

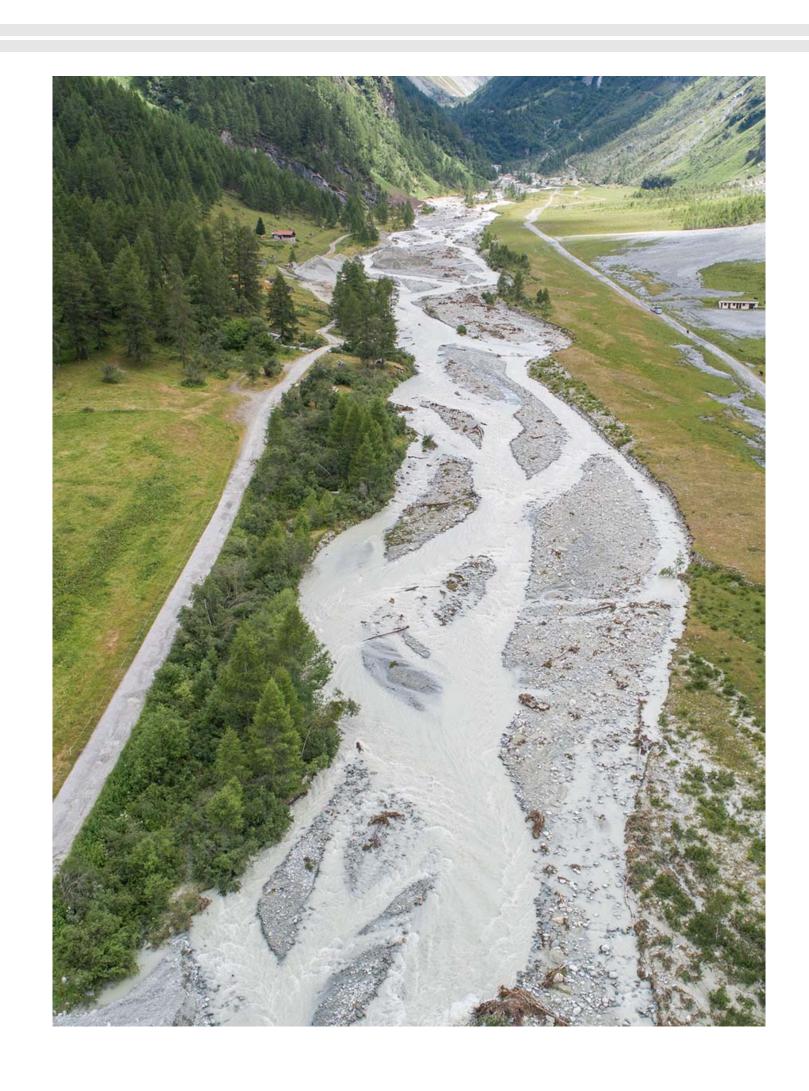
Chapitre 6: crues avec transport solide

Risques hydrologiques et aménagement du territoire

Christophe Ancey

Plan du chapitre





Concepts généraux :

- Exemple de problématique (Zinal)
- Événements exceptionnels : dans la continuité de l'ordinaire ?
- Modélisation hydraulique : Saint–Venant-Exner
- Automates cellulaires
- Typologie du transport sédimentaire
- Laves torrentielles :
- Formation des laves torrentielles
- Prédispositions
- Morphologie des écoulements
- Arrêt des laves torrentielles
- Rhéologie des laves torrentielles
- Outils numériques

Plan du cours (2)

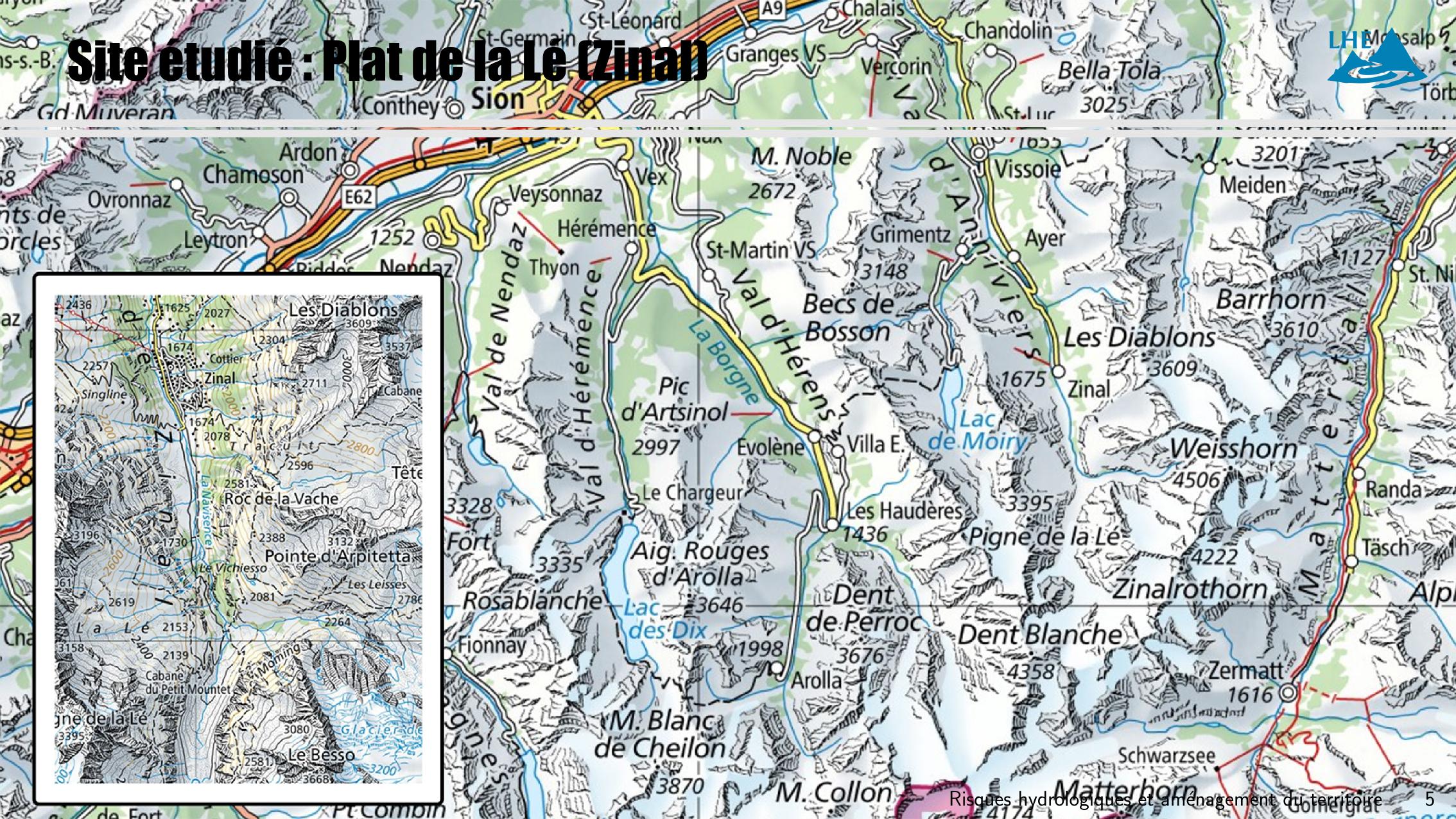




Charriage :

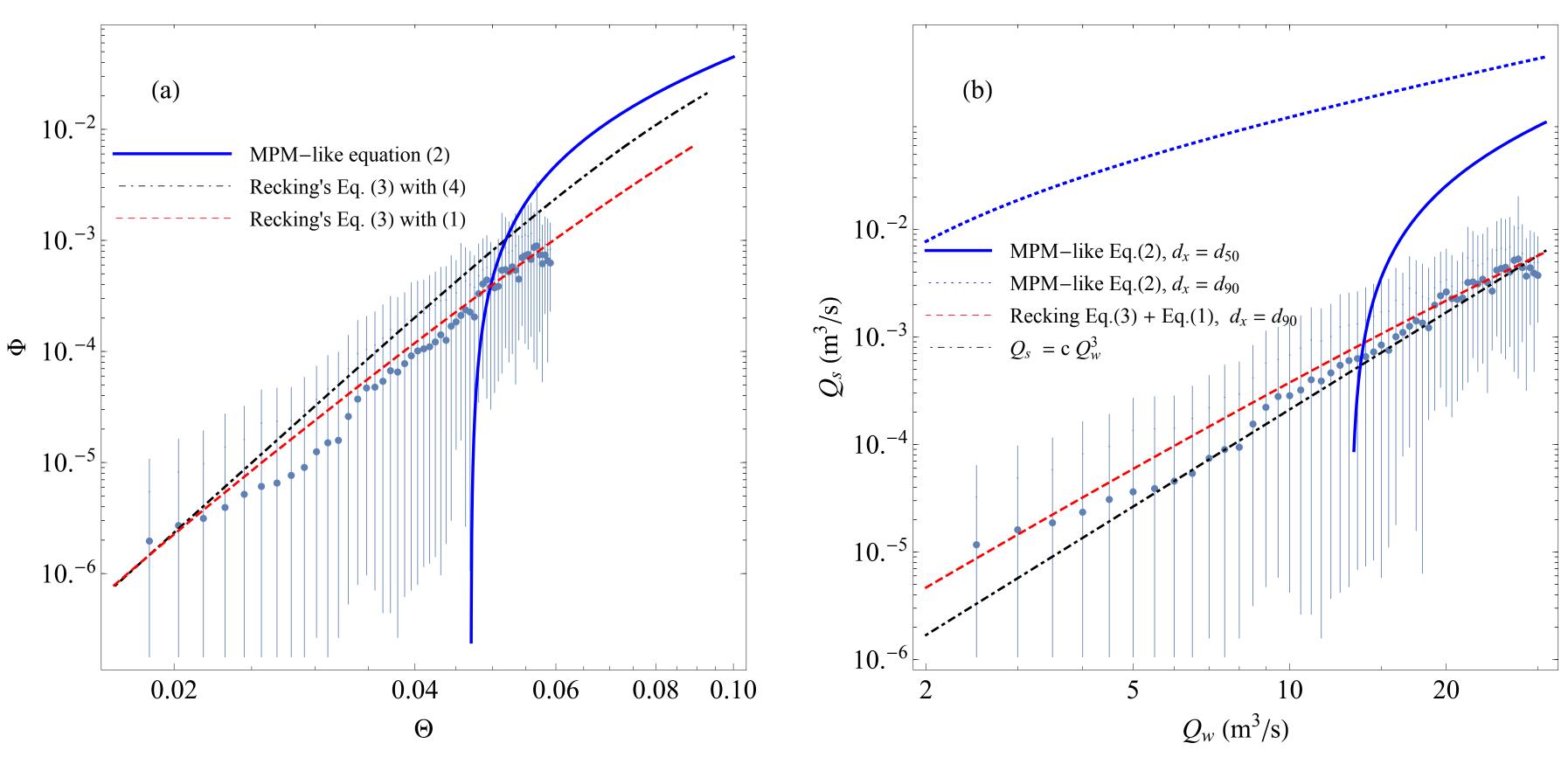
- Seuil de mise en mouvement
- Régime de charriage
- Débit solide
- Calcul du débit solide : approche déterministe
- Calcul du débit solide : approche stochastique
- Calcul du débit solide : approche géomorphologique
- Stabilité du lit
- Résistance à l'écoulement
- Étude cas :
- Documentation générale
- Mesures in situ
- Estimation des débits solides





Problématique





Ancey, C., Bedload transport: a walk between randomness and determinism. Part 2: Challenges and prospects, *Journal of Hydraulic Research*, 58, 18-33, 2020.

Modélisation hydraulique



Équations de Saint-Venant

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} = gh\sin\theta - gh\cos\theta\frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\tau_p}{\varrho}.$$

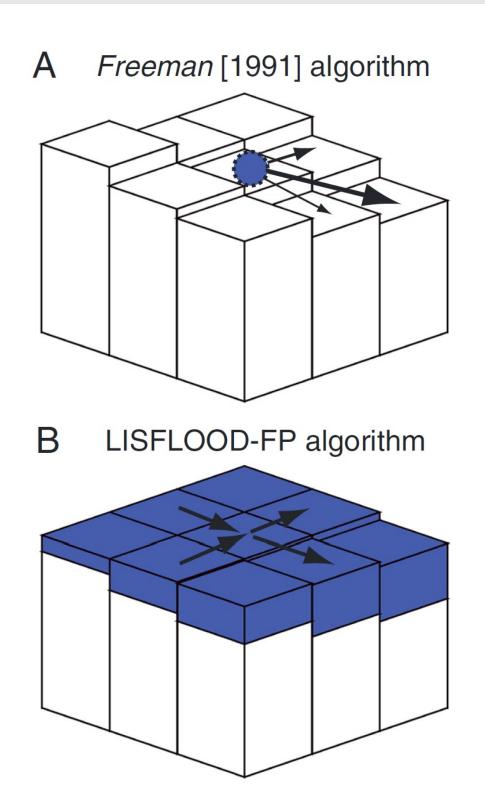
Exner

$$(1 - \zeta_b) \frac{\partial b}{\partial t} = D - E = -\frac{\partial q_s}{\partial x},$$

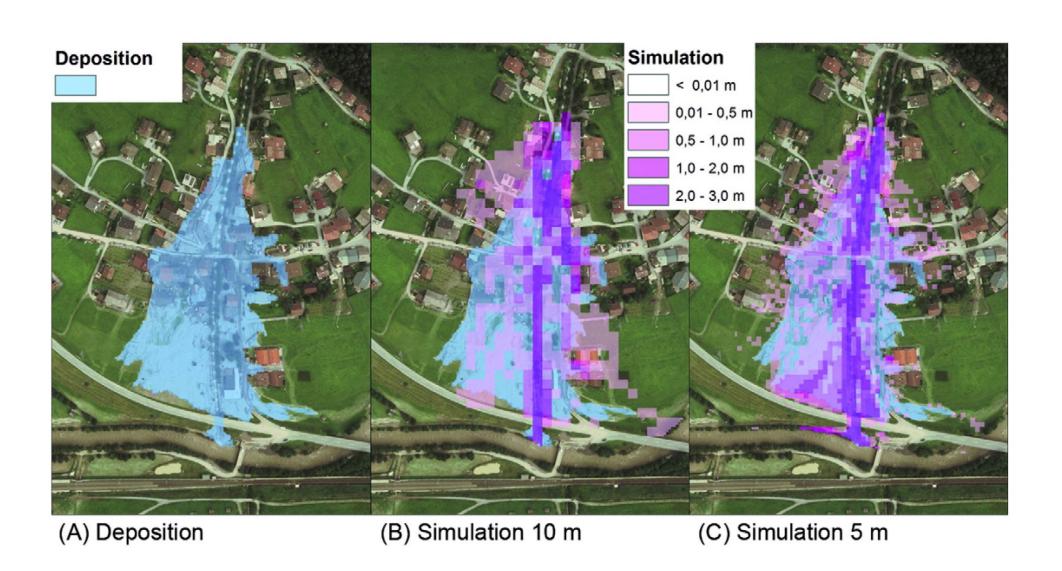
h hauteur d'eau, \bar{u} vitesse moyenne, θ pente, τ_p contrainte pariétale, b cote du lit, ζ_b porosité du lit, D taux de déposition, E taux d'entraînement, q_s débit solide

Automate cellulaire





Limaye, A.B., Extraction of multithread channel networks with a reduced-complexity flow model, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122, 1972–1990, 2017.

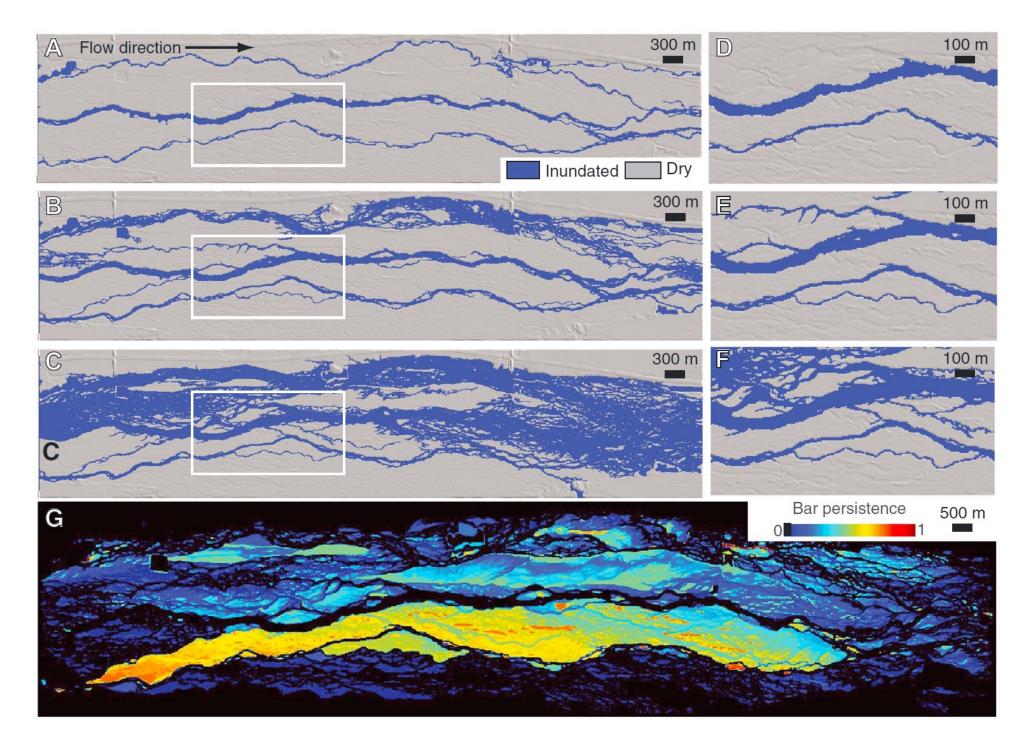


Chiari, M., and C. Scheidl, Application of a new cellular model for bedload transporting extreme events at steep slopes, *Geomorphology*, 246, 413-419, 2015.

