

2. Considerações sobre os movimentos de massa

O presente capítulo tem como objetivo apresentar um resumo da bibliografia consultada para o desenvolvimento desta pesquisa sobre os movimentos de massa. Os principais tópicos para um bom entendimento dos fluxos de detritos (*debris flows*) são apresentados, destacando-se as definições básicas dos movimentos de massa, as principais classificações, os principais mecanismos deflagradores e os parâmetros utilizados usualmente para caracterizar o movimento. Ao final do capítulo é realizada uma breve descrição das principais medidas de mitigação e convivência disponíveis para fluxos de detritos, além de análises de risco sucintas referentes a este tipo de movimento.

2.1. Movimentos de massa

São apresentadas as definições e classificações clássicas e mais utilizadas na literatura internacional para os movimentos de massa. Sabe-se que a bibliografia existente em relação a os movimentos de massa é extensa e complexa, portanto o presente tópico apresenta uma tentativa de unificação da linguagem técnica dos conceitos mais relevantes para um melhor entendimento deste trabalho.

2.1.1. Definição de movimento de massa

A literatura apresenta várias discussões sobre a terminologia utilizada para denominar os movimentos de massa, o que conduz a uma grande quantidade de definições e classificações. Segundo Cruden (2003) o termo “movimento de massa” foi registrado pela primeira vez em 1838 pelo Sharpe em seu livro *Landslides and related phenomena: A study of mass movements of soil and rocks*.

Cruden (1991) declara que terminologicamente não é correto traduzir *landslide* de modo literal como “escorregamento de terra”, sugerindo para o termo uma definição mais ampla que englobe um movimento de massa rochoso, terroso

ou de detritos encosta abaixo. Nesta tentativa de unificação de termos foi lançado um glossário de terminologia relacionada a movimentos de massa (*Multilingual Landslide Glossary*) onde a definição de movimento de massa corresponde à de Cruden (1991). Este glossário encontra-se disponível em seis línguas (chinês, francês, alemão, espanhol, russo e inglês) e apresenta cerca de 50 termos com ilustrações esquemáticas (WP/WLI, 1993).

Leroueil *et al.* (1996) sugerem que os movimentos de massa são sistemas físicos que se desenvolvem no tempo através de vários estágios mostrados na Figura 2.1, dividindo-se em:

- i) Estágio pré-ruptura: Inclui todo e qualquer processo de deformação que pode levar a ruptura. Estágio controlado por mudanças na resistência, rastejo ou ruptura progressiva;
- ii) Estágio de ruptura: É a fase mais significativa na história do movimento de massa e se caracteriza pela formação de uma superfície de cisalhamento na massa de solo;
- iii) Estágio pós-ruptura: Inclui desde a ruptura até o termino da movimentação. Há um aumento da razão de deslocamento, seguido da diminuição progressiva de velocidade;
- iv) Estágio de reativação: Acontece quando uma massa de solo desliza ao longo de uma superfície de ruptura pré-existente.

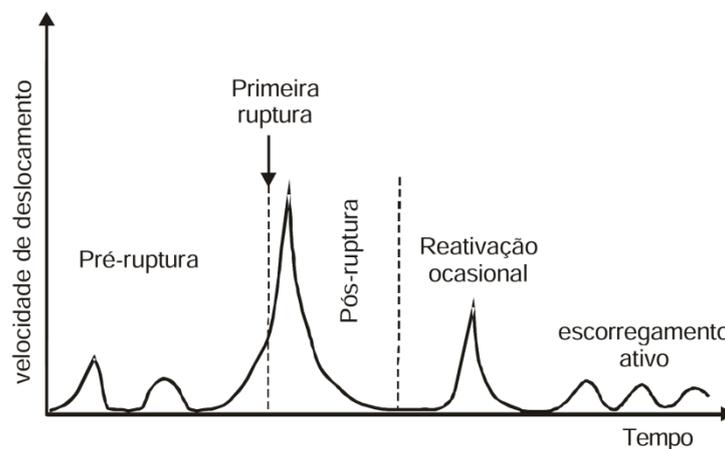


Figura 2.1 – Estágios dos movimentos de massa (Mod. Leroueil et al.,1996).

Dentre os principais fatores naturais que contribuem para a geração de movimentos de massas nas encostas, destacam-se a geometria e geomorfologia do

local, a duração e intensidade de precipitações, a geologia do material que compõe o maciço susceptível à movimentação, cobertura vegetal, ocupação do solo, sismos entre outras situações incomuns tais como rompimento de barragens (Nunes, 2009).

2.1.2. Classificação dos movimentos de massa

Segundo Cruden (2003), o trabalho de Dana (1876) é um dos primeiros a apresentar uma simples, porém incompleta, classificação de movimentos de massa. A classificação só apresenta três tipos de movimentos de massa: corridas de detritos, espalhamentos de terra e escorregamentos de rocha. Hungr *et al.* (2014) reportou que Baltzer (1875) na Suécia foi um dos primeiros pesquisadores que distinguiram os vários tipos de ruptura (quedas, escorregamentos e fluxos). Esta subdivisão permanece até hoje somada ao tombamento e expansões laterais. Posteriormente avanços nesta classificação foram apresentados por Sharpe (1938) e Terzagui (1950).

A primeira classificação de Varnes (1954) é considerada muito clara em suas definições, porém pouco detalhada. Em contrapartida, a classificação de Hutchinson (1988) é mais extensa e detalhada, abrangendo maior quantidade de tipos de movimentos.

Apesar da grande variedade de classificações internacionais, a maioria dos pesquisadores e profissionais da área tem adotado as propostas de Varnes (1954, 1978), apresentadas na Tabela 2.1. Nesta classificação o autor subdivide os movimentos de massa em 6 tipos e são classificados de acordo com a superfície de ruptura e do tipo de material movimentado (rocha, detrito, terra).

Mais recentemente foi apresentada uma escala de velocidades (Tabela 2.2) pela Sociedade Internacional de Geotecnia da UNESCO (WP/WLI, 1995) e Cruden e Varnes (1996).

Como mencionado anteriormente, um movimento de massa pode ser composto por diversas etapas. Desta forma, Cruden e Varnes (1996) sugerem nomes distintos para cada movimento acontecido durante cada etapa. Contudo, essa especificidade resulta em detalhamentos e complexidades, os quais são negligenciados na prática, resultando na adoção de nomes simples que sejam compatíveis com a terminologia das classificações.

Hungr *et al.* (2014) indicam que o termo selecionado para um movimento de massa específico deve representar o foco particular do pesquisador, e que, por exemplo, uma classe definida como complexa não tem utilidade porque quase todos os movimentos de massa são complexos. Assim em presença de um movimento complexo, a terminologia utilizada deve incluir a maior parte da informação sem precisar mencionar outro tipo de movimento.

Tabela 2.1 – Resumo da classificação de Varnes (1978).

Tipo de movimento		Rocha		Detrito		Terra
Queda	1.	Queda de rochas	2.	Queda de detrito	3.	Queda de terra
Tombamento	4.	Tombamento de rocha	5.	Tombamento de detrito	6.	Tombamento de terra
Escorregamento rotacional	7.	Escorregamento rotacional de rocha	8.	Escorregamento rotacional de detrito	9.	Escorregamento rotacional de terra
Escorregamento translacional	10.	Deslizamento translacional de blocos de rocha	11.	Deslizamento translacional de detrito	12.	Deslizamento translacional de terra
Espalhamentos laterais	13.	Espalhamento de rocha			14.	Espalhamento de terra
Corridas	15.	Rastejo de rocha	16.	Corrida de tálus	21.	Corrida de areia seca
			17.	Corrida de detritos	22.	Corrida de areia úmida
			18.	Avalancha de detritos	23.	Corrida de argila sensitiva
			19.	Solifluxão	24.	Corrida de terra
			20.	Rastejo de solo	25.	Corrida rápida de terra
					26.	Corrida de <i>loess</i>
Complexos	27.	Escorregamento de rocha - avalanche de detritos	28.	Arqueamento – abulgamento do vale	29.	Escorregamento rotacional de terra – corrida de terra

Tabela 2.2 – Velocidade de corridas de massa WP/WLI (1995) e Cruden e Varnes (1996).

Classificação	Descrição	Velocidade (mm/s)	Velocidade típica	Resposta ^a
7	Extremadamente rápido	5×10^3	5 m/s	Nula
6	Muito rápido	5×10^1	3m/min	Nula
5	Rápido	5×10^{-1}	1.8 m/h	Evacuação
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/mês	Evacuação
3	Devagar	5×10^{-5}	1.6m/ano	Manutenção
2	Muito devagar	5×10^{-7}	16mm/ano	Manutenção
1	Extremadamente devagar			Nula

^a Baseado em Hungr (1981)

Desta forma, baseando-se na classificação de Varnes (1978), Hungr *et al.* (2014) apresentam uma atualização motivada pela necessidade de uma classificação compatível com terminologia geológica e com classificações geotécnicas baseadas em propriedades mecânicas. Esta classificação apresenta definições claras e completas para cada uma das 32 categorias, além de exemplos ocorridos ao redor do mundo para cada evento (Tabela 2.3).

Dentre os diferentes tipos de movimentos de massa apresentados, encontram-se os movimentos de tipo corridas ou fluxos, principal foco deste trabalho. Na literatura encontram-se diversas classificações para este tipo de movimento (Varnes, 1978; Cruden e Varnes 1996; Croussot e Meunier, 1996; Hungr *et al.*, 2001; Hungr *et al.*, 2014). As principais classificações são decorrentes dos diferentes tipos da massa mobilizada e velocidade do movimento.

