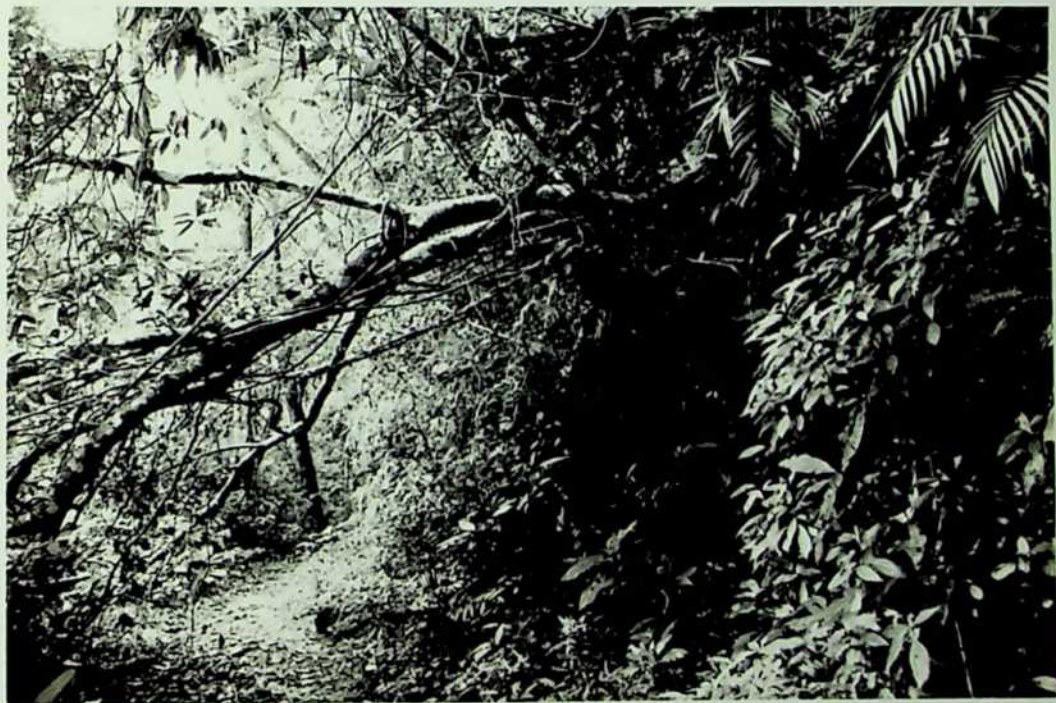


Foto 10 - Eventos ocasionais: queda de árvores.
a) entulhamento sobre os canais
b) nas encostas, sobre as picadas



Foto 11 - Sistema radicular sub-aéreo: adensamento de raízes finas condicionando aparentemente, o plano de deslizamentos lentos (solifluxão). Desbarrancamentos na base do corte de estrada



Foto 12 - Desbarrancamentos na base dos cortes de estrada: observa-se um maior solapamento abaixo das raízes



Foto 13 - a) Sistema de raízes aéreas transversal ao declive geral da encosta: evidências de erosão à jusante e retenção parcial dos detritos à montante
b) Aprofundamento da ravina abaixo das raízes



Foto 14 - Detalhe da incisão linear sob uma raiz aérea, tabular, de grande porte: observa-se no fundo da ravina a concentração de blocos

6. A ESTAÇÃO FLUVIO-SEDIMENTOMÉTRICA: PRIMEIROS ENSAIOS

A magnitude das forças envolvidas na desnudação das encostas pode ser avaliada através de medidas tomadas no "outlet" da sub-bacia. Em outras palavras significa que a resposta emitida pela bacia aos diferentes impulsos climáticos que se sucedem no tempo pode ser mensurada através das variações do fluxo d'água e do volume e concentração dos sedimentos no canal fluvial.

A quantidade e a natureza da carga sólida dos rios é função da capacidade de erosão e transporte do escoamento superficial, em lençol ("sheet") ou em canaletas ("rill"), e ainda da capacidade de transporte e retrabalhamento pelo rio durante os períodos de cheias (Guy, 1964; Colby, 1961).

A queda de uma partícula numa coluna de água reflete o balanço entre uma força gravitacional proporcional à sua massa e a força de resistência do fluido a qual, por sua vez, está ligada as condições de viscosidade e turbulência da água. Em consequência, a força necessária à movimentação do grão ("critical flow velocity" ou "critical erosion velocity") está relacionada a elementos diversos, dentre os quais as dimensões da partícula ($v_{crit}^2 = K f C_d r$ onde, " v_{crit} " é a velocidade crítica de erosão; " K ", um valor numérico dependente da densidade da água; " f ", o coeficiente de fricção da partícula e leito; " C_d " um coeficiente dependente do tamanho da partícula e do número de Reynolds e finalmente " r ", o raio da partícula.

Hjulstrom (1955) e Leliavsky (1955) demonstraram experimentalmente que apenas as partículas arenosas e rudáceas respondem integralmente à equação acima. Para as partículas finas (siltes e argilas) foram observadas velocidades superiores à esperada, podendo alcançar algumas vezes, valores maiores do que os obtidos para as areias. Sundborg (1956) explica que a atuação das forças de coesão e fricção interna dos argilo-minerais se reflete num aumento da resistência ao cisalhamento.

A distinção entre carga de fundo e carga em suspensão tem sido muitas vezes arbitrária. Em geral define-se carga de fundo como a parcela da carga total que é submetida ao movimento por arrasto, rolamento e/ou saltação sobre ou próximo ao leito. A carga em suspensão corresponde às partículas mais finas e capazes de serem sustentadas através da secção transversal do canal, sem contato com o leito, pelo turbilhonamento do fluxo.

Na prática observa-se que o fluxo em canais naturais geralmente é turbulento. A intensidade da turbulência, entretanto, varia para fluxos baixos e altos ("lower" e "upper flow regime") e também em profundidade. Kalinski (1943) e Velikanov (in Scheidegger, 1961) mostraram um aumento da intensidade da turbulência em função do aumento da rugosidade-ondulações por blocos, seixos, "bed ripples", projeção das margens, etc.

Estudos realizados em condições naturais e em laboratório tem demonstrado que a distribuição dos sedimentos não é uniforme na secção transversal de um rio: o diâmetro e a concentração de partículas sólidas tendem a refletir os parâmetros ligados à hidráulica local. De modo geral a concentração da carga sólida tende a decrescer com o aumento da distância do leito. Por outro lado, à medida em que as condições do fluxo se modificam as partículas de fundo podem entrar em suspensão e os suspensóides serem incorporados à carga de fundo. Segundo Menard (1950) a velocidade de deposição corresponde a 2/3 da velocidade crítica de erosão.

As relações entre descarga e característica dos sedimentos ("sediment load") e o fluxo canalizado são altamente complexos devido ao grande número de variáveis envolvidas e do elevado grau de interação entre elas. O grande número de equações empíricas utilizadas para estimar a taxa de sedimentos transportados, por exemplo, testemunha a contínua necessidade de ampliar o conhecimento a respeito dos processos que governam o movimento dos sedimentos nos canais. Dentro de uma visão holística, Leopold et al (1964) acreditam que os avanços almejados de verão se ancorar principalmente em inovações teóricas aliadas a experimentos críticos, e não necessariamente no acúmulo de dados empíricos adicionais. Da mesma forma, Guy (1964), ressalta que não se pode considerar prática a definição de leis que indiquem as taxas e a quantidade de sedimentos transportados nos canais, em localidades específicas, em consequência da ampla variação no tempo e no espaço dos fatores ativos e passivos envolvidos no fenômeno.

Verifica-se, portanto, que o transporte de sedimentos nos canais fluviais representa um campo aberto aos estudos experimentais. No presente texto pretende-se, apenas, fornecer uma avaliação preliminar, qualitativa, de alguns aspectos do comportamento fluvio-sedimentométrico da sub-bacia do rio da

Cachoeira em resposta a eventos pluviais individuais. Acredita-se que este primeiro diagnóstico possa vir a ser útil na orientação das etapas posteriores do trabalho, quando se procurará de finir melhor a natureza e a intensidade do processo erosivo atuante sobre as encostas. Este tema transcende a campos de conhecimento específico e somente poderá ser abordado, no futuro, dentro de um enfoque interdisciplinar.

6.1. O Fluxo Canalizado

6.1.1. A estação fluviométrica

Para o desenvolvimento do presente projeto de pesquisa foi implantada pela SERLA uma primeira estação fluviométrica acoplada a um posto pluviométrico. A estação (anexo) apresenta um vertedouro retangular em concreto, um tubo vertical padronizado para ligar o linígrafo, além de um linímetro. O registrador gráfico do nível da água é automático com sistema de bóia e tem autonomia semanal (modelo IH-04). Problemas de ordem técnica observados a partir do momento de funcionamento da estação levaram, porém, a uma posterior reestruturação do sistema de controle (as dimensões do vertedouro e a localização do linígrafo não preencheram os requisitos para satisfazerem plenamente as suas funções durante os períodos de cheia).

Optou-se então pela implantação de uma nova estação fluviométrica, localizada 200 metros a jusante e que deverá entrar em funcionamento no futuro próximo⁽¹⁾. Construiu-se um vertedouro duplo sendo uma parte triangular em lâmina metálica e com abertura de 90° - para águas baixas. A parte superior consiste em um vertedouro retangular em concreto para águas médias e altas. O linígrafo anterior foi substituído por um outro modelo mais adequado às características do fluxo (linígrafo com sensor de pressão, escala intercambiável, modelo Olimpi).

