

INSTITUT FRANCAIS
DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT
EN COOPERATION

UNIVERSITE DE PARIS XI
Département d'HYDROLOGIE
et de GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

MEMOIRE DE DEA

RESSOURCES EN EAU ET AMENAGEMENT

L'EROSION HYDRIQUE ET SA QUANTIFICATION

SABIR Mohamed
Juillet 1986

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	1
I - Les différentes formes de l'érosion hydrique	4
I.1 Dans les interfluves	4
I.1.1. L'érosion en nappe	4
I.1.2. L'érosion en griffes ou en rigoles	6
I.1.3. L'érosion par ravinement	6
I.1.4. La salifluxion	7
I.2. Dans le réseau hydrographique	8
II - Les différents facteurs de l'érosion hydrique	9
II.1 Les activités humaines	9
II.11. Introduction	9
II.12. Environnement rural	11
II.13. Environnement urbain et industriel	14
II.2 Le couvert végétal	16
II.3 Les facteurs climatiques	18
II.31 Les précipitations	21
II.32 La température et l'humidité	21
II.4 Les facteurs géologiques et pédologiques	22
II.5 Les facteurs physiographiques	24
II.51 La pente du versant	24
II.52 La longueur de la pente	26
II.53 Le relief	30
II.54 L'exposition	30
II.55 La taille du bassin versant	31
III - Causes de l'érosion	34
III.1 La pluie	34
III.11 Hauteur de la pluie	34
III.12 Intensité	34
III.13 Energie cinétique	36
III.14 Agressivité des pluies	43

III.2 Le ruissellement	47
III.21 Indice de saturation et coefficient de ruissellement	47
III.22 Action du ruissellement.	49
IV - Mesure de l'érosion	50
IV.1 Etude de l'érosion au niveau du versant	50
IV.11 Mesures topographiques	50
IV.12 Méthode des chenaux	51
IV.13 Essais de simulation de pluie	54
IV.14 Estimation de la perte en terre par une étude intégrée des facteurs de l'érosion.	69
IV.2 Mesure de l'érosion par l'étude du transport solide	87
IV.21 Nature des matières solides transportées par les cours d'eau et modes de transport.	87
IV.22 Mesures de transports solides	108
IV.23 Relations entre le débit solide et les caractéristiques du bassin versant.	130
IV.24 Relations entre le débit solide et le débit liquide	139
IV.3 Mesure de l'érosion par l'étude de la sédimentation dans les retenues.	150
IV.31 Paramètres intervenant dans le processus de la sédimentation.	151
IV.32 Etude du processus de la sédimentation.	152
IV.33 Détermination de la quantité de sédiment déposé.	156
IV.4 Conclusion sur la mesure de l'érosion hydrique.	169
V - Conclusion générale	171

R E M E R C I E M E N T S

Le sujet de ce Mémoire, l'EROSION, m'a été inspiré par le Professeur ABOULABES Omar, qui m'en a donné les grands traits à l'ENFI en octobre 82, ce dont je le remercie.

Je tiens à cette occasion à exprimer ma sincère gratitude à Monsieur J. COLOMBANI, Directeur de Recherche de l'ORSTOM, qui m'a consacré une partie de son précieux temps pour mener à bien ce mémoire, et qui a mis à ma disposition une documentation récente qu'il a ramenée des Etats-Unis.

Ma profonde reconnaissance va également à l'ORSTOM d'une manière générale, et en particulier à MM. S. PIEYNS, P. RIBSTEIN, M. GAUTIER qui m'ont permis de compléter ma formation en FRANCE en suivant les cours et stages dispensés par l'ORSTOM.

Je ne laisse pas passer cette occasion sans exprimer ma très grande joie d'avoir fait la connaissance du Professeur J.C. FONTES et d'avoir été un de ses élèves. Cette Encyclopédie vivante m'a donné le bon exemple du comportement humain que doit avoir un Professeur envers ses élèves.

Je tiens aussi à remercier Monsieur L. DEUER qui m'a initié à l'Hydro-géochimie, et pour son application dans un cas pratique durant le stage de THONON LES BAINS.

Que Monsieur MICHELOT trouve ici l'expression de mes sentiments les plus distingués.

Enfin, je dédie ce modeste rapport à mon épouse Amina et à mes filles Asmae et Samae, qui ont supporté mon absence pendant de longs mois.

INTRODUCTION

L'érosion a été définie de plusieurs façons selon les auteurs. On distingue deux catégories de définitions. Une, au sens strict, considère l'érosion comme étant le mécanisme de détachement des particules sédimentaires et des autres matériaux à la surface du sol (FLEMING, 1977). Une autre, au sens large, fait appel à une trilogie pour définir l'érosion (M. DERRAU, 1974, P. BRIOT, 1981) :

- processus d'arrachement (désagrégation et altération des roches, creusement de la surface du sol) ;
- transport de ces débris (sur les versants, dans les cours d'eau) ;
- dépôt de ces matériaux transportés (dans les cônes de déjection, lits des cours d'eau, vallées d'inondation, lacs et réservoirs).

De cette deuxième définition, il ressort que l'étude de l'érosion fait appel aux composantes espace et temps. Certains auteurs ont imaginé un système fluvial idéal comportant trois zones (Figure 1).

Deux grands types d'érosion ont été reconnus par UN-FAO (1965), G. GAUCHE (1961), l'érosion géologique et l'érosion accélérée. L'érosion géologique, phénomène naturel, qui par des processus mécaniques, essentiellement, modifie le relief à la surface du globe (altération des roches, décapage et creusement des sols, transport et sédimentation). Elle fait intervenir aussi l'action du vent, des éruptions volcaniques, des tremblements de terre, des vagues, du gel et des glaciers.

L'érosion accélérée, considérée comme phénomène artificiel, résulte d'une augmentation de la vitesse du phénomène naturel, sous des conditions particulières qui, pour la plupart,

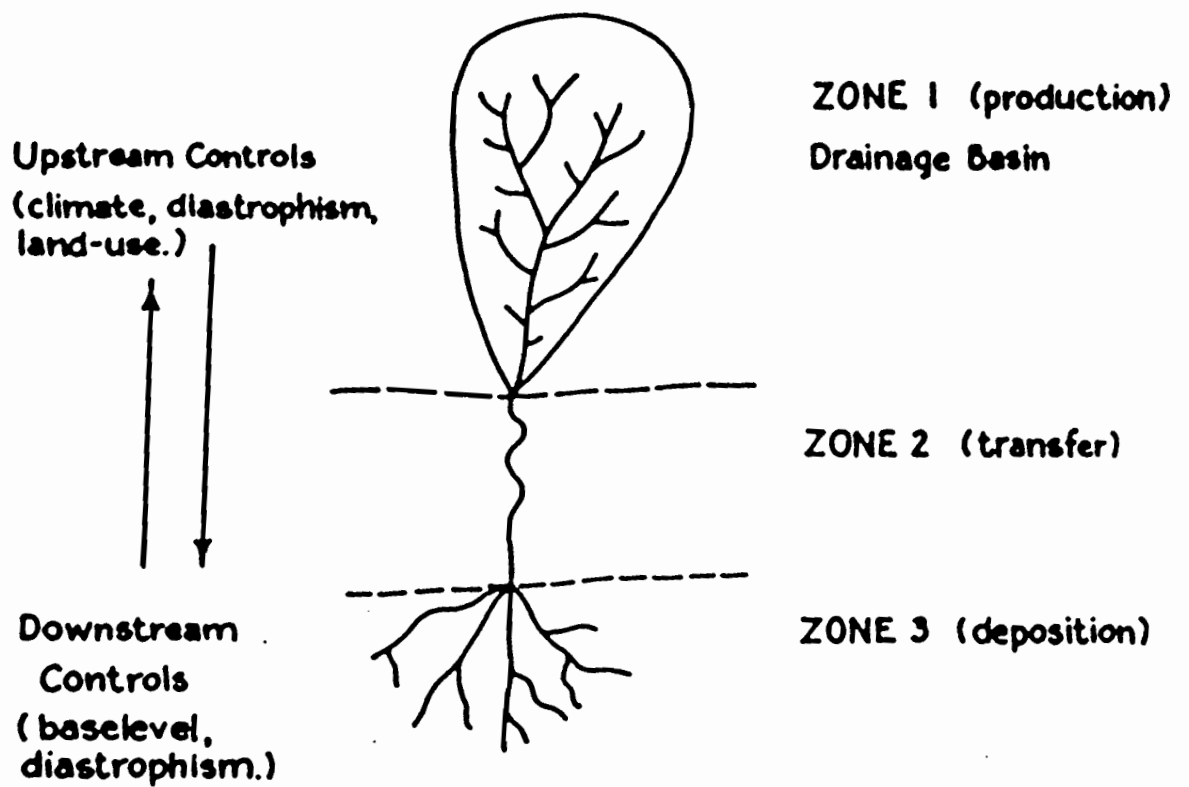


Figure 1 Idealized fluvial system.

(D'après Stanley A. Schumm, 1977)

sont dues à la poussée démographique : sur pâturage, mauvaises techniques agricoles, défrichement et mise en culture des terres hautes, création de routes et pistes, urbanisation, exploitations minières ...

Dans la plupart des régions habitées du monde, les phénomènes d'érosion et de sédimentation sont fortement influencés par l'Homme. En beaucoup de lieux, l'érosion due à l'Homme est prédominante alors que l'érosion géologique naturelle est seulement d'importance secondaire. Globalement, on ne connaît pas bien le rapport qu'il y a entre l'érosion géologique et l'érosion des sols due à l'Homme. Des scientifiques ont estimé que le taux actuel d'érosion représente deux fois et demie le taux existant avant que l'Homme n'ait commencé à modifier le paysage sur une grande échelle (FOCUS ON ENVIRONMENTAL GEOLOGY, 1976).

L'érosion, qu'elle soit naturelle ou accélérée, a des conséquences qui sont parfois redoutables et qui coûtent cher pour les aménagistes. Certaines terres agricoles sont devenues inutilisables ou nécessitent des investissements coûteux pour être maintenues à un seuil minimum de productivité ; des routes sont destabilisées par le creusement des ravins qui, d'ailleurs parfois, sont engendrés par l'eau de ruissellement de ces routes ; des barrages construits pour des durées de vie longues se trouvent colmatés en peu de temps ; des beaux paysages, autrefois verdoyants et pleins de vie, sont maintenant des déserts et la liste des dégâts causés par l'érosion n'est pas limitative.

L'importance et la valeur de ces méfaits varient d'une région à l'autre, selon les processus et les formes d'érosion mis en jeu.

I - LES DIFFERENTES FORMES DE L'EROSION HYDRIQUE

I.1. Dans les interfluves :

L'érosion dans les interfluves (tout ce qui est compris entre deux talwegs) est appelée érosion aréolaire.

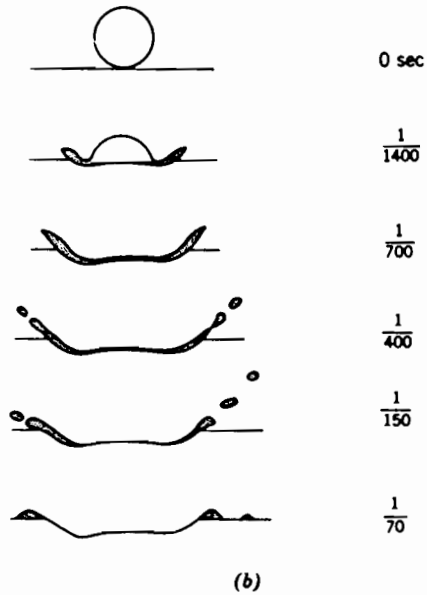
I.1.1. L'érosion en nappe : (SHEET EROSION)

L'érosion en nappe est régie par deux processus :

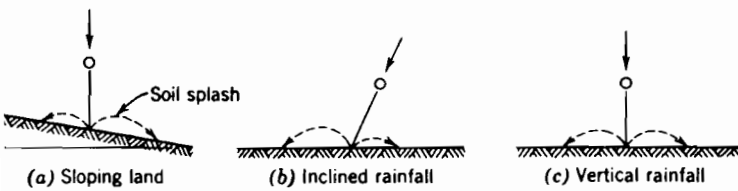
- Les gouttes de pluie qui atteignent la surface du sol sont dotées d'une certaine énergie cinétique, fonction essentielle de leur diamètre. Leur choc sur les agrégats du sol détachent et font jaillir des particules de terre. C'est l'effet "splash" (Figure 2). L'impact des gouttes de pluie fait rebondir de l'eau et projette les particules disloquées essentiellement du côté aval sur des terrains en pente. C'est là une phase préparatoire et essentielle pour le transport des sédiments par ruissellement. Il en résulte une destructuration du sol en surface qui dépend de l'intensité de pluie et de sa durée, qui entraîne la formation d'une pellicule de battance en surface, qui obstrue les pores d'infiltration. En fonction de l'intensité de pluie, de la capacité d'infiltration du sol, qui se trouve diminuée par la pellicule de battance et du microrelief de la surface, le ruissellement apparaît après satisfaction des abstractions initiales.