Automate cellulaire (2)



Exemples de simulation avec LisFlood

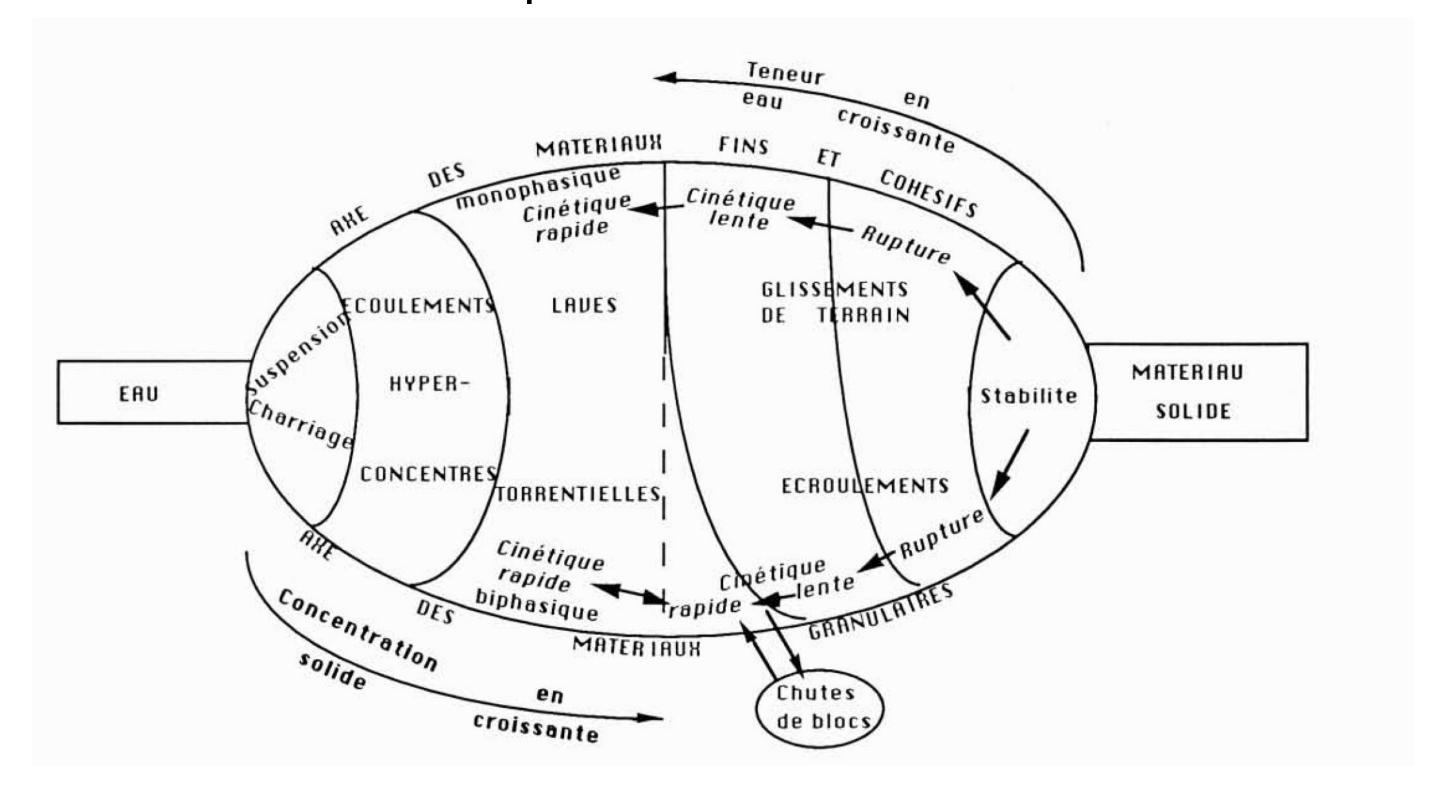


(a–c) Simulations de crues dans la rivière Platte avec the LISFLOOD-FP model pour différentes valeurs de débit (écoulement de la gauche vers la droite) (d–f) vues agrandies. (g) persistance des bancs de gravier (mesurée comme étant la fraction du débit pour laquelle la surface du banc reste sèche).

Les formes de transport solide



Un continuum de formes de transport



Meunier, M., Les progrès de la connaissance et les méthodes d'étude des phénomènes torrentiels, La Houille Blanche, 1994/3, 25-31, 1994.

Les formes de transport solide



Lave torrentielle

Caractéristiques phénoménologiques

- écoulement en masse, avec zone à l'échelle macroscopique, un de dépôt nette sur le cône de déjection
- parfois des formes particulières de dépôts : bourrelets latéraux, lobes frontaux
- capacité de transport de gros blocs

Transport solide par charriage

- transport de blocs, dont le diamètre maximal correspond grosso modo à la hauteur d'écoulement
- pente de quelques dixièmes de % à plusieurs %

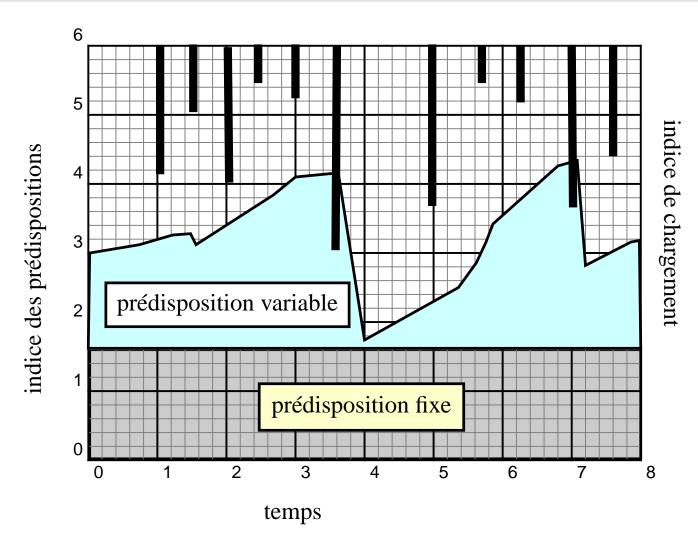
Caractéristiques mécaniques

- fluide monophasique
- concentration volumique solide supérieure à 60 %
- fluide non newtonien, lois de comportement de type viscoplastique, ou frictionnel-visqueux, frictionnel-collisionnel
- écoulement biphasique (nette séparation de la phase liquide et solide, vitesses des deux phases différentes)
- concentration solide en débit inférieure à 30 %



Formation des laves torrentielles





Zimmermann et al., Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz, VDF, Zürich, 1997.

Des conditions de formation variables dans le temps :

- une *prédisposition fixe*, essentiellement d'ordre géographique et géologique, qui constitue une condition *sine qua non* à la formation d'une lave torrentielle
- une prédisposition variable, qui englobe tous les processus à échelle de variation lente (de quelques mois à quelques dizaines d'années comme temps caractéristique). Par exemple, la formation d'un éboulis
- des phénomènes déclencheurs qui déstabilisent le bassin-versant. Ces épisodes sont de courtes durées et peuvent provoquer des événements de grande ampleur dans le bassin-versant : pluies intenses (orage d'été), des périodes prolongées de pluie, la fonte des neiges, ou des concours de circonstances défavorables (apport brutal d'eau, rupture de moraine, etc.).

Critères de prédisposition

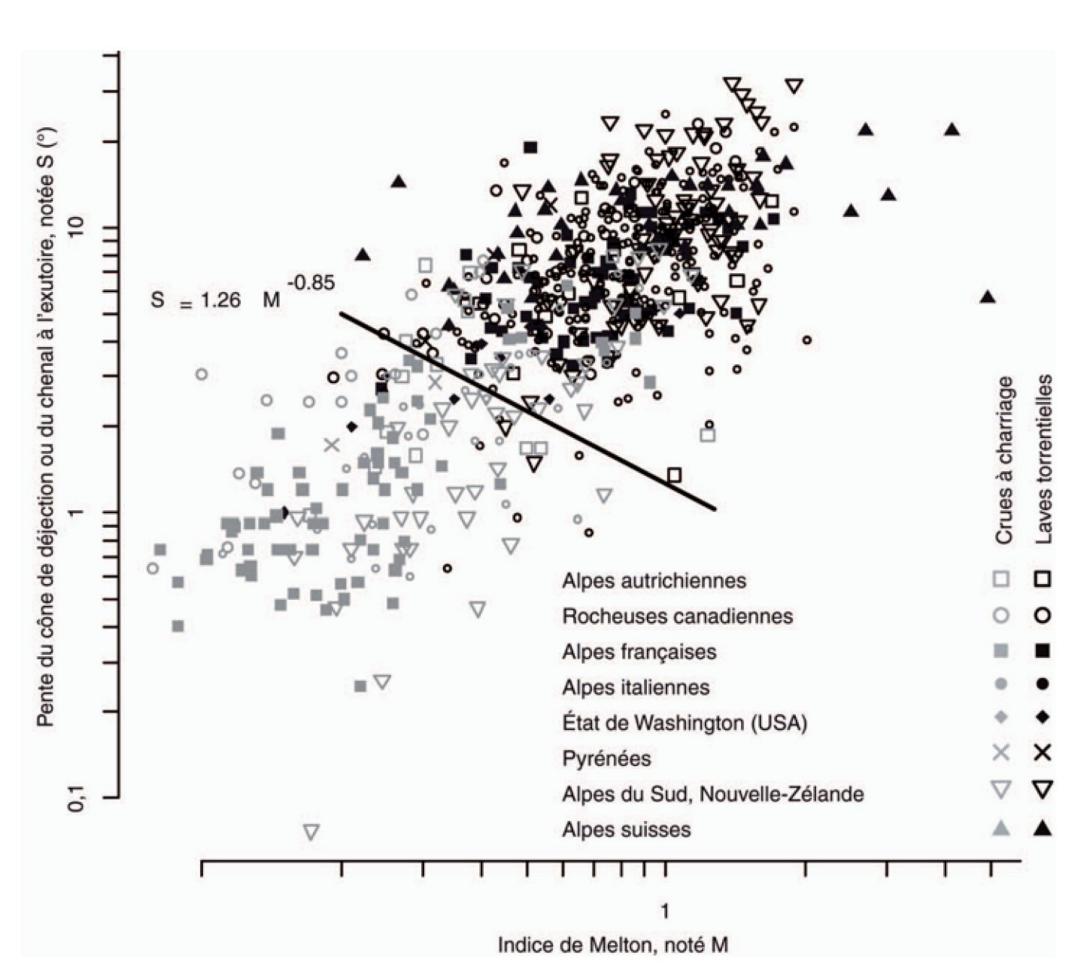


Zone de départ :	Caractéristiques du chenal et volume de matériaux (V)	Classe risque	de
pente			
J > 25 %	Chenal constitué de matériaux mobilisables, potentiel élevé de rupture de pente ($V>10000~{\rm m}^3$)	Al	
	Chenal majoritairement constitué de matériaux sans cohésion, potentiel élevé de rupture de pente ($V=1000-10000~\rm m^3$)	A2	
	Lit majoritairement en rocher ($V < 1000 \text{ m}^3$)	В	
15% < J < 25%	Lit composé de rochers schisteux ou de type flysch, rupture potentielle de versant ($V>10000~{\rm m}^3$)	Al	
	Autres types de rochers, lit avec possibilité d'embâcle ($V>10000$ m 3)	A2	
	Lit sans possibilité d'embâcle ($V=1000-10000~\mathrm{m}^3$)	В	
	Lit majoritairement en rocher	C	
J < 15 %	Non pertinent	С	

Rickenmann, D., Beurteilung von Murgängen, Schweizerischer Ingenieur- und Architektenverein, 48, 1104-1108, 1996.

Critères de prédisposition (2)





Recking, A., D. Richard, et G. Degoutte, Torrents et rivières de montagne, Quae éditions, Versailles, 2013.

Indice de Melton (\sim potentiel gravitaire)

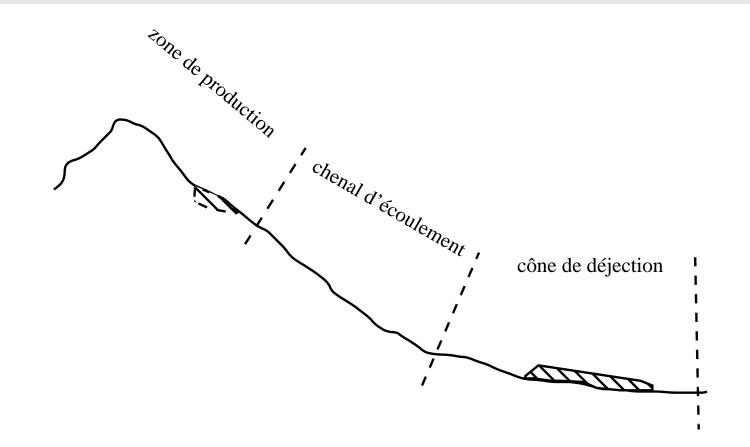
$$M = \frac{Z_{max} - Z_{min}}{\sqrt{A}},$$

A superficie du bassin-versant, Z_{max} altitude haute du bassin, et Z_{min} altitude basse du bassin

Susceptibilité des laves en fonction de la pente du cône de déjection et de l'indice de Melton

Morphologie des laves torrentielles

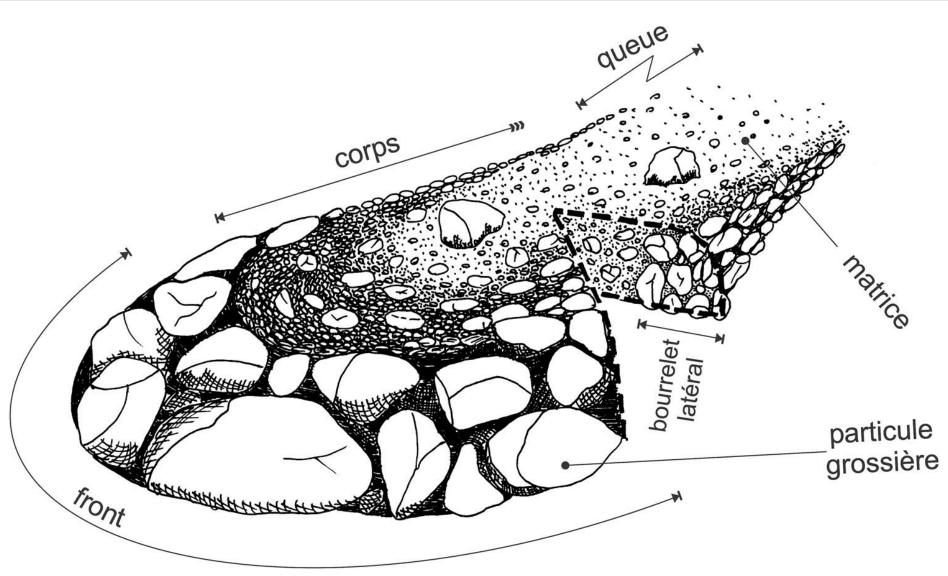




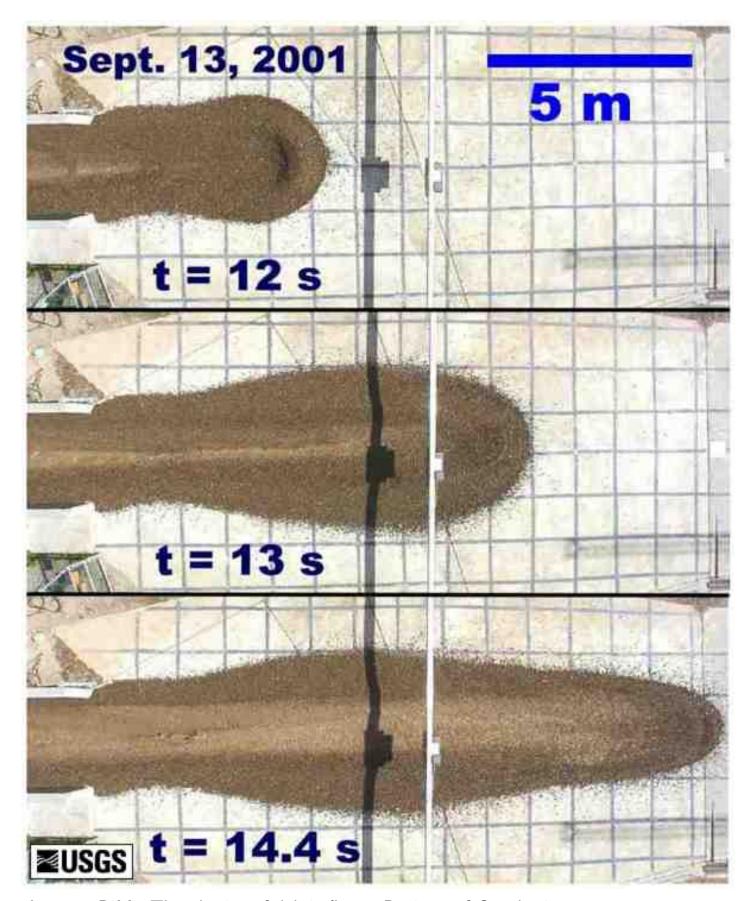
- une zone de départ : haut du bassin-versant (forte pente, important stock en matériaux mobilisables) ;
- une zone d'écoulement : souvent dans le lit d'un torrent. Son volume grossit grâce à l'apport généralement substantial en matériaux fournis par le lit torrentiel et les berges. Parfois la lave torrentielle peut quitter le lit du torrent et forcer/créer son propre chenal d'écoulement;
- une zone d'arrêt : pour les laves torrentielles *extrêmes* qui nous intéressent ici, l'arrêt se produit dans des zones à faible pente (cône de déjection).

