

2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Considerações Iniciais

Esta dissertação está estruturada e fundamentada em diversos, autores consagrados por seus trabalhos científicos, além das pesquisas de campo realizadas na área de estudo, verificando a possibilidade de aplicação de Medidas Corretivas e Preventivas de Formação Erosiva do Tipo Voçoroca.

No entanto, para que os resultados obtidos através dos ensaios realizados tenham embasamento teórico, faz-se necessária uma revisão dos conceitos referentes aos processos erosivos de autores de nível nacional e internacional que colaboram com suas pesquisas para o desenvolvimento de novas teorias relacionadas ao tema.

De acordo com Cunha e Guerra (1999), a questão dos processos erosivos vem sendo estudada com grande intensidade há algum tempo (apesar de ainda estar longe do ideal), tendo nas universidades e instituições públicas especializadas, como por exemplo, a EMBRAPA, seu maior raio de atuação.

2.2. Formações Superficiais e Propriedades do Solo nos Processos Erosivos

Segundo Oliveira *et al.* (1992), as características das coberturas superficiais ou dos solos propriamente ditos, estão intimamente relacionadas

com as propriedades dos minerais do complexo coloidal e da composição das soluções químicas que interagem com esses elementos.

Condições térmicas e hidrológicas provocam modificações, desintegrando e decompondo o material constituinte do solo, pelos processos de intemperismo, dos quais resultam as partículas de argilominerais e os óxidos de ferro e alumínio. O intemperismo, como formador do solo, caracteriza os diferentes tipos de coberturas e, sob a ação de diferentes processos “os solos são estruturados e ordenados em camadas, de aspectos e constituições diferentes, denominadas horizontes” (Lepsch, 1982).

Desta forma, segundo Pitty (1978), cada horizonte se identifica por suas propriedades físicas como cor, textura, estrutura, porosidade, permeabilidade, consistência, densidade aparente e compactação, onde os processos químicos também são responsáveis por essas características.

A textura é uma propriedade intimamente relacionada à erosão (Farmer, 1978; De Ploey e Poesen, 1985; Tavares e Vitte, 1993). De acordo com Mazuchowski e Derpsh (1984), ela é a mais importante propriedade física do solo, devido à sua pouca mudança no tempo, sendo, portanto, uma das características mais estáveis do solo.

Conforme a Sociedade Brasileira de Ciência do Solo determina, para caracterizar a textura do solo consideram-se as partículas menores que 2,0 mm, constituídas por areia, silte e argila que, de acordo com as proporções relativas dessas frações, pode ser classificada como textura arenosa, siltosa e argilosa, ou ainda, formada pela combinação desses três tipos (Guerra, 1998). Normalmente essas partículas (areia, silte e argila) juntam-se, formando os agregados, dando ao solo a sua estrutura característica (Resende *et al.*, 1995).

Os principais elementos influenciadores na formação dos agregados são as argilas e a matéria orgânica (Imeson e Kwaad, 1990). De acordo com Kiehl (1979), “os minerais de argilas são poderosos agentes cimentantes na formação de agregados estáveis à ação da água”. A influência desses minerais deve-se à dimensão de suas partículas que caracterizam suas propriedades coloidais.

Segundo Lepsch (1982), a mais importante propriedade coloidal da argila é a afinidade pela água e pelos elementos químicos nela dissolvidos. O pequeno tamanho das partículas aumenta a superfície específica, o que lhe confere maior adsorção de íons nas reações do solo. Esse fato explica a grande variação entre o comportamento físico e físico-químico das argilas e das areias, pela grande diferença que existe entre as superfícies específicas desses dois constituintes do solo e suas composições mineralógicas (Medina, 1975).

Cabe frisar que o tipo de argilomineral influencia determinantemente na retenção de água, como no caso da esmectita que retém mais água que a illita e a caulinita (Pitty, 1978). Solos arenosos apresentam-se mais susceptíveis à percolação de água, em decorrência do baixo teor de argila (Kiehl, 1979).

De acordo com os autores citados acima, os solos de textura argilosa apresentam grande microporosidade, no entanto, todo solo argiloso pode possuir também macroporosidade devido à agregação. A microporosidade, segundo Kiehl (1979) é a principal responsável pela retenção de água, enquanto que, a macroporosidade, deixa a água percolar com mais facilidade.

Para Kirkby (1980), a matéria orgânica do solo desempenha papel semelhante ao da argila, retendo a água, as substâncias nutritivas

inorgânicas e os materiais nutritivos orgânicos, sendo também muito importante para manter os agregados e proporcionar um solo úmido, com permeabilidade baixa.

Segundo Tavares e Vitte (1993), a presença da matéria orgânica é imprescindível para a resistência do solo à erosão. Os agregados que se formam aumentam a capacidade de infiltração dos solos, diminuindo, conseqüentemente, o escoamento superficial.

A atividade biológica que se desenvolve no solo e os processos bioquímicos correspondentes são também importantes no processo de agregação das partículas e, suas relações. Esses dependem da intensidade da decomposição dos detritos orgânicos, o que corresponde a um efeito agregante sobre o solo. Esse efeito, de acordo com Resende *et al.* (1995), diminui com a profundidade do solo devido a menor aeração e ao menor suprimento de matéria orgânica.

No entanto, onde a atividade dos organismos é intensa, além da agregação das partículas, pelas substâncias viscosas que eles produzem, como no caso dos fungos e actinomicetes (Resende *et al.*, 1995), eles também influem na formação de canais e no aumento da permeabilidade, quando fazem caminhos ou escavam galerias no interior do solo.

