

**EROSIVIDADE DAS CHUVAS NA MICRO-REGIÃO
HOMOGÊNEA BRASILEIRA N.º 98
(ESTADO DA PARAÍBA)**

IÊDE DE BRITO CHAVES

Orientador: OCTAVIO FREIRE

Dissertação apresentada à Escola Superior de
Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universi-
dade de São Paulo, para obtenção do Título
de Mestre em Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo - Brasil
Julho 1977

Aos meus pais Armando e Cleonice

Aos irmãos Irma, Iang, Iung, Iunã,
João André, Iara, Maria
da Glória e Maria do S
corro

À namorada Lúcia Helena

D E D I C O

"Um planeta não pode, não mais que qualquer país, sobreviver metade escravo, metade livre, metade engolfado na miséria e metade singrando rumo às supostas alegrias de um consumo quase ilimitado. Nem a nossa ecologia, nem nossa moralidade poderia sobreviver a tais contrastes. E temos talvez dez anos para começar a corrigir o desequilíbrio e fazê-lo em tempo suficiente".

Lester Pearson, 1969 .

A G R A D E C I M E N T O S

- Ao Professor Octavio Freire, pelo estímulo durante o curso e a dedicada orientação durante o desenvolvimento deste trabalho;
- Aos Professores José Carlos Ometto e Nilson Augusto Villa Nova, pelo irrestrito apoio e colaboração;
- Ao Professor Júlio Vasques Filho, pela ajuda na correção e valiosas sugestões;
- Ao Professor Paulo Martins de Abreu, ex-chefe do Posto Meteorológico da Escola de Agronomia do CCT/UFPb , e Funcionários Sr. Antônio de Souza Pereira e o Sr. Ulisses da Silva Melo, pela coleta diária dos dados climatológicos, sem dúvida, de inestimável valor;
- Ao Colega Fernando Bezerra Cavalcante, do Departamento Agro-Zootécnico/CCT/UFPb , pela permanente orientação estatística;
- À Acadêmica de Agronomia Edna Sischer, pela colaboração na análise dos dados de chuva;
- À amável Bibliotecária Clóris Alessi, pela orientação na citação bibliográfica;
- Aos gentis funcionários da Biblioteca Central da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz";

Aos Companheiros Amaro Pedrosa , Aurí Simplício , Hélio Ribeiro , Francisco Cividanes e Fátima de Oliveira, pelo conforto, amizade e compreensão nos bons dias de nossa república;

Ao Departamento Agro-Biológico do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, pela oportunidade oferecida, e ao Programa de Ensino Agrícola Superior , pela ajuda financeira durante a realização do Curso.

Í N D I C E

| | Página |
|---|--------|
| 1 - RESUMO | 1 |
| 2 - INTRODUÇÃO | 3 |
| 3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 9 |
| 3.1 - Características físicas da chuva natural .. | 10 |
| 3.1.1 - Quantidade e distribuição de chuva .. | 10 |
| 3.1.2 - Intensidade de chuva | 12 |
| 3.1.3 - Distribuição das gotas de chuva por tamanho | 15 |
| 3.1.4 - Velocidade terminal das gotas de chuva | 17 |
| 3.2 - Erosividade da chuva natural | 18 |
| 3.3 - Parâmetros avaliadores da erosividade da chuva | 22 |
| 3.3.1 - Tentativas de avaliação da Erosivi dade | 22 |
| 3.3.2 - O índice EI_{30} | 28 |
| 3.3.3 - O índice $KE > 25$ | 30 |
| 4 - MATERIAL E MÉTODO | 32 |
| 4.1 - Material | 32 |
| 4.1.1 - Pluviogramas | 33 |
| 4.1.2 - Prancheta analítica | 33 |

| | Página |
|--|--------|
| 4.2 - Método | 34 |
| 4.2.1 - Montagem da prancheta | 35 |
| 4.2.2 - Obtenção dos dados de intensidade ... | 36 |
| 4.2.3 - Cálculo da energia cinética | 36 |
| 4.2.4 - Obtenção dos valores de $KE > 20$ | 38 |
| 4.2.5 - Identificação das chuvas críticas ... | 38 |
| 4.2.6 - Probabilidades da erosividade e das chuvas críticas | 40 |
| 4.2.7 - Balanço hídrico | 41 |
| 5 - RESULTADOS | 43 |
| 5.1 - Precipitação | 43 |
| 5.2 - Intensidade da precipitação | 48 |
| 5.3 - Balanço hídrico | 49 |
| 5.4 - Erosividade | 49 |
| 5.5 - Precipitação e erosividade | 55 |
| 5.6 - Probabilidades da erosividade | 57 |
| 5.7 - Chuvas críticas | 61 |
| 5.8 - Probabilidade de chuvas críticas | 61 |
| 5.9 - Limitações climáticas | 61 |
| 6 - DISCUSSÃO | 61 |
| 6.1 - Precipitação | 65 |
| 6.2 - Intensidade da precipitação | 67 |
| 6.3 - Balanço hídrico | 68 |

| | Página |
|---|--------|
| 6.4 - Erosividade | 68 |
| 6.5 - Precipitação e erosividade | 69 |
| 6.6 - Probabilidade da erosividade | 70 |
| 6.7 - Chuvas críticas | 72 |
| 6.8 - Probabilidades de chuvas críticas | 73 |
| 6.9 - Limitações climáticas e manejo do solo | 74 |
| 7 - CONCLUSÕES | 76 |
| 8 - SUMMARY | 78 |
| 9 - BIBLIOGRAFIA CITADA | 80 |
| 10 - APÊNDICE | 85 |

1 - RESUMO

Este trabalho visa a avaliação da erosividade das chuvas da Micro-Região Homogênia Brasileira nº 98, localizada na região fisiográfica denominada Brejo da Paraíba.

Foi utilizado o método de HUDSON (1971), em que os resultados são expressos pelo Índice KE > 25 que é considerado o mais apropriado para estimar a capacidade erosiva das chuvas das regiões tropicais.

Para a identificação das chuvas erosivas adotou-se o critério de Yarnell (BARNETT, 1958).

Os dados foram obtidos dos pluviogramas correspondentes a um período de observações de dezessete anos, além de outras informações complementares registradas pela Estação de Me

teorologia da Escola de Agronomia da Universidade Federal da Paraíba, situada no município de Areia.

Os resultados conduziram à obtenção do valor médio mensal, estacional e anual do fator chuva e à identificação dos períodos em que ocorrem os maiores riscos de erosão do solo, permitindo as seguintes conclusões:

- a. o fator chuva da região é de 10.159; sendo a precipitação de março e abril responsável por 44% da erosividade média anual;
- b. apenas 26% da precipitação é considerada erosiva;
- c. a distribuição das chuvas erosivas sugere investigações agronômicas com a finalidade de determinar outra época de plantio, para as culturas anuais da região, que permita produtividade satisfatória e menor perda de terra por erosão.

2 - INTRODUÇÃO

Em regiões agrícolas, o principal agente erosivo do solo é a água da chuva, atuando por impacto e pelo deflúvio. O vento e o degelo assumem, também, uma ação proeminente em áreas cujas condições de solo e de clima sejam favoráveis.

Na região tropical e em grande parte da região temperada, a chuva é o agente erosivo mais atuante e por isso mesmo, o que tem sido mais cuidadosamente estudado, através de um grande número de trabalhos de pesquisa.

O Brasil, com seu território localizado quase todo na faixa tropical, está naturalmente fadado a ter que enfrentar sérios problemas de erosão (Figura 1).

São Paulo e Minas Gerais foram os Estados pioneiros

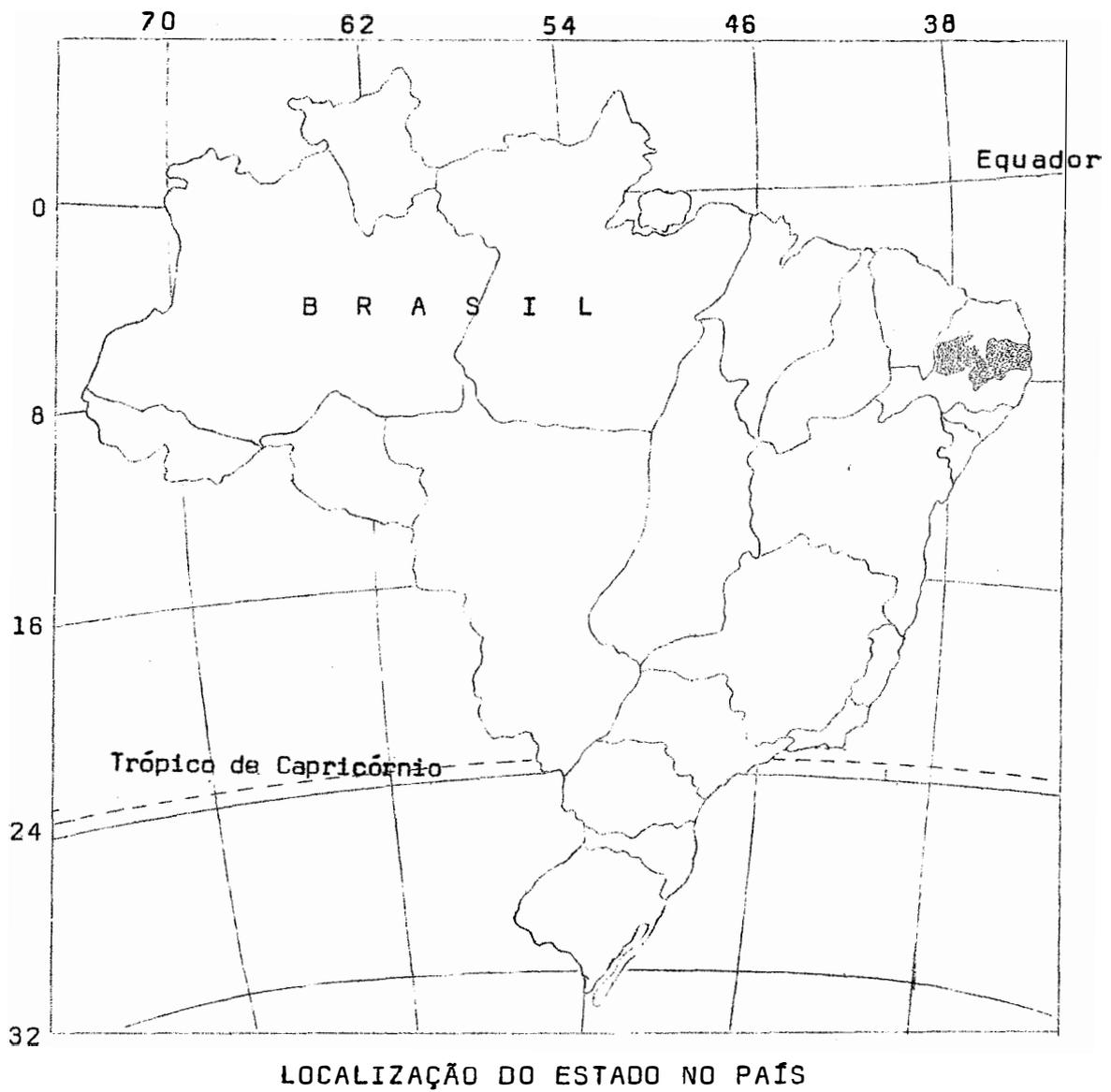


Fig. 1 - Localização do Estado da Paraíba

na pesquisa sobre conservação do solo no país. Atualmente, outros Estados já estão desenvolvendo pesquisas nesta área; sendo, no entanto, os dados obtidos, ainda insuficientes para orientar uma agricultura conservacionista de âmbito nacional.

O presente trabalho pretende ser uma contribuição para o estudo da erosão no Estado da Paraíba, atendo-se à Micro-Região Homogênea Brasileira Nº 98 que ocupa, neste Estado, uma área bem individualizada da zona fisiográfica denominada Brejo da Paraíba (Figura 2). A região em estudo ocupa, segundo o IBGE (1968), as partes mais elevadas da encosta oriental do planalto da Borborema, que foi profundamente retalhada pelos rios que drenam para o Mamanguape. É, assim, uma região acidentada de vales profundos e encostas íngremes. A altitude favorece a formação de chuvas orográficas. Os índices pluviométricos elevados influíram para o estabelecimento de uma densa floresta tropical, já danificada pela ação predatória do Homem, com consequências na deterioração do solo, agravadas pelo uso posterior inadequado.

Esta Micro-Região abrange 1.105 km², que corresponde a 1,96% da área do Estado da Paraíba, compreendendo os municípios de Alagoa Nova, Arará, Areia, Bananeiras, Borborema, Pí - lões, Pirpirituba, São Sebastião de Lagoa de Roça e Serraria.

Seu regime pluviométrico está na dependência da Massa Equatorial Atlântica, que começa a atuar no Outono, tendo sua maior umidade devido à corrente inferior dos Alísios. No Inverno, dá-se a invasão das Massas Polares do Sul, que se in-

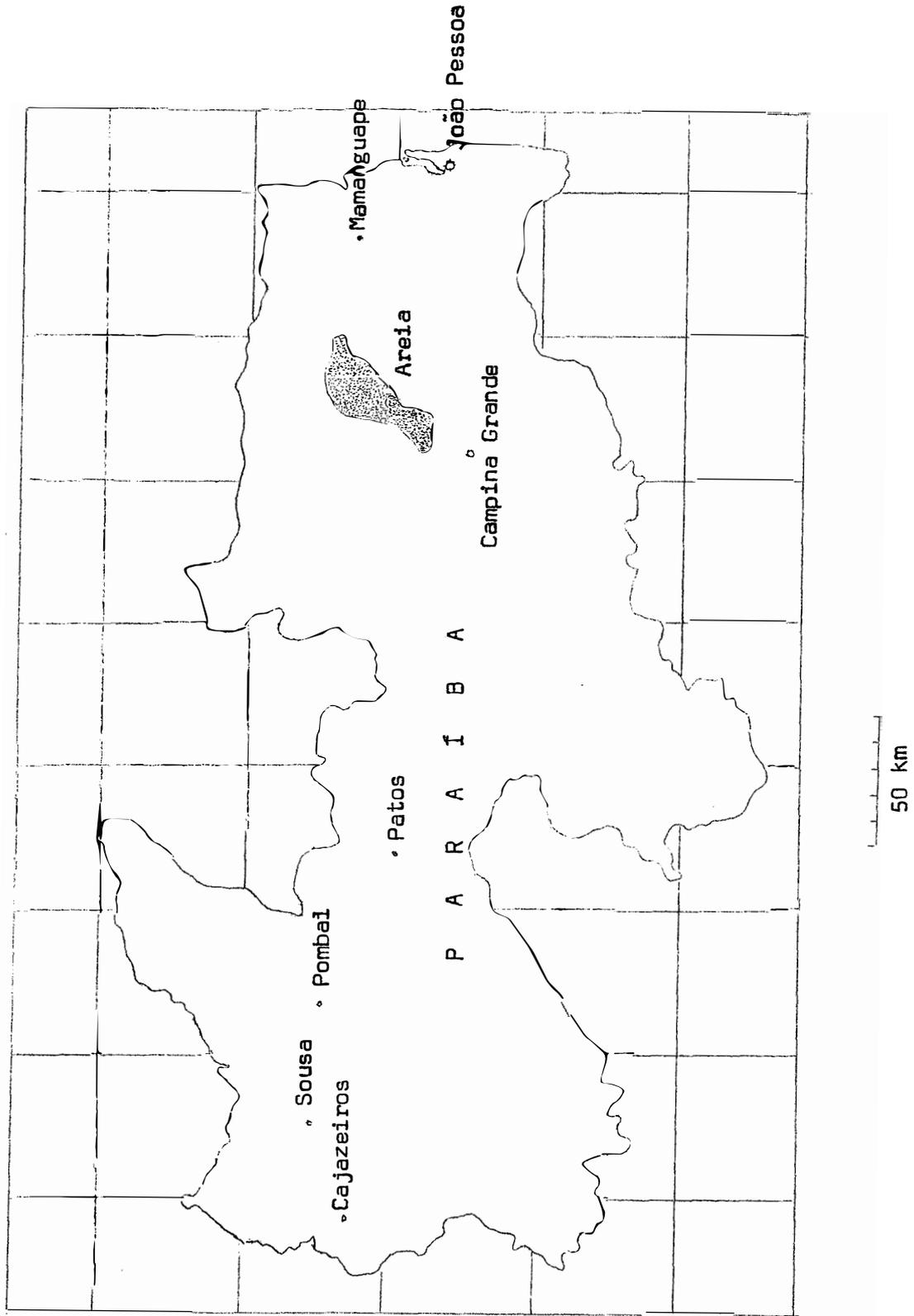


Fig. 2 - Localização da micro-região homogênea nº 98 no Estado

corporam aos Alísios de Sudeste, produzindo chuvas abundantes (GUERRA, 1959).

A classificação climática, segundo Thornthwaite, é B₁rA'a': Clima Úmido, com pouca deficiência de umidade, megatérmico, com pequena amplitude anual de variação de temperatura. Segundo Köppen, é AS': Clima Tropical, semi-úmido, com estação chuvosa no período Outono-Inverno.

A Equação Universal de Perdas de Solo, desenvolvida por WISCHMEIER e SMITH (1961), da qual o fator chuva é um dos parâmetros, constitui um método valioso para o desenvolvimento de trabalhos de conservação de solo. Utilizando-se essa equação pode-se prever as perdas anuais de solo, para um determinado regime de chuvas, tipo de solo, relevo, sistema de manejo das culturas e práticas conservacionistas; servindo, ainda, como guia para o planejamento do uso da terra e para a determinação das práticas de conservação de solo mais apropriadas para uma gleba cultivada.

A Equação Universal de Perdas é representada da seguinte forma:

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P ;$$

onde:

A = perdas de solo;

R = fator erosividade da chuva;

K = fator erodibilidade do solo;

L = fator comprimento de declive;

S = fator grau de declive;

C = fator uso e manejo;

P = fator práticas conservacionistas.

Segundo BERTONI *et alii* (1975), esta técnica de previsão de perdas através de equações empíricas, não só tem maior segurança, como pode ser utilizada em escala universal, dependendo da existência ou obtenção de dados locais.

O acervo de dezessete anos de registro de chuvas da Estação de Meteorologia da Escola de Agronomia da Universidade Federal da Paraíba, em Areia-Pb, serviu de estímulo para a execução deste trabalho, que se propõe, através dos dados de chuva da região em estudo, alcançar os seguintes objetivos:

- 1 - Avaliar o "fator R" da Equação Universal de Perdas de Solo e sua distribuição durante o ano;
- 2 - Determinar as chuvas críticas e suas probabilidades de ocorrência;
- 3 - Determinar o(s) período(s) crítico(s) em que maiores cuidados de proteção deverão ser dispensados aos solos durante o ano, contribuindo para o planejamento de pesquisas de manejo.

