

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

RENNAN CABRAL NASCIMENTO

**MODELAGEM DE EROSÃO EM VOÇOROCA DE BASE FÍSICA
EM BACIA HIDROGRÁFICA SEMIÁRIDA**

**Recife
2017**

Rennan Cabral Nascimento

Geógrafo

Modelagem de erosão em voçoroca de base física em bacia hidrográfica semiárida

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo vinculado à Universidade Federal Rural de Pernambuco, em cumprimento às exigências acadêmicas para obtenção do título de Mestre em Agronomia - Ciências do Solo

Orientador: Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice

Co-orientador: Prof. Dr. Moacyr Cunha Filho

RECIFE
2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

N244m Nascimento, Rennan Cabral

Modelagem de erosão em voçoroca de base física em bacia hidrográfica semiárida / Rennan Cabral Nascimento. – 2017.
97 f. : il.

Orientador: José Ramon Barros Cantalice.

Coorientador: Moacyr Cunha Filho.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo, Recife, BR-PE, 2017.

Inclui referências.

1. Modelos de erosão 2. 'Headcuts' 3. Erodibilidade em canais
I. Cantalice, José Ramon Barros, orient. II. Cunha Filho, Moacyr, coorient. III. Título

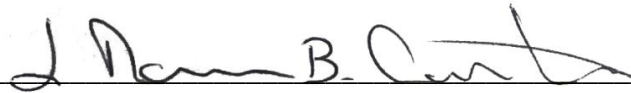
CDD 631.4

RENNAN CABRAL NASCIMENTO

Modelagem de erosão em voçoroca de base física em bacia hidrográfica semiárida

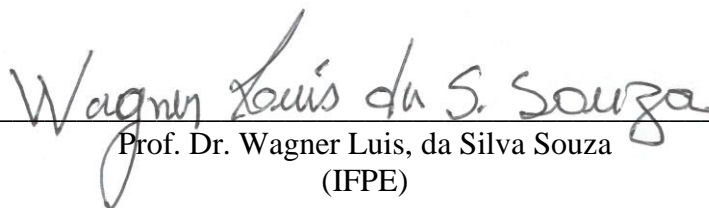
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Agronomia - Ciências do Solo.

Aprovada em 20 de Fevereiro de 2017



Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice
Orientador
(DEPA/UFRPE)

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Wagner Luis, da Silva Souza
(IFPE)



Dr. Luís de França da Silva Neto
(EMBRAPA-SOLOS)

Do coração, **dedico** este trabalho à minha família, em
especial à PAINHO, MAINHA, HEITOR, RAYANNE
E SARA BEATRIZ.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por possibilitar tudo isso.

Aos meus pais, Rogivaldo Marques Cabral e Tânia Francisca do Nascimento, por serem exemplo de pessoas a serem seguidas, pelo amor concedido e todo apoio aos meus estudos. Meus alicerces!

À minha irmã Rayanne Cabral Nascimento e ao meu sobrinho Heitor Douglas Cabral Nascimento pelo amor e carinho.

A Sara Beatriz Alves de Santana, a personificação da inteligência e dedicação, por estar sempre ao meu lado, por me incentivar, por sempre trazer alegria, amor e carinho.

Ao professor José Ramon Barros Cantalice pela orientação durante todo o período do meu mestrado, confiança depositada, disponibilidade e atenção.

Ao professor Sérgio Guerra pelo suporte na confecção dos mapas.

A todos os professores, de graduação e pós-graduação, que contribuíram direta ou indiretamente para a minha formação, e para a realização deste trabalho.

Aos amigos de pós-graduação, Agostinho, Juliet e Elis.

Aos amigos do laboratório de conservação do solo, Douglas Monteiro, Fábio Farias, Isabella Dias, Wágner Luis, Carlos Vítor, Freds Almeida, Valdemir Júnior e Elves Obede.

A Maria do Socorro e Josué por todo o suporte dado durante o período do mestrado.

Ao programa de pós-graduação em ciências do solo por proporcionar a abertura de novos caminhos na ciência.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por conceder a bolsa de Mestrado.

A todos os meus familiares e amigos.

Obrigado!

“(...) quem quase ganhou ainda joga, quem quase passou ainda estuda, quem quase morreu está vivo, quem quase amou não amou (...) preferir a derrota prévia à dúvida da vitória é desperdiçar a oportunidade de merecer (...)”.

Luís Fernando Veríssimo

Modelagem de erosão em voçoroca de base física em bacia hidrográfica semiárida

RESUMO

As voçorocas são responsáveis pela maior contribuição na produção de sedimentos das bacias hidrográficas em escala global. Entretanto, em virtude da complexidade de fatores que regem a sua formação, seu estudo não é simples. Portanto, é necessário desenvolver a modelagem matemática de base física da formação das voçorocas. Diante disso, este trabalho objetivou avaliar a aplicabilidade de modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005), bem como, o modelo de Flores-Cervantes et al. (2006) que simula a dinâmica de ‘headcuts’, em processo de voçorocamento da bacia hidrográfica semiárida do Riacho do Exu – PE. Para tal, foram realizadas simulações de escoamento em canais pré-formados no solo sobre o qual a voçoroca está localizada, nos níveis crescentes de vazão (20,66; 40,22; 60,2 e 79,3 L min⁻¹). Os modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk apresentaram resultados aproximados para o parâmetro de largura dos canais, contudo não foram capazes de uma melhor estimativa de profundidade, tendo o modelo de Sidorchuk apresentado a melhor estimativa para a profundidade. Quando submetidos a análise de sensibilidade, o modelo de Sidorchuk apresentou extrema sensibilidade, o modelo de Flores-Cervantes apresentou baixa sensibilidade, e o modelo de Foster e Lane apresentou melhor desempenho. De forma geral, os melhores resultados apresentados foram por meio do modelo de Foster e Lane, tanto para a análise de desempenho quanto para a análise de sensibilidade.

Palavras-chave: Modelos de erosão. ‘Headcuts’. Erodibilidade em canais. Análise de sensibilidade.

Erosion gully modeling of physical basis in watershed semiarid

ABSTRACT

Gullies are responsible for major contribution in the sediment yield from watersheds in global scale, when occurs. However, due to complexity of their formation processes, this study are not simple, but is necessary to develop and apply the matemathical modelling in physical bases gully formation process. Therefore, this work had the objectives to evaluate the applicability of gully erosion models of Foster and Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005), as well as the dynamic headcuts formation by Flores-Cervantes et al. model (2006), to gully erosion processes from the Exu River watershed, Brazil. So, were applied the folows increasing flows in pre-formed channels under the soil of the Exu River watershed (20,66; 40,22; 60,2 e 79,3 L min⁻¹). The Foster and Lane and Sidorchuk models showed closed values to channels width, however, they were not estimated very well to depth channel, although the Sidorchuk model have been better beteween them to depth estimates. The Sidorchuk model had showed highest value to sinsitivity analysis, while the Flores-Cervantes model had the lowest values. Among the three gully erosion models used, the Foster and Lane Model was the best for both performance and sensitivity analysis.

Keywords: Erosion models. Hadcuts. Channel erodibility. Sensitivity analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Sistemas de ‘headcuts’ de canais de voçorocas formados em bacia hidrográfica semiárida.....	22
Figura 2 – Esquemas que representam três possíveis cenários de evolução de um ‘headcut’ em área sob voçorocamento: (a) Propagação longitudinal do ‘headcut’ em direção a montante, e preservação da parede do ‘headcut’; (b) Enterramento do ‘headcut’, com maior deposição do que erosão; (c) Destruição do ‘headcut’ devido à erosão do escoamento superficial ser maior do que a sedimentação. O comprimento da seta indica a intensidade de cada processo. A ilustração na parte superior de cada cenário indica a condição inicial, enquanto que a da parte de baixo mostra a condição final. Fonte: Adaptado, Rengers et al. (2016).....	23
Figura 3 - Estágio de aprofundamento e formação da geometria de equilíbrio do canal da voçoroca, antes da erosão atingir a camada não-erodível. (Fonte: Haan et al., 1993).....	29
Figura 4 - Estágio de alargamento e formação da geometria final do canal da voçoroca, após a erosão alcançar a camada não-erodível. (Fonte: Haan et al., 1993).....	29
Figura 5 - Características dos atributos da geometria normalizada de equilíbrio para um processo de erosão em voçoroca. (Fonte: HAAN et al., 1993).....	31
Figura 6 - Função de transporte de Foster e Lane (1983). (Fonte: HAAN et al.,1993).....	31
Figura 7 - Processo de expansão longitudinal dos canais de voçorocas ao longo de encostas por meio da difusão da energia do escoamento das poças localizadas na base dos ‘headcut’s. Adptado de Flores-Cervantes et al. (2006).....	40
Figura 8 - Mapa de localização da área da voçoroca estudada, e das classes de solo ocorrentes na bacia hidrográfica Bernardo Vieira - PE.....	46
Figura 9 - Panorâmica a jusante da área sob voçorocamento estudada.....	48
Figura 10 - Canal (I) formado na área estudada sob voçorocamento na Bacia hidrográfica do Exu.....	48
Figura 11 - Encontro de canais na área sob voçorocamento no distrito de Bernardo Vieira – PE.....	49

Figura 12 - Direção a montante da incisão do ‘headcut’ do canal da voçoroca estuda.....	49
Figura 13 - Simulação do escoamento superficial concentrado realizado durante o experimento de erosão em canais pré-formados.....	51
Figura 14 - Reservatório (sob carga constante) de água utilizado para gerar o escoamento concentrado, e os registros para controle dos diferentes níveis de vazão.....	51
Figura 15 - Perfilômetro utilizado para auxiliar nos cálculos dos parâmetros da seção transversal do escoamento superficial concentrado durante o experimento da erosão em canais.....	53
Figura 16 - Variação dos valores de velocidade média do escoamento concentrado em canais em função das vazões aplicadas durante o procedimento experimental. *** ($p<0,01$).....	63
Figura 17 - Variação dos valores médios do raio hidráulico em função da área da seção transversal do escoamento superficial concentrado nos canais pré-formados durante o procedimento experimental. *** ($p<0,01$).....	65
Figura 18 - Análise de regressão linear da relação entre a tensão de cisalhamento do escoamento concentrado (τ) e a taxa de desagregação dos canais (D_r), utilizados para a obtenção da erodibilidade em canais (K_r) e tensão crítica de cisalhamento (τ_c). *** elevado grau de significância ($p<0,01$).....	67
Figura 19 - Relação entre o parâmetro de entrada de vazão de pico e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p<0,05$	73
Figura 20 - Relação entre a tensão crítica de cisalhamento do solo (τ_{cr}) e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p<0,05$	73
Figura 21 - Relação entre a declividade (S) e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p<0,05$	74

Figura 22 - Relação entre a vazão de pico (Q) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$	74
Figura 23 - Relação entre a tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr}) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$	75
Figura 24 - Relação entre a declividade (S) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$	75
Figura 25 - Relação da vazão de pico (Q) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do ‘headcut’ da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$	77
Figura 26 - Relação da tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr}) com a taxa de aprofundamento (D/t) e a taxa de incisão do ‘headcut’ da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$	77
Figura 27 - Relação da declividade (S) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do ‘headcut’ da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$	78
Figura 28 - Relação do número de Froude (Fr) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do ‘headcut’ da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Siglas das classes de solo, e percentual da área ocupada por cada associação de solo inseridas na bacia hidrográfica Bernardo Vieira - PE.....	47
Tabela 2 - Caracterização física da área de captação da voçoroca e parâmetros hidrológicos obtidos por meio do método racional.....	57
Tabela 3 - Caracterização física do Argissolo no qual os canais foram pré-formados e foram realizados os experimentos de erosão para a profundidade entre 0 e 50 cm.....	59
Tabela 4 - Classificação do índice de sensibilidade adimensional.....	61
Tabela 5 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis obtidas a partir do procedimento experimental: descarga líquida (Q_L), velocidade média (V_m), declividade (D), número de Reynolds (Re), número de Froude (Fr), em relação às médias das vazões (Q) aplicadas.....	62
Tabela 6 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis de perímetro molhado (P_m), área da seção transversal e raio hidráulico (R_h) do escoamento superficial concentrado, em relação às vazões aplicadas (Q) nos canais pré-formados.....	64
Tabela 7 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis determinadas nos canais pré-formados pelo procedimento experimental: tensão de cisalhamento do escoamento concentrado (τ), taxa de desagregação (Dr), e perda de solo (PS), em relação às médias das vazões aplicadas.....	66
Tabela 8 - Comparação entre as dimensões de profundidade e largura reais observados em campo nos canais da área sob voçorocamento e as estimativas obtidas por meio da aplicação dos modelos de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005).....	68
Tabela 9 – Índice de concordância (d) de Willmott et al. (1985) referentes a relação entre os resultados de largura e profundidade estimados pelos modelos de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005) e os observados em campo.....	69
Tabela 10 – Parâmetros hidráulicos e taxas de erosão estimados por meio da aplicação dos modelos de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) para os dois canais da área sob voçorocamento estudada (I e II).....	70

Tabela 11 - Resultados do índice de sensibilidade dos parâmetros de entrada dos modelos de erosão em voçoroca Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes (2002).....	71
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	16
1.1 OBJETIVO GERAL.....	18
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
2.1 Voçoroca e sua magnitude no processo total da erosão hídrica.....	19
2.1.1 Formação de canais de voçoroca e hidráulica do escoamento da erosão.....	20
2.2.1 Erosão em entressulcos	23
2.2.2 Erosão em sulcos	25
2.3 Modelos de erosão em voçoroca	26
2.3.1 Modelo de Foster e Lane (1983)	28
2.3.2 Modelo de Sidorchuk (1999; 2005).....	35
2.3.3 Modelo para ‘headcuts’ de Flores-Cervantes et al. (2006)	39
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	45
3.1 Área de estudo	45
3.2 Aspectos gerais da voçoroca estudada	47
3.3 Determinação da erodibilidade e parâmetros hidráulicos do escoamento concentrado na erosão em canais	50
3.4 Determinação dos parâmetros hidrológicos	55
3.5 Determinação dos atributos físicos do solo	57
3.6 Análise de desempenho	59
3.7 Análise de sensibilidade	60
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	62
4.1 Parâmetros hidráulicos da erosão nos canais pré-formados para determinação da erodibilidade do solo	62
4.2 Predição das taxas de erosão em voçorocas por meio dos modelos de base física	67
4.3 Análise de sensibilidade	70
5. CONCLUSÕES.....	79

1. INTRODUÇÃO

As ações antrópicas no espaço, embora promovam crescimento econômico e aumento na qualidade de vida, abarcam consigo efeitos negativos substanciais, sobretudo ao meio ambiente. Muitas vezes, iniciam e intensificam processos de degradação ambiental, afetando o equilíbrio de diversos ecossistemas (LAL, 2001). Dentre os quais se destaca a erosão hídrica do solo.

A erosão é um fenômeno natural que influencia a gênese do solo, além disso, é considerada uma das forças controladoras da dinâmica de formação das paisagens (DE LIMA et al., 2003). Entretanto, quando intensificada, constitui um grave problema para o abastecimento alimentar da população, além do desenvolvimento econômico de países (ZHAO et al., 2013). A erosão pode acarretar consequências sobre a qualidade do solo, de ordem física e química, em diversos níveis, como: desestruturação, diminuição do teor de matéria orgânica, redução da infiltração e capacidade de armazenamento de água, bem como a depleção de nutrientes e consequente declínio da fertilidade natural (CARNEIRO et al., 2009; CAPRA, 2013). Portanto, para Brady (2007), nenhum outro processo natural é mais destrutivo, em âmbito mundial, do que a erosão.

A degradação do solo, via erosão, é governada por vários fatores naturais e antrópicos. Os fatores naturais incluem solo, clima, vegetação, relevo e outras características do ambiente, em escala local. Os fatores antropogênicos de maior significância são o uso da terra, manejo do solo e sistema de cultivo (LAL, 2001).

A erosão hídrica do solo é composta por três subprocessos: desagregação, transporte e deposição de partículas. Sendo esses, impulsionados pelo impacto das gotas de chuva e pelo escoamento superficial. Além disso, compreende uma série de processos e formas entre as quais se destacam a erosão em entressulco, em sulco e em voçoroca (KINNELL, 2005).

A voçoroca pode ser compreendida como o último estágio da erosão hídrica, ou seja, quando as ações do escoamento concentrado ultrapassam os níveis superficiais, de erosão entressulco e sulco, alcançando as condições de subsuperfície. Ademais, as voçorocas, formadas pela intensa atividade do escoamento superficial concentrado, destacam-se na paisagem por formarem conjuntos de canais com dimensões extensas, tanto de profundidade quanto de comprimento e largura.

São nos eventos de extrema precipitação que o processo de voçorocamento é iniciado, ocorrendo sob diversas formas: propagação longitudinal ao longo de uma encosta, em virtude dos processos atuantes na incisão dos headcuts; erosão vertical até atingir uma camada de difícil erosão, com uma largura de equilíbrio; e erosão lateral, após todo o processo ter alcançado o material mais resistente.

Os canais de voçorocas tornam-se estáveis, isto é, quando a incisão dos headcuts e a geometria do canal não estão instáveis, na medida em que o escoamento não proporciona mais poder de desagregação e transporte de partículas, concomitantemente quando o material que as compõem se tornam bastante resistentes as forças erosivas.

Em regiões semiáridas, em particular no Nordeste brasileiro, os processos da erosão hídrica são potencializados pelas características da precipitação pluviométrica, visto que apresentam esporadicidade e alta intensidade. Além disso, muitas áreas em condições de solo exposto, sob processo de desertificação, condicionam as ações erosivas da chuva.

Os estudos de erosão em voçorocas, muitas vezes, tornam-se negligenciados porque são difíceis de serem previstos, em virtude da diversidade de fatores, bem como dos complexos processos que regem a sua formação (VALENTIN et al., 2005). Dada a importância, é necessário desenvolver e determinar meios, como a modelagem matemática de base física, capazes de mensurar a magnitude desses eventos, descrevendo seu comportamento e prevendo suas consequências (KOMPANI – ZAREE et al., 2011; POESEN et al., 2003; RENARD et al., 1997).

Devido as atividades humanas e as modificações do clima global, os processos hidrológicos, bem como a erosão do solo em diversas formas, podem intensificar-se, tornando ainda mais difícil de prever seus processos e resultados (WEI et al., 2009).

Em geral, as estimativas de erosão em voçorocas são empíricas, com base em pesquisas de campo e experimentação em laboratórios, que muitas vezes não possuem precisão, sobretudo quando são aplicados em diferentes ambientes, os quais possuem condições variadas. A aplicação de modelos de erosão em voçoroca de base física pode auxiliar na compreensão dos processos que regem a formação e evolução desses canais.

1.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar a aplicabilidade de modelos de erosão em voçoroca com base física em estimar taxas de erosão e geometria observada em processo de voçorocamento encontrado na bacia hidrográfica semiárida do Riacho do Exu – PE.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar o modelo de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005), na estimativa de parâmetros da geometria de estabilidade do canal e taxas de erosão.
- Avaliar a dinâmica de ‘headcut’ da voçoroca estudada, mediante uso do modelo de Flores-Cervantes et al. (2006).
- Avaliar a sensibilidade dos resultados estimados (parâmetros de saída) pelos modelos de Foster e Lane, Sidorchuk e Flores-Cervantes et al., em função variabilidade dos parâmetros de entrada.
- Determinar o comportamento das taxas de erosão, dos atributos hidráulicos, e a erodibilidade em canais pré-formados sobre solo do ambiente semiárido no qual a voçoroca desenvolveu-se.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Voçoroca e sua magnitude no processo total da erosão hídrica

Voçoroca pode ser descrita como um canal localizado em uma encosta, resultante da erosão do fluxo concentrado de água não perene (KIRKBY; BRACKEM, 2009), com profundidade e largura entre 0,5 a 25 m (SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 2001; FOSTER, 1983; GRISSINGER, 1996; POESEN et al., 2003), sendo considerada a fase mais avançada do processo erosivo (PRUSKI, 2009).

Segundo Evans (1993), é por meio das voçorocas que grande parte do solo erodido na área de captação das bacias hidrográficas é redistribuída e entregue aos cursos d'água. De acordo com Poesen et al. (2003), dados coletados em diferentes partes do mundo indicam que as perdas de solo, por erosão em voçorocas, podem representar mais de 50% da contribuição total de sedimentos de uma bacia hidrográfica, ou seja, mais de 50% da erosão bruta. Assim, é a principal forma de erosão em termos de perda de solo resultante e da produção de sedimentos em todo o mundo (WU et al., 2014).

Para Walling (1990), o somatório de todas as formas de erosão, isto é, entressulcos, sulcos e voçorocas, constituem a erosão bruta, enquanto que a produção de sedimentos é a quantidade de solo erodido que é removido de uma determinada bacia hidrográfica pela sua rede de drenagem, e representa apenas uma parcela do total de sedimentos produzidos em uma bacia em decorrência dos processos erosivos atuantes. Sendo então, a diferença entre a erosão bruta é a quantidade de material que ficou depositado e não foi removido da bacia de drenagem.

Uma vez que o canal de uma voçoroca é formado, esse tende a desenvolver-se continuamente, em um processo de difícil inversão ou interrupção natural, podendo resultar em prejuízo substancial à economia local de uma região (BOARDMAN, 1998).

As voçorocas podem ser classificadas como permanentes (clássicas) e efêmeras. Voçorocas efêmeras são canais de dimensões menores formados pelo fluxo concentrado, similares aos sulcos, constituindo uma forma de erosão transitória, que é passível de ser eliminada por práticas agrícolas. Voçorocas permanentes são definidas como canais de erosão de maior dimensão, demasiadamente profundos e largos, que dificilmente serão recuperados por práticas agrícolas. Além disso, ocorrem em linhas de drenagens bem definidas e são normalmente encontrados em campos agrícolas abandonados (CAMPO-BESCÓS et al., 2013; POESEN, 2013; SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 2001).

Os processos de voçorocamento são desencadeados por sistemas impróprios de cultivo e irrigação, sobrepastoreio, construção de estradas e urbanização. A erosão em voçorocas representa uma importante fonte de sedimentos em uma variedade de ambientes, além disso são elos efetivos para transferir o escoamento e o sedimento das áreas de maiores cotas para os fundos de vales e canais permanentes onde agravam os efeitos locais da erosão hídrica. Assim, possibilitando o aumento da conectividade na paisagem (POESEN et al., 2003).

2.1.1 Formação de canais de voçoroca e hidráulica do escoamento da erosão

Canais de voçorocas desenvolvem-se a partir da concentração do escoamento superficial com fluxo intenso capaz de exceder as forças de coesão do solo, decorrente dos eventos de intensas precipitações pluviométricas (POESEN et al., 2003). Essa força do fluxo é efetivamente a tensão de cisalhamento do escoamento (equação 1):

$$\tau = \gamma R_h S \quad (1)$$

em que τ é a tensão de cisalhante do fluxo (Pa), γ é o peso específico da água (N m^{-3}), R_h é o raio hidráulico (m), e S é o declive da encosta (m m^{-1}).

A tensão de cisalhamento do escoamento tangencia e satura a superfície do solo, proporcionando processos de quebra e desorganização da estrutura dos agregados. Para que o desenvolvimento dos canais de voçorocas seja alcançado, é preciso que a tensão cisalhante do fluxo seja constantemente superior a tensão crítica de cisalhamento do solo. Se a tensão cisalhante do fluxo não superar as forças coesivas do solo, não ocorrerá erosão (TORRI et al., 2012).

