

Os Processos erosivos e as suas variações nas escalas temporal e espacial: revisão e análise

*Antônio Paulo Faria**

Introdução

A erosão dos solos pode ser vista por duas maneiras, dependendo do objetivo do estudo: primeiro, como um dos fatores responsáveis pela evolução do relevo, na perspectiva da geomorfologia e neste caso considera-se a escala de milhares ou milhões de anos. Na outra forma, a erosão dos solos pode ser entendida e relacionada ao ponto de vista pedológico (agrícola e ambiental). Dentro desta perspectiva, preocupa-se com o esgotamento dos solos em termos de perdas de elementos físicos e químicos e pode ser analisado dentro da escala temporal de décadas e, em alguns casos, na escala anual, principalmente nas áreas com relevo dotado de grande energia potencial, situadas nas regiões tropicais úmidas. Os processos erosivos dentro das perspectivas geomor-

fológica e pedológica são os mesmos, mas a importância de cada um varia muito em função da escala. Também pode ser incluído o homem, que nos últimos séculos entra como agente intensificador e, em muitos casos, ele se torna o próprio agente erosivo.

A modelagem dos processos erosivos ganhou um grande impulso a partir dos trabalhos de Horton (1933) e Ellinson (1945) e propõe a seguinte dinâmica, sintetizada aqui por etapas: erosão por salpicamento (remoção das partículas dos agregados dos solos pelas gotas das chuvas) - erosão laminar (transporte dos sedimentos e ação erosiva dos fluxos em lençol) - erosão em ravina (fluxos concentrados que erodem e transportam sedimentos). Esse processo evolutivo trifásico está relacionado à erosão hídrica na superfície das vertentes, porém a

degradação dos solos e a evolução das encostas, também, ocorrem no interior do solo, por processos hídricos subsuperficiais, como demonstram Dunne (1980) e Burt; Crabtree e Fielder (1981). Ainda podem ser citadas as ações biológica e antrópica, e os deslizamentos nas encostas que são processos de maior intensidade. Em algumas regiões semi-áridas a erosão eólica é tão grave quanto à erosão hídrica, nas áreas onde os ventos atingem frequentemente velocidades críticas, como exemplos: a região central dos EUA e parte do México.

Devido à abrangência dos processos erosivos, será analisado neste trabalho apenas a erosão superficial hídrica nas encostas, procurando salientar a sua variação dentro das escalas temporal e espacial, e apresentar o que vem sendo pesquisado na década de 1990.

*Professor-adjunto, Doutor do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ
R. bras Geogr., Rio de Janeiro, v. 58, n. 1/4, p. 37-54, jan./dez. 1996

Algumas considerações sobre o limite de tolerância de perda de solo

A erosão nas regiões tropicais úmidas tem sido reportada como sendo catastrófica. Geralmente os solos são estruturalmente instáveis e os agregados se quebram com facilidade sob o impacto das gotas. O secamento seguido de chuvas intensas, causam o encrostamento da superfície, reduzindo drasticamente a taxa de infiltração de água. Essa rápida deteriorização da estrutura do solo e o declínio da resistência contra as chuvas são, em parte, devido ao baixo teor de matéria orgânica (Lal, 1983).

Faria (1992) calculou para algumas áreas no sul do Estado do Espírito Santo uma perda de 30cm de solo, neste século, e a porosidade do solo foi reduzida em cerca de 28%.

Dentro de um equilíbrio natural, a taxa de formação do solo (pedogênese) nas áreas tropicais úmidas é alta, o que compensa a erosão natural. Para Lal (1983), as taxas de decomposição das rochas e formação dos solos nos trópicos são as seguintes (Tabela 1)

A taxa de erosão menos a taxa de formação de solo deu origem ao termo limite de tolerância de perda de solo (Lal, 1983). A taxa de formação de solo no Brasil deve ser entre 0,05 e 0,7 mm/ano, conforme indicado por este autor para as regiões tropicais úmidas. Se considerarmos uma taxa elevada de 0,5 mm/ano em um hectare, pode-se ter a formação de 5 m³/ano. Levando em conta que nos horizontes B e C a densidade aparente do solo fica na ordem de 1,2 g/cm³, de acordo com Faria (1994), tem-se então a formação de 6 t/ha/ano. Porém, as taxas erosivas no Brasil são muito superiores à taxa de formação de solo, indicando que o limite de tolerância foi ultrapassado em muito.

Maack (1968) indicou para o Paraná, em 1950, uma taxa erosiva média de 12 t/ha/ano; Bigarella e Mazuchowski (1985) indicaram para o Paraná uma taxa média de 13 t/ha/ano. Localmente essas taxas podem ser muito superiores: 26 t/ha/ano no Município de Itapemirim (ES), calculado por Faria (1992), de 28 a 34 t/ha/ano em áreas com plantações de novos pés de café no Paraná (Maack, 1981). Para o maciço da Tijuca, área montanhosa na cidade do Rio de Janeiro, Faria (1999) estimou taxas

erosivas entre 65 e 162 t/ha/ano, no período entre 1810 e 1860, quando a área era ocupada por fazendas cafeicultoras. Estas taxas ainda ocorrem em áreas que atualmente cultivam café ou outra cultura parecida, nas áreas montanhosas dos Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo. As taxas erosivas variam muito devido à própria variação espacial e temporal da erosão como também ao método utilizado. Porém, não há dúvidas de que a perda de solo no Brasil é, em média, 2,5 vezes maior do que a taxa de formação. Portanto, uma situação, de fato, catastrófica.

Os processos erosivos e seus mecanismos

De acordo com Lal (1988), a erosão nas encostas é um processo bifásico, envolvendo o destacamento e o transporte das partículas dos solos. O destacamento (*detachment*) depende de:

i) - combinação da energia cinética das gotas das chuvas, fluxo superficial e a interação entre as gotas das chuvas e os fluxos superficiais;

ii) - resistência do solo contra as forças comentadas acima; e

iii) - a resistência ou proteção proporcionada pelo resíduo agrícola e pela cobertura vegetal

Os efeitos dos fluxos superficiais dependem da sua velocidade e da profundidade da lâmina d'água. A velocidade, por sua vez, depende do gradiente da encosta, da espessura da lâmina d'água e o tempo de concentração. A magnitude da energia ero-

Tabela 1 - Taxas de formação de solo

Clima	País	Rocha	Pedogênese
Tropical úmido	Indonésia	vulcânica	0,730 mm/ano
Tropical úmido	Trinidade	vulcânica	0,460 mm/ano
Tropical úmido	Nova Guiné	vulcânica	0,050 mm/ano
Tropical semi-árido	Senegal	solo residual	0,001 mm/ano
Subtropical	Zimbawe	solo residual	0,040 mm/ano

Fonte: Censo demográfico 1970-1980 Rio de Janeiro: IBGE, 1973-1983

siva dos fluxos poderá ser relacionada a extensão da encosta, devido ao volume crescente dos fluxos em direção de jusante (Horton, 1933 e 1945)

A erosão ainda é controlada pelos fatores de erodibilidade, que é definida pelo conjunto de propriedades físicas e químicas dos solos (textura, densidade aparente, porosidade, teor de matéria orgânica, estabilidade dos agregados e pH do solo); e de erosividade, que pode ser entendida pelas características das chuvas (volume das precipitações, intensidade, momento e energia cinética das gotas), de acordo com Lal (1983) e Guerra (1994), entre outros.

O controle proporcionado pela erodibilidade faz com que a variabilidade dos processos erosivos na escala espaço-temporal seja enorme, porque as propriedades podem ter diferentes combinações ao longo de uma encosta e eventualmente sofrerem alterações temporais naturais, devido à evolução pedogenética e por alterações na cobertura vegetal. Esta última pode ter como causas: as mudanças climáticas, as queimadas produzidas por combustão natural e por certos cataclismas. As propriedades que determinam a erosividade têm uma grande variação no tempo e no espaço, pois as chuvas são inconstantes. A intensidade pode mudar em minutos e o volume total precipitado varia espacialmente, porque os fenômenos meteorológicos podem ser de caráter regional e local, e ainda se deslocam no espaço. Devem ser acrescentados também o fator geomorfológico, definido pela forma das vertentes, extensão e declividade das encostas e a distribuição espacial do relevo e, por último, o fator antrópi-

co que com as suas atividades proporciona uma maior velocidade nas alterações das propriedades dos solos, principalmente na densidade aparente, porosidade e permeabilidade.