3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta revisão procura analisar os trabalhos disponíveis sobre as características físicas da chuva natural, suas interações e os parâmetros empregados para avaliar a erosividade das chuvas.

3.1 - Características Físicas da Chuva Natural

Chuvas com diferentes índices pluviométricos podem provocar, em um mesmo solo, diferentes quantidades de perdas. Quantidade, distribuição e velocidade terminal das gotas, momentum e energia cinética da chuva são os parâmetros mais importantes no processo erosivo e por essa razão, os mais estudados. Outros fatores, além desses, interferem na capacidade erosiva

das chuvas de forma complexa e sutil, merecendo menor consideração (HUDSON 1971, p.47 e MEYER 1963). Fatores como: temperatura das gotas, forma, ângulo de impacto e influência dos ventos, não serão discutidos neste trabalho.

3.1.1 - Quantidade e distribuição de chuva

A distribuição da chuva em diferentes pontos de uma superfície é variável no tempo e no espaço; por isso, a medição da quantidade de chuva está inevitavelmente associada ao problema de amostragem.

HUDSON (1971, p.47) admite que uma região é bem provida de pluviômetros quando tem 1 aparelho para cada 25 km^2 ; sendo que, em áreas menos estudadas, é suficiente apenas 1 aparelho cada 2.500 km^2 .

A topografia da área a ser utilizada é um importante aspecto a ser considerado. Em regiões planas, pode-se utilizar um número menor de pluviômetros, enquanto que em regiões acidentadas há necessidade de um número maior de aparelhos por unidade de área.

Um aspecto interessante foi citado por HAMILTON (1954), que observou uma diminuição dos efeitos da quantidade de chuva em terrenos acidentados, em comparação com os efeitos em terrenos planos, já que a relação da quantidade de chuva por área de contato é menor.

HUDSON (1971, p.48) propoz que a distribuição anual

das chuvas de uma região pode ser classificada de acordo com três tipos padrão a saber: Uniforme, Uni-Modal e Bi-Modal, os quais estão representados na Figura 14 que está apresentada no Apêndice.

Na distribuição Uniforme, as chuvas ocorrem de modo regular durante todos os meses do ano, o que favorece a agricultura e condiciona menores perdas de solo.

Na distribuição Uni-Modal, ocorre uma tendência de a cúmulo de chuvas em certos períodos do ano, ficando vários meses sem ocorrer nenhuma precipitação. A erosão nestas áreas é agravada pela concentração das chuvas na estação úmida e pela perda da folhagem e morte dos vegetais na estação seca. Segundo o próprio autor, este tipo de distribuição é comum na região tropical. A Figura 15, apresentada no Apêndice, mostra o pluviograma de Petrolina-Pe que se enquadra neste tipo de distribuição padrão, concordando com sua posição geográfica de, aproximadamente, 9° de latitude Sul.

A distribuição Bi-Modal é caracterizada pela estação chuvosa dividida em dois segmentos por um curto período seco.

A previsibilidade da chuva se agrava a medida que a precipitação anual da região diminui. De acordo com a Carta de Biel (1965, p. 97), a variabilidade relativa, representada pela razão entre as médias aritméticas dos valores modulares dos desvios e o valor da média das precipitações, é baixa onde a precipitação é alta e é alta onde a precipitação é baixa.

Segundo o mesmo autor, a variabilidade das precipitaa

ções é mais alta nas regiões sub-tropicais, especialmente nos extremos orientais das células de alta pressão sub-tropical.

Onde ocorrem pesadas chuvas orográficas, a variabilidade é baixa, de acordo com aquela regra. Como se pode observar na Figura 16 apresentada no Apêndice, é possível que, nas mais diversas latitudes, se encontrem regiões com ampla faixa de variabilidade relativa.

Em climas semi-áridos, apesar de ocorrer uma precipitação anual considerável, sua distribuição é irregular, possibilitando uma alta variabilidade relativa. Uma análise das chuvas de Petrolina-PE, do ano de 1972, apresentada por RAMOS (1974), revelou que a precipitação anual de 521 mm/ano, ocorreu em 43 dias de chuva; dos quais, apenas 13, com precipitação superior a 10 mm por dia. Além disso, foi observado que as chuvas daquele ano se distribuíram em oito períodos, de dois a três dias de duração; dos quais, sete estavam contidos em apenas quatro meses: janeiro a abril. Durante esse período, ocorreu três quartos da precipitação, aproximadamente 380 mm. Na Figura 17, apresentada no Apêndice, pode-se observar a distribuição dos grupos, em que apenas um pequeno grupo, com menos de 4 mm, ocorreu individualmente.

3.1.2 - Intensidade de chuva

Este é um parâmetro que, juntamente com a duração e a frequência, dá uma avaliação relativa da capacidade erosiva

da chuva.

Seu uso é de grande aplicação nos trabalhos de planejamento e conservação de solos devido a facilidade de obtenção a partir de pluviogramas.

Em climas temperados, a intensidade da chuva raramente excede a 75 mm/h, enquanto que nas regiões tropicais são comumente registradas intensidades de 150 mm/h. Até hoje, a maior intensidade oficialmente registrada foi na África, tendo atingido 340 mm/h (HUDSON 1971, p.50).

A intensidade de chuva, apesar de estar estreitamente correlacionada com as perdas de solo, por si só não é suficiente para conduzir a uma boa estimativa de erosão esperada, segundo afirmação de EKERN (1953), GREER (1971), WISCHMEIER (1962) e LOMBARDI e PASTANA (1972).

Trabalhando com dados de 16 anos de chuva, enxurrada e erosão de um talhão cultivado com algodão, LOMBARDI e PASTANA (1972) acharam que chuvas de longa duração e baixa intensidade podem ocasionar perdas de água com pequeno risco de erosão; enquanto que baixas precipitações de alta intensidade podem condicionar grandes perdas de solo. Foi observado nesse período, que apenas 20 chuvas por ano, em média, provocaram erosão, representando 10% da precipitação anual. Essa conclusão foi confirmada por vários pesquisadores em outros lugares do Mundo.

GREER (1971) analisou dados de seis anos de chuva, enxurrada e erosão de parcelas aradas, gradeadas e plantadas com

milho, de 0,1 ha, em terreno com 10% de declividade, observando que a intensidade da chuva é o principal fator no processo de erosão. Chuvas de intensidade excessiva (chuvas com intensidades iguais ou maiores do que 76, 35, 25 e 20 mm/h, com respectivamente, 5, 15, 30 e 60 minutos de duração) produziram aproximadamente 50% das perdas, durante mais ou menos dois meses, quando nenhum resíduo ou cobertura vegetal protegia o solo. Essas chuvas representaram apenas 6% do total anual das chuvas do local.

Ao se observar a Figura 17, apresentada no Apêndice, em que é mostrada a distribuição das chuvas em Petrolina-Pe e levando-se em conta que as chuvas das regiões Tropicais e Sub-Tropicais são caracterizadas por fortes intensidades (HUDSON 1971, p.50 e RIELH 1965, p.98) pode-se inferir que, para aquela localidade, haja uma boa correlação de perdas de solo com intensidade de chuva, uma vez que ocorrem grandes quantidades de água em períodos de dois ou três dias e não raro, em poucas horas.

Sob condições de fortes chuvas tropicais, ocorre alta proporção de chuvas de baixa intensidade, normalmente em mais da metade do período chuvoso; portanto, de baixa energia por mm, como citam HUDSON (1971, p.66) e RAMOS (1974). Assim, os grandes riscos de erosão, nestas áreas, estão ligados a rápidas chuvas de forte intensidade e alta energia por mm, que integram grande parte da quantidade total da precipitação.

3.1.3 - Distribuição das gotas de chuva por tamanho

A distribuição das gotas de chuva por tamanho estão em estreita relação com a intensidade e o tipo de formação da chuva.

Anderson, citado por BEST (1950), encontrou para as chuvas de Hilo, no Hawaii, uma distribuição diferente de gotas, comparada com as de outras regiões, devido à origem orográfica das chuvas desta localidade.

BLANCHARD (1953) afirmou que as chuvas orográficas a apresentam uma distribuição de gotas por tamanho diferente da de outras chuvas, devido ao fato de se formarem a baixas altitudes e em condições de temperatura mais elevada. Segundo este autor, nestas chuvas, as gotas raramente excedem a 2 mm de diâmetro e a intensidade, em geral, não passa de 25,4 mm/h. O diâmetro médio de gota, desse tipo de chuva, é normalmente a metade daquele das chuvas não orográficas de mesma intensidade.

LAWS e PARSONS (1943), num de seus trabalhos sobre chuva, encontraram a distribuição de gotas para diferentes intensidades de chuva. Estes autores utilizaram o método da farinha, idealizado por Bentley (1904), podendo os seus resultados serem observados nas Figuras 18 e 19, apresentadas no Apêndice. Nota-se que, até certo limite de intensidade (65-115 mm/h), ocorre um aumento no diâmetro médio da gota, o qual passa a diminuir com o aumento da intensidade da chuva, além daquele limite.

BEST (1950) descreveu a distribuição das gotas por tamanho pelo parâmetro D_{50} comumente chamado de gota de tamanho médio. O termo médio, refere-se à metade do volume total da chuva. A soma do volume de todas as gotas menores do que D_{50} é igual à soma de todas as gotas maiores do que D_{50} . Trabalhando com dados de vários investigadores, BEST chegou à seguinte expressão:

$$D_{50} = 0,69^{1/n} A^p I;$$

onde:

n , A e p = constantes empíricas;

I = intensidade da chuva em mm/h.

Assim, através da intensidade, é possível determinar se o tipo de distribuição de gotas de qualquer chuva.

HUDSON (1971, p.52) advertiu, no entanto, que a equação de Best, só tem aplicação para baixas intensidades de chuva; embora sugira que com o aumento da intensidade de chuva ocorra um aumento de diâmetro médio das gotas. Como se sabe este aumento não se verifica para altas intensidades de chuva, o que invalida o uso desta equação para condições de clima tropical, onde predominam altas intensidades.

3.1.4 - Velocidade terminal das gotas de chuva

Um corpo, em queda livre na atmosfera, sofre aumento de sua velocidade até o instante em que a força de fricção do ar anule a aceleração da gravidade. Neste momento, atinge sua velocidade terminal; a qual depende da massa, forma e tamanho do corpo.

A forma das gotas de chuva que tocam a superfície da Terra não é esférica devido às diferentes pressões a que são submetidas pelo ar durante a queda. Spilhaus, citado por SMITH e WISCHMEIER (1962), afirmou que a forma resultante é aproximadamente elepsoidal, com achatamento na parte inferior da gota; sendo que esta mudança de forma tem pouca influência em gotas de diâmetro menor do que 2,6 mm.

McDONALD (1954) afirmou que os principais fatores físicos que controlam a deformação das gotas grandes são: a tensão superficial, a pressão hidrostática e a pressão aerodinâmica externa. Podendo, no entanto, em determinadas condições, a carga eletrostática e a circulação interna exercer alguma influência.

A Tabela 10, apresentada no Apêndice, mostra dados de velocidade terminal obtidos, com auxílio de equipamento fotográfico, por Laws, os quais são semelhantes aos de Gunn e Kinzer, medidos por indução numa carga elétrica e a produção de pulsações sobre um oscilógrafo e um pouco superiores aos de Mihara. SMITH e WISCHMEIER (1962), que apresentaram essa ci-

tação, justificam que esta diferença seja, provavelmente, devida à turbulência do ar e ao método menos preciso adotado por Mihara.

Assim, pode-se observar que para uma chuva de 65 a 115 mm/h (Figuras 18 e 19, apresentadas no Apêndice), a gota de diâmetro médio está entre 2 a 3 mm de diâmetro; portanto, uma grande percentagem das suas gotas devem estar animadas de uma velocidade terminal em torno de 6,5 a 8 m/s.

A turbulência do ar pode atuar aumentando ou diminuindo a velocidade da gota de chuva. A intensidade de turbulência do ar durante a chuva e os efeitos da velocidade da gota não têm sido estudados com precisão; contudo, foi observado que os ventos desempenham um apreciável efeito sobre a velocidade terminal das gotas. Um vento advectivo contribui para um aumento da velocidade terminal das gotas e este aumento é proporcional à cosecante do ângulo de inclinação da chuva com a vertical (SMITH e WISCHMEIER, 1962).

Considerando este fato, Hudson, citado por SMITH e WISCHMEIER (1962), aconselha a instalação de anemógrafos próximos às parcelas experimentais, para medir as influências deste agente de ação indireta mas que contribui consideravelmente para o aumento do poder erosivo da chuva.

3.2 - Erosividade da Chuva Natural

A erosividade da chuva natural é definida, por HUD-

SON (1971, p.59), como a sua capacidade potencial de causar erosão, que é função das suas características físicas. A variação das características de chuva para chuva e as múltiplas formas e combinação tornam a medida da erosividade muito complexa.

RIEHL (1965, p.76) definiu aguaceiro como sendo a precipitação total desde o começo até o fim de um período chuvoso.

WISCHMEIER (1962) afirmou que a capacidade de um aguaceiro de erodir o solo depende de todas as intensidades de chuva envolvidas e da sua quantidade total.

Uma longa chuva de baixa intensidade pode dar muitos milímetros de água com pouco risco de erosão e uma pequena quantidade de chuva de alta intensidade pode causar perdas elevadas de solo, como foi constatado por WISCHMEIER (1962), LOMBARDI e PASTANA (1972) e SUAREZ DE CASTRO (1951).

Yarnell, citado por BARNETT (1958), definiu uma chuva intensa ou de velocidade excessiva como aquela cujo produto da intensidade, em mm/h, multiplicada pelo tempo de ocorrência em minutos, dividido por 100, dá um número igual ou superior a 5. Matematicamente, representa-se pela seguinte expressão:

$$y = \frac{I \times t}{100} ;$$

onde:

$$y = \text{índice de Yarnell};$$

I = intensidade da chuva;

t = tempo de ocorrência da chuva observada.

EKERN (1953) verificou que, no caso em que todos os outros fatores que influem sobre perdas permanecem constantes, a erosividade da chuva pode ser representada pela fórmula:

$$E = f \left(\frac{I \times T \times M \times V^2}{D} \right) ;$$

onde:

E = erosividade da chuva;

I = intensidade;

T = tempo;

M = massa da gota;

V = velocidade da gota;

D = secção transversal da gota.

Analisando a relação entre chuva e perda de solo no Estado de São Paulo, BERTONI e PASTANA (1964) concluíram que u ma só característica da chuva não é suficiente, quando conside rada isoladamente, para o estabelecimento de uma equação de re gressão que represente adequadamente as perdas de solo por ero são.

Quantidade e intensidade de chuva e as condições de umidade do solo são apontadas por BAVER (1947) como fatores in

timamente relacionados com a erosão do solo.

Horton, citado por PARR e BERTRAND (1960), ao estudar o papel da infiltração no ciclo hidrológico, enfatizou a importância da umidade do solo em relação à quantidade de enxurrada. Observou que a velocidade de infiltração varia entre um valor máximo, quando o solo está seco e um valor, após seu umedecimento e compactação pela chuva.

O aumento da água sobre a superfície do solo pode, por um determinado instante, aumentar a força de impacto das gotas de chuva, conforme demonstrou PALMER (1963), trabalhando em condições de laboratório. Este pesquisador, variando o nível da água sobre uma membrana sensível de um aparelho eletrônico e fazendo incidir gotas de água de tamanho controlado sobre o conjunto receptor, pode avaliar a força resultante transmitida na parte inferior da camada de água. Daí, concluiu que o impacto da gota de chuva aumenta quando o solo está coberto por uma fina camada de água devido, possivelmente, ao aumento da massa da gota ao penetrar na camada de água. A profundidade crítica da camada de água é a que corresponde ao diâmetro da gota. A partir desta espessura a água da superfície tende a amortecer a força de impacto, até um ponto em que seu efeito não atinja a membrana, ou em condições naturais, a superfície do solo.

3.3 - Parâmetros Avaliadores da Erosividade da Chuva

A massa e a velocidade com que as gotas de chuva atingem a superfície do solo são as características mais utilizadas para medir a erosividade da chuva.

3.3.1 - Tentativas de avaliação da erosividade

Segundo HUDSON (1971, p.56), os instrumentos que medem diretamente a energia com que as chuvas caem são tipos de balanças que, devido às interferências do vento e à aderência da água sobre o prato, não têm tido muito sucesso.

Outro aparelho de medição direta utilizado atualmente é o registrador acústico. Neste, a energia cinética é convertida em energia sonora que é captada por um microfone é convertida em impulso elétrico, o qual é registrado em fitas, das quais se obtêm diretamente o valor da energia cinética da chuva. Este tipo de aparelho ainda continua sendo pesquisado por Kinnell e Forest (HUDSON, 1971).

MEYER (1963) citou alguns parâmetros empregados por vários pesquisadores, os quais guardam certa proporcionalidade com a erosividade de chuva. São eles:

- a) energia cinética ($1/2 m v^2$) ;
- b) momentum ($m v$) ;
- c) energia cinética por unidade de área de impacto da gota ($\frac{m v^2}{2 s}$) ;

d) momento por unidade de área de impacto da gota

$$\left(\frac{m V}{s}\right)$$

e) interações destas variáveis com a intensidade da chuva.

Com os conhecimentos sobre distribuição, velocidade e massa das gotas de chuva, após os trabalhos de Laws e Parsons, tornou-se possível a avaliação da energia cinética da chuva a partir de dados de intensidade.

WISCHMEIER e SMITH (1958) desenvolveram a seguinte equação:

$$E_c = 12,124 + 8,877 \log I ;$$

onde:

E_c = energia cinética da chuva em kgm/mm/ha;

I = intensidade da chuva em mm/h.

Hudson, na Rodésia; Kelkar, na Índia; Ker, em Trindade e Mihara no Japão, conforme se pode observar na Figura 20, apresentada no Apêndice (HUDSON, 1971, p.57), relacionaram intensidade da chuva com energia cinética. Hudson, citado por SMITH e WISCHMEIER (1962), comentou que as diferenças de energia, encontradas por aqueles pesquisadores, ocorreram provavelmente devido às relações de tamanho, distribuição e intensida-

de usadas nos cálculos; já que a velocidade das gotas resulta da interação de todos estes fatores. Assim, para grandes intensidades de chuva (acima de 75 mm/h) a curva de Wischmeier e Smith apresenta uma superestimação da energia cinética em comparação com a de Hudson. Este fato é justificado por Hudson e Mihara pela estabilização do tamanho médio das gotas em chuvas de alta intensidade.

Pelos resultados dos inúmeros trabalhos experimentais realizados, observa-se uma estreita relação entre a capacidade erosiva, a massa e a velocidade de queda das gotas. Dos vários experimentos realizados em laboratório por ELLISON (1944), para medir a erosão por impacto de várias combinações de tamanho, velocidade e intensidade de gota foi obtida a seguinte equação:

$$E = 0,0007661 V^{4,33} \times D^{1,07} \times I^{0,65} ;$$

onde:

E = gramas de solo salpicado em 30 min;

V = velocidade da gota em pés/s;

D = diâmetro da gota em mm;

I = intensidade da chuva em pol/h.