A formação dos canais de voçorocas é bastante intensa durante a primeira fase, quando as características morfológicas de comprimento, profundidade, largura, não estão distantes da instabilidade. A primeira fase do processo de voçorocamento compreende apenas cerca de 5% de todo o tempo de vida do canal, contudo, abarca os principais processos erosivos: mais de 90% do comprimento, 60% da sua área e 35% do volume da voçoroca pode ser formada. Além disso, é nessa fase que a erosão linear atua sobre o leito do canal e o movimento rápido de massa nas vertentes são de grande importância para a evolução da voçoroca. No restante da vida da voçoroca, as condições morfológicas são relativamente estáveis, na medida em que somente novos eventos extremos desestabilize a estrutura do canal. Esta é a fase de erosão lenta na parte

superior, e de assoreamento na parte inferior, com aumento de toda a largura e volume (SIDORCHUK, 2005).

O fluxo do escoamento subsuperficial pode alterar a estabilidade das paredes do canal, geradas por processo de desagregação subsuperficial (*undercutting*), isto é, quando a tensão de cisalhamento escava a base da vertente, potencializando a desagregação de sedimentos ao longo da voçoroca. Portanto, pode proporcionar quebras na estrutura e comprometer o solo que suporta os ‘*headcuts*’, promovendo assim o aumento da área do canal (BROOKS et al., 2012).

Grande parte das voçorocas apresentam transições com inclinações abruptas ocorrentes em um perfil longitudinal dentro do canal estabelecido (BRASINGTON; SMART, 2003), sendo assim denominadas de ‘*knickpoints*’, os quais são criados por episódios chuvosos de incisão ou crescimento da voçoroca: herança de antigas áreas de ‘*headcuts*’ que migraram ao longo da encosta, e que por possuírem um material ou uma camada de solo bastante resistente à erosão, permanece como uma parede inclinada na calha do canal (LEYLAND; DARBY, 2008).

‘*headcuts*’ são cabeceiras de voçorocas (Figura 1), estruturas quase que verticais, normalmente formadas a montante da área de drenagem. É considerado um dos fatores responsáveis pela mobilização e entrega de sedimentos, bem como da expansão do canal, sobretudo longitudinalmente. Enquanto que, em eventos de chuvas intensas, as voçorocas são erodidas vertical e lateralmente pelo escoamento superficial concentrado, os ‘*headcuts*’ são formados, e com isso podem migrar para as áreas de maior cota numa encosta (RENGERS et al., 2016). Robinson et al. (1996) avaliaram os níveis de avanço de diversas cabeceiras de voçorocas, por meio de procedimentos experimentais, em solos coesos sob diferentes declives e vazão, verificando taxas de incisão que variaram de 0 a 1,6 m/h. Segundo Poesen et al. (2003), as características dos ‘*headcuts*’, ou até mesmo a quantidade por área de drenagem, são controlados por fatores ambientais, como topografia, tipo de material, cobertura vegetal.

Alguns possíveis processos de erosão que controlam o avanço dos ‘*headcuts*’ a montante da voçoroca são: erosão por ‘*piping*’ (VERACHTERT et al., 2010); erosão provocada por aumento da umidade do solo pela ‘*seepage*’, também conhecida como surgência da água ou exfiltração (HOWARD; MCLANE, 1988); erosão por ‘*undercutting*’ ocasionado pela estrutura turbulenta na base do ‘*headcut*’ (Figura 1) (FLORES-CERVANTES et al. 2006).

A clássica interpretação da origem dos ‘headcuts’ envolvem erosão (solapamento) por surgência ou exfiltração causada por intemperismo e transporte de material por fluxo subsuperficial através da coluna de solo (DELONG et al., 2014).



Figura 1 - Sistemas de ‘headcuts’ de canais de voçorocas formados em bacia hidrográfica semiárida. Foto: José Ramon Cantalice.

Os ‘headcuts’ de voçorocas podem apresentar diferentes formas, controladas por três principais processos erosivos, com diferentes níveis de dinamicidade (Figura 2). O primeiro cenário é a propagação do ‘headcut’ em direção a montante, e a preservação da parede original, quando as forças cisalhantes do escoamento são limitadas, e não geram erosão significativa. Se a parede da cabeceira for atingida a uma taxa elevada, mas os processos do escoamento superficial são incapazes de transportar o material e afasta-lo para a área de drenagem, isto é, havendo mais deposição do que transporte, o ‘headcut’ ficará enterrado, e a seção do canal irá se tornar localmente convexa. Em contrapartida, se a erosão opera a uma velocidade elevada, corroendo tanto a parede do ‘headcut’ e os sedimentos depositados são transportados, o canal da voçoroca irá tornar-se côncavo (RENGERS et al., 2016; RENGERS; TUCKER, 2014).

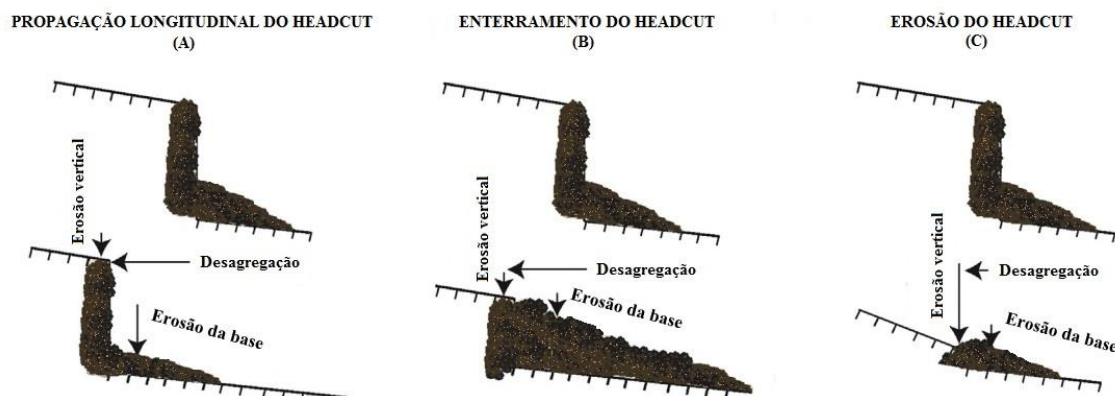


Figura 2 – Esquemas que representam três possíveis cenários de evolução de um ‘headcut’ em área sob voçorocamento: (a) Propagação longitudinal do ‘headcut’ em direção a montante, e preservação da parede do ‘headcut’; (b) Enterramento do ‘headcut’, com maior deposição do que a erosão; (c) Destruição do ‘headcut’ devido à erosão do escoamento superficial ser maior do que a sedimentação. O comprimento da seta indica a intensidade de cada processo. A ilustração na parte superior de cada cenário indica a condição inicial, enquanto que a da parte de baixo mostra a condição final. Fonte: Adaptado, Rengers et al. (2016)

2.2. Outras formas da erosão hídrica que contribuem para erosão Bruta ou total

2.2.1 Erosão em entressulcos

A primeira fase de todo o processo erosivo é a erosão em entressulcos, que trata da desagregação do solo e pode ser descrita como uma combinação de dois subprocessos: o impacto ou salpico das gotas de chuva e a consequente dinâmica do escoamento que se forma. Além disso, tem sido identificada como um dos principais processos que contribuem para a degradação da qualidade do solo e da água (FU et al., 2011).

Cantalice et al. (2017) descrevem o início do processo erosivo do solo pela ação da erosão em entressulcos, quando a lâmina de escoamento transporta as partículas de solo desagregadas pela chuva, bem como transporta as partículas que a própria lâmina desagregou, o que não discorda de Everaert et al. (1991) ao escreverem que a erosão em entressulcos pode ser entendida como o resultado da combinação de diferentes processos: (1) desagregação do material do solo, tanto por meio do impacto de gotas de chuva, quanto pelo fluxo do escoamento superficial; (2) transporte de sedimento desagregado.

Para Asadi et al. (2007) os processos que caracterizam a erosão em entressulco são desagregação, transporte e deposição das partículas do solo. Grande parte do sedimento é transportado para os níveis mais baixos da paisagem por meio de escoamento superficial difuso, de pouca espessura e lâmina delgada, em relação a superfície do solo (MEYER et al., 1975; CASSOL et al., 2004; OLIVEIRA et al., 2012).

Esses processos são afetados por diversos fatores, como, atributos do solo, cobertura vegetal, intensidade da chuva e energia cinética, taxas de infiltração e escoamento, condições da superfície do solo, como a umidade do solo, resíduos de colheitas, comprimento do declive e inclinação (HUANG, 1998; KINNEL, 2000; ROMKENS et al., 2002; ASSOULINE; BEN-HUR, 2006).

A erosão entressulcos influencia e é influenciada por um outro processo diretamente relacionado aos impactos das gotas de chuva, que é a formação de uma camada selada na superfície dos solos, os quais são condicionados, sobretudo, a exposição às chuvas de alta energia. A impermeabilização superficial do solo diminui a infiltração da água e pode assim aumentar o escoamento e a sua capacidade de transporte (ASSOULINE; BEN-HUR, 2006).

O ângulo de inclinação da superfície é uma das causas diretas nos processos de desagregação e transporte. Com o aumento da declividade, aumenta-se o potencial erosivo do escoamento superficial: a velocidade de fluxo aumenta a força do fluxo e o movimento das partículas desagregadas da superfície do solo é preferencialmente descendente (POESEN, 1986; ASSOULINE; BEN-HUR, 2006; ARMSTRONG et al., 2011; CANTALICE et al., 2017).

As gotas de chuva, em um efeito denominado ‘splash’, desagrega continuamente sedimentos finos a partir de agregados maiores e estáveis. Na erosão entressulco, o movimento dos sedimentos no escoamento superficial pode ser, majoritariamente, por rolamento ou rastejamento (ASADI et al., 2007), e produzem cisalhamento com grande capacidade de desagregação pela dissipação de sua energia cinética quando colidem com a superfície do solo (SCHÄFER et al., 2001).

O fator cobertura vegetal interfere fortemente na erosão em entressulco, visto que desempenha papel fundamental, interceptando as gotas da chuva, aumentam os níveis de infiltração, aumentam a rugosidade superficial, além disso interferem indiretamente na produção e entrada de matéria orgânica no solo (GYSSSELS et al., 2005; MORGAN, 2007; MARTIN et al., 2010). O conteúdo orgânico se torna importante na medida em que influenciam na formação e estabilidade de agregados do solo (MORGAN, 1996). As raízes de plantas contribuem para a resistência do solo: as raízes são fracas em compressão, mas fortes em tensão, já o solo é forte na compressão, mas fraco na tensão, quando combinados produzem um material mais coeso (SIMON; COLLISON, 2001).

2.2.2 Erosão em sulcos

O escoamento superficial, por influência de caminhos preferenciais, os quais são produtos do microrelevo superficial, concentra-se em pequenas depressões, e por conta do aumento de sua espessura, potencializa a tensão de cisalhamento, e conseqüentemente a sua capacidade em desagregar partículas do solo, a isso denomina-se erosão em sulco (DUNNE et al., 1995; CANTALICE et al., 2005). Sulcos são pequenos canais naturais, de efêmeros fluxos concentrados, isto é, temporários, que funcionam tanto de fonte quanto de fornecedor de sedimentos para uma bacia hidrográfica. As incisões das cabeceiras e o deslizamento lateral dos sulcos são as principais fontes de sedimento, criada por essa forma de erosão (NEARING et al., 1997).

No processo de erosão em sulco, a desagregação das partículas é produto da relação entre a tensão de cisalhamento, gerada pelo fluxo do escoamento superficial concentrado, e a resistência do solo (SCHÄFER et al., 2001; CANTALICE et al., 2005; GOVERS et al., 2007; WIRTZ et al., 2012). Logo, a erosão em sulcos é iniciada quando as forças cisalhantes do escoamento superam as forças de coesão do solo. Além disso, a morfologia desses pequenos canais naturais é resultante do balanço entre a capacidade do escoamento em promover desagregação e transporte das partículas solo (FOSTER, 1982).

A formação dos sulcos é dependente das características hidráulicas do fluxo e da resistência do solo. Os atributos hidráulicos, como profundidade do escoamento e a conseqüente tensão cisalhante, que promove desagregação de partículas do solo, além da velocidade média do fluxo, a qual gera, sobretudo, o transporte das partículas, são os principais parâmetros do escoamento concentrado (KNAPEN et al., 2007). As propriedades do solo determinam a susceptibilidade à desagregação em sulcos: erodibilidade. O solo pode ser mais ou menos susceptível, dependendo de suas características físicas, químicas e mineralógicas, além do seu manejo e preparo (SCHÄFER et al., 2001; LÉONARD; RICHARD, 2004). Além do mais, outra resistência ao fluxo, é a rugosidade proporcionada pelas formas do sulco, conseqüência do atrito entre o fluido e o solo (FOSTER, 1992).

O limiar entre a estabilidade do solo e o início do processo de erosão é denominado de tensão crítica de cisalhamento, o qual está relacionado à alguns condicionantes, como: a relação entre coloides minerais e orgânicos, que determinam a coesão de pequenos agregados; o tamanho, a forma e a organização espacial de partículas; a presença de raízes e hifas que ajuda na constituição de grandes agregados (LÉONARD; RICHARD, 2004).

Solos com alto teor de argila, cujas partículas são atraídas umas às outras, apresentando maior força de coesão, são resistentes a tensão de cisalhamento. No entanto, os solos mais arenosos são mais facilmente erodidos pelo escoamento, porque são menos coesos (BRADY; WEIL, 2008). Ainda, segundo Bryan et al. (1998), o aumento do teor da umidade diminui fortemente as forças coesivas do solo. Knapen et al. (2007) relata que a estrutura pode ser mais importante do que a textura na determinação da resistência de um solo à erosão.

Grande parte dos sedimentos canalizados nos sulcos, durante os eventos chuvosos, são oriundos da desagregação e transporte ocorridos durante a erosão entressulco, pelo escoamento superficial laminar (DI STEFANO et al., 2013). Como o fluxo do escoamento superficial nos sulcos é linearmente concentrado, ocorre uma maior eficiência do transporte dos sedimentos para as áreas de menores cotações topográficas (BRUNO et al., 2008).

Quando comparados ao escoamento superficial ocorrentes em ravinas e voçorocas, a profundidade do fluxo em sulcos é da ordem de poucos centímetros, entretanto evoluem morfologicamente em períodos curtos (NEARING et al., 1997).

2.3 Modelos de erosão em voçoroca

Os estudos científicos acerca dos processos da erosão hídrica foram realizados mediante a utilização de vários métodos, como os procedimentos empíricos. A modelagem matemática de predição surgiu na tentativa de elucidar essa problemática. Segundo Hann et al. (1993), os modelos incipientes de erosão surgiram a partir dos trabalhos de Cook (1936), Zingg (1940) e Smith (1941), na predição do impacto da declividade, cobertura do solo, e práticas agrícolas sobre a erosão hídrica do solo. Com a necessidade de se incluir outros fatores, Musgrave (1947) incluiu fatores de precipitação, características do escoamento superficial, propriedades do solo e cobertura vegetal. A equação de Musgrave conduziu universidades americanas a realizarem inúmeros experimentos de erosão (HAAN et al., 1993). A base de dados desses experimentos serviu de apoio para a formulação do modelo empírico denominado Equação Universal de Perda de Solo (USLE) (USDA, 1978), a qual tornou-se amplamente difundida.

Após esse momento, surgiram os modelos de melhor fundamentação e base física, como o EPIC, AGNPS, EUROSEM e o modelo WEPP - Erosion Prediction Project (MERRIT et al., 2003; FU et al., 2010).

Os modelos de erosão em voçorocas surgiram com bases em estudos do comportamento hidráulico do escoamento em rios. Na década de 1980, Foster e Lane criaram um dos primeiros modelos de erosão em voçoroca de base física, que objetivava prever taxas de erosão e geometria de estabilidade após eventos chuvosos. Embasados em observações de campo, os autores pressupuseram que o canal de voçoroca é formado por processo incipiente de erosão vertical e que após atingir uma camada de difícil erosão há um iminente processo de alargamento via erosão das vertentes (HAAN et al., 1993). O modelo está subdividido em quatro compartimentos: geometria de equilíbrio do canal; função de transporte; erosão do canal antes do processo atingir uma camada não erodível; erosão do canal após o processo atingir uma camada não erodível.

Woodward (1999) produziu um modelo semi-empírico de erosão com o intuito de estimar a geometria, particularmente a largura, de voçorocas efêmeras após eventos chuvosos. O Modelo de Erosão em Voçorocas Efêmeras (EGEM) é uma modificação do modelo de computador EGEE (Estimador de Erosão em Voçorocas Efêmeras) produzido pelo Serviço de Pesquisa Agropecuária dos Estados Unidos (NACHTERGAELE et al., 2002). O EGEM Possui dois componentes principais: modelo de hidrologia e modelo de erosão. O componente hidrológico utiliza dados acerca das características da área de drenagem para estimar vazões máximas em eventos de precipitação pluviométrica em um período de 24h. O modelo de erosão utiliza-se de estimativas da tensão de cisalhamento do escoamento, tensão crítica de cisalhamento, entre outros, a partir de dados de atributos físicos do solo (BIGNER et al., 2016). A largura final estimada pelo modelo de Woodward é expresso pela seguinte equação:

$$W_f = 179(q_p^{0.552}) \cdot (n^{0.556}) \cdot (S^{0.119}) \cdot (\tau_c^{-0.476}) \quad (2)$$

em que W_f é a largura final (m), q_p é a vazão de pico do escoamento concentrado ($m^3 s^{-1}$), n é a rugosidade de Manning's, S é a declividade ($m m^{-1}$) e τ_c é a tensão crítica de cisalhamento (Pa). Esse modelo utiliza poucos parâmetros ambientais, e seu cálculo pode ser efetuado diretamente. Não leva em consideração, por exemplo, a erodibilidade do solo. Além disso, o modelo EGEM já foi testado em diferentes ambientes por diferentes pesquisas, mas na grande maioria não foi obtido êxito, isto é, não foi capaz de prever a geometria da voçoroca após erosão, como apontam Nachtergaele et al. (2002), Capra et al. (2005) e Bigner et al. (2016).

Sidorchuck (1999; 2005) produziu um modelo para estimar o comportamento dos processos erosivos durante a formação dos canais de voçoroca. O autor dividiu o modelo em duas fases de desenvolvimento da voçoroca, o qual está compartimentado em: 1) modelo

dinâmico para prever as mudanças rápidas da morfologia do canal, no primeiro estágio; 2) modelo estático para calcular parâmetros morfométricos finais do canal estável.

Casalí et al. (2001) criaram um modelo de erosão em voçorocas efêmeras, o qual objetivou analisar a formação da voçoroca, durante as variações da seção transversal do canal ao longo do tempo. Baseia-se em um modelo de erosão e transporte de sedimento em rio, proposto por Alonso e Combs (1990). As equações básicas do modelo são a de conservação da massa e dinâmica da água e sedimentos. O canal possui um comprimento (L), dividido em intervalos de comprimento.

A partir de experimentos com voçorocas na Itália, Torri e Borselli (2003) desenvolveram um modelo de erosão em voçorocas. Os processos que ocorrem nesses canais durante a sua formação, muitas vezes, são semelhantes aos que acontecem nos rios e riachos permanentes (TORRI; BORSELLI, 2003). Baseado em estudos precedentes, os mesmos autores relacionam a vazão do fluxo médio anual com a largura (W) e profundidade (D) do canal, fundamentando-se nas relações sugeridas por Leopold e Maddock (1953).

O modelo semi-empírico de Nachtergaele et al., (2002) foi desenvolvido para erosão em canais de voçorocas efêmeras, relacionando a vazão de pico e a largura do canal, com a ausência de componentes como declividade do canal ou profundidade.

A partir de regressão linear de dados acerca do comportamento hidráulico do escoamento, obtidos por meio de experimentos, Wells et al. (2013) elaborou um modelo semi-empírico de erosão em voçoroca, com a finalidade de estimar, sobretudo, a largura final do canal após um evento chuvoso. As principais variáveis utilizadas foram a declividade (S) e a vazão máxima (Q) do local. Bingner et al. (2016) modificaram a equação, ao adicionar a variável da profundidade até uma camada não erodível (D_t). Assim, a equação que define a largura final de uma voçoroca é representada pela seguinte expressão:

$$W_f = \sqrt{\left[\frac{1}{0.002985 - 0.002917e^{-S}} \right] \frac{0.04QS}{D_t} + 46.07S^3 + 0.0104} \quad (3)$$

2.3.1 Modelo de Foster e Lane (1983)

O modelo de Foster e Lane (1983) destaca-se pela forte base física na estimativa das taxas de erosão em voçorocas, geometria de equilíbrio, além da largura e profundidade final do canal após um determinado evento hidrológico. Os autores consideraram que o

desenvolvimento e estabilização dos canais de voçorocas são regidos por processos incipientes de erosão vertical (Figura 3), isto é, com incisão até atingir uma camada não erodível, após isso, o canal é expandido lateralmente (Figura 4).

Com base na descrição realizada por Haan et al. (1993), o modelo está subdividido em quatro compartimentos: geometria de equilíbrio do canal; função de transporte; erosão do canal antes do processo atingir uma camada não erodível; erosão do canal após o processo atingir uma camada não erodível.

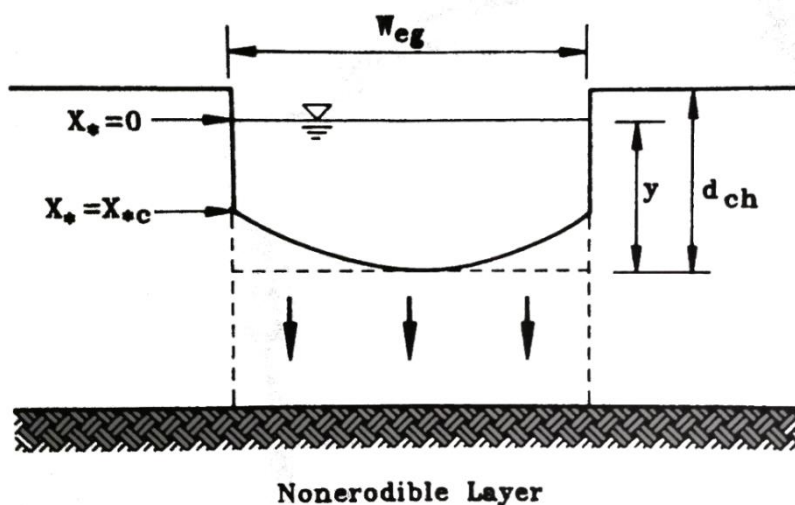


Figura 3 - Estágio de aprofundamento e formação da geometria de equilíbrio do canal da voçoroca, antes da erosão atingir a camada não-erodível (Fonte: HAAN et al., 1993)

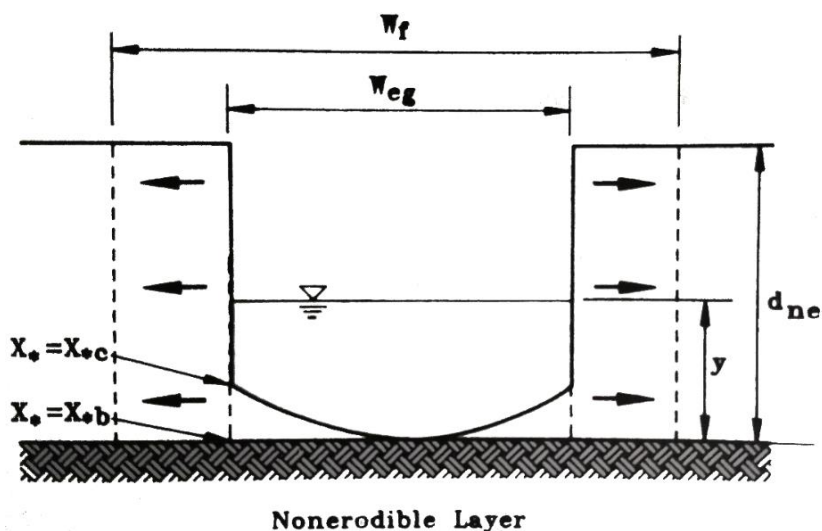


Figura 4 - Estágio de alargamento e formação da geometria final do canal da voçoroca, após a erosão alcançar a camada não-erodível. (Fonte: HAAN et al., 1993)

Ao aplicar o modelo, assume-se duas premissas: a de que a área da seção transversal é retangular por todo o comprimento da voçoroca, e que a tensão máxima de cisalhamento gerada pelo escoamento concentrado é constante sobre todo o canal.