Morphologie des laves torrentielles





Bardou, E., Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 2002.



Iverson, R.M., The physics of debris flows, Reviews of Geophysics, 35, 245-296, 1997.

Morphologie des laves torrentielles





section en travers du torrent de Malleval (Hautes-Alpes) après le passage de lave torrentielle



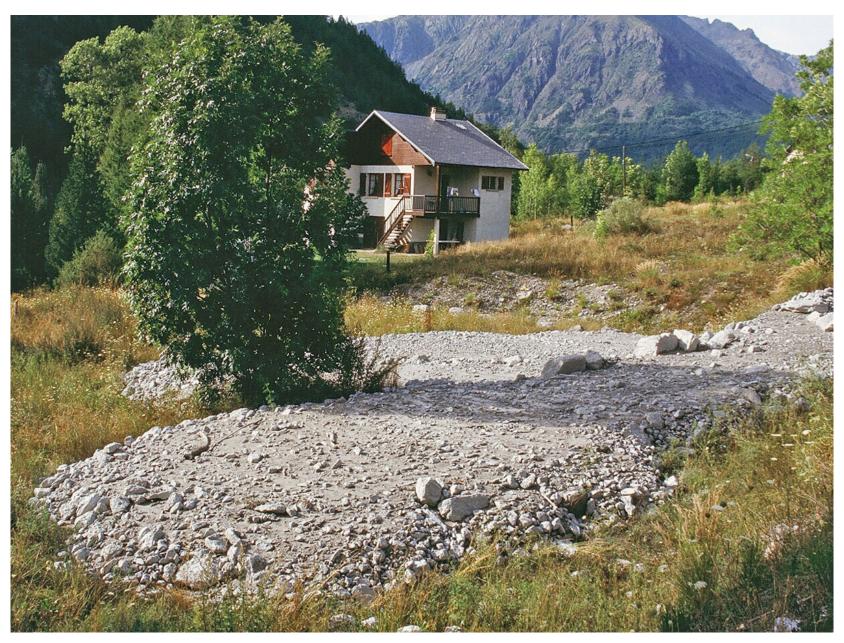
bourrelet latéral formé lors de lave torrentielle dans le Durnant au-dessus d'Orsières (VS) le 26 juillet 2006

Arrêt des laves torrentielles





dépôt de la lave torrentielle à Fully (VS) le 15 octobre 2000



formation d'un lobe et d'une langue lors de l'arrêt d'une lave torrentielle ayant débordé du lit mineur (torrent du Rif Paulin, Hautes-Alpes)

Rhéologie des laves torrentielles



Modèle Coulombien (Iverson)

$$\tau_p = \sigma_p' \tan \varphi,$$

 $\tan \varphi$ l'angle de frottement et $\sigma_p' = \sigma_p - p$ la contrainte normale effective avec $\sigma_p' = \varrho g h \cos \theta$ (contrainte normale totale) et p la pression interstitielle;

Modèle viscoplastique (Coussot). Modèle viscoplastique de type Herschel-Bulkley

$$\tau_p = K \left(\frac{1+p}{p}\right)^n \frac{\bar{u}^n}{h_c^{n+1} [(1+p)h - h_c]^n},$$

avec p=1/n+1 et $h_c=h-\tau_c/(\varrho g\sin\theta)$; $n\approx0,3$, τ_c dans la fourchette large 0,5–15 kPa, τ_c/K dans la plage 3–10.

ullet Paramétrisation empirique : $au_p = C + K \bar{u}^2$.

Modélisation des laves torrentielles



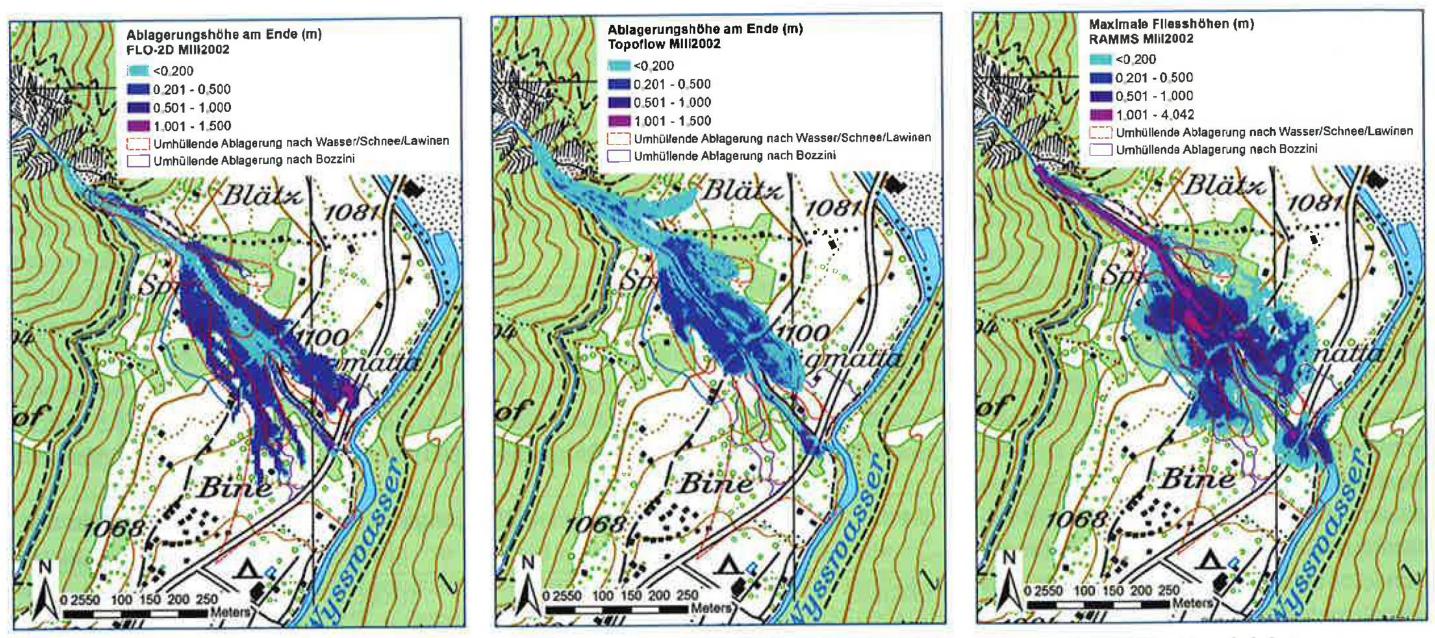


Bild 3. Simulierte Ablagerungshöhen bzw. maximale Fliesshöhen (RAMMS) für das Referenzereignis 2002 im Vergleich zur Umhüllenden der beobachteten Ablagerungen. Links: Modell FLO-2D, Mitte: Modell Topoflow, rechts: Modell RAMMS. Kartendaten: pixmaps © 2017 Bundesamt für Landestopografie swisstopo (5704000000).

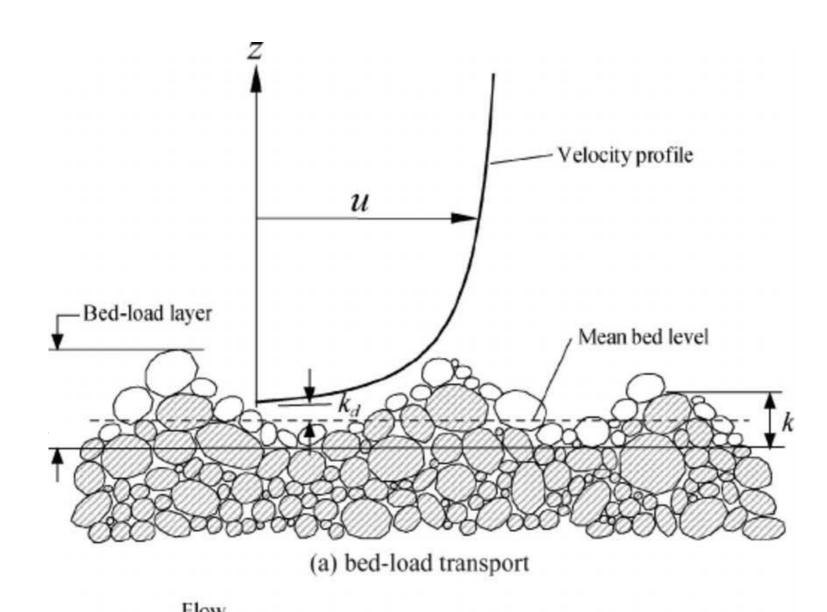
libach Tännbach) abor zum Teil auch de-

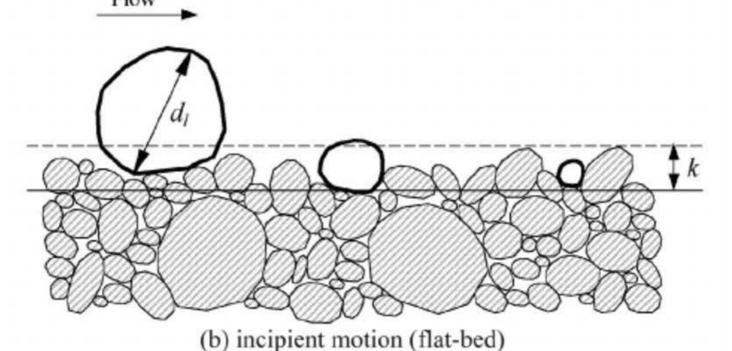
Pralong, M., D. Rickenmann, and T. Schneider, Vergleich dreier numerischer Simulationsmodelle für Murgänge: Anwendung auf Wildbachkegel im Kanton Wallis, *Wasser, Energie, Luft*, 110, 43-52, 2018.



Seuil de mise en mouvement







Considérons un grain de diamètre d à la surface du lit et de masse volumique ϱ_p . Il est soumis à une force d'Archimède (ou poids déjaugé) $P=\pi(d/2)^3(\varrho_p-\varrho)g$ et à la traction du fluide $F=\pi(d/2)^2\tau_b$ avec τ_b la contrainte au fond. On définit un nombre adimensionnel dit de Shields en faisant le rapport des deux forces :

$$\tau^* = \frac{F}{P} = \frac{\pi (d/2)^2 \tau_b}{\pi (d/2)^3 (\varrho_p - \varrho) g},$$

mais en pratique on retient la définition

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{(\varrho_p - \varrho)gd},$$

et pour un régime permanent uniforme sur un lit incliné d'une pente θ , on a

$$\tau^* = \frac{\varrho g h \sin \theta}{(\varrho_p - \varrho) g d},$$

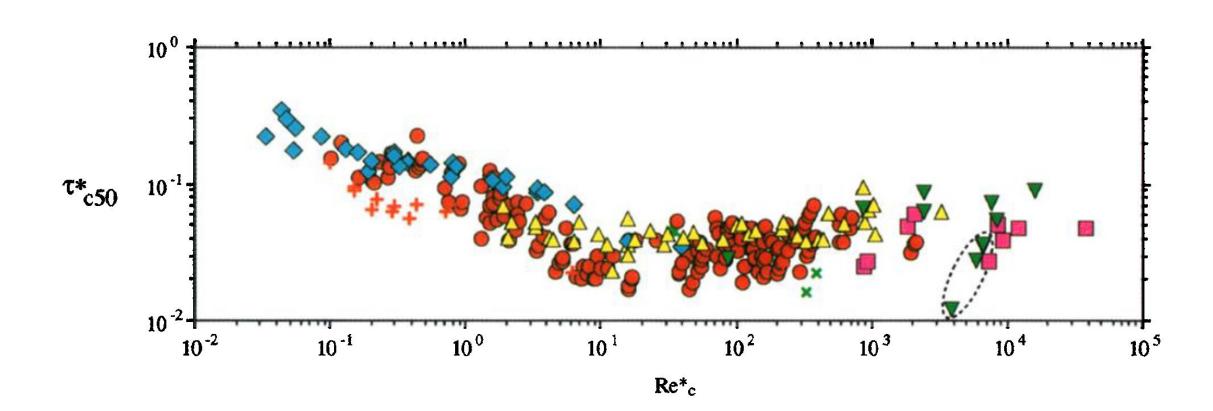
soit encore:

$$\tau^* = \frac{i}{s-1} \frac{h}{d},$$

avec $i = \tan \theta \sim \sin \theta$ la pente et $s = \varrho_p/\varrho$ la densité des particules.

Seuil de mise en mouvement (2)





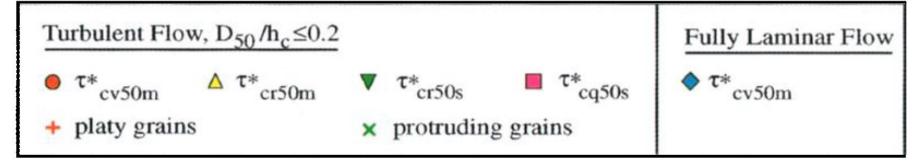


Plate 1. Shields curve for empirical data that represent initial motion of the bed surface material. All mixture-based values have known $\sigma_{gm} \leq 0.5$. Circled triangles are values reported for Oak Creek by Parker and Klingeman [1982], Diplas [1987], Wilcock and Southard [1988], Parker [1990], and Wilcock [1993]; these values are variations of the same data set (that of Milhous [1973]) analyzed using Parker et al.'s [1982] definition of incipient motion. The reference-based subcategory of protruding grains indicates significant grain projection and exposure sensu Kirchner et al. [1990].

Buffington, J.M., and D.R. Montgomery, A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers, *Water Resources Research*, 33, 1993-2029, 1997.

Les expériences et mesures in situ montrent l'existence d'un seuil critique de début de mise en mouvement τ_c^* (dit seuil de Shields ou Shields critique) :

$$\tau^* > \tau_c^* = f(Re_p) \Rightarrow \text{ mise en mouvement}$$

avec $Re_p=u_*d/\nu$ et $u_*=\sqrt{\tau_b/\varrho}$ la vitesse de frottement (ou de cisaillement). Shields considérait que pour $Re_p>70$, on avait

$$\tau_c^* \approx 0.06$$

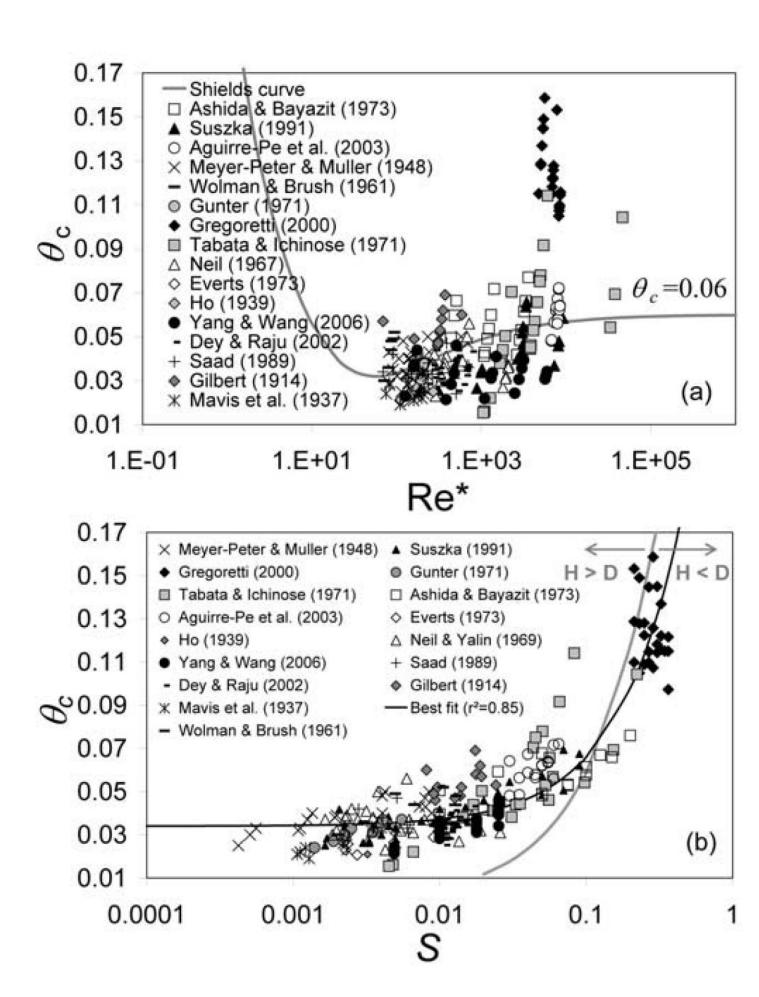
D'autres auteurs ont proposé d'autres valeurs, p.ex. pour Meyer–Peter

$$\tau_c^* = 0.047.$$

On note une dispersion certaine due à la granulométrie, la cohésion, et/ou la pente