Esta equação indica que um grande aumento da erosão por salpico pode ocorrer em consequência de pequena variação da velocidade de queda da gota.

BISAL (1960), em experimentos similares realizados em laboratório, encontrou a seguinte equação:

$$G = K D V^{1,4} ;$$

onde:

G = peso do solo salpicado em g;

K = constante que depende do tipo de solo;

D = diâmetro da gota em mm;

V = velocidade de impacto em m/s.

Em ambas as equações os elementos que definem a energia cinética, massa e velocidade estão representados pelo diâmetro da gota e velocidade de impacto, respectivamente.

EKERN (1950) afirmou que a capacidade erosiva da queda de uma massa de água depende da energia cinética por unidade de área de cada gota. A energia cinética da queda da gota determina a força de impacto; enquanto que a área da secção horizontal da gota determina a superfície de solo que recebe o impacto. A conclusão do seu trabalho foi que, não só a energia de impacto, mas também a forma da gota afeta a capacidade erosiva da chuva.

FREE (1960), trabalhando em laboratório, sugeriu que a erosão por salpico fosse considerada como função da energia cinética. Este autor determinou que, para areia, a erosão por

salpico = (energia cinética)^{0,9} e para solo, a erosão por salpico = (energia cinética)^{1,46}.

Apesar das inúmeras citações de que a energia cinética esteja intimamente relacionada com a erosão por impacto, ROSE (1960) achou que o momentum por unidade de área foi melhor para estimar as perdas de solo por impacto de gota, do que a energia cinética por área de impacto. Este mesmo autor supôs que, se existe alguma relação entre erosão por impacto e energia, é provável que exista algum outro parâmetro que descreva as perdas de solo, o qual envolva massa e velocidade.

HUDSON (1971, p.64) concordou com esta suposição, quando afirmou que, em chuvas naturais, as relações entre intensidade e momentum ou energia cinética são igualmente estreitas e seguem um mesmo modelo.

Segundo SMITH e WISCHMEIER (1962), a energia cinética da chuva pode ser facilmente avaliada do que medida; sendo que a avaliação deve ser buscada em modelos que relacionem o tamanho das gotas com a intensidade da chuva.

Muitos trabalhos tentam, através de correlações, determinar um parâmetro que represente eficientemente as perdas de solo.

FOSTER (1950) testou estatisticamente nove índices de intensidade de chuva e concluiu que a intensidade máxima em 15 min foi melhor do que a intensidade máxima em 5 min, embora tenha sido superado pela combinação da intensidade máxima em 5

e 15 min, a um nível de significância próximo de 8%. O melhor índice, no entanto foi a intensidade máxima em 30 min.

BARNETT (1958) correlacionou características de chuva com perdas por erosão de 98 aguaceiros selecionados, num esforço para achar uma relação matemática que pudesse expressar, com aceitável grau de precisão, a erosividade de um intenso aguaceiro. Os fatores estudados em relação à erosão, foram: quantidade, duração, intensidade máxima em 5, 10, 15, 30 e 60 min, tempo de ocorrência, enxurrada e umidade antecedente do solo. A intensidade máxima da chuva em 60 min foi considerada como sendo o parâmetro que mais intimamente se correlacionou com a erosão, salvo no caso de ser aplicado individualmente.

Segundo o próprio autor, esse fato pode ser atribuído, em parte, ao longo período de classificação das intensidades máximas das chuvas; já que devem existir diversos períodos curtos de intensidades altas, responsáveis pela erosividade da chuva.

Smith *et alii*, citado por BARNETT (1958), estudaram o efeito da intensidade máxima em 5, 15 e 30 min e da umidade antecedente do solo sobre a velocidade máxima da enxurrada de 79 chuvas com uma intensidade máxima em 15 min maior do que 25,4 mm/h, num período de oito anos. A enxurrada foi medida numa bacia hidrográfica de 3,25 ha, com 6,7% de declive, plantada no sentido do declive. O coeficiente de correlação múltipla encontrado foi altamente significativo; sendo o valor de

r de 0,73, obtido com um erro padrão de 0,66.

A equação encontrada foi a seguinte:

$$X_1 = - 1,11 + 0,29X_2 - 0,15X_3 + 0,85X_4 + 0,73X_5 ;$$

onde:

- X_1 = velocidade máxima da enxurrada em pol/h;
- X_2 = intensidade máxima em 5 min, em pol/h;
- X_3 = intensidade máxima em 15 min, em pol/h;
- X_4 = intensidade máxima em 30 min, em pol/h;
- X_5 = índice de antecedentes de chuva, que é uma expressão da umidade do solo, numericamente igual à soma da quantidade de chuva diária dos vinte dias que precedem o aguaceiro, dividido pelo número de dias de chuva.

Smith *et alii* afirmaram, ainda, que a intensidade da chuva em 30 min é o parâmetro que está mais intimamente ligado à velocidade máxima da enxurrada.

3.3.2 - O índice EI_{30}

Baseados na análise dos dados de erosão de 8.250 registros de parcelas anuais de 25 estações experimentais dos Estados Unidos, WISCHMEIER *et alii* (1958) correlacionaram características de chuva e perdas por erosão, numa tentativa de en-

contrar um parâmetro que representasse a erosividade da chuva. Demonstraram que a correlação das perdas de solo de uma chuva individual com a quantidade de chuva é baixa; tendo sido baixa também, a correlação com a quantidade máxima de chuva em vários intervalos de tempo, tais como: 5, 15, ou 30 min. O momentum da chuva foi considerado um bom fator; embora, o mais intimamente relacionado com a erosão tenha sido a energia cinética da chuva.

Empregando análise estatística de regressão múltipla, muitos fatores foram combinados em vários arranjos aritméticos e após a análise dos resultados, verificaram que a melhor estimativa das perdas de solo foi um parâmetro composto: o produto da energia cinética da chuva pela intensidade máxima em 30 min.

A energia cinética pode ser calculada pela equação de WISCHMEIER e SMITH (1958), citada anteriormente; enquanto que este segundo termo é a maior quantidade de chuva em algum intervalo de 30 min.

De acordo com WISCHEMEIER (1959), este produto representa um termo de interação que mede o efeito da erosão por impacto, por salpico e por turbulência combinados com a enxurrada para transportar as partículas de solo desprendidas. Esta medida da erosividade é denominada Índice de Erosão, sendo representada pelo símbolo EI_{30} . A soma dos valores do EI_{30} de cada chuva, em um certo período dá uma avaliação da erosi-

vidade da chuva naquele período. A soma de todos os valores de EI_{30} , para as chuvas maiores ou menores do que 10 mm que proporcionaram apreciáveis perdas de terra, caídas em um ano, dá o valor anual de EI_{30} .

Na tentativa de aperfeiçoar o cálculo do índice EI_{30} , WISCHMEIER *et alii* (1958) verificaram que a adição do valor da umidade do solo, no início da chuva, aumenta a precisão do cálculo da erosividade. Observaram, no entanto, que este aumento da precisão do cálculo era insignificante; não havendo vantagem em introduzir este fator adicional.

3.3.3 - O índice $KE > 25$

Hudson (HUDSON, 1971, p.65) utilizando o método de Ellison na África, verificou, que só a partir de um limite de intensidade as chuvas começavam causar erosão. Na África, esse valor é de aproximadamente 25 mm/h. O autor frizou que este valor é particularmente importante; pois, para condições de severas chuvas tropicais ocorre alta proporção de chuvas de baixa intensidade, incapazes de causar erosão. Caso se incluam, no cálculo da energia cinética das chuvas, os valores abaixo deste limite, obter-se-ão valores superestimados para a erosividade.

A erosividade, calculada por esse método, corresponde, portanto, à energia cinética da chuva com intensidade superior a 25 mm/h.

Os dados de intensidade podem ser obtidos diretamente das fitas dos pluviógrafos, por comparação com curvas padrão.

Esta estimativa da erosividade, por conveniência, é denominada $KE > 25$. Este índice, conforme Hudson, é mais apropriado do que o EI_{30} para o cálculo da erosividade das chuvas tropicais e sub-tropicais; uma vez que, permite avaliar com maior precisão as perdas de solo nestas regiões.

4 - MATERIAL E MÉTODO

4.1 - Material

A Escola de Agronomia da Universidade Federal da Paraíba, localizada na cidade de Areia, mantém desde 1957 uma Estação Meteorológica de 2ª Classe, cujas coordenadas geográficas são: 6°58'11,99" Sul e 35°42'14,58" Oeste e altitude de 534,866 m.

Por ser a única fonte disponível de dados, na Micro-Região Homogênea Brasileira Nº 98, considerou-se a amostragem como representativa da região; embora Areia não se situe no centro da área, conforme se pode observar na Figura 2.

4.1.1 - Pluviogramas

Pluviogramas são registros gráficos das chuvas feitos por pluviógrafos, em fitas de papel.

O pluviógrafo da Estação de Meteorologia de Areia é do tipo "Hermann", que fornece registro diário das chuvas.

As fitas utilizadas são do modelo Fuess N^o 2, de marcas: Blatt, Daru e Imac, sendo a primeira de origem alemã e as duas últimas de fabricação brasileira. As dimensões destas fitas são de 8,0 cm de largura por 41,0 cm de comprimento. No eixo vertical é feito o registro da precipitação em décimos de milésimos e no horizontal, o tempo em horas com subdivisões correspondentes a 10 minutos.

Sendo o registro diário, dispôs-se para este trabalho, de 6.205 fitas correspondentes aos dezessete anos observação.

4.1.2 - Prancheta analítica

Com a finalidade de analisar os dados de intensidade registrados nos pluviogramas foi construída uma prancheta de madeira provida de uma transparência com linhas, cujas inclinações representam as intensidades correspondentes às classes consideradas nos cálculos da energia cinética.

A Figura 3 mostra a prancheta com um pluviograma colocado em posição para ser analisado.

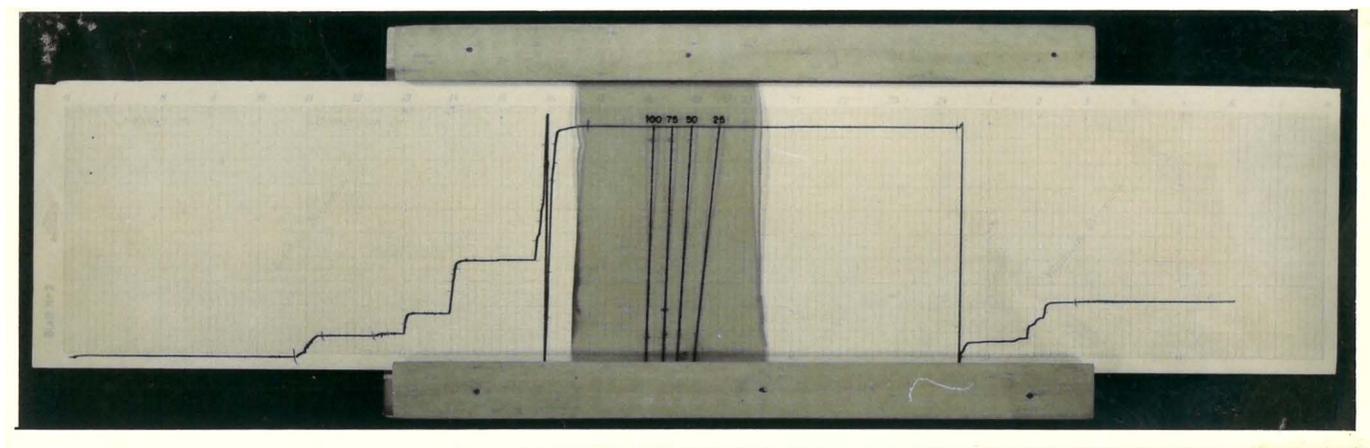


Fig. 3 - Prancheta utilizada para avaliação das intensidades de chuva

4.2 Método

O método utilizado neste trabalho foi o de Hudson (HUDSON, 1971, p.65), por ser mais adequado às condições de clima Tropical, conforme afirmação deste mesmo autor.

Neste método, o valor da erosividade da chuva corresponde à energia cinética das chuvas com intensidades superior-

res a 25 mm/h. A análise dos dados foi feita em classes de intensidade, tendo sido adotados os seguintes limites: 25 a 50 mm/h; 50 a 75 mm/h; 75 a 100 mm/h e maior do que 100 mm/h.

4.2.1 - Montagem da prancheta

Determinam-se as inclinações das linhas padrão de intensidade nas próprias fitas do pluviógrafo. Daí, são copiadas em papel e em seguida, passadas para uma transparência plástica. Na ocasião da determinação das linhas padrão, aconselha-se traçar linhas auxiliares paralelas aos eixos Cartesianos das linhas padrão, com a finalidade de orientar a instalação da transparência.

Na montagem da prancheta, qualquer imprecisão na colocação da transparência altera os ângulos das linhas padrão, sendo difícil manter o ângulo exato de inclinação de cada uma das curvas de intensidade. Por esta razão, neste trabalho, obtiveram-se classes diferentes das preconizadas por Hudson (HUDSON, 1971, p.65). Os limites das classes utilizadas foram os seguintes: 20 a 36 mm/h; 36 a 58 mm/h; 58 a 73 mm/h e maior do que 73 mm/h. Neste caso, o índice de erosividade deve ser representado pelo símbolo $KE > 20$, em vez de $KE > 25$.

4.2.2 - Obtenção dos dados de intensidade

Com a utilização da prancheta obtiveram-se, das fitas do pluviôgrafo, por comparação com as linhas padrão da transparência, as precipitações que ocorreram em cada classe de intensidade.

Os dados dessas observações foram registrados em fichas, conforme o modelo 1 representado na Figura 4.

4.2.3 - Cálculo da energia cinética

O cálculo da energia cinética é feito utilizando-se a Equação de WISCHMEIER e SMITH (1958), em que se empregam apenas os valores de intensidade da chuva.

$$E_c = 12,124 + 8,877 \log I ;$$

onde:

E_c = energia cinética de chuva em kgm/ha/mm;

I = intensidade da chuva em mm/h.

Na Tabela 11, apresentada no Apêndice, encontram-se os valores de energia cinética, calculados através da equação acima citada, para várias intensidades de chuva.

4.2.4 - Obtenção dos valores de $KE > 20$

Para obtenção dos valores de $KE > 20$ utilizaram-se fichas, conforme o modelo 2 que está apresentado na Figura 5. As precipitações mensais em cada classe de intensidade foram a _ notados na segunda coluna.

Na terceira coluna, anotaram-se os valores da energia cinética, calculados para o termo médio de cada classe de intensidade.

A quarta coluna foi preenchida com o produto dos valores contidos nas duas colunas anteriores e corresponde à contribuição, em energia cinética, de cada classe de intensidade durante o mês. O valor mensal do $KE > 20$ é igual à soma dos valores desta coluna. O valor anual do $KE > 20$ foi determinado pela soma dos valores dos $KE > 20$ de todos os meses do ano.

4.2.5 - Identificação das chuvas críticas

Chuvas críticas representam, neste trabalho, concentrações pluviométricas que oferecem grandes riscos de erosão. Essas chuvas, denominadas "chuvas de forte intensidade" por Yarnell (BARNETT, 1958), são aquelas em que o produto de sua intensidade pelo tempo de ocorrência, dividido por 100, dá um número igual ou superior a 5.

A representação matemática desse critério é a seguin_

KE MENSAL

LOCAL: _____

ANO: _____

MÊS: _____

| I (mm/h) | P (mm) | Ec | KE 25 |
|--------------|-------------------------|------------------------|-------|
| 20 - 36 | P ₂₉ = _____ | Y ₂₉ = 25,1 | _____ |
| 36 - 58 | P ₄₅ = _____ | Y ₄₅ = 26,8 | _____ |
| 58 - 73 | P ₆₇ = _____ | Y ₆₇ = 28,4 | _____ |
| 73 | P ₈₂ = _____ | Y ₈₂ = 29,1 | _____ |
| KE (mensal): | | | |

Fig. 5 - Ficha modelo 2

te:

$$\frac{I \times t}{100} \geq \frac{500}{100} \geq 5 ;$$

onde:

I = intensidade da chuva em mm/h;

t = tempo de ocorrência desta intensidade em min.

Para quaisquer valores atribuídos a I e a t, cujo produto seja 500, corresponde uma quantidade de chuva de 8,3 mm.

Numa chuva contínua e de longa duração, o número de chuvas críticas é igual ao número inteiro de secções de 8,3 mm que estiver contido no registro da chuva no pluviograma.

4.2.6 - Probabilidade da erosividade e das chuvas críticas

Segundo DOORENBOS e PRUITT (1975), existem vários métodos para se determinar a distribuição da frequência da chuva; sendo que muitos fornecem resultados semelhantes para os termos médios da distribuição, mas resultados diferentes para os termos externos.

Por não se ter encontrado nenhum método específico para o cálculo de probabilidade da erosividade e das chuvas críticas, adotou-se o método proposto por aqueles autores para o cálculo de probabilidade de chuva. Esse método, cujo desenvolvimento consta da Tabela 12, apresentada no Apêndice, é o seguinte:

a - dispõem-se os dados de cada mês, em ordem decrescente, inclusive repetindo-se dados de mesmo valor, em tantas colunas quantos forem os anos de observação;

b - para se encontrar a probabilidade de ocorrência dos dados de cada uma das colunas, emprega-se a seguinte fórmula:

$$P = 100 m/N + 1 ;$$

onde:

P = probabilidade de ocorrência;

m = número da coluna;

N = número de anos de observação.

Assim, por exemplo, os dados da coluna 12 têm 66,6% de probabilidade de ocorrer ou exceder seus valores.

4.2.7 - Balanço hídrico

Balanço hídrico é a "contabilização" da água do solo.

Assim a evapotranspiração termo que expressa a quantidade de água que deixa o solo e a planta, se opõe à precipitação e/ou à irrigação, que representam a entrada de água no solo.

Em, OMETTO, J. C. (1974), encontra-se que: "A perda de água do solo e das plantas pode vir a ter a designação de evapotranspiração potencial e/ou evapotranspiração real, dependendo das condições da cultura e do solo.

A evapotranspiração potencial é definida como a máxima perda d'água que uma superfície vegetada pode sofrer. Isto ocorre quando a água no solo possui um potencial parcial matricial próximo a 1/3 de atmosfera, a cultura está em estágio

de máximo crescimento vegetativo, cobrindo completamente o solo, em uma extensão superficial suficientemente grande a fim de eliminar efeitos advectivos e a condutibilidade hidráulica, entre o solo e a planta, não sofre solução de continuidade.

Quando não é satisfeita alguma dessas condições, a perda conjunta de água do solo e da planta é denominada evapotranspiração real.

