

2 Correntes de Turbidez

Correntes de turbidez são correntes de densidades subaquosas e turbulentas, em que a diferença de densidade é causada por sedimentos em suspensão. Essas correntes transportam os grãos, em uma solução composta de água e sedimentos dispersos, que são mantidos em suspensão devido à turbulência. São provocadas por processos como tempestades, avalanche subaquática, descarga de rios, e outros. A deposição dos sedimentos oriundos desse tipo de corrente dá origem a uma rocha sedimentar denominada turbidito.



Figura 6 – Afloramento turbidítico na região oeste da Irlanda (fonte: U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Program)

De acordo com Weimer & Link (*apud* Kneller & Buckee, 2000), a corrente de turbidez é o principal agente transportador de sedimentos em ambientes fluviais e marinhos. Ela é importante não somente pelo potencial de risco ambiental que possuem, tais como sedimentação de reservatórios, rompimento de cabos submarinos, dispersão de poluentes e riscos vulcânicos, mas também pelo fato dos sistemas turbidíticos serem responsáveis pela formação dos maiores reservatórios de hidrocarbonetos do mundo. Segundo Fávera (2001), esses reservatórios de hidrocarbonetos contêm quase 90% da reserva de petróleo conhecida no Brasil. Entretanto, sabe-se que atualmente devido à descoberta da camada de pré-sal, que é um conjunto de rochas localizadas nas

porções marinhas de grande parte do litoral brasileiro, com potencial para a geração e acúmulo de petróleo, essa afirmação deixa de ser verdadeira.

Segundo Simpson (1997), as correntes de turbidez são um exemplo de um conjunto mais geral de correntes de densidade, no qual o movimento da corrente se dá devido à diferença de densidade entre o fluido local e o fluido circundante. A Figura 7 mostra o esquema de uma corrente de água turva entrando em um lago ou reservatório e iniciando o escoamento como uma corrente de turbidez sob a água doce com densidade menor que a da corrente.

A força impulsora da corrente é a componente da força devida ao peso atuando na declividade provocada pela diferença de densidade. Diferenças de densidades devido ao gradiente de temperatura e salinidade são comumente encontrados na natureza por uma variedade de razões, na atmosfera, nos lagos, estuários e nos fundo dos oceanos.

As partículas suspensas na corrente de turbidez fazem com que a densidade da corrente seja maior que a densidade do fluido circundante, devido a este fato, a suspensão turbulenta pode se mover em qualquer inclinação.

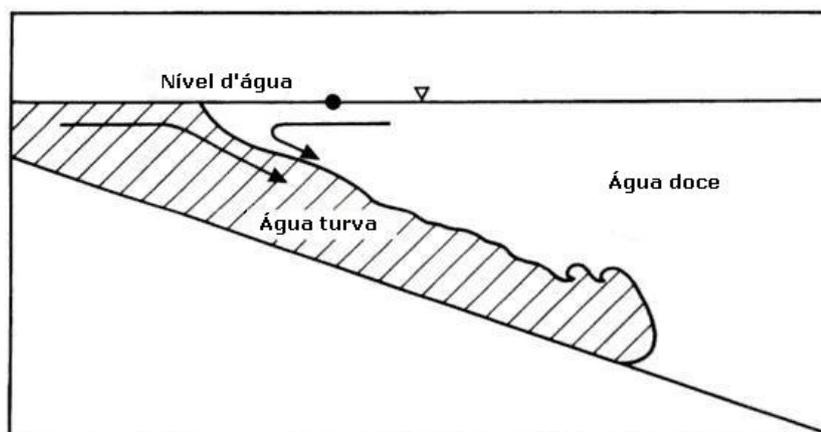


Figura 7 – Corrente de turbidez escoando em um grande volume de água. (Simpson, 1997 - adaptada)

A densidade máxima das correntes de turbidez é algo controverso, há ainda bastante discussão acerca da concentração limite desse tipo corrente de densidade. Acredita-se que uma concentração em massa de 10% seria o limite máximo que essas correntes podem atingir. Isto porque, quando essa concentração excede 10%, os sedimentos suspensos na corrente começam a entrar em constante contato uns com os outros, o que é característico de uma corrente de detritos e não de uma corrente de turbidez (Pratson *et al*, 2000). Todavia, pesquisas mais recentes realizadas pelo Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade, NECOD, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, IPH, da

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS mostram que correntes de turbidez de alta densidade chegam a atingir concentrações em volume de cerca de 30%.