- Il se crée sur le sol une lame d'eau dont l'écoulement enlève les particules détachées et les transporte. La puissance du transport est fonction de l'épaisseur et de la vitesse du ruissellement. Le mélange d'eau et de terre s'écoule le long des pentes comme une nappe et le sol se trouve décapé par couches successives. Ce type d'érosion, difficile à déceler, reste la forme la plus répandue dans les champs cultivés. Sous

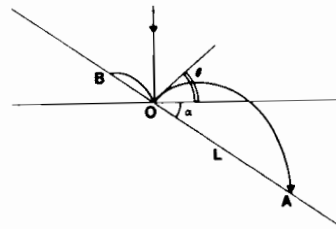
Figure 2



Raindrop characteristics when striking moist soil. (a) The drop bursts upward and outward. (Courtesy of ARS.) (b) Steps in drop crater formation. (After Mihara, 1952.)



Differential soil movement caused by raindrop splash. (From Kohnke and Bertrand, 1959.)



trajectoire suivie par 2 particules, à l'amont et à l'aval du point d'impact d'une goutte de pluie en O. Les deux trajectoires sont des fragments de paraboles recoupant le versant en A et B. L'angle d'éjection est figuré par θ . Un calcul simple permet d'évaluer les distances OA et OB en fonction de θ , α , angle de pente du versant et V_0 la vitesse de départ.


son effet, les racines des arbres et des plantes se déchaussent progressivement. Les éléments fins (matières organiques, humus, argiles, limons) et les éléments nutritifs sont déplacés de l'amont du versant vers l'aval et, le plus souvent, gagnent les fossés et les rivières. Sur un même versant, on peut observer des différences de couleur des horizons superficiels dues à la migration de ces éléments fins (horizons clairs en amont et sur les terrains en pente, et horizons sombres en aval et sur terrains plats).

I.1.2. L'érosion en griffes ou en rigoles : (Microchannel ou Rill erosion)

L'érosion en rigoles est un aspect de l'érosion linéaire. Elle se produit lorsqu'il y a des irrégularités à la surface du sol, souvent dues aux façons culturales. Les eaux se concentrent, coulent suivant les lignes de moindre résistance et le ruissellement acquiert une certaine énergie abrasive qui met en mouvement des particules facilement détachables. Il en résulte des dépressions relativement petites (dont l'importance dépend de l'énergie du ruissellement et de la nature du sol) qui constituent des griffes ou filets ou encore rigoles.

Ces rigoles disparaissent généralement après passage d'outils agricoles (herse ou cover crop).

I.1.3. L'érosion par ravinement (Gully erosion) :

L'érosion par ravines est une forme accentuée de l'érosion par rigoles. Au cours du temps, les eaux se concentrent dans les rigoles et les creusent de plus en plus en forme de V si le substratum est tendre ou en forme de  si le substratum est dur. Au fur et à mesure que les ravines descendent

en aval, leurs impluviums augmentent, le creusement aussi, et elles atteignent des dimensions considérables, on parle alors de ravins. Les ravins ne sont pas effaçables par les procédés agricoles simples, alors que les ravins ne le sont plus et ils sont traités par des seuils de toutes sortes (en béton, pierres, grillages, gabillons).

Cette forme d'érosion est à l'origine des "bad-lands", terme géomorphologique employé pour caractériser des zones érodées, montrant une dissection très accentuée du mésorelief et du microrelief (ravinement) et qui sont des sources de sédiments.

I.1.4. La solifluxion :

L'érosion par solifluxion comprend toutes les formes d'érosion dues aux mouvements de terrain liés à une perte de cohésion du sol et du substratum (zones marneuses). Les phénomènes de solifluxion commencent par une humectation progressive du sol ou du substratum rocheux, surtout lors des pluies fines et persistantes ou de grosses chutes de neige ou de fontes de neige. Suivant l'état du sol (solide, plastique ou liquide), on aura des phénomènes différents.

I.1.4.1. L'érosion rampante :

Cette forme de solifluxion se produit dans les terrains où il n'y a pas d'arbres pour maintenir le sol solidaire de ses horizons inférieurs et du substratum. Une fois la limite de plasticité atteinte, à la suite de l'élévation de la teneur en eau de l'horizon inférieur, le sol se déplace sous l'effet de sa gravité. J.M. MASSON (1971) parle de reptation du sol ou fluage du sol, alors que L. DESCROIX (1985) préfère le terme de solifluxion en terrassettes.

I.1.4.2. Les glissements de terrain :

Les glissements de terrain constituent une forme accentuée de l'érosion rampante puisqu'ils se produisent également sans dépassement de la limite de liquidité. E. ROSE (1984) parle d'une translation avec ou sans rotation sur un niveau peu perméable, entraînant la couverture végétale et commandée par la force de gravité.

I.1.4.3. Les coulées de boue :

Elles se produisent lorsque les matériaux (surtout meubles) ont atteint et dépassé la limite de liquidité ; alors, l'ensemble perd sa cohésion et s'écoule. Les coulées boueuses peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de mètres dans le fond des vallées.

I.2. Dans le réseau hydrographique : (ou érosion linéaire)

L'écoulement des eaux dans le réseau hydrographique est doté d'une certaine énergie qui est utilisée pour le transport de sédiments et pour le creusement. Tant que la charge en sédiments n'a pas atteint la valeur d'équilibre au-delà de laquelle l'écoulement ne peut plus mettre en mouvement de nouveaux matériaux, il y a une partie d'énergie qui est mise au service du creusement.

Donc, la mise en mouvement de nouveaux sédiments dépend de cette part d'énergie et aussi de la nature du lit du cours d'eau. Le creusement est plus facile dans des matériaux affouillables que dans des matériaux plus cohérents les uns des autres.

L'érosion dans le réseau hydrographique se manifeste par deux processus : le creusement du lit et l'affouillement des berges.

II - LES DIFFERENTS FACTEURS DE L'EROSION

II.1. Les activités humaines :

II.1.1. Introduction :

Diverses sortes d'activités humaines, pratiques agricoles, exploitations forestières, pâturages, constructions de routes et de bâtiments, etc ... tendent à modifier les phénomènes d'érosion, en accélérant souvent de façon considérable le rythme. Les phénomènes d'érosion dûs à l'Homme sont souvent désignés par le terme d'érosion accélérée ou d'érosion des sols.

Des études et des recherches ont été menées de par le monde pour mettre en évidence l'influence des activités humaines sur les processus d'érosion.

TRIMBLE (1974) donne l'exemple de la zone du Piedmont (U.S.A.). A l'époque où les européens s'installèrent au 18ème siècle, l'érosion géologique était faible et celle due à l'Homme pratiquement nulle. Après le défrichement et la mise en culture des terres hautes, durant la fin du 19ème siècle et le début du 20ème, des ravines se sont formées, les pentes ont été sévèrement érodées, le réseau de drainage et les mares se sont remplis de sédiments tandis que les basses terres fertiles se transformèrent en bas-fonds marécageux.

Au milieu du 20ème siècle, les mesures de conservation des sols ont eu pour résultat de réduire l'érosion des hautes terres. Du fait de la réduction des apports de sédiments, le réseau de drainage s'est approfondi. L'évolution est illustrée schématiquement par la Figure 3.

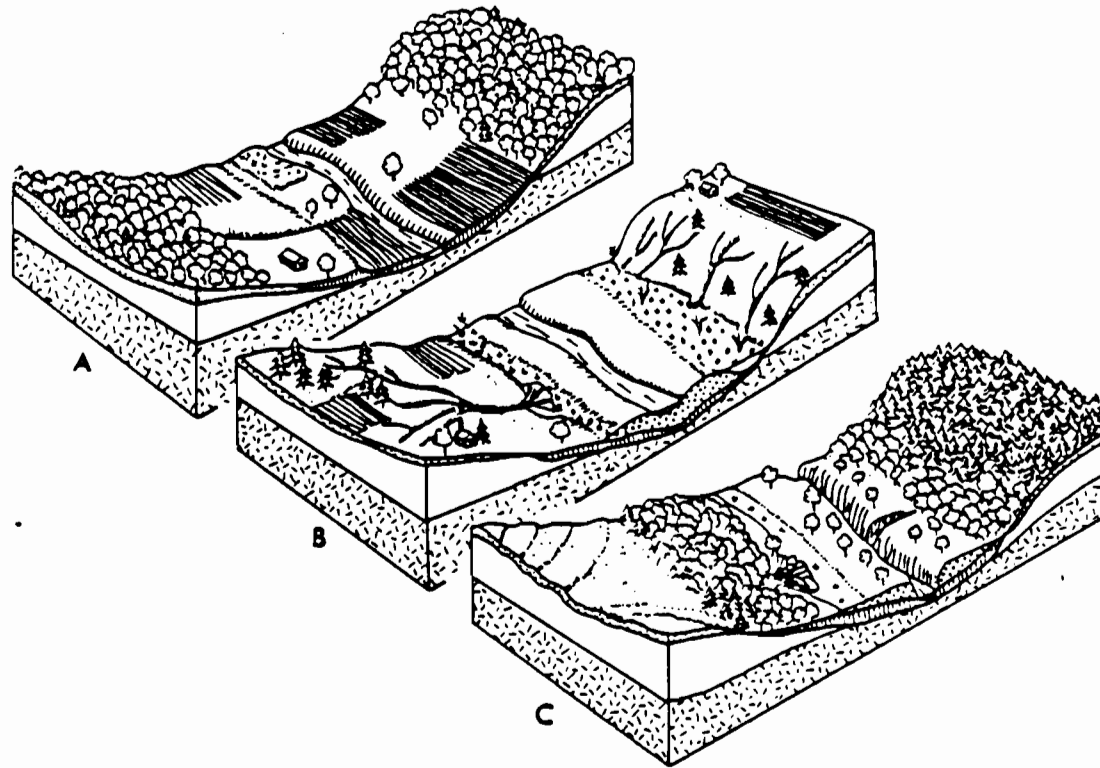


Fig.3

Evolution générale du paysage du Piedmont (1700-1970). A. A l'époque de l'établissement des Européens. Remarquez la forêt de noyers avec quelques pins épars. B. Après le défrichement et la mise en culture érosive des hautes terres. Remarquez les ravines, le remplissage de la vallée par des sédiments récents, les zones de bas-fonds marécageux. C. Après l'arrêt de l'érosion, les forêts ont repoussé, surtout des pins, les bas-fonds marécageux sont drainés, le lit du cours d'eau s'est approfondi, on peut voir les traitements anti-érosifs. D'après Trimble, 1974.

II.1.2. Environnement rural :

II.1.2.1. Les techniques culturales :

On s'accorde toujours à reconnaître que l'aménagement des terres conditionne l'érodibilité plus que toute autre activité. L'utilisation des sols en général et la gestion des cultures en particulier, ont toutes deux une grande importance pour l'évolution des processus d'érosion.

Le manque de végétation favorise l'érosion par l'eau ou le vent. Un couvert d'arbres, de buissons, de prairie ou d'autres végétations, empêche l'effet de battance de la pluie, réduit l'érosion d'impact, accroît l'infiltration et diminue le ruissellement. C'est pour cela que le défrichement de la végétation naturelle et la mise en culture des terres accroissent inévitablement le risque d'érosion des sols par l'eau ou le vent, ou les deux.

Par comparaison avec les conditions naturelles, la plupart des modes de culture entraînent une réduction importante de la couverture végétale, au moins durant une partie de l'année, accompagnée d'une perte de litière et d'humus. La teneur naturelle en humus dépend des facteurs climatiques : température et humidité. Les cultures ont tendance à le réduire et l'érodibilité s'accroît.

Les cultures ont aussi d'autres effets sur les sols et la surface des terres, à savoir des modifications physiques des sols : destruction des agrégats, imperméabilisation de la surface par les particules de limon et d'argile, compactage du sol et formation de nouvelles rigoles de drainage pour le ruissellement. Conjugués avec la réduction de la végétation protectrice, tous ces effets contribueront à réduire la capacité d'infiltration, à accroître le ruissellement et à concentrer l'écoulement dans le temps et l'espace. Il en résulte un accroissement

de l'érosion pluviale, de l'érosion en nappes, de l'érosion en rigoles et ravines, qu'accompagne, dans certaines régions, l'érosion éolienne.