Tabela 2.3 – Resumo da classificação proposta por Hungr et al. (2014).

Tipo de movimento	Rocha	Solo
Queda	1. Queda de rochas/gelo*	2. Queda de pedregulho/detrimento/silte*
Tombamento	3. Tombamento de bloco de rocha* 4. Tombamento a flexão de rocha	5. Tombamento de cascalho/areia/silte*
Escorregamento ou deslizamento	6. Escorregamento rotacional de rocha 7. Escorregamento planar de rocha* 8. Escorregamento em cunha de rocha* 9. Escorregamento de rocha 10. Escorregamento irregular de rocha*	11. Escorregamento rotacional de argila/silte 12. Escorregamento planar de argila/silte 13. Escorregamento de pedregulho/areia/detrimento* 14. Escorregamento composto de argila/silte
Espalhamento lateral	15. Espalhamento de talude de rocha	16. Espalhamento de areia/silte 17. liquefeito* Espalhamento de argila* sensitiva
Fluxo	18. Avalanche de rocha/gelo*	19. Fluxo seco de areia/silte/detrimento 20. Corrida úmida de areia/silte/detrimento* 21. Fluxo úmido de argila sensitiva* 22. Corrida de detritos* 23. Corrida de lodos* 24. Inundação de detritos 25. Avalanche de detritos* 26. Fluxo de terra 27. Fluxo de turfa
Deformação de talude	28. Deformação de talude de montanha 29. Deformação de talude de rocha	30. Deformação de talude de solo 31. Rastejo de solo 32. Solifluxão

*Movimentos que usualmente atingem velocidades extremamente altas Cruden e Varnes (1996).

Hungr *et al.* (2001) propõe as seguintes definições para os materiais de fluxo:

- i) Terra: material coluvionar argiloso (plástico) derivado de argilas ou rochas meteorizadas, com consistência mais próxima do limite plástico que do limite líquido;
- ii) Lama: material mole, solos de argila remodelada cuja matriz tem índice de plasticidade superior a 5% e índice líquido maior do que 0,5 no movimento. Bates e Jackson (1984) definem lodo como um material argiloso líquido ou semi-líquido;
- iii) Detrito: material solto de baixa plasticidade sendo uma mistura de areia, cascalho, pedras, pedregulho e uma proporção variável de silte e um pouco de argila, às vezes com material orgânico.

Baseando-se nas definições dos materiais anteriores, Hungr *et al.* (2001) definem os diferentes tipos de fluxos da seguinte forma:

- i) Corrida de detritos: fluxo através de um canal íngreme que apresenta velocidades rápidas a extremamente rápidas, composto por detritos não plásticos saturados. Em areias e partículas finas o índice de plasticidade é menor que 5%;
- ii) Corrida de lama: fluido em um canal que apresenta velocidades rápidas a extremamente rápidas, composto por detritos plásticos saturados envolvendo grande quantidade de água com índice de plasticidade maior que 5%;
- iii) Inundação de detritos: fluxo em um canal íngreme que apresenta velocidades muito rápidas com uma crescente quantidade de água carregada de detritos;
- iv) Avalanche de detritos: fluxo em uma encosta íngreme, sem a presença de um confinamento estabelecido por um canal, que apresenta velocidades extremamente rápidas composto por detritos, parcialmente ou totalmente saturado.

Hungr (2005) destaca que a importância dos conceitos reside na aplicação prática. Assim a importância de diferenciar um fluxo de detritos de uma avalanche de detritos se concentra na gestão do risco para a projeção de medidas de mitigação e convivência. Por exemplo, no caso de fluxos de detritos o estudo deve se

concentrar em uma trajetória específica, enquanto que para avalanches de detritos, o estudo deve se concentrar em toda uma área com encostas íngremes e não em uma trajetória específica. Outro ponto destacado é a dificuldade de classificar e distinguir este tipo de evento pela concentração de sedimentos. Este parâmetro apresenta variações temporais e espaciais, o que torna difícil a adoção de uma classificação em função da concentração de sedimentos.

Takahashi (2007) propõe uma classificação baseada em eventos acontecidos na China e no Japão, diferenciando os movimentos pela natureza da massa escorregada, tal como:

- i) Corrida de detritos grosseiros (*Stony-type debris flow*): Fluxo com presença elevada de grandes blocos rochosos e materiais mais grossos;
- ii) Fluxo turbulento de lama (*turbulent-muddy-type debris flow*): Fluxo proveniente de erupções vulcânicas, formado por cinzas de erupções vulcânicas;
- iii) Corrida de detritos viscosos (*viscous debris flow*): Fluxo característico de depósitos em lugares de atividade intermitente que resultam na suavização do relevo e no equilíbrio do depósito.

Coussot e Meunier (1996) apresentam uma atualização da classificação francesa proposta por Meunier (1991) para movimentos de massa do tipo fluxo. A classificação proposta baseia-se na fração sólida (comportamento do material coesivo e não coesivo) e o tipo de material (Figura 2.2). Embora esta classificação seja conceitual e qualitativa, fornece uma ideia geral dos fatores que influenciam na transição de um movimento para outro.

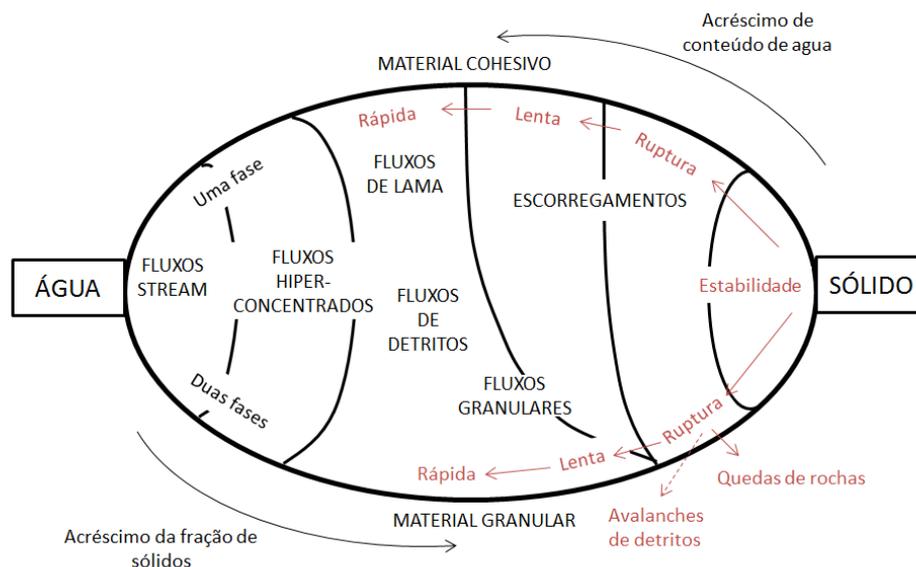


Figura 2.2 – Classificação dos movimentos de massa em encostas íngremes como função da fração sólida e do tipo de material (Mod. Coussot e Meunier, 1996).

Em adição às classificações anteriores, mais recentemente, Hungr *et al* (2014) apresentam uma nova classificação que inclui dez movimentos de massa tipo fluxo, correspondentes a:

- 1) Avalanche seca de areia/silte/detrito: Movimento extremamente rápido e massivo, formado por rocha e/ou neve fragmentada;
- 2) Fluxo seco de areia/silte/pedregulho/detrito: Movimento com velocidade lenta a rápida, formado por material solto, seco e granular, sem excesso de poropressão;
- 3) Fluxo de areia/silte/detrito: Movimento com velocidade rápida a extremamente rápida, formado por material granular envolvendo liquefação ou excesso de poropressão do material que gerou o movimento;
- 4) Corrida de argila sensível: Movimento com velocidade a extremamente rápida, formado por argila sensível liquefeita devido à remodelagem durante uma ruptura progressiva;
- 5) Fluxo de detritos: Movimento com velocidade rápida a extremamente rápida, formado por um fluxo crescente de detrito saturado através de um canal íngreme. Apresenta alto arrastamento de material e água ao longo do canal;
- 6) Corrida de lama: Movimento com velocidade rápida a extremamente rápida, formado por um fluxo crescente de solo plástico saturado através de um

canal íngreme. Envolve uma significativa porcentagem de água em relação ao material da origem. Apresenta alto arrastamento de material e água ao longo do canal;

- 7) Inundação de detritos: Movimento com velocidades muito rápidas, formado por um fluxo de água, altamente carregado de detritos descendo por um canal íngreme. Vazão de pico comparável com a de uma inundação de água;
- 8) Avalanche de detritos: Movimento com velocidades muito rápidas a extremamente rápidas, formado por um fluxo superficial de detritos parcialmente ou totalmente saturados, descendo através de uma encosta íngreme sem confinamento de um canal definido;
- 9) Fluxo de terra: Movimento com velocidade rápida ou lenta intermitentes, formado por material plástico, argiloso. O movimento é facilitado pela combinação do material ao longo das fraturas e pelas deformações de cisalhamento. Longos períodos de relativa inatividade alternam com ondas mais rápidas;
- 10) Fluxo de turfa: Movimento de velocidade rápida composto de turfa liquefeita causada por ruptura não drenada.

2.2. Fluxo de detritos

2.2.1. Definição

O termo de fluxo de detritos tem sido definido desde o início do século XX por inumeráveis autores. Dentre os primeiros autores destaca-se Stiny (1910), que define fluxo de detritos como uma torrente escoando em uma montanha carregando sólidos suspensos e transportando determinada quantidade de massa erodida. Como a quantidade de massa transportada aumenta, em determinado momento ela se transforma em uma massa viscosa contendo, água, solo, areia, rocha e madeira misturadas.