(1) A nova estação foi implantada pela Hidrocean S.A., contando ainda com sugestões fornecidas pelo Dr. John R. Waugh do Water and Soil Division da Nova Zelândia.

6.1.2. As variações do fluxo d'água

Face aos problemas técnicos enfrentados pela estação fluviométrica inicial tornou-se impraticável o dimensionamento das variáveis ligadas ao fluxo líquido. Levou-se em consideração provisoriamente apenas os dados de cota os quais, apesar de apresentarem possíveis deformações, podem ser tomados como aproximações - de significado puramente qualitativo - das tendências das variações do fluxo. Deve-se salientar, contudo, que não se pretende extrapolar os valores de cota para a identificação da magnitude da descarga líquida. Espera-se poder, no futuro, reaproveitar melhor estas observações corrigindo os registros atuais a partir dos dados de controle fornecidos pela segunda estação.

Um dos critérios usualmente adotados na observação das variações do fluxo d'água baseia-se na representação das curvas de estágio-descarga. Colby (1960), Dawdy (1961) e outros autores mostraram, entretanto, que em muitos casos esta correlação pode ser pobre muito embora a descarga seja uma função da profundidade e velocidade do fluxo. Relacionam este fato à condição de regime do fluxo: à medida que a velocidade do fluxo aumenta o regime pode mudar de tranquilo para rápido ("tranquil" para "rapid flow" de acordo com o número de Froude) mesmo que a profundidade permaneça constante ou não aumente sensivelmente. A profundidade média ou raio hidráulico plotada contra a descarga ou velocidade média pode mostrar uma quebra ou discontinuidade da curva.

A característica básica do fluxo d'água no "outlet" da sub-bacia é representada pela sua alta discontinuidade e que reflete o imediatismo das respostas emitidas pela bacia aos diferentes impulsos da chuva.

O volume, duração e intensidade das chuvas, bem como a distribuição antecedente da precipitação, tem sido destacado por diversos autores como sendo os principais parâmetros para identificação de sua efetividade sobre o meio. No caso presente verifica-se que tanto o volume como a duração (total) por si só não parecem ser refletidos diretamente no comportamento das águas do rio. As condições antecedentes importam na medida em que intervêm na oscilação da cota inicial da hidrógrafa, bem como no intervalo de tempo entre o início da chuva

e a concentração final das águas à altura da estação. A intensidade da chuva por outro lado, parece ser o indicador mais preciso do comportamento hidrológico da bacia.

No "outlet" em estudo a cota mínima observada corresponde a 0,34 m e a máxima, ligada a episódio isolado de 230,0 mm de precipitações em cerca de 15 horas elevou-se a 1,15 m. Estes dados mostram uma amplitude de variação - provisória - de 0,81 m, significativa em se tratando de uma bacia pequena de fortes gradientes.

Para se obter uma melhor compreensão do comportamento do rio procurou-se selecionar algumas curvas de chuvas de diferentes tamanhos e que apresentassem variações de distribuição. Os pluviogramas foram decompostos em intervalos constantes de uma hora e o mesmo foi feito para os linigramas correspondentes (a sincronia dos gráficos deve ser considerada como aproximada).

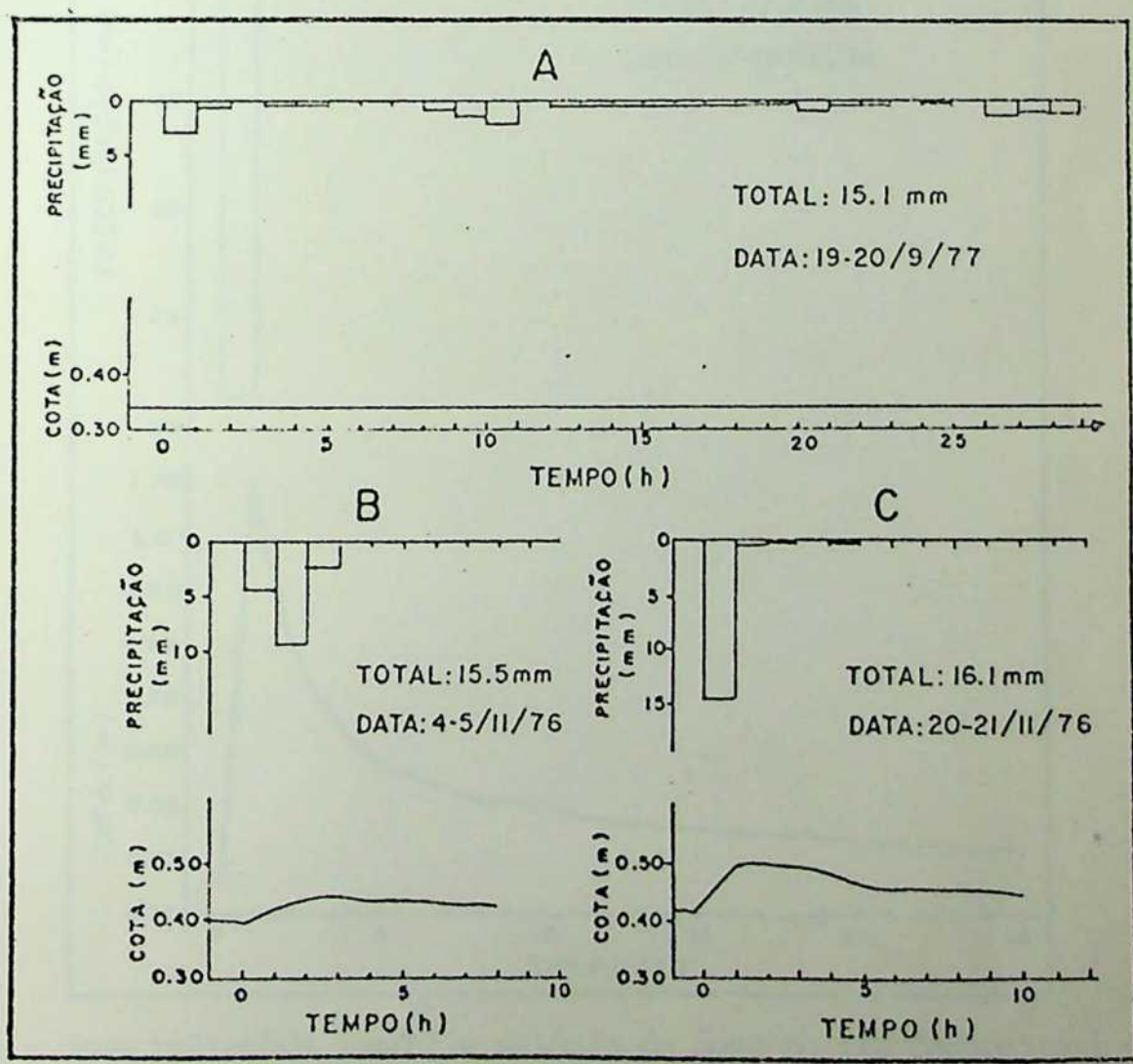


Fig. 32 - Precipitações (mm/h) e estágio da água no rio Cachoeira, à altura da estação fluviométrica, durante 3 períodos de chuvas de volume total aproximado: A- distribuição em 30h; B- concentração em 3h; C- concentração em 1h.

Pela figura 32 A percebe-se que as chuvas fracas, de baixa intensidade, mesmo quando prolongadas no tempo, parecem ser insuficientes para provocar um aumento do estirante da coluna d'água. Pela figura 32 B e C observa-se que totais de precipitações ainda baixos, porém de distribuição mais concentrada, são capazes de serem refletidos pela subida da cota do rio.

Analizando as figuras 33, 34 e 35 pode-se delinear algumas tendências da resposta do fluxo, ainda em termos quali