Kiehl (1979) afirma que, do volume dos poros depende a densidade aparente e a resistência oferecida pelo terreno. Quanto mais compacto e menos poroso for o solo maior será a sua resistência mecânica. A densidade aparente é variável para um mesmo solo, alterando-se de acordo com a estrutura. Quanto maior for a densidade do solo, maior será o seu grau de compactação, resultando em uma menor porosidade. A densidade aparente geralmente aumenta com a profundidade do perfil do solo, uma vez que, as

pressões exercidas pelas camadas superiores provocam a compactação, reduzindo a porosidade.

De acordo com Kiehl (1979), solos secos argilosos apresentam consistência dura, já solos úmidos argilosos apresentam consistência friável, enquanto molhado. Dependendo do excesso de água, a consistência de um solo argiloso pode ser alterada não só pelos diferentes teores de água, mas também, pela natureza da argila, uma vez que, a consistência aumenta em função do menor tamanho das partículas do solo.

Solos que contêm mais de 30 a 35% de argila segundo Evans (1980), são, em geral, coerentes e formam agregados estáveis, os quais resistem ao impacto das gotas de chuva (*splash*) e conseqüentemente, à erosão. Bryan (1971), considera que o tipo de mineral argiloso é um fator importante para controlar a estabilidade dos agregados e também a sua erodibilidade. Os argilominerais, ao se desidratarem, podem exercer considerável força de coesão que cimenta vigorosamente os agregados. A alternância de umidade e ressecamento causando dilatação e contração da massa do solo provoca rachaduras e individualiza os torrões. Isso justifica o fato de que os solos argilosos, quando secos, tornam-se duros e entorroados.

Segundo Brady (1989), a ação da água intersticial no interior do solo, juntamente com o ar, nele contido, determinam as reações químicas que definem as suas propriedades. Nesse processo há que se considerar a temperatura. A presença de água e temperatura elevada acelera as reações químicas, mas, se a temperatura é elevada e a água é escassa, as reações tendem a diminuir.

A água das precipitações que chega à superfície, pode se infiltrar e ser armazenada nos interstícios do solo, ou escoar em forma de drenagem superficial. O movimento da água, no solo, segundo Thornes (1980), ocorre

como resultado das diferenças potenciais pela migração da água e difusão do ar através dos espaços porosos. A água ao penetrar no solo passa a ocupar os espaços antes preenchidos pelo ar, isto é, se o solo estiver completamente seco. Assim, a água e o ar são inversamente proporcionais, ou seja, quando aumenta a quantidade de água, diminui a proporção de ar. Essa relação será maior ou menor em função de outros fatores, como: textura, profundidade, teor de umidade e estado de agregação. Segundo Camargo (1975):

“a difusão do ar no solo é um fenômeno importante para as suas propriedades físicas e químicas, por tratar do movimento do ar atmosférico para os espaços porosos livres de água, de onde é absorvido para as atividades químicas e bioquímicas”.

De acordo com esse autor, o oxigênio, assim como o carbono, o hidrogênio e o nitrogênio são elementos essenciais ao metabolismo, porque interferem nos fenômenos respiratórios das raízes das plantas e dos microorganismos e na decomposição da matéria orgânica do solo.

As propriedades do solo que têm controle sobre a erosão estão relacionadas com os processos químicos, sobretudo, através da decomposição da matéria orgânica (Thornes, 1980). Segundo Fassbender (1984), as reações do solo são influenciadas pelas trocas catiônicas e aniônicas. Muitos são os processos químicos e físicos relacionados com as trocas catiônicas e aniônicas, consideradas por alguns autores como sendo uma das propriedades químicas mais importantes do solo (Wutke e Camargo, 1975; Fassbender, 1984).

2.3. Processos Determinantes na Erosão dos Solos

Segundo Guerra (1998), “os fatores controladores da erosão dos solos são aqueles que determinam as variações nas taxas de erosão”.

A erodibilidade de um solo pode ser caracterizada pelos seguintes fatores:

- chuva;
- erodibilidade dos solos, proporcionada pelas suas propriedades físicas e químicas;
- características das encostas, como, forma, tamanho e declividade;
- natureza da cobertura vegetal, na qual se incluem os efeitos espaciais, que podem impedir ou não os efeitos da energia cinética das chuvas (Morgan, 1977; Evans, 1980; Boardman, 1983).

Muitos autores enfatizam essa questão nas pesquisas que tratam da erosão dos solos.

O estudo de Jackson (1986), sobre estimativa de perda de solos, procura identificar os fatores responsáveis pela intensidade da erosão. Entre os mais importantes estão as características das chuvas, as encostas, uso da terra e propriedades do solo.

As chuvas, os fluxos de água e o vento, segundo Thornes (1980), representam forças de deslocamento e transporte das partículas do solo. Quando essas forças são superiores à resistência do solo ocorre erosão.

No entanto, a erosão não é a mesma em todos os solos, decorrência da diferença de resistência que varia entre eles, cujo efeito, depende das suas propriedades físicas e químicas, além das características da cobertura vegetal.

Portanto, para se compreender o problema da erosão é necessário pesquisar os aspectos relevantes dos fatores controladores dessas e

identificá-los com mais precisão para que se possa entender quando e como a erosão se manifesta.

2.3.1. Processos Relacionados às Formas de Erosão Hídrica

Os principais processos associados às formas de erosão hídrica são definidos como:

- **golpeamento (*splash*)** – Segundo Guerra (1999), a ação do *splash*, também conhecido como erosão por salpicamento, é o estágio mais inicial do processo erosivo, pois separa as partículas que compõem o solo, para serem transportadas pelo escoamento superficial.
- **formação de poças (*ponds*)** – Segundo o mesmo autor, esse é o estágio que antecede ao escoamento superficial (*runoff*), sendo formados pela concentração de água nas irregularidades existentes no topo do solo (microtopografia), que podem ter de 1 a 2mm de profundidade, podendo atingir até alguns centímetros, dependendo do tipo de solo.
- **escoamento superficial (*runoff*)** – Guerra (1999), cita que à medida que a água se infiltra no solo e começa a saturá-lo, formam-se poças na superfície, dando início ao processo de escoamento superficial:

“Horton (1945) foi um dos primeiros pesquisadores a procurar compreender como esses processos se desenvolvem nas encostas. A visão do autor em relação aos processos de escoamento superficial e da formação de ravinas está relacionada aos conceitos de infiltração e geração de runoff”.