Durante o processo de formação da voçoroca, a erosão vertical antes de atingir uma camada não erodível promove uma geometria parcial do canal, especificamente a largura, sendo denominada de largura de equilíbrio. Ao passo, quando o escoamento consegue alcançar a camada de difícil erosão vertical, é iniciado um subprocesso de alargamento do canal, no qual a largura de equilíbrio é erodida e transformada em largura final. Em suma, a voçoroca se tornará estabilizada quando a mesma passar pelos processos anteriormente descritos.

Toda desagregação nos canais deve-se a relação básica do excesso de tensão de cisalhamento. O modelo considera a equação WEPP (Water Erosion Prediction Project) (ELLIOT et al., 1989; FLANAGAN; NEARING, 1995), que é a relação entre a taxa de desagregação do solo e a tensão cisalhante do escoamento, da equação:

$$D_{rc} = K_r (\tau - \tau_c) \quad (4)$$

em que D_{rc} é a taxa de desagregação potencial ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$); K_r é a erodibilidade (m seg^{-1}); τ é a tensão cisalhante do fluxo (Pa); τ_c é a tensão crítica de cisalhamento do solo (Pa). O modelo define os valores para a normalização do raio hidráulico, largura de equilíbrio, e o perímetro molhado do canal.

2.3.1.1. Função de transporte

A função de transporte foi desenvolvida para predição de $g(X_{*c})$, a qual é necessária para determinar os parâmetros de normalização, isto é, atributos do escoamento concentrado antes de alcançar a camada não erodível, tais como, a distância crítica normalizada (X_{*c}), largura normalizada (W_*), e o raio hidráulico normalizado (R_*):

$$g(X_{*c}) = \frac{\gamma S}{\tau_c} \left(\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right)^{3/8} \quad (5)$$

em que n é o fator de rugosidade de Manning's, Q é a vazão de pico ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), S é a declividade (m m^{-1}), γ é o peso específico da água (N m^{-3}), e τ_c é a tensão crítica de cisalhamento (Pa). Foster e Lane (1983) desenvolveram relações entre os parâmetros da geometria normalizada do canal (Figuras 5 e 6). Além disso, esses valores são empregados na estimativa da geometria de equilíbrio do canal.

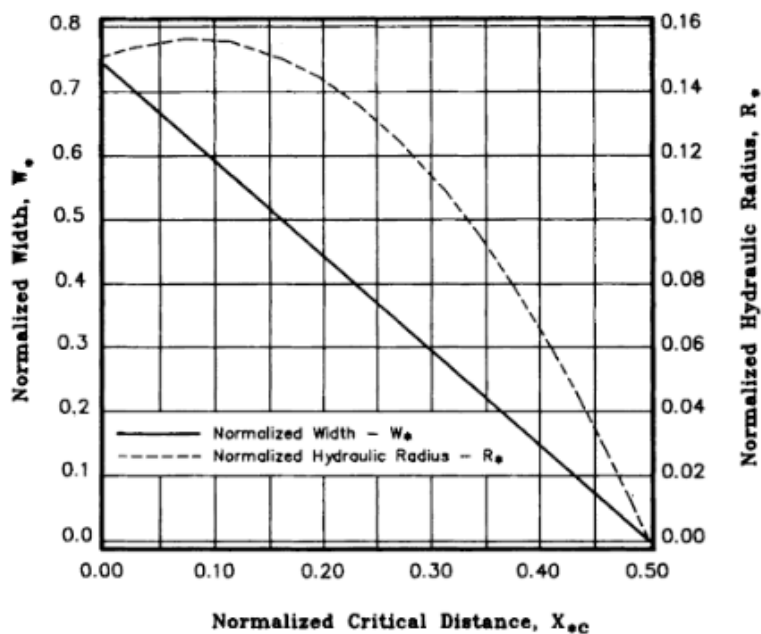


Figura 5 - Características dos atributos da geometria normalizada de equilíbrio para um processo de erosão em voçoroca. (Fonte: HAAN et al., 1993)

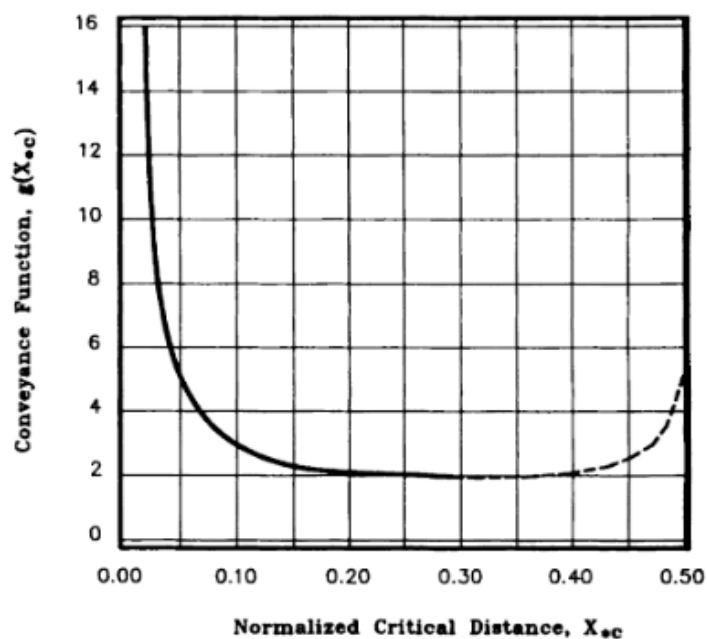


Figura 6 - Função de transporte de Foster e Lane (1983). (Fonte: HAAN et al., 1993)

2.3.1.2 Geometria de equilíbrio do canal

Os parâmetros de geometria de equilíbrio do canal da voçoroca são estimados levando-se em consideração que o processo de erosão não iniciou o alargamento após alcançar a camada

não-erodível. O valor do perímetro molhado (WP) do escoamento concentrado é gerado a partir dos parâmetros de normalização, produto da função de transporte:

$$WP = \left(\frac{nQ}{\sqrt{S}}\right)^{3/8} R_*^{-5/8} \quad (6)$$

Sendo R_* é o raio hidráulico normalizado, n é o fator de rugosidade de Manning's, Q é a vazão de pico ($m^3 s^{-1}$) e S é o declive ($m m^{-1}$).

Os resultados de largura de equilíbrio e o raio hidráulico de equilíbrio são obtidos mediante uso dos valores de perímetro molhado. Assim, a largura de equilíbrio do canal (W_{eq}) pode ser expresso pela seguinte equação:

$$W_{eq} = WP \cdot W_* \quad (7)$$

sendo W_* a largura normalizada do canal (m) e WP perímetro molhado (m).

Por fim, o raio hidráulico de equilíbrio é obtido conforme a seguinte equação:

$$R = R_* \cdot WP \quad (8)$$

em que R_* é o raio hidráulico normalizado do canal (m) e WP o perímetro molhado (m).

2.3.1.3. Erosão do canal antes de atingir a camada não-erodível

Como citado anteriormente, o processo erosivo atua verticalmente antes do escoamento atingir uma camada não erodível, resultando na largura de equilíbrio (W_{eq}), ou seja, uma largura parcial do canal. Sendo expresso na taxa potencial de erosão vertical, conforme a equação abaixo:

$$E_{rc} = K_r(1.35\tau_a - \tau_c)W_{eq} \quad (9)$$

em que E_{rc} é a taxa de erosão vertical potencial ($kg seg^{-1} m^{-1}$), K_r é a erodibilidade do solo, τ_a é a tensão máxima de cisalhamento (Pa), τ_c é a tensão crítica de cisalhamento do solo (Pa). A tensão máxima de cisalhamento é determinada conforme a equação seguinte:

$$\tau_a = \gamma S \left(\frac{nQ}{\sqrt{S}}\right)^{3/8} R_*^{-3/8} \quad (10)$$

em que n é o fator de rugosidade de Manning's, Q é a vazão de pico ($m^3 s^{-1}$), S é a declividade ($m m^{-1}$), γ é o peso específico da água ($N m^{-3}$) e R_* é o raio hidráulico normalizado.

O modelo também prediz o tempo necessário para que o escoamento superficial concentrado consiga erodir verticalmente o canal, até alcançar uma camada não erodível, a partir da velocidade do movimento descendente, expresso na seguinte equação:

$$M_{rc} = \frac{E_{rc}}{W_{eq} \rho_b} \quad (11)$$

em que M_{rc} é a taxa máxima de movimento descendente ($m s^{-1}$), E_{rc} é a taxa de erosão vertical potencial ($kg seg^{-1} m^{-1}$), W_{eq} é a largura de equilíbrio (m), e ρ_b é a densidade do solo ($kg m^{-3}$).

$$T_{ne} = \frac{d_{ne}}{M_{rc}} \quad (12)$$

onde T_{ne} é o tempo de movimento descendente (seg.), d_{ne} é a profundidade da voçoroca (m) e M_{rc} é a taxa máxima de movimento descendente ($m s^{-1}$).

3.3.1.4. Erosão do canal após atingir a camada não-erodível

Após o escoamento concentrado alcançar a camada não-erodível, o processo é modificado, iniciando o alargamento do canal, por meio da erosão das vertentes laterais.

A tensão máxima de cisalhamento do escoamento depois de alcançar a camada de difícil erosão é modificada. Para tal, uma correção é realizada mediante o cálculo da profundidade do fluxo (γ). Portanto, obtido pela equação abaixo:

$$\gamma = \frac{WP - W_{eq}}{2} \quad (13)$$

em que W_p é o perímetro molhado (m) e W_{eq} é a largura de equilíbrio do canal. A partir disso, podem ser feitos os cálculos de distância adimensional (X_*) e tensão de cisalhamento adimensional (τ_*), representados conforme as respectivas equações:

$$X_* = \frac{\gamma}{WP} \quad (14)$$

$$\tau_* = 1.35[1 - (1 - 2X_*)^{2.9}] \quad (15)$$

Quando o escoamento superficial alcança uma camada que não é erodível, a tensão de cisalhamento é ajustada (τ_b) conforme a seguinte equação:

$$\tau_b = \tau_* \tau_a \quad (16)$$

Onde τ_b é tensão cisalhante do fluxo após atingir a camada não erodível (Pa).

O processo de erosão lateral incipiente é estimada pela taxa de alargamento inicial, que corresponde a largura por unidade de tempo, podendo ser expressa pela seguinte equação:

$$\left(\frac{dW}{dt}\right)_{in} = K_r \frac{\tau_b - \tau_c}{\rho_b} \quad (17)$$

em que ρ_b é a densidade do solo (kg m^{-3}), τ_b é tensão cisalhante do fluxo após atingir a camada não erodível (Pa), τ_c é a tensão crítica de cisalhamento (Pa) e K_r é a erodibilidade.

Sendo assim, a taxa de desagregação proporcionada pelo escoamento concentrado durante o alargamento do canal pode ser estimada pela equação:

$$E_{rc} = \rho_b \frac{dW}{dt} d_{ne} \quad (18)$$

sendo $\frac{dW}{dt}$ taxa de alargamento inicial (m s^{-1}), d_{ne} é a profundidade da voçoroca (m), e ρ_b é a densidade do solo (kg m^{-3}).

A largura final do canal (W_f), portanto estabilizada, será alcançada quando X_{*c} seja tal que a tensão cisalhante menor que a tensão crítica de cisalhamento (τ_c) em todos os espaços da vertente do canal. O valor de X_* correspondente a esta condição é denotado conforme a seguinte equação:

$$X_{*cf} = \frac{\gamma_f}{WP} \quad (19)$$

onde γ_f é a profundidade do fluxo quando $W = W_f$. Assumindo que a forma do canal é retangular, pode-se inferir que a largura final é expressa por:

$$\frac{W_f}{w_p} = 1 - 2X_{*cf} \quad (20)$$

e

$$\frac{W_f}{WP} = \frac{R_*}{X_{*cf}} \quad (21)$$

Usando a equação 20 na equação 21, produz-se:

$$R_* = X_{*cf}(1 - 2X_{*cf}) \quad (22)$$

E substituindo a equação 22 na equação 23 têm-se:

$$g(X_{cf}) = \frac{1}{\tau_c [X_{*cf}(1-2X_{*cf})]^{3/8}} = \frac{\gamma S \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right]^{3/8}}{\tau_c} \quad (23)$$

Equação deve ser resolvida implicitamente para valores tabulados de $g(X_{cf})$ para com X_{*cf} . Os procedimentos da solução são.

$$R = \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} X_{*cf} (1 - 2X_{*cf}) \right] \quad (24)$$

e

$$W_f = \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right]^{3/8} \left[\frac{1-2X_{*cf}}{(X_{*cf})^{5/3}} \right]^{3/8} \quad (25)$$

Sendo W_f a largura final do canal da voçoroca, n é o fator de rugosidade de Manning's, Q é a vazão de pico ($m^3 s^{-1}$), S é a declividade ($m m^{-1}$).

2.3.2 Modelo de Sidorchuk (1999; 2005)

Sidorchuk elaborou um modelo de voçorocas para mensurar o comportamento dos processos de erosão envolvidos no canal, bem como prever as características morfológicas.

Para tal, o autor deste modelo parte do pressuposto de que a formação da voçoroca é composta por duas fases, as quais são controladas por fatores e processos geomorfológicos. Na primeira fase, a de iniciação do canal da voçoroca, a ação hidráulica e mecânica do escoamento e da água no solo, e em casos especiais, propriedades térmicas, denominada de termoerosão, atua predominantemente no fundo do canal, e movimento de massa acelerado nas vertentes. As formações dos canais de voçorocas são bastante intensas durante a fase de iniciação, quando as características morfológicas do comprimento, profundidade, largura, estão distantes da estabilidade. Na segunda etapa, o transporte de sedimentos e a sedimentação no fundo do canal, aumento da largura devido à erosão lateral, sendo estes, os principais processos predominantes na estabilidade morfológica.

Essas premissas, elencadas em duas fases de desenvolvimento da voçoroca, levaram a formulação do modelo, o qual está compartimentado em: 1) modelo dinâmico para prever as mudanças rápidas da morfologia do canal, no primeiro estágio; 2) modelo estático para calcular parâmetros morfométricos finais do canal estável.

Durante o evento chuvoso, a água flui e forma um canal retangular no solo ou na parte inferior do canal se a velocidade é crítica para a erosão inicial. As vertentes são instáveis, na medida em que transformam uma forma de seção transversal retangular para trapezoidal ao longo do período do fluxo.

A taxa de incisão da voçoroca é controlada pela velocidade do fluxo da água, profundidade, turbulência, temperatura e textura do solo, padrão mecânico do solo, bem como o nível de proteção da vegetação. Essas características são combinadas nas equações de conservação de massa e deformação, conforme a seguinte equação:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial X} = C_w + q_w + M_0 W + M_b D - C V_f W \quad (26)$$

$$(1 - \varepsilon) W \frac{\partial Z}{\partial t} = - \frac{\partial Q_s}{\partial X} + M_b D + C_w q_w \quad (27)$$

em que Q_s = é a descarga de sedimento ($m^3 s^{-1}$); Q = vazão da água de água ($m^3 s^{-1}$); X = coordenada longitudinal (m); t = tempo (s); C = concentração média de sedimento; C_w = concentração de sedimento da entrada lateral da contribuição da área de captação; q_w = descarga lateral específica ($m^2 s^{-1}$); M_0 = taxa de desagregação das partículas de solo no fundo da voçoroca ($m s^{-1}$); M_b = taxa de desagregação do solo nas margens do canal ($m s^{-1}$); Z = elevação do fundo do canal (m); W = largura do fluxo (m); D = profundidade do fluxo (m); V_f = velocidade de queda das partículas de sedimentos em fluxo turbulento ($m s^{-1}$); ε = porosidade do solo.

Análises acerca de resultados de experimentos em voçorocas realizados pelo autor do modelo, na Rússia e Austrália, mostram que, nas condições de fundo íngreme e solos coesos comuns para esses canais naturais, a taxa de desagregação das partículas de solo é linearmente correlacionados com o produto da tensão de cisalhamento e velocidade média do fluxo, representada pela seguinte equação:

$$M_0 = kU \frac{\tau}{\tau_{cr}} \quad (28)$$

onde τ é a tensão de cisalhamento (Pa), τ_{cr} é a tensão crítica de cisalhamento (Pa), U é a velocidade média do fluxo ($m s^{-1}$), e k é um coeficiente utilizado para solos coesos. Se a tensão de cisalhamento do escoamento for menor que o valor crítico para iniciação da erosão, conseqüentemente $M_0 = 0$. Segundo o autor, o valor da tensão crítica de cisalhamento pode ser

obtido pela equação proposta por Mirtskhulava (1988), a qual é controlada principalmente por forças de fricção e coesão:

$$\tau_{cr} = 1.2 \lambda \left(\frac{m_1}{n_1} \right) [(\rho_s - \rho)gd + 1.25C_f^n K_0] \quad (29)$$

onde λ é o coeficiente de resistência ao fluxo: $\lambda = 0.18(d/D)^{1/3}$; m_1 é igual a 1.0 para fluxos de água limpa e é igual 1.4 para os fluxos com conteúdo de partículas coloidais maior que 0.1 (kg m^{-3}); parâmetro de turbulência n_1 s é normalmente 4; ρ e ρ_s são densidades da água e dos sedimentos (kg m^{-3}), respectivamente; d é o diâmetro médio de dos agregados do solo (m); K_0 é o coeficiente padrão da variação da mecânica do solo, geralmente é 0.5; C_f^n é a tensão de ruptura (Pa), usualmente $6,7 \times 10^{-7} C_h$.

O primeiro termo da equação representa a influência da tensão na estabilidade da partícula e é importante principalmente para solos não coesivos; o segundo representa a influência da coesão na estabilidade da partícula e é importante para solos coesivos.

Um dos fatores suficientes de coesão do solo é o conteúdo das raízes e de remanescentes de vegetação no solo e τ_{cr} aumenta rapidamente com conteúdo de raiz. Os experimentos de campo e de laboratório, realizados pelo autor, mostram que a coesão dos agregados do solo (C_h) aumenta rapidamente com o conteúdo das raízes finas R_0 (kg m^{-3}):

$$C_h = C_0 \exp(0.05R_0) \quad (30)$$

sendo C_0 a coesão do mesmo solo, sem as raízes da vegetação.

Sidorchuk presume que a taxa de erosão das margens dW_b/dt é igual ao fluxo de sedimentos das margens M_b . Usou-se uma expressão como analogia com estimações de erosão das margens em rios, apresentada na equação a seguinte:

$$M_b = M_0 V/U \quad (31)$$

sendo V a velocidade lateral,

$$V = 11.0UD/R \quad (32)$$

As investigações realizadas nas voçorocas, demonstram que incisão no fundo de voçorocas estreitas com largura $W_b < 10.0W$, o raio R do canal diminui quando aumenta o W_b : $R = 50.0W$ (W/W_b). Quando W_b aumenta devido à erosão de margens e torna-se $> 10.0W$, as formas com $R = 5.0W$.

Para a taxa de erosão das margens da voçoroca, assume-se a seguinte expressão:

$$\frac{dW_b}{dt} = k_b M_0 \quad (33)$$

em que $k_b = 0.22D/W$ quando $W_b < 10.0W$, $k_b = 2.2D/W$ quando $W_b > 10.0W$, e $k_b = 0$ quando $W_b > 20.0W$.

As taxas do fluxo descendente das partículas do solo utilizadas no modelo, representam o processo de sedimentação, no qual estão incluídos o produto da velocidade de queda das partículas em fluxo turbulento e a concentração de sedimentos em profundidade do fluxo. A velocidade de queda em fluxo turbulento é menor do que a velocidade em água estável ou em fluxo laminar, devido oscilações de fluxo turbulento. O autor considera a fórmula de Hwang (1983) para calcular a velocidade de queda em fluxo turbulento, na qual inclui-se a equação de Stokes (V_{st}) de velocidade de queda:

$$V_f = V_{st} / \{1 + [0.5U / (9.0V_{st})]^2\} \quad (34)$$

A velocidade de queda da partícula em fluxo turbulento (V_f) pode ser nulo ou zero quando em elevada turbulência e partículas muito finas.

Para o processo de erosão na voçoroca, a concentração de sedimentos (C_i) é considerada pela equação seguinte, relação entre o alcance do fluxo e o comprimento:

$$C_i = \left(C_{i-1} - \frac{(k + k_b)Q_{i-1}S}{q_w(Y+1)} - \frac{C_w}{Y} \right) \left(\frac{Q_{i-1}}{Q_i} \right)^y + \frac{(k + k_b)Q_i S}{q_w(Y+1)} + \frac{C_w}{Y} \quad (35)$$

em que Q_{i-1} e C_{i-1} vazão e concentração de sedimentos, respectivamente, no início do alcance com o comprimento de $X_i - X_{i-1}$, $Y = (q_w + V_f W) / q_w$.

A largura e a profundidade do fluxo em voçorocas podem ser calculadas com as equações empíricas formuladas pelo próprio autor:

$$W = 3Q^{0.4} \quad (36)$$

$$D = 0.48Q^{0.45} \quad (37)$$

A taxa de elevação do fundo do canal pelo tempo é utilizada para estimar a largura final da voçoroca, sendo expressa pela seguinte equação:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{6V_{cr}^{2.67} n^2}{[Y_0 f(x)]^{0.75}} \quad (38)$$

em que V_{cr}'' é a velocidade crítica de iniciação da erosão ($m s^{-1}$); Y_0 é a descarga específica por unidade da área do escoamento concentrado, n o fator de rugosidade de Manning's, $f(x)$ é dependente da área total da voçoroca.

A velocidade crítica de iniciação da erosão é calculada conforme a equação:

$$V_{cr}'' = \frac{SD^{4/3}}{n^2} \quad (39)$$

sendo S o declive ($m m^{-1}$) e D a profundidade do fluxo (m).