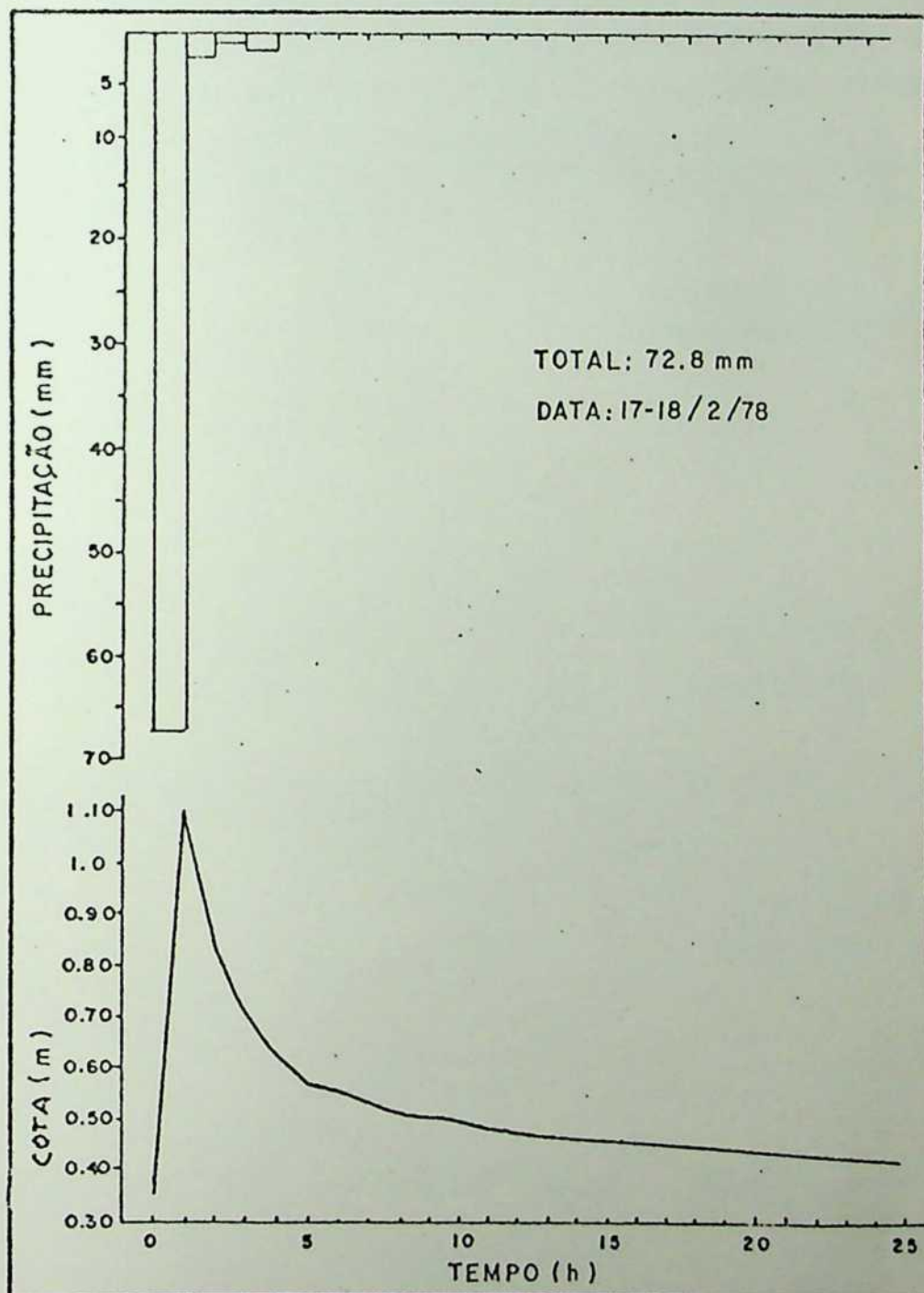


Fig. 33 - Precipitações (mm/h) e estágio da água no rio Cachoeira à altura da estação fluviométrica: caso de chuvas altamente concentradas na primeira hora da distribuição

tativos, aos impulsos climáticos. A profundidade da coluna d'água tende a acompanhar o ritmo de distribuição das chuvas : impulsos mais concentrados são refletidos por curvas de cota mais estreitas e ponteadas. A defasagem entre o início das chuvas e a subida das águas assim como a velocidade da ascensão parecem refletir a intensidade inicial das precipitações. O valor pico ("peak flow") é geralmente alcançado quando as chuvas atingem a intensidade máxima de uma hora. Em geral o receso inicial das águas é rápido, podendo tornar-se mais lento caso as chuvas persistam, mesmo com intensidade reduzida. Quando as chuvas se reintensificam antes do rio haver retomado a sua cota de base o aumento do estirante tende a ser mais acentuado: as novas cotas parecem corresponder, na realidade, a um acréscimo a ser computado sobre o nível antecedente.

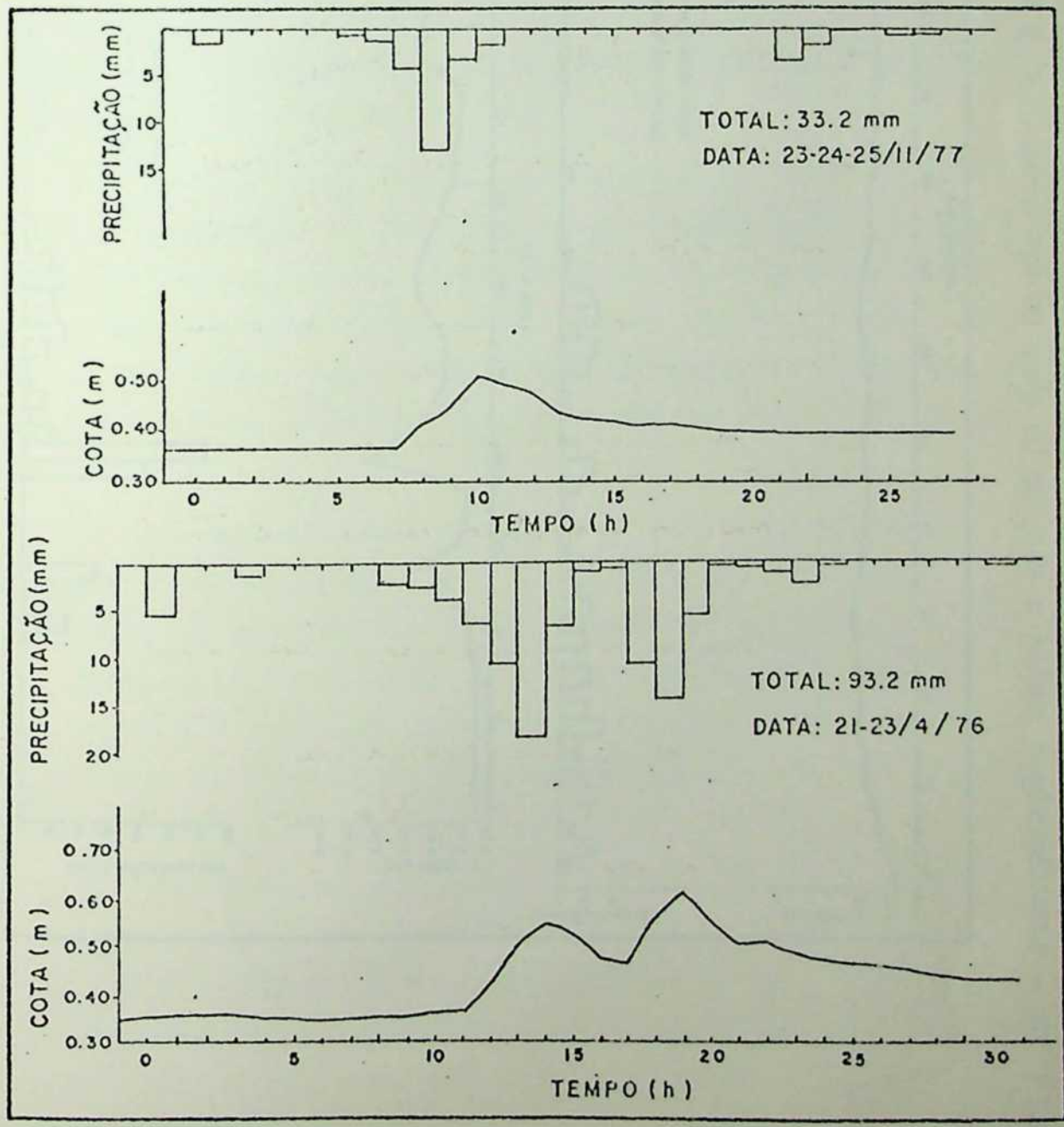


Fig.34 - Precipitações (mm/h) e estágio da água no rio Cachoeira, à altura da estação fluviométrica: caso de chuvas com reintensificações parciais na sua distribuição.