- **escoamento em lençol (*sheetflow*)** – De acordo com Guerra (1999), a água acumulada nas depressões do terreno começa a fluir pela encosta quando o solo está saturado e as poças não conseguem mais conter essa água. A princípio o fluxo é difuso, ou seja, um escoamento

em lençol. Este tipo de processo também é conhecido como fluxo laminar.

- **desenvolvimento de Microrravinas (*Micro-Rills*)** – O mesmo autor define esse como sendo o terceiro estágio da evolução do escoamento superficial no processo de formação de ravinas. Neste caso, a maior parte da água que escoar em superfície está concentrada em canais bem definidos, embora ainda sejam bem pequenos.
- **formação de Bifurcação, através dos Pontos de Ruptura do solo (*Knickpoints*)** – Para Bryan (1990), a formação de ravinas é um processo erosivo crítico, freqüentemente associado a um rápido aumento na concentração de sedimentos transportados pelo *runoff*. Segundo Guerra (1999):

“O reconhecimento do desenvolvimento de ravinas é de grande importância prática na conservação dos solos, e a não distinção entre situações onde as ravinas podem se estabelecer ou não, contribui para uma menor capacidade de predição da ocorrência de tais processos em alguns modelos, como é o caso da Equação Universal de Perda de Solo”.

- **voçoroca** – Feição erosiva oriunda da expansão de ravinas ou originada pela ação do escoamento subsuperficial, sucedidas pela destruição da vegetação nativa ou pela deficiência de drenagem de águas pluviais, sem as devidas dissipações de energia. Enfim, essas feições erosivas podem ter origens variadas.

A complexidade do processo de erosão por voçorocas tem sido mencionada em diversos trabalhos (Guidicini e Nieble, 1984; Bigarella e Mazuchowski, 1985). Apesar disso, alguns autores buscam generalizar os fatores que determinam esse tipo de erosão. Selby (1994), por exemplo, salienta que voçorocas se formam quando um pequeno grupo de fatores se

conjuga, em áreas submetidas a mudanças ambientais, quais sejam: aumento local de declividade, concentração de fluxo de água e remoção de cobertura vegetal.

2.3.2. Processos Relacionados a Precipitações Pluviométricas

A precipitação pluviométrica é considerada, por diversos autores, um importante fator erosivo (Stocking e Elwell, 1973; Hodges e Bryan, 1982), observando-se a forte influência que esta exerce sobre os efeitos do trabalho das águas, tanto em superfície como em subsuperfície. O processo erosivo pela ação da chuva se inicia com a desagregação de partículas, sendo esta proporcional a erosividade e à susceptibilidade dos solos a sofrerem erosões (Sanchez *et al.*, 1986).

Vale ressaltar que diversos autores como Wischmeier (1959); Wischmeier e Smith (1958); Hudson (1973); Lal (1976), entre outros, tem estudos voltados para a correlação entre o índice de erosividade e a perda de solo.

Hudson (1961), define erosividade como sendo “*a habilidade da chuva causar erosão*”. A indicação mais apropriada da erosividade, segundo Morgan (1986), se fundamenta no índice da energia cinética da chuva.

De acordo com Guerra (1999):

“a projeção de partículas implica erosão e depende da intensidade e, sobretudo, da energia cinética da chuva. A energia cinética nos solos, devido a chuva, é obtida pela expressão $E_k = \frac{1}{2} mv^2$, onde m representa a massa em (Kg) e v a velocidade em (m/s). Boa parte dessa energia é dissipada em atrito, sobrando apenas 2% de energia para o trabalho erosivo (Selby, 1993 e 1994). A projeção de partículas para fora da zona de impacto contribui com o fornecimento de material móvel a ser carregado pelo escoamento superficial”.

Muitos parâmetros têm sido sugeridos como medida de erosividade, devido ao impacto da gota de chuva (*Splash*). Elwell (1973); Hodges e Bryan (1982); Boardman e Robinson (1985); Morgan (1986), entre outros, consideram como parâmetros de erosividade a intensidade e total da chuva, a energia cinética e o momento.

O total e a intensidade das chuvas podem causar diferentes taxas de erosão, ao provocar a dispersão das partículas, cujo efeito está em função da duração e frequência da chuva. Quanto maior a intensidade da chuva, maior a perda de solo por erosão (Bertoni e Neto 1985).

Hudson (1961), Elwell e Stocking (1973), entre outros autores, associam momento e energia cinética a erosividade e perda de solo. A física define energia cinética como sendo a energia de um corpo em movimento. Daí a correlação do efeito dessa força, devido ao efeito do impacto das gotas de chuva em movimento que incidem bruscamente na superfície do solo, enquanto o momento é o produto deste impacto, em função da massa e velocidade de queda das gotas. Segundo Morgan (1986), a transferência do momento para as partículas do solo tem dois efeitos, compactar o solo e desagregar partículas.

A força do impacto das gotas de chuva é o estágio mais inicial no destacamento de partículas (*splash*) dificultando a infiltração até causar a selagem do solo, antes do início do *runoff*. Esse processo, segundo Hudson (1973) é uma função do tamanho da gota, velocidade e forma. O tamanho da gota implica na energia cinética da chuva e na velocidade terminal, de acordo com Elwell e Stocking (1973), depende do tamanho e da forma das gotas.