Nos EUA é comum uma definição similar à proposta por Sharpe (1938), na qual os fluxos de detritos correspondem a fluxos rápidos saturados de detritos indiferenciados em um canal íngreme. Varnes (1978) descreve que um fluxo de detritos é uma forma rápida de movimento de massa com um corpo granular

contendo sólidos, água e ar; o termo *detrito* denota materiais que possuem uma alta porcentagem relativa de fragmentos grosseiros.

Com fins hidrológicos, Costa e Jarett (1981) propuseram distinguir fluxos de detritos de fluxos hiperconcentrados baseando-se na concentração de sedimentos. Costa (1984) define que os fluxos de detritos são uma forma de movimento de massa rápido, induzidos pela ação da gravidade, intermediário entre deslizamentos e inundações. Fluxos de detritos se formam a partir de um ou mais deslizamentos, nos quais detritos de rocha e solo são mobilizados, sendo que o transporte ocorre através de canais fluviais íngremes e fechados.

Iverson e Denlinger (1987) definem fluxo de detritos como um fluxo de partículas sólidas de rocha, solo e matéria orgânica, formando uma matriz de fluido que inclui água no estado líquido, partículas finas carregadas em suspensão, sólidos dissolvidos e bolhas de gás.

Hungr *et al.* (2001) propõem definições para diversos tipos de corridas, com o principal objetivo de conciliar a terminologia e estabelecer as principais diferenças entre os movimentos de massa de tipo fluxo. De acordo com Hungr *et al.* (2001), um fluxo de detritos possui uma velocidade rápida a extremadamente rápida e é formado de detritos não plásticos (areias e partículas finas com um índice de plasticidade menor que 5%) saturados que se movimentam por um canal íngreme.

Pelas implicações que envolvem este movimento, o fluxo de detritos sempre é classificado como um movimento de massa catastrófico. Rodine (1984) destaca que o material mobilizado é precedido por um forte rugido e Takahashi (2007) o descreve como um *Desastre Fantasma* por seu potencial de destruição. Na mais recente classificação de movimentos de massa apresentada por Hungr *et al.* (2014), os fluxos de detritos são definidos como um fluxo com velocidades muito rápidas a extremadamente rápidas, composto por detritos saturados em um canal íngreme com forte arrastamento de material e água ao longo do canal. Este movimento diferencia-se de outros movimentos de massa porque acontece periodicamente ao longo de canais estabelecidos.

2.2.2. Características

Os fluxos de detritos geralmente apresentam uma configuração na qual se identificam três zonas na trajetória de movimento sendo elas (i) zona de iniciação, (ii) zona de transporte e (iii) zona de deposição (Figura 2.3).

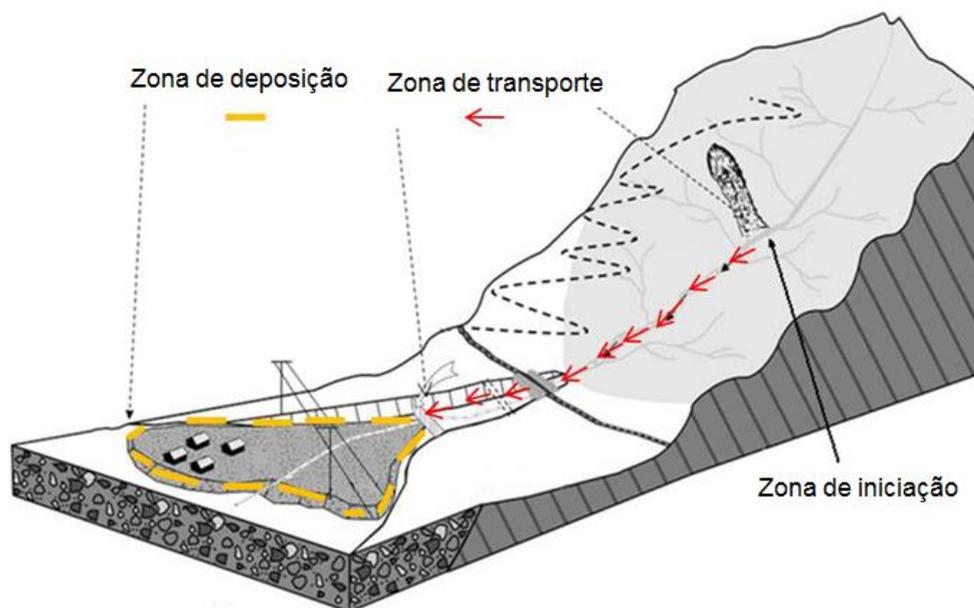


Figura 2.3 – Configuração de um fluxo de detritos (Nunes e Sayão, 2014).

a. Zona de iniciação de movimento ou ruptura:

Na zona de iniciação acontece a ruptura e geralmente é localizada na parte alta da encosta ou na lateral de um talude ou canal principal. VanDine (1996) reporta inclinações maiores que 25° para esta zona e Rocha (2011) apresenta uma tabela resumo de declividades da zona de ruptura para vários casos de estudo. A mobilização representa o processo pelo qual uma massa aparentemente rígida de solo, sedimento ou rocha passa de um estado estático para um fluxo de detritos. A mobilização requer o deslocamento da massa, água suficiente para saturá-lo, e a conversão de energia potencial gravitacional para energia cinética capaz de mudar o tipo do movimento de deslocamento para fluxo (Costa, 1984; Takahashi, 1991; Shelby, 1993; Iverson, 1997).

Segundo Takahashi (1991), um fluxo de detritos pode ser iniciado de três maneiras, (i) um deslizamento de solo adquire maior mobilidade e se transforma em um fluxo de detritos, (ii) o colapso de uma estrutura ou barreira de solo e

sedimento gera um fluxo de detritos e (iii) quando as margens do canal se tornam instáveis a partir da ocorrência ou aumento de escoamento superficial. De acordo com Iverson (1997), o critério de Mohr-Coulomb descreve adequadamente o estado das forças na superfície de ruptura.

b. Zona de transporte:

Corresponde ao local percorrido pelo fluxo de detritos onde o mesmo permanece em movimento. No percurso, o movimento pode incrementar seu volume, erodindo o material nesta zona ou carregando o material depositado de movimentos anteriores. A taxa de erosão irá depender das características geológicas e das condições dos materiais na zona de trajetória do fluxo (Hungr, 2005).

Segundo Costa (1984), a grande mobilidade dos fluxos de detritos está ligada à presença de argilas na mistura água-solo, pois a argila reduz a permeabilidade aumentando a poropressão e assim a mobilidade da massa. Geralmente esta zona de transporte possui locais com declividades maiores que 10° (Bathurst *et al.*, 1997; Hungr, 2005). De acordo com Iverson (1997), a conversão de energia durante o movimento do fluxo pode ser demonstrada pela transformação da energia potencial em energia perdida para formas não recuperáveis pelas forças de resistência aplicadas em uma distância, L, até fazer o movimento parar.

Os fluxos de detritos se movimentam através de uma onda (*surge*) ou várias ondas sucessivas (Costa, 1984; Hungr, 2005; Gostner *et al.*, 2008). VanDine (1996) indica declividades maiores a 15° para esta zona. Pierson (1986) reporta que a configuração interna do fluxo é dividida em três zonas de acordo com a Figura 2.4.

- i) Frente rochosa (cabeça): Composta de partículas de maior diâmetro como pedregulhos, blocos de rochas e material não liquefeito sendo capazes de transportar grandes blocos de rocha (Hungr, 2005; Costa, 1984; Gostner *et al.*, 2008). O aumento de material grosso como pedregulhos na frente do movimento causa um aumento no nível de fluxo resultando em um aumento na vazão de pico (Iverson, 1997; Hungr 2000);
- ii) Corpo principal: Composto de uma massa de material fino e detritos liquefeitos (Hungr, 2005);

- iii) Cauda: É um fluxo turbulento composto por uma carga de sedimentos dissolvidos em água, similar a uma inundação de detritos (Hungr, 2005).

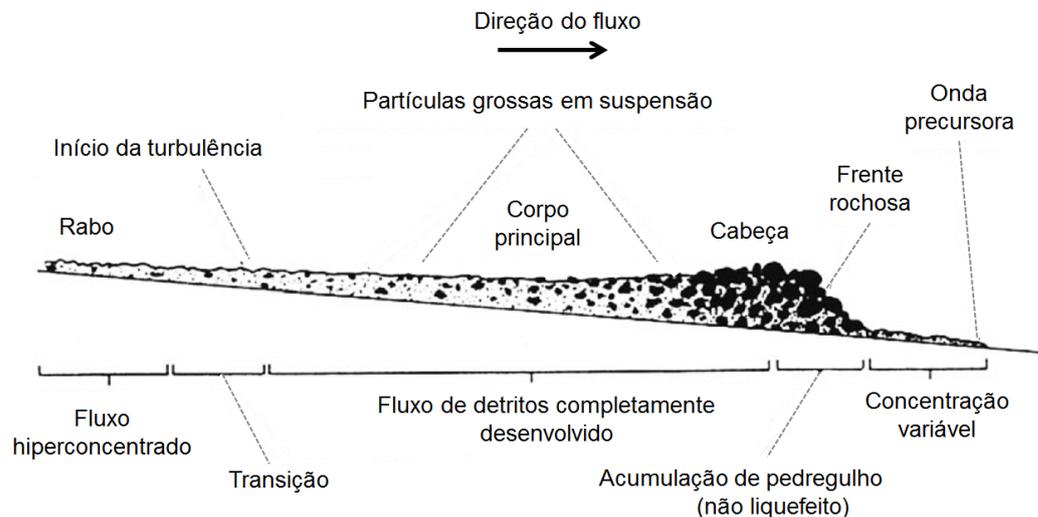


Figura 2.4 – Esquema de uma onda de corrida de detritos com frente rochosa. (Mod. Pierson, 1986).

c. Zona de deposição

Corresponde à zona onde a massa mobilizada inicia seu processo de deposição. A área de deposição normalmente ocorre no formato de um leque, conhecido como leque de detritos, *debris fan* (Hungr, 2005).