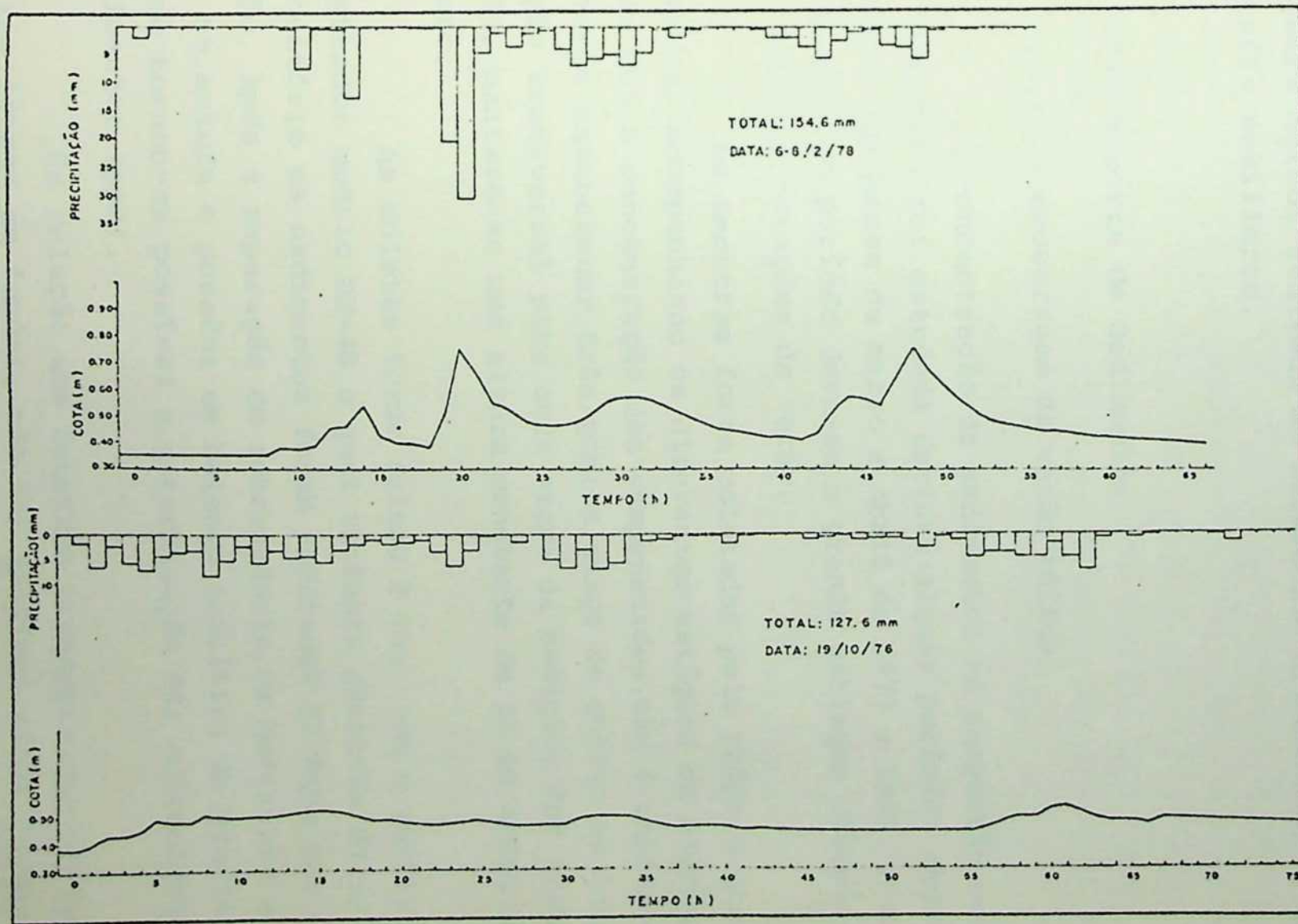


Fig.35 - Precipitações (mm/h) e estágio da água no rio Cachoeira, à altura da estação fluviométrica: caso das chuvas de volume elevado, com variações de intensidade na sua distribuição

Em algumas oportunidades pode-se observar uma defasagem entre o término das chuvas na estação e o momento máximo da altura do fluxo d'água. Tal fato sugere uma distribuição espacial irregular das chuvas na sub-bacia em estudo. Esta hipótese será melhor avaliada no futuro com a implantação de pluviógrafos auxiliares.

6.2. O Transporte de Sedimentos

6.2.1. A amostragem da vazão sólida

A concentração de sedimentos em suspensão no alto Rio Cachoeira foi estudada durante alguns períodos chuvosos ocorridos nos meses de março e abril de 1977 e 1978. A restrição quanto ao período deve-se a grande estiagem observada nas duas últimas estações de verão.

As amostras foram coletadas pelo próprio grupo de trabalho, acompanhando os diferentes estágios da hidrógrafa. Sabendo que a concentração dos suspensoides não é uniforme, procurou-se estabelecer três pontos fixos de coleta ao longo da secção transversal para cada etapa da medição. Por essa mesma razão, manteve-se uma altura constante de 10 cm acima do leito do rio.

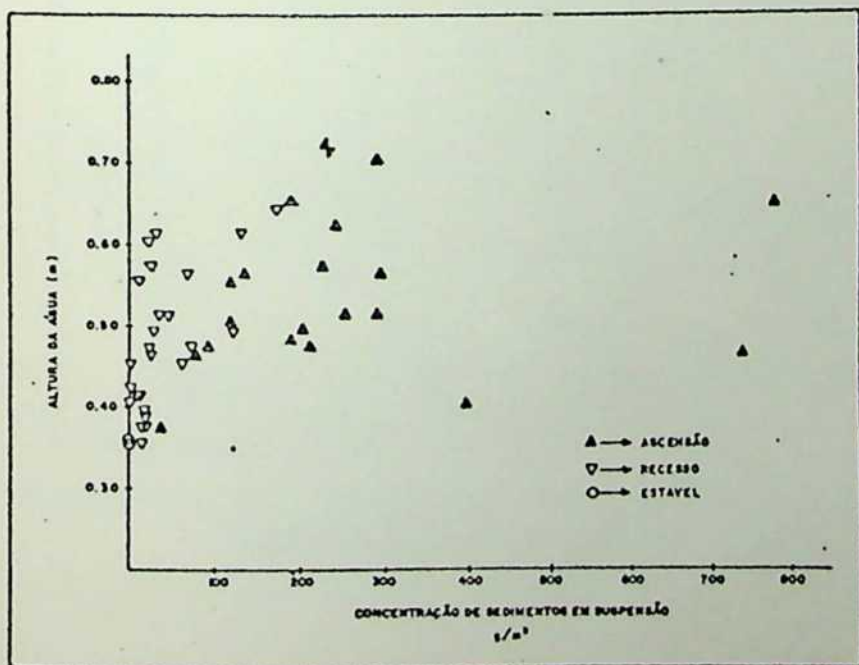
As coletas foram feitas à vau, com o auxílio do amostrador modelo DH-48 o qual sustenta garrafas de 1/2 l. Em laboratório os sedimentos foram separados da água por centrifugação. Após a separação do sobrenadante, os materiais eram secos na estufa e pesados em balança analítica de precisão. Dessa forma tornou-se possível a determinação das concentrações de sedimentos (ppm).

Em relação aos detritos transportados sobre o leito do rio (carga de fundo), não foi possível ainda encontrar uma técnica adequada para a sua mensuração. Diversos métodos tem sido propostos para atender a esse fim, no entanto a própria literatura reconhece as suas limitações. Isso evidencia a necessidade de desenvolvimento de novas técnicas e instrumentos para o controle da carga de sedimentos sob condições naturais.

Considerando a relevância do problema aos estudos de geomorfologia, está previsto no programa de pesquisas da estação experimental, uma série de ensaios de medições da carga em transporte de fundo. Para tanto foi idealizado um amostrador, adequado às características do rio, pela empresa Hidrocean S.A. (modelo Hidro). O aparelho consiste de uma base de ferro com 30 kg e que permanecerá fixa sobre o leito. A caixa coletora é móvel e possui uma malha de nylon para armazenamento das partículas. A abertura dessa malha é de 0.50 mm e foi escolhida de acordo com o diâmetro médio dos grãos depositados no fundo do rio.

6.2.2. Concentração de sedimentos

Uma primeira preocupação voltou-se para o estudo dos sedimentos transportados durante os diferentes estágios do fluxo do rio. Para tanto, os dados obtidos nas medições de 1977, foram plotados na fig. 36, permitindo observar que a concentração de sedimentos, para uma determinada cota, tende a ser maior no momento de ascensão das águas do que no período de recesso. O resultado parece confirmar Colby (1961), o qual mostra que em bacias pequenas geralmente a quantidade de sedimentos, para uma mesma descarga, é maior durante a ascensão das águas do



que na sua fase de rebaixamento.

Na mesma fig.36 pode-se notar ainda que na fase de subida do nível da água, para cotas iguais, ocorre uma ampla variação na quantidade de sedimentos. No entanto, quando as águas baixam novamente, a concentração varia bem menos, predominando valores baixos nas diferentes alturas observadas.

Fig.36 - Estágio da água e concentração de sedimentos em suspensão no rio Cachoeira à altura da estação fluviométrica durante vários eventos pluviiais individualizados - 1977

A concentração de sedimentos transportados em suspensão parece mostrar-se desvinculada da cota dos rios. Para explicar tal fato existem pelo menos duas hipóteses que não se excluem entre si: 1 - a descarga de sedimentos finos estaria mais vinculada ao suprimento de partículas pelas encostas da bacia de drenagem e, como tal, não espalharia com rigor as características do fluxo canalizado; 2 - o comportamento dos suspensoides poderia refletir variações de velocidade do fluxo pelas cotas iguais (transições dos fluxos tranquilo e rápido).