Uma gota com 2 mm de diâmetro tem velocidade terminal de cerca de 6 m/s, enquanto, uma gota de tamanho maior que 6 mm de diâmetro tem

uma velocidade de 9 m/s (Laws, 1941). Logo, à medida que as gotas aumentam de tamanho há também aumento da velocidade terminal.

O efeito das gotas de chuva, sobre os agregados do solo, varia em função da inclinação, do ângulo de incidência do gotejamento e das características da cobertura vegetal. Segundo Bertoni e Neto (1985), as superfícies planas com o impacto das gotas de chuva, as partículas que são desagregadas tendem a ser espalhadas em todas as direções. Nas superfícies inclinadas, as partículas são movimentadas encosta abaixo, o que pode desprender grande quantidade de solo, pelo efeito de salpicamento.

Na desagregação de partículas, de acordo com Ellison (1963), muitas delas podem ser deslocadas a mais de 60 cm de altura e mais de 1,5 m de distância. Conforme diz o autor, em terrenos sem cobertura vegetal há um desprendimento de centenas de partículas.

Segundo Evans (1980), o impacto da gota de chuva sobre o solo não tem capacidade suficiente para remover as partículas desagregadas para muito longe. Kirkby (1980), associa a formação de pedestais de alguns centímetros de altura, encontrados debaixo de conchas, seixos ou outros obstáculos ao salpicamento (*splash*). As presenças de microformas, na superfície do solo, representam indícios de perda de solo pela erosividade das chuvas.

A distribuição, quantidade e intensidade das chuvas são fatores importantes, tanto para erosão como para a infiltração. Se cair mais chuva do que a quantidade que se infiltra no solo, ocorre escoamento e erosão. Para Hudson (1961), a partir de 25 mm/h de chuva ocorre erosão nas áreas intertropicais. Wischmeier (1959), considera uma intensidade de 30 mm/h como parâmetro para avaliar perda de solo.

Já Morgan (1986), associa erosão a partir de 10 mm/h de chuva. Boardman e Robinson (1985) atribuem a 5 mm/h. No entanto, observa-se que não há coincidência entre os valores considerados pelos referidos autores, sobre a quantidade de chuva capaz de causar erosão. Isso se deve ao fato de que outros fatores estão envolvidos nesse processo, como a capacidade de erosão do solo, o diâmetro da gota, características das encostas, tipo de vegetação, umidade antecedente, entre outros, que interferem nos processos erosivos, sobre vários aspectos, tornando difícil a obtenção de um único parâmetro capaz de prever a erosão dos solos.

A erosão dos solos ocorre de forma mais séria nas regiões com regime de chuvas tropicais (Stocking, 1983), como no caso do Brasil e da África, onde as pesquisas têm apontado a erosão hídrica como um dos principais fatores de desgaste do solo, acelerada pelo homem devido ao desmatamento intensivo e à utilização de práticas agrícolas inadequadas.

Nas áreas desprovidas de vegetação, que foram convertidas em terras aráveis, ou com vegetação esparsa, os solos ficam menos protegidos e, durante as fortes precipitações, dependendo das características dos solos e do relevo, o processo erosivo pode ser acelerado, com a concentração das águas de escoamento. Como as propriedades do solo podem variar com o tempo, pode haver mudanças no comportamento da erodibilidade do solo, sobretudo, na estabilidade dos agregados, visto que, segundo Tisdall e Oades (1982), onde os solos são freqüentemente cultivados, ocorre ruptura dos agregados, em função do impacto das gotas de chuvas e o rápido umedecimento.

No caso deste trabalho, pretende-se avaliar o processo de voçorocamento ocorrido na área de empréstimo localizada a jusante da ombreira direita da Barragem de Itumbiara – GO. Visando Medidas Corretivas e Preventivas desta Formação Erosiva.

2.3.3. Processos Relacionados à Erosão Eólica

O principal fator na erosão eólica, conforme Morgan (1986), corresponde à velocidade do movimento do ar. Quanto mais forte for o vento maior será a quantidade de partículas que transporta, sendo, portanto, proporcional à velocidade e à carga.

A susceptibilidade dos solos à erosão eólica depende do tamanho e densidade das partículas. Para uma certa velocidade existe um tamanho na remoção de partículas móveis (Wilson e Cook, 1984). As partículas mais destacáveis pela erosão eólica, se comparada com a erosão da água, são muito pequenas (Morgan, 1986).

Segundo Kirkby (1980), a erosão do solo pelo vento, assim como, a erosão da água, se fundamenta na força com que o fluido pode atuar sobre as partículas e essa força para qualquer fluido (ar ou água), depende da rugosidade da superfície.

A taxa em que ocorre a erosão eólica depende da erodibilidade do solo e da erosividade do vento (Wilson e Cook, 1984). Segundo esses autores, o impacto de uma partícula em uma superfície de baixa resistência pode ser suficiente para que outras partículas sejam mobilizadas.

O principal fator que afeta a erosividade por abrasão é a força do vento (Wilson e Cook, 1984). Se os solos são bem estruturados, a abrasão e o desgaste podem ser mínimos. A resistência à erosão do vento aumenta rapidamente quando há predominância de partículas primárias e agregados maiores do que 1 mm (Morgan, 1986). Essas taxas são maiores nas áreas de pouca ou quase nenhuma proteção de cobertura vegetal. Qualquer superfície relativamente lisa, conforme Kirkby (1980), pode ser susceptível à

erosão eólica e o perigo aumenta quando o solo contém quantidades apreciáveis de partículas finas.

A erosão eólica também pode ser acelerada em decorrência das práticas agrícolas inadequadas e seus efeitos, assim como, a erosão hídrica, pode resultar em danos ao solo e aos cultivos (Wilson e Cook, 1984). O pastoreio, a exploração de madeira e outras formas de exploração da terra também conduzem a um aumento de erosão do solo, tanto pelo vento como pela água.