Existem várias proposições de como estimar a evapotranspiração potencial. Este fenômeno é condicionado pela energia líquida disponível no meio e é estimulado pelo deslocamento de ar e pelo déficit de saturação do vapor d'água na atmosfera .

No presente trabalho, adotou-se o método de Thornthwaite (THORNTHWAITE e MATHER, 1955) para se estimar a evapotranspiração potencial e se fazer o Balanço Hídrico da região.

Esse método baseia-se no índice de calor e por isso, utiliza-se somente a temperatura média do ar.

5 - RESULTADOS

A apresentação dos resultados segue a mesma sequência em que os dados foram analisados.

5.1 - Precipitação

A Tabela 1 apresenta as precipitações anuais e a pre cipitação média anual, além dos respectivos desvios da média e o desvio médio, para o período de observação.

TABELA 1 - Precipitação anual e desvio da média

| Ano | Precipitação (mm) | Desvio da média |
|-------|----------------------|-----------------|
| 1957 | 875,3 | - 541,2 |
| 1958 | 1.207,3 | - 209,2 |
| 1959 | 1.312,6 | - 103,9 |
| 1960 | 1.156,2 | - 260,3 |
| 1961 | 1.869,8 | + 453,3 |
| 1962 | 1.284,8 | - 131,7 |
| 1963 | 1.162,7 | - 253,8 |
| 1964 | 2.126,0 | + 709,5 |
| 1965 | 1.214,5 | - 202,0 |
| 1966 | 1.705,0 | + 288,5 |
| 1967 | 1.762,8 | + 346,3 |
| 1968 | 1.110,4 | - 306,1 |
| 1969 | 1.585,9 | + 169,4 |
| 1970 | 1.368,5 | - 48,0 |
| 1971 | 1.382,8 | - 33,7 |
| 1972 | 1.420,2 | + 3,7 |
| 1973 | 1.536,5 | + 120,0 |
| Média | 1.416,5 | 245,9 |

A variabilidade relativa das chuvas é a percentagem do des-

vio médio em relação à média das precipitações. Para Areia, a variabilidade média das chuvas é de 17,35%; tendo sido calculada pela seguinte expressão:

$$Vr = \frac{Md}{Mp} \times 100$$

onde:

Vr = variabilidade relativa;

Md = média dos desvios;

Mp = média das precipitações.

A distribuição mensal da precipitação, para cada ano do período, está apresentada na Tabela 13, no Apêndice.

A Tabela 2 mostra as precipitações médias mensais e a média anual.

TABELA 2 - Precipitações médias mensais, para o período de 1957 a 1973.

| Meses | \bar{P} (mm) |
|-------------|----------------|
| Janeiro | 76,0 |
| Fevereiro | 79,7 |
| Março | 153,7 |
| Abril | 196,3 |
| Mai | 166,6 |
| Junho | 207,7 |
| Julho | 228,5 |
| Agosto | 128,6 |
| Setembro | 76,7 |
| Outubro | 37,1 |
| Novembro | 23,7 |
| Dezembro | 41,8 |
| Média Anual | 1.416,5 |

A Figura 6 apresenta esses dados na forma de histograma para permitir comparações.

Observa-se que, do mês de março a agosto, a precipitação é superior a 100 mm, sendo julho o mês mais chuvoso.

Não se identificam estações bem definidas; mas, apenas um período seco e um chuvoso. Apesar disso, a Tabela 3

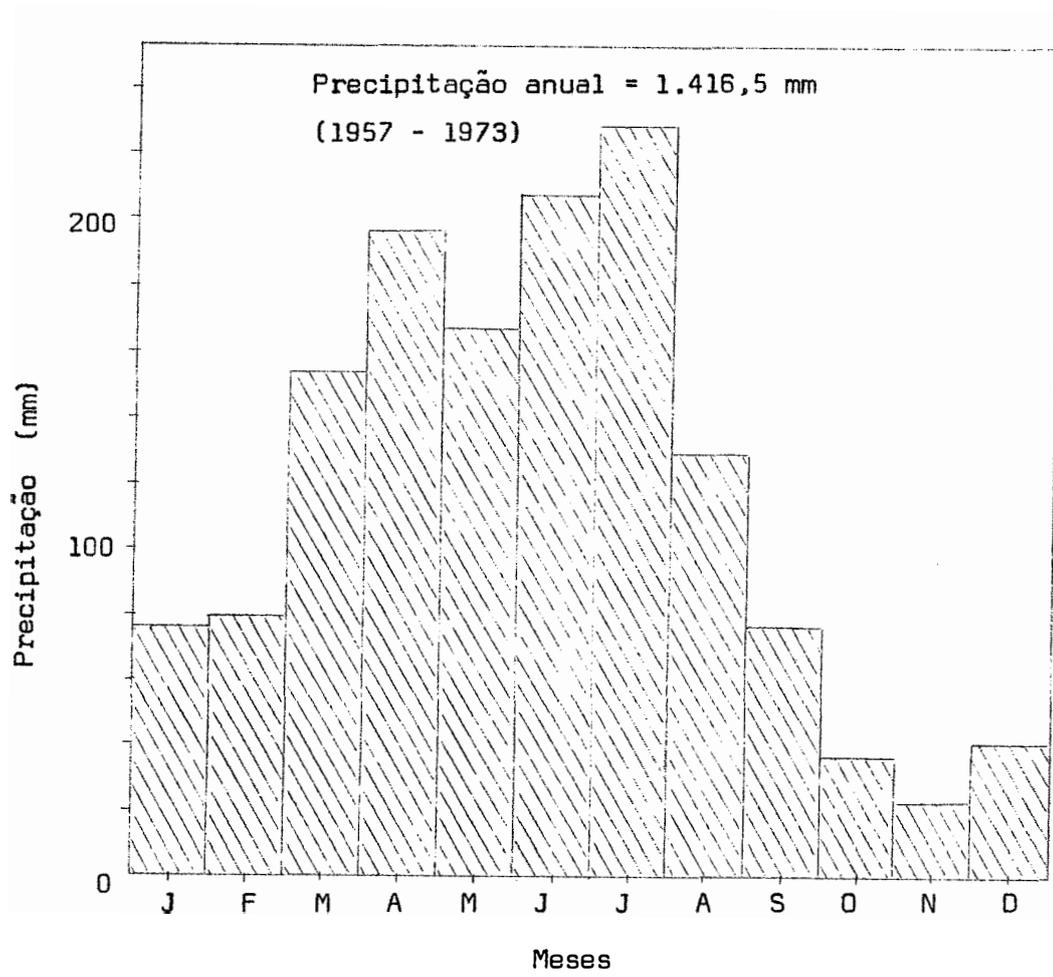


Figura 6 - Distribuição das precipitações médias mensais

mostra a distribuição estacional da precipitação.

TABELA 3 - Precipitações médias estacionais

| Meses | Estações | \bar{P} (mm) |
|-----------|-----------|----------------|
| Dezembro | | |
| Janeiro | Verão | 197,2 |
| Fevereiro | | |
| Março | | |
| Abril | Outono | 516,5 |
| Maio | | |
| Junho | | |
| Julho | Inverno | 564,8 |
| Agosto | | |
| Setembro | | |
| Outubro | Primavera | 137,5 |
| Novembro | | |

5.2 - Intensidade da Precipitação

A contribuição de cada classe de intensidade para as

chuvas de Areia pode ser observada na Figura 7 , cujos dados foram obtidos das fichas modelo 2.

5.3 - Balanço Hídrico

Os dados utilizados, para o cálculo do balanço hídrico, referem-se ao período de 1961 a 1976. Os dados médios mensais de precipitação e de temperatura estão apresentados nas duas primeiras colunas da Tabela 14, no Apêndice.

No balanço hídrico de Areia (Figura 8) pode-se observar dois períodos: o de Seca, com 5 meses, que vai de setembro a fevereiro e o Chuvoso, correspondente aos 7 meses restantes.

5.4 - Erosividade

Os dados apresentados são valores da energia cinética, em kgm/ha, das chuvas com intensidade superior a 20 mm/h. Esses valores são denominados Índice de Erosão ou Erosividade da Chuva, sendo representados pelo símbolo $KE > 20$.

A Tabela 4 mostra o índice de erosão anual e seu valor médio.

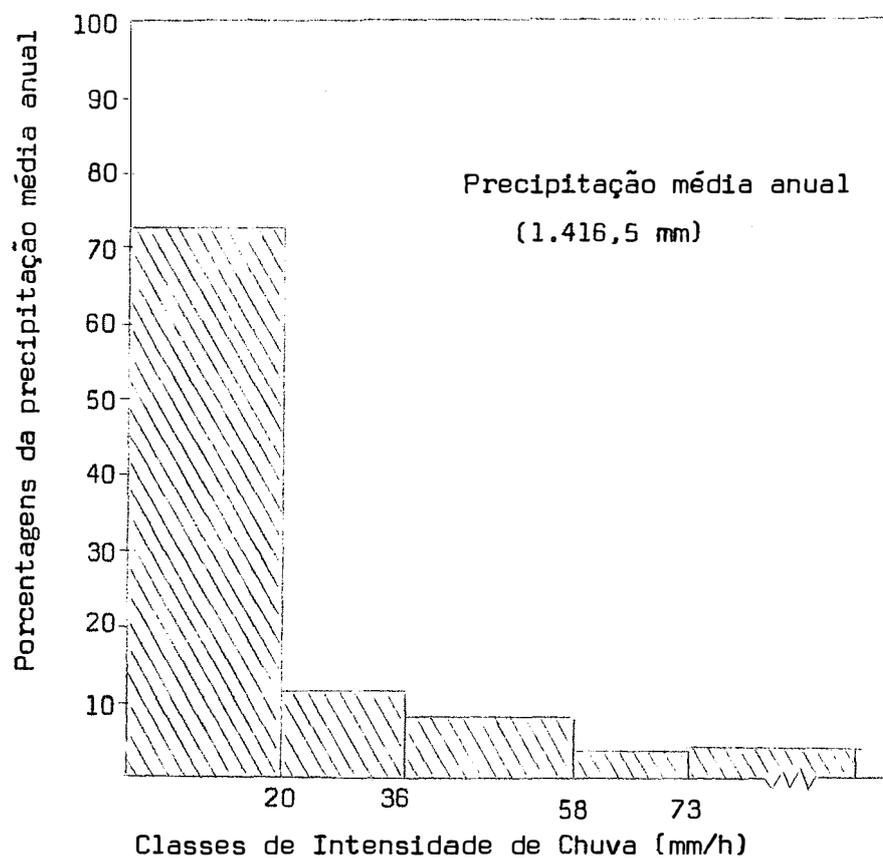
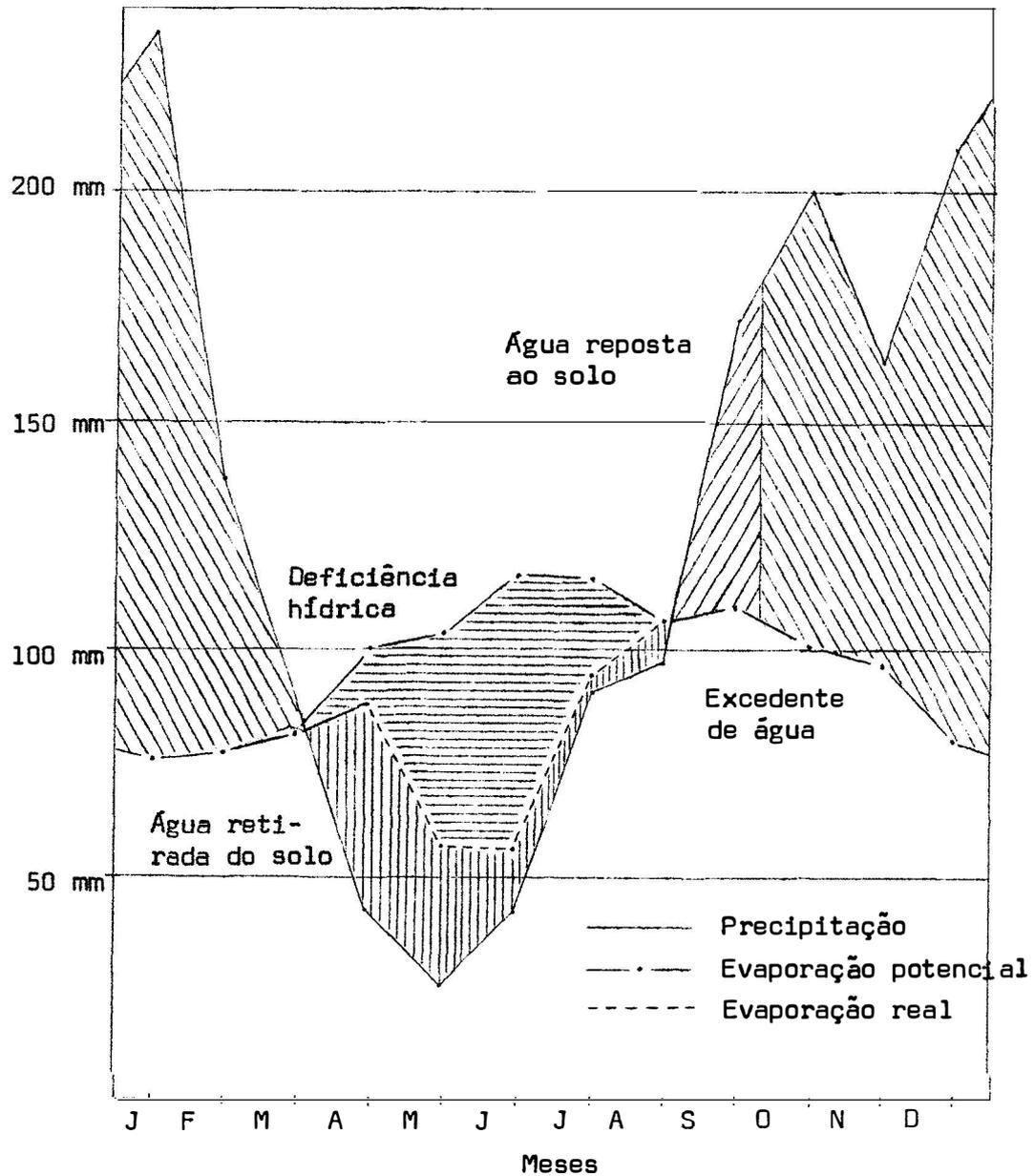


Figura 7 - Contribuição porcentual de cada classe de intensidade à precipitação média anual



AREIA - Pb

| | |
|-----------------------|----------|
| Precipitação: | 1.502 mm |
| Evaporação potencial: | 1.157 mm |
| Deficiência: | 151 mm |
| Excedente: | 496 mm |
| Temperatura média: | 23,1 °C |

Figura 8 - Balanço hídrico de Areia, Pb. (Thorntwaite)

TABELA 4 - Índice de erosão anual e valor médio anual (Fator chuva = R)

| Ano | KE 20 (kgm/ha) |
|-----------------|----------------|
| 1957 | 2.354 |
| 1958 | 7.870 |
| 1959 | 9.501 |
| 1960 | 9.623 |
| 1961 | 11.735 |
| 1962 | 7.967 |
| 1963 | 9.632 |
| 1964 | 19.289 |
| 1965 | 9.561 |
| 1966 | 9.570 |
| 1967 | 13.406 |
| 1968 | 9.130 |
| 1969 | 8.882 |
| 1970 | 6.023 |
| 1971 | 10.432 |
| 1972 | 12.447 |
| 1973 | 15.275 |
| Fator chuva (R) | 10.159 |

A distribuição mensal do índice de erosão, para ca-

da ano deste período, está apresentada na Tabela 15, no Apêndice.

A Tabela 5 mostra os valores médios mensais e a média anual da erosividade, ou fator R da Equação Universal de Perdas de Solo.

TABELA 5 - Erosividade média mensal e fator R.

| Mês | $\overline{KE} > 20$ Mensal (kgm/ha) |
|---------------------------|---|
| Janeiro | 694 |
| Fevereiro | 961 |
| Março | 2.334 |
| Abril | 2.114 |
| Maiο | 1.142 |
| Junho | 885 |
| Julho | 678 |
| Agosto | 365 |
| Setembro | 294 |
| Outubro | 217 |
| Novembro | 76 |
| Dezembro | 399 |
| $KE > 20$ Anual (Fator R) | 10.159 |

A Figura 9 representa graficamente a distribuição porcentual dos valores da erosividade média mensal, apresenta-

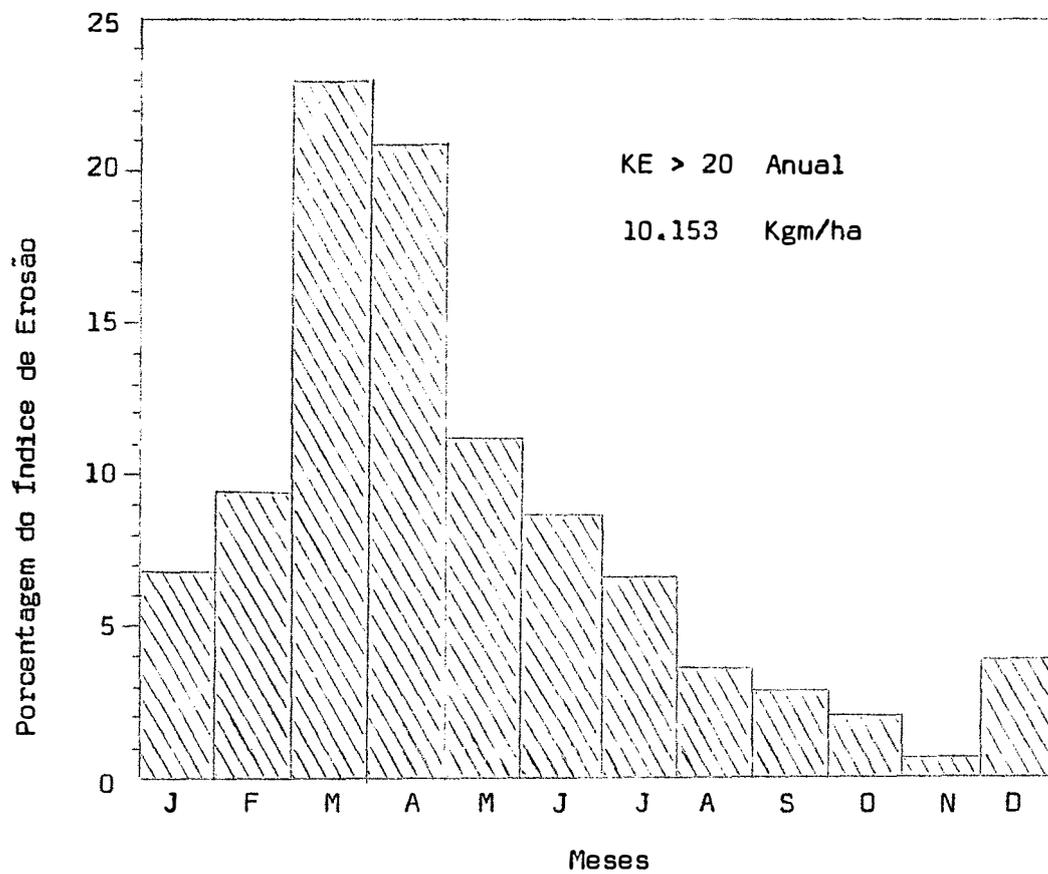


Figura 9 - Distribuição percentual dos valores médios mensais do Índice de Erosão

dã na Tabela 5 .