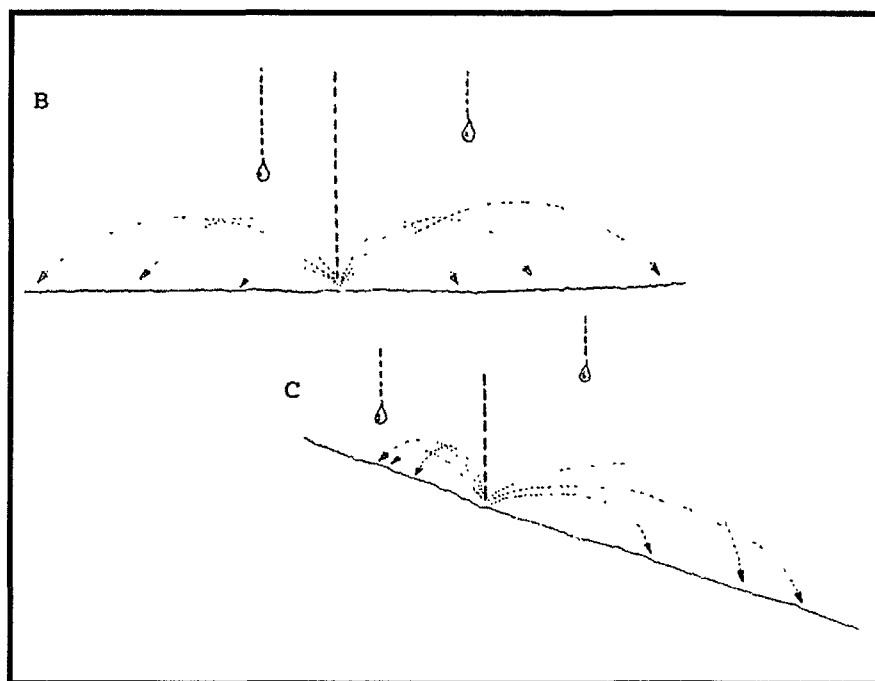
Erosão por salpicamento

Muitos pesquisadores, entre eles Luk; Subbin e Mermut (1990), Bissonais (1990) e Romkens; Prasad e Parlange (1990), colocam o processo de selagem ou processo de formação de crostas (*crust*), como sendo uma fase muito importante na evolução dos processos erosivos, devido à impermeabilização da superfície do solo que facilita a formação dos fluxos superficiais. Porém, a erosão propriamente dita ocorre mesmo antes da formação das crostas, devido ao destacamento e transporte dos sedimentos por saltação, provoca-

do pelo impacto das gotas das chuvas (erosão por salpicamento). O salpicamento é um processo bastante eficaz no destacamento e transporte dos sedimentos e a eficiência tende a aumentar com a declividade da encosta, porque com o choque das gotas as partículas são arremessadas para todas as direções, mas o saldo é positivo para jusante, isto é, a favor da declividade do terreno. Ellison (1945) mostra que uma chuva de 100mm pode movimentar mais de 300 t/ha de sedimentos e uma chuva de 25mm pode deslocar cerca de 25 t/ha. Por exemplo, as partículas de areias podem ser arremessadas até 1,5m de distância.

Estudos dessa natureza vêm sendo feitos há 50 anos, desde Ellison, em 1945, e vem ganhando importantes contribuições até recentemente (Figuras 1)

Figura 1 - Erosão por salpicamento



(B) Transporte de material por saltação sobre superfície inclinada. O deslocamento é maior em direção de jusante (Ellinson, 1945).

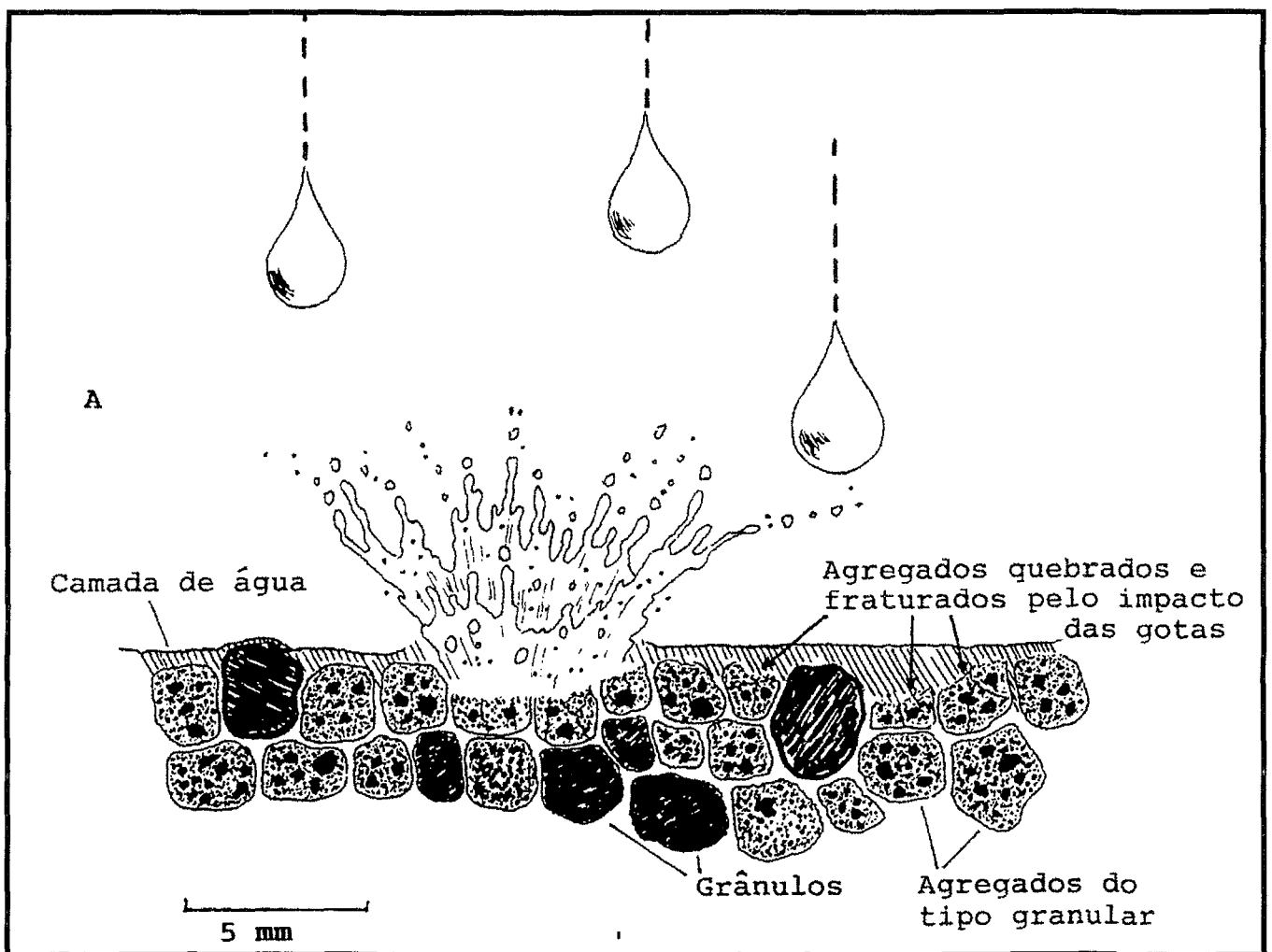
A chuva se produz nas nuvens pela coalescência de numerosas gotas de pequeno tamanho, que dão lugar às gotas maiores, incapazes de se manter em suspensão. As gotas podem seguir aumentando de tamanho ao se chocarem umas com outras, até alcançar 7mm de diâmetro. Acima deste tamanho elas se tornam instáveis e se rompem em gotas menores (Strahler, 1984). Segundo Ayoade (1983), os diâmetros de gotas mais freqüentes para as intensidades de precipitação de 10, 30 e 102 mm/h são: 1, 2 e 3 mm, res-

pectivamente. Chow (1964) postula que gotas de chuva com diâmetro de 0,2 mm de diâmetro caem com uma velocidade de aproximadamente 0,72 m/s e gotas de 0,5 mm de diâmetro chegam a uma velocidade de 2,06 m/s. Lal (1983) observou o tamanho médio das gotas das tempestades na Nigéria, de 1976 a 1980, e reportou que 25% das chuvas têm gotas com diâmetro médio entre 2,25 e 2,55 mm, 9% entre 2,85 e 3,15 mm e 14% entre 3,5 e 4,3 mm.

A erosão por salpicamento só ocorre quando o solo está desprovi-

do de cobertura vegetal e, principalmente, da camada de serrapilheira (camada de folhas e galhos que caem das árvores) que cobre o solo mineral. Assim, não adiantaria uma cobertura vegetal do tipo floresta pluvial, se não for mantida a camada de serrapilheira, porque uma parte das chuvas não fica retida pelas folhas, galhos e troncos, e cai sobre o solo (*throughfall*). A camada de material orgânico vai ser fundamental para absorver o choque das gotas e evitar o impacto sobre a superfície do solo (Figura 2)

Figura 2 - Impacto das gotas sobre a superfície do solo mineral



(A) Transporte de material por saltação sobre superfície plana. O deslocamento dos sedimentos é igual para todos os lados, considerando uma trajetória vertical da queda das gotas, de acordo com (Ellinson, 1945).

Parsons; Abrahams e Wainwright (1994) mostraram a importância de conhecer melhor as relações entre o destacamento (*detachment*) das partículas, transporte e erosão do solo, nas áreas inter-ravinas (superfície contínua entre as ravinas). Estes autores explicam que existem muitos modelos que tentam explicar, em detalhe, o processo de erosão por salpicamento. Alguns dão ênfase ao microfraturamento, quebra dos agregados, destacamento e transporte das partículas provocadas pelo impacto das gotas. Outros modelos indicam como sendo mais importante o destacamento e o transporte dos sedimentos pelos fluxos de águas superficiais. No entanto, esses dois processos que promovem a erosão variam muito no tempo e no espaço, e num certo momento, um poderá ter ação mais efetiva que o outro.

Terry e Shakesby (1993) investigaram a erosão por salpicamento em solos hidrofóbicos (*hydrophobic*) e em solos que sofrem o processo de saturamento de água na superfície (*wettable*). Este processo acontece com a saturação da camada superficial do solo, quando a velocidade de infiltração da água não é suficiente. A hidrofobia ocorre quando as partículas dos solos não possuem "afinidade" com a água, assim, é criada uma película (*film*) de água sobre o solo pela tensão superficial, mas a película não protege o solo do impacto das gotas. Quando caem, elas rompem a película e encontram os agregados secos e promovem o destacamento e transporte das partículas. O solo molhado fornece até certo ponto uma resistência maior ao salpicamento, devido ao aumento da coesão entre as partículas com o umedecimento. Estes autores também afirmam que os solos de maior afinidade com a água são propícios à formação de crostas e a compactação aumenta a resistência contra o destacamento das partículas provocado

pelas gotas. De acordo com dados gerados por estes autores em laboratório, a mobilização de sedimentos em solos com hidrofobia é cerca de duas vezes maior que nos solos que sofrem o processo de saturação da superfície.