L'érodibilité des terres agricoles dépend de la nature des plantes cultivées et du mode de culture. La densité de la végétation et son état de développement ont de l'importance. Maïs, tabac et coton laissent souvent une grande partie du sol nu et exposé à l'érosion. La surexploitation aboutit généralement à l'érosion des sols et à la perte de productivité. Elle correspond en général aux activités suivantes : surpâturages, cultures trop intensives, ramassages excessifs de bois de feu et fabrication intensive de charbon de bois, brûlis excessifs sur les prairies, les bois et les forêts.

II.1.2.2. Exploitations forestières et défrichements :

Grâce à la protection de la voûte forestière et à la couverture du sol par la litière et la végétation, les forêts et les terrains boisés se caractérisent généralement par un faible taux de ruissellement, une infiltration élevée et une érosion des sols négligeable. Cependant, lorsqu'on supprime le couvert forestier, les conditions hydrologiques sont modifiées et le risque d'érosion des sols et de mouvements de masse atteint un niveau critique.

D'après MEGAHAN (1975), le taux d'érosion dans un bassin de l'Idaho (E.U.), soumis à des exploitations forestières, atteint plus de 150 fois le taux d'érosion naturel. La majeure partie des sédiments produits venaient des routes et travaux routiers destinés à faciliter l'exploitation forestière.

Dans certaines régions, le défrichement se fait par le feu. La quantité d'humus et de litière est considérablement

réduite, ce qui peut avoir de sérieux effets négatifs sur la structure du sol, la perméabilité, l'humidité du sol et sa résistance à l'érosion. Il s'ensuit que l'utilisation du feu entraîne très souvent un risque d'érosion grandement accélérée.

II.1.2.3. L'élevage :

L'effet des pâturages sur les paramètres hydrologiques et sur l'érosion des sols dépend du climat et de l'intensité de leur exploitation.

La mauvaise gestion des pâturages est particulièrement grave dans les régions semi-arides où le surpâturage peut modifier considérablement le ruissellement et peut provoquer une érosion accrue.

L'excès de broutage et de piétinement d'une étendue par le bétail détruit le couvert végétal et la structure superficielle du sol. On a observé que la destruction du sol et de la végétation est souvent un phénomène irréversible qui a transformé de vastes régions en surfaces stériles de roches nues, d'étendues gravillonnaires ou de sable mobile.

L'érosion en ravines est l'une des formes les plus spectaculaires de l'érosion anthropique. Dans certaines zones, les ravines atteignent des formes et des proportions dominantes. Il ne faut cependant pas exagérer l'importance des dommages qu'elles causent, car elles se manifestent souvent dans des régions où l'agriculture a peu d'importance. Leur effet principal dans les bassins versants est souvent l'abondance des sédiments fournis en tête de bassin au réseau de drainage.

II.1.3. Environnement urbain et industriel :

II.1.3.1. Les mines :

Les exploitations minières sont souvent à l'origine d'un accroissement important de l'activité des phénomènes d'érosion et de sédimentation, en particulier l'exploitation à ciel ouvert de toutes sortes de minerais.

De même l'extraction de sable et de graviers dans les carrières à ciel ouvert et le dragage des matériaux du lit des cours d'eau et des berges ou du fond des lacs conduisent à des problèmes similaires.

Les talus de déblais, élevés au cours des opérations de décapage, ont souvent des flancs très pentus et sont faits de matériaux faciles à éroder avec seulement une faible couverture végétale ou pas de végétation du tout. De fortes pluies peuvent provoquer une érosion désastreuse et de sérieux problèmes de sédimentation.

Les recherches entreprises dans le Kentucky (E.U.) ont montré que la production des sédiments des régions de mines à ciel ouvert peut atteindre 1000 fois celle de la forêt naturelle. Sur quatre ans, l'érosion annuelle moyenne de talus de déblais dans le Kentucky a été de 9.500 tonnes par kilomètre carré, alors qu'on l'estimait égale seulement à 8,8 tonnes par kilomètre carré sans forêt (FOCUS ON ENVIRONMENTAL GEOLOGY, 1976).

II.1.3.2. Construction de routes et de bâtiments :

Les zones sans aucune couverture végétale courent toujours un plus grand risque de forte érosion que les autres.

Ceci est particulièrement vrai pour les régions qui ont été travaillées et remodelées et où on a troublé l'équilibre sédimentologique naturel : c'est pourquoi, on peut s'attendre à une érosion extrêmement intense sur les talus et fossés de route et sur les sites de constructions de façon générale. Habituellement, la production de sédiments atteint son maximum pendant les premières étapes de la période de construction.

Du fait que souvent on crée des talus artificiels en remodelant le terrain au cours des travaux, la stabilité des nouvelles pentes et des masses de terre déplacées peut être faible ou critique. Non seulement, il se produira une érosion de surface due à l'impact de la pluie et au ruissellement, mais aussi différents types de mouvements de masse tels que glissements, loupes de glissement, déplacements de matériaux de rebut, éboulements et décrochements, etc ... Ces phénomènes peuvent contribuer de façon significative aux quantités de sédiments apportées au réseau de drainage du voisinage. C'est ainsi que les travaux de construction peuvent modifier et conditionner le développement futur des phénomènes de sédimentation dans les bassins fluviaux.

II.1.3.3. Urbanisation :

Les zones urbanisées ont souvent une érosion spécifique supérieure à celle des régions rurales. On a signalé des taux d'érosion de 20.000 à 40.000 fois supérieurs à ceux des régions naturelles ou non perturbées (BERKER et MULHERN, 1975).

Les plus grandes quantités de sédiments sont produites durant les phases de construction, surtout quand la végétation et le sol de couverture sont provisoirement enlevés.

WOLMAN (1967) donne un exemple de modifications des caractéristiques de l'érosion, décrivant la variation de la

production de sédiments au cours de périodes correspondant à différents types d'utilisation des terres et d'urbanisation d'une région proche de Washington D.C. (Figure 4).

GUY (1965) donne un autre exemple de changement de concentration des sédiments dans un cours d'eau drainant une région soumise à une évolution depuis l'état naturel jusqu'à un nouvel état stable, en passant par une phase de construction (Figure 5).

II.2. Le couvert végétal :

Les facteurs intrinsèques au sol (pente, pédologie, infiltration ...) et les facteurs climatiques affectent directement le ruissellement mais restent insuffisants pour analyser l'érosion du sol. Cependant, la réduction de l'érosion est surtout due à la couverture végétale qui est d'autant plus efficace qu'elle absorbe l'énergie cinétique des pluies, qu'elle recouvre une forte proportion du sol durant les périodes les plus agressives de l'année, qu'elle ralentit l'écoulement du ruissellement et qu'elle maintient une bonne porosité du sol.

Les travaux de E. ROOSE (1975) en Afrique de l'Ouest ont montré que les pertes en terre sont multipliées par 100 à 1000 et le ruissellement par 20 à 50 lorsqu'on passe d'une forêt intacte à un sol totalement dénudé.

D'après MINGTHE CHANG et al. (1982), le ruissellement est multiplié par 15 et la perte en sol par 340, en passant d'une forêt intacte à un sol cultivé à Nacogdoches (E.U.).

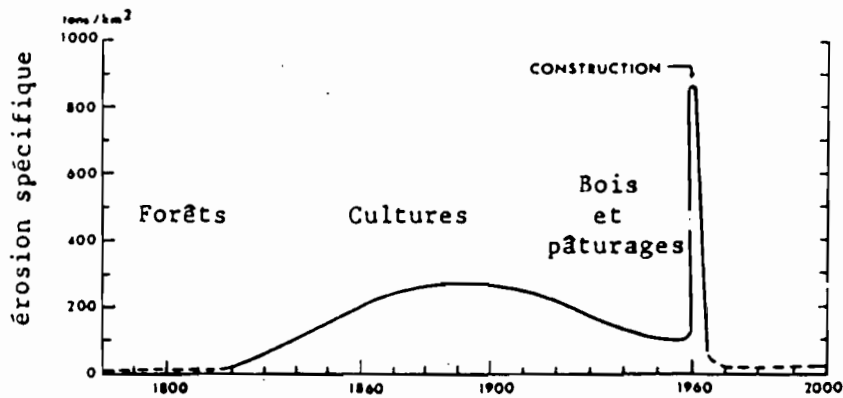


Fig. 4.

Chronologie du changement d'utilisation des terres et de l'érosion spécifique associée; commençant avant l'extension de la mise en culture, se poursuivant pendant une phase d'urbanisation et finalement parvenant à l'urbanisation totale. Fondée sur l'expérience d'une région du Middle Atlantic des Etats-Unis (d'après Wolman, 1967).

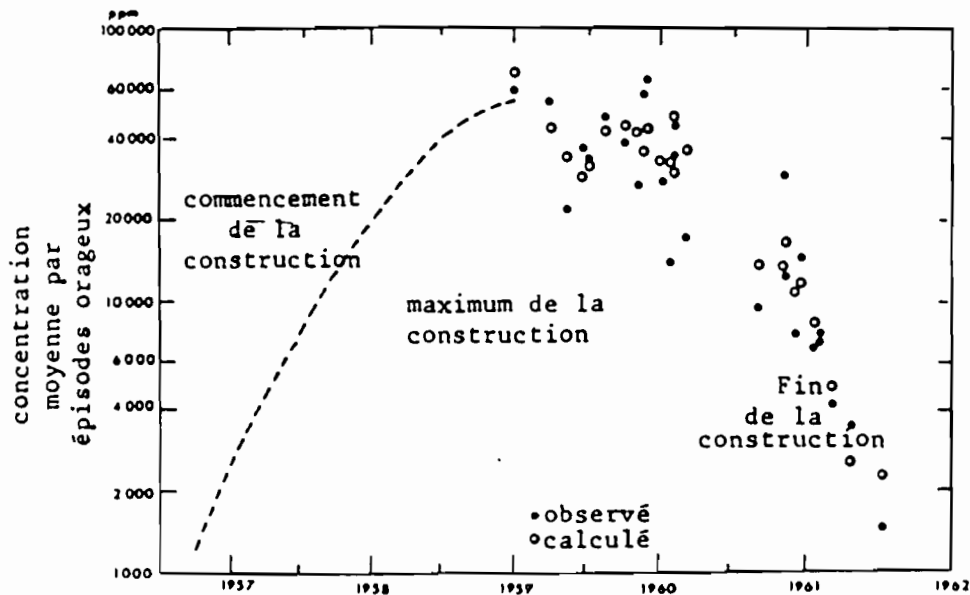


Fig. 5.

Concentration moyenne en sédiments des écoulements d'orages dans une zone de construction résidentielle à Kensington, Maryland, E.U., 1957-1962 (d'après Guy, 1965).

D'après RAPP-BERRY-TEMPLE (1973), la perte de sol par érosion en tonnes par hectare, passe de 0 tonne sous des bousquets non pâturés à 149 tonnes sur une jachère nue (Figure 6).

Le couvert végétal peut être classé en trois types généraux : végétation arbustive des zones désertiques, prairies et forêts.

La Figure 7 montre les relations entre ces types de végétation , la hauteur de pluie et le taux d'érosion.

Quelles que soient la pente, les techniques culturales et l'agressivité des précipitations, un couvert végétal complet et au sol, assure une bonne conservation de l'eau et du sol. Son influence prime celle de tous les autres facteurs. C'est donc aux méthodes biologiques favorisant ce couvert qu'il faut s'adresser en priorité pour assurer l'économie de l'eau et la conservation du sol avant de penser aux aménagements anti-érosifs classiques (terrasses, banquettes ...) lesquels sont généralement peu rentables, difficiles à entretenir et, parfois même, d'efficacité douteuse (SCET - Tunisie, 1980).

II.3. Les facteurs climatiques :

Les facteurs climatiques les plus actifs sur l'érosion hydrique restent les précipitations et, à un degré moindre, les températures et l'humidité.

L'influence du climat sur l'érosion est difficile à évaluer à cause des variations des paramètres climatiques, aussi bien que celles des autres caractéristiques des bassins versants. La relation établie par LANGBEIN et SCHUMM (1958) entre hauteur de pluie efficace et érosion spécifique, en utilisant les résultats d'environ 100 stations de mesures des Etats-Unis, est un instrument utile pour évaluer l'érosion des sols (Figure 7).