Observa-se a predominância da erosividade que ocorre nos meses de março e abril, com 23 e 20% aproximadamente do valor anual, o que representa, respectivamente, 2.334 e 2.114 kgm/ha/mês.

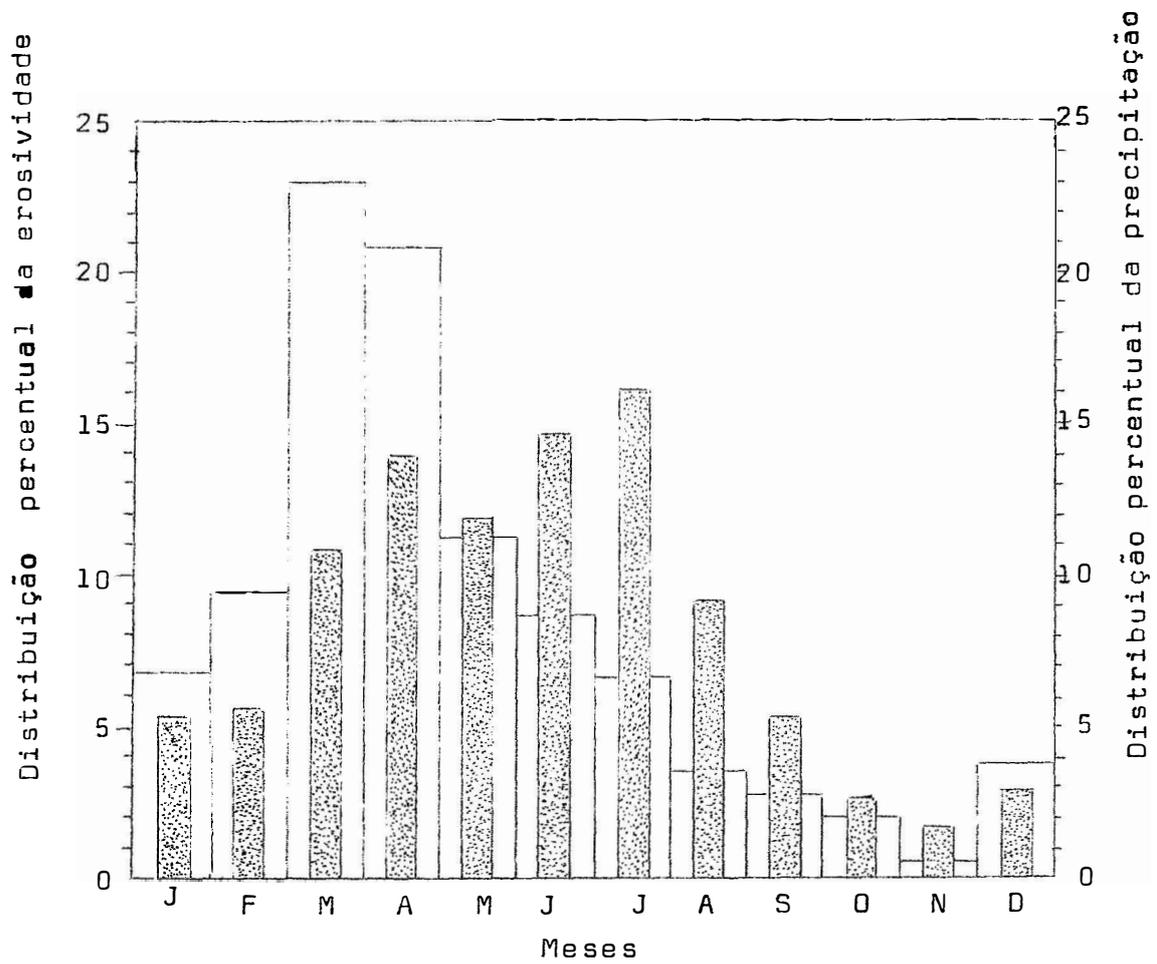
A distribuição estacional da erosividade, apresentada na Tabela 6, mostra a concentração da erosividade das chuvas durante o Outono , estação que corresponde aos três meses de chuvas mais erosivas (Figura 9) .

TABELA 6 - Erosividade média estacional

| Estação do ano | KE > 20 |
|----------------|---------|
| Verão | 2.054 |
| Outono | 5.590 |
| Inverno | 1.928 |
| Primavera | 587 |

5.5 - Precipitação e Erosividade

A Figura 10 apresenta as precipitações médias mensais e seus respectivos valores de erosividade em termos de percentagem.



□ $\overline{KE} > 20$ 10.159 Kg/ha/ano

▨ $\overline{P} = 1.416$ mm

Fig. 10 - Distribuição percentual da precipitação e da erosividade anual

5.6 - Probabilidades da Erosividade

A Tabela 12, apresentada no Apêndice, mostra a ordenação dos dados de erosividade mensal e suas respectivas probabilidades de ocorrência.

A Figura 11, baseada naquela tabela, contém 5 níveis de probabilidades da erosividade mensal

A Tabela 7 contém os valores médios mensais da erosividade e suas probabilidades de ocorrências.

Observa-se que os valores das probabilidades de ocorrência das médias são variáveis em cada grupo mensal, o que mostra a desuniformidade da distribuição da erosividade.

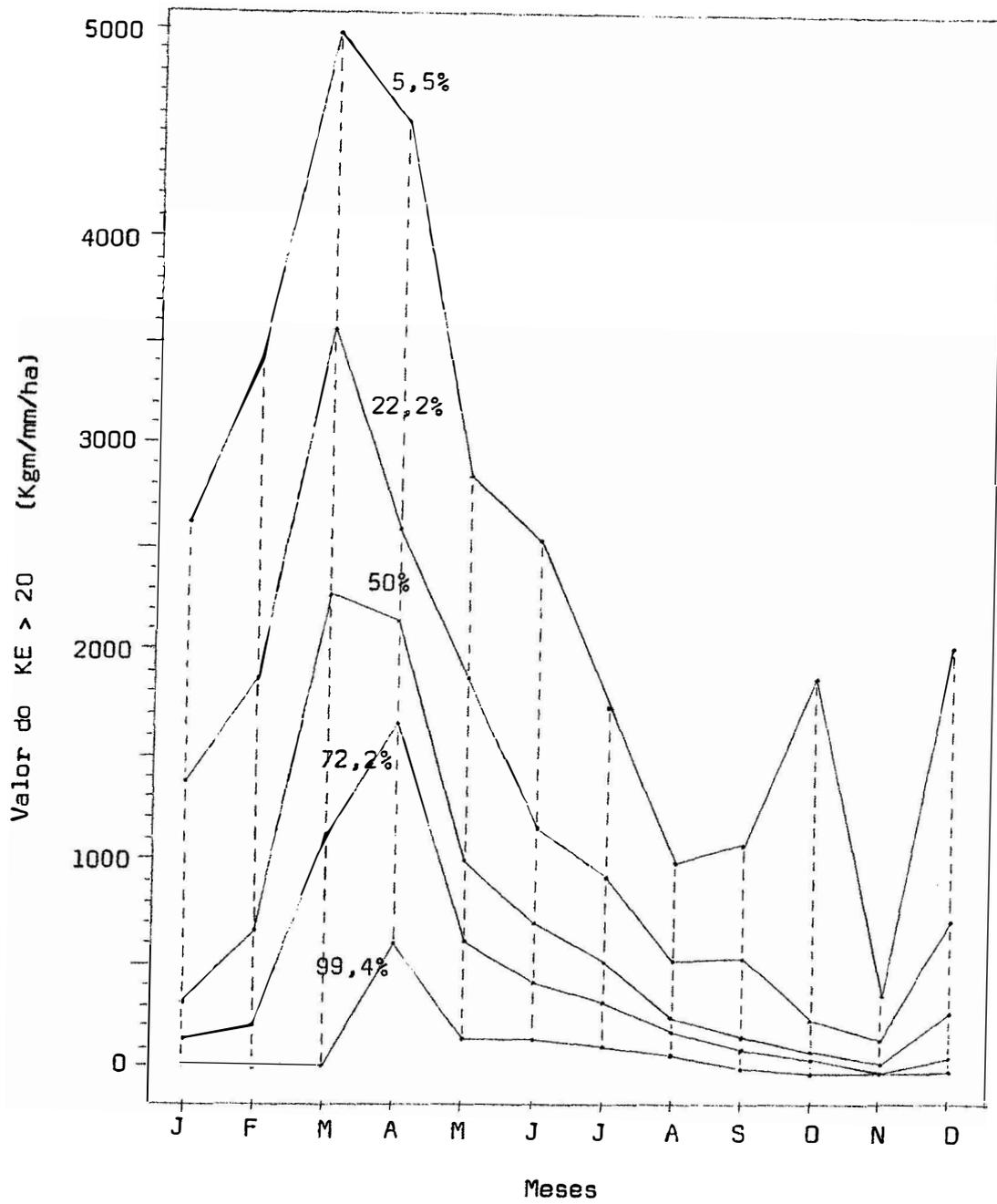


Figura 11 - Probabilidades mensais da erosividade

TABELA 7 - Probabilidade de ocorrência da média
da erosividade

| Meses | Erosividade média mensal (kgm/ha) | Probabilidade de ocorrência (%) |
|-----------|---|---------------------------------------|
| Janeiro | 694 | 33 |
| Fevereiro | 961 | 35 |
| Março | 2.334 | 49 |
| Abril | 2.114 | 51 |
| Maiο | 1.142 | 40 |
| Junho | 885 | 42 |
| Julho | 678 | 45 |
| Agosto | 365 | 38 |
| Setembro | 294 | 38 |
| Outubro | 217 | 29 |
| Novembro | 76 | 41 |
| Dezembro | 399 | 31 |

A Figura 12 mostra a dispersão dos valores da probabilidade de ocorrência de cada média mensal em relação à probabilidade de ocorrência das médias de distribuição uniforme que, teoricamente, deveriam ocorrer com 50% de probabilidade.

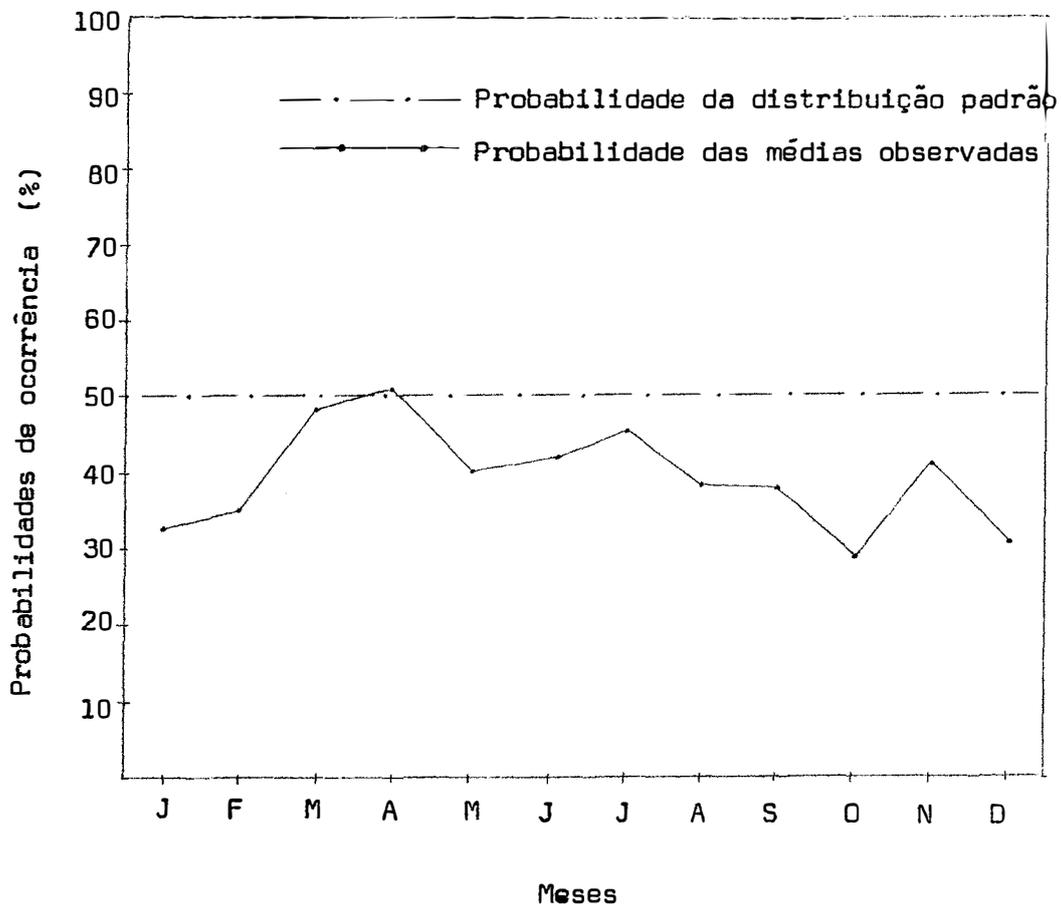


Figura 12 - Probabilidades de ocorrência das erosividades médias mensais e desvio da probabilidade de ocorrência da média de uma distribuição uniforme

5.7 - Chuvas Críticas

A Tabela 8 mostra a ocorrência mensal e anual de chuvas críticas. Os números, nesta tabela, representam a quantidade de chuvas críticas mensais, enquanto que as letras representam a distribuição dessas chuvas.

5.8 - Probabilidades de Chuvas Críticas

A Tabela 16, apresentada no Apêndice, mostra a ordenação dos dados e as probabilidades de ocorrência das chuvas críticas. Seus dados estão graficamente representados na Figura 13.

5.9 - Limitações Climáticas

A Tabela 9 contém dados que já foram apresentados nos subcapítulos anteriores, exceto os de temperatura do ar e insolação. Estes últimos dados complementares foram obtidos das normas climatológicas da Estação de Meteorologia de Areia. Esses, juntamente com os demais, compõem um quadro informativo que permite discussões interpretativas das condições climáticas da região.

TABELA 8 - Ocorrência mensal de chuvas críticas

| Anos | Jan. | Fev. | Mar. | Abr. | Maio | Jun. | Jul. | Ago. | Set. | Out. | Nov. | Dez. |
|------|-------------------|------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1957 | - | - | - | 3 b | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1958 | - | - | 5 d | 1 | 3 b | 1 | - | - | - | - | - | - |
| 1959 | 1 | - | - | 3 | 3 b | 2 | - | - | - | - | - | - |
| 1960 | - | 2 | 13 bef | 2 b | 1 | - | - | - | - | - | - | - |
| 1961 | 6 cc ⁺ | 2 | 4 b | 3 b | 2 | - | - | - | - | - | - | - |
| 1962 | - | 2 | 6 b | 2 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1963 | - | - | 4 b | 2 b | - | - | - | - | - | - | - | 4 b |
| 1964 | 7 bb | - | 8 e | 2 | 2 | - | - | - | - | - | - | 2 b |
| 1965 | - | - | 4 b | 4 c | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1966 | 5 b | 1 | 2 | 4 c | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1967 | - | 4 b | 6 d | 3 b | - | 1 | - | - | - | - | - | 1 |
| 1968 | - | - | 5 bb | 3 | 2 | - | - | - | - | - | - | - |
| 1969 | 2 b | - | 2 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1970 | - | 1 | 1 | 1 | - | - | - | 1 | - | - | - | - |
| 1971 | - | 1 | 1 | 6 b | - | 1 | - | - | - | - | - | - |
| 1972 | - | - | 5 e | - | 1 | - | - | - | - | - | - | - |
| 1973 | 3 b | - | 4 | 2 b | - | - | 1 | 1 | - | - | 1 | 1 |

(+) A letra "b" representa duas chuvas críticas em um mesmo aguaceiro;

a letra "c" representa três chuvas críticas em um mesmo aguaceiro, e assim por diante.

