

CHAPITRE III : TRANSPORT SOLIDE.

III.1. Introduction :

L'étude du débit solide des cours d'eau constitue sans doute la branche la plus difficile de l'hydrologie de surface. Le sujet est vaste et dans le présent chapitre il ne sera possible que d'en donner un simple aperçu.

Le transport des matières solides par l'eau est multiforme. Il résulte d'une action mécanique directe des précipitations, aussi bien que d'actions indirectes. La pluie en tombant fait éclater les agrégats du sol et déplace les particules, c'est l'érosion de rejaillissement ou de splash. Lorsque le ruissellement apparaît, il intervient à la fois par sa force tractrice et par son action sur la cohésion des particules. Le transport des éléments ainsi arrachés se fait de différentes façons: suspension, saltation et charriage. Toutefois, l'écoulement superficiel présentant des caractéristiques différentes de l'amont vers l'aval, il en est de même de l'érosion induite.

III.2 Définition :

Le transport solide c'est la mobilisation des produits de l'altération. Pour certains c'est là que commence le processus d'érosion proprement dit. Une fois libérés, ces produits sont transportés par l'air, l'eau, la glace. Les particules sédimentaires produites par les processus d'altération sont, dans la plupart des cas, transportées de leur lieu de formation vers un bassin d'accumulation (par exemple : un lac ou un océan).

Dans ce dernier cas, les particules sédimentaires peuvent être entraînées par l'effet d'un fluide (vent, eau, glace) ou encore être déplacées en masse ou sous l'action prédominante de la gravité.

Le transport des sédiments s'effectue généralement en plusieurs phases (transport, dépôt, transport, etc.) et les moteurs de transport (eau, vent, glace, gravité) peuvent se succéder dans le temps et/ou combiner leur action.

III.3 Les modes de transport :

III.3.1 *Glissements en masse en l'absence de fluides ou Déplacement en masse :*

Dans ce cas, les sédiments ne sont pas transportés par le mouvement d'un fluide, mais en masse par l'action de la gravité. Les fluides, principalement l'eau, sont souvent présents dans ce type de transport, mais ils ne servent qu'à lubrifier le sédiment.

Le déplacement en masse peut avoir lieu aussi bien dans l'air que dans l'eau. On distingue les processus suivants classés selon la présence croissante d'un fluide : *la reptation* (mouvement lent des sols selon la pente) ; *les éboulements* (chute libre de blocs à partir de reliefs escarpés) ; *les glissements* (déplacement d'une masse de roches ou de sédiments selon une surface de rupture) ; *les écoulements gravitaires* (par exemple : coulées de boues).

III.3.2 *Écoulements gravitaires :*

Dans ces phénomènes, les particules sédimentaires sont en suspension dans un fluide, mais leur mouvement est dû à la gravité. On distingue quatre types d'écoulements gravitaires: *les "grain flows"* (se déclenchent lorsque la pente d'un dépôt est supérieure à la pente d'équilibre),

les "debris flows" (des écoulements de boue sous l'action de la gravité), les "fluidised sediment flows" (Ce type d'écoulement gravitaire est constitué de grains maintenus en suspension par un excès de pression du fluide inter granulaire) et les courants de turbidité ou "turbidity currents" (Un courant de turbidité est un écoulement gravitaire lié à la différence de densité entre deux masses d'eau).

Dans la figure III.1 : un glissement de terrain dans la partie supérieure du talus continental mobilise une grande masse de sédiment; au début du glissement, le sédiment est à peine déstructuré et on retrouve des structures de *slumps* (*affaissement*); progressivement, la masse de sédiment va se comporter comme un *débris flow* en descendant le talus continental; par ailleurs, en érodant et incorporant les sédiments rencontrés sur son chemin, sa densité et sa vitesse augmentent; ensuite, par incorporation d'eau, la cohésion entre les particules de sédiment diminue et des tourbillons commencent à se former: le courant de turbidité se développe; à un certain moment, le *débris flow* "gèle" et le courant de turbidité continue seul à se déplacer.