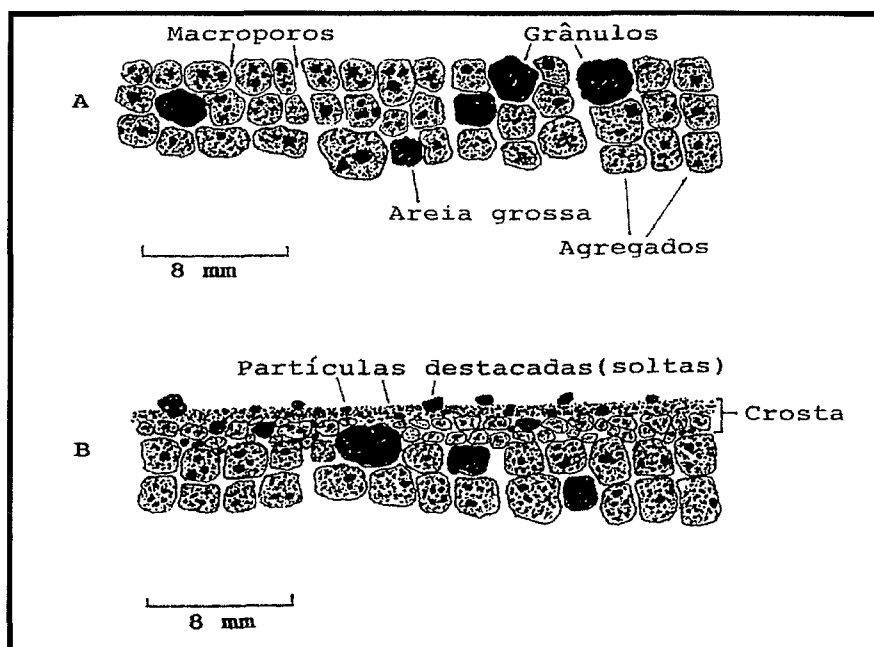
Formação de crostas

O solo é estruturado por agregados de partículas cimentadas pela matéria orgânica e argila, em diversas formas e tamanhos. Entre os agregados existem macroporos (diâmetros maiores que 0,2mm) que exercem função importante na drenagem da água, devido a manutenção da permeabilidade. Poros menores que 0,2mm, denominados de microporos, são encontrados em grande volume, tanto dentro como entre os agregados (Beven e Germann, 1982).

Os agregados possuem diferentes formas e estão relacionadas a certos tamanhos: laminar, tamanho médio de 5mm; granular, tamanho médio de

5mm; blocos, tamanho médio de 20mm; prismática, tamanho médio de 50mm (Manual de descrição e coleta de solo no campo, 1982). As gotas das chuvas caem sobre o solo e quebram os agregados e pedaços menores. Partículas de areia e grânulo são destacados e soltos, fazem aumentar a superfície coberta pelos sólidos, diminuindo a área coberta pelos macroporos. As partículas finas destacadas dos agregados e arremessadas pelo impacto das gotas, caem sobre a superfície e tamponam os microporos e os macroporos (esse processo é conhecido como selagem). Dependendo do teor de argila, ainda pode ocorrer a cimentação das partículas e produzir uma crosta enrijecida e com permeabilidade muito reduzida (Romkens, Prasad e Perlange, 1990; Bissonais, 1990; Luk; Subbin; Mermut, 1990). O desenho esquemático relativo à Figura 3 mostra a diferença entre um solo poroso e um solo com crosta

Figura 3 - Processo de formação de crostas na superfície do solo



(A) Solo sob condições naturais, com a estrutura dos formando macroporos. (B) solo desprotegido após as tempestades. Os agregados tiveram os tamanhos reduzidos e as partículas foram destacadas pelo impacto das gotas, promovendo o tapamento dos poros (selagem) e a diminuição da permeabilidade. Com o secamento da superfície, foi criada uma crosta enrijecida.

Romkens; Prasad e Parlange, (1990) fazem uma distinção entre selagem da superfície (*surface sealing*) e encrostamento da superfície (*surface crusting*). A selagem da superfície é definida como uma degradação estrutural de uma fina camada na superfície do solo, durante uma tempestade individual ou irrigação pesada. O encrostamento refere-se ao endurecimento da superfície selada em subsequente fase de ressecamento. Segundo estes autores, a superfície selada é primeiramente importante porque influenciam na formação dos fluxos de água na superfície da encosta e as crostas, além disso, também afetam o crescimento das plantas.

Epstein e Grant (1967) mostram que a densidade aparente de uma amostra de solo franco-siltoso, mudou em apenas seis minutos, a partir do início da simulação de chuva, de 1,10 g/cm³ para 1,53 g/cm³.

A selagem e o encrostamento, como foram descritos anteriormente, dependem também dos processos de microfraturamento (*microcracking*) e quebraimento (*breakdown*) dos agregados. O quebraimento pode ser muito destrutivo e ocorre quando os agregados secos são rapidamente reumedecidos. A quebra é devido a um conjunto de processos relativos à quebra mecânica, provocada pelo impacto das gotas e ao aumento da pressão dentro dos poros formada pela entrada e aprisionamento do ar, forçada pela infiltração de água (Bissonais, 1990). De acordo com este autor, a intensidade do quebraimento é relativo a:

a - cinética do molhamento, o qual depende da intensidade da chuva, da capacidade de expansão do solo (*swelling*) e da estrutura do poro-espaço;

b - o ar livre dentro do volume de poros, o qual depende do volume de poro inicial e da quantidade de umidade;

c - a resistência ao cisalhamento dos agregados, a qual depende da quantidade de argila e de outros agentes, como a matéria orgânica; e

d - energia cinética das gotas, salpicamento e compactação da superfície.

Bissonais (1990) ainda salienta que se o volume de ar livre inicial, em relação ao volume de poro, for grande e a cinética do molhamento for alta, os agregados podem ser quebrados em partículas menores que 100 microns (m). Mas se os agregados são parcialmente saturados ou se o molhamento ocorre lentamente, pode ser observado um moderado afrouxamento (*slaking*), o qual induz ao microfraturamento dos agregados (partículas entre 200 e 2 000 m).

Guerra (1991) estudou a importância da matéria orgânica na estabilidade dos agregados e considerou que a perda desse elemento, devido ao desmatamento e a lavagem, promove o aumento da erodibilidade, porque sem a matéria orgânica para cimentar as partículas, os agregados ficam menos coesos, deixando-os instáveis.

Variação espaço-temporal da erosão por salpicamento

As maiores taxas erosivas são encontradas nas áreas onde a agricultura se dedica às culturas temporárias de ciclo anual, e a intensidade erosiva varia de acordo com as diferentes etapas de crescimento das plantas. O período mais crítico é o da preparação do solo para cultivo, onde o solo é arado e fica exposto por várias semanas. A seguir, vem as eta-

pas de desenvolvimento das culturas, com o crescimento da densidade de folhas (Bigarella e Mazuchowski, 1985, Faria, 1992 e 1994). A erosão só é reduzida ou estancada quando as plantas cultivadas desenvolvem uma significativa densidade de folhas, aumentando a interceptação das chuvas. Para o cultivo de muitas espécies, a fase de preparação do solo coincide com o início dos períodos chuvosos, e em várias regiões no Brasil, chove praticamente o ano inteiro, embora com volumes diferenciados ao longo dos períodos sazonais. O amortecimento da erosão com o crescimento das plantas dura poucos meses, porque, após as colheitas, o solo volta a ficar desprotegido.

Se por um lado o crescimento das plantas aumenta a taxa de interceptação das chuvas, por outro lado, o crescimento das folhas pode aumentar o poder erosivo das gotas, inclusive durante as chuvas de baixa intensidade. A erosão por salpicamento acontece apenas quando as gotas possuem um determinado diâmetro, que está relacionado com a intensidade das chuvas. Assim, apenas uma pequena porcentagem das chuvas, durante o ano, efetivamente promovem a erosão por salpicamento. Porém, de acordo com Stocking e Elwell (1976), muitos tipos de folhas formam uma área de captação em forma de bacia de drenagem. Dependendo do volume de água interceptado pela folha, a água pode ser despejada em forma de pequenos fluxos ou por gotejamento. Dessa forma, mesmo as chuvas de baixa intensidade, com pequenas gotas, podem se tornar destrutivas, se forem canalizadas pelas folhas.

A altura atingida pela planta na fase de crescimento também influenciará no poder erosivo. Se as fo-

lhas estiverem a poucos centímetros sobre o solo, as gotas terão a energia reduzida, pela queda curta. Mas se a planta tiver uma certa altura, possivelmente maior que 50cm, a energia cinética das gotas aumentará.

Como foi colocado anteriormente, o impacto das gotas arremessam as partículas em todas as direções, porém o volume de sedimentos mobilizados tende a crescer para jusante, em função da declividade das encostas. Dessa forma, deve ocorrer variações na erosão por salpicamento em função das diversas declividades encontradas numa área. Entretanto, Foster e Martin (1969), citados por Guerra (1994), afirmam que, dependendo da densidade aparente do solo, o destacamento e remoção das partículas pelo impacto das gotas aumenta em função da declividade da encosta, porém em encostas acima de 20° a tendência é diminuir.

O volume de sedimentos mobilizado pelas gotas tem o seguinte comportamento, de acordo com um gráfico. A partir de um momento inicial, relacionado ao início das chuvas, o volume cresce até um limite e depois diminui, até o estancamento do processo. O volume de sedimentos disponível, que antes foi destacado dos agregados pelas gotas, decresce de acordo com o seu transporte, assim, num determinado momento, pode ocorrer a exaustão do estoque, mas também pode diminuir a compactação dos sedimentos na formação das crostas (Parsons; Abrahams; Wainwright, 1994).