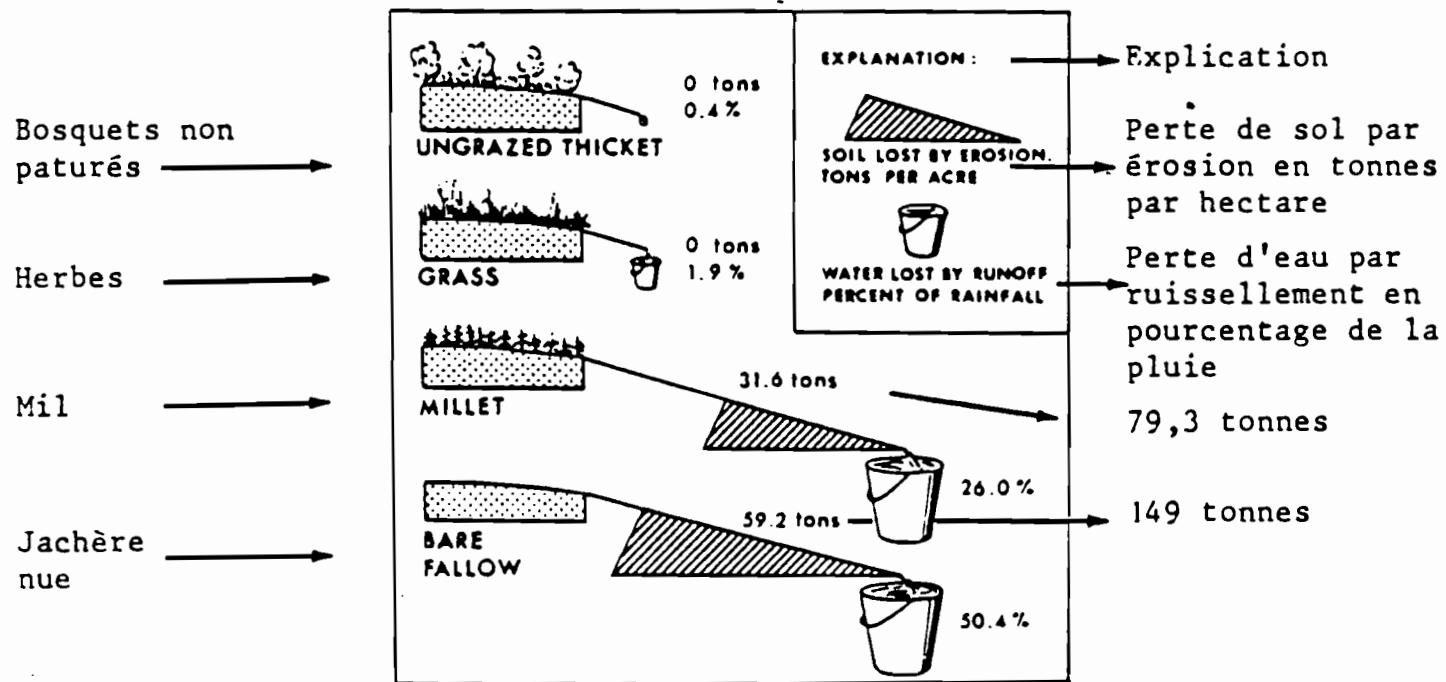


Fig.6 . Résultats des essais d'érosion des sols sur un terrain portant différentes couvertures végétales à MPWAPWA, Tanzanie. Moyenne annuelle de deux années de mesures sur des parcelles d'érosion de 50 m², d'un sol rouge sablo-argileux sur pédiment de 3,50 de pente, une couverture herbeuse protège efficacement des pertes de sol et du ruissellement. Résultats de STAPLES, 1938 (d'après RAPP-BERRY-TEMPLE, 1973).

Figure 7

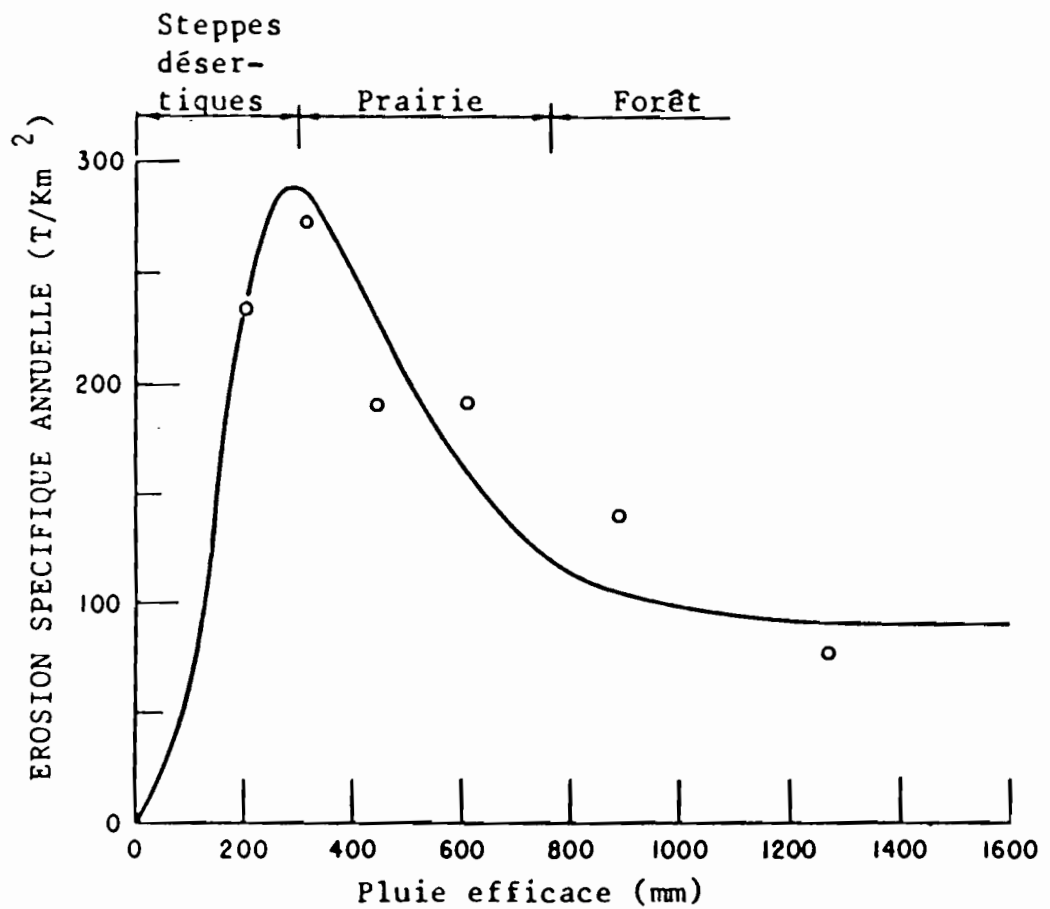


Diagramme schématique montrant la variation de l'érosion spécifique en fonction du climat. Données provenant de 100 stations réparties à travers les Etats-Unis (d'après Langbein et Schumm, 1958).

II.3.1. Les précipitations :

Comme il va être détaillé ultérieurement, notons uniquement que parmi les facteurs naturels, les précipitations, sous forme de pluie, restent la cause principale de l'érosion hydrique (d'où le terme érosion pluviale). La pluie intervient dans la destruction des agrégats (par la vitesse de chute des gouttes de pluie), dans l'enlèvement et le transport des matériaux détachés (par le ruissellement qui est lui-même abrasif). Il s'en suit par conséquent que l'intensité de la pluie est un facteur clé pour déterminer la quantité de sédiments arrachés au sol. Une fois les particules détachées, la quantité de pluie qui ruisselle détermine le mouvement de sédiments des interfluves vers le réseau de drainage.

II.3.2. La température et l'humidité :

L'action de ces deux facteurs intervient par les alternances de gel - dégel et d'humectation - dessiccation. Ces mécanismes importants dans la désagrégation des roches sont surtout liés aux variations thermiques diurnes. De même, une roche saturée d'eau qui absorbe de la chaleur se dilate facilement.

Cette action entre dans le cadre de la formation des sols par les processus d'altération des roches. L'altération peut être qualifiée de mécanique, c'est la désintégration de la roche par l'eau, la glace, le vent, ou de chimique, c'est la décomposition de la roche par l'eau par une action chimique.

L'action de la température s'observe aussi, par ses valeurs extrêmes (minima et maxima), sur le développement de la végétation et, par conséquent, sur le taux d'érosion et de ruissellement.

En définitive, le type de climat conditionne la classe des sols, les espèces végétales et leur vitesse de croissance, les précipitations et, par conséquent, la réaction des sols aux évènements pluvieux.

II.4. Les facteurs géologiques et pédologiques :

Ce sont les facteurs géologiques relatifs aux roches de surface qui sont importants en matière d'érosion. Si les roches sont exposées à la pluie, au vent et aux forces de gravité, il peut y avoir désagrégation. Les roches les plus résistantes et les formations cohérentes produisent peu de sédiments. Les dépôts alluviaux peuvent être considérés comme très érodibles.

L'érodibilité est définie comme étant la résistance d'un sol à l'arrachement et au transport des particules qui le composent. Elle dépend étroitement de la capacité d'infiltration, de la stabilité structurale, de la texture (essentiellement argile et limon), de la teneur en matière organique, et de la présence de certains éléments chimiques. Trois propriétés essentielles des sols sont utilisées par tous les chercheurs pour déterminer l'érodibilité :

- la teneur en limon et en argile, surtout en argile,
- la matière organique qui assure la cohésion du sol,
- les caractéristiques minéralogiques et chimiques des sols qui ont un rapport avec la cohésion du sol

Les travaux d'AVENARD (1965) et HUESH (1970) dans le Préf Rif Marocain ont permis le classement des roches suivant la susceptibilité à l'érosion, estimée par un indice qui chiffre la plus ou moins grande résistance d'un terrain, sa plus ou moins aptitude à fournir un débit solide aux rivières après

une érosion pluviale. L'ordre établi est le suivant :

- marne : forte susceptibilité à l'érosion qui agit par décapage, par ravinement et par solifluxion ;
- marne armée : susceptibilité moyenne à l'érosion qui agit par décapage ;
- roches cohérentes (schistes, calcaires, dolomies) et épandages alluviaux quaternaires : faible susceptibilité à l'érosion.

En se basant, d'une part sur le planimétrage de la carte lithologique et, d'autre part, pour chiffrer l'érodibilité, sur les données tirées de la littérature, en particulier DUMAS (1965) et ANDERSON (1962), HEUSCH a dressé le tableau suivant :

ROCHES	Superficie en %	Erodibilité K
Roches dures (calcaires, grès, conglomérats)	1,8	0,05
Epandages sablo-caillouteux	6,1	0,1
Schistes acides	1,3	0,2
Marnes sableuses	2,6	0,3
Alluvions limoneuses	8,3	0,35
Marnes armées	13,1	0,4
Marnes peu armées	15,8	0,5
Marnes et argiles	51,0	0,6

On constate dans les deux classifications que les marnes apparaissent comme étant les roches les plus sensibles à l'érosion.

II.5. Les facteurs physiographiques :

Les caractéristiques physiographiques du bassin versant, qui peuvent avoir une influence plus ou moins importante sur le taux d'érosion, sont essentiellement la pente du versant, la longueur de pente, le relief, l'orientation et la taille du bassin versant.

II.5.1. La pente du versant :

La pente est l'un des facteurs importants de l'érosion des sols. Son influence sur l'érosion est plus accrue que sur le ruissellement, surtout lorsque le sol n'est pas totalement couvert. Pour des sols portant les mêmes cultures, le ruissellement augmente avec la pente.

ROOSE et LACOEILHE (1976) ont constaté que le ruissellement peut diminuer quand la pente augmente sur des sols nus. LAL (1975) constate lui, que sur des parcelles nues le ruissellement ne change pas pour une gamme de pentes variant de 1 à 15 %, contrairement au transport solide qui augmente considérablement (Ibadan au NIGERIA).

ROOSE (1973) a essayé d'expliquer ce fait : dans le cas des sols sablonneux et sur faible pente, le ruissellement a tendance à s'organiser en filets liquides sans avoir l'énergie suffisante pour creuser de vraies rigoles. Il dépose ses éléments transportés par suspension et bouche les pores d'infiltration. Par contre, pour des pentes fortes, dépassant 15 %,

Le ruissellement, doté de plus d'énergie, continue à transporter les sédiments et cisèle la surface du sol et augmente ainsi le nombre de pores débouchant à surface participant à l'infiltration.