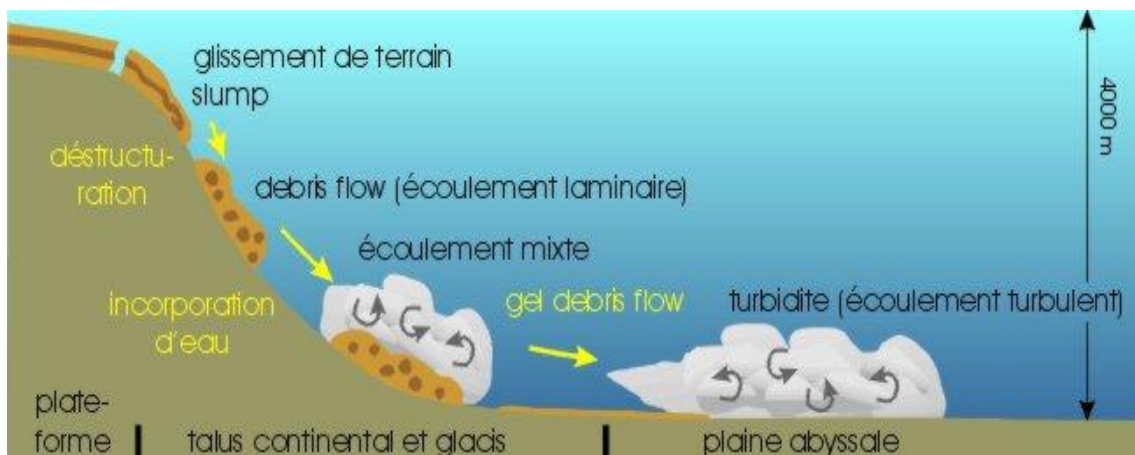


Fig. III.1: Naissance d'une turbidité.

III.3.3. Ecoulements de fluides :

a. La capacité d'un fluide à déplacer du sédiment dépend du mode d'écoulement qui peut être laminaire ou turbulent. La capacité d'un fluide à mobiliser et transporter des sédiments dépend de nombreux facteurs dont les principaux sont sa masse volumique, sa viscosité et sa vitesse.

Dans un écoulement laminaire, les filets d'eau restent parallèles entre eux : ce régime tranquille est réalisé par exemple pour un écoulement d'eau étalé sur de grandes surfaces ainsi que pour des fluides visqueux comme les coulées boueuses.

Dans un régime turbulent, les filets d'eau se mélangent, forment des tourbillons et ne restent plus parallèles entre eux et parallèles au fond. Ceci a une conséquence importante quant à la capacité d'érosion et de transport du fluide: la composante ascendante des tourbillons et filets d'eau maintient les sédiments en suspension ou favorise leur érosion.

b. Modes de transport des sédiments :

Dans un fluide en mouvement les particules peuvent être déplacées de trois manières : par traction, par saltation et en suspension. La manière dont les particules sont transportées dans un fluide dépend de leur taille, de la turbulence du fluide et de sa viscosité. Trois modes ont été reconnus (Fig. III.2) :

- Transport par traction ou roulement : les grains restent toujours en contact avec le fond et se déplacent en roulant et en glissant ;
- Transport par saltation : les grains se déplacent en rebondissant sur le fond ;
- Transport en suspension : les particules ne sont jamais en contact avec le fond.

La charge de fond regroupe l'ensemble des grains transportés par traction et saltation (charriage). Dans le cas d'un cours d'eau, ce sont principalement les sables et les graviers. La charge en suspension est constituée uniquement des particules déplacées de cette manière, généralement les silts et les argiles. Il faut noter que, dans un cours d'eau, de nombreuses substances sont également transportées sous forme dissoute (p. ex.: le calcium qui provient, entre autres, de la dissolution du calcaire).

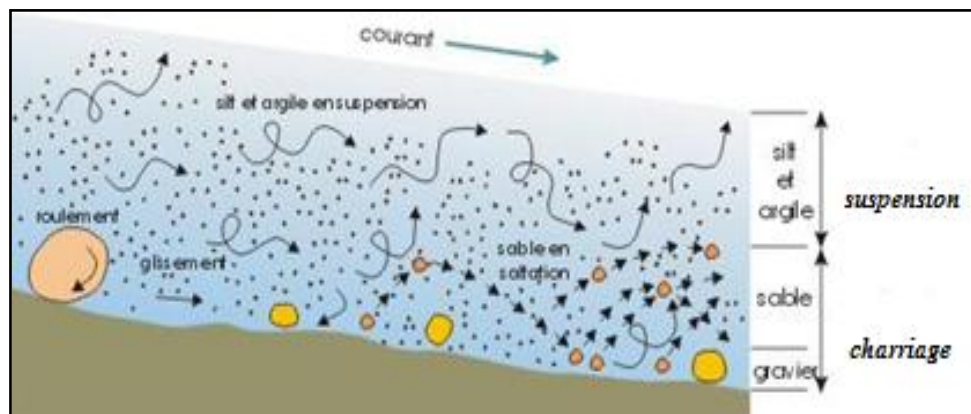


Fig.III.2: Modes de transport des particules dans un courant.