A deposição normalmente resulta da combinação da redução da declividade e da perda do confinamento (Hungr, 2005). Segundo Iverson (1997), a deposição ocorre quando toda a energia cinética é transformada em outra energia. Têm sido observados diversos ângulos de declividade onde se inicia a deposição do fluxo, mas geralmente ocorre em declividades próximas a 15° (Rocha, 2011).

Segundo VanDine (1996), a zona de deposição é dividida em zona de deposição parcial com declividades menores que 15° e em zona de deposição final com declividades menores que 10° .

Nota-se que existem diversas propostas de declividades típicas para cada zona, porém deve-se destacar que estes valores são característicos e dependentes de cada evento e função do tipo de material, geologia e geomorfologia do local.

2.2.3. Classificação

Jakob (2005) apresenta uma classificação baseada na magnitude do movimento onde divide os fluxos de detritos em 9 classes de acordo com o potencial de dano. As classes são catalogadas em função do volume, a vazão de pico, a área inundável, a área afetada e possíveis consequências. A Figura 2.5 ilustra as primeiras seis classes propostas por Jakob (2005).

A Tabela 2.4 descreve as principais características para cada classe. Jakob (2005) também descreve os principais mecanismos deflagradores e condições hidrológicas e topográficas para cada classe.

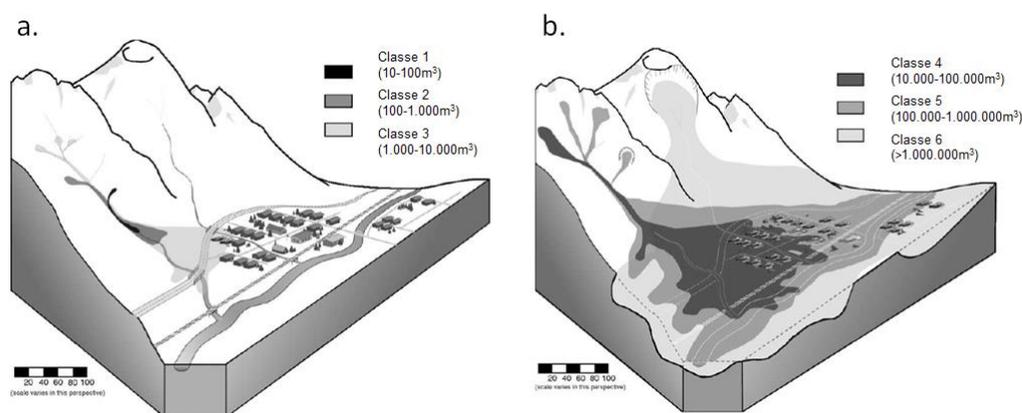


Figura 2.5 – Classificação de fluxos de detritos de acordo à magnitude do movimento (Mod. Jakob, 2005, Nunes e Sayão, 2014).

Nettleton *et al* (2005) dividem os fluxos de detritos de acordo com o tipo de deposição que apresentaram. Quando há formação de um leque ou cunha dependente da topografia, é chamado de deposição livre e encontra-se representado na Figura 2.6a. Quando a deposição é canalizada e o depósito tende a assumir a forma do canal, chama-se de deposição canalizada como apresentado na Figura 2.6b.

Tabela 2.4 – Classificação de fluxos de detritos de acordo com a magnitude do movimento (Mod. Jakob, 2005, Nunes e Sayão, 2014).

Tipo	Volume (m³)	Vazão de pico (m³/s)	Área inundada (m²)	Consequências
1	< 10 ²	<5	<4x10 ³	Dano localizado, já ocasionou morte de trabalhadores florestais em pequenos talvegues, danos em construções pequenas.
2	10 ² -10 ³	5 - 30	4x10 ² – 2x10 ³	Soterramento de carros, destruição de construções menores e árvores, descarrilamento de trens.
3	10 ³ -10 ⁴	30-200	2x10 ³ – 9x10 ³	Destruição de edifícios de maior porte, danos em pilares de pontes de concreto, rodovias e dutos.
4	10 ⁴ -10 ⁵	200-1500	9x10 ³ – 4x10 ⁴	Destruição de aldeias, corredores de infraestrutura, pontes, obstrução de riachos.
5	10 ⁵ -10 ⁶	1500 – 12 000	4x10 ⁴ – 2x10 ⁵	Destruição de partes das cidades e florestas de 2km ² de área. Obstrução de riachos e pequenos rios.
6	10 ⁵ -10 ⁶	N/A	> 2x10 ⁵	Destruição de cidades e obstrução de vales até várias dezenas de km ² de área. Bloqueio de rios.
7	10 ⁶ -10 ⁷	N/A	N/A	Destruição de cidades e obstrução de vales até várias dezenas de km ² de área. Bloqueio de grandes rios.
8	10 ⁷ -10 ⁸	N/A	N/A	Destruição de grandes cidades e inundação de vales até 100 km ² de área. Bloqueio de grandes rios.
9	>10 ⁸	N/A	N/A	Vasta e completa destruição de centenas de km ² .

Esta classificação proposta por Nettleton *et al.* (2005) é análoga a outras propostas apresentadas anteriormente por Sharpe (1938) que distinguiu fluxos de detritos e avalanches de detritos, ressaltando que esta classificação foi mantida por Varnes (1978). Hutchinson (1968) também dividiu os fluxos de detritos como canalizados e não canalizados.

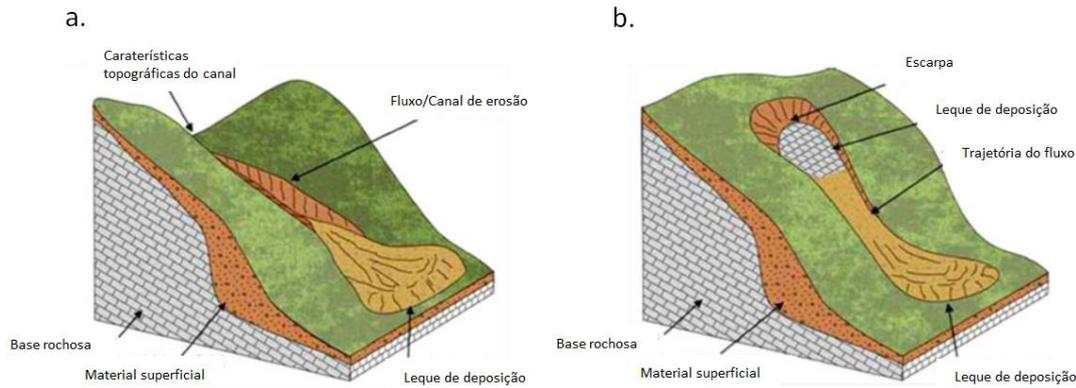


Figura 2.6 – Tipos de deposição de um fluxo de detritos. a. Deposição livre, b. Deposição canalizada. (Nunes e Sayão, 2014, adapt. Nettheton et al., 2005).

2.2.4. Mecanismos deflagradores

Existem diversos mecanismos deflagradores de fluxos de detritos mencionados na literatura, porém o mais estudado se relaciona com a elevação da poropressão devido às precipitações intensas ou degelo. A elevação da poropressão resultante de precipitações intensas e de longa duração ao longo de superfícies de ruptura existentes diminui a resistência ao cisalhamento (Campbell, 1974; Costa, 1984) e diminui a coesão do solo (Costa, 1984; Thomas, 1994) fazendo com que o solo se liquefaça transformando-se em um fluido viscoso (Costa, 1984).

Starkel (1979) aponta que a chuva capaz de provocar uma corrida de massa resulta da combinação de intensidade com duração. Foram propostas várias relações empíricas entre intensidade e duração de chuva e a ocorrência de fluxos de detritos (Caine, 1980; Govi e Sorzana, 1980; Wieczorek e Sarmiento, 1983 e 1988; Crozier, 1997; Kanji *et al.*, 1997; Marchi *et al.*, 2002; Bacchini e Zannoni, 2003; Jakob e Weatherly, 2003; Motta, 2014; Nunes e Sayão, 2014).

Sassa e Wang (2005) reportam que em condições climáticas normais, sem ou com pouca chuva, não ocorre uma ruptura por carregamento não drenado e conseqüentemente, não acontecerá um fluxo de detritos. Isto foi comprovado com ensaios de *ring shear* que revelaram que a saturação da massa ao longo da trajetória é um pré-requisito para deflagrar o movimento.

Na maioria dos casos os fluxos de detritos acontecem pela mobilização de outro movimento de massa, o qual é mobilizado e canalizado encosta abaixo incorporando detritos em sua trajetória e resultando em um fluxo de detritos

(Johnson, 1984; Sassa, 1985; Ellen e Fleming 1987; Iverson *et al.*, 1997). Quando a massa transportada atinge um depósito de material, há um processo de carregamento não drenado que resulta na elevação da poropressão do depósito, ajudando a incorporar esse depósito no material movimentado (Sassa, 2000).

Este fenômeno é mostrado na Figura 2.7, onde depósitos de material solto e com estrutura instável colapsam quando submetidos a um carregamento rápido e, com isto a massa rompida se desliza por uma camada liquefeita (Figura 2.7a). O material começa a fluir, causando liquefação na frente do movimento e aumentando seu volume (Figura 2.7b).