2.3.3 Modelo para 'headcuts' de Flores-Cervantes et al. (2006)

Os referidos autores formularam um modelo para estimar o comportamento dos processos de erosão sobre os 'headcuts' de voçorocas. Tomando-se como base que o 'headcut' recua ao longo de uma encosta devido a difusão da energia do fluxo localizado em uma estrutura turbulenta da parte baixa da parede (Figura 7). O grau de difusão é dependente de vários fatores, como a velocidade do fluxo central, o qual por sua vez depende das condições do fluxo da borda, altura 'headcut' e forma da estrutura turbulenta do 'headcut' (poça). Ainda, este modelo pressupõe que, enquanto que o 'headcut' (cabeceira) da voçoroca dirige-se a montante da encosta, a forma da estrutura turbulenta do 'headcut' permanece constante. Isto implica que o material produzido pelo 'headcut' é depositado na extremidade a jusante para manter a forma da estrutura turbulenta do 'headcut' constante.

O modelo estima a taxa de incisão do 'headcut' de uma voçoroca em uma determinada encosta, em virtude das condições do escoamento e outras condições do ambiente físico. Sendo importante para a contribuição para estudos de formação de paisagem.

A taxa de incisão do 'headcut' $\frac{dX}{dt}$ é modelada em função da taxa de aprofundamento $\frac{dD}{dt}$ vertical da poça dividida pelo fator de forma S_f , conforme a equação:

$$\frac{dX}{dt} = \frac{1}{S_f} \frac{dD}{dt} \quad (40)$$

em que X é o comprimento do incisão horizontal, t é o tempo. O fator de forma S_f (figura 7) é a relação entre a profundidade da poça (D) e a metade do comprimento da poça (X_m):

$$S_f = \frac{D}{X_m} \quad (41)$$

Esta relação depende da classificação textural do solo, variando entre 0 e 1.

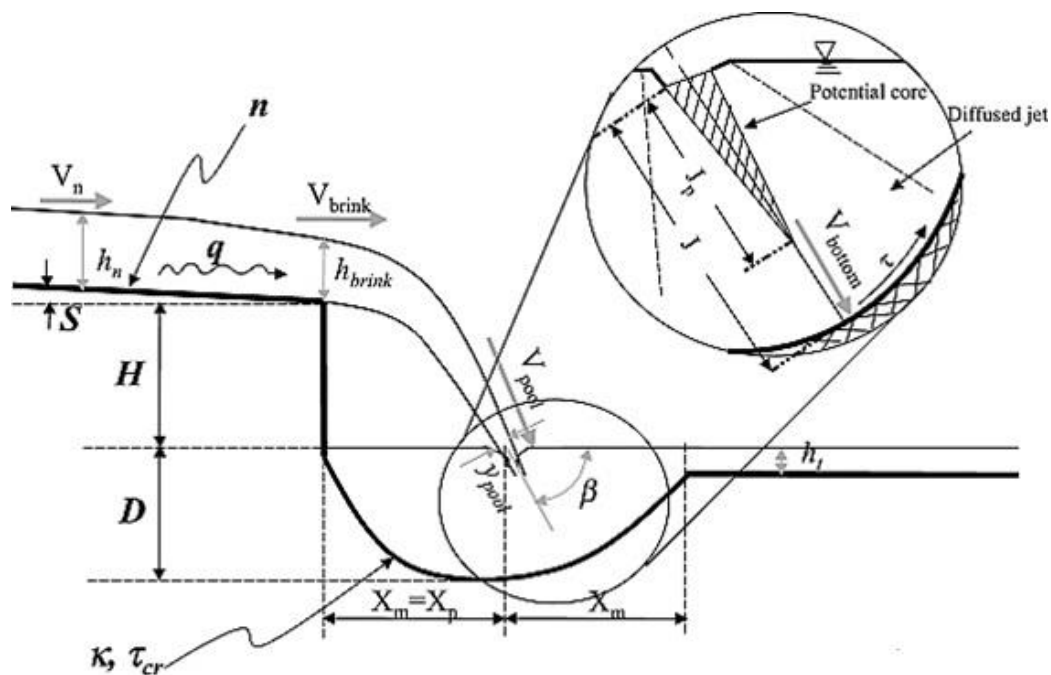


Figura 7 - Processo de expansão longitudinal dos canais de voçorocas ao longo de encostas por meio da difusão da energia do escoamento das poças localizadas na base dos 'headcuts'. Adaptado de Flores-Cervantes et al. (2006)

A taxa de aprofundamento é estimada em função da tensão máxima de cisalhamento produzida no fundo da poça (τ), e da tensão crítica de cisalhamento (τ_c), conforme Stein et al. (1993) conforme a equação a seguir:

$$\frac{dD}{dt} = k(\tau - \tau_c)^p \quad , \quad \tau > \tau_c \quad (42)$$

onde k é a erodibilidade, τ_c é a tensão crítica de cisalhamento do solo, e p é um expoente empírico ($0 - 1$), normalmente é aplicado 1 para solos de caráter coesivo.

A tensão de cisalhamento na parte inferior da estrutura turbulenta do 'headcut' é causada por uma descarga de queda líquida de estado constante do 'headcut' (figura 7). O autor adotou uma abordagem baseada em Alonso et al. (2002), Stein et al. (1993), e Stein e Julien (1994), para calcular essa tensão. Sendo o resultado de um coeficiente de fricção e da velocidade de escoamento no fundo da estrutura turbulenta do 'headcut':

$$\tau = C_f D V_{\text{fundo}}^2 \quad (43)$$

em que C_f é o coeficiente de fricção, D é a densidade da água, e V_{fundo} é a velocidade máxima do fluxo produzido pela colisão do fluxo na poça inferior ao ‘headcut’. O coeficiente de fricção pode ser obtido pela seguinte expressão:

$$C_f = 0.025 \left(\frac{v}{q} \right)^{0.2} \quad (44)$$

onde q é a descarga da borda do ‘headcut’ por unidade de largura, e v é a viscosidade cinemática da água.

A velocidade no fundo é produto da velocidade do fluxo que incide na poça da base do ‘headcut’, com um nível de difusão orientado pela turbulência, e em alguns casos ocorre a proliferação de energia em todo corpo de água acumulado na base do ‘headcut’ (figura 7). A velocidade do fluxo permanece constante e igual a velocidade da poça, ao longo da linha central do fluxo, para uma distância (J_p), numa zona conhecida como o núcleo potencial (STEIN et al.1993). O fluxo de água possui uma espessura inicial, entra na estrutura turbulenta do ‘headcut’ tem um ângulo quase uniforme. Os fluxos livres, não afetados por um limite, se espalham lateralmente e difundem-se ao longo do fluido em vórtice turbulento, diminuindo na velocidade média.

Os autores classificam o fluxo na estrutura turbulenta do ‘headcut’ (poça) em “não estado de difusão” e “estado de difusão”. Quando a distância do eixo do fluxo (J), que é entre o ponto de colisão na superfície do espaçamento formado dentro do headcut e o ponto em que incide na parte inferior da poça do ‘headcut’ é menor do que o fluxo potencial (J_p), ou seja, quando o núcleo potencial atinge o fundo da estrutura turbulenta do ‘headcut’, significa que nenhuma difusão ocorre quando a lamina de escoamento incide do topo para o fundo da estrutura turbulenta do ‘headcut’. Então, a velocidade do fluxo no fundo da poça (V_{fundo}) é igual à velocidade na superfície da estrutura turbulenta do ‘headcut’ ($V_{\text{poça}}$). Esta condição na poça é denominada de estado de não difusão. Contudo, quando J é maior do que J_p , a velocidade do fluxo ao longo do fluxo central é reduzida por difusão, e esta condição é denominada de estado de difusão. Sendo assim, com base nessas condições os autores expressam V_{fundo} como:

não difusão
$$V_{\text{fundo}} = V_{\text{poça}}, J \leq J_p \quad (45)$$

difusão
$$V_{\text{fundo}} = C_d \sqrt{\frac{y_p}{J}} V_{\text{poça}}, J > J_p \quad (46)$$

onde y_p é a espessura do fluxo quando o mesmo incide na poça, C_d é o coeficiente de difusão (STEIN et al., 1993), que varia entre 2,5 a 2,72. A espessura da lâmina do escoamento no espaçamento da poça é encontrada pela seguinte expressão:

$$y_p = \frac{q}{V_{poça}} \quad (47)$$

Para a determinação do comprimento alcançado pelo fluxo incidente de água na poça, usa-se a geometria da mesma e o ângulo de contato do fluxo com a poça em relação a um plano horizontal, β , como:

$$J = \frac{D}{\text{sen } \beta} \quad (48)$$

$$J_p = C_d^2 y_{poça} \quad (49)$$

em que D é a profundidade da poça. Sendo assim, obtida uma vez que a velocidade de fluxo na borda (V_{borda}) do ‘headcut’ é conhecida. A distância horizontal de ‘headcut’ ao ponto mais profundo da piscina (X_m) é igual a distância horizontal desde o ‘headcut’ ao ponto em que o fluxo entra em contato com a superfície da poça (X_p). Podendo ser calculado por:

$$D = S_f X_p = S_f V_{borda} \sqrt{\frac{2H}{g}} \quad (50)$$

onde V_{borda} é a velocidade do fluxo na borda do ‘headcut’, H é a altura ‘headcut’, e g é a aceleração da gravidade.

Ao assumir as condições citadas pelos autores do modelo, a tensão de cisalhamento pode ser reescrita, como:

$$\tau = C_f D V_{poça}^2 \quad (51)$$

$$\tau = \left[\frac{C_d^2 y_{poça} \text{sen } \beta}{D} \right] C_f D V_{poça}^2 \quad (52)$$

a primeira equação é utilizada para a condição $J \leq J_p$, isto é, para um estado de não difusão, e a segunda equação é para a condição de $J > J_p$, um estado de difusão. Na segunda equação de tensão de cisalhamento, a parte entre parênteses representa o grau de difusão na poça, sendo sempre menor do que 1. Nessa lógica, quanto maior o grau de difusão da tensão de cisalhamento maior a velocidade de incisão.

A velocidade da poça, muitas vezes é influenciada por pressões atmosféricas. Portanto, podendo ser obtida por meio da análise dos seus vetores como componentes:

$$V_{\text{poça}} = \frac{V_{\text{borda}}}{\cos \beta} \quad (53)$$

em que β é o ângulo de contato resultante da colisão entre o fluxo e a poça de imersão em relação a um plano horizontal:

$$\beta = \arctan \frac{\sqrt{2gH}}{V_{\text{borda}}} \quad (54)$$

Segundo os referidos autores, a velocidade da estrutura turbulenta do ‘headcut’ é controlada pela velocidade da borda do ‘headcut’ (V_{borda}). A tensão de cisalhamento (τ) e profundidade da estrutura turbulenta do ‘headcut’ (D), além do ângulo de β , são expressos em função da velocidade da borda (V_{borda}). A velocidade da borda representa o fluxo acelerado no topo do ‘headcut’ como o fluxo se aproxima da superfície da estrutura turbulenta do ‘headcut’, em queda livre, a uma distância maior que a do fluxo do fundo (ALONSO et al., 2002; HAGER, 1983; STEIN; JULIEN, 1993).

A velocidade da borda depende do regime do fluxo antes da aceleração em queda livre, sendo esse regime de fluxo calculada de acordo com o Número de Froude:

$$F_r = \frac{V_n}{\sqrt{gh_n}} \quad (55)$$

em que V_n é a velocidade de fluxo normal, antes de entrar na região de fluxo acelerado, e h_n é a profundidade de fluxo normal, sendo expresso pela seguinte equação:

$$h_n = \frac{q}{V_n} \quad (56)$$

e a velocidade do fluxo normal a montante da borda é calculada usando a expressão:

$$V_n = n^{-0.6} q^{0.4} S^{0.3} \quad (57)$$

em que n é a rugosidade obtida pela equação de Manning’s, q é vazão, e S a declividade.

Para os fluxos subcríticos, Froude (Fr) < 1 , quando os fluxos são mais profundos e lentos a mudança do regime, é apenas uma função da descarga líquida de unidade da borda. Quando $Fr > 1$, fluxo supercrítico, que corresponde a mais rápida e menos profundas fluxos, a

velocidade da borda é uma função tanto da velocidade do escoamento superficial quanto do Número de Froude:

$$V_{\text{borda}} = \frac{\sqrt[3]{qg}}{0.715} \quad Fr < 1 \quad (58)$$

$$V_{\text{borda}} = V_n \frac{F_r^2 + 0.4}{F_r^2} = \frac{q^{0.4} S^{0.3}}{n^{0.6}} \left(1 + \frac{0.4n^{0.5} g^{0.5}}{q^{0.1} S^{0.45}} \right) \quad Fr > 1 \quad (59)$$

Portanto, nesse o modelo, a velocidade de incisão do ‘headcut’ está ligada com o grau de difusão da velocidade do fluxo central, o qual depende das condições do fluxo da borda, altura ‘headcut’ e forma da estrutura turbulenta do ‘headcut’, sendo assim, quanto maior for o grau de difusão menor a taxa de incisão.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

O estudo foi realizado na bacia hidrográfica do Riacho Exu, que é uma sub bacia do Rio Pajeú (Figura 1). A área sob voçorocamento está localizada no distrito de Bernardo Vieira (38°25'43" Oeste e 8°00'06" Sul), o qual está inserido no município de Serra Talhada, no semiárido pernambucano. A partir dos critérios da classificação climática de Köppen, pode-se inferir que o município está localizado em uma área de clima do tipo BShw': semiárido quente, com temperatura média anual acima de 28°C; e precipitação média anual em torno de 647 mm ano⁻¹, num período de observação entre 1911 e 2013 (SUDENE, 2000; INMET, 2015).

A bacia hidrográfica do Exu apresenta alta variabilidade hidrológica, com chuvas concentradas em breves intervalos de tempo (1,2 cm min⁻¹), e ocorrência de elevados picos de escoamento superficial. O tempo de concentração da bacia é de 7,08 horas (CANTALICE et al., 2013), e encontra-se inserida na unidade geomorfológica da Depressão Sertaneja, a qual representa a paisagem do semiárido nordestino, caracterizada por extensas superfícies aplainadas interrompidas por relevos isolados, compostos por maciços graníticos e/ou gnáissicos (inselbergues), que constituem rochas mais resistentes que as do entorno rebaixado. Topograficamente, essa porção superficial varia de plana a suavemente ondulada, com superfícies situadas entre 50 e 300 metros de altitude, que partem da borda dos planaltos residuais na forma de depressões periféricas (MAIA et al., 2014).

Conforme a Figura 8 e a Tabela 1, referentes às classes de solo da bacia hidrográfica Bernardo Vieira (sub bacia do Riacho Exu), pode-se inferir que do total da área, 38,95% é Argissolo, 3,6% Luvisolo, 57,45% Neossolo Litólico. Além disso, a área da voçoroca estudada encontra-se localizada numa área com associação de Argissolos e Neossolo Litólicos. Os solos encontrados nessa região apresentam, majoritariamente, pouco desenvolvimento estrutural. O solo da área de experimentação foi o Argissolo vermelho-amarelo, o qual foi confirmado pelo perfil levantado no local.

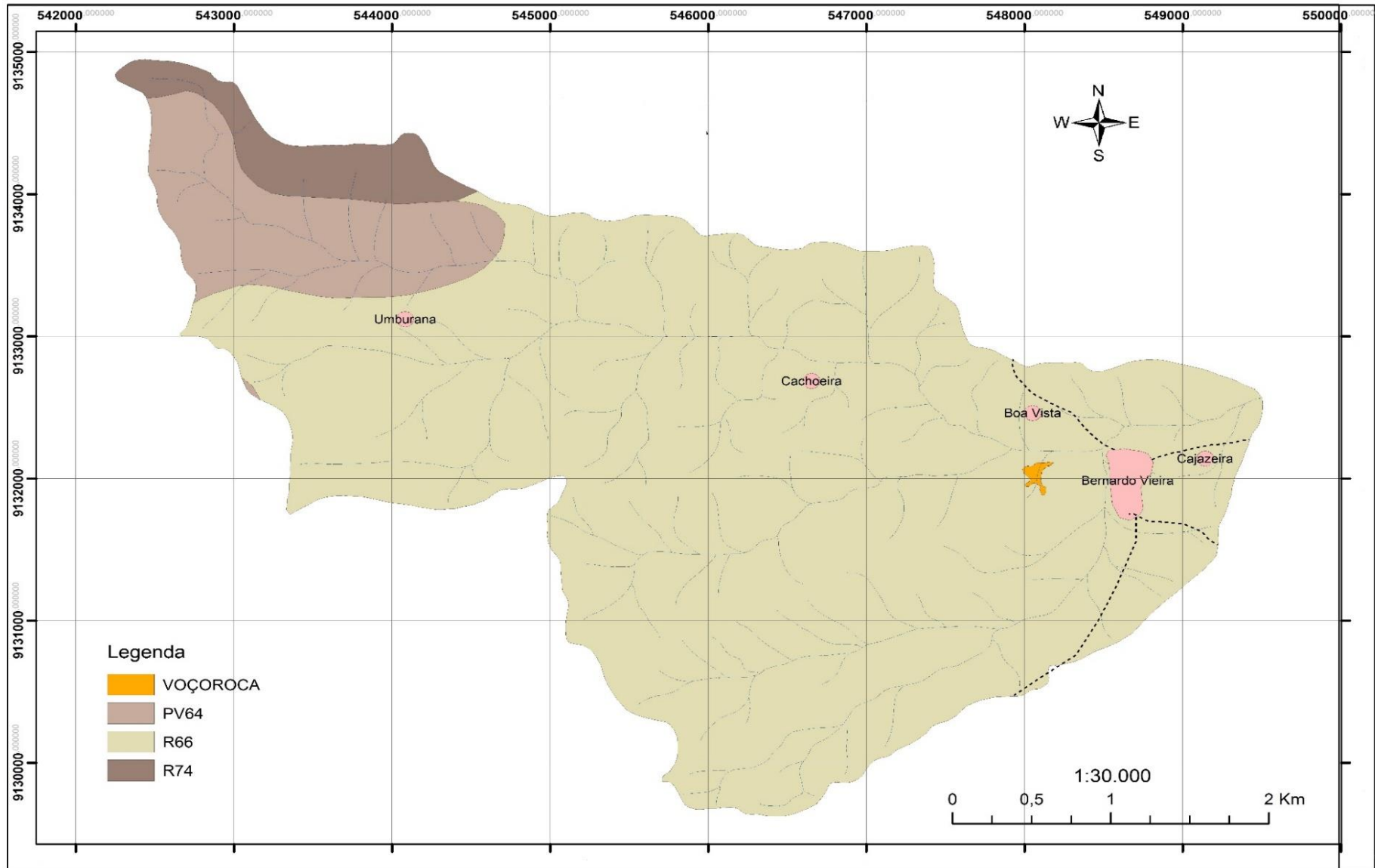


Figura 8 - Mapa de localização da área da voçoroca estudada, e das classes de solo ocorrentes na bacia hidrográfica Bernardo Vieira - PE.

Tabela 1 - Siglas das classes de solo, e percentual da área ocupada por cada associação de solo inseridas na bacia hidrográfica Bernardo Vieira – PE

SIGLA	CLASSES DE SOLO	% DA ÁREA
PV64	Argissolo Vermelho-amarelo (40%), Luvissole (30%) e Neossolo Litólico (30%)	12
R66	Neossolo Litólico (60%) e Argissolo Vermelho e vermelho-amarelo (40%)	81
R74	Neossolo Litólico (75%) e Argissolo Vermelho-amarelo (25%)	7

3.2 Aspectos gerais da voçoroca estudada

Com base em relatos de moradores do distrito de Bernardo Vieira do município de Serra Talhada-PE, e inclusa na bacia hidrográfica do riacho Exu, a voçoroca foi formada no ano de 2004, quando ocorreu um período de chuvas intensas.

A área de estudo, sob voçorocamento, é composta por dois canais (canal I e II). O canal I possui 1,35m de largura e 0,75m de profundidade e o canal II possui 2,3m de largura e 0,83m de profundidade. Do ‘headcut’ (Figura 12) a montante, até o outro extremo longitudinal são 250m de comprimento.

A partir do cenário encontrado no local, pode-se inferir que o processo de formação dos canais de voçorocas é regido majoritariamente por subprocessos de alargamento da seção transversal, visto que por conta da região possuir solos pouco desenvolvidos tende-se por um processo rápido de erosão vertical, com uma largura de equilíbrio, até a rocha, posteriormente ao processo de alargamento.



Figura 9 – Panorâmica a jusante da área sob voçorocamento estudada



Figura 10 – Canal (I) formado na área estudada sob voçorocamento na Bacia hidrográfica do Exu



Figura 11 – Encontro de canais na área sob voçorocamento no distrito de Bernardo Vieira – PE



Figura 12 - Direção a montante da incisão do ‘headcut’ do canal da voçoroca estudada

3.3 Determinação da erodibilidade e parâmetros hidráulicos do escoamento concentrado na erosão em canais

Nos modelos de erosão em voçoroca destacados, Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes et al. (2006), a erodibilidade em canais é um dos parâmetros fundamentais e necessários para a geração de resultados. Desse modo, realizou-se procedimentos experimentais de erosão em canais com simulações de escoamento superficial concentrado, com a finalidade de obter o valor da erodibilidade do solo sobre o qual a voçoroca estudada foi formada, além de parâmetros referentes às características hidráulicas do fluxo em canais. O solo onde a voçoroca está localizada é o mesmo da experimentação em canais pré-formados, para tal, foi selecionada uma área com proximidade inferior a 100m de distância.

Os canais foram pré-formados com as seguintes dimensões: 3 m de comprimento e 0,15m de profundidade (Figura 13). O delineamento experimental utilizado foi o de inteiramente casualizado. Nesses canais foram aplicados quatro tratamentos, neste caso, quatro níveis de vazão distintos com quatro repetições: 20,66; 40,22; 60,2 e 79,3 L min⁻¹, que assim, consistiram nas simulações de escoamento em dezesseis parcelas experimentais.

O escoamento concentrado foi gerado com a utilização de uma caixa d'água de 1.000L (figura 14), mantida sob carga constante, a qual foi abastecida por meio de bombeamento hidráulico de água proveniente de um reservatório natural localizado próximo ao local. Os diferentes níveis de vazão foram controlados por doze registros d'água instalados no reservatório. Por sua vez, esses registros foram conectados em mangueiras de polietileno, que por meio da ação da gravidade, conduziu a água para os canais pré-formados. Na parte inicial destes, potes de plásticos foram instalados com o intuito de auxiliar na dissipação da energia do fluxo proveniente do reservatório.



Figura 13 - Simulação do escoamento superficial concentrado realizado durante o experimento de erosão em canais pré-formados



Figura 14 - Reservatório (sob carga constante) de água utilizado para gerar o escoamento concentrado, e os registros para controle dos diferentes níveis de vazão

Com o intuito de totalizar a quantidade de solo perdido durante a ação erosiva do escoamento concentrado nos canais, bem como de quantificar a concentração de sedimentos, foram realizadas coletas das amostras líquidas e sólidas, durante intervalos de quatro minutos, sendo a primeira logo após a iniciação do escoamento. O tempo total do experimento foi de 12 minutos para cada simulação. Todas as amostras foram coletadas e armazenadas em potes de plásticos com capacidade de 1L. Para facilitar a coleta das amostras foram instaladas uma calha metálica na parte inferior em cada canal.