Seuil de mise en mouvement (3)





Comment le nombre de Shields critique dépend de la pente et de la granulométrie ? Effet de la pente, comme la composante motrice du poids déjaugé est $P\sin\theta$, on peut s'attendre que τ_c^* varie avec la pente. Cela a été confirmé expérimentalement. Par exemple, Recking trouve :

$$\tau_c^* = 0.37 + 1.32i$$

et s'il y a une granulométrie, il propose une fonction d'écrantage

$$\tau_c^* = (0.37 + 1.32i) \left(\frac{d_k}{d_{50}}\right)^{-0.93}$$

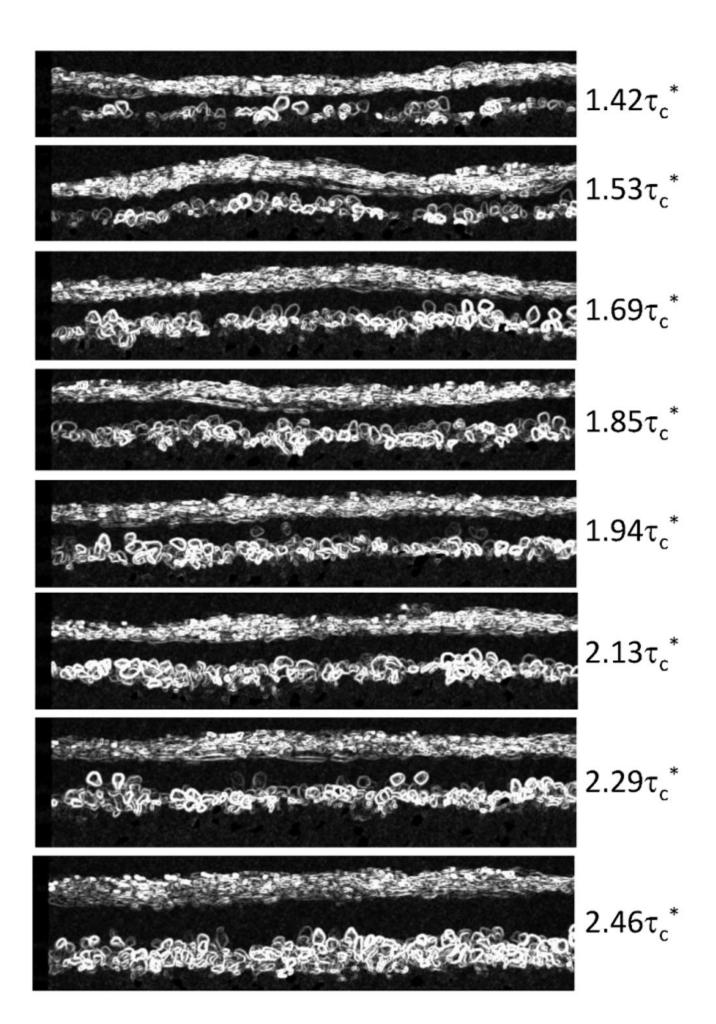
avec d_k diamètre de la classe k et d_{50} diamètre médian.

Paradoxalement, le seuil augmente avec la pente...

Régime de charriage



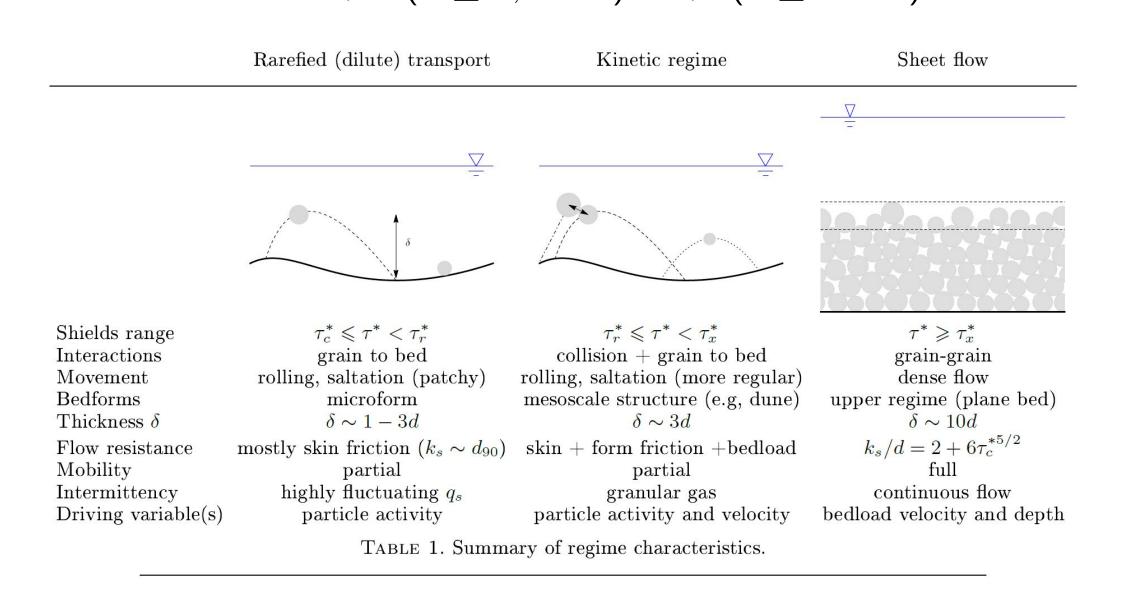
26



Bagnold (1966) suggère l'existence de trois régimes de charriage :

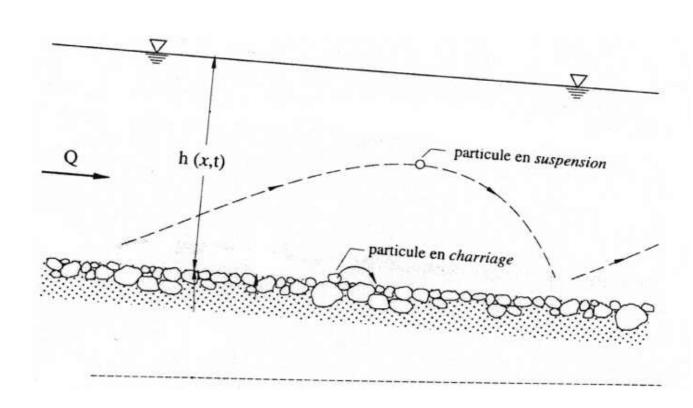
- $\tau^* < \tau_c^*$: écoulement sans charriage
- $\tau_c^* < \tau^* < \tau_x^*$: régime avec transport intermittent
- ullet $au^* > au_x^*$: régime avec charriage intense

où $\tau_x^* \approx 0.25 - 0.5$ est le stade critique du charriage (*critical bedload stage*), qui varie dans une fourchette 0,25 ($d \le 0.3$ mm) à 0,5 ($d \ge 2$ mm).

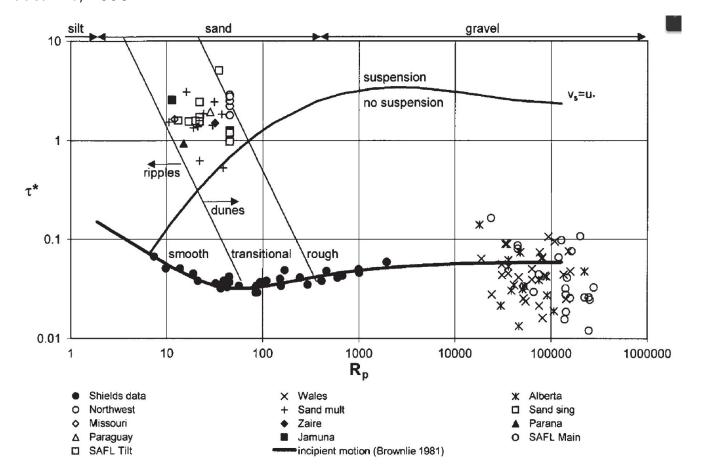


Régime de charriage (2)





Graf, W.H., et M.S. Altinakar, Hydraulique fluviale, 378 pp., Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 1993.



Différents types de mouvement :

- roulement, glissement
- saltation
- suspension

Seuil de mise en suspension :

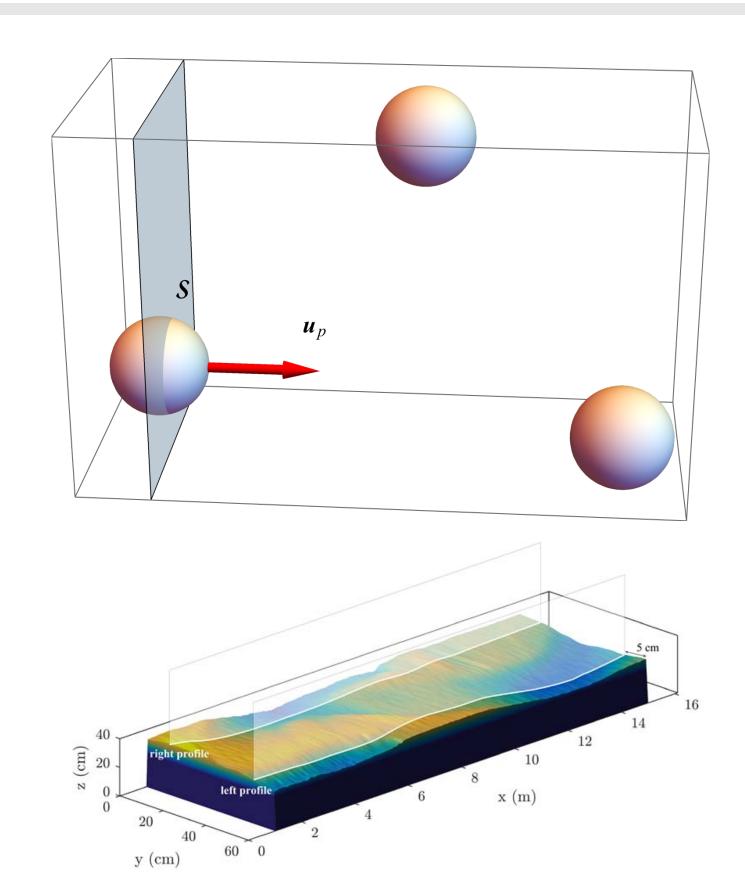
$$u_* = v_s \Rightarrow \tau_s^* = \frac{v_s^2}{(s-1)gd}$$

 $(u_* = \sqrt{\tau_b/\varrho} \text{ vitesse de frottement, } v_s \text{ vitesse de sédimentation})$

García, M., Sedimentation Engineering, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, Reston, 2007.

Définition du débit solide





Dhont, B., Sediment Pulses in a Gravel-Bed Flume with Alternate Bars, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 2017.

Différents définitions du débit solide :

• comme flux de particles

$$Q_s(t) = \int_S H(\boldsymbol{x}) \boldsymbol{u}_p \cdot \boldsymbol{n} dS$$

On peut l'écrire aussi comme une moyenne de volume

$$q_s = \gamma \bar{u}_p$$

avec γ l'activité particulaire (nombre de particules en mouvement par unité de surface du lit) et \bar{u}_p la vitesse moyenne des particules.

• comme advection des structures du lit

$$q_s = (1 - \zeta) \int_{k_{min}}^{k_{max}} A(k)C(k) dk.$$

Le profil du lit est une superposition de sinusoïdes de nombre d'onde $k=2\pi/\lambda$, de vitesse C(k), et d'amplitude A(k) .

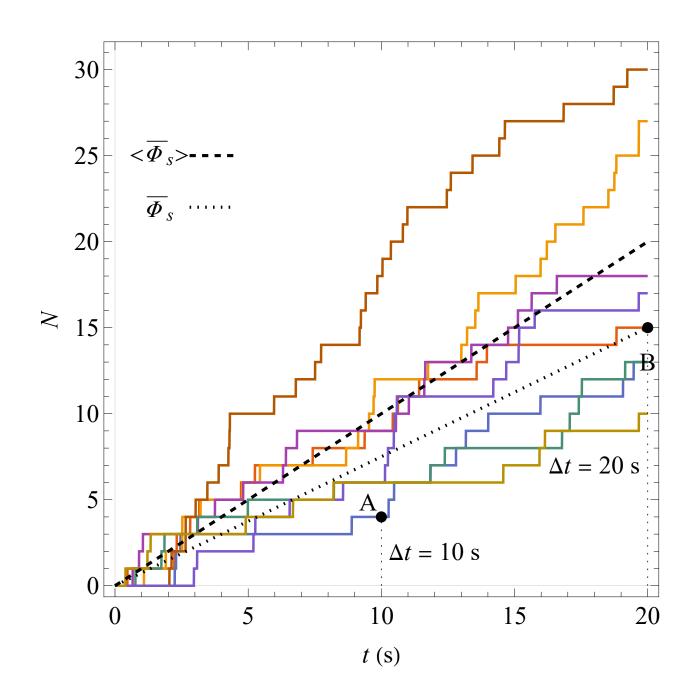
• comme déplacement de particules

$$q_s = E\overline{\ell} = U_p L_a$$

avec $\overline{\ell}$ la distance moyenne entre deux repos, E le taux d'entraînement, U_p la vitesse moyenne de déplacement, L_a épaisseur de la couche active

Définition du débit solide (2) : dépendance temporelle



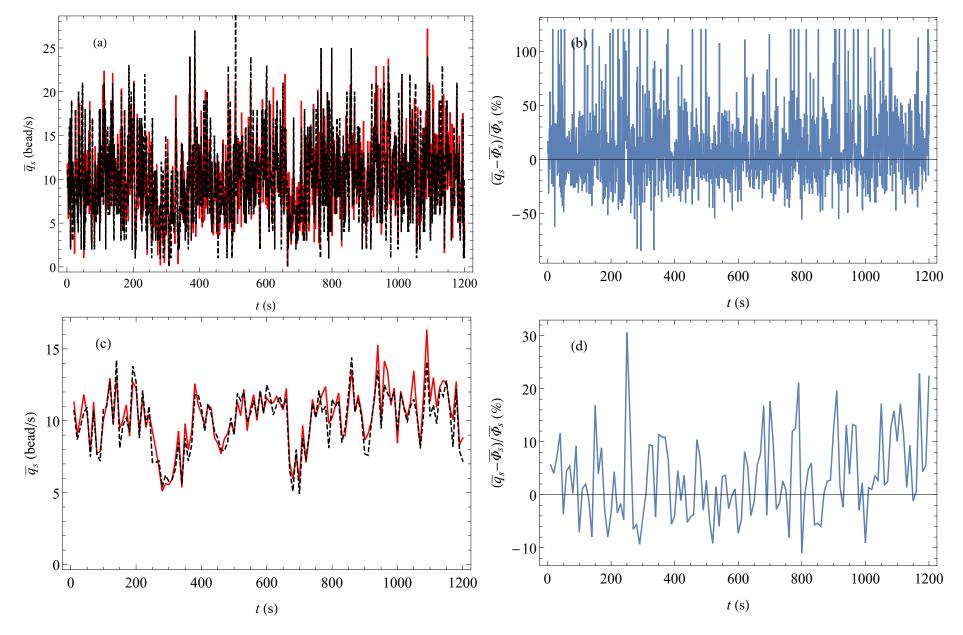


Ancey, C., and I. Pascal, Estimating mean bedload transport rates and their uncertainty, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 125, e2020JF005534, 2020.

Appliquer la loi des grands nombres avec de petits nombres... Le débit solide est une moyenne :

$$\bar{q}_s(\Delta t|t) = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} \phi_s(\tau) d\tau$$

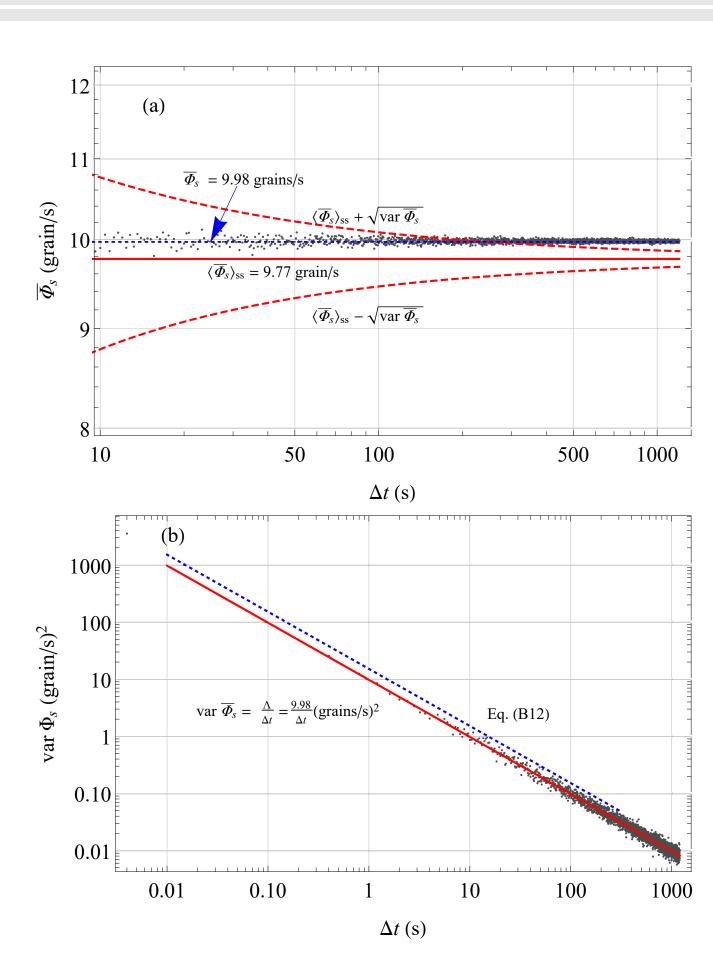
L'allure de q dépend de Δt



(a) Time variations in the time-averaged transport rate \bar{q}_s (solid red line) and particle flux (dashed black line) $\bar{\Phi}_s$ for a sampling duration $\Delta t = 250\delta t = 1$ s. (b) Relative difference between \bar{q}_s and $\bar{\Phi}_s$ as a function of time t for $\Delta t = 1$ s. (c) Time variations in the time-averaged transport rate \bar{q}_s (solid red line) and particle flux (dashed black line) $\bar{\Phi}_s$ for a sampling duration $\Delta t = 2500\delta t = 10$ s. Relative difference between \bar{q}_s and $\bar{\Phi}_s$ as a function of time for $\Delta t = 10$ s.