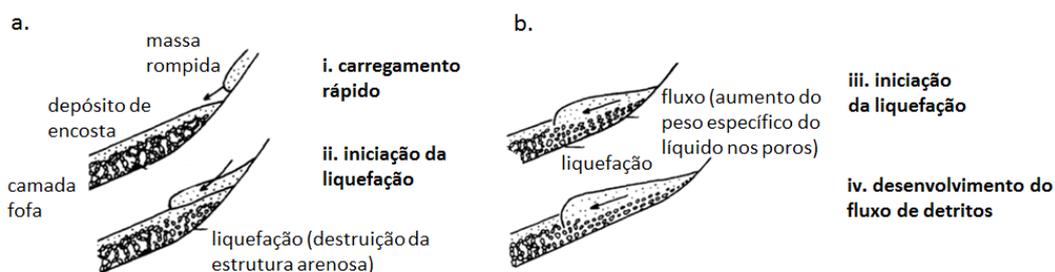


Figura 2.7 – Diagrama da deflagração de um fluxo de detritos devido a um carregamento rápido (Mod. Sassa, 1985).

Iverson *et al.* (1997) reportam que os principais mecanismos deflagradores dos fluxos de detritos são: i) ruptura generalizada da massa rompida; ii) liquefação da massa de solo pela elevação da poropressão e iii) transformação da energia de um deslizamento translacional em energia interna da massa deslizando.

Observa-se que os mecanismos deflagradores são originados por fenômenos naturais como chuvas ou sismos. Porém, é importante notar que ações antrópicas como a ocupação desorganizada e o uso do solo influenciam indiretamente no desencadeamento deste tipo de movimentos.

2.2.5. Principais parâmetros

Diversos parâmetros são utilizados para descrever quantitativamente os fluxos de detritos, destacando-se o volume, a velocidade, a descarga de pico, a distância total percorrida, o ângulo de viagem e a área de deposição. A estimativa destes parâmetros é de suma importância para a seleção e dimensionamento de obras de mitigação e convivência. São apresentadas equações empíricas utilizadas

para a estimativa de cada parâmetro. Importante ressaltar que a estimativa destes parâmetros por meio de equações empíricas não é objeto desta pesquisa.

2.2.5.1. Volume total

O volume ou magnitude de um fluxo de detritos é definido como o volume total de material movimentado para a área de deposição durante um evento. Sua quantificação é importante, pois é um parâmetro que pode ser correlacionado com outros, tais como vazão de pico e distância percorrida. Segundo Rickenmann (1999), o volume é o parâmetro mais importante do ponto de vista do potencial destrutivo.

Tem-se várias relações empíricas para estimar o volume total de um fluxo de detritos apresentadas na Tabela 2.5. Recentemente a técnica de fotogrametria tem sido utilizada para a obtenção do volume a partir de fotos aéreas, sendo esta particularmente influenciada pela cobertura vegetal. Radares de penetração e outras técnicas sísmicas também são empregados, porém necessitam ser calibrados a partir de um deslizamento observado e bem documentado. Recomenda-se a determinação do volume diretamente na área do fluxo de detritos, cujo valor pode ser comparado ao estimado pelas agências de monitoramento e informados logo após o evento (Nunes e Sayão, 2014).

A magnitude do volume envolvido em um fluxo de detritos dificilmente será igual ao volume inicial deflagrador do movimento (Hung, O; McDougall, S; Bovis, M; 2005). Um exemplo deste fato é o caso histórico de Tsing Shan observado em Hong Kong onde um volume inicial igual de 400 m³ foi incrementado ao longo de sua trajetória até atingir um volume final de 20.000 m³, devido à erosão e arrastre do material (King, 1996). A eficiência do mecanismo de arrastre e erosão são os fatores mais importantes para determinar o volume total de um fluxo de detritos.

Tabela 2.5 – Correlações empíricas para estimativa de volume final (adapt. Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Equação	Região
Takahashi (1991)	$V = (665 \cdot Q_p)^{0,85}$	Japão
Corominas (1996)	$V = \left(\frac{L}{H \cdot 1,03} \right)^{0,105}$	Espanha
Rieckenmann (1999)	$V = \left(\frac{L}{1,19 \cdot H^{0,83}} \right)^{1/0,16}$	Mundial
Gramani (2001)	$V = \left(\frac{1,87 \cdot L}{H} \right)^{1/0,105}$	Brazil
Marchi e D'Agostino (2004)	$V = 70\,000 \cdot A_c$	Alpes italianos (Volume máximo)
Marchi e D'Agostino (2004)	$V = 1\,000 \cdot A_c^{0,3}$	Alpes italianos (Volume mínimo)
Polanco (2010)	$V = 252,84 \cdot \left(\frac{L}{H} \right)^{4,72}$	Mundial
Motta (2014)	$V = \left(\frac{L}{2,72} \right)^{1/0,37} \cdot \frac{1}{H}$	Mundial

Ac: área de contribuição; V_{SED}: volume de sedimentos; L: distância total percorrida (m); Q_p: vazão de pico (m³/s); H: altura ou diferença entre a cota de saída do movimento e a cota final de deposição (m).

2.2.5.2. Velocidade

A velocidade apresenta difícil medição durante um evento de fluxo de detritos, sua aproximação pode ser realizada em visitas de campo após o evento, mas geralmente é estimada por meio de correlações empíricas e medidas de ensaios realizados em laboratório (Rickermann, 1999).

De acordo com a classificação proposta por Varnes (1978) e Cruden e Varnes (1996), os fluxos de detritos geralmente são movimentos com velocidades muito rápidas, por tanto este parâmetro é muito importante, pois se relaciona diretamente com a intensidade de perigo.

Considerando as relações utilizadas na mecânica de fluidos, a velocidade pode ser diretamente estimada usando-se a superelevação, calculada a partir do impacto causado em estruturas, ou através de características do canal (Jakob, 2005). Estas equações assumem que: (i) o quadrado da velocidade numa área de seção transversal média pode ser substituído pela velocidade média; (ii) a inclinação é constante e (iii) a altura do canal é muito menor que o raio de curvatura do mesmo.

Resultados obtidos de ensaios de calha (*flume tests*) de Iverson *et al.* (1992) indicam que estas equações permitem estimativas razoáveis (Tabela 2.6).

Tabela 2.6 – Correlações empíricas para estimativa da velocidade (mod. Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Equação	Observações
Chow (1959)	$v = (g \cdot r \cdot \cos \theta \cdot \tan \alpha)^{0,5}$ $v = (2 \cdot g \cdot \Delta h)^{0,5}$	Expressão com inclinação do canal constante, estreito
Fairchild e Wigmosta (1983)	$v = (1,21 \cdot g \cdot \Delta h)^{0,5}$	Expressão semi empírica baseada em ensaios de flume e teoria de fluxo laminar viscoso
Hungr <i>et al.</i> (1985)	$v = \left(\frac{\gamma \cdot S}{K \cdot \mu}\right) \cdot h^2$	Expressão baseada no modelo de fluxo newtoniano
Rickenmann (1999)	$v = 2,1 \cdot Q^{0,33} \cdot S^{0,33}$	Expressão baseada em fluxo de água turbulento em leitos pedregulhos e casos históricos
McClung (2001)	$v = \frac{r \cdot g}{k} \cdot \frac{\Delta h}{b}$	-
Motta (2014)	$v_{MAX} = 120,99 \cdot V^{-0,20}$	Fluxo de detritos, mundiais, 56 eventos, R ² =0,78, limite superior
Motta (2014)	$v_{MAX} = 0,15 \cdot V^{-0,25}$	Fluxo de detritos, mundiais, 56 eventos, R ² =0,97, limite inferior

r: raio de curvatura do canal (m); a: inclinação do canal (graus); θ : gradiente de superelevação (graus); Δh : altura da superelevação (m); S: inclinação do canal (graus); γ : peso específico do material (kN/m³); h: espessura do fluxo (m); K: fator de forma do canal; V: volume de fluxo de detritos (m³); g: gravidade (m²/s); y: altura média do fluxo (m); μ : viscosidade dinâmica da corrida; k: fator de correção; b: largura do canal.

2.2.5.3. Descarga de pico

Conhecer a descarga máxima e a velocidade associada a esta descarga é importante para avaliar o problema em alguns pontos críticos ou de interesse específico, por exemplo, para projeto de estruturas de proteção. Jakob (2005) define a descarga de pico (Q_p) como a área máxima de seção transversal do fluxo multiplicada pela velocidade durante a fração de tempo (t), em que o fluxo percorre a seção de análise.

Hungr (2000) reporta que a descarga de pico é a característica mais importante de um fluxo de detritos, sendo a causa principal do surgimento de grandes ondas de arrastre.

Pela natureza do fenômeno de fluxo de detritos raramente é possível conseguir medidas durante o evento de velocidade ou área máxima. Portanto a estimativa da descarga de pico é geralmente obtida por meio de relações empíricas como as mostradas na Tabela 2.7.