Na fig. 37 mostra-se como exemplo, a variação de concentração de suspensoides a partir de eventos individualizados. As sequências amostradas referem-se a três séries de amostras de água coletadas durante as chuvas de abril de 1978. Estas chuvas apresentam em comum um volume total aproximado (cerca de 30 mm), porém se diferenciam quanto à intensidade por 30 minutos de chuva. Todos os casos apresentaram uma certa semelhança nos resultados:

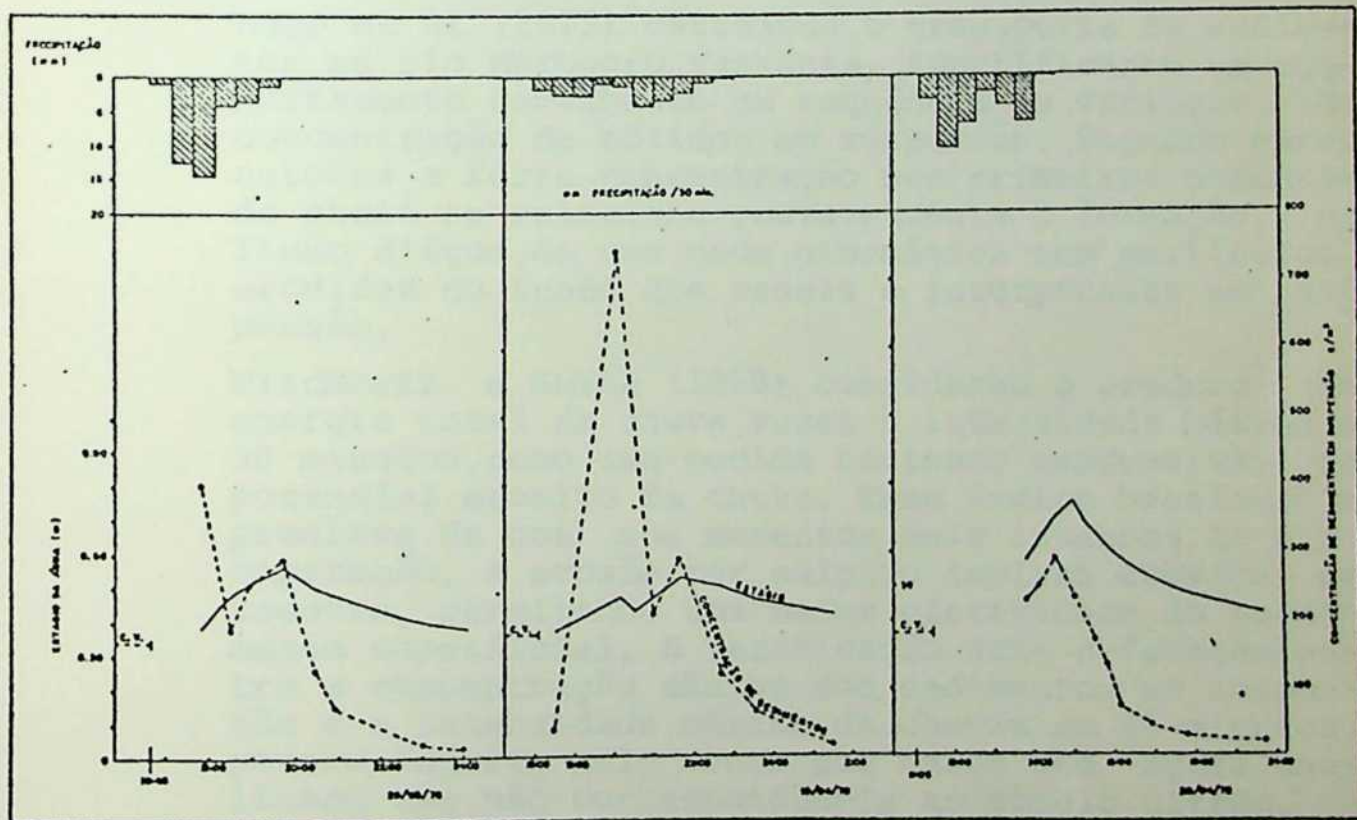


Fig.37 - Precipitações (mm/30 minutos), estágio da água e concentração de sedimentos em suspensão no rio Cachoeira à altura da estação fluviométrica durante 3 períodos de cheias (março-abril/1978)

- a) próximo ao nível do fluxo de base, a concentração sedimentos é muito baixa;
- b) um rápido crescimento ocorre nos primeiros momentos da as-

censão das águas. A maior concentração de sedimentos parece não corresponder ao valor pico do fluxo, não conferindo também com a intensidade máxima da chuva;

c) após essa concentração máxima, ocorre um decréscimo acentuado no transporte em suspensão;

d) nos registros mais completos verifica-se a existência de um segundo pico na curva de sedimentos, o qual aparentemente estaria relacionado ao término do impacto da chuva sobre a área;

e) nos dois primeiros casos nota-se uma superposição entre o fluxo máximo e o pico secundário da concentração de sedimentos. No último exemplo, ocorreu uma pequena defasagem entre término da chuva na área da estação e o fluxo máximo registrado;

f) após as chuvas, a redução na quantidade de sedimentos é brusca, atingindo-se, nos três casos, uma baixa concentração logo na primeira hora do recesso das águas do rio.

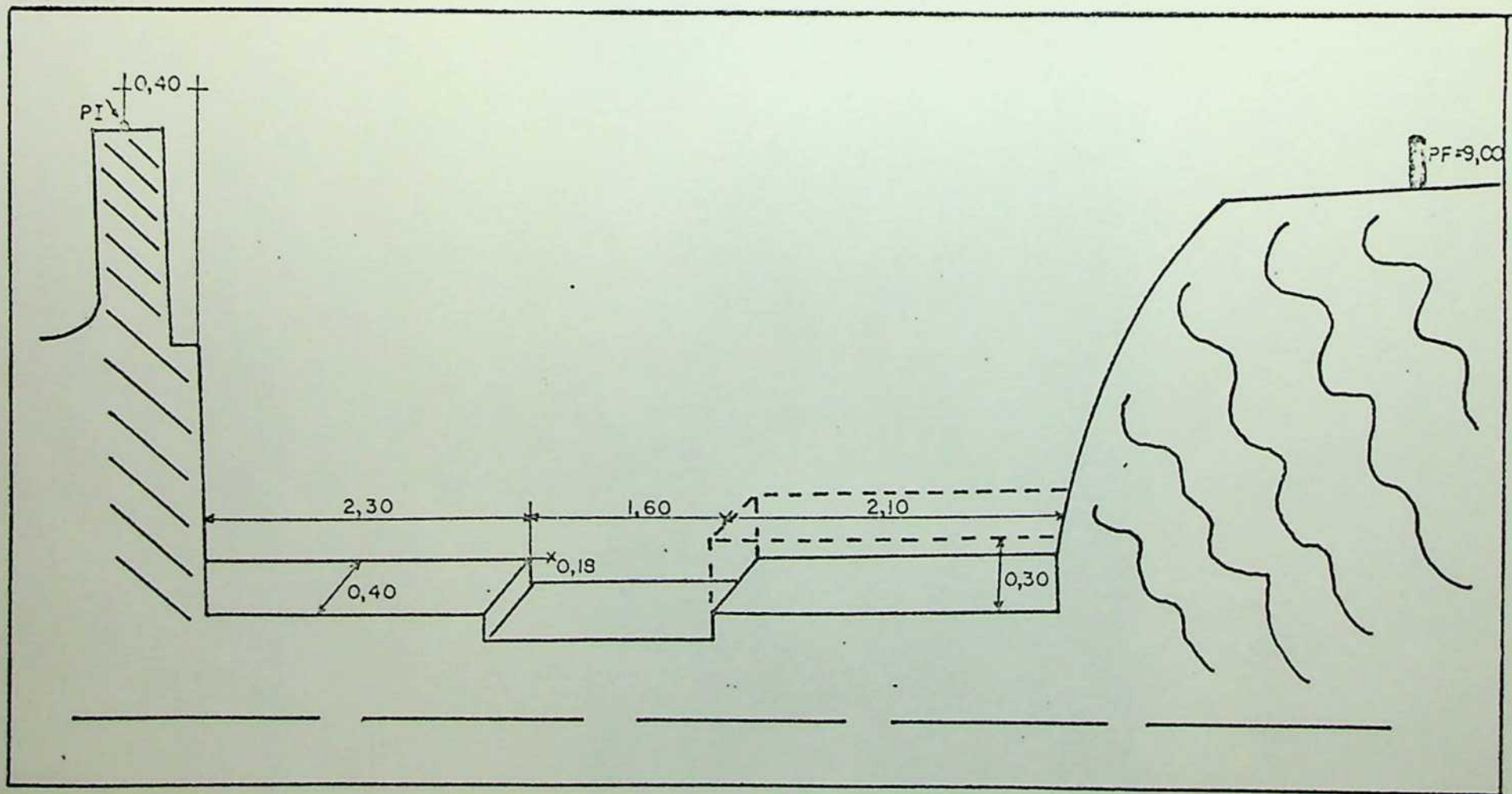
Rapp et al (1972) estudando o transporte de sedimentos no rio Morogoro, Tanzania, identificaram um comportamento semelhante na sequência de variação da concentração de sólidos em suspensão. Segundo esses autores a forte concentração nos primeiros momentos da cheia se relaciona provavelmente à formação, no fluxo d'água, de uma onda cinemática com partículas erodidas do fundo dos canais e incorporadas em suspensão.

Wischmeier e Smith (1958) consideram o produto da energia total da chuva vezes a intensidade máxima em 30 minutos, como uma medida bastante expressiva do potencial erosivo da chuva. Esse índice baseia-se na premissa de que aos momentos mais intensos da precipitação, a erosão por salpico (splash erosion) se acentua, permitindo uma maior efetividade do escoamento superficial. A verificação numa defasagem entre a concentração máxima dos sedimentos em suspensão e a intensidade máxima de chuvas em 30 minutos parece sugerir pelo menos nos casos até agora analisado uma não correspondência ao modelo citado.

Estudos experimentais por sua vez, tem chamado a atenção para as variações nas condições de erosibilidade dos solos por lavagem pluvial ("rainwash") em função de condições antecedentes bem definidos. A remoção acelerada de partículas ao longo das vertentes poderia espelhar uma maior disponibilidade de material no momento inicial das chuvas, acarretando des

sa forma uma maior contribuição aos canais nessa etapa (Bryan, comunicação oral de De Ploey). Outros autores consideram ainda a importância da atividade biológica dentre os fatores passíveis de promoverem alterações na erosibilidade dos solos. Yair (comunicação oral de De Ploey) em estudos no deserto de Negev, verificou que a quantidade de detritos mobilizados está relacionada à atividade biológica a qual por sua vez sofre influência das condições climáticas da região: nos períodos chuvosos essa atividade seria mais desenvolvida, promovendo a liberação de um maior volume de clásticos.