Após os procedimentos experimentais, recipientes plásticos foram conduzidos ao Laboratório de Manejo e Conservação do Solo, vinculado à Universidade Federal Rural de Pernambuco, quando então foram pesados e colocados em estufa com temperatura de 60°C até secar totalmente. Após o período de 24h, retirou-se o excesso de água dos potes, para minimizar o tempo de secagem. Então, a concentração de sedimentos foi mensurada pela diferença de peso entre os potes antes e após a secagem.

A velocidade superficial do escoamento concentrado nos canais foi obtida por meio da aplicação de corante (azul metileno) durante a realização do experimento. Para tanto, foi contabilizado o tempo gasto para que o corante percorresse os 3m de comprimento do canal. Realizou-se quatro aferições para cada canal, isto é, a cada 4 minutos do total de 12 minutos. A velocidade média foi calculada pela multiplicação da velocidade superficial do fluxo por um fator de correção ($\alpha = 0,6$), conforme Farenhorst e Bryan (1995), e utilizado por Cantalice et al. (2005). O declive médio de cada canal foi calculado mediante a utilização de haste com comprimento conhecido e do nível topográfico, assim foi determinado pela diferença entre a cota dos pontos extremos da haste.

Todos os parâmetros dimensionais da seção transversal do escoamento superficial concentrado nos canais durante os experimentos foram mensurados por intermédio de perfilômetros (Figura 15), objetivando-se a determinação do perímetro molhado, da área e do raio hidráulico. O perfilômetro é composto por cerca de 40 hastes plásticas espaçadas de 0,02 m e acopladas a uma estrutura retangular de acrílico com 0,8 m de comprimento e 0,4 m de altura. Esses parâmetros foram aferidos três vezes em intervalos de 4 minutos para cada simulação de fluxo concentrado, iniciando a partir do minuto quatro. As formas da seção transversal dos canais foram desenhadas em cartolinas. Para facilitar, pequenos pontos logo acima das hastes (extremidade superior, representado pela cor vermelha na Figura 15) foram marcados na cartolina, representando as hastes que tocavam na parte molhada do escoamento no canal.

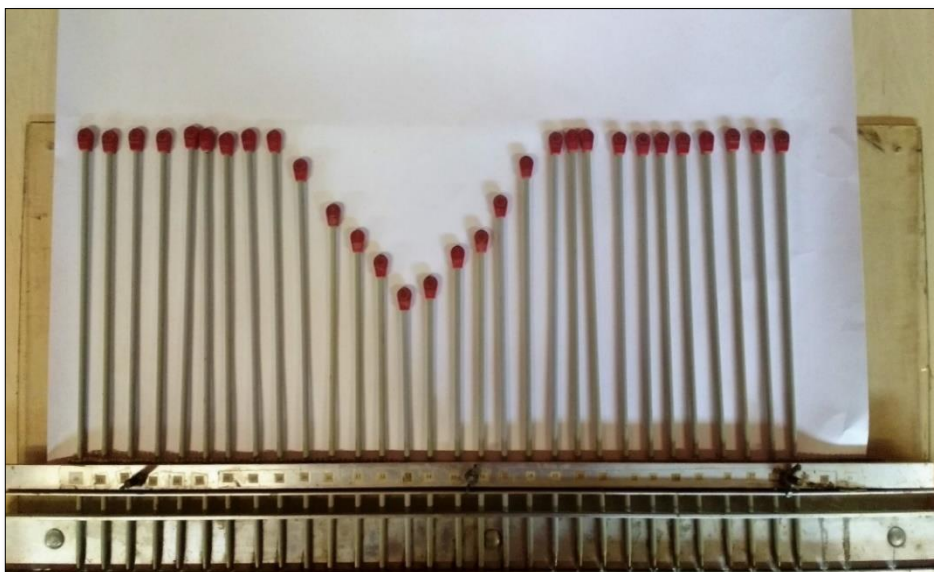


Figura 15 - Perfilômetro utilizado para auxiliar nos cálculos dos parâmetros da seção transversal do escoamento superficial concentrado durante o experimento da erosão em canais

Após as marcações, o cálculo da área da seção transversal foi efetuado com o auxílio de um planímetro manual, bem como do perímetro molhado com um curvímetro

Segundo Flanagan e Nearing (1995), no modelo de WEPP (Water Erosion Prediction Project) a erodibilidade do solo em canais foi determinada a partir da relação entre taxas de desagregação do solo e tensão de cisalhamento, conforme a expressão a seguir:

$$D_r = K_r (\tau - \tau_c) \quad (60)$$

em que D_r é a taxa de desagregação em canais ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), K_r é a erodibilidade do solo em canais ($\text{kg N}^{-1} \text{s}^{-1}$), τ é a tensão de cisalhamento do escoamento superficial concentrado (Pa) e τ_c a tensão crítica de cisalhamento do solo (Pa).

Assim, na determinação da erodibilidade, realizou-se análise de regressão linear, considerando-se a mesma igual ao coeficiente angular da reta, o qual resulta da relação entre os valores de tensão de cisalhamento do escoamento superficial concentrado nos canais e as taxas de desagregação do solo realizadas pelo mesmo (LAFLEN; THOMAS, 1987). O valor de tensão crítica de cisalhamento do solo (τ_c) foi encontrado pelo valor do intercepto da tensão cisalhante do fluxo (τ), quando a taxa de desagregação do solo (D_r) foi igual a zero, ou seja, quando a reta da equação tocar na abscissa x. Os valores de tensão de cisalhamento do escoamento superficial concentrado foram obtidos pela equação abaixo:

$$\tau = \gamma R_h S \quad (61)$$

em que τ é a tensão de cisalhante do fluxo (Pa), γ é o peso específico da água (N m^{-3}), R_h é o raio hidráulico (m), e S é o declive da encosta (m m^{-1}). O raio hidráulico foi determinado a partir de outros parâmetros dimensionais do escoamento, como o da área da seção transversal e do perímetro molhado, conforme a seguinte expressão:

$$R_h = \frac{A}{P_m} \quad (62)$$

em que A é a área da seção transversal (m^2) e P_m o perímetro molhado da seção transversal (m).

As taxas de desagregação foram obtidas a partir de parâmetros dimensionais do canal, e das características do escoamento concentrado, calculado pela seguinte equação:

$$D_r = \frac{QC}{LP_m} \quad (63)$$

sendo D_r a taxa de desagregação do solo no canal ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Q a descarga líquida (L s^{-1}), C a concentração de sólidos no escoamento (kg L^{-1}), L comprimento do canal (m), P_m o perímetro molhado (m).

Os valores de descarga líquida (Q) foram obtidos por intermédio da medição do volume coletado da enxurrada escoado por todo o canal em um determinado espaço de tempo.

Os valores perda total de solo foram obtidos a partir dos dados de concentração de sedimentos do escoamento superficial concentrado e da taxa de descarga líquida, dada pela equação:

$$PS = \frac{\sum Q_{in} C_{in} t}{A} \quad (64)$$

em que PS é a perda total de solo (kg m^{-2}), Q_{in} a taxa de descarga líquida instantânea (L min^{-1}), C_{in} é a concentração instantânea de sedimentos (kg L^{-1}) e t é o intervalo entre amostragens (min) e A é a área do canal (m^2).

Quanto às condições hidráulicas do escoamento nos canais, o número de Reynolds foi determinado pela equação exposta a seguir:

$$R_e = \frac{VR_h}{\nu} \quad (65)$$

em que R_e referente ao número de Reynolds, V é igual a velocidade média do escoamento (m s^{-1}), R_h é o raio hidráulico (m) e ν é a viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

O número de Froude foi obtido pela equação:

$$F_r = \frac{V}{\sqrt{gR_h}} \quad (66)$$

sendo F_r é o número de Froude, V é velocidade média do escoamento ($m s^{-1}$), g é igual a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$), e R_h é o raio hidráulico (m).

A viscosidade cinemática ($m^2 s^{-1}$) do fluxo nos canais pré-formados foi determinada conforme expressão seguinte (JULIEN, 1995):

$$v = [1,14 - 0,031(T - 15) + 0,00068 (T - 15)^2] \times 10^{-6} \quad (67)$$

em que T é a temperatura da água ($^{\circ}C$).

A análise de variância de todos os resultados obtidos foi realizada por meio da utilização do programa estatístico SAS - Learning Edition.

3.4 Determinação dos parâmetros hidrológicos

O principal parâmetro hidrológico aplicado nos modelos de erosão em voçoroca é o de vazão de pico do escoamento superficial. Podendo ser aplicado diretamente no modelo de Foster e Lane (1983), ou transformando em descarga líquida nos modelos de Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes (2006).

O modelo selecionado para estimar a vazão de pico foi o método racional, em virtude da área de captação da voçoroca ser considerada pequena, com 2ha. Esse método tem recomendação de aplicação em pequenas bacias, com área de drenagem inferior a $3km^2$, ou quando o tempo de concentração é abaixo de sessenta minutos (CANHOLI, 2015). O método racional parte do princípio de que toda a área da bacia está passível de precipitação de intensidade constante e distribuição uniforme, estabelecendo um regime permanente de vazão máxima. Isso justifica a aplicação para bacias de pequeno porte. Ademais, uma das premissas principais é a de que o tempo de concentração é igual a duração da chuva.

Portanto, o valor da vazão de pico foi obtido a partir da equação abaixo:

$$Q_p = \frac{CiA}{360} \quad (68)$$

em que Q_p é a vazão de pico em $m^3 s^{-1}$, o C é o coeficiente do escoamento superficial, i é a intensidade média máxima da chuva em mm/h , e A é a área da bacia em ha.

Com base na relação de duração e frequência de precipitação pluviométrica da região semiárida do Nordeste brasileiro, a intensidade da chuva foi determinada pela seguinte equação (MARCIONILO, 2009):

$$I = \frac{998,140 \cdot T^{0,136}}{(t+12,525)^{0,753}} \quad (69)$$

em que I é a intensidade da chuva (mm h^{-1}), T é a duração da chuva (minutos), e o t é o tempo de retorno (anos).

Como no método racional considera-se que duração da chuva é igual ao tempo de concentração, este foi determinado pela equação de Hathaway, conforme Wanielista (1997), e apresentada abaixo:

$$T_c = \frac{0,606(L.n)^{0,467}}{S^{0,234}} \quad (70)$$

sendo T_c o tempo de concentração em horas, L o comprimento da bacia em quilômetro (km), n o fator de rugosidade da bacia promovida pela vegetação, e S o declive médio da bacia (m m^{-1}). O fator de rugosidade considerado no cálculo do tempo de concentração foi de 0,2 o qual é o produto entre a área da captação (2 ha) e a rugosidade promovida pela cobertura do solo (0,1), nesse último, foi adotado solo com pouca cobertura da Caatinga arbustiva degradada. Para o tempo de retorno (10 anos) levou em consideração as características hidrológicas do sertão pernambucano.

Na Tabela 2, encontra-se os atributos dimensionais da área de captação sobre a qual a voçoroca está inserida e os parâmetros hidrológicos alcançados por intermédio do método racional.

Tabela 2 - Caracterização física da área de captação da voçoroca e parâmetros hidrológicos obtidos por meio do método racional.

ATRIBUTOS	
Área (ha)	2
Comprimento (km)	0,25
Declividade (m m ⁻¹)	0,03
Tempo de retorno (ano)	10
Tempo de concentração (min)	19,8
Intensidade da precipitação (mm h ⁻¹)	99,65
Coefficiente de escoamento	0,70
Vazão de pico (m ³ s ⁻¹)	0,38

A partir da intensidade da chuva (99,65 mm h⁻¹) e o tipo de cobertura superficial do solo foi determinado o coeficiente de escoamento da taxa de precipitação, sendo 0,649. A partir da classificação do solo e o seu potencial de escoamento, bem como as condições de cobertura vegetal, um fator de correção é determinado, que é utilizado para a obtenção do coeficiente de escoamento final. O Argissolo sobre o qual a voçoroca foi formada se encaixa no grupo “C” dos solos, isto é, com moderado / elevado potencial de escoamento. Assim, o fator de correção foi 1,09. Portanto, o coeficiente de escoamento final foi de 0,70.

3.5 Determinação dos atributos físicos do solo

Com o intuito de preencher os valores referentes aos parâmetros físicos do solo exigidos pelos modelos aplicados, foram efetuadas análises de composição granulométrica, densidade de partícula, densidade do solo, porosidade, umidade gravimétrica do solo. Além disso, foi determinado o diâmetro característico das partículas do solo. Para tais, foram coletadas amostras estruturadas e não-estruturadas do solo, conforme o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS et al., 2013).

As amostras deformadas foram coletadas com auxílio de um trado nas camadas de 0-20 e de 20 a 50 cm de profundidade do solo, sendo armazenadas em sacos plásticos. As amostras designadas para quantificar umidade do solo foram armazenadas em pequenas latas metálicas, sendo totalmente lacradas. As amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm para a obtenção de TFSA (Terra Fina Seca ao Ar), as quais foram utilizadas para a realização das análises físicas, conforme recomendado pela EMBRAPA (1997).

Para a densidade do solo foram utilizados anéis com volume conhecido para coletar amostras não deformadas na camada superficial do solo, com o auxílio de um amostrador do tipo Uhland. Para preservar a estrutura, as amostras em anéis foram envolvidas com plástico filme e plástico bolha. Em laboratório, foram retirados os excessos de solo nas extremidades do anel, após isso foram secas em estufa a temperatura de 105°C. Todas as amostras foram conduzidas e foram realizadas análises nos laboratórios de Manejo e Conservação do Solo, e Física do solo, vinculados à Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE.

Os valores de umidade do solo foram obtidos por gravimetria, baseado na diferença do peso das amostras antes e depois de secas a 105°C em estufa. No parâmetro de densidade do solo foi utilizado o método do anel volumétrico (GROSSMAN; REINSCH, 2002), baseando-se na relação entre massa de solos seco a temperatura de 105°C e volume do anel. Sendo assim, determinada por intermédio da seguinte equação:

$$D_s = \frac{M_s}{V} \quad (71)$$

onde D_s é a densidade do solo (g cm^{-3}), M_s é a massa de solo seca (g), e V é o volume do anel.

A densidade de partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico (EMBRAPA, 2007). Esse método consiste na medição do volume de álcool necessário para completar todo o volume do balão, contendo Terra Fina Seca em Estufa (TFSE).

Os valores porosidade total do solo foram obtidos de forma indireta, ou seja, a partir das determinações de densidade de partícula e densidade do solo, aplicando-os na equação a seguir:

$$P = \left(1 - \frac{D_s}{D_p}\right) \quad (72)$$

sendo P é a porosidade total do solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), D_s é a densidade do solo (g cm^{-3}), e D_p é a densidade de partículas (g cm^{-3}).

Para a determinação da composição granulométrica do solo foi utilizado o método do densímetro (GEE; BAUDER, 1986). Esse método está fundamentado na velocidade de queda das partículas que compõem o solo. Sendo assim, a fração de areia foi determinada por peneiramento. Além disso, por sedimentação em água e agente dispersante do tipo hidróxido de sódio, na proporção de 10:1, a fração de argila foi determinada por leitura após 24h de espera. Os valores de silte foram determinados pela diferença entre os valores de areia e argila.

O valor do diâmetro médio característico dos sedimentos foi determinado por intermédio de peneiramento com agitação mecânica. As partículas foram separadas por onze peneiras com malhas entre 3,35mm e 0,053mm, submetidas à agitação mecânica constante, com intensidade de 90 vibrações por segundo. O tempo total para cada amostra foi de 12 minutos.

Na Tabela 3, encontra-se a caracterização física do solo, a partir da qual o solo foi classificado como um Argissolo Vermelho textura media, com fase Caatinga hiperxerófila e relevo ondulado, sobre o qual foram realizados os experimentos de erosão em canais pré-formados para a obtenção dos parâmetros de erodibilidade e tensão crítica de cisalhamento do solo.

Tabela 3 - Caracterização física do Argissolo no qual os canais foram pré-formados e foram realizados os experimentos de erosão para a profundidade entre 0 e 50 cm

Prof.	Ds	Dp	Pt	D50	U	GRANULOMETRIA		
						Argila	Areia	Silte
(cm)	(g cm ⁻¹)		(%)	(mm)	(g g ⁻¹)	(%)		
0-20	1,45	2,49	57	0,41827	0,596	13,7	58,1	28,2
20-50	1,52	2,51	60,5	-	0,621	24	49	27

Prof.= profundidade da coleta; D_s = densidade do solo; D_p = densidade de partícula; P_t = porosidade total; D₅₀ = diâmetro característico dos sedimentos a 50%; U = umidade gravimétrica

3.6 Análise de desempenho

Com a finalidade de avaliar, quantitativamente, a acurácia dos parâmetros de saída promovidos pelos modelos de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005) foi utilizado o índice estatístico de Willmot (1985), a partir da relação entre os valores estimados e os parâmetros observados em campo.

O índice de concordância (Wilmott et al., 1985) pode ser aplicado em comparação da concordância entre as variáveis estimadas e observadas para diversos modelos, independente das unidades de medida, sendo assim representada pela razão entre o erro quadrático médio e o erro potencial:

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{est} - Y_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (|Y_{obs} - \bar{Y}| + |Y_{est} - \bar{Y}|)^2} \quad (73)$$

em que D é o coeficiente de concordância, n é o número total de pares de parâmetros observados e estimados, Y_{obs} é o parâmetro observado, Y_{est} é o parâmetro estimado e \bar{Y} é a média dos valores observados.

O coeficiente de concordância pode variar de 0 a 1, sendo 1 representando um acordo perfeito e 0 total discordância entre os dados medidos em campo e os parâmetros preditos (LEGATES et al., 1999; WILLMOT et al., 2012).

3.7 Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade é um instrumento de avaliação de modelos matemáticos de base física, pois objetiva quantificar o efeito de um determinado parâmetro de entrada utilizado para calcular um determinado resultado final (GESSESSE et al., 2014). Além disso, define a importância relativa de cada parâmetro.

Para calcular o impacto dos parâmetros de entrada de vazão de pico, declividade e tensão crítica de cisalhamento, sobre os resultados finais dos modelos de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes (2006), em um determinado intervalo de valores, foi utilizado a abordagem ASD (análise de sensibilidade diferencial), conforme Lenhart et al. (2002). Para tal, foram realizadas variações individualizadas dos parâmetros de entrada, ao passo que, os outros atributos necessários para a produção dos resultados foram mantidos nas mesmas condições. Além disso, foram selecionados vinte e cinco valores dos parâmetros de entrada em intervalos variados.

A sensibilidade é expressa por um índice adimensional (I), que é calculado por meio da relação entre a variação relativa dos resultados finais do modelo e a de um parâmetro:

$$I = \frac{(Y_2 - Y_1)/Y_0}{2\Delta_x/X_0} \quad (75)$$

O resultado do modelo Y_0 é calculado a partir de um valor X_0 do parâmetro de entrada. A variação dos valores de entrada é representada por $\pm \Delta_x$, obtendo-se $X_1 = X_0 - \Delta_x$ e $X_2 = X_0 + \Delta_x$ com valores de saída Y_1 e Y_2 .

Os valores de I próximo a zero indicam que os resultados não são sensíveis ao parâmetro, ao passo que quanto maiores os índices, mais sensíveis serão os modelos ao parâmetro de entrada. O sinal do índice indica se o parâmetro de entrada é diretamente proporcional (+) ou inversamente proporcional (-) aos resultados finais produzidos pelo modelo (tabela 4).

Os valores de sensibilidade dos modelos de erosão foram estimados sob aspectos do ambiente da área de ocorrência de voçoroca, Bacia hidrográfica do Riacho Exu.

Tabela 4 – Classificação do índice de sensibilidade adimensional

CLASSE	ÍNDICE	SENSIBILIDADE
I	$0 < I < 0,05$	Baixa
II	$0,05 < I < 0,20$	Médio
III	$0,20 < I < 1,00$	Alta
IV	$I > 1,00$	Muito alta

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Parâmetros hidráulicos da erosão nos canais pré-formados para determinação da erodibilidade do solo

As características hidráulicas do escoamento superficial concentrado em canais pré-formados e o resultado da comparação das médias para cada tratamento podem ser conferidos na Tabela 5. Todos os atributos hidráulicos do escoamento, isto é, descarga líquida, velocidade média, número de Reynolds e número de Froude, a exceção da declividade, apresentaram diferença significativa entre as médias, para cada tratamento aplicado. Os valores referentes ao número de Reynolds acima de 2500 caracterizam-se como um escoamento de fluxo turbulento. Portanto, todos os valores médios desse atributo apresentaram essa característica. Ademais, seguindo Slattery e Bryan (1992), todos os valores do número de Froude foram acima de 1,2, confirmando a formação de canais incipientes.

Tabela 5 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis obtidas a partir do procedimento experimental: descarga líquida (Q_L), velocidade média (V_m), declividade (D), número de Reynolds (Re), número de Froude (Fr), em relação às médias das vazões (Q) aplicadas

Q (l min ⁻¹)	Q_L (L min ⁻¹)	V_m (m s ⁻¹)	D (m m ⁻¹)	Re	Fr
79,30	76,7 A	0,68 A	0,20 A	9516 A	2,02 A
60,20	56,5 B	0,6 AB	0,19 A	7959 AB	1,83 AB
40,22	37,4 C	0,45 BC	0,18 A	5503 AB	1,45 BC
20,66	18,1 D	0,39 C	0,18 A	4251 B	1,36 C

Médias seguidas da mesma letra na mesma coluna não diferem estatisticamente pelo teste de Tukey a 5 %

As médias dos parâmetros hidráulicos obtidas são consideradas elevadas, quando comparadas aos valores encontrados por Cantalice et al. (2005), Bezerra et al. (2010), Piscoya (2012) e Santos (2013), o que pode ser explicado pelo alto valor de declividade encontrado no local do experimento.

Consta da Figura 16 a relação das vazões aplicadas durante o experimento e a velocidade média do escoamento. A partir do gráfico, pode-se inferir que a relação entre os valores de vazões aplicadas e de velocidade média do escoamento nos canais pré-formados é diretamente

proporcional, isto é, ao passo que a aplicação da vazão foi crescente, a velocidade também foi elevada proporcionalmente. Além disso, a análise de regressão linear apresentou um indicador de coeficiente de determinação (R^2) significativo, isto é, a variável independente representada pela vazão aplicada explica 86,82% da variância da velocidade média do escoamento. O aumento das vazões e, a conseqüente elevação da velocidade do escoamento, podem surtir cisalhamento de grandes agregados e transporte dos mesmos em conjunto com as partículas primárias do solo.