Tabela 2.7 – Correlações empíricas para a estimativa da vazão de pico (mod. Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Relação	Observações
Costa (1988)	$Q_p = 0,293 \cdot V_M^{0,56}$	Ruptura de barragens
Costa (1988)	$Q_p = 0,016 \cdot V_M^{0,64}$	Degelo
Takahashi (1991)	$V = 665 \cdot Q_p^{0,85}$	Fluxo de detritos, Japão
Mizuyama e Kobashi (1992)	$Q_p = 0,0188 \cdot V^{0,790}$	Fluxo de lama
Mizuyama e Kobashi (1992)	$Q_p = 0,0135 \cdot V^{0,780}$	Fluxo de detritos
Massad et al. (1997)	$V = 500 \cdot Q_p$	Fluxo de detritos, Japão e Canadá
Bovis e Jakob (1999)	$Q_p = 0,04 \cdot V^{0,90}$	Fluxo de detritos granular
Bovis e Jakob (1999)	$Q_p = 0,003 \cdot V^{1,01}$	Fluxo de detritos vulcânicos
Rickenmann (1999)	$Q_p = 0,1 \cdot V^{0,83}$	Fluxo de detritos
Motta (2014)	$Q_p = 0,29 \cdot V^{0,51}$	Fluxo de detritos brasileiros
Motta (2014)	$Q_p = 0,14 \cdot V^{0,59}$	Fluxo de detritos, mundiais, 34 eventos, $R^2=0,71$

V: volume (m³); V_M: volume de água (m³); Q_p: vazão de pico (m³/s).

2.2.5.4. Distância total percorrida

A distância total percorrida é representada pela projeção horizontal que une o primeiro ponto da zona de iniciação do movimento com o ponto mais afastado do material depositado durante o movimento. A distância total percorrida é a soma de (i) comprimento da zona de iniciação; (ii) comprimento da zona de transporte e (iii) comprimento da zona de deposição.

Este parâmetro pode ser determinado por meio de medições em campo, fotogrametria e a partir de coordenadas obtidas com GPS.

Na Tabela 2.8 são apresentadas correlações empíricas para a estimativa da distância final percorrida.

A extensão da área de deposição também é importante para a projeção de medidas de proteção e para a análise de risco. Na Tabela 2.9 são apresentadas correlações empíricas para estimativa deste parâmetro.

Tabela 2.8 – Correlações empíricas para estimativa da distância total percorrida (Mod. Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Equação	Observações
Heim (1932)	$L = \frac{H}{\tan \alpha}$	Fluxo de detritos
Rickenmann (1995)	$L = 350 \cdot V^{0,25}$	Valor máximo
Rickenmann (1995)	$L = 3,6 \cdot V^{0,45}$	Valor mínimo
Corominas (1996)	$L = 1,03 \cdot V^{0,105} \cdot H$	Fluxo de detritos, Espanha
Corominas (1996)	$\tan \frac{H}{L} = 0,9256 \cdot 10^{-0,1006 \cdot L \cdot V}$	Fluxo de detritos não canalizados, Espanha
Rickenmann (1999)	$L = 1,9 \cdot V^{0,16} \cdot H^{0,83}$	Fluxo de detritos, Suíça
Garcia-Ruiz et al. (1999)	$L = 7,13 \cdot (V \cdot H)^{0,271}$	Fluxo de detritos, Itália
Crosta et al. (2001)	$L = 7,136 \cdot V^{0,215}$	Fluxo de detritos, Itália
Budetta e Riso (2004)	$L = 1711,5 \cdot \log V - 6094,1$	Fluxo de detritos, Itália
Budetta e Riso (2004)	$\log \frac{H}{L} = -0,18 \cdot \log V - 1,19$	Fluxo de detritos, Itália
Polanco (2010)	$\frac{H}{L} = 3,23 \cdot V^{-0,212}$	Fluxo de detritos, Brasil
Polanco (2010)	$L = 106,61 \cdot V^{0,2591}$	Fluxo de detritos, Brasil
Motta (2014)	$L = \left(\frac{H}{3,55}\right)^{1/0,69}$	Fluxo de detritos, Brasil, $R^2=0,76$
Motta (2014)	$\frac{H}{L} = -0,83 \cdot \ln V + 11,20$	Limite superior, fluxo de detritos, mundiais, 160 eventos, $R^2=0,91$
Motta (2014)	$\frac{H}{L} = -0,06 \cdot \ln V - 0,52$	Limite inferior, fluxo de detritos, mundiais, 160 eventos, $R^2=0,92$
Motta (2014)	$L = 2,29 \cdot V^{0,17} \cdot H^{0,75}$	Fluxo de detritos, mundiais, 136 eventos, $R^2=0,71$

V: volume (m³); α : ângulo de *fahrböschung*; H: altura ou diferença entre a cota de saída do movimento e a cota final de deposição.

Tabela 2.9 – Correlações empíricas para estimativa da extensão da área de deposição.

Referência	Equação
Rickenmann (1999)	$L_d = 15 \cdot V^{1/3}$
Crosta et al. (2001)	$L_d = 7 \cdot V^{1/3}$
Lorente et al. (2003)	$L_d = 7,13 \cdot (V \cdot H)^{0,271}$

V: volume (m³); H: altura (m).

2.2.5.5. Ângulo de viagem

Apesar dos movimentos serem estudados pela medição direta da distância curvilínea percorrida, a mobilidade é geralmente comparado utilizando ângulos ou razões.

O ângulo de *fahrböschung* (α) é definido como a diferença entre o ponto mais alto na zona de iniciação e o ponto mais baixo na zona de deposição (Heim, 1932):

$$\tan \alpha = \frac{H}{L} \quad (2.1)$$

O ângulo de viagem também pode ser utilizado, mas este depende do centro de massa do material em sua configuração inicial e final como mostrado na Figura 2.8. Desta forma, torna-se mais fácil obter o ângulo *fahrböschung* de observações de campo.

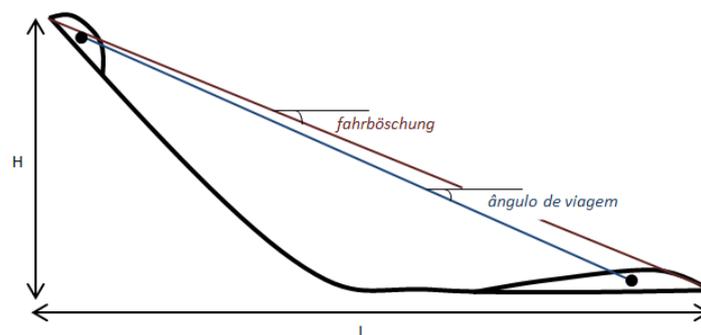


Figura 2.8 – Definição e comparação de ângulo *fahrböschung* e ângulo de viagem.

2.2.5.6. Área de deposição

Estudos desenvolvidos por Iverson *et al.* (1998) para lahars (fluxos de detritos originados por vulcões) definem:

- (i) Área de seção transversal (A) como a área do canal de fluxo de detritos que é inundada pelo fluxo na descarga de pico e varia ao longo do canal em função da força de arrastre dos detritos, velocidade do fluxo e quantidade de água da mistura (Berti e Simoni, 2007)
- (ii) Área planimétrica de deposição (B) representada pela área coberta pela deposição do fluxo de detritos e medida por fotos aéreas e com auxílio de GPS.

A Tabela 2.10 e Tabela 2.11 apresentam correlações empíricas da literatura para a estimativa das áreas de seção transversal e planimétrica de deposição, respectivamente.

Tabela 2.10 – Correlações empíricas para estimar a área da seção transversal (Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Equação	Observações
Iverson et al. (1998)	$A = 0,05 \cdot V^{2/3}$	Lahars, EUA
Berti e Simoni (2007)	$A = 0,08 \cdot V^{2/3}$ $A = 0,19 \cdot V^{0,57}$	Fluxo de detritos, Alpes, Itália
Griswold e Iverson (2007)	$A = 0,10 \cdot V^{2/3}$ $A = 0,22 \cdot V^{0,59}$	Fluxo de detritos
Motta (2014)	$A = 0,23 \cdot V^{0,57}$	Fluxos de detritos, mundiais, 69 eventos, $R^2=0,87$

V: volume do fluxo de detritos

Tabela 2.11 – Correlações empíricas para estimar a área planimétrica (Nunes e Sayão, 2014).

Referência	Equação	Observação
Iverson et al. (1998)	$B = 200 \cdot V^{2/3}$	Lahars, EUA, $R^2=0,90$
Waytomas et al. (2000)	$B = 91,8 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de lama vulcânica (Alasca), 10 eventos, $R^2=0,90$
Capra et al. (2003)	$B = 55 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos e deslizamento, México, 6 eventos, $R^2=0,79$
Crosta e Dal Negro (2003)	$B = 6,2 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos granular, Alpes, Itália, 91 eventos, $R^2=0,96$
Griswold (2004)	$B = 19,9 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, 44 eventos, $R^2=0,91$
Yu et al. (2006)	$B = 28,8 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, Tailândia, 6 eventos, $R^2=0,94$
Berti e Simoni (2007)	$B = 17 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, Alpes, Itália, 24 eventos
	$B = 6,8 \cdot V^{0,76}$	Fluxo de detritos, Alpes, Norte da Itália, 24 eventos
Griswold e Iverson (2007)	$B = 20 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, 44 eventos, $R^2=0,91$
	$B = 10 \cdot V^{0,73}$	Fluxo de detritos, 44 eventos, $R^2=0,92$
Scheidl e Rickernmann (2010)	$B = 17,3 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos granular, Alpes, Alemanha, 44 eventos, $R^2=0,59$
	$B = 28,1 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos granular, Alpes, Suíça, 34 eventos, $R^2=0,70$
	$B = 32 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, Alpes, Suíça, 8 eventos, $R^2=0,42$
	$B = 44,7 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, fluxos de detritos, Alpes, Áustria, 12 eventos, $R^2=0,67$
	$B = 56,1 \cdot V^{2/3}$	Sedimentos fluviais e fluxo de detritos, Alpes, Áustria, 27 eventos, $R^2=0,85$
	$B = 13,5 \cdot V^{0,79}$	Fluxo de detritos, Alpes, Suíça (1987), 12 eventos, $R^2=0,68$
	$B = 323,8 \cdot V^{0,44}$	Fluxo de detritos, Alpes, Suíça (2005), 8 eventos, $R^2=0,58$
	$B = 47,8 \cdot V^{0,68}$	Fluxo de detritos, Alpes, Sul da Alemanha, 27 eventos, $R^2=0,85$
Polanco (2010)	$B = 57,2 \cdot V^{0,59}$	Fluxo de detritos, Alpes, Áustria, 34 eventos, $R^2=0,72$
	$B = 7,4 \cdot V^{0,77}$	Fluxo de detritos, Alpes, Áustria, 44 eventos, $R^2=0,60$
Motta (2014)	$B = 7 \cdot V^{0,66}$	Fluxo de detritos, mundiais
	$B = 187,67 \cdot V^{2/3}$	Fluxo de detritos, mundiais, 118 eventos, $R^2=0,90$
	$B = 24,37 \cdot V^{0,77}$	Fluxo de detritos, mundiais, 118 eventos, $R^2=0,79$