As experiências descritas acima são válidas ao estabelecimento de novas diretrizes para a continuidade dos estudos. Considera-se no entanto ainda prematuro maiores especulações sobre o problema, face a própria restrição dos dados coletados até o presente. As extrapolações por outro lado não são aconselháveis, tendo em vista as próprias variações das condições ambientais nas diversas regiões estudadas.



Dimensões do vertedouro da primeira estação fluviométrica - visto de montante para juzante



Foto 15 - Estação fluviométrica recentemente implantada na sub-bacia do rio Cachoeira

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E DIRETRIZES

As observações realizadas no alto curso do rio da Cachoeira possibilitaram a formulação de algumas considerações a respeito de interações entre os componentes do meio físico e a efetividade erosiva das águas pluviais.

Os primeiros ensaios para a detecção do comportamento fluviométrico mostraram uma estreita relação entre as pulsações das precipitações e a resposta emitida pela sub-bacia. A curva de profundidade do estirante de água tende a acompanhar a curva do impulso climático: as amplas variações do fluxo canalizado refletem a descontinuidade da distribuição das chuvas de diferentes intensidades.

Também a carga sólida transportada no canal fluvial parece acompanhar o ritmo e a variabilidade das precipitações. As concentrações de suspensóides são muito altas no início das chuvas e caem rapidamente com o término da mesma não acompanhando, portanto, o recesso mais gradual das águas. As variações das concentrações observadas para uma mesma cota de altura do fluxo - nos estágios de ascensão e recesso das águas - poderiam refletir: 1) a importância da contribuição lateral, erosão das encostas, como fonte de detritos transportados pelo rio; 2) a remobilização, pelo fluxo, dos materiais depositados temporariamente no leito durante os períodos prévios de estiagem.

Teoricamente as características físicas dos solos (textura grosseira, horizontes mal definidos e espessuras variáveis) associadas à presença da cobertura florestal, tendem a favorecer a infiltração das águas em detrimento do escoamento superficial. As observações de campo abaixo discriminadas evidenciam, entretanto, o importante trabalho efetuado pelos agentes de erosão das encostas:

1. A ausência de perfis de solos bem estruturados denuncia um ritmo de desnudação acelerado. Enquanto a espessura dos colúvios e a estruturação dos perfis de solo estão inversamente relacionados aos gradientes das vertentes, a textura tende a manter uma relação direta com a geometria do relevo. A

parece, portanto, uma aparente contradição no que concerne a hidrologia das encostas; enquanto nas encostas íngremes a pequena espessura dos solos e a fraca pedogênese sugerem baixas taxas de infiltração - pressupondo excedentes de precipitação significativos - a textura grosseira dos solos (excetuando os paredões rochosos) tende a favorecer a filtração das águas. Face ao exposto considera-se a necessidade de controlar experimentalmente o comportamento dos solos no que concerne a distribuição das águas. A partir de sub-domínios pré-definidos acredita-se ser interessante a mensuração de algumas propriedades físicas dos solos ligadas ao processo de infiltração (permeabilidade, porosidade) acoplada ao controle direto da magnitude relativa do escoamento superficial e sub-superficial das águas das encostas.

2. O enriquecimento em partículas finas nas camadas superficiais dos solos nas encostas de menor gradiente. Tal observação sugere: a) uma diminuição do potencial de transporte das águas superficiais em função da redução do ângulo de declive. Por outro lado, a textura relativamente grosseira do "top soil" das vertentes mais declivosas parecem denotar uma lavagem mais intensa, capaz de remover as partículas finas e de promover a concentração dos clásticos com dimensões superiores à competência do escoamento; b) variações locais dos teores em siltes e argilas no "top soil" também poderiam estar relacionada à deposição parcial dos detritos em trânsito.

Para dirigir o controle experimental da contribuição lateral das encostas sugere-se o estudo dos solos no que concerne as suas propriedades mecânicas capazes de definir a resistência ao cisalhamento pelo fluxo d'água e ainda, a mensuração da concentração de partículas removidas durante condições de fluxo variável. Evidentemente esta quantificação deve acoplar-se ao controle do escoamento nas encostas. Ressalta-se ainda a importância de se caracterizar em termos texturais e mineralógicos as partículas mobilizadas, tendo em vista a ponderação final da contribuição lateral de sedimentos aos canais fluviais.

3. A presença de ravinações nas encostas mais íngremes constituem indícios de incisão linear. Os sistemas radiculares aéreos se opondo à direção geral do declive das encostas, assim como os blocos embutidos na matriz coluvial, tendem a direcionar uma concentração do fluxo d'água em canaletas ("rill wash") intensificando, localmente, a atividade erosiva. Nos caminhos utilizados pelos montanhistas o processo pode ser acelerado. O escoamento concentrado é capaz de realizar o transporte parcial, encosta abaixo, de partículas arenosas grosseiras.

Considera-se a possibilidade de vir a controlar, no futuro, a natureza e a concentração das partículas sólidas em transporte ao longo das ravinas. Esta experimentação poderá ser elaborada em diferentes sub-domínios, levando em conta não apenas as variáveis topográficas mas também o adensamento de blocos aflorantes e do sistema radicular aéreo.

4. A composição mineralógica dos colúvios e da carga de fundo dos rios principais pode ser tomada como indício indireto da intensidade da erosão linear das encostas. Do ponto de vista mineralógico os colúvios caracterizam-se por apresentarem elevado grau de maturidade. Apenas nos depósitos coluviais ligados às ocorrências dos gnaisses granitóides (cabeceiras dos rios Caveira, Tijuca e Cascatinha) ocorre um enriquecimento relativo em feldspatos. Os teores em feldspato observados nas frações arenosas mais grosseiras da carga de fundo não se alteram até o "outlet" da bacia, sugerindo a ausência de importante fornecimento de clásticos grosseiros pelas encostas laterais. Nas frações arenosas mais finas, entretanto, ocorre ligeira diminuição dos teores de feldspato na direção de jusante. A partir destes dados admite-se a hipótese de que as principais fontes de detritos grosseiros são os anfiteatros de cabeceira da drenagem, onde se processaria um retrabalhamento linear ("rill erosion") mais intenso. O comportamento mineralógico das areias finas, outrossim, sugere que ocorre ainda uma contribuição lateral dos colúvios maduros: a erosão linear nestes colúvios é capaz de alimentar os canais fluviais com grãos de quartzo de textura

fina.

As observações acima delineadas deixam antever a possibilidade de se vir a complementar o estudo do processo erosivo com argumentos de ordem mineralógica.

- 5. Movimentos de massa lentos (solifluxão) nas encostas íngremes representam uma fonte adicional de detritos para os cursos d'água. Estes movimentos parecem estar condicionados pelo desenvolvimento da rede de raízes.

A intensidade destes movimentos poderá vir a ser controlada, a longo prazo, utilizando-se as técnicas convencionais (deslocamento de estacas etc).

- 6. Desbarrancamentos à beira das estradas e nas margens dos rios, assim como deslizamentos e queda de árvores constituem fenômenos acidentais, e portanto de difícil mensuração, que propiciam uma intensificação do processo erosivo.

No estudo integrado dos fatores que atuam no processo erosivo das encostas, não se pode excluir a necessidade de um controle mais efetivo do papel da atividade biológica. No que concerne à vegetação torna-se importante mensurar: a) magnitude da interceptação (pelas copas, troncos e "litter"); b) capacidade do "stem flow" de direcionar o escoamento na base dos troncos e o seu prolongamento na direção das raízes tabulares aéreas; c) a interferência dos diferentes sistemas de raízes verticais e sub-aéreas na intensidade da infiltração de águas no solo.

No que se refere a fauna de sub-superfície sugere-se: a) mensurar zonas de atuação e adensamento das espécies ; b) detectar a natureza e a intensidade das alterações provocadas nos perfis de solos. Considera-se importante que estas análises se desenvolvam em áreas que apresentem condições microclimáticas diferenciadas e ainda que se procure observar o ritmo da atividade durante o ano, de forma a acompanhar a sazonalidade do clima dominante na região.

Ao lado dos estudos propostos para as áreas de en-

costa pretende-se ampliar o controle do fluxo líquido e sólido no "outlet" da sub-bacia. Torna-se necessário, ainda, definir a competência dos fluxos diferenciados, através do controle do deslocamento dos rudáceos (blocos e seixos) ao longo do canal.