2.3.4. Processos Erosivos devido à Geometria de Encostas

A declividade, comprimento e forma da encosta, juntamente com outros fatores ligados às propriedades do solo, podem afetar a erodibilidade (Morgan, 1986). Sua ação reflete, sobretudo, na dinâmica da água, que pode interferir na formação de *runoff* e na infiltração.

A quantidade de material transportado depende da velocidade da água e esta é uma consequência direta do declive. Muitos estudos têm feito correlações com perdas de solos e efeito *runoff* como consequência da declividade e comprimento das encostas. Para Wischmeier (1959), o efeito *runoff* diminui com o aumento do comprimento da encosta.

No entanto, o mesmo não é demonstrado por outros pesquisadores que tratam desse assunto como Morgan (1986), por exemplo, que associa maiores perdas de solos às encostas mais longas, como consequência do efeito *runoff*, em função de sua maior velocidade que aumenta com o aumento do comprimento da encosta.

Morgan (1986), ressalta que a erosão é maior nas encostas íngremes e compridas, devido ao aumento da velocidade e a quantidade de *runoff*.

Experiências têm demonstrado que o aumento do comprimento das encostas age no sentido de acentuar a erosão.

O comprimento de rampa aumenta o caminho percorrido pelas águas e o processo erosivo. Quanto mais longa a encosta, maior o volume de água que escoar e maior a capacidade de remover sedimentos (Tavares e Vitte, 1993).

Além da inclinação das encostas, conforme Poesen (1984), outros importantes fatores influenciam nas taxas de infiltração, como a textura do solo, a estrutura e a rugosidade da superfície.

Outro fator que também deve ser considerado é a forma da encosta. As variações do perfil têm um papel significativo nas propriedades dos solos e na erosão. À ocorrência de convexidade e concavidade reflete variações na dinâmica do fluxo e no processo de infiltração. A parte mais côncava da encosta geralmente é a mais erodida. Segundo Morgan (1986), na parte superior das encostas, particularmente, aquelas de forma convexa, o transporte por *splash* pode ser um processo dominante.

2.3.5. Processos Erosivos por Formação de Ravinas e Voçorocas

A erosão em ravinas e voçorocas é determinada, principalmente pelas propriedades físicas e químicas do solo e pela velocidade e profundidade do fluxo de água. O processo se inicia pelo impacto das gotas de chuvas em um terreno descoberto e pelos pontos de ruptura das partículas do solo.

As incisões do terreno ocorrem em função da intensidade e frequência das chuvas, embora a magnitude dos efeitos varie com as condições do solo, características das encostas, cobertura vegetal e as práticas agrícolas adotadas no terreno (Wischmeier e Smith, 1958).

A intensidade e frequência das chuvas respondem pela quantidade da água precipitada que chega à superfície do solo, que de acordo com seu estado poderá absorver parte dessa água e o excedente passa a fluir no topo do solo. Nesse caso, a incisão é mais rápida em solos que oferecem pouca resistência. A fraca coerência entre as partículas e a diferença na velocidade do fluxo, influenciada pelas características das encostas e rugosidade do terreno, determina diferenças na força erosiva (Kirkby, 1980).

A erosão em ravina e voçoroca depende, principalmente, da capacidade do *runoff* e dos fatores controladores desta. Alguns autores associam *runoff* à formação de crosta, muito embora, segundo eles, nem sempre crosta e ravina são necessariamente encontradas na mesma área estudada.

Segundo Govers e Rauws (1986), os processos erosivos em ravinas são um dos mais importantes subprocessos de erosão pelo fluxo. Muitos estudos de erosão, segundo Morgan (1986), não distinguem os efeitos da erosão em ravina dos efeitos do *overland flow*, uma vez que ambos afetam, geralmente, a mesma parte da encosta e as ravinas são também muitas vezes formas efêmeras sobre a superfície.

Ravinas em terras agrícolas localmente diferem de um ano para outro, porque as práticas agrícolas podem interromper seu desenvolvimento pela obliteração das mesmas através das gradagens. No entanto, com as chuvas, novas ravinas poderão se formar.

Quando a forma da encosta influencia uma maior concentração de fluxo, em função do volume, da velocidade e da resistência do solo, a erosão nas ravinas pode se aprofundar e evoluir para a voçoroca.

Thornes (1980) *apud* Guerra (1999), cita que as voçorocas são dinamicamente semelhantes aos pequenos canais de escoamento, que se desenvolvem pela instabilidade das margens, decorrente do solapamento e desmoronamento de material, provocado pelo aumento do fluxo de água.

O desenvolvimento de voçorocas em uma área, geralmente é associado com erosão acelerada e instabilidade da paisagem (Morgan, 1986). As causas de sua formação são várias, as quais, em geral, se atribui ao desmatamento, o pisoteio de animais nos pastos, às técnicas agrícolas inadequadas e às queimadas, áreas de expansão urbana, entre outras.

Conforme essas modificações, ligadas às atividades antrópicas, estão: a forma, a inclinação e comprimento das encostas, que vão influenciar na velocidade e volume do *runoff*, dependendo da chuva e da infiltração, a resistência à erosão do topo do solo e subsolo e a concentração de fluxos turbulentos, cuja capacidade erosiva aumenta consideravelmente (Leopold *et al.*, 1964)

A formação de voçorocas, em decorrência da presença de *pipes*, tem sido ressaltada nos estudos de Berry (1970), Morgan (1986) e Guerra (1998). Processos de voçorocamento também podem ser causados através das cicatrizes de antigos deslizamentos de terra, que são deixados nas encostas íngremes, onde o escoamento das águas pode se concentrar podendo causar a evolução de voçorocas (Vittorini, 1972).