Définition du débit solide (3) : dépendance temporelle





Ancey, C., and I. Pascal, Estimating mean bedload transport rates and their uncertainty, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 125, e2020JF005534, 2020.

À faible transport solide, quand on mesure le débit solide comme une moyenne

$$\bar{q}_s(\Delta t|t) = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} \phi_s(\tau) d\tau$$

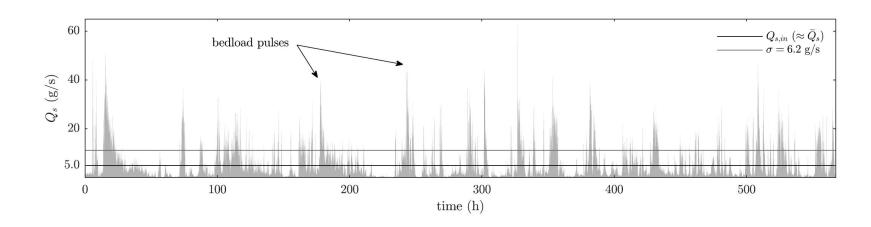
on obtient une moyenne empirique qui est plus ou moins loin de la bonne valeur. La variance de q_s (la variance de l'échantillon obtenu en réitérant la mesure) est

$$varq_s = \frac{\overline{q}_s}{\Delta t}$$

L'erreur est potentiellement grande quand Δt est petit. Cela incite à prendre des Δt suffisamment grand. Problème, il y a des structures morphologiques qui se déplacent, et même en régime permanent, il y a une instationnarité de l'écoulement. Conséquence : en général, on ne peut pas mesurer exactement le débit solide, il faut choisir un temps optimal entre l'incertitude de mesure (grande aux petits temps Δt) et les effets d'instationnarité dus au lit (observables aux grands temps Δt)

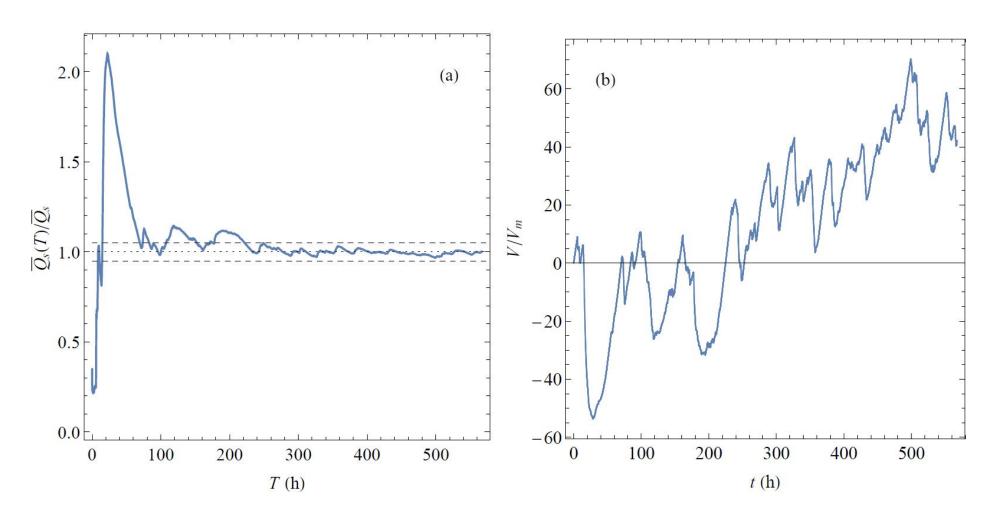
Définition du débit solide (4): exemple





Dhont, B., and C. Ancey, Are bedload transport pulses in gravel-bed rivers created by bar migration or sediment waves?, *Geophysical Research Letters*, 45, 5501-5508, 2018.

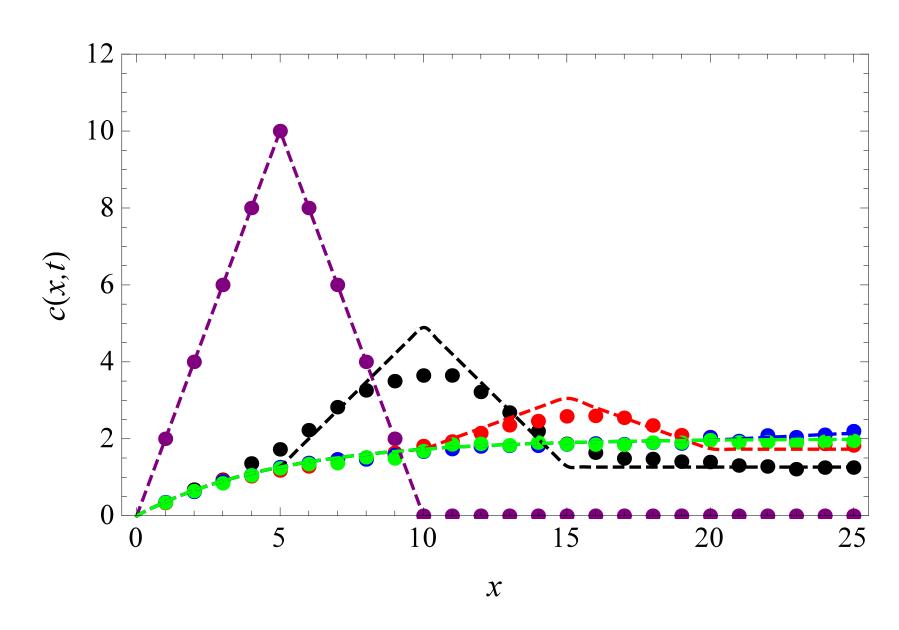
Expérience de 600 h dans un canal à une pente de i=1,6 % (nombre Shields variant de 0,05 à 0,1) et alimenté à débit constant.



Il faut moyenner sur 100 h pour observer que le débit moyen soit égal au débit d'alimentation à 5 %. L'équilibre n'est pas atteint au bout de 600 h.

Définition du débit solide (5) : dépendance spatiale





Déplacement (moyen) d'un nuage de particules animées de la même vitesse aux temps $t=0,\,1,\,2,\,4,\,8$ s.

Ancey, C., P. Bohorquez, and J. Heyman, Stochastic interpretation of the advection diffusion equation and its relevance to bed load transport, *Journal of Geophysical Research:* Earth Surface, 120, 2529-2551, 2015.

Si on moyenne le débit instantané $q_s=\gamma \bar{u}_p$ et qu'on introduit une décomposition de Reynolds :

$$\gamma = \langle \gamma \rangle + \gamma'$$
 et $\bar{u}_p = \langle \bar{u}_p \rangle + \bar{u}_p'$

(avec $\langle \cdot \rangle$ la moyenne d'ensemble, alors le débit solide moyen

$$\langle q_s \rangle = \langle \gamma \rangle \langle \bar{u}_p \rangle + \langle \gamma' \bar{u}_p' \rangle$$

Comme en turbulence, on peut chercher à *fermer* $\langle \gamma' \bar{u}'_p \rangle$, c'-à-d. le relier aux variables moyennes $\langle \gamma \rangle$ et $\langle \bar{u}_p \rangle$. On peut montrer (Furbish et al, JGR, 2012; Ancey et al., JGR, 2015) :

$$\langle q_s \rangle = \langle \gamma \rangle \langle u_p \rangle - \frac{\partial}{\partial x} (D_r \langle \gamma \rangle),$$

avec D_r la diffusivité particulaire

$$\hat{D} = D + D_* = D\left(1 + \frac{1}{2}Pe\right)$$

avec $D_* \approx \bar{u}_p \Delta x/2$ et $Pe = \bar{u}_p \Delta x/D$ le nombre de Péclet. Conséquences : caractère non local du transport solide et là encore, la valeur de q_s dépend de l'échelle d'observation

Calcul du débit solide : approche déterministe



Plus de 140 ans de recherches :

- Paul du Boys (1879) : $q_s = \chi \tau_b (\tau_b \tau_c)$
- Meyer-Peter et Müller (1948) :

$$\Phi = 8 \left(\Theta - \Theta_c^*\right)^{3/2} \text{ avec } \Phi = \frac{q_s}{d\sqrt{gRd}} \text{ et } \Theta = \tau^* = \frac{\tau_b}{\varrho Rgd},$$

where $R = \varrho_s/\varrho - 1$, ϱ_s masse volumique du sédiment, $\Theta_c^* = 0.047$ la contrainte critique. Beaucoup de variantes. Par exemple, Recking (2013) :

$$\Phi = \frac{14\Theta^{2,5}}{1 + (\Theta_c/\Theta)^4}$$

avec $\Theta_c = (5i + 0.06)(d_{84}/d_{50})^{4.4\sqrt{i-1.5}}$.

• Bagnold a voulu fonder le calcul de q_s sur une base physique. Il propose à partir d'une analyse théorique et d'expérience de laboratoire (1956) :

$$q_s = \frac{au_*}{\cos\theta}(\tau_b - \tau_c)$$

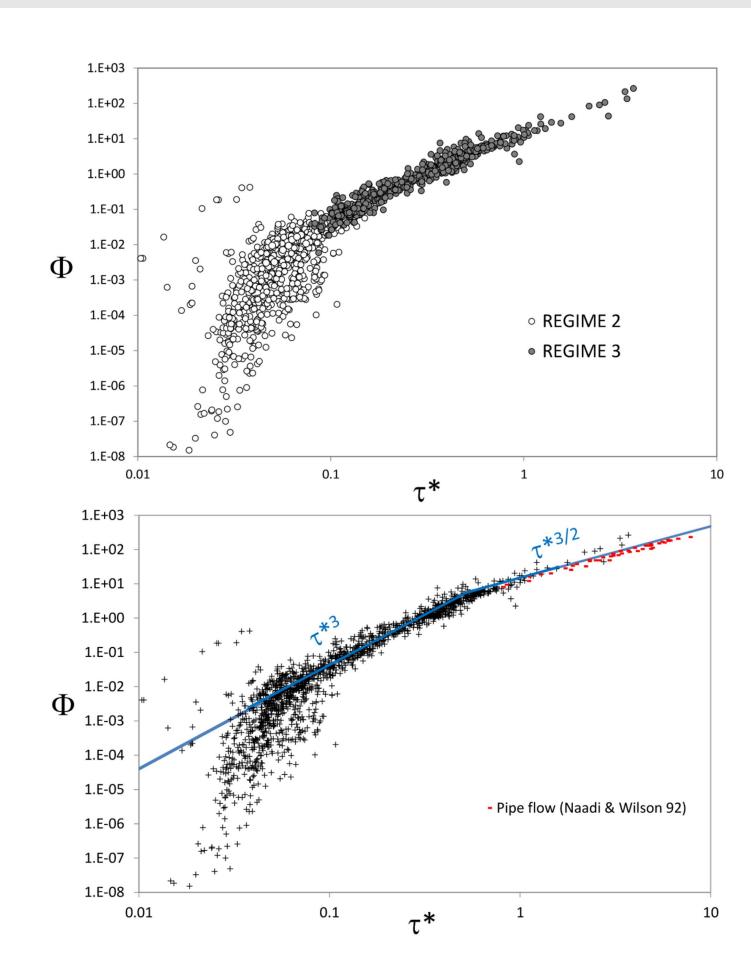
puis considère que l'écoulement d'eau agit comme une machine qui transmet son énergie

$$q_s = e_b \bar{u} \tau_b \tan \alpha = e_b \omega \tan \alpha,$$

avec $\omega = \tau_b \bar{u} = \varrho g q_w i$ la puissance de l'écoulement, e_b le facteur d'efficience du transport et α le coefficient dynamique de frottement.

Calcul du débit solide (2) : approche déterministe





Recking, A., P. Frey, A. Paquier, P. Belleudy, and J.Y. Champagne, Bed-load transport flume experiments on steep slopes, Journal of Hydraulic Engineering, 134, 1302-1310, 2008.

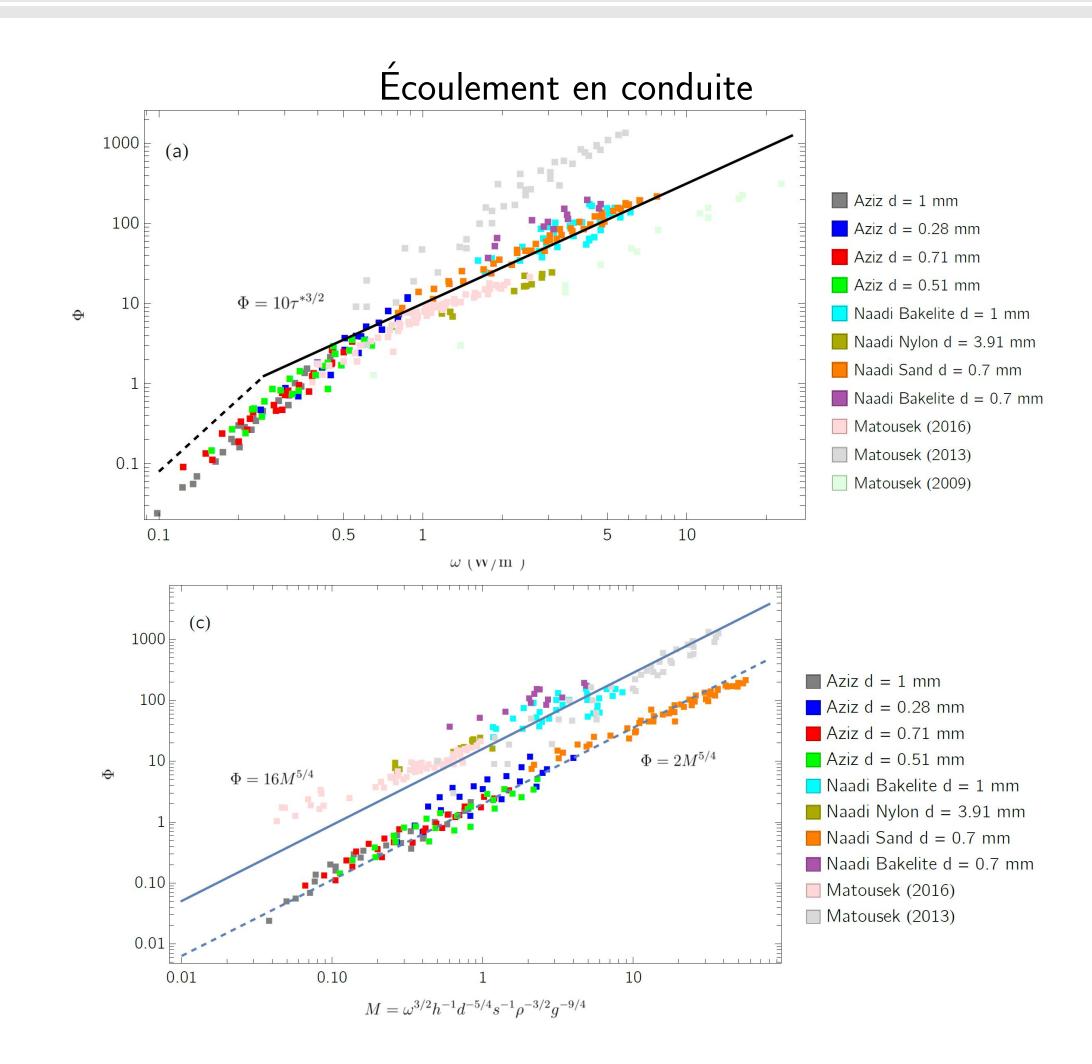
Problèmes : est-ce que les lois d'échelle dépendent du régime ? quel

comportement asymptotique à fort débit solide?