Acredita-se que face a complexidade do tema em estudo não se possa caracterizar a atividade erosiva a partir de dados médios. Este enfoque não parece permitir uma melhor compreensão do funcionamento do sistema ambiental: os dados médios mascaram as flutuações instantâneas. Devido a este fato o tratamento caso-por-caso ("storm to storm") se apresenta como o mais adequado para a detecção dos fenômenos e seus condicionantes. Retomando as palavras de Jan de Ploey considera-se que os fenômenos são concretos mas o estabelecimento de parâmetros fixos, constantes, torna-se problemático na medida em que se reconhece o caráter dinâmico próprio aos sistemas ambientais. Trata-se, portanto, de um campo probabilístico onde, a partir das condições mais frequentes, pode-se estabelecer uma distribuição de valores críticos que representem uma medida mais flexível do papel desempenhado por cada uma das variáveis envolvidas no problema erosivo.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. 241 da D.G.M., D.N.P.M.: 36 pp.
- American Geological Institute, 1976. Dictionary of geological terms. Anchor Books. Garden City, New York.
- André, J.E.; Anderson, H.W., 1961. Variation of soil erodibility with Geology, Geography zone, elevation and vegetation type in Northern California Wildlands. Journ. of Geophys. Res. vol. 66, pp. 3351-3358.
- Bakker, J.P. e Müller, H.J., 1957. Zweiphasige Flussablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinan. Lautensach Festschrift Stuttgart: 365-397.
- Behrmann, W., 1927. Die Oberflächenformen in den feuchtwarmen Tropen - Düsseldorfer Geogr. Vortr. und Erörterungen, 3. Teil Morphologie der Klimazonen.
- Beurlen, K.; Sommer, F.W., 1954. Restos vegetais fósseis e tectônica da bacia calcárea de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Bol. 149 da D.G.M.: 27 pp.
- Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. e Silva, J.X., 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. Bol. Paran. Geogr. 16/17, pp. 85-116.
- Bigarella, J.J. e Mousinho, M.R., 1968. Problemas da geologia do quaternário e da geomorfologia do Brasil. Comissão para o estudo do período quaternário. Academia Ciências da URSS. Bol. 35: 31-38.
- Binnie, A., 1965. The variation in rainfall. Proc. Inst. Civil Engrs. (London): 109 p.

- 102
- Biro, P., 1960. Geographie Physique Generale de la zone inter-tropicale: Centre de Doc. Universitaire, 244 pp.
- Büdel, J., 1957. Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. Z. Geomorph. N.F. 1,2: 201-228.
- Büdel, J., 1963. Klima - genetische Geomorphologie. Geogr.Rdsch. 15,7: 269-285.
- Bremer, H., 1972. Flubarbeit, Flächen - und Stufenbildung in den feuchten Tropen. Z. Geomorph. suppl. 14: 21-38.
- Bremer, H., 1973. Der Formungsmechanismus im tropischen Regenwald Amazoniens. Z. Geomorph. Suppl. 17: 195-222.
- Cailleux, A., 1959. Études sur l'érosion et la sédimentation en Guyane. Mém. expl. Carte géol. de la France, Dept. Guyane Française: 49-73, Paris.
- Carson, M.A.; & M.J.Kirby, 1972. Hillslope, Form and Process. Cambridge University Press.
- Chamberlin, T.C., 1897. The method of the multiple working hypotheses. Jour. Geol. 5, 837-848.
- Christofollett, A., 1971. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. Bol. Geogr. R.J., 30(220): 1-194.
- Colby, B.R., 1961. Discharge of sands and Mean - velocity relationships in sand-bed streams. Geol. Survey Prof. Paper 462-A: 47 pp.
- Colby, B.R., 1960. Discontinuous rating curves for Pigeon Roost and Cuffawa Creeks in northern Mississippi. U.S. Dept. Agr., A.R.S., 41(36): 31 pp.
- Comissão de Solos, M.A., 1953. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio de Janeiro e Distrito Federal. Serv.Nac.Pesq.Agron., Min.Agric., Bol.11: 350 pp.

- 103
- Couto, C.P., 1952. Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil: Condylarthra, Lytopterna, Xenungulata and Astrapotheria. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 99:355-394.
- Daveau, S., 1977. Repartition et Rythme des Précipitations au Portugal. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa: 192 p.
- Dawdy, D.R., 1961. Depth. discharge relations of alluvial streams - discontinuous rating curves. U.S., Geol. Surv., Water Supply Papers, 1498 C: 16 pp.
- De Ploey, J.; Cruz, O. e Modenesi, M.C., 1978. Resistances au cisaillement et conditions de glissements de terrain à Caraguatatuba et à Campos do Jordão (Etat São Paulo): Anais do Colóquio Interdisciplinar franco-brasileiro para Estudo das Formações Superficiais e suas Aplicações, SP.
- De Wiest, R.J.M., 1965. Geohydrology, John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney.
- Douglas, I., 1969. The efficiency of humid tropical denudation systems. Trans. and Pap. of the Inst. of British Geogr. 46: 1-16.
- Dumanovski, B., 1964. Problem of the development of slopes in Granitoids. Z. für Geomorph. Suppl. 5: 30-45.
- Dylik, Z.J., 1967. Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. Geogr. Annaler 49 A, pp. 167-177.
- Erhart, H., 1955. Biostasie et rhesistasie: esquisse d'une théorie sur le rôle de la pedogenése en tant que phénomène géologique. C.R. Acad. Sci. 241: 1218-1220.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Univ. Texas Geol. 370 k. Hemphill's Austin, 170 pp.

- 104
- França, Geraldo Victorino De, 1968. Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicada a solos da região de Piracicaba. Tese de Doutorado apresentada à E. S. de Agricultura "Luiz de Queiroz", 151 pags., Piracicaba.
- Freitas, R.O., 1951. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil, Rev. Bras. Geogr., 13: 171-222.
- Friedman, G.M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J.Sed.Petrol. 31, pp. 514-529.
- Gabriel, A.; Cox, E.P., 1929. A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. Amer. Mineral., 14, pp. 29-292.
- Gallego, L., 1971. O Sudeste: O clima tropical de altitude. A natureza e a orientação das massas de ar. Curso para professores de Geografia, IBGE, nº 17: 32-36.
- Grim, R.E., 1962. Applied clay mineralogy, McGraw Hill, New York, 422 pp.
- Guy, H.P., 1964. An analysis of some storm period variables affecting stream sediment transport. Geol. Survey Prof. Paper 462-E, pp.1-39.
- Hartt, C.F.S., 1870. Geology and Physical Geography of Brazil: (33) Fields Osgood & Co., 620 pp.
- Hayes, J.R.; Klugmam, M.A., 1959. Feldspar staining methods. J. Sed. Petrol. 29, pp. 227-232.
- Helmbold, R., 1967. Resumo da geologia do Estado da Guanabara in "Os movimentos de encosta no Estado da Guanabara e regiões circunvizinhas", Relatório da Comissão de Especialistas. CNPq, 31-34.

- 105
- Helvey, J.D., 1964. Rainfall interception by hardwood forest litter in the southern Appalachians. U.S. Forest serv. Southeastern Forest Expt. Sta. Res. Paper SE- 3, 8 pp.
- Helvey, J.D. and J.H. Patric, 1965. Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. Water Resources Res. 1, 193-206.
- Herz, N., 1959. Rochas eruptivas, Brasil, D.N.P.M., Publ. Esp. 1: 23-32.
- Hjulström, F., 1953. Pa expedition till isländska sandurfält 195 och 1952. Ymer, 73: 161-191.
- Horton, R.E., "Discussion of Paper, Flood Flow Characteristics, by C.S. Jarvis", ASCE Transactions, vol. 89, pp. 1081-1986 (1926).
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans-Agu, 14, pp. 446-460.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull., v. 56, pp. 275-370.
- Howard, A.D., 1965. Geomorphological Systems. American Journal of Science, vol. 263: 302-312.
- Johnson, A.W., 1961. Highway erosion control: Am.Soc. Agricultural Engēneers Trans., vol. 4, n^o 1, pp. 144-152.
- Kalinske, A.A., 1943. The role of turbulence in river hydraulics. Iow, Univ., Studies Eng., Bull., 27: 266-279.
- King, L. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr. 18: 147-266.
- King, C.A.M., 1966. Techniques in Geomorphology, Chapter 1. 13-30., E. Arnold ed.

Leinz, V., 1938. Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio. *Min. Metal.* 3: 153-155.

Leliavsky, S., 1955. *An Introduction to Fluvial Hydraulic*. Constable, London, 257 pp.

Leonardos, Jr. O.H. e Fyfe, W.S., 1974. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Mineral. Petrol.* 46: 201-214.

Leopold, L.B., 1951. Rainfall Frequency: An aspect of climatic variations. *Transactions, Am. Geoph. Union*, vol. 32(3):347-357.

Leopold, L.B.; Muller, S.P., 1956. Ephemeral streams: hydraulic factors and their relations to the drainage net: U.S.G.S. Prof. Paper 282 A, pp.1-37.

Leopold, L.B.; Wolman, M.G.; Miller, J.P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Company, 522 p.

Löffler, E., 1974. Piping and pseudokarst features in the tropical lowlands of New Guinea.— *Erdkunde* 28: 13-18.

Löffler, E., 1977. *Geomorphology of Papua New Guinea*.— ANU Press, Canberra.

Louis, H., 1968. Über die Spülmulden und benachbarte Formbe_griffe. — *Z. Geomorph. N.F.* 12: 4: 490-501.

Maak, R., 1947. Breves notícias sobre a Geologia sobre o estado do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn. I BPT* 2, pp. 63-154.