Segundo Kirkby (1980), a intensidade da erosão está associada com a incisão das voçorocas. Esse tipo de erosão é uma das principais causas do depauperamento dos solos, o que reflete em sérios problemas para a agricultura.

2.3.6. Aspectos Geológico-Geotécnicos dos Solos

A princípio pode-se dizer que a natureza do solo depende das características mineralógicas/estruturais da rocha matriz (rocha fonte), tipo de solo, a sua estrutura, a composição físico-química desses, entre outros, além da intensidade dos processos intempéricos, podendo com isso, ser mais susceptível ou não aos processos erosivos.

Gray e Leiser (1989) entendem que "*não há ainda um índice para erodibilidade simples e universalmente aceito*". Sendo assim, os autores apresentaram uma classificação de forma organizada da erodibilidade, fundamentada na classificação unificada dos solos, quais sejam: mais erodível para menos erodível, representada da seguinte forma:

ML > SM > SC > MH > OL > CL > CH > GM > GP > GW

Onde a terminologia **G** indica cascalho e **S** areias, sendo areias e cascalhos bem graduados designados por **SW** e **GW**, respectivamente. Os materiais mal graduados são indicados pelas designações **SP** e **GP**, respectivamente. As partículas finas do solo são subdivididas conforme os seus limites de liquidez, quais sejam: se $LL < 50$ o símbolo é **L**, se $LL > 50$ o símbolo é **H**. Quanto às letras **M**, **C** e **O**, são indicadas como representativas de siltes, argilas e solos orgânicos, respectivamente.

É citado ainda pelos mesmos autores que a erodibilidade é baixa, em solos bem graduados e altos em siltes e areias finos e uniformes. Esta tendência diminui, entretanto, com o aumento do teor de argila e matéria orgânica, índices de vazios baixos e teor de umidade alta.

Vilar e Prandi (1993) definem erodibilidade de um solo como sendo a aptidão que este possui de resistir aos esforços provenientes dos processos erosivos, associando a essa resistência, as características intrínsecas do

solo e os fatores subsidiários, tais como: ciclos de secagem e umedecimento e a composição química da água presente. Esta é uma forma comum de se identificar os processos erosivos de um solo, através de suas características físicas e químicas, acrescidas de outros condicionantes externos.

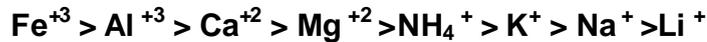
Mortari (1994), a partir do trabalho de Vargas (1987), descreve como propriedades físicas de maior interesse do ponto de vista geotécnico, como sendo: a textura do solo expressa por sua distribuição granulométrica; a plasticidade expressa pelos Limites de Atterberg e a sua estrutura expressa pela porosidade, arranjo dos grãos e estrutura reliquiar.

Apesar dos índices físicos de um solo serem geralmente suficientes para identificá-lo, a caracterização do seu comportamento geomecânico só é possível quando se considera em conjunto o seu estado natural.

Fácio (1991), apresentou uma correlação entre a erodibilidade dos solos do Distrito Federal e as suas características físico-químicas, para isso realizou análise sobre os seguintes parâmetros:

- **plasticidade** – conclui que o aumento deste índice está associado a um aumento na resistência a erosão;
- **granulométrica** – Hémensal (1987) *apud* Fácio (1991), relaciona a erodibilidade com a curva de distribuição granulométrica, considerando o coeficiente de não uniformidade dos solos, definido como $cu = D_{(60)} / D_{(10)}$. Os valores $D_{(60)}$ e $D_{(10)}$, referem-se aos diâmetros onde respectivamente 60% e 10%, em peso, das quantidades de partículas são menores que estes diâmetros. Solos mal distribuídos ($cu < 5$) são definidos como solos erodíveis ao passo que solos com ($cu > 15$) são classificados como solos menos erodíveis.
- **presença de cátions trocáveis** – os cátions existentes no solo influenciam na floculação e na sua plasticidade. Arulanandan *et al.*

(1975) *apud* Fácio (1991) diz que, o poder de floculação dos cátions decresce da seguinte forma:



Sherard *et al.* (1976) descrevem que argilas dispersivas, ricas em sódio, são erodidas quando as partículas entram em suspensão ao contato com a água. O tipo de cátion presente atua de forma diferenciada na plasticidade dos minerais.

Grim (1962) mostra que a presença dos cátions Na^+ e Li^+ em montmorilonitas aumenta consideravelmente os valores da plasticidade. Já as ilitas mostram uma diminuição da plasticidade quando enriquecidas nos cátions de Na^+ e Li^+ ou amônia (NH_4^+). Esta diminuição também é observada nas caulinitas ricas em sódio.

Arumugan (1974) *apud* Fácio (1991), descreve a influência dos argilominerais na susceptibilidade à erosão como: as argilas do tipo montmorilonita possuem resistência à erosão maior que a ilita, que por sua vez, possui uma resistência maior do que a caulinita.

Fácio (1991), conclui que o uso das correlações entre a erodibilidade do solo e suas características, físico-químicas e geotécnicas, ficam comprometidas pelo elevado número de parâmetros que interferem nesse processo, carecendo, portanto de uma análise sob as condições específicas de cada um destes para a formulação de um modelo universal.

Morgan (1986) cita que "*as partículas menos resistentes a processos erosivos são siltes e areias*". Já Evans (1980) analisa a erodibilidade de um solo em função do teor de argila, concluindo que solos que apresentam fração argila limitada são mais susceptíveis a processos erosivos.

A erodibilidade dos solos é também definida por Morgan (1986), como sendo a resistência do solo em ser removido e transportado. Esta varia com o tempo, dependendo das modificações que ocorrem:

- no teor de matéria orgânica;
- na estabilidade dos agregados; nas propriedades físicas, químicas e bioquímicas (Hadley *et al.*, 1985).