Les fortes pentes avec un écoulement rapide sont en général à l'origine d'une érosion excessive dont l'importance dépend de la géologie, des sols et de la protection de la couverture végétale. Sur les pentes raides, le phénomène de transport par splash devient important, ce qui entraîne une augmentation des pertes en terres. La Figure 8 montre bien l'augmentation de l'érosion spécifique (m^3/km^2) avec l'indice de pente moyenne (dénivelée/longueur du talweg principal). Certains auteurs ont établi des relations empiriques entre la pente (I) et les pertes en sol (E) :

T.H. NEAL : $E = f(I^n)$

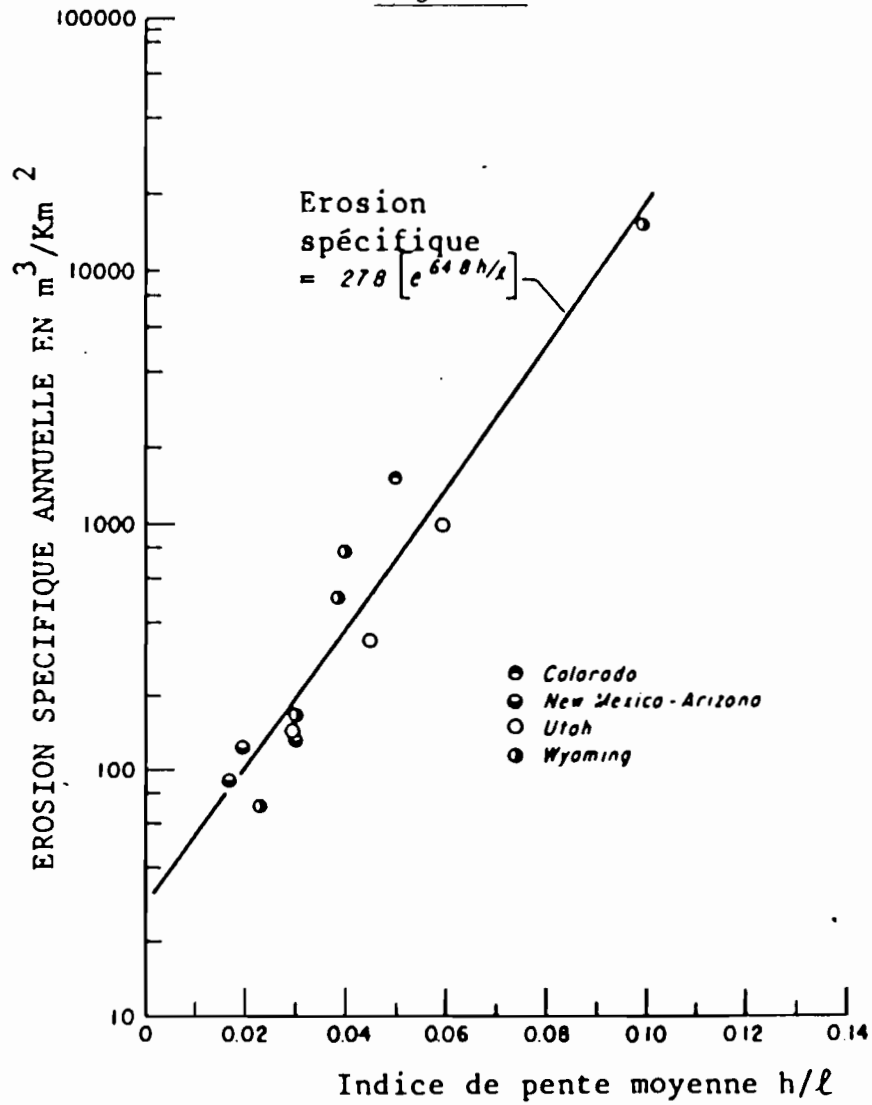
W.H. WISCHMEYER
D.D. SMITH : $E = f\left(\frac{0,43 + 0,30.I + 0,043.I^2}{6,613}\right)$

II.5.2. Longueur de pente :

Théoriquement, plus la pente est longue, plus le ruissellement se concentre, prend de l'énergie ; alors, l'érosion s'intensifie, car à l'érosion en nappes (énergie des gouttes) s'ajoute l'érosion en ravines (énergie de ruissellement cumulée).

Mais des expériences pratiquées montrent que le ruissellement et l'érosion en nappes ne croissent pas forcément, en raison des forces de frottement à la surface du sol, des

Figure 8



Exemple de relation entre l'indice de pente moyenne et l'érosion spécifique. Données provenant de 59 bassins versants (Schumm et Hadley, 1961).

variations de pente et de propriétés du sol, tout au long des versants. L'influence de la longueur de pente sur le taux d'érosion n'est ni très prononcée, ni même constante. Elle varie en particulier avec la végétation qui recouvre le versant (ROOSE, 1984, Afrique de l'Ouest).

LAL (1982) constate que la quantité d'eau ruisselée par unité de surface est plus affectée par l'intensité de la pluie et les caractéristiques du sol que par la longueur de pente. Le moindre ruissellement par unité de surface, à partir de longues pentes, est attribué à la longueur du temps de concentration et à la croissance de la surface de détention en comparaison avec les pentes courtes. Le ruissellement moyen décroît avec la longueur de pente, à partir de 20 m. Par contre, l'érosion augmente jusqu'à 20 m et diminue après. Ceci peut être dû à l'irrégularité de sédimentation sur la pente.

L'influence de la longueur de pente reste, cependant, mal corrélée avec l'intensité de ruissellement (WISCHMEYER, 1966 ; ROOSE, 1982).

VALENTIN (1982) observe une diminution nette du ruissellement entre 1,2 et 10 m de longueur de pente. En effet, en simulant des pluies de 60, 90 et 120 mm h⁻¹ sur des parcelles défrichées, de 6 % de pente, il trouve les résultats suivants :

Longueur de pente	1	2	5	10
Coefficient de ruissellement en pourcentage	27	29	23	20

Par contre, WISCHMEYER et SMITH ont établi une relation entre la longueur du versant et les pertes en terres :

$$E = f \left[\left(L / 22,13 \right)^a \right]$$

L = longueur de pente en (m)

a = 0,5 pour $I \leq 10 \%$

0,6 pour $I > 10 \%$

E = perte en sol ($t. km^{-2}$)

Le tableau ci-dessous donne les résultats expérimentaux des pertes en sol qu'ils ont trouvé en variant la longueur des segments :

Longueur de segment (m)	Perte relative en sol par unité de surface ($t. km^{-2}$)
0 - 23	0,91
23 - 46	1,65
46 - 69	2,13
69 - 92	2,52
Moyenne pour 0 - 92	1,80

(Source : Cours F.P.F.L., J.P. VIANI, 1982)

Quant à KOZMANKO (U.R.S.S.), il a trouvé une relation entre la longueur de pente et les pertes en sol, pour une pente de 5 % et un sol sablo-limoneux (Figure 9).

La rupture brusque de la courbe peut s'expliquer par le passage d'une érosion en nappes à une érosion en rigoles (augmentation de la concentration du ruissellement).

- Kozmanko (URSS)

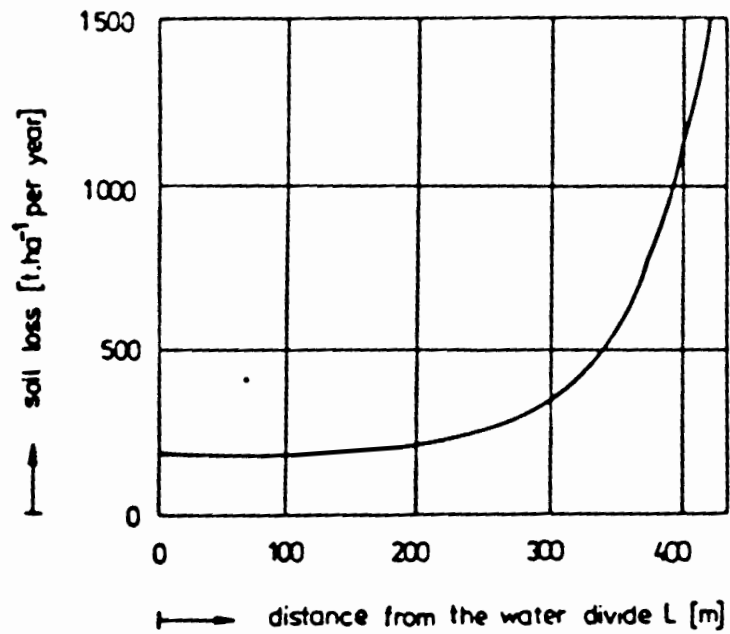


Figure 9

Relation entre longueur de pente et pertes en sol
(pente = 5 %, sol = sable limoneux)

Par contre, SPIRIDONOU et MAKAYEU (U.R.S.S.) notent plutôt une diminution des pertes en sol avec l'augmentation de la longueur de pente. Ceci s'explique par une augmentation de la hauteur d'eau avec la longueur de pente, la lame d'eau ruisselante joue un rôle protecteur du sol contre l'effet splash des gouttes de pluie et l'érosion continue toujours à être en nappes (Extrait de J.P.VIANI, 1982).

II.5.3. Le relief :

Les pentes convexes ayant une forte déclivité vers le bas voient leurs horizons de surface très menacés en raison de l'augmentation de la vitesse de ruissellement.

Les pentes concaves (aplaties dans leur partie basse) sont souvent le lieu de déposition de sédiments et deviennent ainsi d'excellentes terres cultivables. Il faut noter que lors des pluies très violentes, l'eau peut se concentrer dans les pentes concaves et commencer une action de ravinement.

Le relief d'un interfluve, communément défini par le gradient de pente, c'est-à-dire la dénivelée entre le point haut et le point bas, divisée par la distance en ligne droite entre ces deux points, a été utilisé par SCHUMM et HADLEY (1961), cherchant une relation entre ce facteur et l'érosion spécifique comme indiqué par la Figure 8. Cette relation a été établie à partir des mesures faites sur 59 bassins versants des Montagnes Rocheuses aux Etats-Unis (Zone semi-aride).

II.5.4. L'exposition :

L'orientation d'un bassin versant influence l'érosion. Dans l'hémisphère Nord, les pentes exposées au Sud

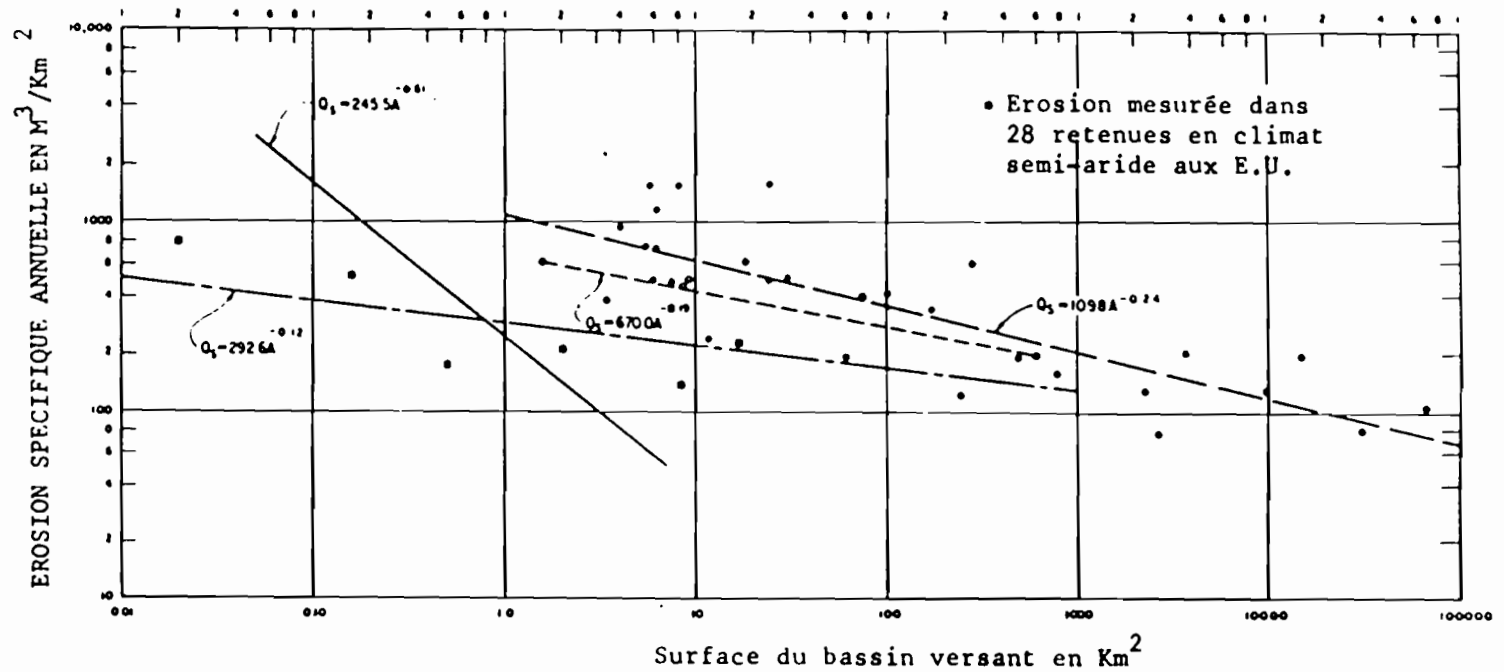
s'érodent plus rapidement que celles exposées au Nord. Ceci s'explique en grande partie par les différences de végétation. Cela est dû à de plus grandes variations de la température, de l'eau et du sol sur les pentes exposées au Sud avec des alternances plus fréquentes de gel et de dégel. Sur les versants exposés au Sud, la décomposition de la matière organique est plus rapide, le temps d'humectation du sol après les pluies est réduit, ce qui affecte la consistance des sols et par conséquent aggrave le risque d'érosion.