III.4 Le concept d'équilibre dynamique :

Dans des conditions naturelles, les cours d'eau tendent à établir une combinaison dynamiquement stable entre deux types de variables ; de contrôle et de réponse.

III.4.1 Variable de contrôle :

C'est-à-dire celles qui s'imposent au cours d'eau et contrôlent son évolution physique.

Les deux variables principale de contrôle, agissent de façon concomitante et régissent en grande partie la dynamique fluviale (Figure III.3) sont:

- Le débit liquide (noté Q) : qui, couple à la pente donne au cours d'eau sa puissance. Elle est fonction des conditions hydrologiques et de la morphologie générale (pente et forme de la vallée) et locale (style fluvial) du cours d'eau. Sa variabilité est donc à la fois spatiale (morphologie différente selon les tronçons du cours d'eau) et temporelle (notamment sur le court terme par le biais des crues).

La puissance brute (Ω) est calculée comme suit :

$$\Omega = \gamma \cdot Q \cdot J \quad (\text{en watt/m}).$$

La puissance spécifique (ω) est calculée comme suit :

$$\omega = \Omega/l \quad \text{en watt/m}^2.$$

Ou :

γ : est le poids volumique de l'eau (9810 N/m^3),

Q : le débit (m^3/s) (on prend souvent le débit de pleins bords),

J : la pente de la ligne d'énergie en m/m,

l : la largeur du lit pour le débit utilise (m) ;

- Le débit solide (Q_s): particulièrement la charge alluviale de fond composée de sédiments.

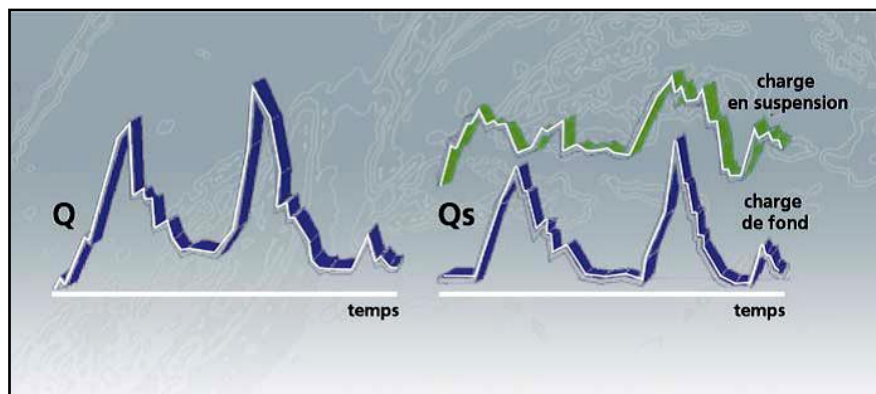


Fig. III.3 : Les principales variables de contrôle de la dynamique fluviale.

D'autres variables de contrôle interviennent à divers degrés dans les processus géodynamiques et les formes qui en résultent (Figure III.5) :

- La pente et la géométrie de la vallée, mises en place depuis des centaines de milliers, voire des millions, d'années, sous le contrôle majeur de la géologie du bassin versant et des mouvements tectoniques ;
- Les caractéristiques sédimentologiques du fond du lit et des berges, qui conditionnent leur érodabilité et qui sont elles aussi liées à l'histoire géologique (facies des roches plus ou moins altérable) et géomorphologique (processus de surface) du bassin versant ;
- La végétation des berges, qui est une variable vivante, et par conséquent beaucoup plus fluctuante que les deux précédentes (car très sensible aux évolutions climatiques et aux actions anthropiques).