Morgan (1986) e Evans (1990) estimam que as modificações na erodibilidade dos solos, através do tempo, podem torná-los mais ou menos susceptíveis à erosão. Sempre que analisada, para determinados fins, ligados à agricultura ou outras formas de uso do solo, deve ser observada por um certo período de tempo.

A textura, segundo muitos autores (De Ploey e Poesen, 1985; Guerra, 1998), tem relação com erodibilidade e não pode ser considerada como único parâmetro para explicar as características do solo, porque as frações, areia, silte e argila normalmente não estão isoladas, encontrando-se agrupadas na forma de agregados, que podem ser estáveis ou instáveis, dependendo do grau de coesão existente entre as partículas individuais.

A maioria dos solos arenosos ou areno-siltosos é considerada como solos de alta erodibilidade (Evans, 1980 e 1990), por serem geralmente mais permeáveis e soltos, além de mais facilmente erodidos que os solos argilosos. Solos mais estáveis são correlacionados com os maiores teores de argila e de matéria orgânica.

As argilas, segundo Guerra (1998) são menos removidas, principalmente, se estão agregadas. Conforme esse autor, as porcentagens de areia, silte e argila devem ser analisadas em conjunto com outras propriedades, porque a agregação dessas partículas inclui outros elementos como o teor de matéria orgânica. Alguns desses elementos são mais

facilmente removidos que outros pela ação da água e pelo vento, como é o caso das areias finas e dos siltes.

Farmer (1978) e Poesen (1984) indicaram a importância do teor de areia em um solo, no deslocamento de partículas, observaram nos seus estudos que não só as areias propiciam erodibilidade, mas os siltes também. Os trabalhos são notórios em afirmar que os solos com elevado teor de silte são mais susceptíveis à erosão.

A concentração das frações silte ou silte e areia fina e o menor teor de argila aumentam a erodibilidade (Wischmeier, 1959). Segundo Resende *et al.* (1995), os altos teores de silte e de areia também favorecem a formação de crosta, citando como exemplo a presença de solos endurecidos encontrados em alguns lugares do Brasil, alegando, que a proporção de areia de vários tamanhos juntamente com a argila, induzem ao empacotamento, resultando na formação dessa estrutura.

Segundo Thornes (1980), as argilas e a matéria orgânica, devido às suas propriedades coloidais, em adsorver cátions, influem em outras propriedades do solo e, portanto, na sua susceptibilidade à erosão. Solos argilosos são mais resistentes à ação exercida pela chuva e ao escoamento superficial, em decorrência da força coesiva existente entre as partículas.

De Ploey (1985), Morgan (1986), Evans (1990) e Guerra (1990 e 1991), avaliam através de suas pesquisas a importância da matéria orgânica na erodibilidade dos solos, cujo teor é significativo para definir, juntamente com outras propriedades, a forma como ela interfere na erosão.

De acordo com as experiências feitas na Inglaterra, Greenland *et al.* (1975), concluíram que os solos com menos de 3,5 % de matéria orgânica são instáveis à erosão. Enquanto De Ploey e Poesen (1985) estimaram que

os solos instáveis são aqueles que possuem menos de 2% de matéria orgânica. A importância do baixo teor de matéria orgânica na instabilidade é também referida por Evans (1990), quando afirma que os solos com pouca matéria orgânica podem ser considerados propensos à erosão.

As plantas representam a fonte mais importante de matéria orgânica, porque incorporam detritos orgânicos ao solo, contribuem para sua estabilidade e para o suprimento de nutrientes dos microorganismos (Brady, 1989; Resende *et al.*, 1995). A retirada da vegetação impede a adição da matéria vegetal morta ao solo, alterando a produção de húmus, cujo processo é de grande importância no desenvolvimento da estrutura granular.

As modificações impostas pela agricultura como aração, uso de máquinas agrícolas, fertilização e calagem são atividades que mais afetam a estrutura do solo, principalmente a granular, por ser ela uma característica de muitos solos, particularmente, daqueles que apresentam altos teores de matéria orgânica (Brady, 1989).

O processo citado acima, evidentemente, afeta a erodibilidade estabelecendo-se de certa forma, uma relação entre a erosividade da chuva e do vento e a susceptibilidade dos solos à erosão.

A estabilidade dos agregados reduz a erosão (Bryan, 1990), esta depende da proporção de argila, de matéria orgânica, da ação biótica e dos processos físicos e químicos (Imeson e Kwaad, 1990). De acordo com estes autores, os processos bióticos produzem a estrutura granular dos solos cobertos por florestas e gramíneas.

De Ploey e Poesen (1985) correlacionam a estabilidade dos agregados à influência da matéria orgânica, elemento de grande atividade na estruturação do solo e que tem sido reconhecido pela função de agregar

partículas e influenciar na erodibilidade tornando-os mais ou menos susceptíveis à erosão, conforme aumenta ou diminui o seu teor.

Para De Ploey e Poesen (1985), a estabilidade dos agregados representa um dos fatores controladores da erodibilidade da água no topo do solo e na formação de crosta.

Agregados de baixa resistência (Farres, 1978) condicionam a formação de crosta devido ao recobrimento da superfície pelo material fino, que é desagregado durante as chuvas e que causa dificuldade na infiltração dos solos.

Segundo Guerra (1998), “a densidade aparente pode aumentar sob várias circunstâncias, mas a agricultura parece ser a que mais afeta essa propriedade, tanto devido à redução de matéria orgânica como pelo uso de máquinas agrícolas”.

O pH, que também é um fator controlador de erodibilidade, não é uma característica fixa no solo, podendo também variar com as mudanças que ocorrem. Essa variação se deve à troca do regime das chuvas que torna os solos mais ácidos ou mais alcalinos.