O prognóstico da erosão pelas correntes de turbidez e a distribuição dos depósitos turbidíticos, tais como extensão, espessura e distribuição dos grãos, requer um entendimento dos mecanismos de transporte de sedimentos e deposição, o que é por sua vez dependente da dinâmica dos fluidos das correntes. Segundo Middleton (1983), um melhor entendimento da dinâmica das correntes de turbidez é essencial para o julgamento de diversos casos de fenômenos naturais modernos, e antigos sistemas turbidíticos.

Entretanto, a dinâmica dessas correntes é altamente complexa devido à interação entre a turbulência e as partículas em suspensão. Por conseguinte, uma abordagem simplificada é geralmente adotada para modelagem de tais correntes, freqüentemente pela média vertical.

Além disso, estudos sobre a dinâmica das correntes de densidade conduzidos em laboratórios mostram que a distribuição da turbulência e da tensão de cisalhamento é significativamente diferente dos escoamentos em canais livres. A estrutura da turbulência afeta a maneira no qual os sedimentos são suspensos e transportados e, por conseguinte, a maneira como o comportamento e a deposição dos sedimentos nas correntes de turbidez são modelados.

Estudos do mecanismo de correntes de turbidez têm sido limitados pelas dificuldades implícitas no estudo dessas correntes no ambiente natural. As correntes de turbidez no oceano podem alcançar velocidades de dezenas de metros por segundo e espessuras de centenas de metros, o que faz com que mesmo correntes modestas danifiquem equipamentos utilizados com o propósito de seu estudo.

Conseqüentemente, tudo o que se sabe sobre grandes correntes de turbidez naturais é inferido por fontes indiretas tais como alturas de depósito no fundo de vales submarinos. Uma pequena quantidade de correntes de turbidez tem sido visualizada ou monitorada, mas o conhecimento de correntes de turbidez naturais permanece incompleto. Experimentos em pequena escala conduzidos em laboratório oferecem uma das melhores maneiras para o estudo da dinâmica das correntes de turbidez.

Os avanços tecnológicos dos últimos anos têm aumentado consideravelmente o entendimento de questões que variam desde a completa

descrição da morfologia das correntes de turbidez até a estrutura da turbulência dessas correntes.

Modelos matemáticos também podem proporcionar significativos discernimentos da dinâmica das correntes. Soluções analíticas têm sido propostas para alguns aspectos do comportamento de correntes de densidade, porém espera-se que em longo prazo as técnicas numéricas poderão oferecer um melhor entendimento e previsão dos processos tridimensionais e da deposição das correntes de densidade.

Entretanto, as correntes de turbidez são fenômenos altamente complexos, elas são não uniformes, transiente, não linear, não conservativa, isto é, a diferença de densidade dessas correntes varia à medida que sedimentos são erodidos ou depositados. Na maior parte dos casos há mais variáveis do que equações governantes, e os modelos então necessitam adotar simplificações a fim de serem resolvidos. A precisão do modelo depende então da escolha e validade das hipóteses adotadas. Os resultados obtidos por modelos experimentais fornecem uma maneira para limitar algumas dessas variáveis, bem como uma maneira de validar tais modelos.

2.1. Iniciação

A iniciação das correntes de turbidez pode ser causada basicamente por duas maneiras: pela remobilização de sedimentos já depositados no fundo do oceano, como por exemplo, instabilidades de encostas, terremotos, atividades vulcânicas, movimentos tectônico; ou pela entrada de sedimentos por meio de uma fonte externa, por exemplo, nas inundações fluviais. Segundo Mutti *et al* (2009), as instabilidades de encostas e as inundações fluviais são os mecanismos de iniciação mais comuns das correntes de turbidez no ambiente marinho.