Testes realizados em laboratório por Parsons, Abrahams; Wainwright (1994) indicam que o máximo da taxa de salpicamento ocorre muito depois do início das chuvas, tipicamente depois de 20 e 30 minutos e entre o estágio de formação de poças e início

da formação dos escoamentos superficiais. De acordo com o autor, esse período vai ser muito em função da intensidade da chuva, da textura do solo, das condições dos agregados e da velocidade de formação dos fluxos.

Thornes (1980) postula que quando a profundidade do fluxo ultrapassa em três vezes o diâmetro da gota de chuva, o fluxo protege o solo contra o impacto. Com o aumento da espessura das poças ou dos fluxos de água, o destacamento e transporte dos sedimentos pelas gotas diminui, até chegar a uma certa profundidade, quando as gotas não afetam mais o processo de desestruturação dos agregados, porque a lâmina d'água absorve a energia do impacto.

Erosão em lençol

Os mecanismos que geram os fluxos superficiais nas encostas, dependem de vários fatores. Muitos autores colocam a formação das crostas no primeiro plano de análise, devido à redução da taxa de infiltração. As evoluções dos processos de selagem e de formação das crostas, teoricamente devem ser inversamente proporcionais à taxa de infiltração. No entanto, como explica Kneave (1982), o rachamento provocado pelo ressecamento e o aumento da carga hidráulica na superfície podem fazer aumentar a taxa de infiltração num determinado momento.

A taxa de infiltração (relacionada à velocidade de infiltração da água na superfície do solo) tende a variar com o tempo, devido à capacidade de infiltração (capacidade de absorção de água pelo solo). Se a precipitação for constante, a velocidade se mantém no início e depois decresce, mas isso vai depender também das características dos solos. O volume

de água precipitado atravessa rapidamente a camada superficial do solo (horizonte A - primeiros 20cm), que em condição natural possui uma porosidade elevada e a velocidade reduz na medida em que a macroporosidade diminui, de acordo com a profundidade. O menor volume de poros é normalmente encontrado no horizonte B, área de concentração das argilas e obviamente onde é encontrada a menor velocidade de infiltração (Imenson e Van Zon, 1979; Heathwaite, Burt; Trudgill, 1990 e Faria 1994, entre outros).

A macroporosidade do solo é constituída também pelos bioporos, escavados pela fauna endopedônica que decresce com a profundidade de acordo com dados coletados na Floresta da Tijuca (RJ), nos primeiros 5cm do solo mineral, abaixo da serrapilheira, a população média de animais é de 23 500/m² e entre 15 e 20cm de profundidade, a população cai para 4 500/m². Estes valores acompanham a distribuição vertical dos macroporos: entre 0 e 5cm de profundidade, 65% são de macroporos, e entre 15 e 20cm o percentual cai para 30% (Nunes; Castro Jr; Coelho Neto, 1991).

De acordo com Horton (1933), se as precipitações ultrapassarem a capacidade de infiltração de água no solo, será gerado o escoamento superficial sobre as encostas. No entanto, segundo Guerra (1994) esses fluxos raramente se apresentam em forma de lençol, com profundidade uniforme e sempre são formados por pequenos cursos preferenciais anastomosados.

A capacidade de erosão desses fluxos vai ser primeiro em função de sua energia, que pode ser definida pela: velocidade, espessura da lâmina d'água e turbulência. Pode ser levado em consideração também a corrosão,

que é o efeito abrasivo das partículas em transporte sobre uma superfície, que vai ser em função da carga de sedimentos contida no meio líquido.

O comportamento da erosão efetuada pelo escoamento em lençol, é em parte, similar aos processos fluviais, onde existe uma alternância dos processos de erosão, transporte e deposição. De acordo com Faria (1996), tais processos são definidos pela distribuição da velocidade e da turbulência do fluxo e são processos dependentes entre si, e não resultam apenas das mudanças no fluxo, mas também da carga de sedimentos existente.

Na erosão efetuada pelos fluxos superficiais, duas situações devem ser levadas em consideração: a primeira é a capacidade de transporte de sedimentos dos fluxos, normalmente analisada em função da velocidade crítica (velocidade mínima capaz de movimentar partículas de diferentes diâmetros, definida inicialmente por Hjølstrom em 1935; a segunda é a capacidade de promover a erosão. Uma vez formado o escoamento sobre uma encosta, primeiro o fluxo transporta os sedimentos destacados pelas gotas de chuva, depois efetivamente ele promove a erosão. No entanto, a erosão deve acontecer logo após o início do transporte das partículas soltas, devido ao aumento do poder de corrosão

Em contrapartida, algumas características dos solos podem oferecer resistência à erosão. Isso vai ser em função: da rugosidade (a rugosidade pode aumentar a turbulência dos fluxos), da textura (a argila tem maior poder de coesão, assim pode dificultar o seu destacamento e transporte) e das condições dos agregados (coesão, tamanho, etc.)

Bunte e Poesen (1994) estudaram o efeito que certos tamanhos de fragmentos de rocha exercem na turbulência local nos fluxos superficiais e concluíram que em certas condições, os fragmentos que não podem ser transportados, devido ao tamanho, contribuem para o aumento da erosão, porque o fluxo ao desviar do obstáculo, cria uma zona de turbulência maior na fase que recebe a maior pressão da água. Nas zonas de turbulência são criadas depressões causadas pela retirada de material e, inclusive, em algumas situações, ocorre o afundamento do fragmento de rocha devido à escavação na parte basal. De acordo com estes autores, a forma dos fragmentos (cubo, esfera, etc.) também influencia a hidrodinâmica. Faria (1996) estudando a erosão dentro de canais fluviais efêmeros e intermitentes, percebeu que esse efeito deve ser mais sensível quando os fragmentos de rocha estão dentro das ravinas, devido à ação mais enérgica do fluxo de água concentrado

Variação espaço-temporal da erosão em lençol

Existe uma grande diversidade de ambientes e cada um tem dinâmica própria em relação à formação dos fluxos superficiais. Por exemplo, a taxa de infiltração e a capacidade de infiltração de água no solo dependem de muitas variáveis que podem mudar significativamente dentro de um hectare, como: textura, porosidade (volume de macroporos e microporos), estruturação dos agregados, tamanho dos agregados, espessura e profundidade dos horizontes e do próprio solo, etc. Ainda existem outros fa-

tores que influenciam na dinâmica de formação dos fluxos, como:

- a - a geomorfologia (declividade do terreno, extensão da vertente e forma da encosta);
- b - a cobertura vegetal (densidade de árvores, densidade de folhagem, características morfológicas da vegetação [forma e tamanho das folhas, dos troncos e das raízes] e características da serrapilheira); e
- c - a fauna endopedônica (espécies, densidade de população, comportamento e tamanho) Cada um desses fatores tem sido estudado isoladamente ou em associações, por pesquisadores em vários países, para tentar compreender melhor a dinâmica da formação dos fluxos e a erosão.

A umidade do solo e a suas mudanças temporais e espaciais é o resultado de vários processos no sistema solo-planta-atmosfera, e a infiltração da água no solo representa um papel importantíssimo. A taxa de infiltração pode ser conseguida diretamente pela medição da infiltração ou indiretamente, usando modelos que envolvem um certo número de parâmetros. Ambos contêm erros causados pela variação espacial das propriedades do solo (Jetten et al., 1993). Estes autores em trabalho realizado na Guiana perceberam que numa distância entre 100 e 200m, num mesmo tipo de solo, as propriedades do solo variam mais que 80% do total das variações conseguidas por eles, em 88 pontos observados, causando grandes diferenças na infiltração. Ainda segundo estes autores a infiltração em área de floresta pluvial primária é um processo sujeito à grande variabilidade espacial. A abundância de raízes,

atividade da fauna do solo e características abióticas, difere consideravelmente de lugar para lugar e influencia fortemente a estrutura do solo. Isto resulta numa grande variabilidade da umidade na camada superior do solo.

Nas áreas de criação de gado e nas áreas agrícolas, onde são utilizados tratores, a parte superior do horizonte B fica compactada, devido à compressão proporcionada pelas rodas ou pelo pisoteio. A aragem (revolvimento) só é feita até 35cm. Abaixo encontra-se um horizonte adensado (Tabela 2), onde a taxa de infiltração diminui bruscamente. Com chuvas intensas, os primeiros 20cm de camada do solo são saturados rapidamente, proporcionando o escoamento superficial nas encostas (Faria, 1992 e 1994)

Como pode ser observado na Tabela 2, cada área utilizada por diferentes culturas possui um comportamento hidrológico próprio, devido às mudanças na cobertura vegetal e nas propriedades do solo, podendo gerar respostas hidrológicas muito diversas.

A infiltração de água no solo também varia no tempo, de acordo com a umidade antecedente. Alguns experimentos vêm comprovando que em solos com vegetação a amplitude da variação é menor que em solos expostos. Silveira e Chevallier (1991) fizeram vários testes com simuladores de chuva em três parcelas de solo exposto. Não havia umidade antecedente significativa, porque não chovia há dois meses. Foram produzidas quatro chuvas artificiais, uma por dia, em cada parcela. No

primeiro dia, com precipitações de 66, 78 e 74mm, a infiltração chegou a 100%. Depois foi decrescendo com as precipitações nos dias seguintes, devido à umidade antecedente, até que no quarto dia (quarta chuva), só infiltraram 43, 53 e 54%. Isto mostra que, em função da umidade antecedente, a perda de água para o escoamento superficial (*runoff*) pode ser superior a 50%. Os autores repetiram os testes em parcelas com soja e parcelas de solo exposto e a infiltração foi bem maior no solo com cultura. Na última precipitação (total de 5), a perda de água foi apenas de 16%, enquanto que na parcela com solo exposto foi de 88%. Mas neste segundo teste havia chovido três dias antes.