A relação do pH com a erodibilidade, conforme os estudos que tratam de erosão como os de Wischmeier (1959), entre outros, atribuem correlações das medidas do pH com os elementos que participam das soluções químicas do solo, como o sódio, o cálcio, etc.

Segundo Fassbender (1984), a influência do pH na estabilidade dos agregados é indireta através do complexo de troca catiônica. Com o pH alto e predominância de cálcio na solução pode ocorrer maior floculação pela dispersão do oxigênio, provocando maior atividade biológica e,

conseqüentemente, maior intensidade de agregação. No entanto, se predomina sódio e potássio ocorre dispersão excessiva dos colóides e se perde a estabilidade dos agregados.

2.3.7. Quantificação de Perda de Solo por Erosão Laminar

Ao longo dos anos, diversas equações empíricas foram desenvolvidas a fim de se tentar quantificar as perdas dos solos por erosão laminar, até que fosse encontrado um modelo que atendesse de uma forma mais satisfatória, quanto a confiabilidade dos resultados encontrados.

Desta forma, Wischmeier e Smith (1958) desenvolveram a Equação Universal de Perdas de Solos (**Universal Soil Loss Equation**), também reconhecida pela sigla (**USLE**), internacionalmente consagrada.

A equação é fundamentada em análises estatísticas de medição de erosão “*in situ*” para eventos de precipitações pluviométricas naturais ou simuladas, adotando parâmetros que exerçam, de certa forma, um determinado grau de influência na erosão laminar provocada por chuvas, a qual é expressa pela relação: **A = R·K·L·S·C·P**, onde:

A: Índice que representa a perda de solo por unidade de área (t/ha.ano);

R: Índice relativo a erodibilidade da chuva e da enxurrada (MJ; mm/ha; h.ano);

K: Índice relativo a erodibilidade do solo (t/ha; h/ha; MJ; mm);

L: Índice relativo ao comprimento da encosta (adimensional);

S: Índice relativo à declividade da encosta (adimensional);

C: Índice relativo ao fator referente ao uso e manejo do solo (adimensional);

P: Índice relativo à prática conservacionista adotada (adimensional).

O índice relativo a erodibilidade da chuva (**R**), é função da energia dissipada pela chuva multiplicada pela sua intensidade mínima de precipitação no período de 30 minutos: $R = EI / 100$, onde:

E: Energia cinética total para um dado evento chuvoso

I: Equivale a precipitação pluviométrica máxima durante 30 minutos

De acordo com Gray e Leiser (1989), “Os registros de tempestades isoladas são tomadas ao longo de um determinado intervalo de tempo para obter valores acumulados de **R**” para outros períodos de tempo, como por exemplo: (um mês ou um ano).

O índice relativo a erodibilidade do solo (**K**), pode ser obtido através de um monógrafo desenvolvido por Wischmeier (1959), utilizando somente cinco parâmetros do solo, quais sejam: porcentagens de silte e areia muito fina, porcentagem de areia, porcentagem de matéria orgânica, estrutura e permeabilidade do solo estudado.

Quanto aos índices relativos ao comprimento e declividade de encosta (**L,S**), costumam ser considerados em conjunto, apesar da importância interdependente, como um fator topográfico, o qual é determinado utilizando-se uma expressão empírica.

O índice relativo ao uso e manejo do solo (**C**), é tabelado de forma a atender como o solo se apresenta em diversas modalidades, quais sejam: Solos com proteção vegetal, solos desprovidos de proteção vegetal, entre outras.

O índice relativo à prática de controle (**P**), é também tabelado e como tal representa um parâmetro de medidas mitigadoras adaptadas no controle

dos processos erosivos no campo, tais como: drenagem, terraceamento, estabilização de cursos d'água, entre outros.

Segundo Vilar e Prandi (1993) *apud* Santos (1997) a Equação Universal de Perdas de Solo, apesar do seu reconhecimento internacional, apresenta uma série de limitações devido ao caráter empírico que lhe é atribuído além da omissão das leis físicas que envolvem os processos erosivos.

Sua utilização é questionada por diversos autores no que tange a previsão de perda de solos em voçorocas ou durante eventos de chuva intensa. Batista (1997), condicionou a equação a uma nova linha de pesquisa, ao diagnosticar a perda laminar de solos no Distrito Federal, através da utilização de Geoprocessamento. O trabalho desenvolvido procurou mostrar que apesar de limitações no aspecto quantitativo, a aplicação da **(USLE)** dentro do ambiente proposto, permite identificar as perdas de solo assim como simular o comportamento do mesmo em projeções futuras.

O avanço crescente de disponibilidade de recursos computacionais associados ao melhor entendimento de processos físicos, envolvendo mecanismo de erosões, possibilitou o surgimento de modelos desenvolvidos nesta área, que melhor resultado apresentam para o entendimento desses fenômenos.

Dentre as pesquisas computacionais existentes, destaca-se o modelo desenvolvido por alguns órgãos do Ministério da Agricultura dos Estados Unidos, denominado de WEEP (*Water Erosion Prediction Project*).

Este modelo baseia-se fundamentalmente nos processos de infiltração, escoamento superficial, presença da cobertura vegetal, resíduos

decompostos, na prática do cultivo e manejo do solo, consolidação do solo e nos mecanismos de erosões atuantes (Neagring et. al., 1989).

Chave (1994), contesta, a aplicabilidade do modelo WEEP assim como outros na previsão de erosões em sulco e em voçoroca, em distinguir os processos de erosão de fundo de canal e de movimentos de massa em taludes, o que gera uma redução da capacidade de entendimento destes processos, prevista pelos modelos.

Como forma de superar a deficiência desses modelos, o autor propõe a utilização de um método estocástico onde, além dos processos hidráulicos de desestruturação de canais, são previstos fatores que levam em conta a instabilização de taludes, utilizando para isso um modelo probabilístico que contempla a ocorrência deste fenômeno.