- Meyer–Peter-Müller (1948) : $\Phi \propto \Theta^{3/2}$
- Engelund & Hansen (1967) : $\Phi \propto \Theta^{3/2}$
- Einstein (1950) : $\Phi \propto \Theta^{3/2}$
- Recking (2010) : $\Phi \propto \Theta^{5/2}$
- Hanes & Bowen (1985) : $\Phi \propto \Theta^{5/2}$
- Meyer–Peter-Müller (1948) : $\Phi \propto \Theta^{3/2}$

Estimation du débit solide : approche de Bagnold (1)





Vision énergétique de Bagnold. La puissance dissipée P est une fraction de l'énergie fournie $\omega=\varrho gqi$:

$$P = e_b \omega$$

(e_b facteur d'efficience) et l'énergie est dissipée par frottement

$$P = \mu(\varrho_s - \varrho)gh_s\cos\theta u_s$$

(h_s épaisseur de sédiment charrié, ϱ_s masse volumique, u_s sa vitesse, μ frottement dynamique, f coef. de Darcy-Weisbach), soit encore

$$\mu \Delta \varrho q_s \cos \theta = e_b \tau_b \bar{u}$$

(puisque le débit solide est $q_s=h_su_s$, et le débit liquide est $q=h\bar{u}$). Sous forme adimensionnelle

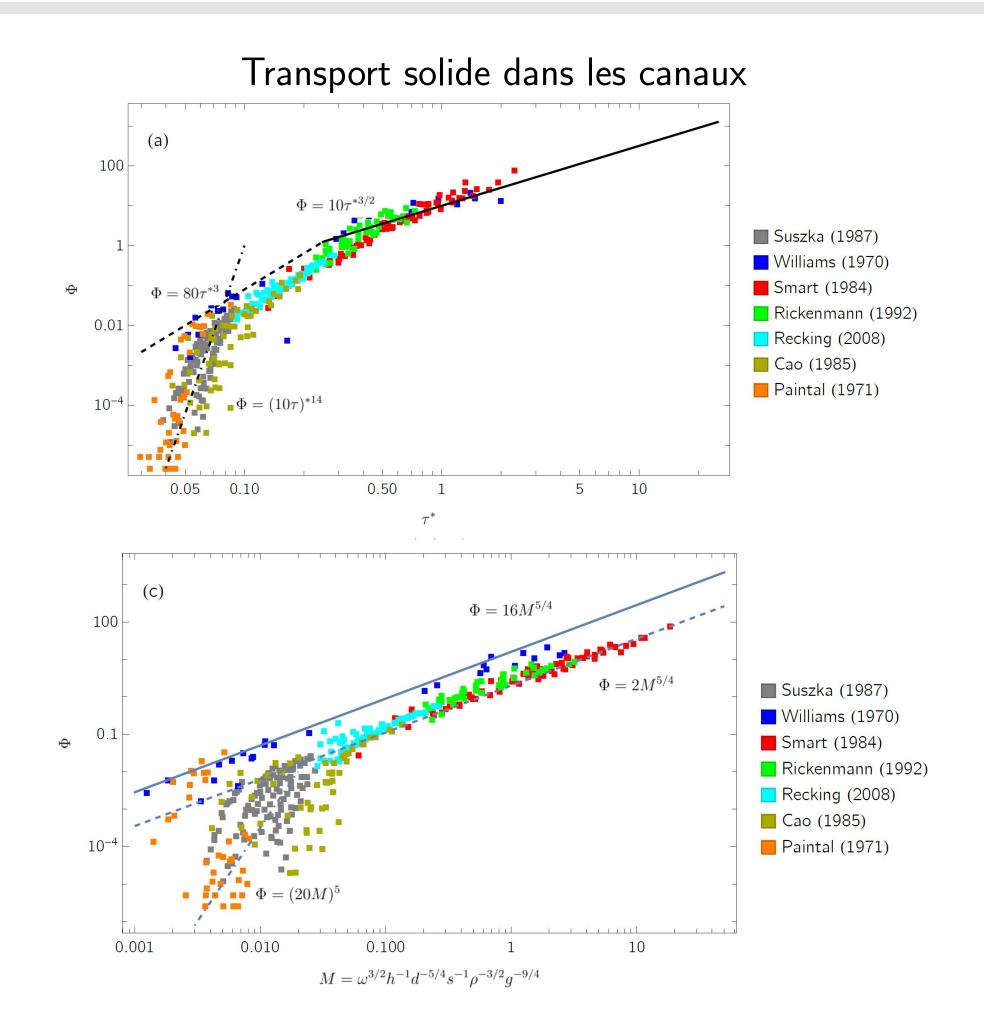
$$\Phi = \frac{e_b}{\mu \cos \theta} \sqrt{\frac{8}{f}} \tau^{*3/2}$$

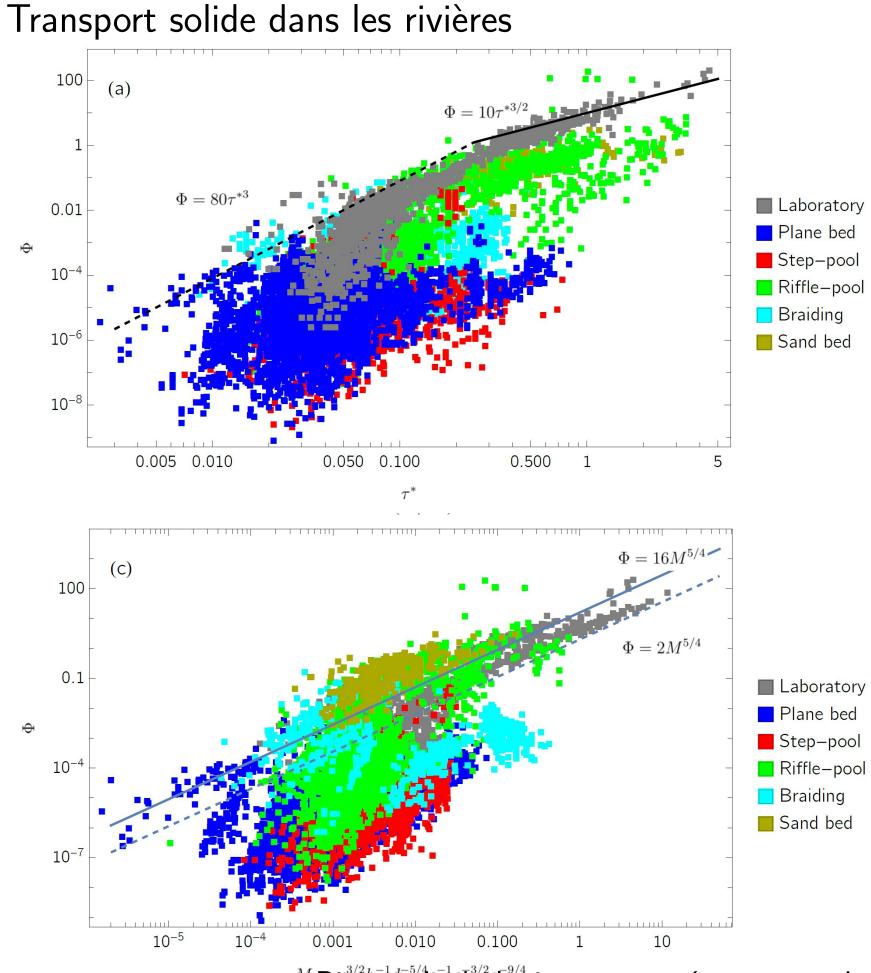
Analyse dimensionnelle de Martin et Church (Re-examination of Bagnold's empirical bedload formulae, ESPL, 25, 1011-1024, 2000) :

$$\Phi = M$$
 avec $M = \omega^{3/2} d^{-5/4} h^{-1} s^{-1} \varrho^{-3/2} g^{-9/4},$

Estimation du débit solide : approche de Bagnold (2)







Calcul du débit solide : approche probabiliste



• Hans Albert Einstein : le débit solide est

$$q_s = E\ell = \alpha \frac{p}{1 - p},$$

avec E le taux d'entraînement, ℓ la distance moyen entre deux repos, $p=p(\tau_*)$ la probabilité d'entraînement, α une constante.

• Modèle d'Exner probabiliste de Parker-Paola-Leclair (2000) :

$$(1 - \zeta_b) f_{\xi}(\xi) \frac{\partial y_b}{\partial t} = D_e - E_e$$

f probabilité de position du lit, ζ_b porosité du lit, y_b cote du lit, D_e et E_e déposition et entraînement à une cote donnée

Modèle de Furbish et al. (2012, 2017, 2021) : déposition et entraînement sont liés

$$D(x,t) = \int_{-\infty}^{t} \int_{-\infty}^{x} E(x-r,t-\tau)f(x,t|x-r,t-\tau)drd\tau$$

avec f la probabilité que la particule, une fois entraînée de x-r à t=t- au, parcourt une distance r avant d'être déposée en x. Le débit solide est alors :

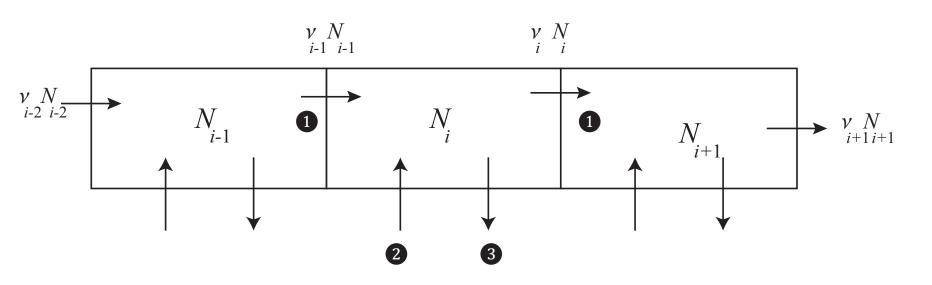
$$q_s(x,t) = \int_{-\infty}^t \int_{-\infty}^x E(x-r,t-\tau)F(r;t|x-r,t-\tau)\mathrm{d}r\mathrm{d}\tau,$$

Sous certaines conditions (stationnarité, pas de dépendance spatiale), Furbish montre que

$$\langle q_s \rangle = E \langle \ell \rangle - \frac{\partial}{\partial x} (E \langle \ell^2 \rangle) = \langle \gamma \rangle \langle u_p \rangle - \frac{\partial}{\partial x} (D_r \langle \gamma \rangle),$$

Calcul du débit solide : approche stochastique





Ancey, C., A.C. Davison, T. Böhm, M. Jodeau, and P. Frey, Entrainment and motion of coarse particles in a shallow water stream down a steep slope, *Journal of Fluid Mechanics*, 595, 83-114, 2008. Ancey, C., and J. Heyman, A microstructural approach to bed load transport: mean behaviour and fluctuations of particle transport rates, *Journal of Fluid Mechanics*, 744, 129-168, 2014. Ancey, C., P. Bohorquez, and J. Heyman, Stochastic interpretation of the advection diffusion equation and its relevance to bed load transport, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 2529-2551, 2015.

Modèle d'Ancey (2008, 2014, 2015) :

- modèle markovien de transport similaire à un modèle de population par naissance (entraînement), mort (déposition), émigration et immigration
- ullet les fluctuations ne sont pas gaussiennes. En moyenne, l'activité particulaire γ peut-être décrite comme une équation d'advection-diffusion

$$\frac{\partial}{\partial t}\gamma + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}_p\gamma) = \lambda - (\sigma - \mu)\gamma + \frac{\partial^2}{\partial x^2}(D_*\gamma)$$

avec λ et μ les taux d'entraı̂nement individuel et collectif, σ le taux de déposition, et $D_* = \bar{u}_p \Delta x/2$ une pseudo-diffusion (fonction de l'échelle d'analyse Δx

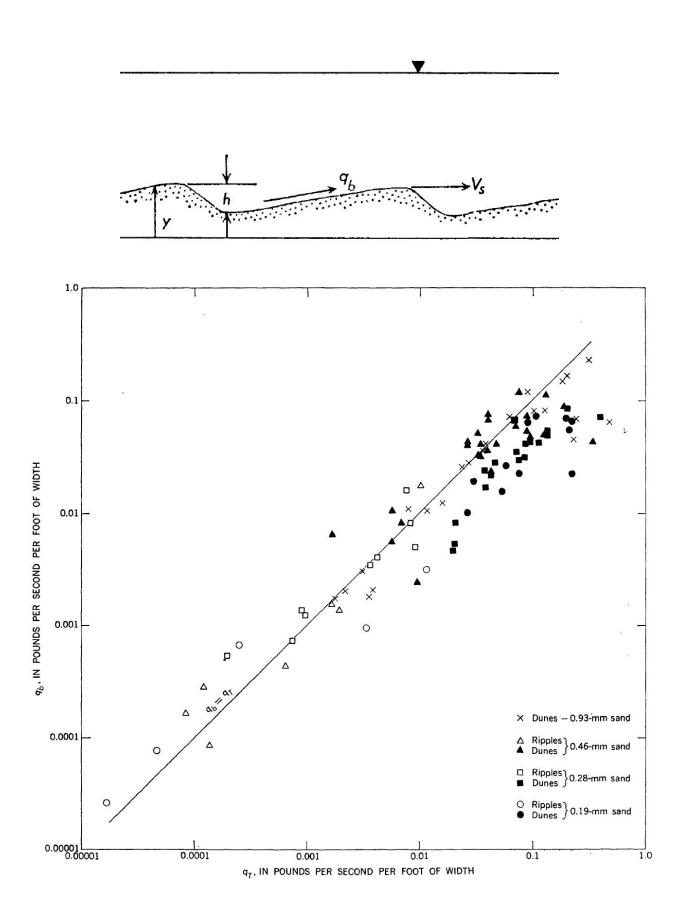
• le débit est nonlocal

$$\langle q_s \rangle = \gamma \bar{u}_p - \frac{\partial}{\partial x} (D_u \gamma)$$

Le modèle est cohérent avec ce qui est observé : fluctuations de q_s , stabilité du lit, problème d'échantillonnage de q_s

Calcul du débit solide : comportement aux temps longs





Simons, D.B., E.V. Richardson, and C.F. Nordin, Bedload equation for ripples and dunes, U.S. Geological Survey, Washington, 1965.

Modèle de Simons (1965) :

• le débit solide est lié au déplacement des dunes (vitesse V, porosité ζ_b porosité du lit, hauteur de dune h)

$$\bar{q}_s = \frac{1}{2}(1 - \zeta_b)Vh$$

• Hamamori (1962) : les fluctuations de q_s ne sont pas gaussiennes. La densité de probabilité de q_s est

$$f(q_s) = \frac{4}{\bar{q}_s} \ln \left(\frac{4\bar{q}_s}{q_s} \right)$$

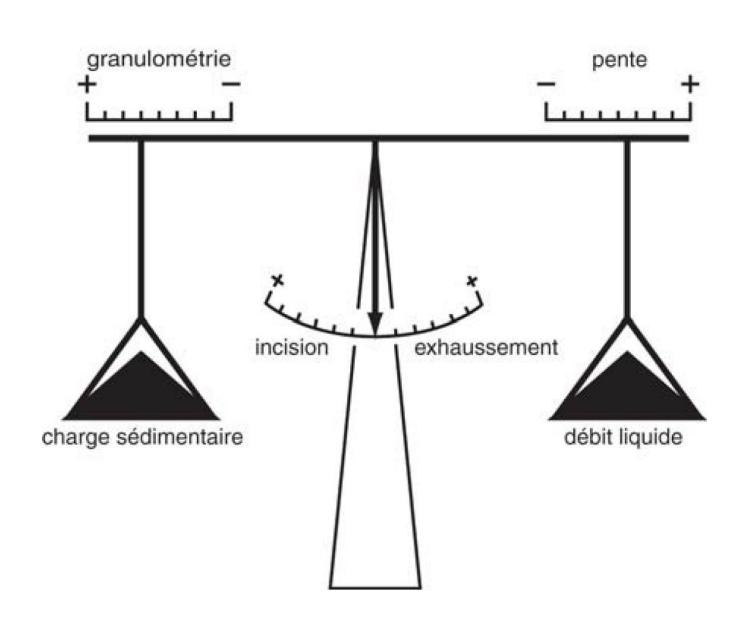
pour $0 < q_s \le 4\bar{q}_s$, où \bar{q}_s est le débit solide moyen. La variance est $7\bar{q}_s^2/9$.

• Généralisation par Michele Guala ou Vlad Nikora :

$$q_s = (1 - \zeta) \int_{k_{min}}^{k_{max}} A(k)C(k) dk$$

Calcul du débit solide : approche géomorphologique





Lane, E.W., Design of stable channels, Transactions of the American Society of Civil Engineers, 120, 1234-1260, 1955.

Concept d'équilibre :

- Mackin (1948) une rivière en équilibre est "celle pour laquelle, sur une période de plusieurs années, la pente est délicatement ajustée pour fournir, avec le débit disponible et les caractéristiques du chenal, la vitesse requise pour le transport des sédiments produits par le bassin-versant. Le cours d'eau sur une pente est un système en équilibre; sa caractéristique est que tout changement dans l'un des facteurs de l'équilibre provoquera un déplacement de l'équilibre dans une direction qui tendra à absorber l'effet du changement."
- Équilibre selon Emory Lane (1955) :

$$Q_s d \propto Q_w i$$
,

c'-à-d., le bief ajuste le débit solide Q_s en fonction du débit d'eau Q_w , de la pente du lit i, et du diamètre des grains d.