V: volume do fluxo de detritos

2.2.5.7.Taxa de erosão

O material incorporado a um fluxo de detritos depende principalmente da capacidade de erosão do material nas margens e no leito do canal. A erosão e o arraste do material do canal resultam em aumento do volume final, alteração da composição e, às vezes, melhora a mobilidade do movimento (Hungry *et al.*, 2005).

Os canais onde se mobilizam os fluxos de detritos estão normalmente cobertos por depósitos superficiais com altos conteúdos de água, como mostrado na Figura 2.9. Cargas rápidas atingem estes depósitos gerando uma perda da sua resistência e incorporando-se ao fluxo. Porém estes depósitos podem ser significativamente diferentes da massa mobilizada mudando a reologia interna do material que se movimenta.

O arrastre de material predomina na frente da onda e nas margens do canal, e a erosão ocorre no leito do canal, como mostrado na Figura 2.9a. Ambos os mecanismos implicam na mistura do material no canal com o material que se movimenta (McDougall e Hungr, 2005).

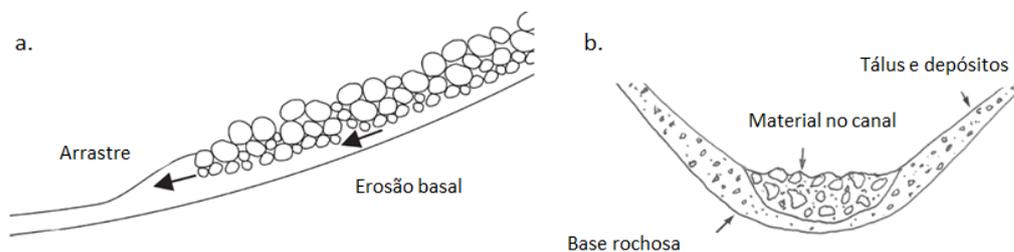


Figura 2.9 – Esquema para: (a) arrastre nas margens e erosão na base. (b) seção transversal do canal erodido (Modificado de McDougall, 2006 e McDougall e Hungr, 2005).

A área de impacto de um fluxo de detritos depende diretamente do grau de erosão dos materiais ao longo do canal, pois o volume final é influenciado pela capacidade de erosão destes materiais. Assim, conhecer a profundidade de erosão de cada material é importante para a construção de estruturas de proteção de estruturas como dutos que atravessam canais típicos de fluxos de detritos (Jakob *et al.*, 2014).

Segundo Hungr *et al.* (1984), a taxa de erosão irá depender da inclinação da encosta, da largura e profundidade do canal, do material no leito do canal, da inclinação das margens laterais do canal, da altura e material das margens laterais, da estabilidade das margens e da área tributária de drenagem. Porém as equações encontradas na literatura baseiam-se em simplificações destes fenômenos. Autores como Rickenmann e Zimmermann (1993) propõem uma relação entre a declividade de deposição (S_d) em porcentagem e a taxa de erosão média do percurso (E) em m^3/m expressa por:

$$E = 110 - 250 \cdot S_d \quad (2.2)$$

McDougall e Hungr (2005) também apresentam uma relação que estima taxa de erosão cujos resultados são semelhantes aos de Takahashi (1992), expressa por:

$$E = \frac{\ln(V_f / V_i)}{\bar{S}} \quad (2.3)$$

Onde V_f denota o volume final, V_i o volume inicial e \bar{S} a distância percorrida.

Hotta *et al* (2015) apresentam mais três relações para o cálculo da taxa de erosão formuladas por Takahashi e Kuang (1986), Egashira *et al.* (1988) e Suzuki *et al.* (2009), sendo as mais utilizadas no Japão. Estas equações assumem que o fluxo de detritos atinge um estado de equilíbrio e a erosão ocorre entre esse estado de equilíbrio e o estado atual do movimento. Porém, as equações precisam de outros parâmetros que são obtidos de forma empírica, como a concentração do sedimento transportado e a concentração do sedimento depositado e, portanto, não serão avaliadas nesta pesquisa.

2.3. Técnicas de mitigação e convivência

Parte essencial da gestão de risco é o projeto de medidas de mitigação para reduzir o elevado risco existente para um nível de risco aceitável. Dois tipos de medidas de mitigação podem se distinguir (Zollinger, 1985): i) medidas ativas e ii) medidas passivas.

2.3.1. Medidas ativas

Medidas ativas focam diretamente na ameaça do evento. Segundo Huebl e Fiebiger (2005), estas medidas influenciam na iniciação, transporte ou deposição de um fluxo de detritos, alterando sua magnitude e/ou frequência. A alteração é causada por meio de: i) modificação da probabilidade de ocorrência do evento ou ii) controle do evento.

As principais medidas ativas que conseguem alterar a probabilidade de ocorrência do evento são apresentadas pela redução do escoamento e redução da erosão.

A redução do escoamento é atingida pela diminuição da descarga de pico por meio de medidas florestais, gestão de bacias hidrográficas e desvio de escoamento para outras bacias. Na Áustria, por exemplo, foi realizado um projeto de arborização de 1580 mil m² para aumentar a capacidade de absorção do solo, e assim limitar a erosão devido a eventos de alto escoamento. A arborização resultou em uma diminuição do escoamento superficial em cerca de 42% (Huebl e Fiebiger, 2005).

A redução da erosão é alcançada diminuindo-se a erosão superficial, por meio do aumento da estabilidade das encostas, diminuição da erosão vertical e lateral no canal e redução da descarga de água na parte alta do canal. Estes tratamentos requerem medidas florestais, bioengenharia de solos, sistemas de drenagem, alteração da geometria das encostas, estabilização de taludes, alargamento dos talwegues, construção de estruturas transversais (*check dams*, rampas, etc), estruturas *by-pass* entre outras.

Na França, por exemplo, foi projetado um canal com 202 m de comprimento e 44 m² de largura para desviar o fluxo (Figura 2.10a). O material do fluxo de detritos foi desviado dentro do canal artificial por meio de estruturas transversais diminuindo o impacto do evento na zona de deposição.

As principais medidas ativas para controle do evento consistem na regulação da descarga, por meio de armazenamento de água, aumentando a largura do canal e/ou aumentando a seção transversal nos cruzamentos do canal (pontes).

Para o controle do evento propriamente dito, são utilizadas barreiras ou diversas estruturas que geralmente retêm os blocos maiores e permitem a passagem do fluido e dos blocos menores. Também são utilizadas estruturas para reduzir a energia do fluxo de detritos, retardando a frente da onda do movimento e assim, as estruturas na parte baixa do evento recebem um menor impacto dinâmico. Estruturas de deflexão são utilizadas para desviar o fluxo para zonas inabitadas e sem estruturas civis importantes.

VanDine (1996) classifica as estruturas de controle de fluxos de detritos em dois tipos: abertas e fechadas. As estruturas abertas confinam e restringe o movimento do fluxo, enquanto que as estruturas fechadas retêm o material do evento.

As estruturas abertas incluem áreas de deposição não confinadas, *baffles* (obstáculos de fluxo), *check dams* (Figura 2.10b), bermas laterais, bermas de deflexão e bermas ou barreiras terminais.

As estruturas fechadas são adotadas como medidas complementares e incluem *debris racks* (Figura 2.10c), estruturas tubulares (Figura 2.10d), barragens impermeáveis (Figura 2.10e/f), estruturas vazadas (Figura 2.10g) que funcionam como barreiras resistentes aos detritos, projetadas para coletar e depositar os detritos grosseiros, permitindo a passagem da água e materiais finos. Túneis falsos também são utilizados para a convivência com fluxos de detritos, protegendo estradas e infraestrutura localizadas na zona atravessada pelo fluxo (Figura 2.10h).

Os parâmetros de projeto a serem considerados dependem da estrutura selecionada, e são específicos para cada local. Estes devem incluir parâmetros do fluxo de detritos assim como do talvegue e da zona de deposição. Os parâmetros a serem considerados geralmente incluem; frequência e intensidade ou volume do evento, trajetória preferencial, granulometria dos detritos, distância total percorrida, vazão de pico, espessura na proximidade das estruturas, ângulo de deposição provável e forças de impacto (VanDine *et al*, 1997).

2.3.2. Medidas passivas

Medidas passivas focam na redução do potencial de dano e são essenciais para a redução dos riscos, apesar de não atuarem diretamente no movimento como as medidas ativas (Nunes e Sayão, 2014). A vulnerabilidade de um evento pode ser alterada de maneira preventiva pelo planejamento urbano ou pela resposta imediata após o desastre (Aulitzky, 1972).