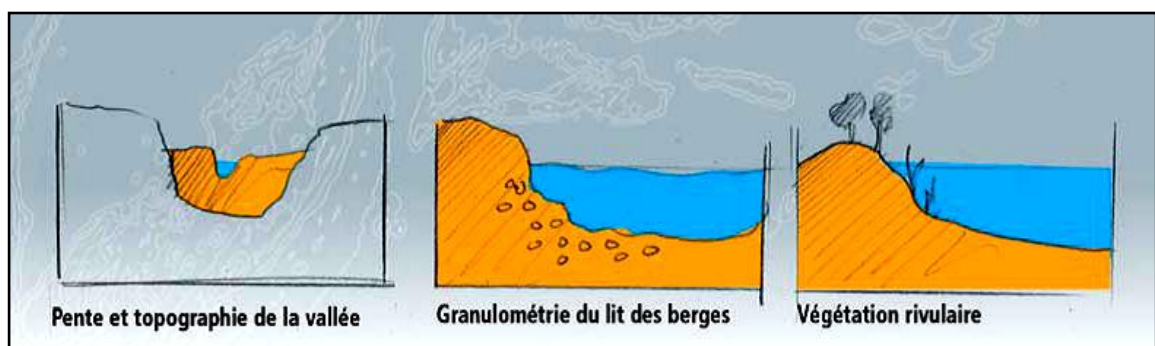


Fig. III.4 : Les variables de contrôle secondaires de la dynamique fluviale.

III.4.2 Variable de réponse :

Qui permettent au cours d'eau de s'ajuster aux mutations des variables de contrôle, parmi ces variables de réponse on trouve notamment :

- La largeur du lit à pleins bords (la géométrie de pleins bords correspond à la section d'écoulement du cours d'eau avant débordement dans le lit majeur ou plaine alluviale;
- La profondeur moyenne à pleins bords ;
- La pente du lit ;
- La sinuosité.

III.4.3. Balance de Lane :

La balance de Lane (Figure III.4) montre que tout cours d'eau présente une oscillation entre érosion et dépôt. Lorsque le débit liquide augmente, la flèche se déplace vers l'érosion augmentant de fait le transport solide. Inversement si le débit liquide diminue la flèche pointe vers dépôt et le débit solide diminue jusqu'à retrouver "l'équilibre".

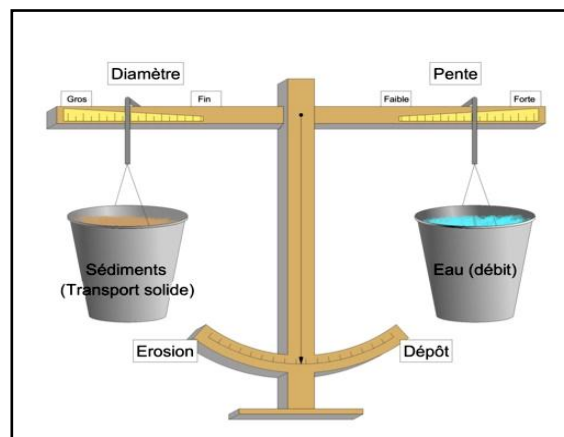


Fig. III.4 : La balance de Lane.

A chaque instant, l'écoulement est donc saturé en débit solide (charriage et suspension).

Dans cette situation, le tronçon du cours d'eau considéré est en équilibre et le débit solide entrant est égal au débit solide sortant. On dit aussi que le taux d'érosion est égal au taux de dépôts. Si le débit solide sortant est inférieur, il y a dépôt dans le tronçon considéré ; si le débit solide sortant est supérieur, il y a érosion du fond ou des berges dans le tronçon considéré.

III.5. La dichotomie charriage-suspension :

Il est couramment admis que le transport de matériaux solides en cours d'eau se fait sous deux formes :

- Par **charriage** sur le fond lorsque ces matériaux dépassent un certain diamètre et que le courant ne peut les mettre en suspension. Ils se déplacent alors en contact quasi-permanent avec le fond par roulement et petits sauts ;
- En **suspension** lorsque les matériaux sont suffisamment fins et le courant suffisamment puissant pour les transporter au sein de la colonne d'eau.

Le diagramme de Hjulström (figure III.5) permet de connaître l'activité d'une particule détritique en fonction de la vitesse du courant dans l'eau (mer, cours d'eau) où elle se trouve, et en fonction de sa taille..

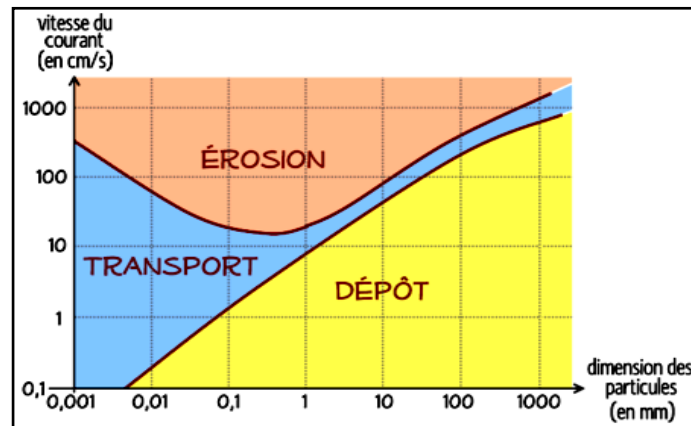


Fig. III.5 : diagramme de Hjulström.