II.5.5. La taille du bassin versant :

La taille des bassins est le facteur topographique le plus communément utilisé pour estimer quantitativement l'érosion spécifique, qui est le rapport entre la quantité de sédiments transportée à l'exutoire et la surface du bassin. On utilise les résultats obtenus à des stations de mesure de débit solide, ou à partir des relevés des capacités de stockage des barrages-réservoirs, pour rechercher des relations entre l'érosion spécifique et la taille des bassins. Ces relations sont du type $Q_s = \beta \cdot A^{-\alpha}$. La Figure 10 montre de telles relations établies pour diverses régions arides ou semi-arides.

Pour les petits bassins versants, les points sont dispersés, ce qui indique l'influence des variations des autres facteurs. Les différentes équations montrent l'existence d'une corrélation négative entre l'érosion spécifique et la superficie des bassins versants. Cela peut s'expliquer par le fait que sur des surfaces plus grandes, on a moins de pentes d'un seul tenant, un pourcentage plus faible de la surface est occupé par des formations plus facilement érodibles, et plus de facilités pour que les sédiments arrachés aux fortes pentes se déposent dans les plaines d'inondation situées à l'aval. Ce

EROSION SPECIFIQUE



— Pas de points de mesure indiqués sur le graphique. $Q_s = 245.5A^{-0.61}$
 Erosion des sols et sédimentation dans 73 bassins versants dans l'est du Wyoming*

— Points de mesure • -28 $Q_s = 1098A^{-0.24}$ - $1098A^{-0.24}$
 Erosions spécifiques provenant de relevés de retenues en climat semi-aride des Etats-Unis.** $Q_s = \frac{m^3}{km^2 \text{ Year}}$
 $A = km^2$

--- Points de mesure o -5 $Q_s = 670.0A^{-0.22}$
 5 bassins versants en Tanzanie P313 "Studies of Soil Erosion and Sedimentation en Tanzanie" Edité par Rapp, Berry et Temple.

— Points de mesure ■ -6 $Q_s = 292.6A^{-0.12}$
 Erosion spécifique annuelle moyenne dans le Sud-Est de l'Arizona. PG41 Erosion : Research Techniques Erodability and Sediment Delivery. Edité par Terrance J Toy.

* P313 "Studies of Soil Erosion and Sedimentation in Tanzania".

**Minute EL-Pemberton, 24.8.1977.

Figure 10

Erosion spécifique en fonction de la superficie des bassins versants. (Bureau of Reclamation, USA).

qui veut dire que le ratio de production de sédiments, qui est le rapport entre la production en sédiment et la quantité transportée à l'exutoire, est plus faible pour les grands bassins que pour les petits.

III - CAUSES DE L'ÉROSION HYDRIQUE

III.1. La pluie :

La pluie reste, parmi les facteurs naturels, la cause principale de l'érosion hydrique. En climat méditerranéen, les pluies sont caractérisées par une irrégularité intra et inter-annuelle. Elles succèdent à plusieurs mois de sécheresse. Elles sont soudaines, violentes, torrentielles et tombent sur des terres mal protégées, parfois même, dépourvues de végétation. Ces chutes d'eau sont caractérisées par leur irrégularité et peuvent atteindre des intensités de pointe allant jusqu'à 1 à 3 mm par minute (10 à $30 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$) (GRECO, 1966).

III.1.1. La hauteur de pluie :

Les travaux de HUDSON (1953/58) montrent qu'il y a une mauvaise corrélation entre la hauteur de pluie annuelle et l'érosion globale (Tableau 1).

De même, les travaux de E. ROOSE (ORSTOM, 1976) à Adiopodoumé en Côte d'Ivoire, pour une même classe de pluies sur une parcelle P_1 maintenue dénudée par desherbage, et une parcelle P_2 (forêt secondaire), ne donnent aucune relation entre la pluie individuelle, le ruissellement et les pertes en terres (Tableau 2).

III.1.2. Intensité :

L'intensité de la pluie semble être la cause principale de l'érosion. Plus l'intensité est grande, plus l'effet de splash lié aux gouttes de pluie et l'effet de battance du sol sont prononcés ; ils se manifestent par une désagrégation

Tableau 1

Pluviosités, ruissellements et érosions enregistrés pendant 5 ans sous culture de maïs et « napier » en pente de 3 %, 4,5 %, 6 % : valeurs moyennes pour 6 parcelles (Henderson Research Institute, Mazoe, Rhodésie du Sud)

Saison des pluies	P (mm)	Erosion (t/ha)	Ruissellement	
			(mm)	(%)
1953/1954	917,2	5,12	91,18	9,94
1954/1955	1 129,8	1,23	56,86	5,03
1955/1956	907,8	3,44	49,53	5,46
1956/1957	962,2	5,72	71,37	7,42
1957/1958	696,5	3,36	51,56	7,41

Tableau 2

Pertes de terre et ruissellements enregistrés pour une même classe de pluies en 1956 à Adiopodoumé, Centre ORSTOM (Côte d'Ivoire)

Date	P mm	P ₁		P ₂	
		E	R	E	R
		kg/ha	%	kg/ha	%
12/06	33	940	35,8	14	2,2
23/06	32,1	4 189	44,2	33	1,6
3/07	33,6	927	38,1	19	3,8
5/07	33,1	437	7,9	6	1,7
23/10	35,9	332	9,3	2	0
6/12	32,8	3 694	40,3	22	0

P₁ : parcelle maintenue dénudée par désherbage
P₂ : forêt secondaire.

(Extraits de J. P. UIANI, 1982)

du sol, une libération des particules et une diminution de la capacité d'infiltration et donc une augmentation du ruissellement. Le transport de ces particules est assuré par le ruissellement qui se produit dès que la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité de pluie.

Le pouvoir érosif de la pluie (érosivité) est fonction de ses caractéristiques physiques (diamètres des gouttes et leur vitesse d'impact sur le sol). Ce pouvoir est énormément réduit par la présence du couvert végétal, surtout au sol (Voir Tableau 3).

La présence d'une "gaze" supprime en grande partie le battage du sol, réduit le ruissellement de 8 à 40 fois, maintient la perméabilité originelle et parallèlement l'érosion est très faible.

III.1.3. Energie cinétique :

L'énergie cinétique des pluies est le facteur physique duquel dépend leur agressivité. Elle dépend de la distribution des diamètres des gouttes de pluie et de leur vitesse d'impact ; cette dernière dépend de la hauteur de chute dans le cas des pluies simulées.

Théoriquement, elle est exprimée par la relation :

$$E_c = \frac{1}{2} M V^2$$

E_c = énergie cinétique,

M = Masse,

V = Vitesse.

Tableau 3

Année	P (mm)	Mesures	Terre nue	Terre nue + gaze
1953/54	917,2	E. t/acre R %	61,5 48	0 6
1954/55	1 129,2	E. t/acre R %	225,8 41	0,9 1
1955/56	907,8	E. t/acre	60,1	2
Moyenne 1953/56	948,9	E. t/acre	115,8	0,96

Etude du battage du sol, Henderson Research Institute
Rhodésie du Sud

Tableau 4

Vitesses terminales et hauteurs de chute nécessaires pour les atteindre
(LAWS, 1941 - GUNN et KINZER, 1949)

Diamètre des gouttes (mm)	Vitesse terminale (m/s)	Hauteur de chute nécessaire pour atteindre 95 % de la vitesse terminale (en m)
0,25	1	—
0,50	2	—
1	4	2,2
2	6,5	5
3	8,1	7,2
4	8,8	7,8
5	9,1	7,6
6	9,3	7,2

(Extraits de J. P. VIANI, 1982)

Cette énergie cinétique dépend étroitement de l'intensité de pluie (Figure 11) et de la distribution des diamètres des gouttes. Les Figures 12 et 13 et le Tableau 4 montrent bien que la vitesse de chute des gouttes de pluie est liée au diamètre des gouttes de pluie qui, à leur tour, sont liés à l'intensité de la pluie. Le diamètre maximum est de 9 mm. Quand le diamètre est supérieur à 9 mm, la tension superficielle de l'eau est insuffisante pour maintenir la goutte. Dans une atmosphère turbulente, le diamètre maximum est de 5 à 6 mm.

J.M. MASSON (1976) fait intervenir la durée de la pluie T , ce qui nécessite la connaissance à chaque instant t des paramètres :

- $I(t)$: l'intensité de la pluie ;
- $G(\theta, t)$: la granulométrie de la pluie, c'est-à-dire la proportion dans la pluie des gouttes de différents diamètres θ ;
- $V(\theta)$: la vitesse de chute des gouttes, fonction du diamètre de celle-ci.

Soient ρ la masse volumique de l'eau et S la surface arrosée sur laquelle se calcule l'énergie cinétique, celle-ci s'exprime par la relation :

$$E_c = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot S \cdot \int_0^t I(t) \int_0^{\theta_{\max}} G(\theta, t) \cdot v^2(\theta) \cdot d\theta \cdot dt$$

Pour déterminer la granulométrie de la pluie, on peut utiliser plusieurs méthodes dont la moins coûteuse se base sur la propriété qu'a un papier filtre, de qualité bien définie, d'absorber une quantité d'eau constante par unité de surface.

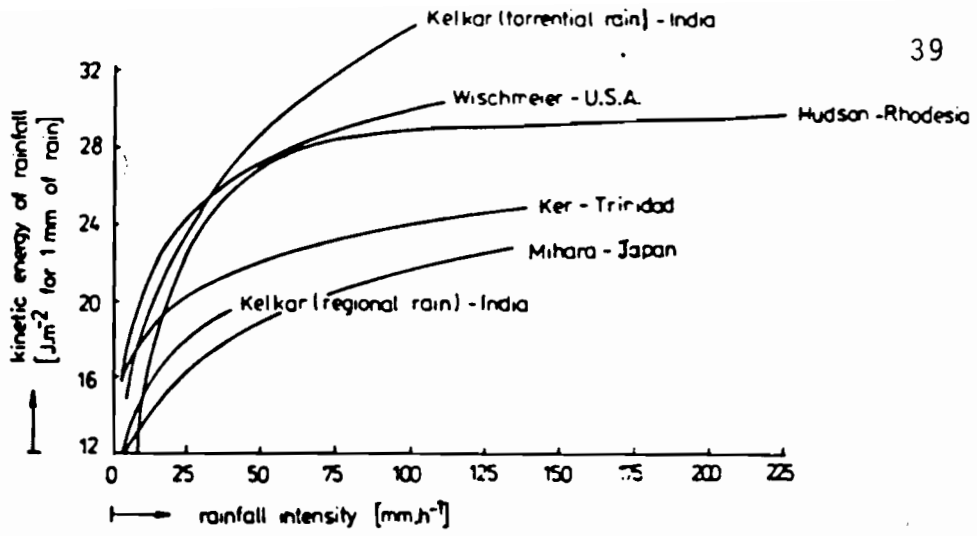


Fig 11

Relation between rainfall kinetic energy and rainfall intensity.