Heathwaite; Burt e Trudgill (1990) fizeram testes de erosão em lençol, utilizando simulações de chuvas com intensidade de 12,5 mm/h, em parcelas com diversos tipos de culturas e tiveram os seguintes resultados (Tabela 3).

A inconveniência de se fazer testes de *runoff*/erosão em parcelas é que os resultados são limitados, pois servem apenas se forem comparativos entre os diferentes tipos de solos e de uso, porque a erosão real no campo depende também de um fator importante, que é a extensão das encostas. Lal (1988) mostra que o volume do escoamento superficial tende a aumentar, por unidade de área, em relação ao aumento da extensão da encosta. Porém, isto depende da técnica de plantio e do tipo de cultura, porque em alguns casos pode ocorrer o inverso.

No Paraná, nas áreas com cafezais recentemente plantados, a ação da erosão em lençol tem maior potência. Nos solos arenosos em en-

Tabela 2 - Densidade aparente e taxa de infiltração de água em Latossolo sob diversos tipos de uso

Tipo de uso do solo	Horizonte a (g/cm ³)	Horizonte b (g/cm ³)	Taxa de Infiltração(1)
Encosta c/ mata	0,98	1,15	225,00 mm/h
Encosta c/ café	1,28	1,46	7,09 mm/h
Encosta c/ pasto degradado	1,37	1,41	2,18 mm/h
Encosta c/ abacaxi	1,29	1,45	14,33 mm/h
Encosta solo exposto	1,32	1,48	14,00 mm/h
Trilha de gado	1,50	1,53	0,41 mm/h

(1) Método utilizado, cilindro infiltrômetro

Tabela 3 - Variação runoff-erosão em relação ao tipo de uso do solo

Tipo de uso	Runoff m ³ /ha	Erosão g/ha
Pasto permanente c/ uso intenso	0,54	450
Pasto permanente c/ uso temporário	0,23	10
Gramíneas temporárias	0,05	5
Cereais Solo	0,08	10
Arado (exposto)	0,21	100

costas com declividade entre 13° e 26° onde a precipitação anual chega a 1 300mm, são transportadas de 28 a 34 toneladas de solo por hectare. Nos solos argilosos de Terra Roxa, a perda de terra fértil misturada com componentes orgânicos do solo da primitiva mata diminui para 5 a 17 t/ha/ano. Somente quando os cafezais atingem de 6 a 8 anos, o que equivale entre 2,5 e 3m de altura, a perda anual de solo é reduzida para 2 t/ha/ano (Maack, 1968)

Fluxos superficiais concentrados - erosão em ravinas

A dinâmica do trabalho hidrológico dentro de ravinas é semelhante ao que ocorre dentro das calhas fluviais, principalmente em relação aos canais intermitentes e aos canais efêmeros. Nas correntes são encontradas partículas que se deslocam em suspensão, saltação e rolamento. O deslocamento, em suspensão ou por saltação, depende da turbulência do fluxo e da velocidade de decantação da partícula. A evolução das ravinas, como também dos canais fluviais, segue um padrão de entalhamento enquanto houver gradiente e fluxo com energia. O trabalho lateral pode ser por solapamento da parte inferior das margens, efetuado pelas ondas e pela própria ação erosiva dos fluxos turbulentos, incluindo a ação corrosiva. Outro processo também comum é o deslocamento das rupturas de declive (*headcut* e *knickpoint*) para montante, o que de fato vai promover o entalhamento da ravina, de acordo com Faria e Marques (1998).

Bryan (1990) observou a evolução das rupturas de declive das ravinas em

laboratório e demonstrou que a taxa de erosão dentro delas varia, em função da estabilidade desses pequenos níveis de base. Sempre que a velocidade dos fluxos atingem uma velocidade, denominada de supercrítica (*supercritical flow*), o deslocamento dessas rupturas são reativados e a taxa erosiva aumenta. Este autor também observou que a incisão das ravinas, numa primeira etapa, segue o avanço erosivo de uma ruptura de declive, denominada de tipo A ou de *headcut*. Posteriormente, com o deslocamento para montante, surgirão outras rupturas denominadas de tipo B ou *knickpoint*. A evolução das ravinas será muito em função do desenvolvimento dessas rupturas de declive. Gardner (1983) e Schumm; Mosley e Weaver (1987) também fizeram as mesmas observações, mas deram nomes diferentes para as rupturas de declive.

Moss; Green e Hutka (1982) desenvolveram em laboratório experimentos sobre a formação de ravinas em uma topografia inicialmente plana e com material homogêneo e concluíram que fluxos em lençol com velocidades supercríticas geram fluxos secundários denominados por eles de células de fluxos secundários, que erodem e formam protocanais (microcanais). Eles afirmam que não é necessária uma superfície irregular, com obstáculos, para orientar e formar fluxos preferenciais. A partir da formação dos protocanais os fluxos passam a correr orientados, com parte da energia concentrada, criando condições para promover a erosão vertical e lateral, podendo ainda evoluir para uma ravina.

A formação de sulcos ou ravinas pode ser observada em muitas áreas com o solo exposto. Durante as chu-

vas e a conseqüente formação dos fluxos em lençol, o escoamento começa a ser organizado em pequenos filetes. Posteriormente, eles são hierarquizados e passam a alimentar uma calha principal, mais desenvolvida. Dessa forma, toda a superfície sedimentar exposta tende a se organizar em redes de microcanais, mas a evolução para uma ravina poderá ou não acontecer, porque também depende de outros fatores, como características físicas dos solos, formação de fluxos com velocidades críticas e fatores geomorfológicos, como a extensão da encosta.

Horton (1933) afirma que as ravinas surgem a partir de um ponto na encosta, relacionado à extensão da vertente, porque o volume e a velocidade do *runoff* aumentam em direção de jusante. Com o aparecimento de velocidades críticas, a partir de um certo ponto, o fluxo ganha capacidade para erodir linearmente a superfície.

A erosão em ravinas é geomorfologicamente significativa porque o fluxo chega a sua condição máxima de energia para erodir e transportar, quando está canalizada. Cerca de 80% dos sedimentos são transportados dentro de ravinas (Slattery, Bryan, 1992). Morgan (1980) destaca que o transporte de sedimentos nas ravinas é maior que o transporte inter-ravina, num fator de 40, em uma encosta com 11° de declividade.

Variação espaço-temporal da erosão em ravina

No Município de Itapemirim (ES), onde o relevo é do tipo tabular, com Latossolo em encostas com declividade média de 11°, medimos a erosão em ravinas e obtivemos os seguintes resultados (parte deste material se encontra em Faria, 1994).

No mês de abril de 1992, quando os solos estavam sendo preparados com tratores, para o plantio de cana, abacaxi e mandioca, choveu seis dias seguidos 7, 10, 5, 80, 30 e 5 mm, respectivamente, totalizando 187mm. Durante as chuvas surgiram em média, 80 ravinas para cada 100 m de largura de encosta. As ravinas tinham em média 30 cm de largura, 25 cm de profundidade e 40 m de extensão. A taxa erosiva desses seis dias foi de 1 625 toneladas de solo por hectare. Tal perda foi devido às chuvas prolongadas e com momentos de picos de alta intensidade, aliado ao problema de compactação da parte superior do horizonte B, cuja densidade aparente do solo foi modificada para $1,48 \text{ g/cm}^3$ - em condição natural a densidade desse horizonte na área é de $1,15 \text{ g/cm}^3$. Assim, a compactação desse horizonte forma uma camada de permeabilidade bastante reduzida, onde a participação de argila chega a 50%. Essa camada se encontra apenas a 25 cm de profundidade, e fica saturada de água muito rápido, quando chove forte. Cicatrizes anteriores indicam que a erosão por ravinamento naquela área acontece sempre que as chuvas prolongadas e com picos de alta intensidade encontram o solo desprotegido e arado, o que pode ocorrer três vezes por década.

Um outro processo erosivo que vem acontecendo frequentemente, intensificado a partir do momento em que se ampliou o uso da mecanização na agricultura, é o rolamento de blocos de solos estruturados das encostas para o fundo dos vales. Os arados e grades revolvem blocos de solos estruturados de tamanhos variados, ao mesmo tempo quebram-lhes a inércia, e por gravidade os blocos tendem a rolar encosta abai-

xo. Isso ocorre sempre que os tratores revolvem os solos no sistema de aragem vertical e não no sistema de curva de nível. Esse procedimento é comum nas encostas declivosas, porque os tratores não podem se locomover em nível, porque estão sujeitos a tombarem.

Ainda segundo este autor, esse sistema de aragem é duplamente danoso, pois promove diretamente a erosão e estrutura a superfície dos solos em covas no sentido de linhas paralelas à declividade (morro abaixo), permitindo facilmente o desenvolvimento de ravinas durante as chuvas. Nesse caso, não se gasta energia para entalhar os sulcos, pois o escoamento superficial ao se formar já corre concentrado nas covas, pronto para erodir e transportar os sedimentos, sem grandes perdas de energia. O autor afirma que quando os dias chuvosos coincidem com essa forma de aragem, a erosão nas encostas atinge a sua taxa máxima.