- Certains auteurs distinguent un troisième mode de transport, la **saltation**, qui est un mode intermédiaire entre le charriage vrai et la suspension. Les particules se propagent par grands bonds dans un espace de quelques dizaines de centimètres au-dessus du fond du lit mineur ou se déroule le charriage vrai.

III.6 Taille des grains et granulométrie :

La dimension d'une particule est définie par son diamètre apparent mesuré au tamis. Pour les particules de diamètre supérieur à 0,1 mm; jusqu'à 4 μ environ, le diamètre est mesuré au microscope.

Lorsque le matériau n'est pas homogène (ce qui est le cas de tous les sédiments naturels) est défini en dimension par sa courbe granulométrique (Figure III.6). L'ordonnée de cette courbe donne le pourcentage en poids du matériau de diamètre inférieur à la valeur portée en abscisse. L'échelle des abscisses est généralement logarithmique pour obtenir une représentation correcte des faibles diamètres.

Soit dx la dimension de grain correspondant à x % en poids de tamisât (ce qui passe au travers du tamis).

On appelle coefficient d'uniformité **Cu** (ou de Hazen) le rapport d_{60} / d_{10} .

Un sol tel que $Cu < 3$ est dit à granulométrie uniforme ;

un sol tel que $Cu > 3$ est dit à granulométrie étalée

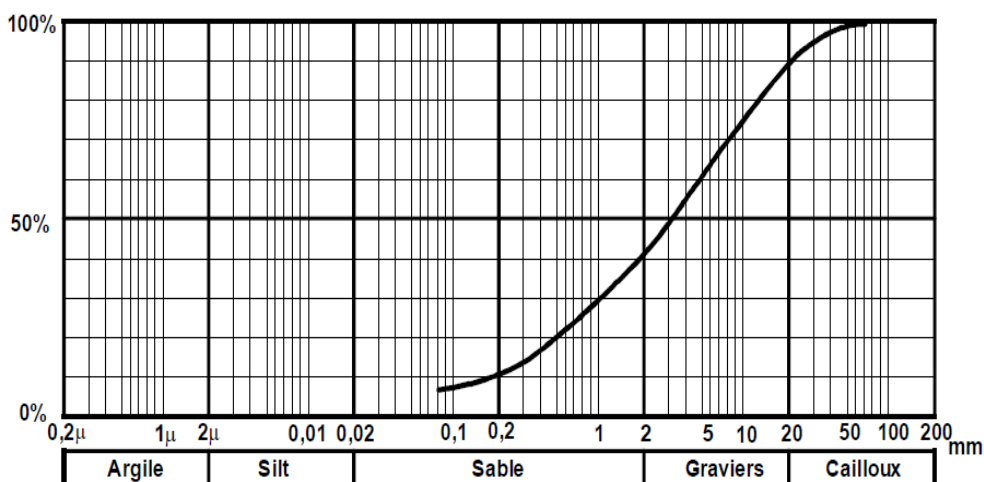


Fig. III.6 : Courbe granulométrique d'un sédiment.

III.7 Force tractrice :

Pour une pente d'écoulement donnée J (en m/m) et en régime uniforme, la force tractrice (Figure III.7) est directement proportionnelle à la hauteur de l'écoulement h (en m) et s'écrit :

$$\tau = \rho_e \cdot g \cdot h \cdot J$$

Avec τ en N/m^2 (la pente de l'écoulement J est souvent assimilée à la pente du lit).

dF : Force élémentaire exercée par l'eau sur la surface dS .

dF_N : pression élémentaire exercée par l'eau sur un la surface dS ($dF_N = P \cdot dS$)

dF_t : force tractrice élémentaire exercée par l'eau sur la surface dS ($dF_t = \tau \cdot dS$)