A prevenção por meio de regulamentação de uso da terra reduz o dano à infraestrutura, porém, a utilização de sistemas de monitoramento e alerta para este tipo de eventos constitui um importante elemento da gestão do risco. Sistemas de alerta são utilizados desde os anos 80 no Japão e na China e mais recentemente nos Estados Unidos e na Europa.

A resposta imediata após o desastre inclui a escavação de estruturas soterradas, reconstrução e restauração de infraestrutura e limpeza das áreas inundadas. Estas medidas asseguram o bom funcionamento das estruturas em futuros eventos.

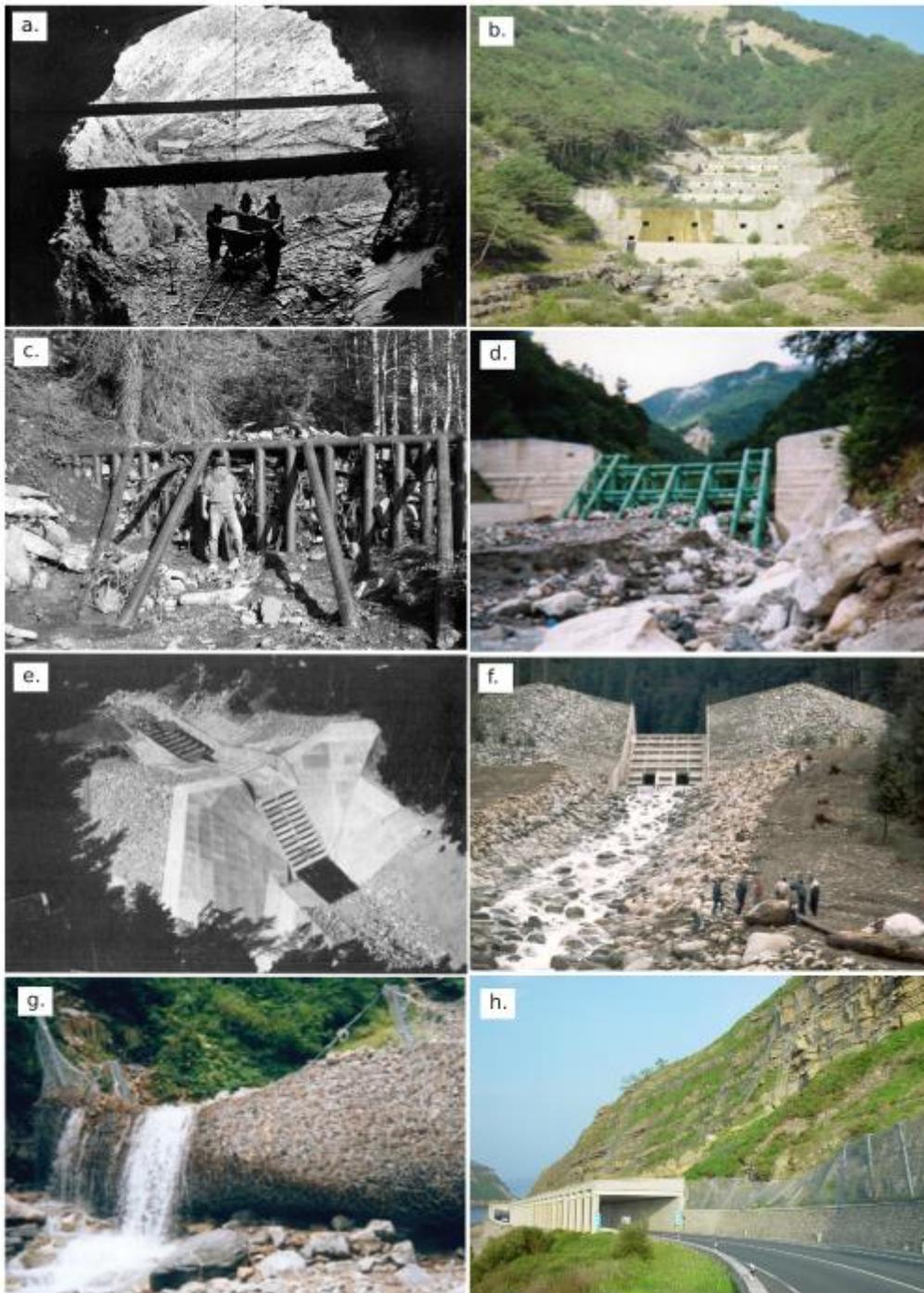


Figura 2.10 – Medidas ativas para fluxos de detritos: (a) Túnel de desvio, França (Huebl e Fiebiger, 2005); (b) Check dams, Espanha (Corominas, 2013); (c) Debris racks, Colorado, USA (deWolfe et al., 2008); (d) Barreiras tubulares, Japão (Ishikawa, 2008); (e) e (f) Barragem, BC, Canadá (Wieczorek et al., 1997); (g) Barreira flexível, Japão (Volkwein et al (2011); (h) Túneis falsos (Corominas, 2013).

2.4. Análise de risco

As análises quantitativas do risco são cada vez mais utilizadas na tomada de decisões associadas com a gestão territorial. Os fluxos de detritos e os movimentos de massa em geral são fenômenos com alto potencial destrutivo, portanto estudos de risco em zonas vulneráveis são vitais para a prevenção de acidentes.

O risco pode ser definido, de forma genérica, como uma probabilidade multiplicada pelo impacto ($R = P \times I$). McDougall (2006), propõe para a avaliação do risco de perda de vida devido a um fluxo de detritos a seguinte expressão:

$$R_{(prop)} = P_{(L)} \cdot P_{(S:L)} \cdot P_{(T:S)} \cdot V_{(prop:T)} \cdot E \quad (2.4)$$

Onde:

$P_{(L)}$: probabilidade anual de ocorrência, determinada utilizando uma análise estatística de eventos anteriores no local estudado;

$P_{(S:L)}$: probabilidade espacial do fluxo atingir um local específico, definida através de mapas de eventos anteriores, análises empíricas, análises numéricas, ou uma combinação das anteriores;

$P_{(T:S)}$: probabilidade temporal de que um indivíduo seja afetado pelo fluxo quando este ocorra, estimado de estudos de ocupação por tipo de edificação;

$V_{(prop:T)}$: vulnerabilidade do elemento em risco na localização específica (o grau de perda em caso de impacto, em uma escala crescente de 0 até 1);

E : valor do elemento em risco.

De forma semelhante, McDougall (2006) definiu a probabilidade específica de perda de vida, $P_{(LOL)}$, expressada por:

$$P_{LOL} = P_{(L)} \cdot P_{(S:L)} \cdot P_{(T:S)} \cdot V_{(D:T)} \quad (2.5)$$

Onde $V_{(D:T)}$ é a vulnerabilidade do fluxo atingir uma pessoa em um local específico (a probabilidade de morte por ser impactado por um fluxo).

Esta última equação é semelhante à proposta por Jakob *et al.* (2011) para a avaliação de risco de morte.

McDougall (2006) esclarece que a modelagem numérica é uma importante ferramenta na previsão das áreas de impacto, devido a movimentos do tipo fluxo. Este tipo de análise, permite estimar a probabilidade espacial de impacto ($P_{(S:L)}$), assim como a vulnerabilidade ($V_{(prop:T)}$ e $V_{(D:T)}$).

De todos os parâmetros relacionados às equações de risco, a vulnerabilidade é o elemento mais difícil de ser estimado, principalmente porque as mortes que acontecem durante os fluxos de detritos estão associadas aos danos ou colapso de estruturas. Além disto, a estimativa do tipo e magnitude dos danos nas estruturas é muito complexa (Jakob *et al.*, 2011).

Hungr (1997) definiu a intensidade como uma medida do potencial destrutivo de um fluxo. Os parâmetros básicos necessários para estimar a intensidade são velocidade do fluxo, densidade do fluxo, profundidade do fluxo, profundidade de erosão e profundidade de deposição. Estes parâmetros básicos permitem estimar parâmetros adicionais muito importantes para a avaliação da vulnerabilidade, tais como vazão, pressões de impacto e energia cinética. Recentemente, Jakob *et al.* (2011) desenvolveram uma metodologia para quantificar a intensidade de fluxo em um local específico com base nos resultados dos parâmetros básicos obtidos de modelagem numérica.

Segundo Jakob *et al.* (2011), o dano de uma estrutura pode ser determinado pelo índice de intensidade (I_{DF}), calculado como o produto da profundidade máxima esperada pela velocidade máxima do fluxo ao quadrado. Considerando o tipo de estrutura e calculando o índice de intensidade em 68 eventos documentados na literatura técnica, foram definidas quatro classes de danos em estruturas. Os danos observados nas estruturas analisadas incluem desde inundação ou sedimentação até completa destruição.

A Tabela 2.12 apresenta a proposta de Jakob *et al.* 2001, baseada no índice de intensidade calculado, o qual permite a determinação da probabilidade de dano. Por exemplo, para um índice de intensidade calculado entre 100 e 1000, há uma probabilidade de 67% da zona afetada sofrer destruição total e de 28% da zona sofrer elevados danos estruturais.

Tabela 2.12 – Relação do índice de intensidade com a probabilidade de dano.

Índice de intensidade (I_{DF})	0-1	1-10	10-100	100-1000	>1000
Alguma sedimentação (I)	70	22	0	0	0
Algum dano estrutural (II)	30	50	37	5	0
Maiores danos estruturais (III)	0	22	38	28	0
Completa destruição (IV)	0	6	25	67	100