Faria (1994) calculou para o Município de Itapemirim (ES) uma taxa erosiva média de 26 t/ha/ano, no entanto, ele admite que há erros embutidos nos cálculos, devido à grande variabilidade espacial da erosão. Por exemplo, existem áreas com topografia plana e com determinados tipos de cobertura vegetal onde não há praticamente erosão. Mas também existem pontos nas encostas onde o pico erosivo é catastrófico, como a taxa de 1 625 t/ha/ em seis dias de chuva. A variação da erosão no tempo segue problema parecido. Na área ocorrem períodos de grande estiagem, com precipitações típicas das áreas semi-áridas, entre 450 e 650 mm/ano, como as que ocorreram nos anos de 1939, 1946, 1953, 1954, 1955, 1963, 1974, 1986 e 1990. Também ocorrem períodos

muito úmidos, entre 1 400 e 1 650 mm, como nos anos de 1924, 1926, 1933, 1968, 1971, 1975, 1983, 1984, 1991 e 1992.

Voçorocas

A importância das voçorocas para a geomorfologia é muito grande, tanto é que na década de 1980 e 1990, uma parte considerável dos trabalhos publicados no Brasil dão ênfase a este tipo de erosão. A voçoroca constitui um canal de drenagem de paredes abruptas, com fluxos efêmeros ou eventualmente pequenos. A erosão geralmente é intensa e as incisões profundas do terreno podem seguir linhas ou faixas estreitas determinadas pela estrutura geológica (Bigarella; Mazuchowski, 1985). Elas podem ter até quilômetros de comprimento, largura de dezenas de metros e profundidade de até 30m (Prandini, 1974).

A voçoroca é nitidamente um fenômeno hídrico, envolvendo tanto a ação das águas superficiais como subterrâneas. A ação dos fluxos sub-superficiais tem sido considerada como fator decisivo para a evolução rápida, bem como pelas grandes proporções. O exame de numerosas voçorocas, principalmente as formadas nos sedimentos da Formação Paranaíba, no Paraná, permitiu reconhecer que o fenômeno é polícíclico, representando sucessivos ravinamentos alternados com entulhamentos. Quatro grandes ciclos do fenômeno ocorreram no Quaternário e a intensidade erosiva parece ter diminuído do Pleistoceno Inferior ao Superior (Popp; Bigarella, 1975). Ou seja, o processo de voçorocamento é um fenômeno natural e já ocorreu em vários períodos geológicos, antes do homem se tornar um agente modificador da paisagem.

As voçorocas (*gully*) diferem das ravinas (*rills*) pelas dimensões e também poderia, em alguns casos, ser pela gênese. Não há um consenso em relação às dimensões mínimas de uma voçoroca. Para a *Soil Conservation Society of America* (1982), citada por Poesen e Govers (1990), uma voçoroca tem uma determinada profundidade que não pode ser obliterada por operações normais de revolvimento de solo pelos agricultores. Os próprios autores consideram o limite de 929 cm² para a seção transversal. Guerra (1994) propõe que cada região tenha a sua própria definição. O Glossário de Ciências dos Solos dos EUA (1987) citado por este último autor, define voçoroca como tendo mais de 0,5 m de largura e profundidade, e pode chegar a mais de 30 m de comprimento. Para o Brasil, de acordo com a maioria dos autores, uma incisão com essas dimensões seria sem dúvida uma ravina, no entanto, não é conhecida uma classificação brasileira para voçorocas e ravinas, mas existe uma classificação para erosão em sulcos, proposta pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo em seu Manual de descrição e coleta de solo no campo (1982).

- a - Sulcos superficiais - podem ser cruzados por máquinas agrícolas, sendo desfeitos pelas práticas normais de preparo do solo;
- b - Sulcos rasos - apresentam comumente profundidade menor do que a largura e podem ser cruzados por máquinas agrícolas, porém os sulcos não são desfeitos pelas práticas normais de preparo do solo,
- c - Sulcos profundos - apresentam profundidade de até 2 m, sendo esta, em geral, maior que a largura, não podendo ser cruzadas por máquinas agrícolas; e
- d - Sulcos muito profundos - apresentam profundidades maior do

que 2 m, sendo esta, em geral, maior que a largura

No presente trabalho é sugerido que uma voçoroca no Brasil tenha largura e profundidade mínima de 100 cm (seção de 1 m²) ou que a erosão linear tenha rompido o horizonte B e alcançado o horizonte C. Os solos brasileiros normalmente são muito profundos, às vezes o limite inferior do horizonte B alcança mais de 3 m de profundidade, e em alguns casos, apenas 70 cm. Dessa forma, achou-se conveniente conjugar a profundidade com o limite entre os horizontes B e C. Assim, em solos onde o limite inferior do horizonte B é de 70 cm, considera-se a profundidade de 70 cm e se estiver a 3 m, considera-se a profundidade mínima de 100 cm.

Existem certas incisões que são taxadas como voçorocas, mas poderiam ser canais fluviais. Existe uma fase de transição entre voçoroca e canal fluvial que é quando o fundo chega ao nível do lençol freático e desenvolve fluxo de base perene ou intermitente, o qual contribui diretamente para uma rede de drenagem hierarquizada. Quando os processos erosivos típicos de voçoroca forem estancados e as paredes forem se estabilizando, a forma erosiva pode, então, ser denominada de canal fluvial.

Origens das voçorocas

Wells e Andriamihala (1993) estudaram a evolução das voçorocas em Madagascar, cujas características são muito similares às do Brasil. Elas são formadas em espessos regolitos lateríticos e se desenvolvem sobre os interflúvios das colinas convexas (mar de morros de Madagascar) e também nos pequenos vales. Elas são iniciadas por uma variedade de causas naturais e culturais. Neste trabalho, resolveu-se dividi-las

em quatro grupos, de acordo com as origens citadas por estes últimos autores e Bigarella e Mazuchowski (1985):

- a - *origem antrópica* - podem surgir em áreas concentradoras de fluxos, com gradiente elevado e solo exposto, como em cortes nas encostas para construções, áreas de empréstimo abandonadas e em áreas de mineração, pode ser nas laterais das estradas de terra ou pavimentadas e também abaixo do nível das estradas, onde as calhas coletoras de fluxos de chuva despejam a água, tem sido observado voçorocas nos próprios cortes de estradas nas encostas, onde aflora o horizonte C ou a própria rocha intemperizada. De acordo com Bigarella e Mazuchowski (1985), cerca de 20% do total de sedimentos carregados para fora do noroeste do Paraná, originam-se da implantação do sistema viário. Uma rodovia de duas faixas de tráfego, inteiramente pavimentada, aumenta o escoamento em aproximadamente 200%, em relação às terras de culturas de pastagens;
- b - *origem em ravinamentos de áreas rurais* - as ravinas formadas em algumas áreas podem ter evolução catastrófica, do ponto de vista da perda de solo e danos materiais. Se os fluxos tiverem energia para continuar a entalhar e se o solo não apresentar resistência, a ravina pode evoluir ultrapassando o nível do horizonte B. O horizonte C possui geralmente uma fraca coesão e uma baixa resistência contra a erosão. Quando a incisão alcança esse nível, o avanço do entalhamento pode ter maior velocidade, devido à facilidade de destacamento e remoção do material,
- c - *origem nos movimentos de massa (deslizamentos)* - tem sido reportado que a evolução de vo-

çorocas nas cicatrizes dos movimentos de massa pode ser natural ou por desequilíbrio causado pela atividade antrópica. Esse tipo também é freqüente ao longo dos cortes das rodovias, onde ocorreu primeiro a desestabilização das encostas e depois, como consequência, os deslizamentos de terra e, por fim, a formação das voçorocas; e

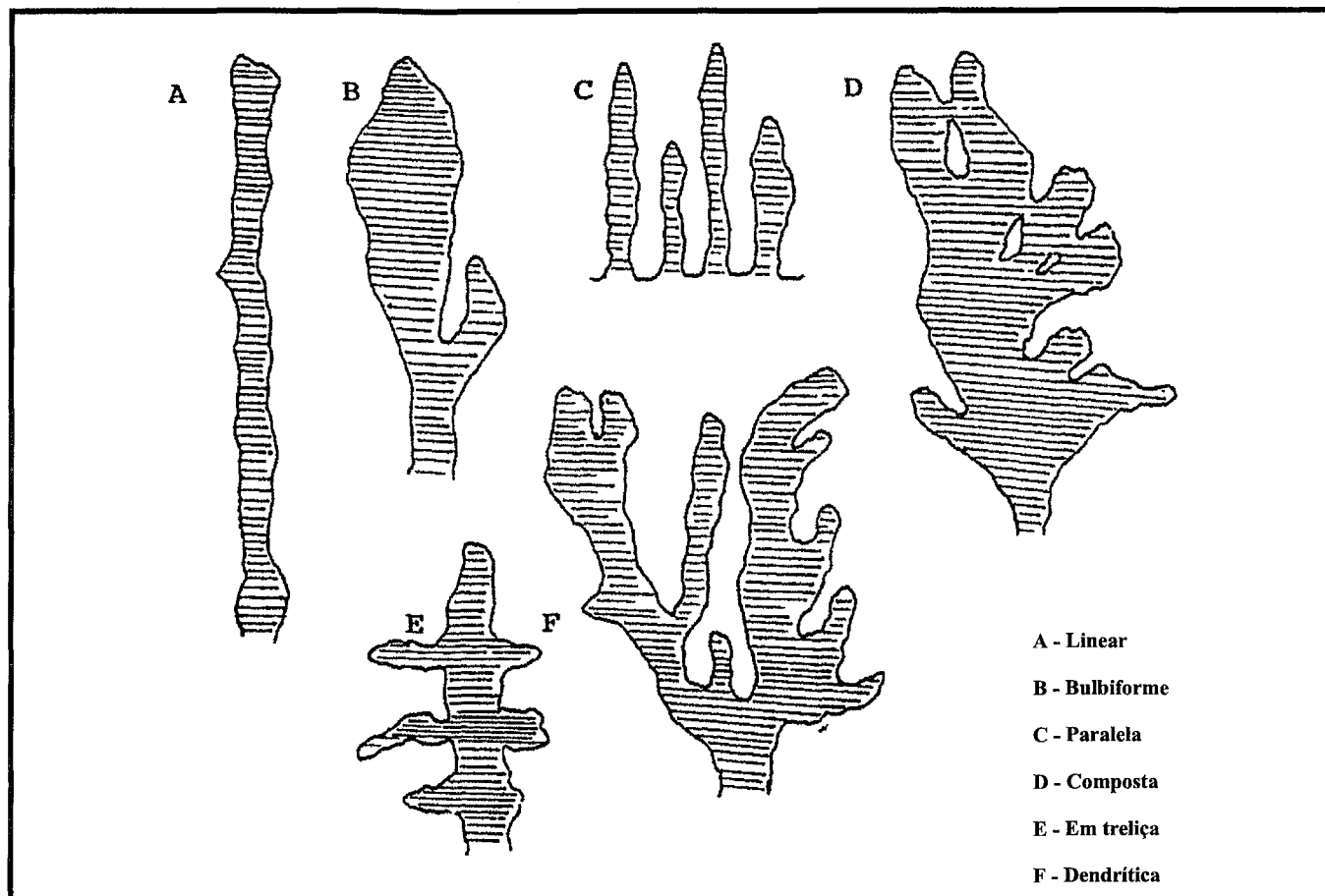
d - *fluxos hidrológicos subsuperficiais* - alguns autores, entre eles Jones (1971), Jones e Crane (1984) e McCaig (1983), têm dado especial atenção ao desenvolvimento de *pipes* (dutos de drenagem tubulares no interior dos solos, com diâmetro variando entre poucos milí-