As correntes de turbidez podem ser divididas em: *fluxos por descarga* (*surge*) e *fluxos contínuos* (*steady*), Figura 8. *Fluxos por descarga* são aqueles produzidos pelo deslizamento e desintegração de um volume finito de sedimento e, os *fluxos contínuos* que são fluxos com uma descarga constante de sedimentos por um longo período de tempo, provavelmente produzidos por inundações fluviais, deslizamentos constantes ou ambos os casos. Nos fluxos contínuos a velocidade média em um ponto permanece constante durante um intervalo de tempo substancial, o que significa que essas correntes podem ser ditas quase-permanentes. Na realidade, todas as correntes de turbidez naturais

são não permanentes, entretanto, a velocidade média tende a permanecer quase constante por um período relativamente longo. Além disso, os fluxos contínuos ainda podem ser ditos quase-permanentes devido a constante realimentação de sedimentos, logo, podem ser aproximadas a um escoamento permanente, uma vez que possuem variações temporais lentas.

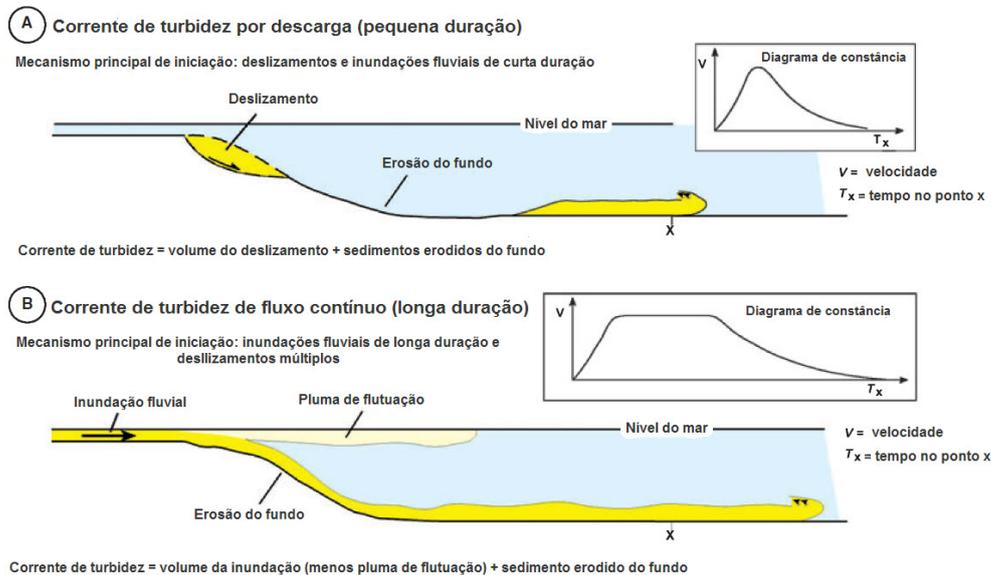


Figura 8 – Mecanismos de iniciação de correntes de turbidez: (a) volume finito e (b) fluxo contínuo (Mutti *et al*, 2009)

2.2. Fluxos por Descarga (*Surges*)

Fluxos por descarga são fenômenos de curta duração sem realimentação de sedimentos. O fluxo é fortemente não uniforme, isto é, sua velocidade varia com a distância, e o desenvolvimento de um corpo contínuo do fluxo é desprezível (Middleton, 1966a). A cabeça da corrente é responsável pelo processo erosivo, porém o grau de erosão geralmente decai com a distância percorrida. O processo erosivo pode ser aumentado devido à inclinação acentuada do fundo ou pela constrição do fluxo (Mulder & Alexander, 2001). Fluxos por descarga geralmente apresentam volumes finitos e pequenos e, com isso, não produzem depósitos espessos. Grande parte dessas descargas são provavelmente iniciadas por deslizamentos subaquoso de taludes.

A duração das descargas depende do tamanho do talude que foi desestabilizado. Descargas curtas, com espessuras que variam de centímetros a metros, têm duração de segundos ou minutos. Em contrapartida, descargas longas, com espessuras que variam de dezenas a centenas de metros, podem durar horas.

2.3. Fluxos Contínuos (*Steady*)

Fluxos contínuos são caracterizados por um fluxo contínuo que persiste por um determinado período de tempo durante seu curso, isto é, o fluxo é realimentado, enquanto que a cabeça da corrente já atingiu a área final de dissipação. Kneller & Branney (1995), definem esse tipo de fluxo com base na velocidade do fluxo, como sendo fluxos que possuem velocidade média em um ponto constante durante um significativo período de tempo.