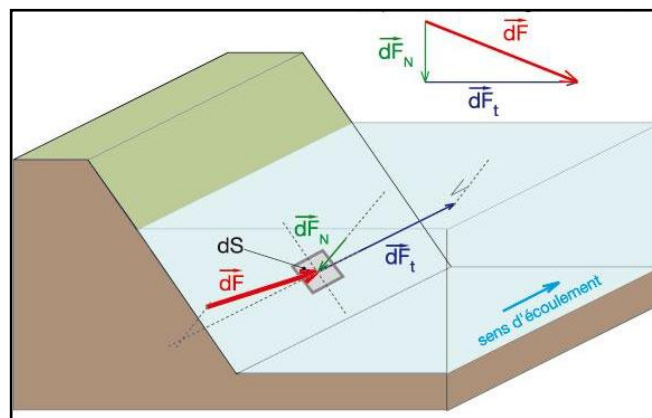


Fig. III.7 : Détails des efforts exercés par l'eau sur les parois d'un tronçon de cours d'eau rectiligne.

➤ Pour un lit large $h \approx R$ (rayon hydraulique), donc : $\tau = \rho_e \cdot g \cdot R \cdot J$

➤ La force tractrice sur la berge a une pente d'angle θ avec l'horizontale vaut :

➤

$$\tau_\theta = \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \theta}{\sin^2 \varphi}} \tau$$

φ : est l'angle de repos du matériau, toujours supposé sans cohésion.

➤ La force tractrice critique, c'est-à-dire de début d'entraînement, peut donc se mettre sous la forme :

$$\tau_c = \tau^* (\gamma_s - \gamma_e) \cdot d \text{ avec } \tau^* = \pi \cdot \tan \varphi / 6b$$

D'où b étant un coefficient de forme.

➤ Force tractrice efficace :

La rugosité des fonds K_f est due à la fois à la rugosité individuelle des grains K_{grains} et à l'irrégularité des fonds, c'est à dire aux dunes. Donc K_f est inférieur à K_{grains} .

De même la force tractrice totale égale a la force tractrice due aux grains et la force tractrice due aux dunes.

La force tractrice efficace ou *force tractrice due aux grains* $\tau_{\text{grains}} = \beta \cdot \tau$, est la force tractrice totale qui serait obtenue sur fond plat. Le coefficient β vaut 1 lorsque le fond est plat car les deux rugosités sont alors égales, ce coefficient est pratiquement compris ($0.35 < \beta < 1$).

- La force tractrice due aux dunes : $\tau_{\text{dunes}} = (1-\beta)\tau$
Avec β est un paramètre adimensionnel :

$$\beta = \left(\frac{K_f}{K_{\text{grains}}} \right)^{3/2}$$

- Pour une granulométrie étalée $K_{\text{grains}} = \frac{26}{d_{90}^{1/6}}$
- Pour une granulométrie uniforme $K_{\text{grains}} = \frac{21}{d_{50}^{1/6}}$.

d_{90} et d_{50} les dimensions des grains correspondant successivement à 90 % et 50%.

III.7.1 Le critère de Shields :

Lorsque l'on connaît la contrainte qui s'exerce sur le fond, la deuxième étape consiste à vérifier si elle est capable de mettre en mouvement les sédiments présents. Pour cela Shields (1936) a proposé d'utiliser une grandeur adimensionnelle τ^* obtenue à partir du ratio entre les forces motrices (contrainte exercée τ x la surface de la particule) et les forces stabilisatrices (poids de la particule) :

$$\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho_e)d} \approx \frac{h \cdot J}{1.6 d}$$

Avec :

J = pente de l'écoulement ;

ρ_s = poids volumique spécifique des grains solides ($\rho_s \approx 2600$ à 2700 kg/m^3);

ρ_e = poids volumique de l'eau ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$) ;

d = diamètre du grain.

Shields a montré qu'un grain soumis à un écoulement (Ecoulements turbulents rugueux, ce qui est le cas des écoulements en rivière) était mis en mouvement lorsque τ^* dépassait une *valeur critique* τ^*_{cr} , la valeur 0,03 soit bien adaptée aux rivières à sable avec des pentes très faibles, et qu'une valeur de l'ordre de 0,045 serait plus adaptée aux rivières à graviers (Recking, 2009).

III.7.2 Loi d'arrachement :

La loi d'arrachement s'écrit en exprimant la force tractrice critique τ_c par :

$$\tau_c = A_c \cdot g \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot d$$

Avec :

A_c : le coefficient d'arrachement critique,

ρ_s : la masse spécifique du matériau (alluvions ou enrochement),

ρ_e : la masse spécifique de l'eau,

d : la valeur caractéristique du diamètre du matériau.