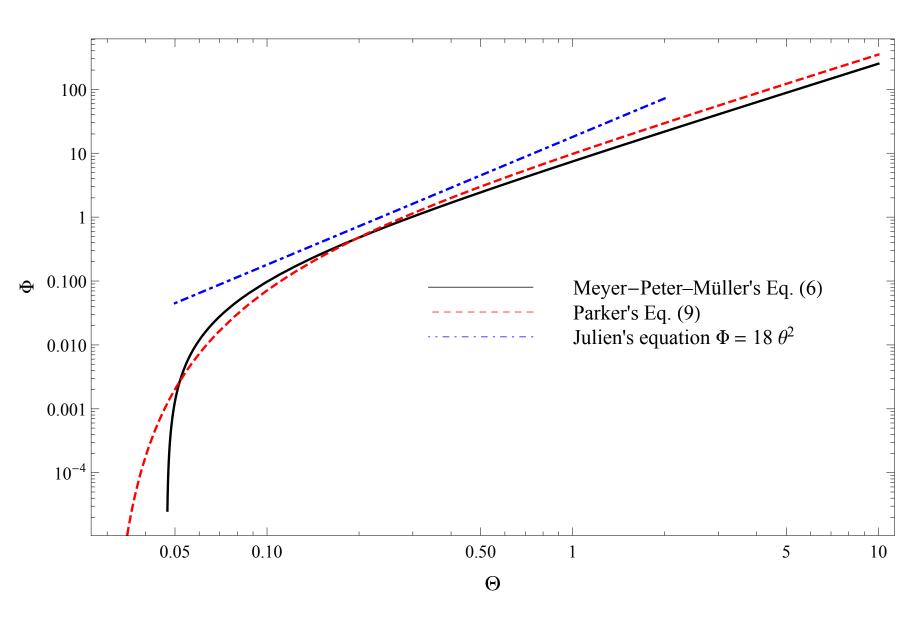
 Concept de régime : les largeur au miroir, hauteur d'eau, et vitesse moyenne vérifient des lois d'échelle

$$W \propto Q^{\alpha_w}, h \propto Q^{\alpha_h}, \; {\sf et} \; \bar{u} \propto Q^{\alpha_u},$$

avec Q débit de plein-bord (ou morphogène selon les études), $\alpha_w \sim 1/2$,

Calcul du débit solide : approche géomorphologique (2)





Ancey, C., Bedload transport: a walk between randomness and determinism. Part 2: Challenges and prospects, *Journal of Hydraulic Research*, 58, 18-33, 2020.

Implications pour le transport solide :

- Cela a longtemps accrédité l'idée que la géométrie des rivière obéit à un principe de minimisation de l'énergie.
- Parker (1979) a cherché à justifier les lois d'échelle du régime à l'aide des concepts classiques de l'hydraulique

$$\Phi = \frac{q_s}{\sqrt{(\Delta \varrho - 1)gd^3}} = 11.2 \frac{(\Theta - 0.03)^{9/2}}{\Theta^3}$$

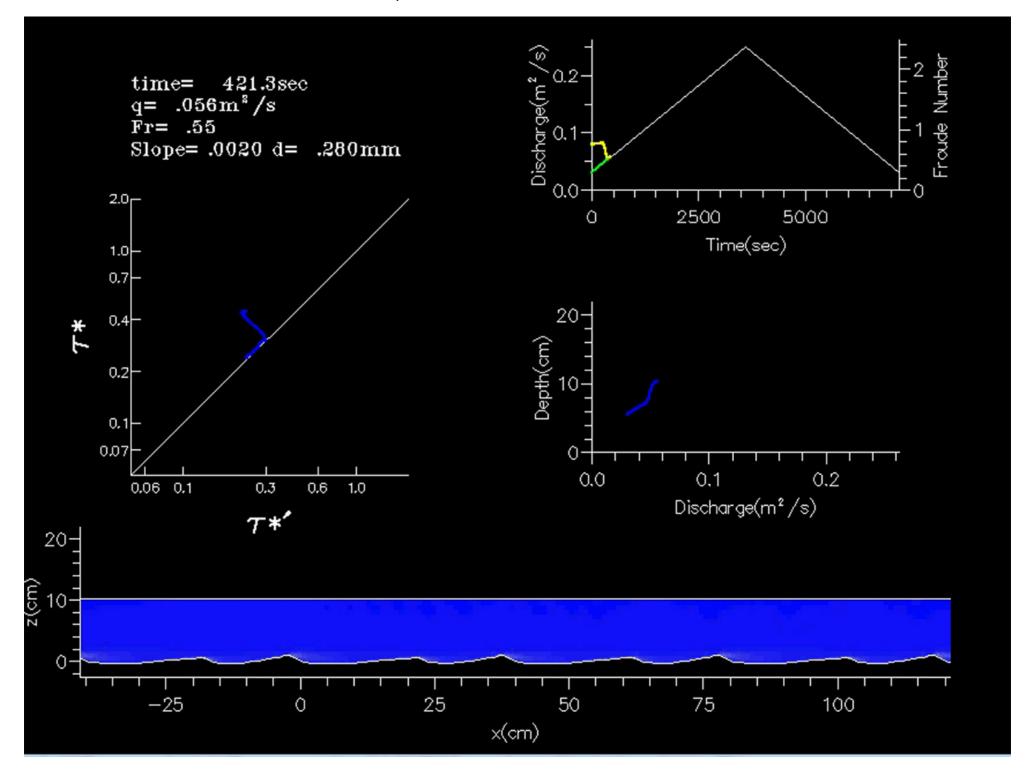
• Julien (2002) a déduit des lois de débit solide qui généralise la balance de Lane :

$$Q_s d^{0,28} = 9.1 Q^{1,11} i^{1,44}$$

Stabilité du lit



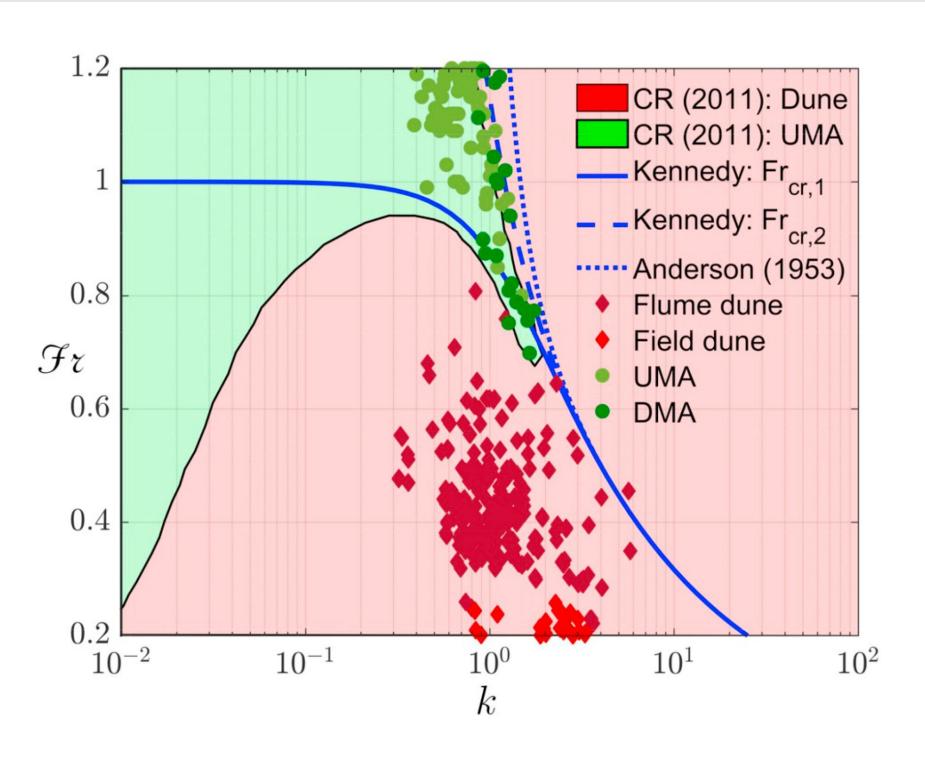
Conséquence du transport solide : les lits sont instables, la résistance à l'écoulement varie



Shimizu, Y., S. Giri, S. Yamaguchi, and J. Nelson, Numerical simulation of dune-flat bed transition and stage-discharge relationship with hysteresis effect, Water Resources Research, 45, W04429, 2009.

Stabilité du lit (2)





Développement de structures morphologiques vu comme une perte de stabilité. On part des équations de Saint-Venant

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h \bar{u}}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial h \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h \bar{u}^2}{\partial x} = gh \sin \theta - gh \cos \theta \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\tau_p}{\varrho} + \frac{\partial}{\partial x} \left(h \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \right).$$

et d'Exner

$$(1 - \zeta_b) \frac{\partial b}{\partial t} = D - E = -\frac{\partial q_s}{\partial x},$$

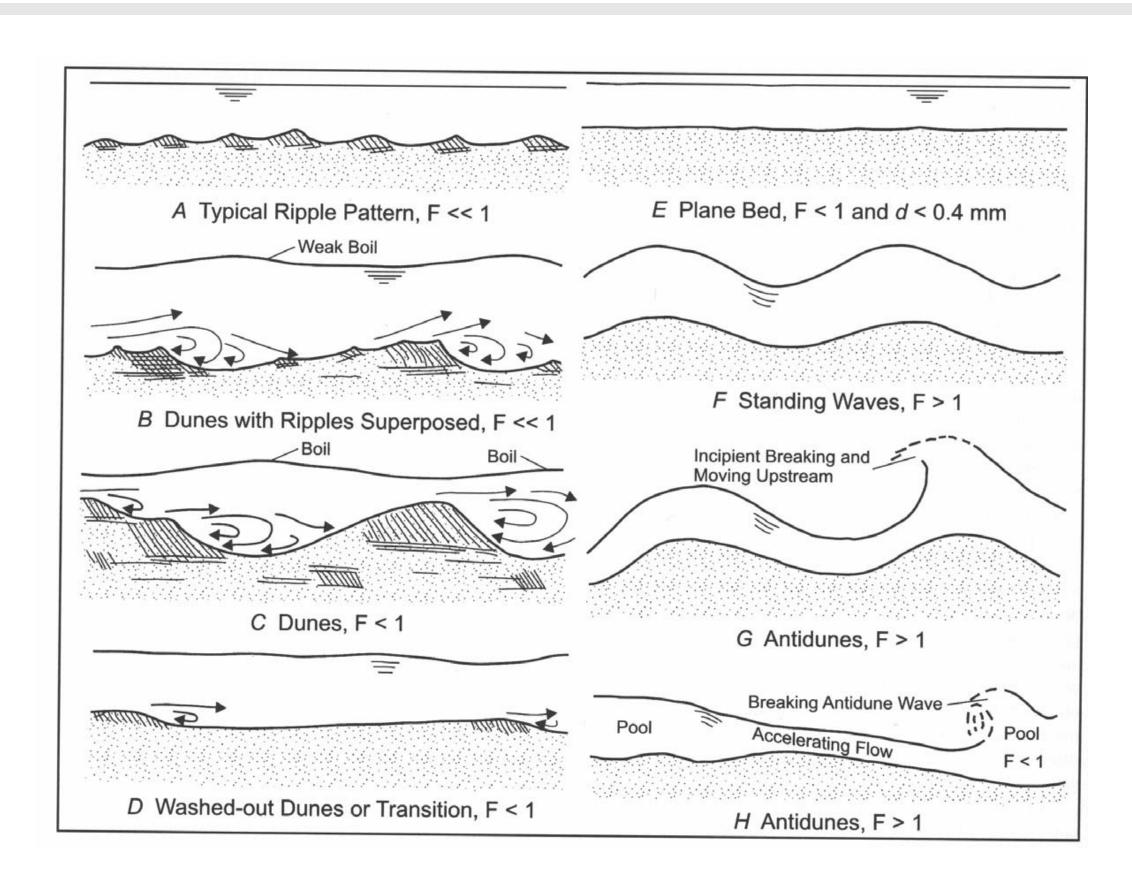
h hauteur d'eau, \bar{u} vitesse moyenne, θ pente, τ_p contrainte pariétale, b cote du lit, ζ_b porosité du lit, D taux de déposition, E taux d'entraînement, q_s débit solide, ν viscosité parabolique.

Structures dans un diagramme Froude – nombre d'onde adimensionnel

Bohorquez, P., P. Cañada-Pereira, P.J. Jimenez-Ruiz, and J.D. del Moral-Erencia, The fascination of a shallow-water theory for the formation of megaflood-scale dunes and antidunes, *Earth-Science Reviews*, 193, 91-108, 2019.

Stabilité du lit (3) : régime



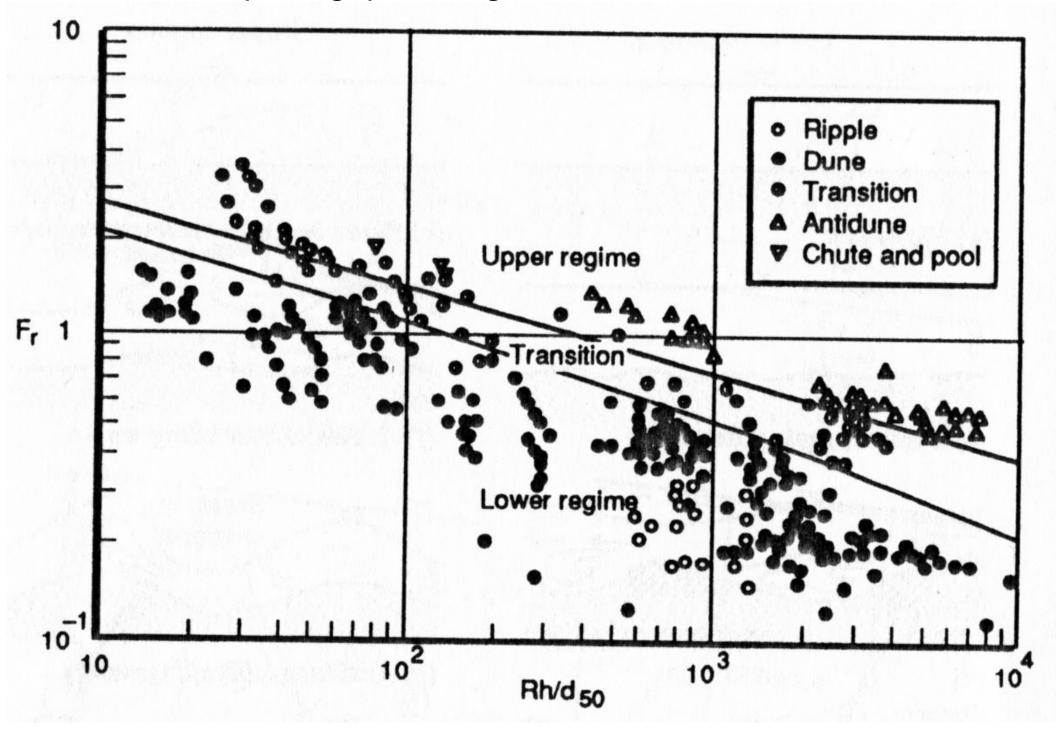


Évolution des structures morphologiques (longitudinales)

Stabilité du lit (4): structure du lit



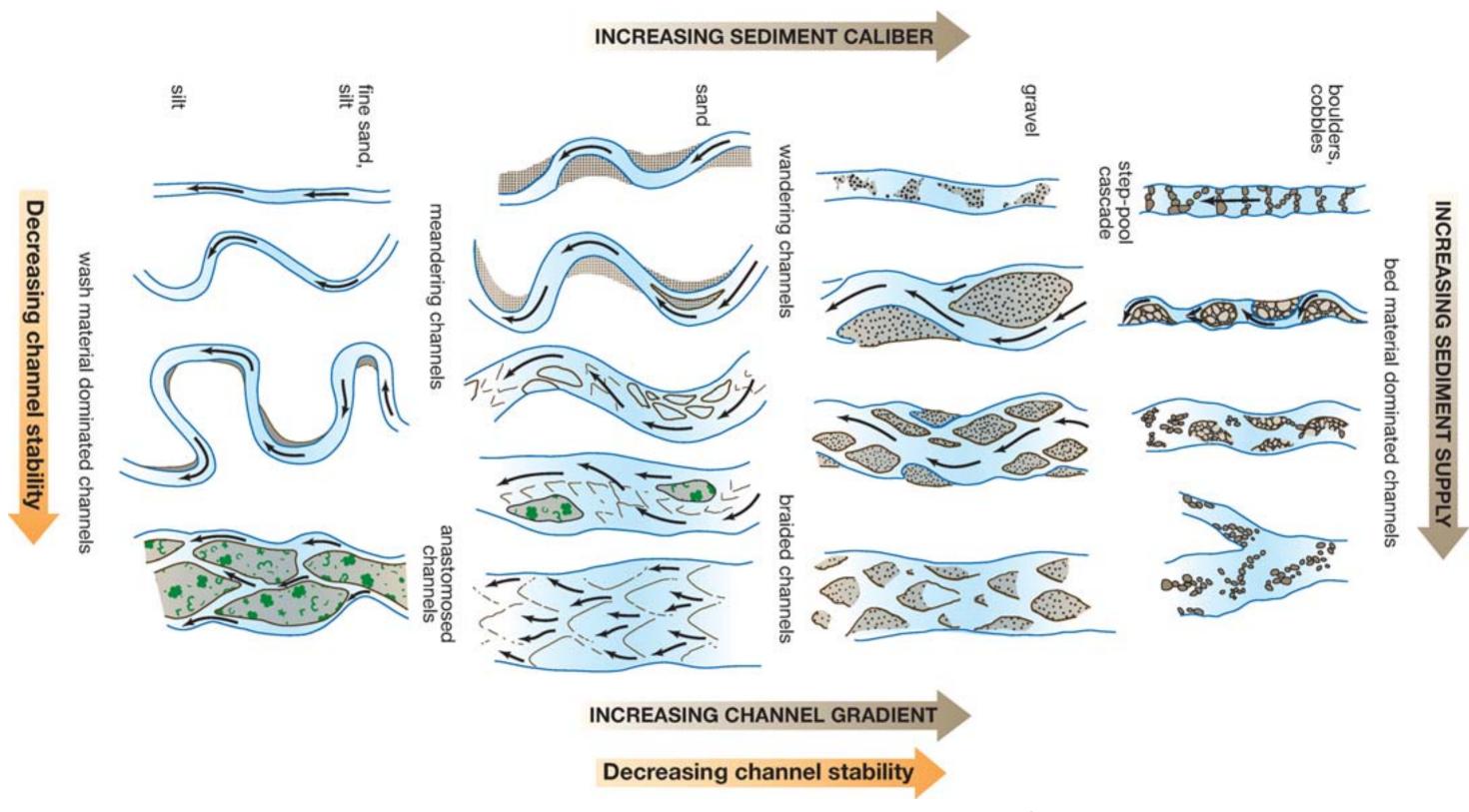
Type de structures morphologiques longitudinales en fonction du nombre de Froude



Stabilité du lit (5): structures du lit



Diagramme montrant la forme d'une rivière alluviale. Les zones préférentielles de dépôt sont représentées en grisé



Church, M., Bed material transport and the morphology of alluvial river channels, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34, 325-354, 2006.