Nos fluxos contínuos, a duração da passagem da cabeça, ou da frente do fluxo, é muito pequena comparada com a passagem do corpo, deste modo, a cabeça se torna relativamente insignificante na determinação da natureza do depósito (Kneller & Buckee, 2000).

Fluxos *hiperpicnais* são considerados contínuos e quase-permanente, pelo menos durante um período de tempo considerável, enquanto são alimentados pelas descargas fluviais, que podem chegar a ter duração de horas ou mesmo dias. Espera-se que os depósitos provenientes dessas correntes reflitam, principalmente, as condições do corpo do fluxo.

2.4. Anatomia

Correntes de densidade são descritas como tendo cabeça, corpo e em alguns casos cauda bem definidos. A dinâmica da cabeça é importante, pois pode definir a condição de contorno para a corrente como um todo (Kneller & Buckee, 2000). Segundo Middleton (1993), a cabeça é onde acontece todo o processo erosivo, e, portanto é sedimentologicamente importante. Em alguns casos, a cabeça possui um nariz, Figura 9, como resultado da condição de não deslizamento da camada inferior e uma resistência de atrito na camada superior (Britten & Simpson, 1978).

A parte traseira da cabeça, Figura 9, apresenta uma série de vórtices transversais conhecidos como instabilidades de Kelvin-Helmholtz. Esse tipo de vórtice é associado com a instabilidade formada na interface entre dois fluidos com densidades diferentes movendo-se um em relação ao outro. A instabilidade de Kelvin-Helmholtz pode ocorrer quando o número de Richardson, R_i , dado por $g'h/u^2$, é inferior a 1/4 (Simpson, 1997). Onde g' é a gravidade reduzida, h é a altura do fluxo e u é a velocidade.

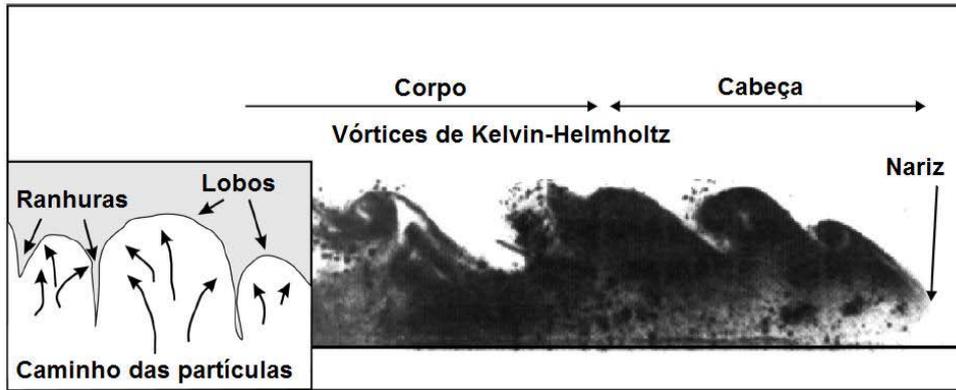


Figura 9 – Imagem da cabeça e corpo de uma corrente de gravidade salina mostrando os vórtices de Kelvin-Helmholtz, e uma vista esquemática dos lobos e ranhuras (Kneller e Buckee, 2000)

O processo de mistura da corrente de turbidez com o fluido ambiente é um importante processo que acontece na cabeça. A Figura 10 apresenta dois dos principais tipos de instabilidade responsáveis pela mistura: os vórtices transversais do tipo Kelvin-Helmholtz, e um complexo de lobos e ranhuras.

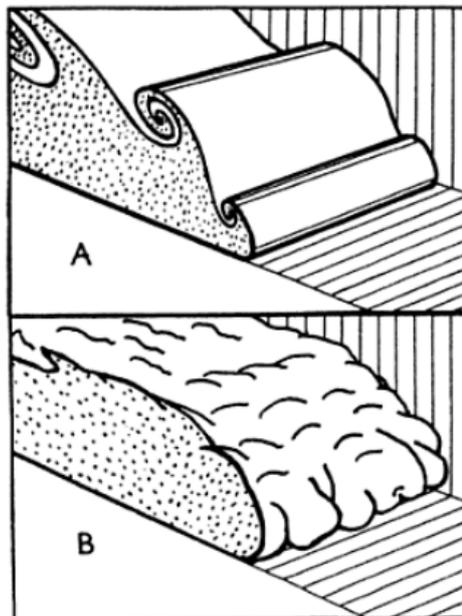


Figura 10 – Formas de instabilidade que ocorrem na parte frontal da corrente de turbidez movendo-se na superfície: (a) vórtices de Kelvin-Helmholtz e (b) complexo de lobos e ranhuras (Simpson, 1997)