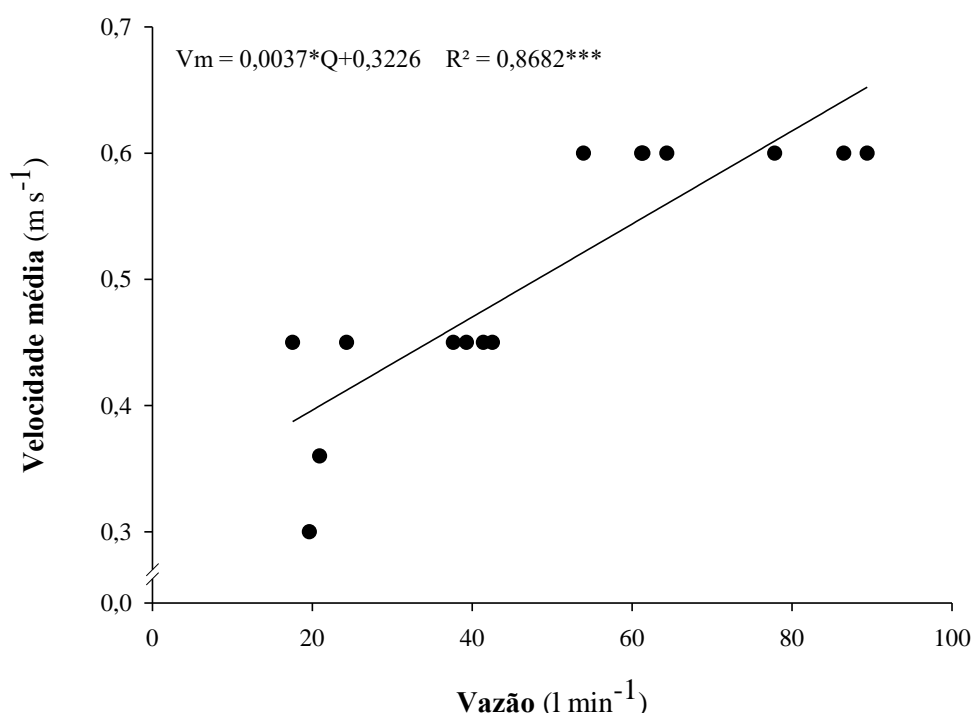


Figura 16 - Variação dos valores de velocidade média do escoamento concentrado em canais em função das vazões aplicadas durante o procedimento experimental. *** ($p < 0,01$)

A tensão de cisalhamento do escoamento superficial concentrado, a qual foi gerada a partir da aplicação de diferentes vazões sobre canais pré-formados durante o experimento, é um importante atributo para a obtenção dos valores de erodibilidade e tensão crítica de cisalhamento do canal. Sendo assim, foi necessário e determinou-se valores acerca da geometria da seção transversal do escoamento superficial concentrado. Ainda, foi feito a análise de variância e comparação das médias das variáveis pelo teste de Tukey. Assim, na Tabela 6 podem ser conferidos os valores médios de área, perímetro molhado e raio hidráulico da seção transversal do escoamento superficial concentrado nos canais.

Tabela 6 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis de perímetro molhado (P_m), área da seção transversal e raio hidráulico (R_h) do escoamento superficial concentrado, em relação às vazões aplicadas (Q) nos canais pré-formados

Q (L min ⁻¹)	$P_m \times 10^{-2}$ (m)	ÁREA $\times 10^{-3}$ (m ²)	$R_h \times 10^{-2}$ (m)
79,30	9,80 A	1,25 A	1,20 A
60,20	9,70 A	1,18 A	1,15 A
40,22	9,30 A	1,03 A	1,0 A
20,66	8,80 A	0,89 A	0,90 A

Médias seguidas da mesma letra na mesma coluna não diferem estatisticamente pelo teste de Tukey ao nível de 5 %

A partir dos resultados pode-se inferir que as vazões aplicadas não produziram diferença significativa na geometria dos canais, ou seja, os valores obtidos de área, perímetro molhado e raio hidráulico foram semelhantes para todos os ensaios. Diferentemente das variáveis hidráulicas da tabela 5.1, que responderam significativamente as vazões aplicadas, as seções transversais dos canais não se diferenciaram. Este fato pode se dever a necessidade de uma amplitude maior dos fluxos de entrada, por exemplo, o menor fluxo poderia ter sido de 5 L min⁻¹. Também, pode-se aventar o fato de que o experimento foi realizado em encosta com Argissolo de uma área degradada com voçorocamento, e, portanto, estando quase completamente decapitado, ou seja, com pouco do horizonte A, e, portanto, bem próximo do horizonte Bt, que demandaria mais energia de escoamento para diferenciação na geometria dos canais.

As mesmas vazões aplicadas aqui são semelhantes as aplicadas por Cantalice et al. (2005), Bezerra et al. (2010) e Piscoya (2012), entretanto, estes autores obtiveram variação significativa da geometria dos canais de erosão. Bezerra et al. (2010) explica ser presumível que o aumento da vazão causa desestabilização da estrutura dos canais pré-formados, tanto no fundo quanto nas paredes laterais, por desagregação pela ação da tensão de cisalhamento do escoamento, acarretando dessa forma, aumento do perímetro molhado e raio hidráulico, culminando na elevação de área da seção transversal do canal.

Apesar de não apresentarem diferença significativa entre médias, a análise de regressão linear (Figura 17) indicou um significativo coeficiente de determinação (R^2), ou seja, a variável independente representada pela área da seção transversal explica 96,15% da variância da variável dependente, no caso o raio hidráulico.

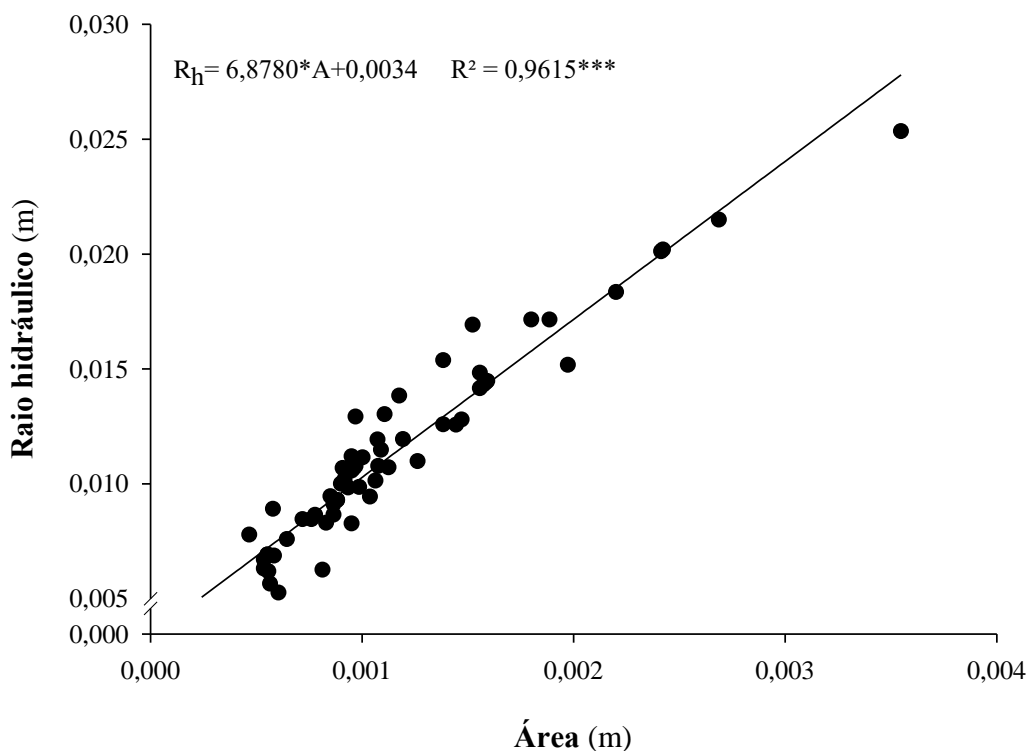


Figura 17 - Variação dos valores médios do raio hidráulico em função da área da seção transversal do escoamento superficial concentrado nos canais pré-formados durante o procedimento experimental. *** ($p < 0,01$)

Na Tabela 7 são apresentados os valores médios da tensão de cisalhamento do escoamento, taxa de desagregação e perda de solo para aos fluxos aplicados nos canais. Os resultados de comparação entre os fluxos aplicados para tensão de cisalhamento e taxa de desagregação não teve diferença, mas para a perda de solo diferencia-se. A inexistência de diferença para a tensão de cisalhamento se deu por conta dos valores do raio hidráulico que não se diferenciaram com a aplicação dos fluxos crescentes, como já visto. No entanto, as diferenças estatísticas dos fluxos crescentes aplicados com as perdas de solo aconteceram porque as perdas de solo se constituem em uma variável integrativa, ou seja, os valores de perdas são somados durante todo o período de ensaio.

Tabela 7 - Teste de comparação de médias referentes às variáveis determinadas nos canais pré-formados pelo procedimento experimental: tensão de cisalhamento do escoamento concentrado (τ), taxa de desagregação (D_r), e perda de solo (PS), em relação às médias das vazões aplicadas

Q (L/min ⁻¹)	τ (Pa)	D_r (Kg m ⁻² s ⁻¹)	PS (t ha ⁻¹)
79,30	24,32 A	0,3244 A	137,57 A
60,20	22,03 A	0,3085 A	108,87 AB
40,22	19,34 A	0,2755 A	102,62 AB
20,66	16,49 A	0,2056 A	76,49 B

Médias seguidas da mesma letra na mesma coluna não diferem estatisticamente pelo teste de Tukey ao nível de 5 %

Por meio da análise de regressão linear entre a taxa de tensão de cisalhamento e a taxa de desagregação, foram obtidos os valores de erodibilidade (K_r) e tensão crítica de cisalhamento do solo (τ_c) (Figura 18). A análise de regressão linear apresentou um indicador significativo de coeficiente de determinação (R^2), visto que a variável independente de tensão de cisalhamento (τ) explica 74% da variância da taxa de desagregação (D_r). O coeficiente angular da reta, o qual determina a erodibilidade (K_r) do solo, foi de 0,0176 kg N⁻¹ s⁻¹. Além disso, a tensão crítica de cisalhamento (τ_c), que representa o intercepto entre a reta e a abcissa, foi de 4,72 Pa.

A erodibilidade ($K_r = 0,0176$ kg N⁻¹ s⁻¹) obtida aqui, é maior do que outros resultados encontrados na literatura, alcançados a partir de experimentação de erosão em canal, como em: Braida e Cassol (1996) ($K_r = 0,0104$ kg N⁻¹ s⁻¹) em Argissolo Vermelho-escuro franco arenoso; Schäfer et al. (2001) ($K_r = 0,012$ kg N⁻¹ s⁻¹) em Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico arênico; Cantalice et al. (2005) ($K_r = 0,0024$ kg N⁻¹ s⁻¹) em Argissolo vermelho distrófico típico de textura franco-argilo-arenosa; Piscoya (2012) ($K_r = 0,0021$ kg N⁻¹ s⁻¹) em Cambissolo.

A tensão crítica de cisalhamento ($\tau_c = 4,72$ Pa) do Argissolo estudado, é maior do que obtido por Schäfer et al. (2001) em Argissolo ($\tau_c = 2,61$ Pa) e Cantalice et al. (2005) ($\tau_c = 2,75$ Pa), contudo, é menor do que o resultado encontrado por Braida e Cassol (1996), também para um Argissolo ($\tau_c = 4,81$ Pa). Essas diferenças nos valores de tensão crítica de cisalhamento para mesma classe de solo pode ser endereçada a variações experimentais e a diferenças mineralógicas destes solos, em outros níveis categóricos.

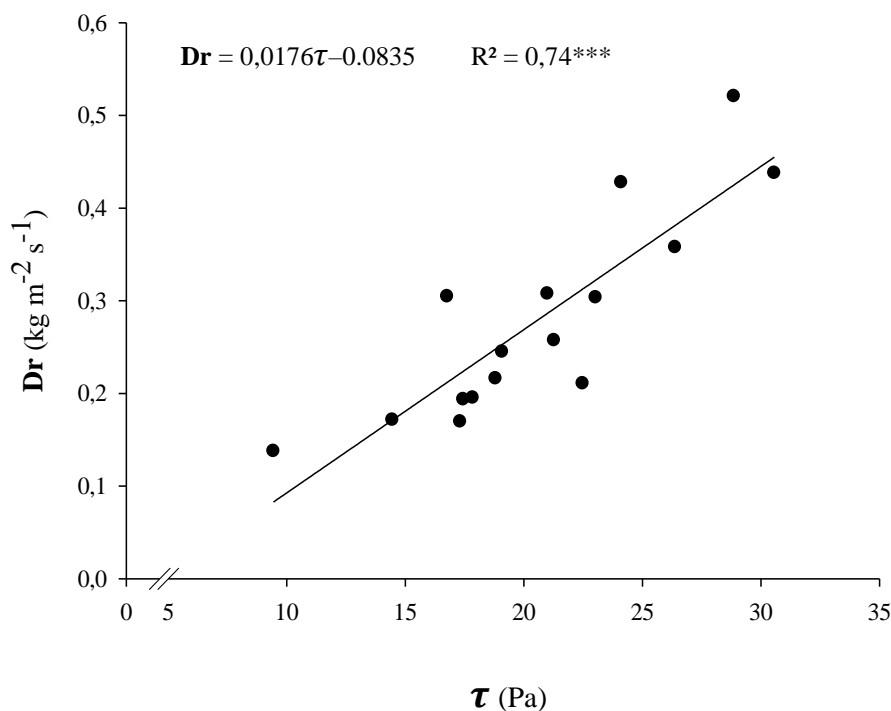


Figura 18 - Análise de regressão linear da relação entre a tensão de cisalhamento do escoamento concentrado (τ) e a taxa de desagregação dos canais (Dr), utilizados para a obtenção da erodibilidade em canais (Kr) e tensão crítica de cisalhamento (τ_c). *** elevado grau de significância ($p < 0,01$)

4.2 Predição das taxas de erosão em voçorocas por meio dos modelos de base física

Na Tabela 8 constam os valores preditos de largura e profundidade da voçoroca pelos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999), bem como os valores que de fato foram mensurados no campo. A comparação da geometria real dos canais das voçorocas com os valores preditos permite uma avaliação de desempenho das estimativas dos modelos utilizados.

Os resultados da largura preditos mediante o modelo de Foster e Lane foram maiores que os valores das dimensões reais verificadas em campo. Em contrapartida, os resultados dos modelos sobre a profundidade dos canais foram subestimados, tanto pelo de Foster e Lane quanto pelo de Sidorchuk. Na largura do canal I, o modelo de Sidorchuk foi o que mais se aproximou ao valor real, contudo, foi o modelo de Foster e Lane que obteve melhor resultado para esse parâmetro no canal II. Observa-se que na comparação dos valores de geometria dos canais das voçorocas, estimados pelos modelos de Foster e Lane e de Sidorchuk resultados muito aproximados uns dos outros.

Tabela 8 – Comparação entre as dimensões de profundidade e largura reais observados em campo nos canais da área sob voçorocamento e as estimativas obtidas por meio da aplicação dos modelos de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005)

Dimensões observados	Canal I (D = 0,021)		Canal II (D = 0,019)	
Profundidade (m)	0,75		0,83	
Largura (m)	1,35		2,3	
Dimensões estimadas	F.L	S.	F.L	S.
Profundidade (m)	0,17	0,31	0,18	0,31
Largura (m)	3,02	1,585	2,9	1,213

D = declividade ($m\ m^{-1}$) / F.L = modelo de Foster e Lane (1983) / S. = modelo de Sidorchuk (1999; 2005)

Os resultados do índice de concordância (d) Willmott et al., (1985), o qual envolve a relação entre os resultados de largura e profundidade estimados pelos modelos de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005), e as dimensões reais dos canais observadas em campo, constam na Tabela 9.

Em geral, pode-se afirmar que os índices estatísticos referentes às dimensões da largura e profundidade dos dois canais indicaram medianas estimativas dos modelos aplicados, visto que metade dos resultados possíveis foram iguais a zero, isto é, ineficiência total, e a outra metade dos resultados possíveis diferentes de zero conseguiram corresponder, apresentando bons ajustes. Além disso, os resultados estimados por meio do modelo de Sidorchuk apresentaram melhores ajustes do que os apresentados por Foster e Lane, tanto para largura quanto para profundidade, entretanto com mínima diferença.

Os resultados de largura dos canais produzidos pelos modelos de Foster e Lane e Sidorchuk apresentaram equivalência com os valores de campo. A média do índice de concordância do modelo de Sidorchuk ($d = 0,445$) referente a largura dos canais, demonstraram melhores ajustes do que a média do índice para o modelo de Foster e Lane ($d = 0,425$), sendo ligeiramente menores.

Embora os dois modelos de erosão em voçoroca tenham apresentado resultados significativos para a largura dos canais, a predição da profundidade não foi satisfatória, visto que dois dos quatro ajustes possíveis foram iguais a zero, além disso, os outros dois valores diferentes de zero não corresponderam acima de 50% sendo assim classificada como ineficiência total. Além disso, as médias do índice de concordância para a profundidade, tanto do modelo de Foster e Lane ($d = 0,195$) quanto do modelo de Sidorchuk ($d = 0,23$) demonstraram os resultados insatisfatórios.

Tabela 9 – Índice de concordância (d) de Willmott et al. (1985) referentes a relação entre os resultados de largura e profundidade estimados pelos modelos de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005) e os observados em campo

Modelos	Dimensões	canal I	canal II
Foster e Lane	Largura	0,00	0,85
	Profundidade	0,39	0,00
Sidorchuk	Largura	0,89	0,00
	Profundidade	0,46	0,00

As predições referentes às taxas de erosão e às variáveis hidráulicas do escoamento concentrado nos canais de voçorocas que compõem a área estudada, obtidas pela aplicação dos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005), constam na Tabela 10.

Os parâmetros de tensão de cisalhamento do escoamento preditos pelo modelo de Sidorchuk, para os dois canais estudados, foram maiores do que os resultados estimados obtidos por meio dos modelos de Foster e Lane. A tensão de cisalhamento e a taxa de desagregação da erosão vertical, a qual predomina o processo incipiente de formação da voçoroca, ou seja, antes de alcançar a camada não erodível, são maiores do que a tensão de cisalhamento ajustada e a taxa de desagregação lateral estimada para o processo após atingir a camada não-erodível. O que corrobora com a colocação de Sidorchuk (2005), onde o mesmo considera que a primeira etapa da erosão em voçoroca contempla a principal fase para a propagação do canal, por erosão rápida. A velocidade da erosão vertical acompanhou diretamente a mudança de declividade encontrada nos dois canais estudados. Além disso, as estimativas acerca da concentração de sedimentos em voçorocas dos dois modelos, apresentaram resultados aproximados.

A estimativa do modelo de Foster e Lane para a perda de solo da área total sob voçorocamento indicou que o canal II apresentou maior quantidade do que o canal I, sendo um total de 1,225 T ha⁻¹.

Tabela 10 – Parâmetros hidráulicos e taxas de erosão estimados por meio da aplicação dos modelos de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) para os dois canais da área sob voçorocamento estudada (I e II)

Parâmetros estimados	Canal I		Canal II	
	Modelos			
	F. e L.	S.	F. e L.	S.
Fator de transporte $g (x*c)^*$	16,74	-	15,43	-
Tensão de cisalhamento (Pa)*	39,28	63,91	36,22	57,83
Taxa de desagregação ($kg\ seg^{-1}\ m^{-1}$)*	0,7587	-	0,7052	-
Velocidade da erosão vertical ($m\ min^{-1}$)*	2,12	-	1,94	-
Tempo de erosão vertical (min)*	25,9	-	28,2	-
Tensão de cisalhamento ajustada (Pa)**	32,77	-	30,33	-
Taxa de desagregação ($kg\ seg^{-1}\ m^{-1}$)**	0,2467	-	0,2252	-
Taxa de desagregação no fundo ($m\ s^{-1}$)	-	9,74E-06	-	8,81E-06
Taxa de desagregação lateral ($m\ s^{-1}$)	-	4,16E-05	-	3,76E-05
Velocidade lateral ($m\ s^{-1}$)	-	2,22	-	2,2205
Perda de Solo ($T\ ha^{-1}$)	0,570	-	0,655	-

* erosão antes de atingir a camada não erodível/** erosão após atingir a camada erodível / D = declividade ($m\ m^{-1}$) / F. e L. = modelo de Foster e Lane (1983) / S. = modelo de Sidorchuk (1999; 2005)

4.3 Análise de sensibilidade

Os resultados referentes ao índice de sensibilidade diferencial, conforme Lenhart et al. (2002), dos modelos de erosão em voçoroca de Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes (2006) em função dos parâmetros de entrada para vazão de pico (Q), declividade (S) e tensão crítica de cisalhamento (τ) constam na Tabela 11.

No modelo de Foster e Lane, os parâmetros de vazão e declividade estão inseridos na classe III, que correspondem a elevada sensibilidade, tanto para a largura quanto para a profundidade. Entretanto, a tensão crítica de cisalhamento, a qual possui uma relação inversamente proporcional com a largura e diretamente proporcional com a profundidade, promoveu efeito duas vezes maior do que a vazão de pico para a largura, sendo classificada como sensibilidade muito elevada (IV), e para a profundidade apresentou média sensibilidade (II).

Os índices de sensibilidade do modelo de erosão de Sidorchuk para a largura do canal, indicaram classes I, III e IV para os parâmetros de entrada, isto é, tensão crítica de cisalhamento, vazão de pico e declividade, respectivamente. Ademais, a declividade é o parâmetro mais influente do modelo. Já na profundidade, o mesmo apresentou elevada sensibilidade com a vazão de pico (III) e resultados nulos para declive e tensão crítica de cisalhamento.

Em relação ao modelo de Flores-Cervantes os índices das taxas de incisão das voçorocas, foi verificado sensibilidade considerável a nenhum parâmetro de entrada. Em geral, sendo classificado como pouco/insignificante a efeito sensível médio, para os três parâmetros analisados. Entretanto, a vazão de pico pode ser classificada como o parâmetro de maior peso no modelo.

Tabela 11 - Resultados do índice de sensibilidade dos parâmetros de entrada dos modelos de erosão em voçoroca Foster e Lane (1983), Sidorchuk (1999; 2005) e Flores-Cervantes (2002)

MODELO		Vazão de pico (Q)	Declividade (S)	Tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr})
Foster e Lane	W	0,51	0,45	-1,03
	D	0,31	-0,26	0,13
Sidorchuk	W	0,75	2,78	-0,003
	D	0,54	0	0
Flores-Cervantes	X/t	0,15	-0,13	-0,04

W é a largura final; D é a profundidade da voçoroca X/t é a taxa de incisão do 'headcut'

Os principais parâmetros de entrada dos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005) são vazão de pico, declividade e tensão crítica de cisalhamento. As relações entre os parâmetros de entrada e saída, os quais correspondem à largura final e a profundidade do canal da voçoroca encontram-se nas Figuras 19, 20, 21, 22, 23 e 24.

Em geral, os parâmetros de entrada utilizados no modelo de Sidorchuk, na estimativa de largura e de profundidade dos canais de voçorocas, produzem valores com sensibilidade variada: os resultados de largura quando submetidos a variação de declividade tiveram uma ampla sensibilidade entre o menor e o maior valor, em contrapartida não obteve diferença significativa para valores variados de tensão crítica. A partir disso, pode-se inferir que qualquer valor de entrada de declividade, no modelo de Sidorchuk, irá promover superestimação de largura e subestimação de profundidade da voçoroca. A tensão crítica de cisalhamento foi outro parâmetro que não promoveu bons resultados, visto que não tiveram influência significativa

nos valores estimados. Por fim, o melhor parâmetro avaliado no mesmo modelo foi o de vazão de pico, pois os valores estimados tiveram crescimento gradativo.