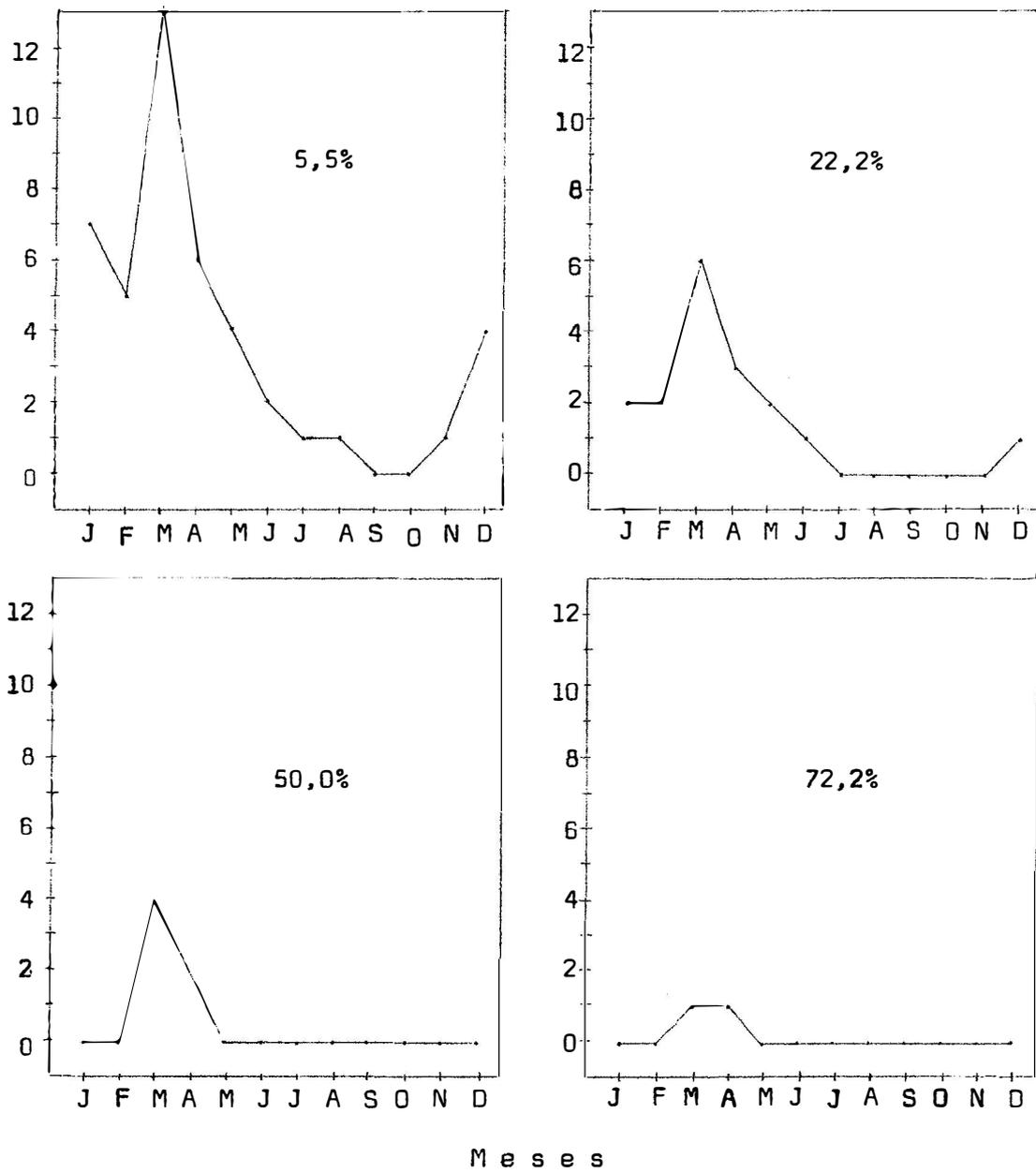


Figura 13 - Probabilidade mensal de ocorrência de chuvas críticas

TABELA 9 - Dados de precipitação, erosividade, chuvas críticas, disponibilidade de umidade, temperatura do ar e insolação

| Estações | Mes | P | K | Cc | Du | \bar{T} | In |
|-----------|------|-------|-------|----|------------|-----------|-----|
| Verão | Dez. | 41,8 | 399 | 4 | deficiente | 24,2 | 6,9 |
| | Jan. | 76,0 | 694 | 7 | deficiente | 24,3 | 6,8 |
| | Fev. | 79,7 | 961 | 5 | deficiente | 24,4 | 6,5 |
| Outono | Mar. | 153,7 | 2.334 | 13 | excessiva | 24,1 | 5,9 |
| | Abr. | 196,3 | 2.114 | 6 | excessiva | 23,9 | 5,7 |
| | Mai | 166,6 | 1.142 | 4 | excessiva | 22,9 | 5,5 |
| Inverno | Jun. | 207,7 | 885 | 2 | excessiva | 21,9 | 4,8 |
| | Jul. | 228,5 | 678 | 1 | excessiva | 21,1 | 4,9 |
| | Ago. | 128,6 | 365 | 1 | excessiva | 21,2 | 6,1 |
| Primavera | Set. | 76,7 | 294 | 0 | deficiente | 21,9 | 6,6 |
| | Out. | 37,1 | 217 | 0 | deficiente | 23,1 | 7,7 |
| | Nov. | 23,7 | 076 | 1 | deficiente | 23,6 | 7,8 |

P = precipitação (mm)

K = erosividade (Kgm/ha)

Cc = chuvas críticas (5,5% de probabilidade)

Du = disponibilidade de umidade

\bar{T} = Temperatura média do ar (°C)

In = Insolação (hora/dia)

6 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A discussão segue a mesma sequência em que foram apresentados os resultados.

6.1 - Precipitação

Os valores anuais da precipitação, em Areia, são razoavelmente homogêneos; embora se encontrem valores dispersos, como é o caso de 1957 e 1964 com, respectivamente, 875,3 e 2.126,0 mm.

Apesar dos valores dos desvios serem grandes, a alta precipitação média anual permite uma baixa variabilidade relativa, cujo valor é de 17,3%.

Segundo a Carta de Biel, o Nordeste Brasileiro apre-

senta uma variabilidade relativa de 30 a 40%. Areia, situada nesta região, mas com uma alta precipitação anual (1.416,5 mm), tem uma variabilidade relativa considerada baixa. Este fato vem confirmar a regra de Biel, (RIELH, 1965, p.97) que diz: "a variabilidade relativa é alta onde a precipitação é baixa e é baixa onde a precipitação é alta". RIEHL (1965, p.97) confirmou essa regra, quando afirmou que em locais onde ocorrem chuvas orográficas, com altos índices pluviométricos, a variabilidade relativa é sempre baixa.

A distribuição das chuvas de Areia pode ser enquadrada no tipo padrão Uni-Modal, em que as chuvas ocorrem agrupadas em um só período do ano, o que concorda com a afirmação de HUDSON (1971, p.48) de ser esta distribuição característica de clima Tropical.

Na Micro-Região Homogênea Brasileira N^o 98, assim como em grande parte do território brasileiro, as estações do ano não são bem distintas. Para identificá-las, utilizaram-se também os dados de temperatura. Assim, foi possível estabelecer-se a distribuição estacional da precipitação, que está apresentada na Tabela 3.

Observa-se que a estação chuvosa corresponde ao Outono e Inverno, sendo que a estação seca compreende a Primavera e o Verão.

6.2 - Intensidade da Precipitação

A contribuição porcentual de cada classe de intensidade para a precipitação média anual (Figura 7) permite que se faça uma caracterização do regime pluviométrico da região; uma vez que, o valor das intensidades, por si só, define outras características da chuva, tais como: tamanho, distribuição, velocidade terminal e forma das gotas (LAWS e PARSONS, 1943; BEST, 1950; Spilhaus, citado por SMITH e WISCMEIER, 1962).

Segundo BLANCHARD (1953), em chuvas orográficas, o tamanho das gotas raramente excede a 2 mm de diâmetro e a intensidade, em geral, não ultrapassa a 25 mm/h. Estas afirmações não foram verificadas para as condições de Areia (Figura 7) uma vez que, 16% da precipitação apresenta uma intensidade superior a 36 mm/h e 8% das chuvas ocorrem com intensidades superiores a 58 mm/h. Desse fato, pode-se inferir que ocorreram gotas de diâmetro superior a 2 mm.

Possivelmente, as influências tropicais, no clima de Areia, sejam responsáveis pelo fato de suas chuvas orográficas não corresponderem às observações feitas por BLANCHARD (1953), em chuvas orográficas de outras regiões do Globo.

Por sua vez, GUERRA (1959) enfatizou a complexidade do clima nessa região do Brasil, a qual é resultante da alternância do predomínio, ora da Massa Equatorial Atlântica, ora da Frente Intertropical de Convergências associada a fatores locais.

6.3 - Balanço Hídrico

O clima de Areia é, segundo a classificação climática de Thornthwaite, o B₁rA'a'; Clima Úmido com pouca deficiência de umidade, megatérmico com pequena amplitude anual de variação de temperatura.

A Figura 8 mostra o balanço hídrico para o período de 1961 a 1976. Observa-se que ocorre um período seco entre os meses de setembro a fevereiro, sendo o restante do ano de farto suprimento de água.

A baixa precipitação associada ao alto potencial evapotranspirométrico durante a Primavera e principalmente no Verão, possibilitam este longo período de deficiência hídrica. Caso o período chuvoso fosse no Verão e Outono, possivelmente, o déficit de água na região seria muito pequeno, ou mesmo não existisse, já que as temperaturas do Inverno e início da Primavera são mais baixas, possibilitando um menor potencial evapotranspirométrico.

6.4 - Erosividade

O fator chuva (R), em Areia, é de 10.159 kgm/ha/ano, o que equivale a dizer que, em condições nas quais todos os demais fatores que influem sobre a erosão fossem iguais a 1, as perdas de solo seriam iguais a 10.159 kg/ha/ano. Isto corresponderia, considerando-se a densidade aparente do solo igual a 1,6, à perda de uma camada de solo de 0,63 mm de espes

sura. Esta perda anual de solo pode, no entanto, ser muito maior, já que o relevo da região é fortemente ondulado a montanhoso.

Nos meses de março e abril é bem evidente o alto potencial erosivo da chuva, já que totalizam 44% da capacidade erosiva anual. O mes de novembro é o que apresenta menor precipitação e que contribuem chuvas menos erosivas, com apenas 0,75% da erosividade anual.

É no Outono (Tabela 6) que as chuvas são mais erosivas, especialmente no início da estação chuvosa. O valor da erosividade para este período do ano corresponde a 5.590 kgm/ha, o equivalente a 55% do total anual.

6.5 - Precipitação e Erosividade

A quantidade de chuva isoladamente não reflete precisamente sua capacidade de provocar erosão.

Uma longa chuva de baixa intensidade pode fornecer muitos milímetros de água com pouco risco de erosão; enquanto que, uma pequena quantidade de chuva de alta intensidade pode causar perdas elevadas de solo.

Pelos muitos trabalhos realizados em física de chuva, constatou-se que a intensidade está intimamente relacionada com os valores de massa e velocidade das gotas, parâmetros utilizados no cálculo da energia cinética da chuva, que representa sua capacidade de realizar trabalho erosivo.

É interessante observar (Figura 10) que, a partir

do mês de dezembro até abril, as quantidades percentuais da erosividade são superiores às respectivas precipitações; verificando-se o inverso no período de maio a novembro.

No primeiro período, que compreende fevereiro, março e abril, a erosividade supera os valores da precipitação, atingindo em março a mais de 50%. Isto vem demonstrar que é nestes meses e principalmente em março, que predominam as chuvas de alta intensidade.

No segundo período, que vai de maio a novembro, é nos meses de junho e agosto que a precipitação supera a erosividade. O mês de julho é o mais chuvoso do ano; embora a erosividade de suas chuvas não represente, percentualmente, nem a metade da precipitação. É, portanto, nestes três meses e principalmente em julho, que as chuvas, embora abundantes, são de baixas erosividades.

6.6 - Probabilidades da Erosividade

Os meses de março e abril, em que a chuva é mais erosiva, são os que apresentam maior amplitude de variação da erosividade. Em março, que é o mês de chuvas mais erosivas, a variação vai de 0 a 4.993 kgm/ha/ano; enquanto que em abril, vai de 661 a 4.567 kgm/ha/ano (Figura 11).

A Tabela 7 dá os valores das erosividades médias mensais e as probabilidades de suas ocorrências em cada grupo mensal. Estes valores são comparados, na Figura 12, aos das probabilidades de ocorrência da média de uma distribui -

ção uniforme que, teoricamente, tem uma probabilidade mínima de ocorrência de 50%. Observa-se que março e abril são os meses em que a distribuição da erosividade se assemelha mais a uma distribuição uniforme; sendo que, nos meses de outubro, dezembro, janeiro e fevereiro, os dados são mais irregularmente distribuídos.

A curva de 5,5% de probabilidade (Figura 11) indica que em cada 20 anos poderá haver um ano em que a erosividade mensal possa atingir, ou mesmo ultrapassar, os valores máximos mensais observados. Nessas condições, o risco de perdas de solo, a que estão sujeitas as áreas agrícolas ou pastoris desprovidas de um manto vegetal protetor, deve ser muito grande.

Considerando-se a curva de erosividade de 22,2% de probabilidade (Figura 11), observa-se que a partir do mês de dezembro ocorre risco de ter-se, em cada cinco anos, um ano no qual podem ocorrer chuvas com considerável capacidade erosiva. Neste nível de probabilidade, o mês de março pode alcançar o valor de 3.569 kgm/ha/mês, o equivalente a mais de 1/3 da erosividade anual.

A erosividade sofre uma queda gradativa, em todos os níveis de probabilidade, a partir do mês de abril, alcançando um mínimo secundário em agosto e um máximo secundário em outubro, decrescendo para o mínimo principal, juntamente com as demais curvas, em novembro.

6.7 - Chuvas Críticas

As chuvas críticas representam concentrações pluviométricas com grande capacidade erosiva. Esse critério foi adotado com a finalidade de observar-se a distribuição das erosividades mensais.

Assim, para um mesmo valor de erosividade, os meses de janeiro e julho (Figura 9) apresentam diferentes distribuições de chuvas críticas (Tabela 8). Em janeiro ocorre um número maior e mais frequente, enquanto que em julho, em apenas 1 ano, entre os dezessete observados, ocorreu só uma chuva crítica.

Apesar de julho ser o mês mais chuvoso do ano, o regime de suas chuvas permite uma distribuição uniforme da erosividade; enquanto que em janeiro, a baixa precipitação e as frequentes chuvas críticas, mostram que o regime de chuvas é muito mais irregular. Muitas vezes, um só aguaceiro é responsável pela quase totalidade da erosividade mensal, podendo conter uma, duas ou mais chuvas críticas.

Considerando-se o ano de 1964 (Tabela 8), observa-se que em dezembro ocorreram duas chuvas críticas em um só aguaceiro; em janeiro, 7 chuvas críticas, sendo 4 em 2 aguaceiros e as outras, individualmente; em março, ocorreram 8 chuvas críticas, 5 em um só aguaceiro; em abril e maio ocorreram 2 em cada mês, em um só aguaceiro.

As maiores concentrações de chuvas críticas ocorreram em março; justamente, o mês cujas chuvas apresentam a

maior erosividade.

Nos 17 anos de observação, ocorreram em cinco anos, aguaceiros com, no mínimo, 4 chuvas críticas; em três anos, ocorreram aguaceiros com cinco chuvas críticas e em um dos anos, ocorreu 1 aguaceiro com 6 chuvas críticas.

No mês de março de 1960 ocorreram 13 chuvas críticas em 3 aguaceiros de 2,5 e 6 chuvas críticas.

O risco de se ter um aguaceiro com muitas chuvas críticas, num dado período do ano, é uma informação importante para quem trabalha com manejo de solos, já que a mobilização os torna mais susceptíveis à erosão.

6.8 - Probabilidades de Chuvas Críticas

As probabilidades mensais de ocorrência de chuvas críticas, apresentadas na Figura 13, referem-se apenas ao número mensal; não se podendo evidenciar os agrupamentos destas chuvas. Mesmo assim, esta informação tem grande utilidade, já que a identificação da ocorrência de chuvas críticas indica os períodos de maiores riscos de erosão.

Pode-se observar, com referência à curva de 72,2% de probabilidade, que nos meses de março e abril, ocorre, pelo menos, 1 chuva crítica em 3/4 dos anos estudados.

A medida que se diminui a probabilidade de ocorrência (Figura 13), evidencia-se que, além dos meses de março e abril, em dezembro, janeiro e fevereiro (curva de 5,5 % de probabilidade), podem ocorrer, pelo menos, 4 chuvas críticas

em 1 dentre 20 anos.

É, portanto, nas chuvas do Verão e do Outono que o corre maior risco de concentração de chuvas erosivas, capazes de danificar as áreas agrícolas, que por ventura estejam sem vegetação.

6.9 - Limitações Climáticas e Manejo do Solo

A Primavera e o Verão são as estações do ano que correspondem ao período Seco, em que ocorre deficiência de água disponível às plantas. Na Primavera as precipitações alcançam os seus mais baixos valores, as chuvas apresentam pequena capacidade erosiva e uma boa distribuição. No Verão, apesar da precipitação ser baixa, ocorre concentrada em aguaceiros de alta capacidade erosiva, sendo comum observarem-se chuvas críticas.

No período Chuvoso, que vai de meados de fevereiro a meados de setembro, correspondendo praticamente ao Outono e ao Inverno, ocorre excesso de umidade no solo, não sendo a água o fator limitante para as culturas, desde que existam boas condições de drenagem. É no Outono que, embora as precipitações não alcancem seus mais altos valores mensais, a erosividade atinge os valores máximos, sendo frequente a ocorrência de chuvas críticas. Isso faz prever o grande risco de perdas de solo em terrenos preparados para o cultivo ou na 1ª fase do desenvolvimento das culturas. O Inverno é a estação mais chuvosa do ano; mas, a boa distribuição da pre-

cipitação durante o período permite valores mais baixos de erosividade, não sendo comum a ocorrência de chuvas críticas. As possíveis limitações desta estação para o desenvolvimento das plantas podem ser a diminuição do fotoperiodismo, a baixa temperatura e as dificuldades de mecanização dos solos de textura pesada.

7 - CONCLUSÕES

Os resultados obtidos e discutidos neste trabalho permitiram as seguintes conclusões:

1 - O fator "R" da Equação Universal de Perdas de Solo para a Micro-Região Homogênea Brasileira Nº 98 é 10.159 kgm/ha/ano; sendo, apenas 26% da precipitação anual responsável por essa erosividade;

2 - Março e abril são os meses em que ocorrem os valores mais elevados de erosividade mensal; sendo que, nesse período, as chuvas apresentam uma capacidade erosiva de 44% do valor anual.

3 - O período chuvoso corresponde ao Outono e Inverno; sendo comum a ocorrência de aguaceiros com grande capacidade erosiva durante o Verão e o início do Outono.

4 - Para muitas áreas da região em estudo, em que as condições de umidade não são problemas limitantes para a mecanização e a utilização do solo, o fim do Outono e início do Inverno deve ser o período mais adequado para o preparo do solo e para o plantio, já que o risco de concentrações de chuvas erosivas diminui e ainda, dispõem-se de três meses com farto suprimento de umidade para o desenvolvimento das culturas. Uma vantagem adicional seria a coincidência da época da colheita das culturas anuais com os meses mais secos.

Esta conclusão sugere uma hipótese a ser pesquisada através de experimentação de campo, sob vários aspectos agrícolas, com a finalidade de se aperfeiçoarem os sistemas de manejo das culturas.

8 - SUMMARY

This paper aims at estimating the erosive effects of rain over the Homogenous Brazilian Micro-Region number 98, located in the physiographic region called Brejo da Paraíba.

The method of Hudson (1971) was used, in which the results are expressed by the $KE > 25$ index, which is considered to be the most appropriate to estimate the erosive effects of rains in tropical regions. Yarnell's criterion (Barnett, 1958) was adopted to identify the erosive rains.

The data were obtained from pluviograms for an observation period of 17 years, in addition to further information recorded at the Meteorological Station of the School of Agronomy of the Federal University of Paraíba, located in the city of Areia. Monthly, seasonal and annual mean values were de-

terminated for the rain factor.

The interpretation of the data and identification of the period in which risk of soil erosion is greatest led to the following conclusions:

a - the rain factor for the region es 10.159; the precipitation of March and April was responsible for 44% of the annual mean erosivity erosion effects;

b - only 26% of the total precipitations was regarded as erosive;

c - the distribution pattern of the erosive rains suggests that further agronomical investigations should be undertaken to determine the adequate planting time of annual crops in the region, for higher yields and cause smaller losses of soil through erosion.

9 - BIBLIOGRAFIA CITADA

- BARNETT, A. P. How intense rainfall affects runoff and soil erosion. Agricultural Engineering, St. Joseph, 39: 703-7, 711, 1958.
- BAVER, L. D. Rainfall characteristics of Missouri in relation runoff and erosion. Soil Science Society of America, Proceedings, Madison, 2: 533-6, 1947.
- BEST, A. C. The size distribution of raindrops. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, Berkshire, 76: 302-11, 1950.
- BERTONI, J. e PASTANA, F. I. Relação chuvas perdas por erosão em diferentes tipos de solo. Bragantia, Campinas, 23: 3-11, 1964.