Britter e Simpson (1978) utilizando imagens em câmera lenta obtiveram a razão entre a amplitude e o comprimento de onda dos vórtices gerados pelos fluxos, identificando-os como os de Kelvin-Helmholtz. Middleton (1966b) investigou o movimento do fluido e partículas dentro e em frente a cabeça da corrente, mostrando que as linhas de fluxo divergem dentro da cabeça e que a

cabeça desloca o fluido ambiente. Segundo Simpson (1997), esses complexos de lobos e ranhuras na cabeça da corrente movendo-se ao longo de uma superfície horizontal são causados por uma instabilidade gravitacional devido à entrada de fluxo ambiente pelo nariz da corrente.

Em correntes de turbidez movendo-se horizontalmente, a cabeça torna-se quase-permanente, todavia, movendo-se em uma superfície inclinada a espessura da cabeça aumenta em função do ângulo de inclinação da superfície (Simpson, 1997).

Para baixas declividades, ângulos menores que 2° ou 3°, a velocidade da cabeça da corrente é pouco afetada pela inclinação da superfície (Middleton, 1966b). Estudos posteriores com maiores declividades, ângulos entre 5° até 90°, mostram que o aumento das forças gravitacionais é compensado pela maior entrada de fluido circundante na corrente devido à resistência na camada superior, comprovando que a velocidade é fracamente dependente da inclinação da superfície (Britter e Linden, 1980).

Poucas descrições físicas do corpo ou da cauda das correntes de turbidez estão disponíveis na literatura. Ellison & Turner (1959) descrevem o corpo como uma região de velocidade permanente no sentido da corrente e que apresenta uma camada de fluido densa e delgada próxima à base da corrente, o qual, com o aumento da velocidade à jusante, mistura-se com o fluido ambiente no limite superior como uma sucessão irregular de grandes turbilhões.

Através de ensaios conduzidos em laboratórios, Britter e Simpson (1978), verificaram comportamentos distintos entre a camada inferior, região mais densa, e a camada superior, região menos densa, da corrente.

A velocidade no corpo da corrente, que também é dependente da declividade, é cerca de 30% ou 40% mais rápida que a velocidade da cabeça (Middleton, 1966b). Conseqüentemente, a altura da cabeça aumenta à medida que a velocidade do corpo aumenta e o material move-se mais rapidamente para a cabeça.

A cauda, presente em alguns casos, caracteriza-se por ser uma região com espessura que decresce rapidamente, além disso, possui baixas velocidades e concentração de sedimentos.

2.5. Perfis Verticais Característicos

2.6. Perfil Característico de Velocidade

A forma dos perfis de velocidade de correntes de turbidez naturais ou mesmo aqueles provenientes de ensaios experimentais é similar aos perfis de velocidade de escoamentos de jatos junto à parede (Launder & Rodi, 1983). Correntes de turbidez, e jatos junto à parede, são descritas como tendo uma região interior e uma região exterior divididas pela velocidade máxima, Figura 11.

A região interior, próxima à parede, tem um gradiente de velocidade positivo, e possui uma altura que é geralmente menos da metade da espessura da região exterior, que tem gradiente de velocidade negativo. A altura da velocidade máxima é controlada pela proporção entre as forças de arraste exercidas no limite inferior e superior, e em geral é igual a 0.2-0.3 da espessura da corrente (Altinakar, 1996). Para correntes de turbidez movendo-se em superfície rugosa, a altura da velocidade máxima será superior se comparada com aquelas que são dominadas pelo arraste no limite superior.