Quando submetidos à diferentes valores de entrada, os resultados de largura e profundidade do modelo de Foster e Lane tiveram crescimento e decréscimo gradativo para todos os parâmetros avaliados. Os resultados de profundidade tiveram baixa sensibilidade para os três parâmetros de entrada. O declive e a tensão crítica de cisalhamento foram os parâmetros de menor influência no resultado da largura do canal.

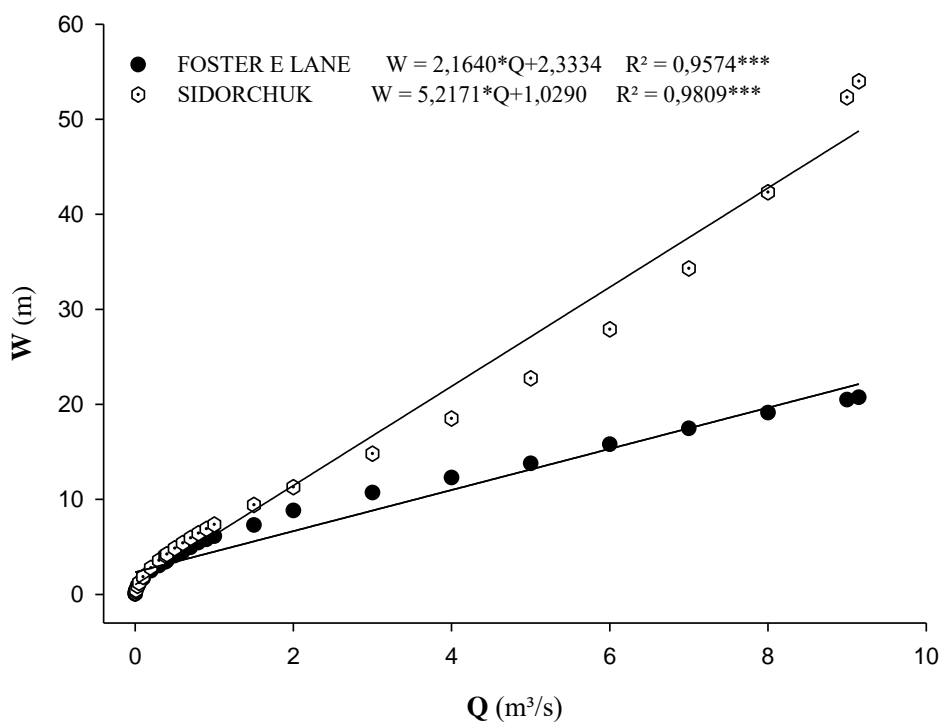


Figura 19 - Relação entre o parâmetro de entrada de vazão de pico e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

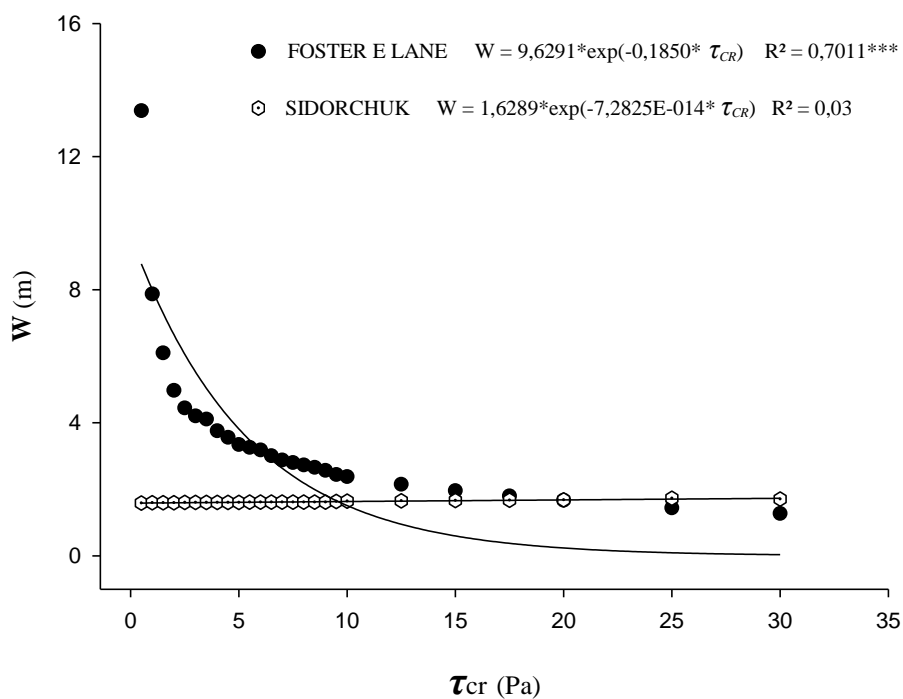


Figura 20 - Relação entre a tensão crítica de cisalhamento do solo (τ_{cr}) e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

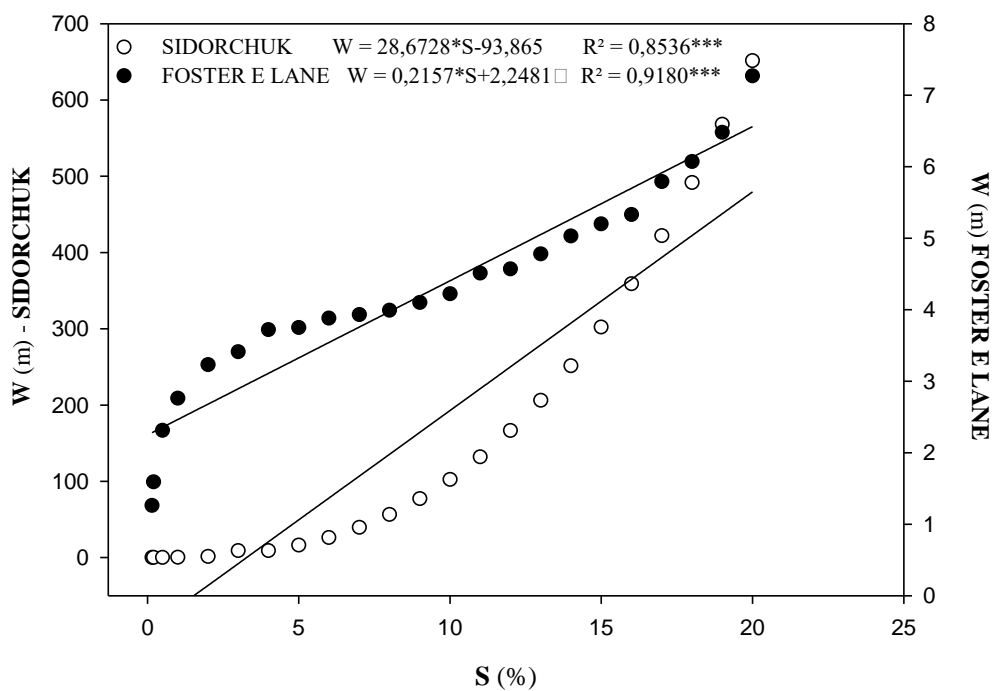


Figura 21 - Relação entre a declividade (S) e o resultado de largura final (W) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

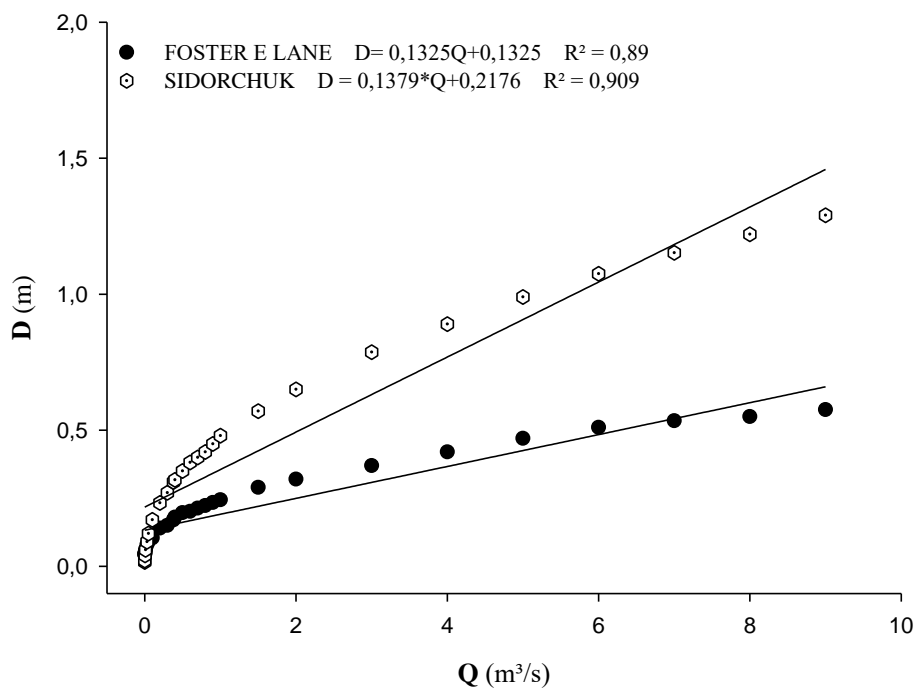


Figura 22 - Relação entre a vazão de pico (Q) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

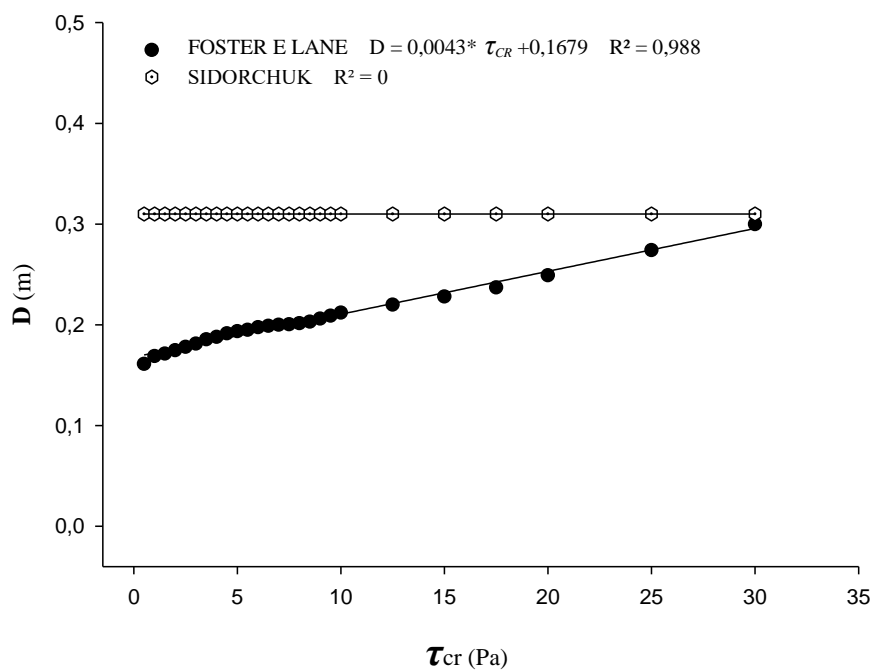


Figura 23 - Relação entre a tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr}) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

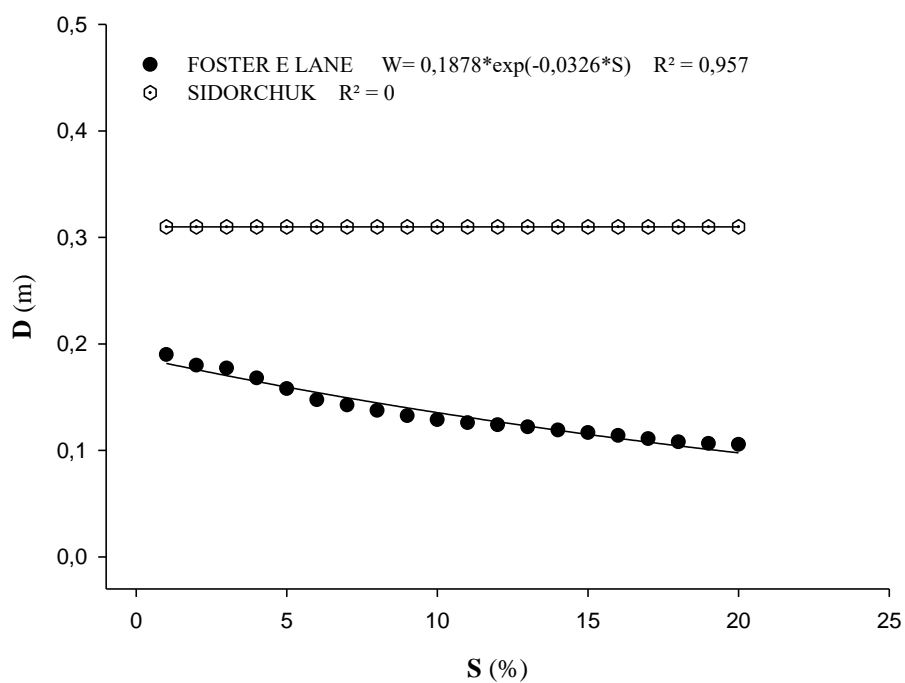


Figura 24 - Relação entre a declividade (S) e o resultado de profundidade (D) referente aos modelos de Foster e Lane (1983) e Sidorchuk (1999; 2005). *** nível de significância: $p < 0,05$

Nas Figuras 25, 26 e 27 constam os resultados da análise de sensibilidade detalhada dos parâmetros de entrada do modelo de Flores, vazão de pico (Q), declive (S) e tensão crítica, sobre os resultados de tensão cisalhante da poça (τ), taxa de incisão (X/t), taxa de aprofundamento (D/t) do 'headcut' da voçoroca estudada.

Em geral, para o modelo de Flores-Cervantes, todos os parâmetros de entrada não promoveram influência significativa nos resultados de saída, com exceção para a vazão de pico: independentemente do parâmetro isolado, não foi gerado variabilidade nos resultados estimados pelo modelo.

Os resultados de tensão de cisalhamento apresentaram uma sensibilidade muito elevada ao parâmetro de vazão de pico. A taxa de incisão mostrou um crescimento uniforme, à medida que os valores de vazão foram aumentados, sendo equivalente ao índice de sensibilidade.

No parâmetro de declive, o qual promove alteração nos valores do número de Froude, quando o mesmo proporciona um fluxo supercrítico ($Fr > 1$), os resultados demonstram variação uniforme. Em contrapartida, quando o número de Froude é menor do que 1, ou seja, quando o fluxo é classificado como subcrítico, os resultados não apresentaram variabilidade. A mudança nas equações utilizadas para estimar a velocidade na borda do 'headcut' é a razão pela qual ocorre essa invariabilidade quando o fluxo é considerado subcrítico. Portanto, pode-se inferir que quando a declividade é baixa em um certo estado que influencie o fluxo como subcrítico, não gera resultados confiáveis.

Para o modelo de Flores-Cervantes a tensão crítica de cisalhamento se mostrou um parâmetro desprezível, pois apresentou neutralidade tanto nos resultados da taxa de recuo quanto nas taxas de aprofundamento do 'headcut'.

Portanto, para as condições encontradas na área da voçoroca estudada, a vazão de pico e a declividade são os principais parâmetros de entrada do modelo de Flores-Cervantes utilizados para estimar taxas de erosão de 'headcut'.

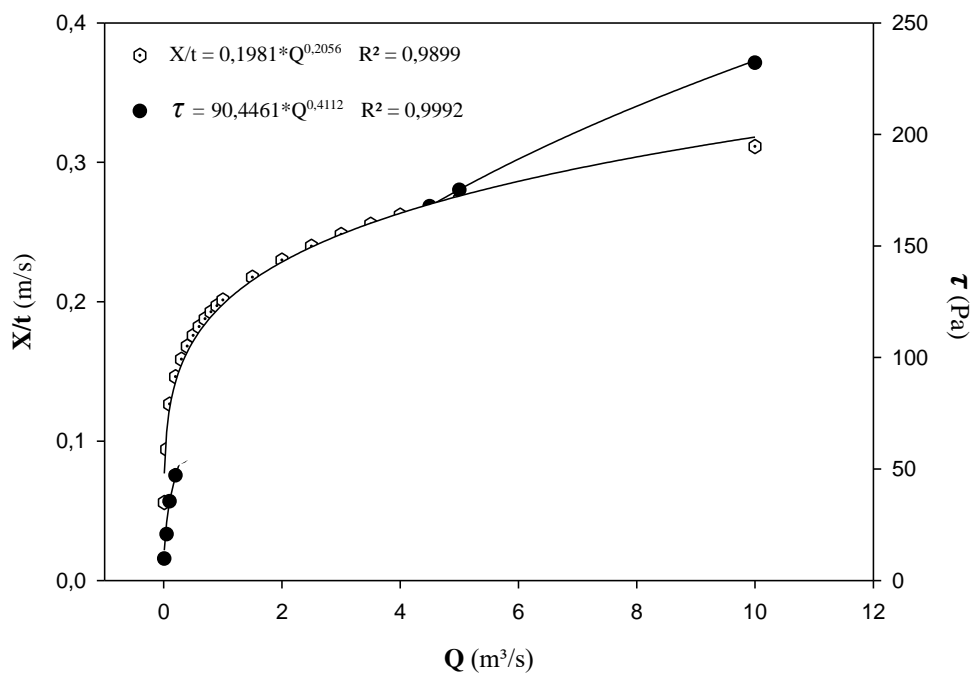


Figura 25 - Relação da vazão de pico (Q) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do 'headcut' da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$

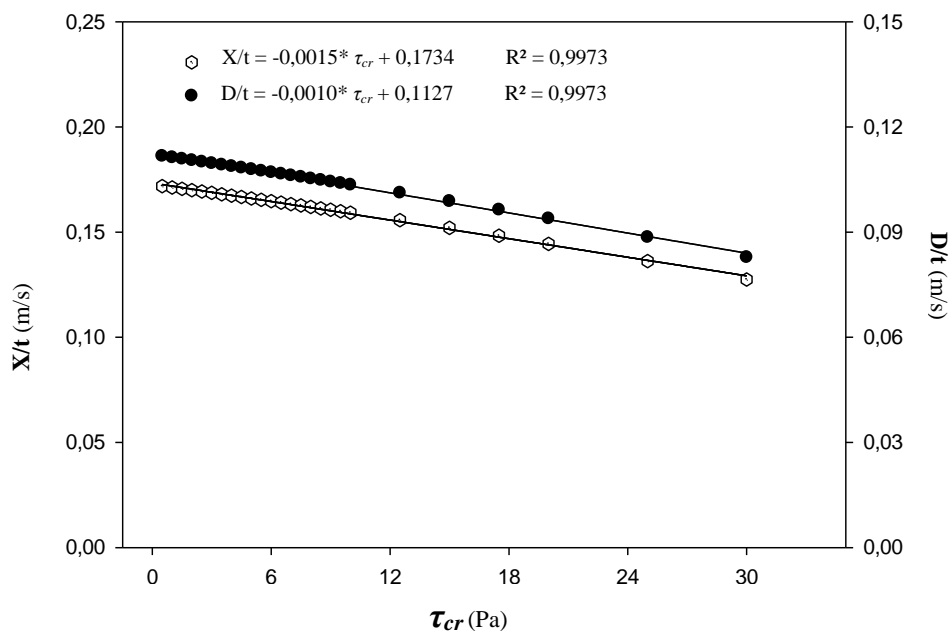


Figura 26 - Relação da tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr}) com a taxa de aprofundamento (D/t) e a taxa de incisão do 'headcut' da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$

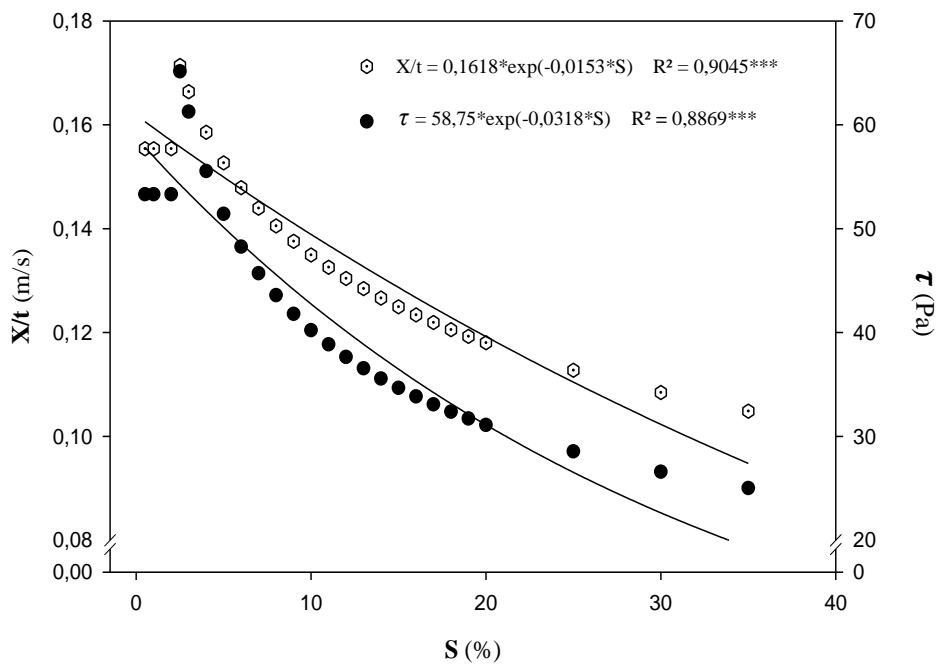


Figura 27 - Relação da declividade (S) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do 'headcut' da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$

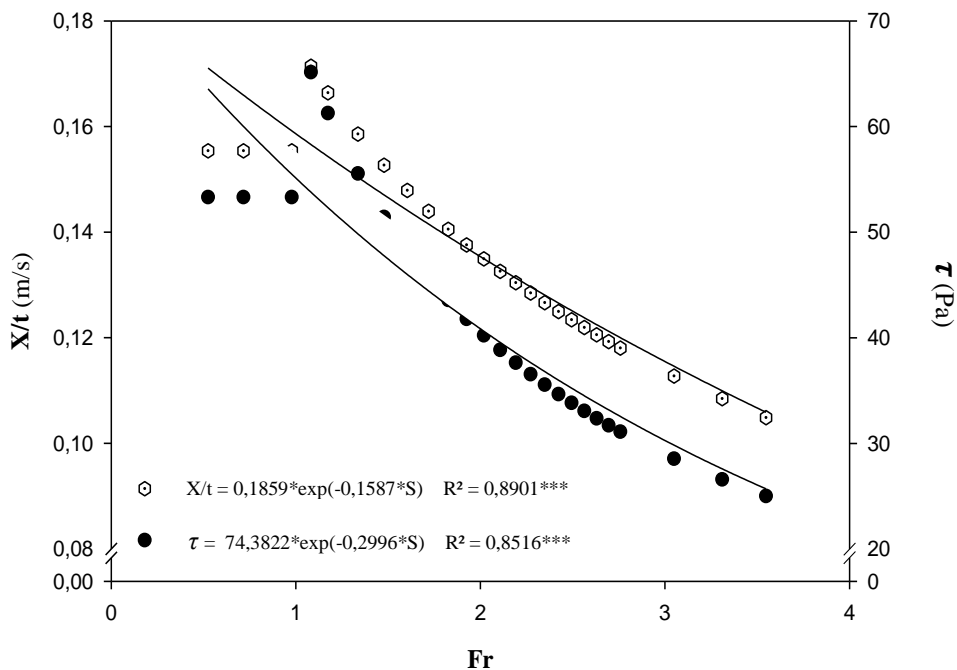


Figura 28 - Relação do número de Froude (Fr) com a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de incisão do 'headcut' da voçoroca (X/t) referente ao modelo de Flores-Cervantes. *** nível de significância: $p < 0,05$

5. CONCLUSÕES

A partir da comparação entre os resultados estimados e os parâmetros observados em campo, ademais da análise de sensibilidade, o modelo de erosão em voçoroca proposto por Foster e Lane foi o qual apresentou os melhores resultados, com predições mais abrangentes das taxas e dimensões das voçorocas em todo o processo de formação dos canais das voçorocas. Dessa forma, foi capaz de prever a largura, e além disso, quando submetidos a mudança de valores de entrada, apresentou bons resultados de sensibilidade. Entretanto, não apresentou satisfatório desempenho para a profundidade da voçoroca. Portanto, sob condições semelhantes às encontradas na área deste estudo, são indicados para a estimativa da largura da seção transversal de canais de voçorocas.