- BISAL, F. The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. Canadian Journal of Soil Science, Ottawa, 40: 242-5, 1960.
- BLANCHARD, D. C. Raindrop size-distribution in hawaiian rains. Journal of Meteorology, Pennsylvania, 10: 457-3, 1953.
- DOORENBOS, J. e PRUITT, W. O. Guidelines for predicting crop water requirements. Roma, FAO, 1975. (Irrigation and drainage, paper 24).
- EKERN, P. C. Raindrop impact as the force initiating soil erosion. Soil Science Society, Proceedings, Madison, 15: 7-10, 1950.
- EKERN, P. C. Problems of raindrop impact erosion. Agricultural Engineering, St. Joseph, 34: 23-5, 1953.
- ELLISON, W. D. Studies of raindrop erosion. Agricultural Engineering, St. Joseph, 25: 131-6, 181-2, 1944.
- FOSTER, W. D. A comparison of nine indices of rainfall intensity. American Geophysical Union, Transactions, St. Joseph, 31: 894-900, 1950.
- FREE, G. R. Erosion characteristics of rainfall. Agricultural Engineering, St. Joseph, 41: 447-9, 55, 1960.
- GREER, J. D. Effect of excessive-rate rainstorms on erosion. Journal of Soil and Water Conservation, Baltimore, 26: 196-7, 1971.

- GUERRA, I. A. L. T. Clima do nordeste. In: ATLAS DO BRASIL. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Geografia, 1959. p. 40-1.
- HAMILTON, E. L. Rainfall sampling on rugged terrain. Technical bulletin, United States Department of Agriculture, Washington, nº 1096, 1954.
- HUDSON, N. Soil conservation. Ithaca, Cornell University Press, 1971. 320 p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Divisão do Brasil em micro-regiões homogêneas. Rio de Janeiro, 1968. 564 p.
- LAWS, J. O. e PARSONS, D. A. The relation of raindrop size to intensity. American Geophysical Union, Transactions, Washington, 24: 452, 1943.
- LOMBARDI, F. e PASTANA I. F. Relação chuva perdas por erosão. Bragantia, Campinas, 31: 227-34, 1972.
- McDONALD, J. E. The shape and aerodynamics of large raindrops. Journal of Meteorology, Lancaster, 11: 478-94, 1954.
- MEYER, L. D. Symposium on simulation of rainfall for soil erosion research. Transactions of the ASAE, St. Joseph, 8: 63-5, 1965.
- OMETTO, J. C. Uma equação para a estimativa de evapotranspiração potencial. Sua aplicação no cálculo das necessidades hídricas e do rendimento agro industrial da cana-de-açúcar na região de Piracicaba (S.P.). Piracicaba, 1974. 129 p. (Livre doc. - ESALQ).

- PALMER, R. S. Waterdrop impact forces. Transaction of the ASAE, St. Joseph, 8: 69-70, 1966.
- PARR, J. F. e BERTRAND, A. R. Water infiltration into soils. Advances in Agronomy, New York, 12: 311-63, 1960.
- RAMOS, R. P. L. Precipitation characteristics in the northeast Brazil dry region. Fort Collins, Colorado State University, 1974. (paper 224).
- RIEHL, H. Meteorologia tropical. Rio de Janeiro, Livro Técnico, 1965. 426 p.
- ROSE, C. W. Soil detachment caused by rainfall. Soil Science, New Brunswick, 89: 28-35, 1960.
- SMITH, D. D. e WISCHMEIER, W. H. Rainfall erosion. Advances in Agronomy, New York, 14: 109-44, 1962.
- SUAREZ DE CASTRO, F. Experimentos sobre la erosion de los suelos. Boletim técnico, Federacion Nacional de Cafeteros de Colombia, Chinchina, nº 6, 1951.
- TOOGOOD, A. J. Water erosion in Alberta. Journal of Soil and Water Conservation, Baltimore, 18: 238-40, 1963.
- THORNTHWAITE, C. W. e MATHER, J. R. The water balance. Publ. Clim. Dexer Inst. Tecnol., Centerton, 8: 238-40, 1955.
- WISCHMEIER, W. H. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. Soil Science Society of America, Proceedings, Madison, 23: 246-9, 1959.

WISCHMEIER, W. H. Rainfall erosion potential. Agricultural Engineering, St. Joseph, 43: 212-5, 225, 1962.

WISCHMEIER, W. H. e SMITH, D. D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. American Geophysical Union, Transactions, Washington, 39 :285-91, 1958.

WISCHMEIER, W. H. e SMITH, D. D. A universal soil-loss estimating equation to guide conservation farm planing. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 7., Campinas, 1961. Transactions, St. Joseph, 1961. (paper n° 2, v. 1).

WISCHMEIER, W. H. ; SMITH, D. D. e UHLAND, R. E. Evaluation of factors in the soil-loss equation. Agricultural Engineering, St. Joseph, 39: 458-62, 1958.

10 - A P Ê N D I C E

TABELA 10 - Velocidade terminal de gotas d'água e distância necessária para atingir 95% da velocidade terminal
(SMITH e WISCHMEIER, 1962)

| Tamanho da gota (mm) | Velocidade (a) terminal (m/s) | Altura de queda (b) para 95% da velocidade terminal (m) | Velocidade (c) terminal (m/s) |
|----------------------|-------------------------------|---|-------------------------------|
| 0,25 | 1,0 | - | - |
| 0,50 | 2,0 | - | 2,0 |
| 1,00 | 4,0 | 2,2 | 4,1 |
| 2,00 | 6,5 | 5,0 | 6,3 |
| 3,00 | 8,1 | 7,2 | 7,6 |
| 4,00 | 8,8 | 7,8 | 8,5 |
| 5,00 | 9,1 | 7,6 | 8,8 |
| 6,00 | 9,3 | 7,2 | 9,0 |

a. Laws (1941) e Gunn e Kinzer (1943)

b. Laws (1941)

c. Mihara (1952)

TABELA 11 - Energia cinética da chuva natural

| Intensi- dade mm/h | 0,0 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,9 |
|--------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0 | 0,0 | 3,3 | 5,9 | 7,5 | 8,6 | 9,5 | 10,2 | 10,8 | 11,3 | 11,7 |
| 1 | 12,1 | 12,5 | 12,8 | 13,2 | 13,4 | 13,7 | 13,9 | 14,2 | 14,4 | 14,6 |
| 2 | 14,8 | 15,0 | 15,2 | 15,4 | 15,5 | 15,7 | 15,8 | 16,0 | 16,1 | 16,2 |
| 3 | 16,4 | 16,5 | 16,6 | 16,7 | 16,9 | 17,0 | 17,1 | 17,2 | 17,3 | 17,4 |
| 4 | 17,5 | 17,6 | 17,7 | 17,8 | 17,8 | 17,9 | 18,0 | 18,1 | 18,2 | 18,3 |
| 5 | 18,4 | 18,4 | 18,5 | 18,6 | 18,6 | 18,7 | 18,8 | 18,8 | 18,9 | 19,0 |
| 6 | 19,0 | 19,1 | 19,2 | 19,2 | 19,3 | 19,4 | 19,4 | 19,5 | 19,5 | 19,6 |
| 7 | 19,6 | 19,7 | 19,8 | 19,8 | 19,9 | 19,9 | 20,0 | 20,0 | 20,1 | 20,1 |
| 8 | 20,2 | 20,2 | 20,2 | 20,3 | 20,4 | 20,4 | 20,4 | 20,5 | 20,5 | 20,6 |
| 9 | 20,6 | 20,7 | 20,7 | 20,7 | 20,8 | 20,8 | 20,9 | 20,9 | 20,9 | 21,0 |

Continua ...

TABELA 11 - Continuação

| Intensi- dade mm/h | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 10 | 21,0 | 21,4 | 21,7 | 22,0 | 22,3 | 22,6 | 22,8 | 23,1 | 23,3 | 23,5 |
| 20 | 23,7 | 23,9 | 24,1 | 24,2 | 24,4 | 24,6 | 24,7 | 24,8 | 25,0 | 25,1 |
| 30 | 25,2 | 25,4 | 25,5 | 25,6 | 25,7 | 25,8 | 26,0 | 26,1 | 26,2 | 26,3 |
| 40 | 26,4 | 26,5 | 26,6 | 26,6 | 26,7 | 26,8 | 26,9 | 27,0 | 27,1 | 27,2 |
| 50 | 27,2 | 27,3 | 27,4 | 27,4 | 27,5 | 27,6 | 27,7 | 27,7 | 27,8 | 27,9 |
| 60 | 27,9 | 28,0 | 28,0 | 28,0 | 28,1 | 28,2 | 28,3 | 28,4 | 28,4 | 28,5 |
| 70 | 28,5 | 28,6 | 28,6 | 28,7 | 28,7 | 28,8 | 28,8 | 28,9 | 28,9 | 29,0 |
| 80 | 29,0 | 29,1 | 29,1 | 29,2 | 29,2 | 29,3 | 29,3 | 29,4 | 29,4 | 29,4 |
| 90 | 29,5 | 29,5 | 29,6 | 29,6 | 29,7 | 29,7 | 29,7 | 29,8 | 29,8 | 29,9 |
| 100 | 29,9 | 29,9 | 30,0 | 30,0 | 30,0 | 30,1 | 30,1 | 30,2 | 30,2 | 30,2 |
| 110 | 30,3 | 30,3 | 30,3 | 30,4 | 30,4 | 30,4 | 30,5 | 30,5 | 30,5 | 30,6 |
| 120 | 30,6 | 30,6 | 30,7 | 30,7 | 30,7 | 30,8 | 30,8 | 30,8 | 30,8 | 30,9 |
| 130 | 30,9 | 30,9 | 31,0 | 31,0 | 31,0 | 31,0 | 31,1 | 31,1 | 31,1 | 31,2 |
| 140 | 31,2 | 31,2 | 31,2 | 31,3 | 31,3 | 31,3 | 31,4 | 31,4 | 31,4 | 31,4 |
| 150 | 31,5 | 31,5 | 31,5 | 31,5 | 31,6 | 31,6 | 31,6 | 31,6 | 31,7 | 31,7 |
| 160 | 31,7 | 31,7 | 31,8 | 31,8 | 31,8 | 31,8 | 31,9 | 31,9 | 31,9 | 31,9 |
| 170 | 31,9 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,1 | 32,1 | 32,1 | 32,1 |
| 180 | 32,2 | 32,2 | 32,2 | 32,2 | 32,2 | 32,3 | 32,3 | 32,3 | 32,3 | 32,4 |
| 190 | 32,4 | 32,4 | 32,4 | 32,4 | 32,4 | 32,5 | 32,5 | 32,5 | 32,5 | 32,6 |
| 200 | 32,6 | 32,6 | 32,6 | 32,6 | 32,6 | 32,7 | 32,7 | 32,7 | 32,7 | 32,7 |
| 210 | 32,8 | 32,8 | 32,8 | 32,8 | 32,8 | 32,8 | 32,9 | 32,9 | 32,9 | 32,9 |

TABELA 12 - Probabilidade de ocorrência mensal da erosividade

| | Jan. | Fev. | Mar. | Abr. | Mai | Jun. | Jul. | Ago. | Set. | Out. | Nov. | Dez. | Número Ordem | Probabi- lidade |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-----------------|--------------------|
| | 2.626 | 3.435 | 4.993 | 4.567 | 2.851 | 2.556 | 1.760 | 1.001 | 1.095 | 1.905 | 367 | 2.049 | 1 | 5,5 |
| O | 2.063 | 1.969 | 4.823 | 2.920 | 2.144 | 1.612 | 1.213 | 791 | 644 | 538 | 151 | 1.020 | 2 | 11,1 |
| R | 1.489 | 1.951 | 4.786 | 2.800 | 1.911 | 1.612 | 1.187 | 755 | 630 | 320 | 145 | 760 | 3 | 16,6 |
| D | 1.378 | 1.874 | 3.569 | 2.604 | 1.866 | 1.180 | 946 | 534 | 556 | 251 | 142 | 744 | 4 | 22,2 |
| E | 1.374 | 1.099 | 3.030 | 2.477 | 1.810 | 1.167 | 926 | 478 | 471 | 241 | 104 | 422 | 5 | 27,7 |
| N | 675 | 981 | 2.841 | 2.354 | 1.336 | 1.017 | 908 | 406 | 358 | 143 | 104 | 386 | 6 | 33,3 |
| A | 563 | 924 | 2.528 | 2.348 | 1.161 | 988 | 899 | 362 | 284 | 108 | 82 | 359 | 7 | 38,8 |
| Ç | 420 | 778 | 2.531 | 2.335 | 1.080 | 802 | 713 | 313 | 241 | 72 | 69 | 338 | 8 | 44,4 |
| Ã | 319 | 664 | 2.275 | 2.145 | 1.000 | 719 | 537 | 240 | 170 | 56 | 45 | 302 | 9 | 50,0 |
| O | 318 | 645 | 2.056 | 1.895 | 797 | 704 | 478 | 233 | 142 | 26 | 40 | 103 | 10 | 55,5 |
| D | 236 | 541 | 1.712 | 1.895 | 732 | 564 | 475 | 218 | 113 | 17 | 35 | 87 | 11 | 61,1 |
| E | 183 | 532 | 1.395 | 1.859 | 634 | 550 | 373 | 181 | 84 | 10 | 7 | 87 | 12 | 66,6 |
| C | 141 | 408 | 1.136 | 1.663 | 618 | 420 | 344 | 170 | 77 | 5 | 0 | 66 | 13 | 72,2 |
| R | 7 | 310 | 1.124 | 1.444 | 460 | 401 | 234 | 168 | 42 | 2 | 0 | 30 | 14 | 77,7 |
| E | 0 | 215 | 875 | 1.115 | 456 | 389 | 208 | 160 | 41 | 0 | 0 | 22 | 15 | 83,3 |
| S | 0 | 10 | 0 | 907 | 420 | 218 | 201 | 100 | 26 | 0 | 0 | 7 | 16 | 88,8 |
| C | 0 | 0 | 0 | 611 | 147 | 150 | 121 | 95 | 17 | 0 | 0 | 0 | 17 | 94,4 |

TABELA 13 - Precipitações e médias, mensais e anuais em mm

| Anos | Jan. | Feb. | Mar. | Abr. | Mai | Jun. | Jul. | Ago. | Set. | Out. | Nov. | Dez. | P. A. |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| 1957 | 000,0 | 010,5 | 000,0 | 268,1 | 096,8 | 169,0 | 117,9 | 097,6 | 022,0 | 016,1 | 021,6 | 055,7 | 875,3 |
| 1958 | 021,0 | 029,2 | 100,6 | 061,4 | 300,1 | 179,5 | 322,0 | 096,0 | 028,6 | 013,6 | 011,2 | 044,1 | 1.207,3 |
| 1959 | 055,5 | 027,4 | 003,1 | 228,7 | 212,5 | 277,1 | 275,1 | 104,4 | 044,6 | 044,0 | 034,5 | 005,7 | 1.312,6 |
| 1960 | 038,3 | 044,8 | 268,0 | 180,3 | 103,0 | 177,9 | 094,5 | 105,1 | 072,1 | 009,0 | 001,1 | 062,1 | 1.156,2 |
| 1961 | 244,5 | 127,7 | 204,8 | 301,5 | 200,1 | 213,1 | 253,6 | 107,9 | 091,9 | 110,5 | 002,0 | 012,2 | 1.869,8 |
| 1962 | 011,0 | 081,0 | 213,0 | 115,2 | 150,6 | 227,2 | 163,9 | 136,5 | 124,8 | 017,3 | 006,5 | 037,8 | 1.284,8 |
| 1963 | 021,6 | 093,9 | 137,3 | 207,2 | 090,9 | 128,9 | 150,9 | 082,8 | 034,2 | 010,2 | 075,8 | 129,0 | 1.162,7 |
| 1964 | 175,6 | 211,1 | 277,3 | 244,5 | 193,2 | 287,8 | 321,8 | 181,0 | 197,9 | 008,2 | 017,5 | 010,1 | 2.126,0 |
| 1965 | 136,5 | 033,6 | 108,8 | 171,4 | 132,2 | 246,7 | 067,2 | 090,2 | 083,9 | 017,8 | 024,8 | 081,4 | 1.214,5 |
| 1966 | 068,3 | 159,4 | 074,4 | 124,2 | 164,9 | 201,3 | 522,1 | 139,5 | 143,8 | 009,7 | 064,7 | 032,7 | 1.705,0 |
| 1967 | 070,6 | 105,4 | 286,6 | 221,7 | 165,4 | 265,4 | 226,0 | 188,1 | 041,3 | 134,1 | 004,4 | 053,9 | 1.762,8 |
| 1968 | 103,9 | 096,0 | 192,5 | 121,2 | 164,0 | 089,9 | 233,9 | 066,4 | 033,3 | 026,3 | 010,7 | 022,3 | 1.110,4 |
| 1969 | 105,9 | 060,0 | 127,1 | 154,9 | 242,7 | 311,3 | 243,8 | 130,1 | 050,4 | 025,3 | 020,5 | 013,9 | 1.565,9 |
| 1970 | 033,6 | 058,5 | 173,6 | 192,8 | 109,7 | 155,3 | 294,3 | 300,7 | 028,1 | 010,5 | 005,9 | 005,5 | 1.368,5 |
| 1971 | 038,0 | 040,6 | 089,0 | 289,0 | 135,5 | 227,5 | 177,7 | 100,8 | 097,5 | 100,7 | 075,5 | 011,0 | 1.362,5 |
| 1972 | 014,1 | 084,2 | 139,6 | 251,2 | 233,5 | 172,6 | 144,1 | 173,1 | 026,4 | 047,3 | 007,3 | 066,8 | 1.410,2 |
| 1973 | 153,8 | 142,4 | 217,6 | 203,7 | 117,0 | 201,2 | 176,0 | 086,1 | 122,7 | 030,6 | 019,0 | 066,4 | 1.536,5 |
| M. M. | 076,0 | 079,7 | 153,7 | 196,3 | 166,6 | 207,7 | 228,5 | 128,6 | 076,7 | 037,1 | 023,7 | 041,8 | 1.416,5 |