Le coefficient d'arrachement A s'écrit donc :

$$A = \frac{h \cdot J}{\Delta \cdot d}$$

Où Δ désigne la densité déjaugée du matériau (*Valeurs représentatives des propriétés des matériaux*).

On définit donc une valeur critique A_c , telle que :

$$A_c = 0.031 \cdot n^2 \left(\frac{h}{d} \right)^{-1/3}$$

où n est un coefficient dont la valeur dépend de la position du bloc dans le tapis d'enrochement.

- ◆ Si $A < A_c$, il n'y a pas de mouvement,
- ◆ Si $A > A_c$, il y a de mouvement, et dans ce cas :
 - Il y a affouillement, la profondeur atteignant une valeur telle que A diminue jusqu'à la valeur critique,
 - Pour éviter l'affouillement, on met en place des enrochements dont les caractéristiques d et Δ sont telles que A reste en deçà de la valeur critique.

III.7.3 Loi de frottement :

La loi de frottement peut s'exprimer par la formule de Strickler, en exprimant le coefficient de Strickler K (en unité S.I.) par :

$$K = 21 \cdot d^{-1/6}$$

Ce coefficient représente la rugosité, significative de l'énergie dépensée par l'écoulement pour transporter les matériaux (l'énergie totale est en général plus forte, et donc le coefficient de Strickler global d'un tronçon de cours d'eau est en général plus faible que la valeur donnée par cette relation).

$$\text{L'équation de frottement s'écrit donc : } F = k \cdot \sqrt{g} \left(\frac{h}{d} \right)^{1/6} \sqrt{h \cdot J}$$

Avec :

- k : un coefficient de frottement adimensionnel (en général $k = 8$),
- J : la pente de la ligne d'énergie.

Shields a montré en 1936 que pour une granulométrie uniforme, la loi de mise en mouvement des grains pouvait s'exprimer par une simple relation entre τ et le nombre de Reynolds du grain : $R^* = \frac{u^* \cdot d}{\nu}$ où $u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_e}} = \sqrt{g \cdot R \cdot J}$ est la vitesse de frottement près du fond et ν est la viscosité de l'eau.

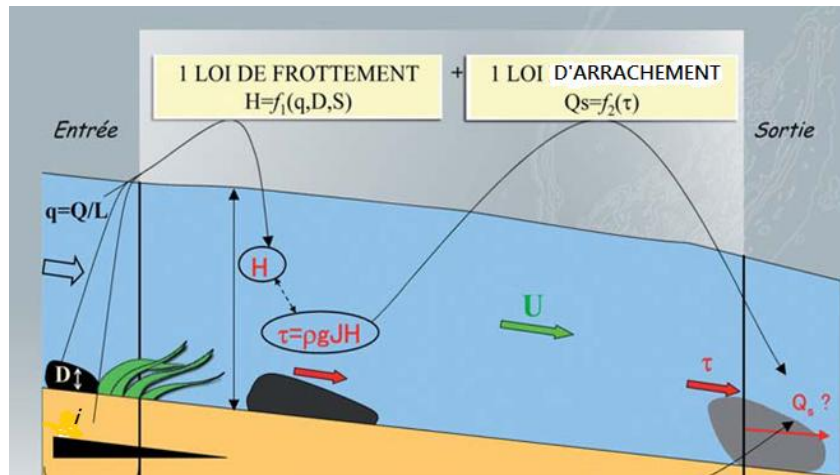


Fig. III.8 : Les lois régissant le transport solide.

III.8. Détermination des modes de transport solide :

III.8.1 Diagramme de Yalin – Shields :

Yalin (1972) qui a transformé la relation de Shields en une relation entre τ^* et d , donc :

$$d^* = d \cdot \left(\frac{\gamma_s - \gamma_e}{\gamma_e} \cdot \frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

Cette relation apparaît la figure III.9. En supposant que la densité du solide est de l'ordre de 2.6, et en se plaçant à 20°C, la viscosité cinématique $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, et il vient $d^* \approx 25000 \cdot d$.