metros e 1 m). Quando estão próximos ao nível superficial do solo, na zona de raízes, são criados, geralmente, pela atividade biológica. Os *pipes* também podem se desenvolver pelos fluxos gerados no contato entre duas camadas com permeabilidades diferentes, nos depósitos de colúvios ou em outras áreas com sedimentos inconsolidados ou mesmo nas rochas cristalinas intemperizadas que possuem determinadas estruturas. Em condições especiais, esses *pipes* podem atingir grandes proporções e pode ocorrer o desabamento do teto, causando o afundamento da superfície do solo e dando condições para a formação de voçoro-

cas (Jones, 1971; Bigarella e Mazuchowski, 1985; Wells e Andriamihaja, 1993). Algumas voçorocas se originam em áreas onde o nível do lençol freático aflora na superfície. Esse tipo pode ser observado nos depósitos sedimentares na base de algumas encostas de rochas areníticas (pedimentos), como, por exemplo, ao longo da Serra do Espinhaço (MG). As voçorocas ainda podem se originar em outras formas relacionadas aos fluxos subsuperficiais, como a percolação de água em fendas abertas no solo.

A Figura 4 mostra seis padrões de voçorocas, de acordo com Ireland; Sharpe e Eargle (1939). A forma em planta pode auxiliar na definição da origem.

Figura 4 - Formas características de ravinas e voçorocas



Variação espaço-temporal da formação de voçorocas

Muratori (1984) acompanhou a evolução de ravinas e voçorocas na bacia do Ribeirão do Rato (PR), com uma área de 64,4 km² e utilizou fotografias aéreas na escala de 1:25 000, dos anos de 1952, 1963, 1970, 1974 e 1980, e conseguiu quantificar a evolução a partir do início do desmatamento da bacia em 1952. Em 1963, 80% da área tinha sido desmatada e ocupada e surgiram 430 ravinas e 28 voçorocas (Tabela 4).

ximadamente 2 m de largura podem ser observadas nesta escala, devido à alta reflectância proporcionada pela superfície do solo mineral em comparação com as áreas cobertas pela vegetação. A área estudada por Muratori (1984), deveria ter 458 voçorocas e não 28, porque as ravinas não são observáveis nas fotos aéreas na escala de 1:25 000. E também considerando que neste trabalho foi definido que, para o Brasil, uma voçoroca deve ter no mínimo um metro de profundidade e um metro de largura, ou que a incisão tenha chegado ao horizonte C, para solos onde este

da litologia para a formação de voçorocas e conclui que os solos formados sobre arenitos são muito vulneráveis, devido à fraca coesão do material. Isso pode ser observado nos arenitos do Estado de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso e Goiás.

O quadro exposto anteriormente mostra como as atividades antrópicas influenciam no surgimento da erosão linear acelerada, fazendo, inclusive, diminuir o tempo de formação e a própria escala temporal do fenômeno. Lembrando que as voçorocas, como processo natural, surgem durante a troca de vegetação ao longo das mudanças climáticas, principalmente quando se faz de um clima úmido para um clima seco. Isso vem sendo documentado por diversos autores, entre eles: Maack (1968), Popp e Bigarella (1975), Prandini (1974) e Wells e Andriamihaja (1993).

Tabela 4 - Evolução do número de ravinas e voçorocas na bacia do Ribeirão do Rato (PR)

Ano	1952	1963	1970	1974
Voçorocas ativas	1	5	16	28
Ravina	26	176	332	430
Voçoroca em relevo CC	1	5	16	28
Voçoroca em relevo CX	-	-	-	-
Ravina em relevo CC	10	30	72	92
Ravina em relevo CX	16	146	260	338

Obs : CC = concavidade formada pelos vales e vertentes Forma de relevo CX = morros ou colinas com topos arredondados

De acordo com Muratori (1984), 23 voçorocas e 393 ravinas foram formadas em solos da classe Podzólico (Abruptico, Vermelho e Vermelho-Amarelo), originados sobre depósitos aluvionares, sendo que nove voçorocas e 167 sulcos desenvolveram-se sobre uma declividade de até 12°, enquanto 19 voçorocas e 237 ravinas apareceram em declividades variando entre 12° e 45°.

A autora não definiu no seu trabalho a diferença entre ravina e voçoroca. Em fotos aéreas na escala de 1:25 000, o menor objeto visível possui 5 m de cada lado, ou 25 m². Porém, faixas de solo exposto de apro-

horizonte se localiza a menos de um metro de profundidade.

Nas áreas desmatadas do oeste do Paraná, onde afloram o arenito Caiuá, a erosão por voçorocamento se manifesta de maneira catástrofica por 16 municípios. As voçorocas também estão presentes nos domínios da Terra Roxa, formada sobre o basalto, mas em menor número. A medição da erosão em uma das voçorocas formada sobre o arenito Caiuá, revelou que 200 000 m³ de material foram removidos em três meses (Maack, 1968). Este quadro mostra a importância da distribuição espacial

Conclusão

A taxa erosiva de qualquer processo, seja por salpicamento, laminar ou em ravinas, não são constantes no tempo e no espaço. Assim, cuidados devem ser tomados quando houver necessidade para conhecer a taxa erosiva de uma determinada área. Para obter dados de erosão de um local, a melhor forma é realizar medições no próprio ambiente, onde é possível analisar todas as variáveis possíveis e o comportamento dos processos. As fórmulas geradas a partir de modelos não conseguiram, ainda, simular a complexa realidade da variação espaço-temporal da erosão.

Testes em laboratórios ou em parcelas são úteis e válidos, mas

apenas para conhecer o comportamento da dinâmica de certos processos ou para caracterizar diferenças de comportamento dos processos em diversas situações. Não é viável determinar taxas erosivas

para ambientes reais em laboratório, devido à complexidade de fatores e suas variáveis.

Tentou-se mostrar neste trabalho a complexidade da dinâmica dos processos erosivos, e como a taxa erosi-

va oscila no tempo e no espaço. As combinações de todas as variáveis envolvidas produzem constantemente situações singulares, onde é raro o desenvolvimento de comportamentos padronizados.

Bibliografia

- AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos* São Paulo: Difel, 1983. 332 p.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils *Water Resource Research*, Washington, D. C., v 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.
- BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. *Visão integrada da problemática da erosão*. Paraná: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1985. 240 p.
- BISSONAI, Y. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes *Catena Supplement*, Cremlingen, W. Germany, v. 17, p. 13-28, 1990
- BRYAN, R. B. Knickpoint evolution in rillwash. *Catena Supplement*, Cremlingen, W. Germany, v. 17, p. 111-132, 1990.
- BUNTE, K.; POESEN, J. Effects of rock fragment size and cover on overland flow hydraulics, local turbulence and sediment yield on an erodible soil surface. *Earth Surface Processes and Landforms: the journal of the British Geomorphological Research Group*, Sussex, v. 19, p. 115-135, 1994.
- BURT, T. P., CRABTREE R. W.; FIELDER, N. A. Patterns of hillslope solutional denudation in relation to the spatial distribution of soil moisture and soil chemistry over a hillslope hollow and spur. In: BURT, T P.; WALLING, D. E. (Ed.) *Catchment experiments in fluvial geomorphology*. Exeter: Geo Books, c1984.
- CHOW, V. T. *Handbook of applied hydrology*. New York: McGraw Hill, 1964. 380 p.
- DUNNE, T. Studying patterns of soil erosion in Kenya. *FAO Soils Bulletin*, Roma, v. 33, p. 109-122, 1977.
- ELLINSON, W. D. Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. *Transactions of the American Geophysical Union*, Washington, D.C., v. 26, p. 415-429, 1945.
- EPSTEIN, E.; GRANT, W. J. Soil losses and crust formation as related to some physical properties. *Soil Science Society of America*, Madison, Wis., v. 31, p. 547-550, 1967.
- FARIA, A. P. *A erosão em microbacias e as suas consequências sobre os canais efêmeros*, intermitentes e perenes. 1992. 96 p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- _____. As consequências da erosão em microbacias sobre os canais efêmeros, intermitentes e perenes *CADERNOS de Geociências*, Rio de Janeiro, n. 11, p. 67-83, jul./set. 1994.
- _____. *Dinâmica e a fragilidade dos canais de primeira ordem*. 1996. 218 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- _____; MARQUES, J. S. Evolução de canais de primeira ordem por diferentes processos erosivos. *Revista da Pós-Graduação em Geografia da UFRJ*, Rio de Janeiro, v. 2, p. 96-105, 1998.
- _____. Sedimentation in first order channels during a short term period - Brazil. In: IGU MEETING ON GEOMORPHIC RESPONSES TO ENVIRONMENTAL CHANGES, Rio de Janeiro, 1999.