P.A. = Precipitações anuais

M.M. = Médias mensais

TABELA 14 - Contabilização da água do solo para o Balanço Hídrico de Areia, PB (1961 - 1976)

| Meses | Temp. °C | P mm | E P mm | P - EP mm | NEG. acum. | ARM. mm | ART. mm | E R mm | DEF. mm | EXC. mm |
|-------|-------------|---------|-----------|--------------|---------------|------------|------------|-----------|------------|------------|
| Jan. | 24 | 90 | 115 | - 24 | - 233 | 9 | - 3 | 94 | 21 | 0 |
| Fev. | 25 | 96 | 106 | - 10 | - 243 | 8 | - 1 | 97 | 9 | 0 |
| Mar. | 24 | 172 | 109 | + 63 | - 33 | 71 | + 63 | 109 | 0 | 0 |
| Abr. | 24 | 200 | 101 | + 99 | 0 | 100 | + 29 | 101 | 0 | 70 |
| Mai | 23 | 163 | 96 | + 67 | 0 | 100 | 0 | 96 | 0 | 67 |
| Jun. | 22 | 210 | 79 | + 131 | 0 | 100 | 0 | 79 | 0 | 131 |
| Jul. | 21 | 236 | 75 | + 161 | 0 | 100 | 0 | 75 | 0 | 161 |
| Ago. | 21 | 137 | 76 | + 61 | 0 | 100 | 0 | 76 | 0 | 61 |
| Set. | 22 | 87 | 81 | + 6 | 0 | 100 | 0 | 81 | 0 | 6 |
| Out. | 23 | 42 | 100 | - 58 | - 58 | 55 | - 45 | 87 | 13 | 0 |
| Nov. | 23 | 26 | 103 | - 77 | - 135 | 25 | - 30 | 56 | 47 | 0 |
| Dez. | 24 | 42 | 116 | - 74 | - 209 | 12 | - 13 | 55 | 61 | 0 |
| AND | 23 | 1.502 | 1.157 | | | | | | 151 | 496 |

TABELA 15 - Valores mensais e anuais, e médias mensais e anual da erosividade (Kgm/ha)

| Mês Anos | Jan. | Fev. | Mar. | Abr. | Maió | Jun. | Jul. | Ago. | Set. | Out. | Nov. | Dez. | KE > 20 | |
|-------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|---------|--------|
| 1957 | - | 10 | - | 1.115 | 147 | 420 | 121 | 95 | 17 | - | 7 | 422 | 2.354 | |
| 1958 | 7 | 310 | 1.712 | 611 | 2.851 | 719 | 478 | 406 | 170 | 143 | 104 | 359 | 7.870 | |
| 1959 | 563 | 645 | - | 2.477 | 1.161 | 2.556 | 1.187 | 755 | 77 | 10 | 40 | 30 | 9.501 | |
| 1960 | 236 | 778 | 4.823 | 2.145 | 460 | 550 | 234 | 100 | 142 | 17 | 35 | 103 | 9.623 | |
| 1961 | 2.626 | - | 2.841 | 2.920 | 1.336 | 564 | 899 | 181 | 26 | 320 | - | 22 | 11.735 | |
| 1962 | 183 | 981 | 2.531 | 1.859 | 456 | 802 | 344 | 218 | 471 | 56 | - | 66 | 7.967 | |
| 1963 | 141 | 1.099 | 2.275 | 2.335 | 732 | 150 | 201 | 170 | 113 | - | 367 | 2.049 | 9.632 | |
| 1964 | 1.489 | 3.435 | 4.993 | 2.800 | 2.144 | 1.017 | 926 | 478 | 1.095 | 26 | 142 | 744 | 19.289 | |
| 1965 | 1.374 | 408 | 2.056 | 2.355 | 1.080 | 988 | 373 | 313 | 291 | 2 | 69 | 302 | 9.561 | |
| 1966 | - | 1.874 | 875 | 1.663 | 1.911 | 401 | 1.760 | 233 | 358 | 5 | 104 | 386 | 9.570 | |
| 1967 | 420 | 1.951 | 4.786 | 2.604 | 420 | 1.612 | 208 | 362 | 42 | 241 | - | 760 | 13.406 | |
| 1968 | 675 | 215 | 3.030 | 1.895 | 1.866 | 218 | 475 | 240 | 284 | - | 145 | 87 | 9.130 | |
| 1969 | 1.378 | 541 | 1.136 | 1.893 | 1.000 | 1.612 | 946 | 168 | 84 | 72 | 45 | 7 | 8.882 | |
| 1970 | 318 | 532 | 1.395 | 907 | 634 | 389 | 908 | 791 | 41 | 108 | - | - | 6.023 | |
| 1971 | 391 | 664 | 1.124 | 4.567 | 618 | 1.180 | 537 | 160 | 556 | 538 | 82 | 87 | 10.432 | |
| 1972 | - | 924 | 2.528 | 2.348 | 1.810 | 703 | 713 | 534 | 644 | 1.905 | - | 338 | 12.447 | |
| 1973 | 2.063 | 1.969 | 3.569 | 1.444 | 797 | 1.167 | 1.213 | 1.001 | 630 | 251 | 151 | 1.020 | 15.275 | |
| KE > 20 | M E N S A L | | | | | | | | | | | | | Annual |
| | 694 | 961 | 2.334 | 2.114 | 1.142 | 885 | 678 | 365 | 295 | 217 | 76 | 399 | 10.159 | |

TABELA 16 - Probabilidade de ocorrência mensal de chuvas críticas

| | Jan. | Fev. | Mar. | Abr. | Mai | Jun. | Jul. | Ago. | Set. | Out. | Nov. | Dez. | Número Ordem | Probabi- lidade |
|---|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----------------|--------------------|
| 7 | 5 | 13 | 6 | 4 | 2 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 | 5,5 |
| 6 | 4 | 8 | 4 | 3 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 11,1 |
| 3 | 2 | 6 | 3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 16,6 |
| 2 | 2 | 6 | 3 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 4 | 22,2 |
| 1 | 2 | 5 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 27,7 |
| 0 | 1 | 5 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 33,3 |
| 0 | 1 | 5 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 38,8 |
| 0 | 0 | 4 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 44,4 |
| 0 | 0 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 50,0 |
| 0 | 0 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 55,5 |
| 0 | 0 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11 | 61,1 |
| 0 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12 | 66,6 |
| 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 13 | 72,2 |
| 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 14 | 77,7 |
| 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 83,3 |
| 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 | 88,8 |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 17 | 94,4 |

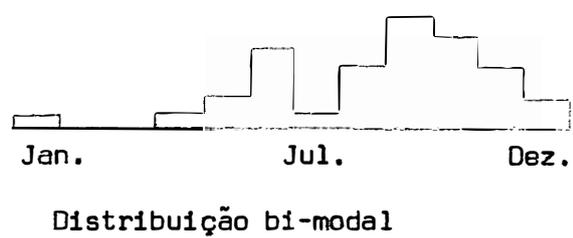
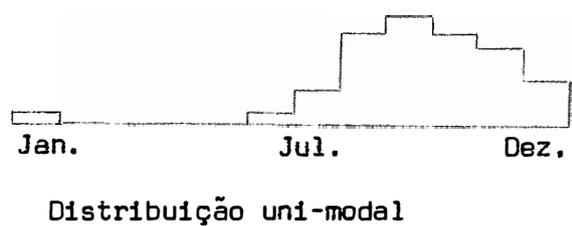
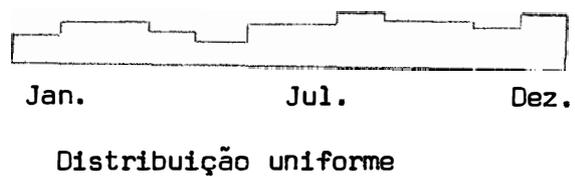


Figura 14 - Padrões de distribuição anual de chuva, segundo HUDSON (1971)

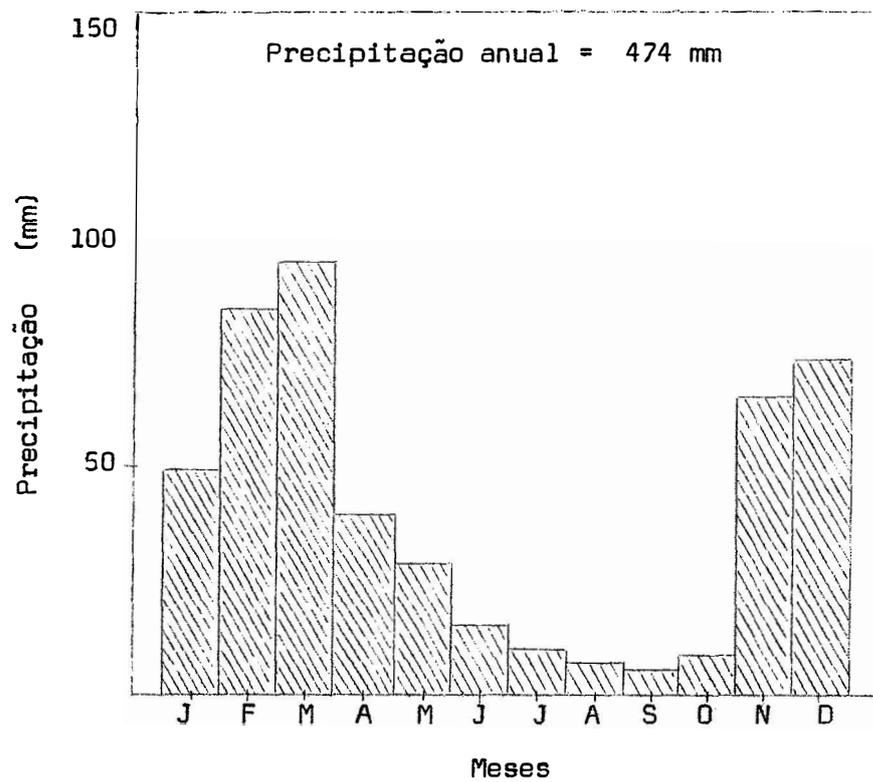


Figura 15 - Distribuição das precipitações médias mensais em Petrolina, Pe

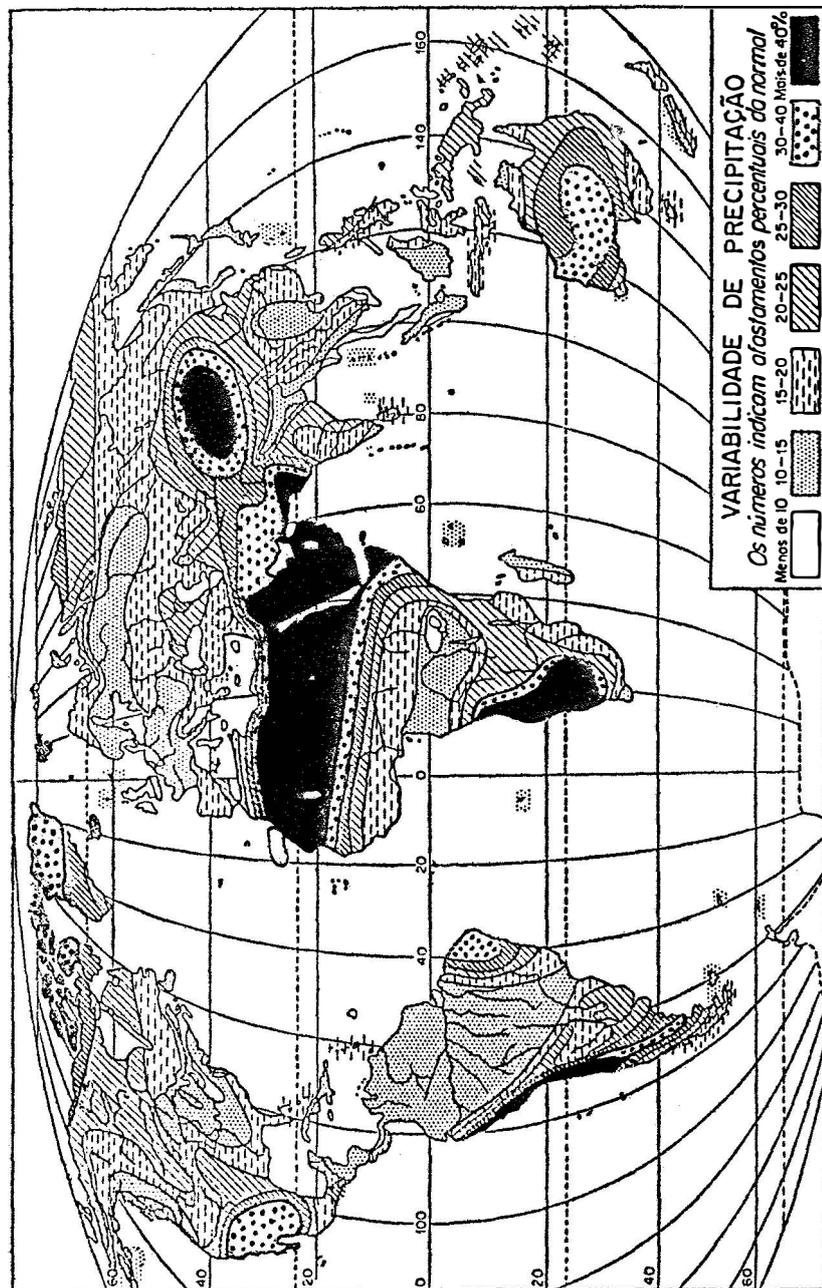


Figure 16 Variabilidade da precipitação anual na Terra (%) (RIEHL, 1965)

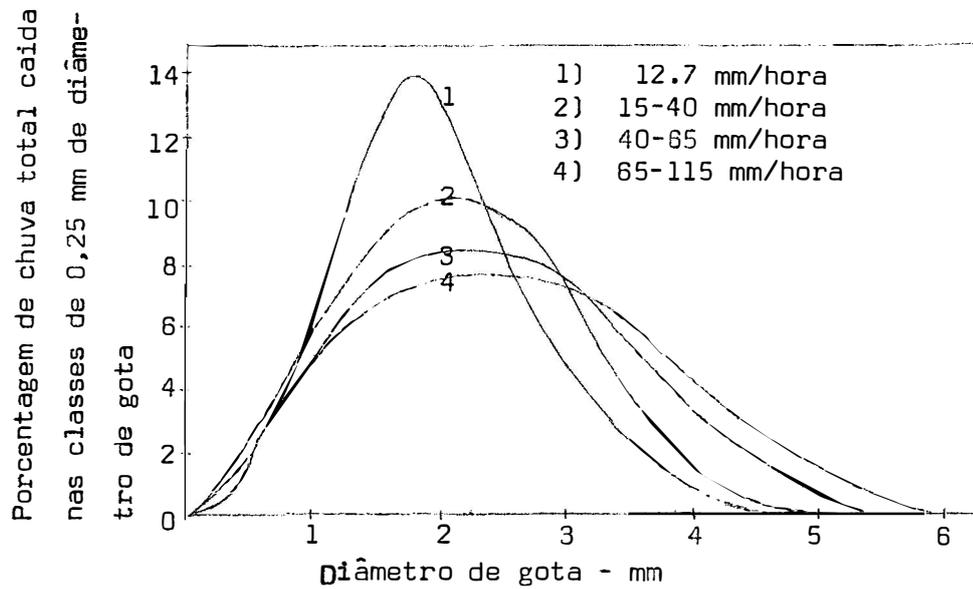


Fig. 18 - Distribuição dos tamanhos das gotas para baixas e médias intensidades

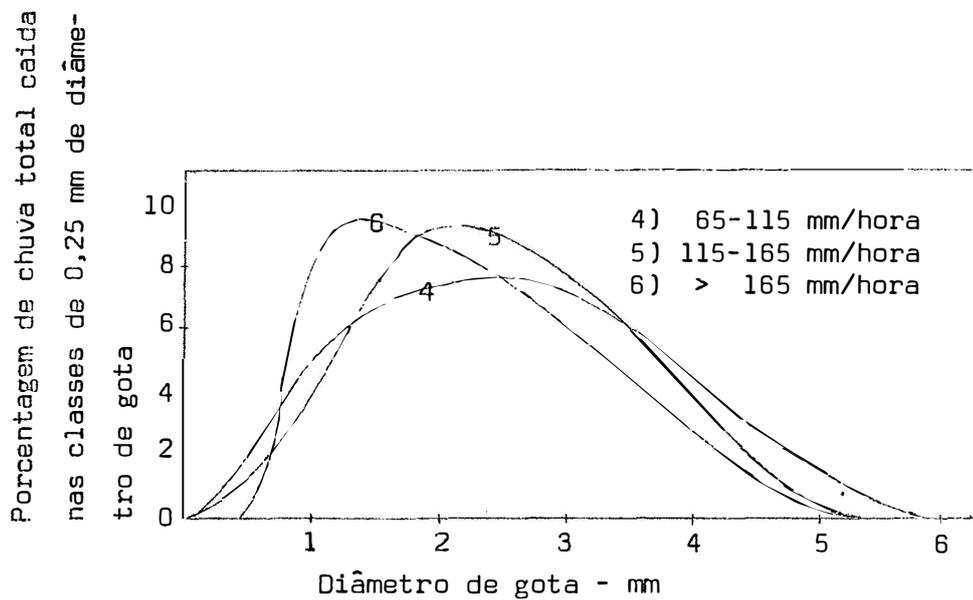


Fig. 19 - Distribuição dos tamanhos das gotas para altas intensidades

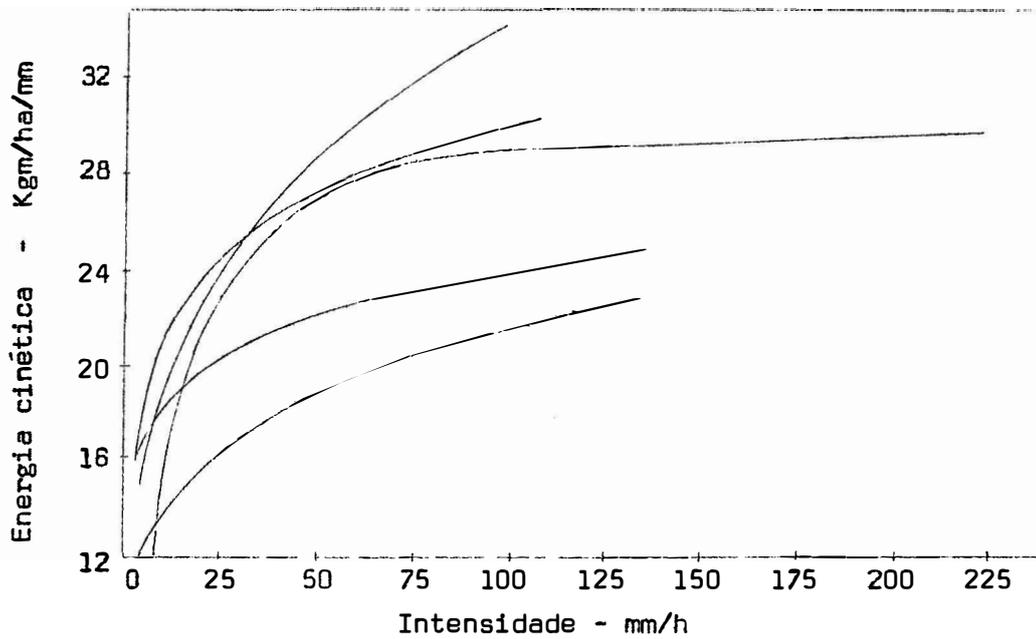


Figura 20 - Relação entre energia cinética da chuva e intensidade.

Estas curvas são de trabalhos feitos nos seguintes países:
HUDSON - Rodésia; KELKAR - Índia ; KER - Trindade; MIHARA -
Japão; WISCHMEIER - Estados Unidos (HUDSON, 1971).