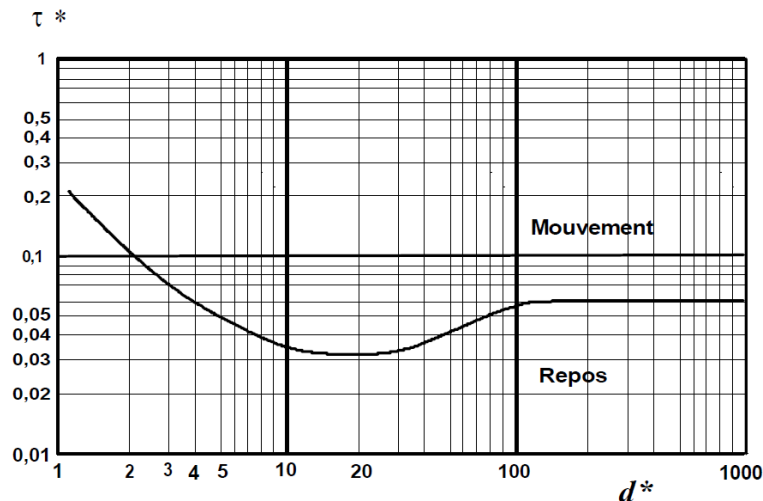


Fig.III.9 : Diagramme de Yalin – Shields

III.8.2 Selon Ramette :

Ramette a proposée des valeurs seuil pour une granulométrie uniforme sur le tableau III.1 et illustré dans la figure III.10.

Tableau III.1 : Modes de transport solide selon Ramette

- pour $\tau^* < 0,027$	le grain de diamètre d est au repos ; le fond est plat ;
- pour $0,027 < \tau^* < 0,047$	il y a apparition des tous premiers mouvements, mais pas assez pour générer un débit solide ;
- pour $0,047 < \tau^* < 0,062$	le grain est charrié sur fond plat ;
- pour $0,062 < \tau^* < 0,25$	le grain est charrié par dunes ;
- pour $0,25 < \tau^* < 2,5$	le grain est transporté par dunes en suspension ;
- pour $\tau^* > 2,5$ environ	le grain est transporté en suspension sur fond plat.

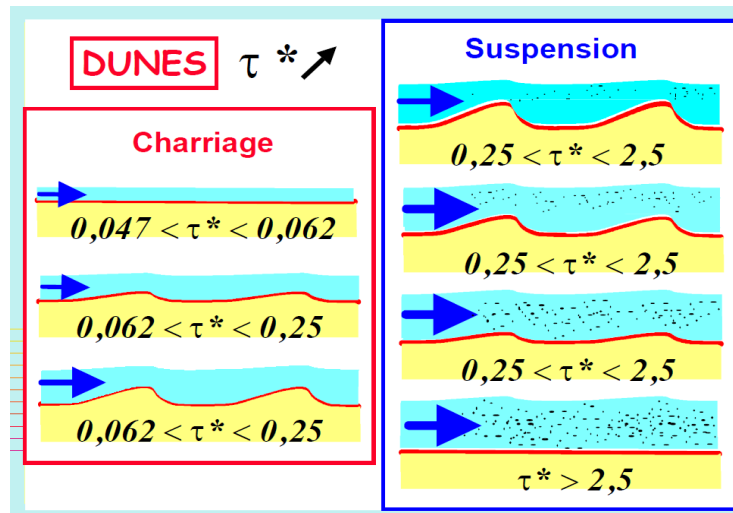


Fig.III.10 : Illustration des modes de transport solide selon Ramette.

III.8. Selon le nombre de Rouse :

Le mode de transport est aussi donné par le nombre de Rouse, en admettant la constante de Von Karman $K_{\text{Van karman}}=0.41$

$$P = \frac{V_{ss}}{K_{\text{Van karman}} \cdot u^*}$$

V_{ss} : vitesse de sédimentation d'un grain proposé par Ferguson et Church (2006) :

$$V_{ss} = \frac{16.17d^2}{1.8 \cdot 10^{-5} + (12.1275 \cdot d^3)^{0.5}}$$

De meme manier Graf (1971) a proposé :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{u^*}{V_{ss}} > 0.1 : \text{début de charriage.} \\ \frac{u^*}{V_{ss}} > 0.4 : \text{début de la suspension.} \end{array} \right.$$

Donc selon Rouse, le mode de transport classifie dans le tableau III.2 :

Tableau III.2 : Mode de transport solide selon le nombre de Rouse.

Nombre de Rouse	Mode de transport
$P > 2.5$	Charriage
$1.2 < P < 2.5$	Suspension a 50%
$0.8 < P < 1.2$	Suspension a 100%
$P < 0.8$	Charge flottante