O modelo de erosão para canais de voçoroca desenvolvido por Sidorchuk foi capaz de realizar uma boa predição para a largura do canal, mas não foi possível estimar a profundidade com a mesma precisão. Além disso, apresentou sensibilidade extremamente elevada a mudança de condições, sobretudo ao parâmetro de declividade.

A partir da análise de sensibilidade do modelo de erosão de ‘headcut’ em voçoroca, produzido por Flores-Cervantes, possivelmente, mesmo que os parâmetros de entrada possuam valores bastante diferentes, os parâmetros de saída não irão apresentar diferença significativa quando comparados aos resultados aqui obtidos. Ficou evidenciado que para declives que proporcione número de Froude abaixo de 1, ou seja subcrítico, a não indicação desse modelo.

REFERÊNCIAS

- ALONSO, C.V., COMBS, S.T. Streambank erosion due to bed degradation. A model concept. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, v. 33, n. 4, p. 1239–1248, 1990.
- ALONSO, C.V.; BENNETT, S.J.; STEIN O.R. Predicting head cut erosion and migration in concentrated flows typical of upland areas. **Water Resources Research**, Washington, v. 38, n. 12, p. 1303, 2002.
- ARMSTRONG, A.; QUINTON, J.N.; HENG, B.C.P.; CHANDLER, J.H. Variability of interrill erosion at low slopes. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 36, n. 1, p. 97–106, 2011.
- ASADI, H.; GHADIRI, H.; ROSE, C.W.; ROUHIPOUR, H. Interrill soil erosion processes and their interaction on low slopes. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 32, n. 5, p. 711-724, 2007.
- ASSOULINE, S.; BEN-HUR, M. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. **Catena**, Amsterdam, v. 66, n. 3, p. 211–220, 2006.
- BEZERRA, S.A.; CANTALICE, J.R.B.; CUNHA FILHO, M.; SOUZA, W.L.S. Características hidráulicas da erosão em sulcos em um Cambissolo do semi-árido do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, p. 1225-1332, 2010.
- BINGNER, R.L.; WELLS, R.R.; MOMM, H.G.; RIGBY, J.R.; THEURER, F.D. Ephemeral gully channel width and erosion simulation technology. **Natural Hazards**, Dordrecht, v. 80, n. 3, p. 1949-1966, 2016.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The Nature and Properties of Soil**, Fourteenth Edition. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2008.
- BRAIDA, J.A.; CASSOL, E.A. Erodibilidade em sulcos e em entressulcos de um Podzólico Vermelho-Escuro franco arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 20, p. 127-134, 1996.
- BRASINGTON, J.; SMART, R.M.A. Close range digital photogrammetric analysis of experimental drainage basin evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 28, n. 3, p. 231-247, 2003.
- BROOKS, K.N.; FFOLLIOTT, P.F.; MAGNER, J.A. **Hydrology and the Management of Watersheds**. John Wiley & Sons, 2012.
- BRUNO, C.; DI STEFANO, C.; FERRO, V. Field investigation on rilling in the experimental Sparacia area, South Italy. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 33, n. 2, p. 263–279, 2008.

BRYAN, R.B.; HAWKE, R.M.; ROCKWELL, D.L. The influence of subsurface moisture on rill system evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 23, n. 9, p. 773-789, 1998.

CANHOLI, A.P. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015, 301p.

CAMPO-BESCÓS, M.; FLORES-CERVANTES, J.; BRAS, R.; CASALÍ, J.; GIRÁLDEZ J. Evaluation of a gully 'headcut' retreat model using multitemporal aerial photographs and digital elevation models. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, Washington, v.118, n. 4, p. 2159–2173, 2013.

CANTALICE, J.R.B.; CASSOL, E.A.; REICHERT, J.M.; BORGES, A.L.O. Hidráulica do escoamento e transporte de sedimentos em sulcos em solo franco-argilo-arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 4, p. 597-607, 2005.

CANTALICE, J.R.B.; CUNHA FILHO, M.; STOSIC, B.D.; PISCOYA, V.C.; GUERRA, S.M.S.; SINGH, V.P. Relationship between bedload and suspended sediment in a sand bedded Exu River, semiarid of Brazil. **Hydrological Science Journal**, in press, 2013.

CANTALICE, J.R.B.; SILVEIRA, F.P.M.; SINGH, V.P.; SILVA, Y.J.A.B.; CAVALCANTE, D.M.; GOMES, C. Interrill erosion and roughness parameters of vegetation in rangelands. **Catena**, Amsterdam, v. 148, p. 111–116, 2017.

CAPRA, A.; MAZZARA, L.M. SCICOLONE, B. Application of the EGEM model to predict ephemeral gully erosion in Sicily, Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 59, n. 2, p. 133–146, 2005.

CAPRA, A. **Ephemeral gully and gully erosion in cultivated land: a review**. Drainage Basins and Catchment Management: Classification, Modelling and Environmental Assessment. Nova Science Publishers, Hauppauge, NY, 2013.

CARNEIRO, M.A.C.; SOUZA, E.D.; REIS, E.F.; PEREIRA, H.S.; AZEVEDO, W.R. Atributos físicos, químicos e biológicos de solo de cerrado sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 1, p. 147-157, 2009.

CASALÍ, J.; LÓPEZ, J.J.; GIRÁLDEZ, J.V. A process-based model for channel degradation: application to ephemeral gully erosion. **Catena**, Amsterdam, v. 50, n. 2, p. 435–447, 2001.

CASALÍ, J.; GIMÉNEZ, R.; CAMPO-BESCÓS, M.A. Gully geometry: what are we measuring?. **Soil**, Hanover, v. 1, n. 2, p. 509-513, 2015.

COOK, H.L. The nature and controlling variables of the water erosion process. **Soil Science Society American**, Washington, v. 1, n. 1, p. 60-64, 1936.

CASSOL, E.A.; CANTALICE, J.R.B.; REICHERT, J.M.; MONDARDO, A. Escoamento superficial e desagregação do solo em entressulcos em solo franco-argilo-arenoso com resíduos vegetais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 7, p. 685-690, 2004.

- DE LIMA, J.L.; SINGH, V.P.; DE LIMA, M.I.P. The influence of storm movement on water erosion: storm direction and velocity effects. **Catena**, Amsterdam, v. 52, n. 1, p 39-56, 2003.
- DELONG, S.B.; JOHNSON, J.; WHIPPLE, K. Arroyo channel head evolution in a flash-flood-dominated discontinuous ephemeral stream system. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 126, n. 11-12, p. 1683–1701, 2014.
- DI STEFANO, C.; FERRO, V.; PAMPALONE, V.; SANZONE, F. Field investigation of rill and ephemeral gully erosion in the Sparacia experimental area, South Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 101, v 226-234, 2013.
- DUNNE, T.; WHIPPLE, K.X.; AUBRY, B.F. Microtopography and hillslopes and initiation of channels by Horton overland flow. In **Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology**, Washington, v. 89, p. 27–44, 1995.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2. Ed. Ver. Atual. Rio de Janeiro, 1997, 212p.
- EVANS, R. On assessing accelerated erosion of arable land by water. **Soils and Fertilizers**, Farnham Royal, v. 56, n. 11, p. 1285–1293, 1993b.
- EVERAERT, W. Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 16, n. 6, p. 513-532, 1991.
- FARENHORST, A.; BRYAN, R. B. Particle size distribution of sediment transported by shallow flow. **Catena**, Amsterdam, v. 25, n. 1-4, p. 47–62, 1995.
- FLINT, A.L.; FLINT, L.E. particle density. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed). **Methods of soil analysis: Part 4 Physical Methods**. p. 229-240, 2002.
- FLORES-CERVANTES, J. H.; ISTANBULLUOGLU, E.; BRAS, R. L. Development of gullies on the landscape: A model of ‘headcut’ retreat resulting from plunge pool erosion. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, Washington, v. 111, n. F1, 2006.
- FOLEY, J. A.; DEFRIES, R., ASNER, G. P.; BARFORD, C.; BONAN, G.; CARPENTER, S. R.; HELKWOSKI, J. H. Global consequences of land use. **Science**, Washington, v. 309, n. 5734, p. 570-574, 2005.
- Foster, G. R. Understanding ephemeral gully erosion. **Soil Conservation**, Washington, v. 2, p. 90-125, 1986.
- FOSTER G.R.; LANE L.J. **Erosion by concentrated flow in farm fields**. In Proceedings, D.B. Simons Symposium on Erosion and Sedimentation, Colorado State University, Fort Collins, CO; 9.65–9.82, 1983.
- FOSTER G.R.; HUGGINS L.F.; MEYER L.D. A laboratory study of rill hydraulics: I. Velocity relationships. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, v. 27, n. 3, p. 790–796, 1984.

FU, B.; NEWHAM, L.T.H; RAMOS-SCHARRON, C.H. A review of surface erosion and sediment delivery models for unsealed roads. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 25, n. 1, p. 1–14, 2010.

GEE, G.W.; BAUDER, J.W. **Particle-size analysis**. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis*. Part 1. Madison, p. 343-411, 1986.

GESSESSE, B.; BEWKET, W.; BRÄUNING, A. Model-based characterization and monitoring of runoff and soil erosion in response to land use/land cover changes in the Modjo watershed, Ethiopia. **Land Degradation & Development**, Chichester, v. 26, n. 7, p. 711-724, 2015.

GOVERS, G.; GIMÉNEZ, R.; VAN OOST, K. Rill erosion: exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 84, n. 3, p. 87-102, 2007.

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. **Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience**. International Symposium on: Can science and society save the water crisis in the 21st century – Reports from the World Japan Society of Hydrology and Water Resources, Tokyo, p. 38-45, 2000.

GRISSINGER, E. **Rill and gullies erosion**. In: Agassi, M. (Ed.), *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*. Marcel Dekker, New York, p. 153–167, 1996.

GYSSSELS, G.; POESEN, J.; BOCHET, E.; LI, Y. Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. **Progress in physical geography**, London, v. 29, n. 2, p. 189-217, 2005.

HAGER, W.H. Hydraulics of plane free overfall. **Journal of Hydraulic Engineering**, New York, v. 109, n. 12, p. 1683-1697, 1983.

HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design hydrology and sedimentology for small catchments**. Elsevier, 1994.

HOWARD, A.; MCLANE C. Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. **Water Resources Research**, Washington, v. 24, n. 10, p. 1659–1674, 1988.

HWANG, P.A. Fall velocity of particles in oscillating flow. **Journal Hydraulic Engineer**, New York, v. 111, n. 3, p. 342 – 351, 1983.

HUANG, C.H. Sediment regimes under different slope and surface hydrologic conditions. **Soil Science Society American Journal**, Washington, v. 62, n. 2, p. 423–430, 1998.

INMET. **Instituto Nacional de Meteorologia**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/>>. Acesso em Dezembro de 2016.

KNAPEN, A.; POESEN, J.; GOVERS, G.; GYSSSELS, G.; NACHTERGAELE, J. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 80, n. 1, p. 75-109, 2007.

- KIEHL, E. J. **Manual de Edafologia: relações solo-planta**. São Paulo: Ceres, 1979. 262 p.
- KINNELL, P.I.A. The effect of slope length on sediment concentrations associated with side-slope erosion. **Soil Science Society American Journal**, Washington, v. 64, n. 3, p. 1004–1008, 2000.
- KINNELL, P.I.A. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. **Hydrological processes**, Chichester, v. 19, n. 14, p. 2815-2844, 2005.
- KIRKBY, M.J.; BRACKEN, L.J. Gully processes and gully dynamics. **Earth Surface processes and Landforms** Chichester, v.34, n. 14, p. 1841-1851, 2009.
- KOMPANI-ZARE, M.; SOUFI, M.; HAMZEHZARGHANI, H.; DEHGHANI, M. The effect of some watershed, soil characteristics and morphometric factors on the relationship between the gully volume and length in Fars Province, Iran. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p. 150-159, 2011.
- LAFEN, J.M.; THOMAS, A.W. Crop Land experiments for the WEPP Project. In: International Winter Meeting of the American Society of Agricultural Engineers. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, v. 14, p. 87-2544), 1987.
- LAL, R. A. T. T. A. N. Soil degradation by erosion. **Land degradation & development**, Chichester, v. 12, n. 6, p. 519-539, 2001.
- LANE, L.; FOSTER, G. **Concentrated flow relationships**. In: Knisel, W.G. (Ed.), **CREAMS: A Field-Scale Model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems**. U.S. Department of Agriculture, Conservation Report, n. 26, p. 474–485, 1980.
- LEGATES, D.R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water resources research**, Washington, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.
- LENHART, T.; ECKHARDT, K.; FOHRER, N.; FREDE, H.G. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. **Physics and Chemistry of the Earth**, Oxford v. 27, n. 9, p. 645–654, 2002.
- LÉONARD, J. e RICHARD, G. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. **Catena**, Amsterdam, v. 57, n. 3, p. 233-249, 2004.
- LEOPOLD, L.B.; MADDOCK, T. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 57 p. 1953.
- LEYLAND, J.; DARBY S.E. An empirical–conceptual gully evolution model for channelled sea cliffs. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 102, n. 3, p. 419-434, 2008.
- MAIA, R.P.; BEZERRA F.H.R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014.

MARCIONILO, B.S. **Chuvas intensas em localidades do Estado de Pernambuco**. Dissertação de mestrado em engenharia civil, Universidade Federal de Pernambuco, 2009.

MARTIN, C.; POHL, M.; ALEWELL, C.; KÖRNER, C.; RIXEN, C. Interrill erosion at disturbed alpine sites: effects of plant functional diversity and vegetation cover. **Basic and Applied Ecology**, Jena, v. 11, n. 7, p. 619-626, 2010.

MERRIT, W.S.; LETCHER, R.A.; JAKEMAN, A.J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling and Software**, Oxford, v. 18, n. 8, p. 761–799, 2003.

MEYER, L. D.; FOSTER, G. R.; ROMKENS, M. J. M. Source of soil eroded by water from upland slopes. **Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources**, Oxford, v. 177, p. 189, 1975.

MIRTSKHULAVA, T.Y. **Osnovy Fiziki I Mekhaniki Erozii Rusel. Gidrometeoizdat**, Leningrad, 1988.

MORGAN, R.P.C. **Soil erosion and conservation**. second edition. Harlow: Longman, 1996.

MORGAN, R.P.C. Vegetative-based technologies for erosion control. A. Stokes, I. Spanos, J.E. Norris, E. Cammeraat (Eds.), **Eco-and ground bio-engineering: The use of vegetation to improve slope stability**, Dordrecht, p. 265–271, 2007.

MUSGRAVE, G.W. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. **Journal of soil and water conservation**, Ankeny, v. 2, n. 3, p. 133-138, 1947.

NACHTERGAELE, J.; POESEN, J.; SIDORCHUCK, A.; TORRI, D. Prediction of concentrated flow width in ephemeral gully channels. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 16, n. 10, p. 1935–1953, 2002.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.

NEARING, M. A.; NORTON, L. D.; BULGAKOV, D. A.; LARIONOV, G. A.; WEST, L. T.; DONTSOVA, K. M. Hydraulics and erosion in eroding rills. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, n. 4, p. 865-876, 1997.

OLIVEIRA, F.P.D.; BUARQUE, D.C.; VIERO, A.C.; MERTEN, G.H.; CASSOL, E.A.; MINELLA, J.P.G. Fatores relacionados à suscetibilidade da erosão em entressulcos sob condições de uso e manejo do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande. v. 16, n. 4, p. 337-346, 2012.

PIRES, L.F.; ROSA, J.A.; TIMM, L.C. Comparação de métodos de média da densidade do solo. **Acta Scientiarum Agronomy**, Maringá, v. 33, n. 1, p. 161-170, 2011.

PISCOYA, V.C. **Manejo em Bacia Hidrográfica do Riacho Jacu: produção de sedimentos, dimensionamento de faixa de vegetação ciliar e salinidade da água em barragem subterrânea**. Tese de doutorado, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2012.

POESEN, J. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. **Earth Surfaces Processes and Landforms**, Chichester, v. 11, n. 1, p. 1–10, 1986.

POESEN, J.; VANDAELE, K.; VAN WESEMAEL, B. Contribution of Gully Erosion to Sediment Production in Cultivated Lands and Rangelands. vol. 236. **IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences**, p. 251–266, 1996.

POESEN, J.; NACHTERGAELE, J.; VERSTRAETEN, G.; VALENTIN, C. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. **Catena**, Amsterdam, v. 50, n. 2, p. 91–133, 2003.

PRUSKI, F.F. **Conservação do solo e água: Práticas mecânicas para controle da erosão hídrica**. Universidade Federal de Viçosa, 2009.

RENGERS, F.; LUNACEK, M.; TUCKER, G. Application of an evolutionary algorithm for parameter optimization in a gully erosion model. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 80, p. 297–305, 2016.

RENGERS F.K.; TUCKER, G. Analysis and modeling of gully ‘headcut’ dynamics, North American high plains. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, Washington, v. 119, n. 5, p. 983–1003, 2014.

ROBINSON, K.M., HANSON, G.J. Gully ‘headcut’ advance. **Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers**, St. Joseph, v. 39, n. 1, p. 33–38, 1996.

ROMKENS, M.J.M.; K. HELMING, K.; PRASAD, S.N. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness and soil water regimes. **Catena**, Amsterdam, v. 46, n. 2, p. 103–123, 2002.

SANTOS, C.G. **Erosão hídrica e taxa de entrega de sedimentos na Bacia Hidrográfica Semiárida do Riacho Exu, PE**. Tese (Doutorado em Ciência do solo), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Agronomia, 2013.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 6. ed. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 100p., 2013.

SCHÄFER, M.J.; REICHERT, J.M.; CASSOL, E.A.; ELTZ, F.L.F. & REINERT, D.J. Erosão em sulcos em diferentes preparos e estados de consolidação do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, p. 419-430, 2001.

SIDORCHUK, A. Dynamic and static models of gully erosion. **Catena**, Amsterdam, v. 37, n. 3, p. 401 – 414, 1999.

SIDORCHUK, A. Stochastic components in the gully erosion modelling. **Catena**, Amsterdam, v. 63, n. 2, p. 299–317, 2005.

SIMON, A.; COLLISON, A. **Scientific basis for streambank stabilization using riparian vegetation**. Proceedings of the 7th Federal Interagency Sedimentation Conference, March 25–29, Reno, Nevada, V47–V54, 2001.

SLATTERY, M.C.; BRYAN, R.B. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 17, n. 2, p. 127–146, 1992.

SMITH, D.D. Interpretation of soil conservation data for field use. **Agricultural Engineering**, St. Joseph, v. 22, n. 5, p. 173–175, 1941.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. **Soil Science Society of America**, Madison, 2001.

STEIN, O.R.; JULIEN, P. Y.; ALONSO, C. V. Mechanics of jet scour downstream of a ‘headcut’, **Journal of hydraulic research**, Delft, v. 31, n. 6, p. 723–738, 1993.

STEIN, O.R.; JULIEN, P. Y. Sediment concentration below free overfall. **Journal Hydraulic Engineering**, New York, v. 120, n. 9, p. 1043–1059, 1994.

TORRI, D. e BORSELLI, L. Equation for high-rate gully erosion. **Catena**, Amsterdam, v. 50, n. 2, p. 449–467, 2003.

TORRI, D.; POESEN, J.; BORSELLI, L.; BRYAN, R.; ROSSI, M. Spatial variation of bed roughness in eroding rills and gullies. **Catena**, Amsterdam, v. 90, p. 76–86, 2002.

United States Geological Survey. **Landslide types and processes**. 2004.

USDA, Serviço de Pesquisa Agrícola. **Previsão de Perdas de Erosão de Chuvas, Um Guia para Medidas de Conservação**. 1978.

VALENTIN, C.; POESEN, J.; YONG, L. Gully erosion: impacts, factors and control. **Catena**, Amsterdam, v. 63, n. 2, p. 132–153, 2005.

VERACHTERT, E.; VAN DEN ECKHAUT, M.; POESEN, J.; DECKERS, J. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: a case study from central Belgium. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 118, n. 3, p. 339–348, 2010.

WALLING, D.E. **Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land**. In: J. Boardman, I.D.L. Foster, and J.A. Dearing (eds.) *Soil erosion on agricultural lands*. Wiley, New York, NY, p. 129–152, 1990.

WANIELISTA, M.; KERSTEN, R.; EAGLIN, R. **Hydrology, water quantity and quality control**. 2ª edição. John Wiley & Sons, 1997.

WEI, W.; CHEN, L.; FU, B. Effects of rainfall change on water erosion processes in terrestrial ecosystems: A review. **Progress in Physical Geography**, London, v. 33, n. 3, p. 307-318, 2009.

WILLMOTT, C.J.; ROBESON, S.M.; MATSUURA, K. A refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 32, n. 13, p. 2088-2094, 2012.

WILLMOTT C.J, ACKLESON, S.G.; DAVIS, R.E.; FEFFEMA, J.J.; KLINK, K.M. LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C.M. Statistics for the evaluation of model performance. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 90, n. 5, p. 8995–9005, 1985.

WIRTZ, S.; SEEGER, M.; RIES, J. B. Field experiments for understanding and quantification of rill erosion processes. **Catena**, Amsterdam, v. 91, p. 21-34, 2012.

WOODWARD, D.E. Method to predict cropland ephemeral gully erosion. **Catena**, Amsterdam, v. 37, n. 3, p. 393–399, 1999.

Wu, X.; CHEN, M.; LI, Q.Y. Applied Mechanics and Applied Technology in Gully Erosion Measurement Based on Computer Vision with a Reference. **Advanced Materials Research**, Western, v. 908, p. 521-525, 2014.

ZAPE – Zoneamento Agroecológico de Pernambuco. Recife: EMBRAPA. 2002.

ZHAO, G.; MU, X.; WEN, Z.; WANG, F.; GAO, P. Soil erosion, conservation, and eco-environment changes in the loess plateau of China. **Land Degradation & Development**, Chichester, v. 24, n. 5, p. 499-510, 2013.

ZIADAT, F. M.; TAIMEH, A. Y. Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. **Land Degradation & Development**, Chichester, v. 24, n. 6, p. 582-590, 2013.

ZINGG, A.W. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. **Agricultural Engineering**, St. Joseph, v. 21, p. 59-64, 1940.