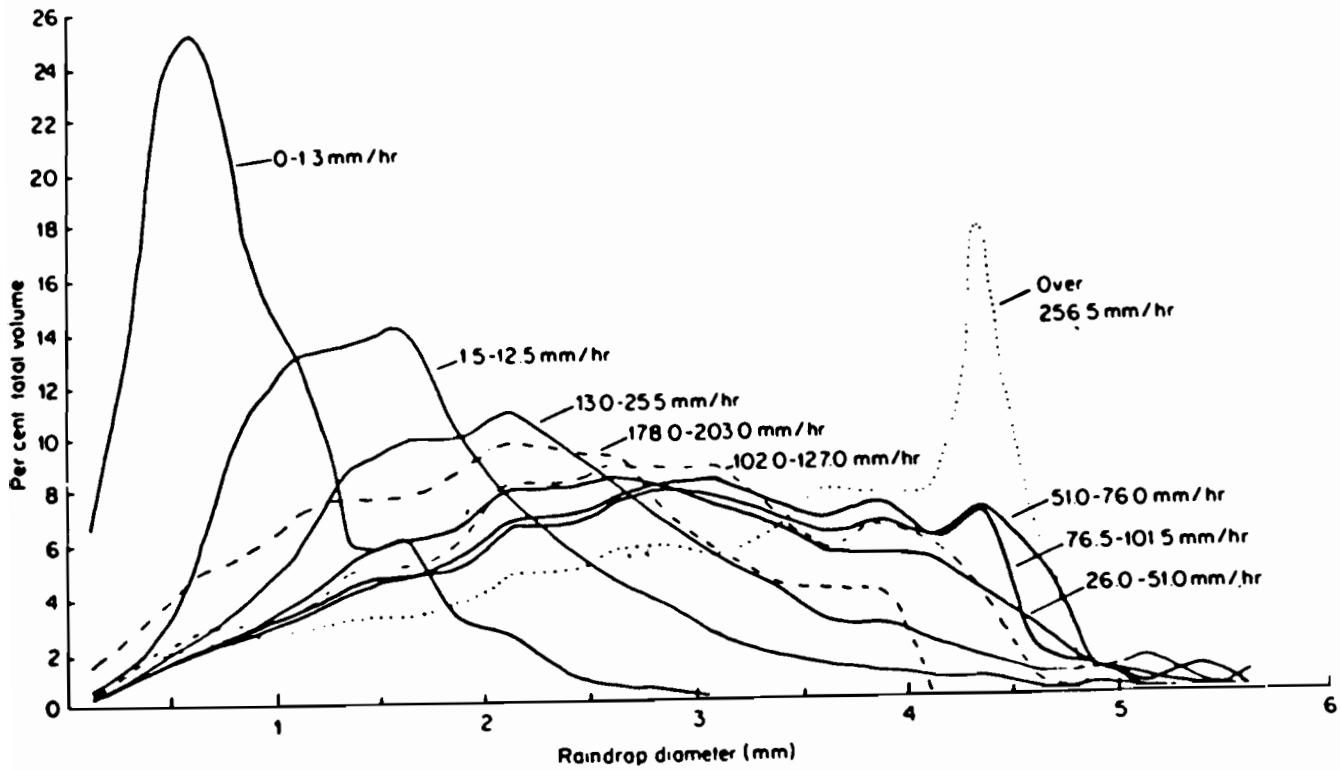
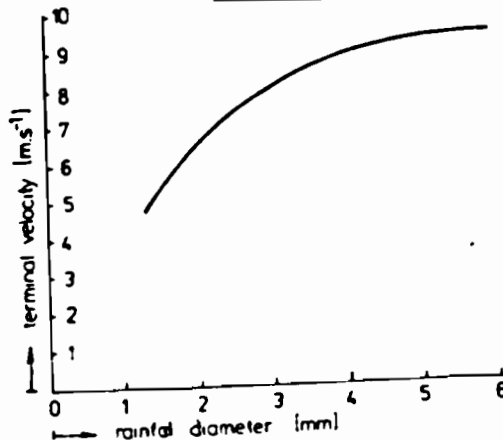


Fig. 12

Raindrop size distribution and rainfall intensity (after Carter, et al., 1974)

Fig. 13



Relation between raindrop velocity and raindrop diameter after J. O. Laws.

(Extraites de J. P. UIANI 1982)

Les taches faites par les gouttes de pluie sont révélées en trempant le papier filtre dans une solution de bleu de méthylène puis dans du tétrachlorure de carbone et en le faisant sécher à l'air. Ainsi on observe des auréoles de diamètre (D), ce qui permet d'obtenir le diamètre (d) des gouttes de pluie :

$$d = K \cdot D^{2/3}$$

(d'après MASSON, 1976)

où K est un coefficient lié à la qualité du papier filtre.

D'autres principes sont utilisés pour déterminer la granulométrie d'une pluie :

- la relation qui existe entre le diamètre d'une goutte et les dimensions de l'amalgame solide qu'elle forme avec une poudre comme la farine ou le plâtre,
- les trous laissés par les gouttes de pluie dans un matériau tendre traité par un indicateur,
- le refroidissement artificiel des gouttes de pluie à proximité du sol et la mesure du diamètre des grêlons,
- la photographie des gouttes pendant leur chute dans l'air ou dans un liquide moins dense que l'eau (huile).

En utilisant ces procédés, LAWS et PARSONS (1943) ont trouvé une relation entre la granulométrie des pluies et leurs intensités qu'ils ont mis sous forme d'abaque (Figure 14).

Il en est de même pour la relation à laquelle a abouti BEST (1940) entre la granulométrie d'une pluie naturelle

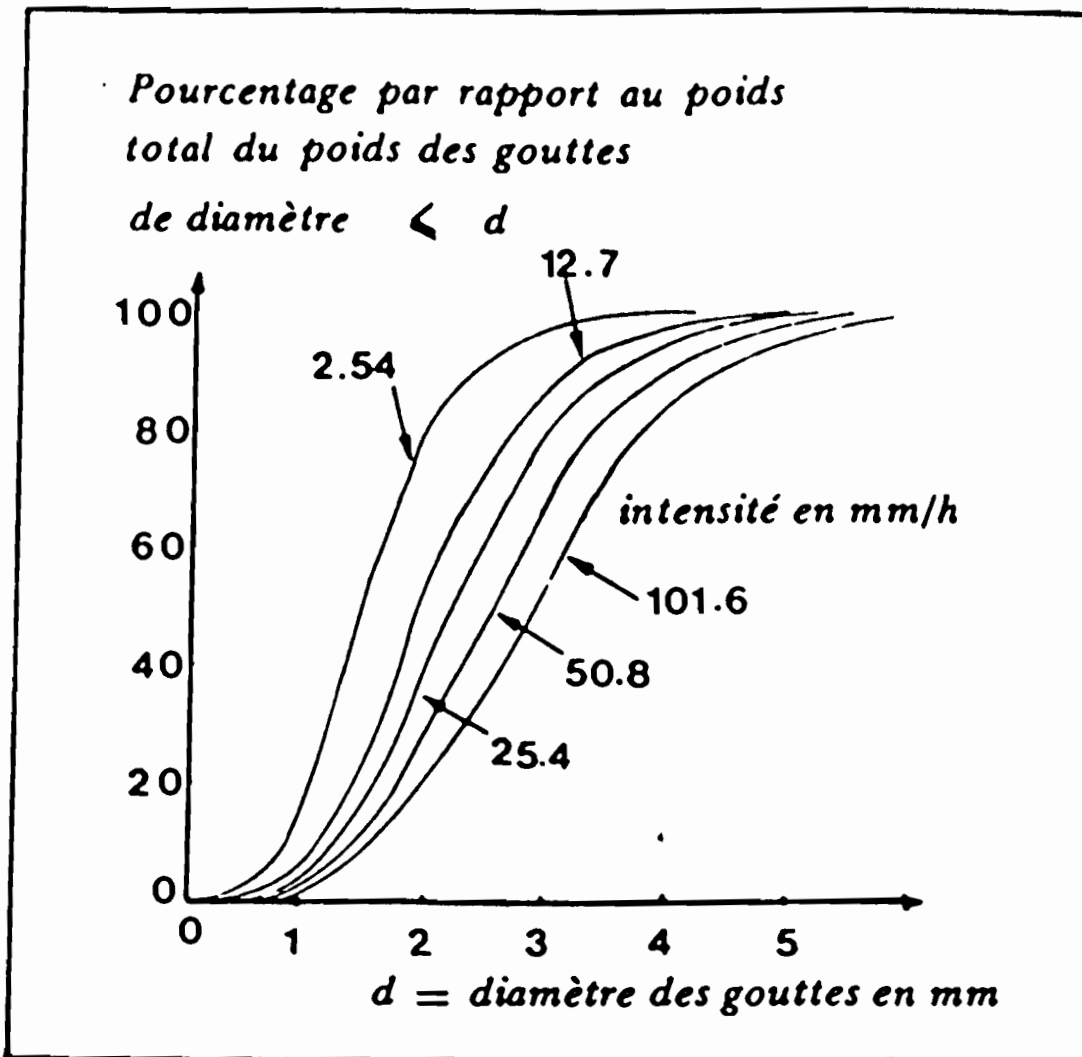


Figure 14. Distribution du diamètre des gouttes d'une pluie naturelle pour différentes intensités d'après LAWS et PARSONS

(Extraites de T.P. VIANI 1982)

et son intensité :

$$F = 1 - \left[\exp - \left(\frac{X}{A \cdot I^B} \right)^n \right]$$

où F = pourcentage cumulé du poids des gouttes de diamètre inférieur ou égal à X, par rapport au poids total des gouttes ;

X = diamètre de la goutte de pluie (mm) ;

I = intensité de la pluie (mm h⁻¹) ;

A = 1,300 et B = 0,232 ; considérés comme constantes universelles ;

n = coefficient lié au type de pluie, de valeur moyenne égale à 2,25.

Le calcul pratique de l'énergie cinétique d'une averse se ramène à une formule établie par SMITH et WISCHMEIER, utilisant la relation entre l'intensité de pluie (I) et son énergie cinétique (E_C) :

$$E_C \text{ (ft. tons US/acre-in)} = 916 + 331 \text{ Log } I \text{ (in/hr)}$$

ou $E_C \text{ (J/m}^2\text{.mm)} = 8,73 \text{ Log } I \text{ (mm/h)} + 11,9$

L'expression logarithmique montre qu'au-dessus de 100 mm.h⁻¹, l'énergie cinétique des pluies n'augmente plus que faiblement, puisque le diamètre moyen des gouttes n'augmente pas proportionnellement avec l'intensité de pluie. Il pourrait même décroître pour les fortes intensités, car les gouttes ont des fortes probabilités d'éclater par des chocs entre elles avant d'arriver au sol.

Vu la relation linéaire qui existe entre l'énergie cinétique et le logarithme de l'intensité d'une averse, on se doute déjà que cette formule n'est valable que par morceaux linéaires où l'intensité reste à peu près constante. Ce qui a été vérifié par MASSON (1976).

III.1.4. Agressivité des pluies :

Sur le sol, la pluie agit d'abord par son énergie cinétique qui brise les agrégats. Les particules ainsi détachées sont projetées dans toutes les directions à des distances qui peuvent parfois atteindre 0,75 m verticalement et 1,50 m horizontalement. C'est l'effet de splash des auteurs américains. Cependant, des grosses gouttes espacées qui auraient le temps de s'infiltrer ne produisent que des éclaboussures : il y aurait déplacement de particules dans tous les sens mais aucune perte de terre.

En dépouillant de nombreuses mesures d'érosion faites aux Etats-Unis, WISCHMEIER (1959) a cherché un indice d'agressivité R, calculé à partir des caractéristiques de pluie et tel que, si tous les facteurs de l'érosion sont maintenus constants à l'exception de la pluie, l'érosion spécifique A (poids de terre sèche érodée par unité de surface) soit proportionnelle à cet indice :

$$A = K \cdot R$$

K : représente l'influence des autres facteurs de l'érosion.

Pour cet indice sans dimension, la meilleure formulation trouvée par cet auteur est le produit de l'énergie

cinétique de la pluie par son intensité maximale en 30 minutes.

Comme dans beaucoup d'autres problèmes, où intervient la notion d'intensité maximale sur une durée donnée, il se pose le problème d'identifier une pluie. Pour WISCHMEIER, deux pluies sont distinctes, si elles sont séparées par un intervalle d'au moins 6 heures sans pluie.

De nombreuses expérimentations effectuées en TUNISIE ont permis à MASSON (1980) de vérifier la validité des expressions de WISCHMEIER. Il a finalement retenu, comme indice d'agressivité, l'expression :

$$R = \frac{E \cdot I_{30}}{685}$$

E est l'énergie cinétique de la pluie en $J.m^{-2}$, I_{30} est son intensité maximale en 30 minutes exprimée en $mm h^{-1}$.

Cet indice qui donne des tonnes à l'hectare est 2,5 fois plus élevé que l'indice américain qui donne des tonnes par acre.

Les indices d'agressivité des pluies d'une saison se cumulent pour donner l'indice d'agressivité de la saison. On peut calculer ainsi des valeurs saisonnières et annuelles avec lesquelles on fait des moyennes.