FOSTER, R. L.; MARTIN, G. L. Effects of unit weight and slope on erosion. *Journal of Irrigation and Drainage*, New York, v. 95 (IR4), n. 4, p. 551-561, 1969. Proc. American Society of Civil Engineers.

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, CO, v. 94, p. 664-672, 1983.

GUERRA, A. J. T. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand, 1994. 458 p.

_____. *Soil characteristics and erosion, with particular reference to organic matter content*. 1991. 440 p. Thesis (Ph.D) - Department of Geography King's College, London

HEATHWAITE, A. L.; BURT, T. P.; TRUDGILL, S. T. Land-use controls on sediment production in a lowland catchment, south-west England. In: BOARDMAN, J., FOSTER, D. L.; DEARING, J. A. (Ed.). *Soil erosion on agricultural land*. [New York]: Wiley, 1990. (British geomorphological research group symposia series)

HJULSTRÖM, F. Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institute of University of Uppsalla*, Uppsalla, Sweden, v. 25, p. 221-528, 1935.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions American Geophysical Union*, Washington, D.C., v. 14, p. 446-460, 1933.

_____. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, D.C., v. 56, p. 275-370, 1945.

IMENSON, A. C.; VAN ZON, A. Erosion processes in small forested catchments in Luxembourg. In: PITT, A. L. (Ed.). *Geographical approaches to fluvial processes*. Norwich, Engl.. Geo Abstracts, c1979. 300 p. (Geo books).

IRELAND, H. A.; SHARPE, C. F. S.; EARGLE, D. H. Principles of gully erosion in the piedmont of South Carolina, *Technical Bulletin of the United States Department of Agriculture*, [S.l.], n. 633, 1939.

JETTEN, V. G. et al. Spatial variability of infiltration and related properties of tropical soils. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Sussex, v. 18, p. 477-488, 1993.

JONES, J. A. A. Soil piping and stream channel initiation. *Water Resources Research*, Washington, D. C., v. 7, n. 3, p. 602-610, 1971.

_____; CRANE F. G. Pipeflow and pipe erosion in the Maesnant experimental catchment. In: BURT, T. P.; WALLING, D. E. (Ed.). *Catchment experiments in fluvial geomorphology*. Norwich: Geo Books, c1984.

KNEAVE, W. R. Field measurements of rainfall drop size and the relationship between rainfall parameters and soil movement by splash. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Sussex, v. 7, p. 499-502, 1982.

LAL, R. *Effects on slope length, slope gradient, tillage methods and cropping systems on runoff and soil erosion on a tropical Alfisol*: preliminary results. Canberra: International Association of Hydrological Sciences, 1988. v. 174, p. 79-88.

_____. *Soil erosion in the humid tropics with particular reference to agricultural land development and soil management*. Canberra: International Association of Hydrological Sciences, 1983. v. 140, p. 221-239.

LUK, S.H.; SUBBIN, W. E.; MERMUT, A. R. Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. *Catena Supplement*, Cremlingen, W. Germany, v. 17, p. 29-40, 1990.

MAACK, R. *Geografia física do estado do Paraná*. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1968. 350 p.

_____. _____. 2. ed. Rio de Janeiro: J. Olympio; Curitiba: Secretaria da Cultura e do Esporte do Governo do estado do Paraná, 1981. 450 p.

- MANUAL de descrição e coleta de solo no campo. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1982 45 p.
- McCAIG, M. Contributions to storm quickflow in a small headwater catchment. the role of natural pipes and soil macroporos. *Earth Surface Processes and Landforms* The Journal of the British Geomorphological Research Group, Sussex, v. 8, p. 238-252, 1983
- MEASURING erosion process on fields. *Technical Bulletin*, [S.l.], n 6, 1982.
- MORGAN, R P. C. Field studies of sediment transport by overland flow. *Eart Surface Processes and Landforms*: the Journal of the British Geomorphological Research Group, Sussex, v 5, p. 307-316, 1980.
- MOSS, A. J.; GREEN, P., HUTKA, J. Small channels: their experimental formation, nature and significance. *Earth Surface Processes and Landforms* The Journal of the British Geomorphological Research Group, Sussex, v. 7, p 401-416, 1982.
- MURATORI, A M. *Erosão no noroeste do Paraná* uma proposta metodológica de estudo sistemático através do uso de fotografias aéreas. 1984. 143 p Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- NUNES, V. M.; CASTRO JÚNIOR., E.; COELHO NETTO, A. L. Bioporosidade e infiltração em solos florestados: o papel da fauna endopedônica. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4., 1991. *Anais...* Porto Alegre: [s.n.], 1991.
- PARSONS, A. J.; ABRAHAMS, A. D.; WAINWRIGHT, J. Rainplash and erosion in an interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona. *Catena Supplement*, Cremlingen, W Germany, v. 22, p. 215-226, 1994.
- POESEN, J ; GOVERS, G Gully erosion in the loam belt of Belgium: typology and control measures. In: BOARMAN, J.; FOSTER, I. D. L.; DEARING, J. A. (Ed.). *Soil erosion on agricultural land*. West Sussex: Wiley, c1990. 687 p. (British geomorphological research group symposia series)
- POPP, J H., BIGARELLA, J J. Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 47, p. 465-472, 1975. Suplemento.
- PRANDINI, F. Ocorrência of boçorocas in Southern Brazil: geological conditioning of environmental degradation. In: INTERNATIONAL ENGINEERING CONGRESS OF IAEG, São Paulo. *Anais...* São Paulo: Publicação IPT, 1974. 1038 p.
- PROSSER, I. P. Holocene valley aggradation and gully erosion in headwater catchments, South-Eastern Highlands of Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*: The Journal of the British Geomorphological Research Group, Sussex, v. 19, p 465-480, 1994.
- ROMKENS, M J. M.; PRASAD, S N ; PARLANGE, J. Y. Surface seal development to rainstorm intensity. *Catena Supplement*, Cremlingen, W. Germany, v. 17, p. 1-11, 1990.
- SCHUMM, S. A ; MOSLEY, M. P.; WEAVER, W E. *Experimental fluvial Geomorphology*. New York: John Wiley, 1987. 413 p.
- SILVEIRA, A. L. L.; CHEVALLIER, P Primeiros resultados sobre infiltração em solo cultivado usando simulação de chuvas (bacia do rio Potiribu-RS). In. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 9., 1991, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1991. v. 1, p. 213-221,
- SLATTERY, M.; BRYAN, R. B. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*: The Journal of the British Geomorphological Research Group, Sussex, v. 17, p. 127-146, 1992.
- STOCKING, M.; ELWELL, H. Vegetation and erosion a review. *Scottish Geographical Magazine*, Edinburgh, v. 92, n. 1, p. 10-22, 1976.

STRAHLER, A. N. *Geografia física*. Barcelona: Omega, 1984. 770 p.

TERRY, J. P.; SHAKESBY, R. A. Soil hydrophobicity effects on rainsplash: simulated rainfall and photographic evidence. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Sussex, v 18, p. 519-525, 1993.

THORNES, J. B. Erosional processes of running water and their spatial and temporal controls: a theoretical viewpoint In: KIRKBY AND, M. J.; MORGAN, R. P. (Ed.). *Soil erosion*. London: John Wiley, 1980. p 129-82.

WELLS, N. A.; ANDRIAMIHAJA, B. The initiation and growth of gullies in Madagascar: are humans to blame? *Geomorphology*, Amsterdam, Netherlands, v. 8, p. 1-46, 1993

Resumo

A erosão por salpicamento, a erosão em lençol e a erosão linear, possuem uma grande variabilidade no espaço e no tempo, devido aos fatores controladores que podem ser climáticos: volume e intensidade das chuvas; pedológico: textura, porosidade, espessura dos solos e estabilidade dos agregados; biológico: cobertura vegetal e atividades da fauna; geomorfológico: forma das encostas, extensão e declividade das vertentes. Estes fatores interligados formam uma grande variabilidade de ambientes e condições que vão produzir taxas erosivas diferentes.

No Brasil são formados, em média, 6 t/ha/ano de solo e as taxas erosivas ficam em torno de 15 t/ha/ano. O limite de tolerância de perda de solo foi ultrapassado e a situação é catastrófica, porque a perda é de 2,5 vezes maior que a produção.

Abstract

The erosional processes that occur on surfaces: splash erosion, sheet erosion, and rill erosion, have large variability in space and in time due the following factors: climate: rain volume and intensity; biological: vegetative cover and animal activity; pedological: texture, porosity, soil thickness, and aggregate stability; geomorphological: hills form, slope length and declivity. These factors produce many types of environments and conditions which result in different erosion rates.

In Brazil, soil production is around 6 t/ha/yr and erosion rates generally reach 15 t/ha/yr. Because of this, soil loss is two and a half times greater than its production. Since the soil erosion tolerance has been passed, the situation is catastrophic.

Currently there is not a distinction between rills and gullies in Brazil so, it is suggested in this paper that gullies are those which have a depth and width of at least one meter or the incision cuts the B horizon and reaches the C horizon.