- 107
- Magnanini, A., 1965. A vegetação in: "Grande Região Leste", CNG IBGE: 141-176.
- Maio, C.R., 1973. Evolução geomorfológica do Maciço da Pedra Branca. Apresentado no programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ, RJ. Tese de Mestrado.
- Martonne, E. de, 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. Rev. Bras. Geogr., 5: 535-550.
- Meis, M.R.; Machado, M.B. e Cunha, S.B., 1977. Note on the Distribution and Origin of the Upper Quaternary Ramps Near Rio de Janeiro, Brazil. Simpósio do Quaternário. Anais da Acad. Bras. Ciências, vol.47.
- Meis, M.R.M. e Amador, E.S., 1978. Contribuição ao estudo do Neocenoico da baixada da Guanabara: Formação Macacu. Rev. Bras. de Geociências 7(2) 150-174.
- Meis, M.R.M. e Monteiro, A.M.F., 1979. Upper Quaternary "rampas": Doce river valley, Southeastern Brazilian Plateau. Zeitschrift für Geomorph. N.F. 23 - 2 - 132-151. Berlin Stuttgart.
- Menard, H.W., 1950. Sediment movement in relation to current velocity. J. Sediment. Petrol., 20.
- Meyer, R., 1967. Studien über Inselberge und Rumpfflächen in Nordtransvaal. Münchner Geogr. Hefte 31.
- Miller, V.C., 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee, Project NR 389-042, Tech. Rept. 3, Columbia Univ., Dept. of Geology, ONR, Geography Branch, New York.
- Monteiro, C.A., 1969. A frente polar Atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul Oriental do Brasil. São Paulo, Instituto de Geografia da USP, 68 p. Séries de Teses e Monografias.

- 108
- Monteiro, C.A., 1971. Análise ritmica em Climatologia. Climatologia. Universidade de S.Paulo. Instituto de Geografia , 21 p.
- Monteiro, A.M.F.; Coelho Netto Silva, A.L.; Silva, J.R.; Cardoso, L.F. e Meis, M.R.M., 1974. Considerações sobre os alúvios recentes da região da serra do Mar, RJ. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1, pp. 421 - 426.
- Monteiro, C.A.F., 1976. Teoria e Clima Urbano. Série Teses e Monografias, nº 25, IGEOG - USP, pp. 181.
- Morisawa, M.E., 1959. Relation of Quantitative Geomorphology to stream flow in representative watersheds of the Appalachian Plateau Province. Columbia University, Department of Geology, ONR tech. rept. 20, prop. NR 389-042.
- Morisawa, M.E., 1968. Streams: Their Dynamics and Morphology. McGraw Hill, New York.
- Musgrave, G.W., 1947. Quantitative evaluation of factors in water erosion - first approximation. Journ. Soil and Water Cons., vol.2, nº 3, pp. 133-138.
- Nimer, E., 1971. Análise dinâmica da precipitação pluviométrica na região serrana do SE do Brasil, especialmente na Serra do Mar. Rev. Bras. de Geogr. 33: 55-162.
- Nimer, E., 1972. Climatologia da região SE do Brasil. Introdução à Climatologia dinâmica. Subsídios à Geografia Regional do Brasil. Rev. Bras.de Geogr. 34: 3-48.
- Peeters, L., 1972. Erosional features due to piping.— La Géographie internationale, 22nd Int. Geogr. Congres., Canadá I: 98.
- Peltier, L.C., 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Ann.Assoc.Amer. Geographers 40: 214-236.

- 109
- Penck, W., 1953. Morphological analysis of land forms. ed.H. Czech and K.C. Boswell, Macmillan and Co. London.
- Pettijohn, F.J., 1957. Sedimentary rocks. Harper and Bros.NY: 718 pp.
- Pichler, E., 1957. Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos. Bol. Soc. Bras. Geol. 6: 69-77.
- Polack, J.M., 1961. Significance of compositional and textural properties of South Canadian river channel sands, New México, Texas and Oklahoma. J. Sed. Petrol., 31, pp.15-37.
- Potter, P.E., 1967. Sand bodies and sedimentary environments: a review. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 51, pp. 337-365.
- Rapp, A.; Axelsson, V.; Berry, L.e Murray-Rust, D.H., 1972. Soil erosion and sediment transport in the Morogow River Catchment, Tazania: Geogr. Annaler, 54 A, 3-4, pp. 125-155.
- Rathgens, C., 1973. Subterrane Abtragung (Piping) - Z. Geom.N. F. Suppl. 17: 163-176.
- Ray, Richard G., 1963. Fotografias aéreas na interpretação e mapeamentos geológicos. Inst. Geográfico e Geológico, 83 págs. mais fotos.
- Rohdenburg, H., 1970. Morphodynamische Aktivitäts - und Stabilitätszeiten.— Eiszeitalter und Gegenwart 21: 81-96.
- Roncarati, H. e Neves, L.E., 1976. Projeto Jacarepaguã: Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguã, município do Rio de Janeiro-RJ, publ. int. ENPES-Petrobrás. Divisão de Exploração e Produção. Setor de Exploração.
- Rosier, G.F., 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. D.G.M., Bol. 222, 41 pp.

- 110
- Rougerie, G., 1958. Existence et modalités du ruissellement sous forêt dense de Côte d'Ivoire. C.R. des séances de l'Académie des Sci. 246: 290-292.
- Rougerie, G., 1960. Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. Mém. Inst. Fr. Afr. noire 58. Dakar.
- Rougerie, G., 1963. Observations qualitatives et précisions quantitatives sur les pertes de substance des versants couverts. Nachr. AK. Wiss. Gött. II. Math. Phys. Kl.: 5-16.
- Rowe, P.B., 1955. Effects of the forest floor on disposition of rainfall in pine stands. Jour. Forestry 53, 342-55.
- Ruellan, F., 1944. A evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões vizinhas. Rev. Bras. Geogr. 6, pp. 445-508.
- Ruxton, P.B., 1967. Slopewash under mature primary rainforest in Northern Papua. Landformstudies from Australia and New Guinea (Ed. J.N. Jennings and J.A. Mabbutt): 85-94, Cambridge.
- Sapper, K., 1914. Über abtragungsvorgänge in den regenfeuchten tropen und ihre morphologischen wirkungen. Geogr. Zeitschr.
- Sapper, K., 1934. Geomorphologie der feuchten tropen. Leipzig.
- Scheidegger, A., 1961. Theoretical Geomorphology. Springer, Berlin - Göttingen. Heidelberg, 333 pp.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage basins and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, Bull. Geol. Soc. Am., 67: 597-646.
- Schumm, S.A., 1964. Seasonal variations of erosional rates and process on hillslopes in Western Colorado: Z. fur Geomorph. 5, pp. 215-238.

- Strahler, A.N., 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis, *Am. J. Sci.*, 243, 673-696, 800-814.
- Strahler, A.N., 1952. Dynamic basis of Geomorphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 923-938.
- Strahler, A.N., 1956. Quantitative slope analysis, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 571-596.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans.* vol.38, pp. 913-920.
- Strahler, A.N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 279-300.
- Strahler, A.N., 1960. *Physical Geography* (2a.ed.). John Wiley & Sons, New York, 534 págs.
- Strahler, A.N., 1964. Quantitative geology of drainage basin and channel networks, in: Chow, V.T. editor. *Handbook of Applied Hydrology* 4, 39-76, McGraw Hill Book Co.
- Strahler, A.N., 1968. Quantitative geomorphology in the *Encyclopedia of Geomorphology* ed. R.W. Fairbridge, Reinhold Book Co. 898-912.
- Sundborg, A., 1956. The river karalven - a study of fluvial processes. *Geogr. Annaler* 38: 127-316.
- Sundborg, A., 1967. Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology: General views and graphic method. *Geogr. Annaler* 38, pp. 127-316.
- Tanner, W.F., 1961. An alternate approach to morphogenetic climates, *Southeastern Geol.*, 2, 251-257.
- Tricart, J., 1959. Informações sobre a interpretação paleogeográfica dos cascalheiros. *Not. Geomorf.* 2: 1-11.

- 172
- Tricart, J., 1975. Influence des oscillations climatiques récentes sur le modelé en Amazonie orientale (region de Santa-rém) d'après les images radar latéral. Z. Geomorph. N. F. 19: 140-163.
- Troll, C., 1969. Inhalt, Probleme und methoden geomorphologischer Forschung: Beih - Geol. 80, pp. 225-257.
- Velikanov, M.A., 1958. Stream-bed Processes: Basic Theory. Gos. Izd. Fiz. Mat. Lit., Moscow, 395 pp. (in Russian).
- Wentworth, C.K., 1928. Principles of stream erosion in Hawaii. J. Geol. 36: 385-410.
- Wilhelmy, H., 1975. Klimamorphologische Regionalgliederung der Erde. Geogr. Rdsch. 27: 365-372.
- Wilson, L., 1968. Morphogenetic classification, in: The Encyclopedia of Geomorphology, Encyclopedia of Earth sciences series volume III, Edited by Rhodes W. Fairbridge.
- Wischmeier, W.H., and Smith, D.D., 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss: Am. Geophys. Union Trans., v. 39, pp. 285-291.
- Wolman, M.G.; Miller, J.P., 1960. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic processes. Jour. of Geology vol. 68 : 54-74.
- Young, A., 1972. Slopes. Oliver & Boyd. Edinburgh.
- Zinke, P.J., 1967. Forest interception studies in the United States. International Symposium on Forest Hydrology. Edited by W.E. Sopper and H.W. Lull. pp. 137-161.
- Zonneveld, J.I.S., 1972. Sulas and sula complexes, Göttinger Geogr. Abh. 60 (Hans Poser Festschrift): 93-101.