Résistance à l'écoulement





Rauheiten in ausgesuchten schweizerischen Fliessgewässern (en allemand) du Bundesamt für Wasser und Geologie (maintenant rattaché à l'Office fédéral de l'environnement) pour une analyse de 12 cours d'eau en Suisse pour différents débits.

Variation du coefficient de Manning-Strickler en fonction du débit...

Hydrometrische Station: Birse – Moutier, La Charrue

Einzugsgebiet: 183 km²

Regimetyp: nivo-pluvial jurassien

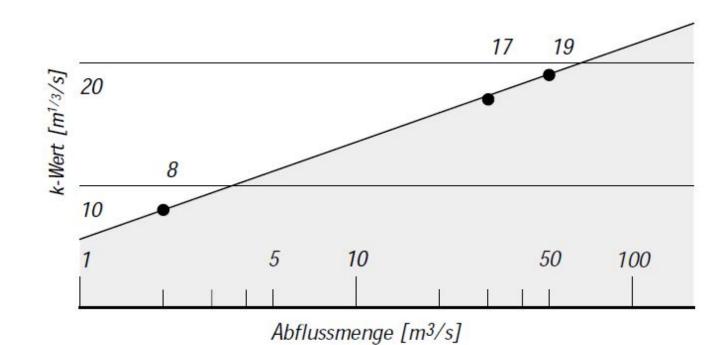
Mittlerer Abfluss: 3.3 m³/s 10-jährliches Hochwasser: 45 m³/s Gefälle: 18 ‰

Abflussgerinne: Künstliches geradliniges Trapezprofil mit Ufern aus

Blocksatz. Kiessohle mit Blöcken. Am Ufer vereinzelt

Büsche und Bäume.

30



Rauigkeitswerte nach Strickler

Résistance à l'écoulement (2) : mécanismes de dissipation



Trois mécanismes de dissipation :

- frottement de peau : dissipation due à la rugosité du lit
- frottement de forme : dissipation due aux structures morphologiques
- dissipation lors d'un charriage intense

Invariance d'échelle : si on part avec quatre paramètres, dont un est sans dimension : \bar{u} [m/s], h [m], g [m/s²], et i [–]. Il y a r=2 unités fondamentales : m et s. On peut former n-r=1 groupe sans dimension. On trouve immédiatement qu'il s'agit du nombre de Froude $\mathrm{Fr}=\bar{u}/\sqrt{gh\sin\theta}$. La relation serait donc

$$Fr = cst \Rightarrow \bar{u} \propto \sqrt{gh\sin\theta}.$$

On aboutit donc à la loi de Chézy. Si on ajoute k_s [m] l'échelle de rugosité, on a n=4 et toujours r=2 unités. On peut donc former 2 nombres sans dimension : $\Pi_1 = \operatorname{Fr} = \bar{u}/\sqrt{gh\sin\theta}$ et $\Pi_2 = k_s/h$. Il existe une relation entre ces deux nombres de la forme :

$$\Pi_1 = f(\Pi_2) \Rightarrow \bar{u} = f(k_s/h) \sqrt{gh \sin \theta}.$$

f se comporte comme une loi puissance $f(\zeta) = \alpha \zeta^n$, avec $\zeta = k_s/h$, α un nombre sans dimension, et n = -1/6 un exposant (similitude incomplète)

$$\Pi_1 = \alpha \Pi_2^n \Rightarrow \bar{u} = \alpha k_s^n h^{1/2-n} \sqrt{g \sin \theta}.$$

On tombe sur l'équation de Manning-Strickler où coefficient de Strickler K est relié à la rugosité par

$$K = \alpha \sqrt{g} k_s^{-1/6}.$$

Résistance à l'écoulement (3) : frottement de peau



Vitesse moyenne \bar{u} , hauteur normale h_n (pour un canal infiniment large), pente de frottement, j_f , et contrainte pariétale τ_b (R_H rayon hydraulique)

$$\begin{array}{llll} \hline \textit{loi de frottement} & \bar{u} & h_n & j_f & \tau_b \\ \hline & \mathsf{Manning-Strickler} & \bar{u} = K\sqrt{i}R_H^{2/3} & h_n = \left(\frac{q}{K\sqrt{i}}\right)^{3/5} & j_f = \frac{\bar{u}^2}{K^2R_H^{4/3}} & \tau_b = \frac{\varrho}{K^2}\frac{\bar{u}^2}{R_H^{1/3}} \\ \hline & \mathsf{Darcy-Weisbach} & \bar{u} = \sqrt{\frac{8g}{f}}\sqrt{i}R_H^{1/2} & h_n = \left(q\sqrt{\frac{f}{8gi}}\right)^{2/3} & j_f = \frac{\bar{u}^2f(R_H)}{2g^4R_H} & \tau_b = \frac{\varrho}{8}f\bar{u}^2 \\ \hline & \mathsf{Ch\acute{e}zy} & \bar{u} = C\sqrt{i}R_H^{1/2} & h_n = \left(q\frac{1}{C\sqrt{i}}\right)^{2/3} & j_f = \frac{\bar{u}^2}{C^2R_H} & \tau_b = \frac{\varrho g}{C^2}\bar{u}^2 \\ \hline \end{array}$$

Loi de Meyer–Peter ou Jäggi (n: coefficient de Manning, d_{90} diamètre le plus grossier, $\kappa=0.4$ constante de von Kármán, c=11,0 constante de Keulegan)

$$K = \frac{1}{n} = \frac{26}{d_{90}^{1/6}} = \frac{23,2}{d_{90}^{1/6}}$$

Les coefficients sont reliés entre eux :

$$\frac{g}{C^2} = \frac{g}{K^2 R_H^{1/3}} = \frac{f}{8} = \frac{\kappa^2}{\ln^2(cR_H/k_s)}$$

Résistance à l'écoulement (4) : frottement de peau



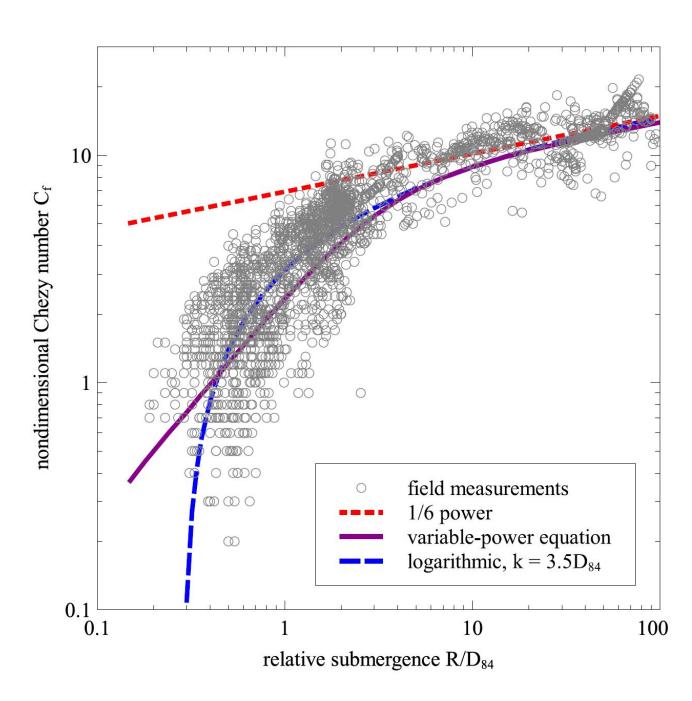


Figure 2. Nondimensional plot of within-reach and between-reach variation in velocity with relative submergence in coarse-bed streams. Author's plot using 2,183 data points from the compilation analyzed by Rickenmann and Recking (2011). Curves are trends predicted by different flow resistance equations.

Ferguson, R.I., Roughness calibration to improve flow predictions in coarse-bed streams, *Water Resources Research*, 57, e2021WR029979, 2021.

Méta-analyse de Rickenmann et Recking (Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set, *Water Resources Research*, 47, W07538, 2011) pour des pentes $0,004 \le i \le 24$ %, des granulométries $3 \times 10^{-4} \le d_{84} \le 1,35$ m, et des débits par unité de largeur $3 \times 10^{-3} \le q \le 25$ m³/s/ml.

On distingue:

- les petites rugosités (ou grandes submersions) : $R_H/d_{84} > 7$. On applique Manning-Strickler, Keulegan ou Darcy-Weisbach
- les grandes rugosités (ou faibles submersions) : $R_H/d_{84} < 2$. Ferguson (2007) propose la loi dite de puissance variable avec $k_s = 3.5d_{84}$, $a_1 = 6.5$ et $a_2 = 2.5$:

$$C = \frac{a_1 a_2 \frac{R_H}{k_s}}{\sqrt{a_1^2 + a_2^2 (R_H/k_s)^{5/3}}}$$

Résistance à l'écoulement (5) : frottement de forme et transp**éris** solide

Pour les deux autres mécanismes de dissipation :

- Frottement de forme : pas de règle simple pour la dissipation de forme : il faut souvent adapter de façon empirique le coefficient de frottement (en s'inspirant de cas similaires documentés, p. ex. OFEV)
- Dissipation due au charriage. Il existe quelques formules. Par exemple, Recking (Simple method for calculating reach-averaged bed-load transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, 139, 70-75, 2013.) propose la contrainte pariétale (sous forme adimensionnelle)

$$\tau^* = \frac{\imath}{(s-1)d_{84} \left(2/W + 74p^{2,6}(gi)^p q^{-2p} d_{84}^{3p-1}\right)}$$

avec $q=Q_w/W$ le débit par unité de largeur et p=0.23 quand $q/\sqrt{gid_{84}^3}<100$ et p=0.3 sinon.

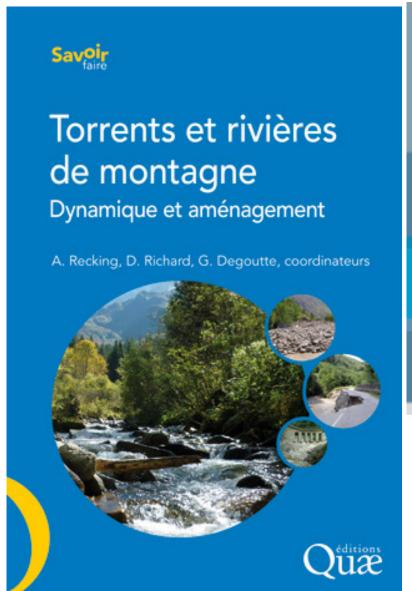
Étude de cas: Plat de la lé (Zinal)

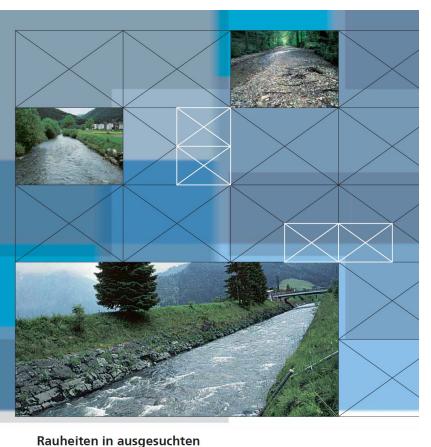




Documentation et outils







schweizerischen Fliessgewässern

Documentation:

- Recking et col. : Torrents et rivières de montagne, dynamique et aménagement, éditions Quae, Versailles, 2013
- Bundesamt für Wasser und Geologie : Rauheiten in ausgesuchten schweizerischen Fliessgewässern
- Base de données et feuilles de calcul : bedload.com (Alain Recking)

Logiciels pour le terrain :

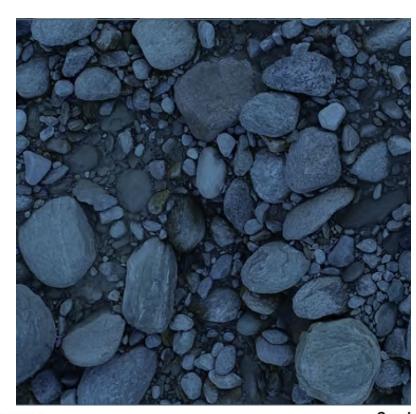
- Granulométrie : BaseGrain outil matlab "stand alone" dans Basement
- Vélocimétrie : Fudaa-LSPIV un logiciel pour mesurer la vitesse de surface

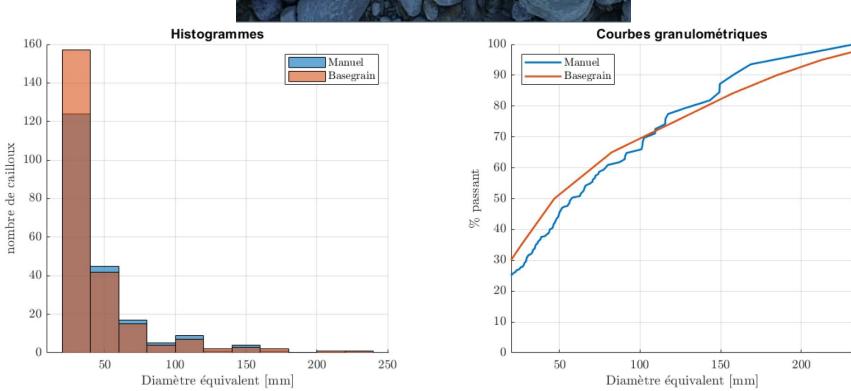
Logiciels de calcul hydraulique :

- Basement développé par l'ETHZ/VAW
- lber développé par un consortium d'universités espagnoles

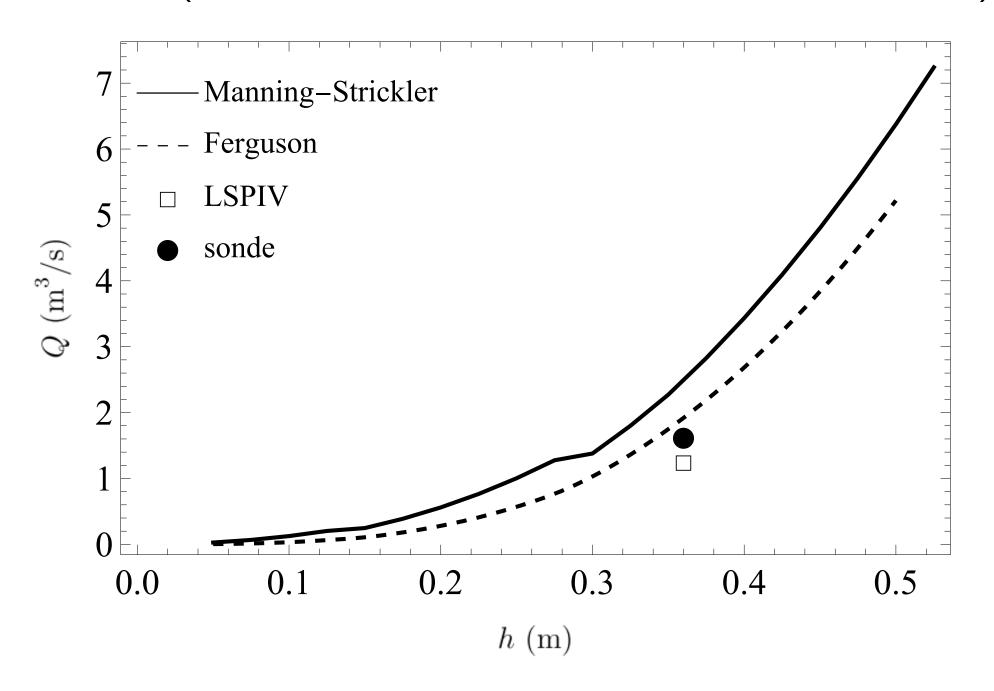
Exemple







Forte variabilité spatiale des résultats (et grande sensibilité des mesures selon la méthode) $d_{30}=2$ cm, $d_{90}=30$ cm, et $d_{50}=8$ cm Pente : i=3,2 % (sensibilité également selon le bief considéré)



Exemple (2)