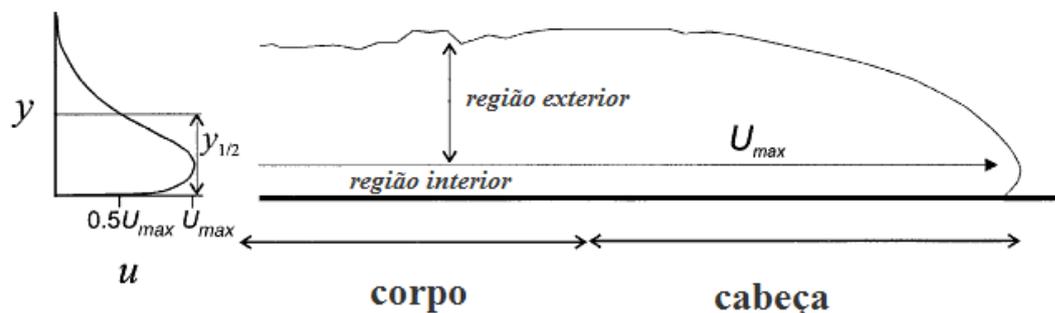


Figura 11 – Diagrama da cabeça e do corpo de uma corrente de turbidez, mostrando um perfil de velocidades típico (Kneller e Buckee, 2000 - adaptada)

2.7. Perfil Característico de Concentração

As correntes de turbidez são bastante estratificadas quanto à densidade, isto é, apresentam um gradiente vertical de concentração de sedimentos, sendo mais densa na camada inferior, e menos densa e mais heterogênea na camada superior, Figura 12a (Kneller e Buckee, 2000). De acordo com Kneller e Buckee (2000), pode-se identificar, além disso, dois tipos principais de perfis característicos de concentração de sedimentos.

O perfil da Figura 12b é comumente observado em fluxos conservativos, isto é, que não apresentam material em suspensão. Esses fluxos são altamente

estratificados, com um gradiente de densidade/concentração que é maior na base da corrente e decresce rapidamente em direção ao topo na altura da velocidade máxima. A segunda classe de distribuição de densidade, Figura 12c, possui um perfil inclinado e é comumente observado em correntes erosivas ou correntes com alta mistura na camada superior.

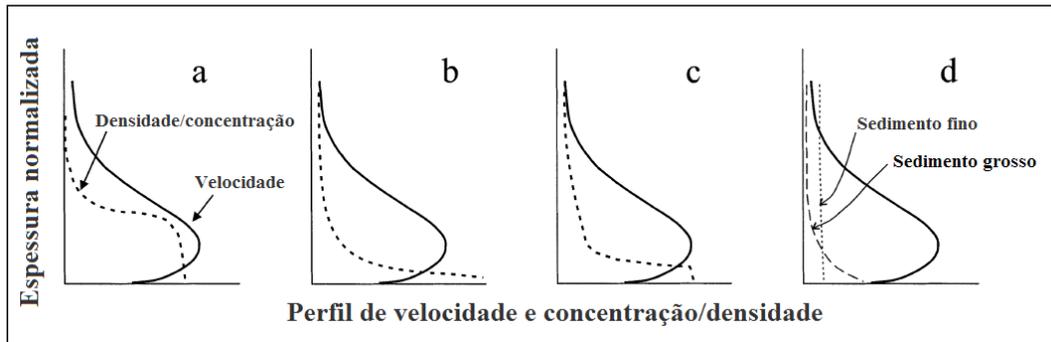


Figura 12 – Perfis verticais de velocidade e densidade/concentração (Kneller e Buckee, 2000)

Experimentos, nos quais a distribuição granulométrica vertical dos sedimentos têm sido medidas em correntes de turbidez, Figura 12d, revelam que o material mais fino é mais uniformemente distribuído na vertical do que os materiais mais grossos, que tendem a se concentrar na camada inferior da corrente (Garcia & Hull, 1994).

Kneller e Buckee (2000), baseados em estudos teóricos e experimentais de correntes de turbidez, sugerem que há um padrão de distribuição vertical de sedimentos similar aos dos fluxos cisalhantes, no qual o perfil vertical de concentração de sedimentos obedece à lei da potência, dada por Rouse em 1937, com um expoente que é dado pela razão entre a velocidade de cisalhamento, u_* (Vide Anexo A), e a velocidade de queda do grão, u_s . Isto, de acordo com Kneller e Buckee (2000) tem duas importantes conseqüências: qualquer fluxo polidisperso, isto é, com múltiplos grãos, apresentará uma estratificação vertical tanto na densidade quanto na granulometria, e ainda, a faixa granulométrica próxima a base da corrente será mais variada.