En pratique, on peut négliger toutes les pluies dont la hauteur totale est inférieure à 5 mm et où l'intensité maximale en 30 mm est inférieure à 1 $mm h^{-1}$.

En TUNISIE, les valeurs moyennes annuelles trouvées varient de 260 (Sdi Bou Baker) à 160 (Tunis - Manoubia). Les

pluies de périodes de retour inférieures à 1 an interviennent pour 60 % dans l'indice moyen annuel et les pluies de périodes de retour comprises entre 1 et 10 ans pour 30 %. La répartition saisonnière de l'indice d'agressivité a des répercussions agronomiques importantes. A Sidi Bou Baker, par exemple, 80 % des pluies agressives se produisent entre le 1er juin et le 1er novembre. En matière de pratiques agricoles, il suffit de protéger le sol pendant les quelques mois où se produisent la plupart des pluies agressives pour enlever à l'érosion son caractère de gravité (MASSON, 1980).

Etant donné le petit nombre de stations équipées de pluviographes à enregistrements quotidiens, l'indice d'agressivité ne peut être calculé que sur quelques points d'une région. Pour pouvoir tracer des courbes iso-indices, plusieurs auteurs ont cherché des relations entre les valeurs moyennes annuelles de l'indice d'agressivité et des caractéristiques de pluie déductibles de séries pluviométriques. La liaison la plus couramment admise est de la forme :

$$R = a \cdot C^b$$

C est le produit de 3 caractéristiques :

- la hauteur de pluie journalière de périodes de retour de 2 ans ;
- la hauteur de l'averse de 1 heure de périodes de retour de 2 ans ;
- la hauteur moyenne des précipitations annuelles.

a et b sont des coefficients qui varient régionalement.

Les connaissances les plus approfondies sur l'étude de l'action des gouttes d'eau résultent des travaux de W.D.

ELLISON (1945) et de GRAF (1971). ELLISON aux Etas-Unis a établi la relation suivante :

$$E = K \cdot V^{4.33} \cdot d^{1.07} \cdot I^{0.65}$$

- où
- E : poids de terre déplacée en 30 mm (g)
 - K : coefficient dépendant du sol
 - V : vélocité de chute des gouttes (pieds·seconde⁻¹)
 - d : diamètre des gouttes d'eau (mm)
 - I : intensité de la pluie (pouces·h⁻¹)

La seconde équation est établie par GRAF :

$$I_D = C \cdot \cos \alpha \cdot (\cos \alpha \cdot P^{2n} - C' \cdot d \cdot P^n)$$

- où
- I_D : détachabilité du sol sous l'impact de la pluie,
 - C : paramètre dépendant du type de sol,
 - α : pente du sol,
 - P : intensité de la pluie,
 - n : coefficient qui varie de 1 à 3 (d'après MEYER et WISHMEYER, 1969),
 - C' : paramètre sol à l'impact critique (cohésion du sol),
 - d : diamètre des gouttes.

Si la valeur de C' est grande, les évènements pluviométriques de faible intensité ne produisent pas un détachement du sol. Alors que si C' est faible, toutes les pluies produiront

un détachement proportionnel à leur intensité.

III.2. Le ruissellement :

Après le phénomène du splash qui détache les particules, c'est le ruissellement consécutif à la pluie qui entraîne les particules. Au fur et à mesure qu'il prend de l'importance et se concentre, le ruissellement acquiert lui aussi une énergie qui lui permet d'attaquer le sol.

L'aptitude d'une pluie à produire du ruissellement est fonction de son intensité et des caractéristiques du sol (couvert végétal, capacité d'infiltration, susceptibilité au phénomène de battance).

III.2.1. Indice de saturation et coefficient de ruissellement :

La capacité d'infiltration varie au cours du temps, soit en augmentant par assèchement du sol (ressuyage) lorsqu'il ne pleut pas, soit en diminuant pendant une pluie pour tendre vers la saturation.

La saturation est un mécanisme qui s'explique par l'engorgement successif des interstices du sol normalement remplis d'air. Il y a un deuxième aspect du phénomène qui met en jeu le gonflement des argiles colloïdales particulièrement hygroscopiques et pouvant retenir des quantités d'eau considérables. De plus, la diminution du diamètre des canaux capillaires, donc de la perméabilité, n'est pas sensiblement modifiée par la pellicule d'eau hygroscopique. Il s'ensuit qu'il faut attendre la saturation complète de toute la masse du sol

pour enregistrer une diminution de la capacité d'infiltration. Il n'en va pas de même si le sol contient des produits très fins et notamment des argiles colloïdales (ROCHE, 1963).

KOHLER donne un indice de saturation :

$$I = \alpha_1 \cdot P_1 + \alpha_2 \cdot P_2 + \dots + \alpha_n \cdot P_n$$

où P_1 = la hauteur de précipitation tombée le jour précédent,

P_n = la hauteur de précipitation tombée n jours avant,

α_1 = coefficient qui correspond à la manière dont la précipitation intervient.

Différents auteurs ont simplifié l'indice de KOHLER pour l'adapter aux études de l'ORSTOM :

$$I = \alpha \cdot P_1 (k - t_a)$$

où t_a : intervalle de temps en jours ou en heures séparant l'averse étudiée de la précédente averse P_1 ($P_1 \geq 5$ ou 10 mm),

K : est une caractéristique du terrain.

Le coefficient de ruissellement est le rapport du volume ruisselé sur un bassin au cours d'une averse au volume précipité par cette averse. C'est un paramètre qui dépend essentiellement de l'intensité et la durée de l'averse, de la nature du sol, du type de couverture végétale (qui déterminent la capacité d'infiltration du sol) et des caractéristiques physiographiques du bassin versant (compacité, pente, relief).

Si la période de calcul est longue, il peut dépendre du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

Son calcul consiste en une estimation indirecte du volume d'eau infiltrée dans le sol, mais tient compte également des pertes par interception et par rétention de surface dont une partie est consommée ultérieurement par l'évaporation.

III.2.2. Action du ruissellement :

L'eau précipitée sous forme de pluie ne peut que s'évaporer, s'infiltrer, stagner à la surface du sol ou ruisseler. L'état de perméabilité du sol est la caractéristique hydrodynamique qui conditionne la répartition des pluies en eau d'infiltration et eau de ruissellement. Si, en effet, le coefficient de perméabilité permet un taux d'infiltration supérieur ou égal à l'intensité de pluie, aucun écoulement ne se produit. Dans le cas contraire, une lame d'eau se constitue à la surface. L'eau non infiltrée s'écoulera alors, après remplissage des dépressions, sur les moindres pentes. Ainsi naît le ruissellement, agent abrasif et transporteur des débris du sol.

Lorsque l'eau ruisselle, après une précipitation, elle s'écoule sous forme de lame continue. Les aspérités du terrain provoquent la formation d'une multitude de filets, s'écoulant plus ou moins, dans le sens de la ligne de plus forte pente. Ces filets ont, en tout point, une densité, une épaisseur et une pente, et donc ils sont dotés d'une certaine capacité d'entraînement et une puissance brute de transport des éléments solides.

IV - MESURE DE L'EROSION

Les méthodes expérimentales de calcul des bilans d'érosion sont souvent difficiles à mettre en oeuvre. Les résultats servent à déterminer la dégradation spécifique qui est la quantité de matériaux solides (provenant du sol et du substratum) que perd un bassin versant en un laps de temps donné ; elle est exprimée en poids par unité de surface et par unité de temps ; en général, on parle de tonnes.km².a⁻¹ ou de t.ha⁻¹.a⁻¹ ; rapportée à la surface, elle permet de calculer la tranche de terre qui s'en va en moyenne chaque année sur un bassin versant ou une surface donnée.

L'étude de l'érosion peut se faire à trois niveaux différents :

- au niveau du versant : étude de la dénudation des roches et des sols au point de départ ;
- étude du transit des matières solides transportées au niveau d'une section en travers du cours d'eau ;
- étude de l'accumulation des sédiments : envasement des retenues des barrages et des bacs.

IV.1. Etude de l'érosion au niveau du versant :

IV.1.1. Mesures topographiques :

Le principe est très simple. Il s'agit de suivre l'évolution topographique de la surface du sol d'une parcelle de dimension donnée et préalablement délimitée pour éviter l'influence du voisinage. A partir de cette évolution topographique de la surface du sol et par une double intégration, sur la

largeur et la longueur, on peut déterminer le volume de sédiments emporté par l'érosion.

On peut utiliser soit un maillage de piquets ou perches graduées (20 cm de côté) enfoncés et stabilisés dans le sol sur des parcelles de 1 ou 2 m² (Figure 15) ; soit faire les relevés des hauteurs entre la surface du sol et une règle métallique horizontale. Les mesures se font par des barres graduées qui coulissent dans des trous équidistants dans la règle et dont les bases plates viennent reposer sur la surface du sol (Figure 16) (J.C. OLIVRY et J. HOORELBECK, 1984).

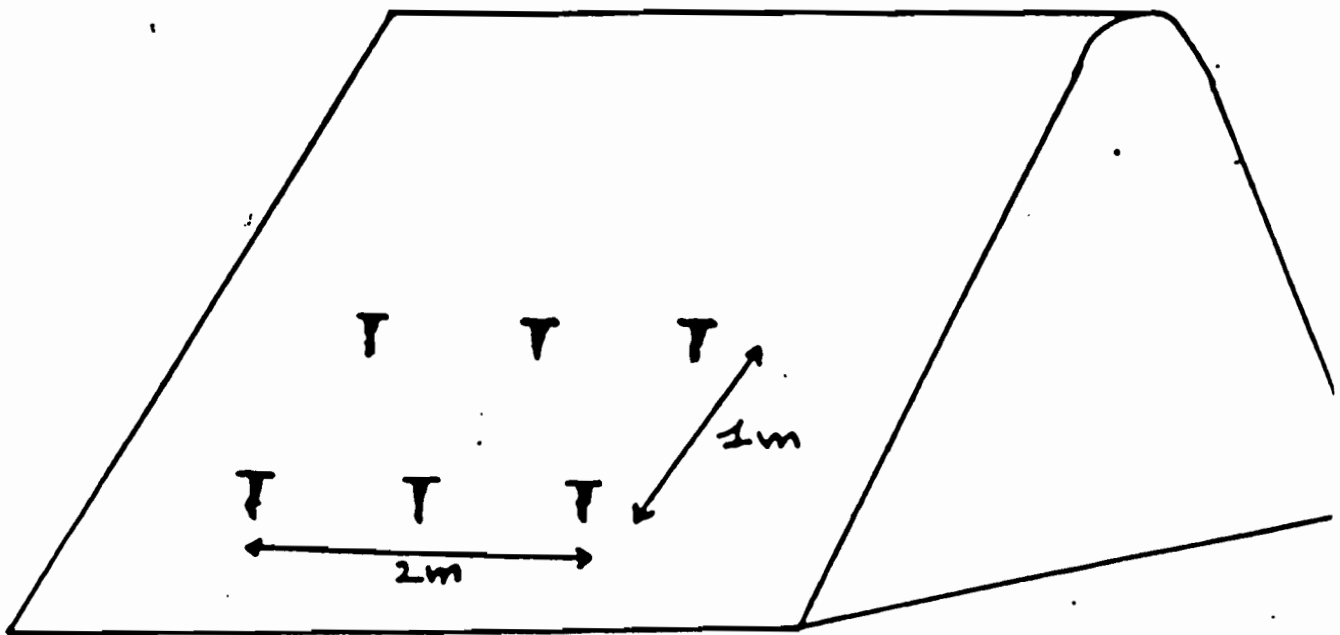
L'évolution topographique des ravines et ravins peut être suivie par des mesures régulières, ou après chaque averse, de la variation des dimensions de certaines sections en travers, placées dans des endroits particuliers. Par une double intégration sur la différence en surface entre deux mesures et sur la longueur de la ravine, on arrive à avoir une mesure plus ou moins précise de la perte en terre sur les berges et le fond.

Une autre méthode, consistant à la photorestitution périodique des parcelles, est également signalée par J.C. OLIVRY et J. HOORELBECK (1984), mais n'a pas encore été exploitée. Elle permettrait le suivi de l'évolution quantitative des versants.

IV.1.2. Méthode des chenaux (ou parcelles types) :

C'est la méthode la plus utilisée et la plus fiable, mais elle est relativement coûteuse. Elle consiste en une parcelle de terrain de dimension variable (quelques mètres carrés à quelques centaines de m²), limitée sur tous ses côtés, afin d'éviter les interférences avec le reste du versant et de ne recueillir que l'eau de la parcelle équipée, et en un système

Figure 15



- Disposition des pointes-repères sur le terrain.

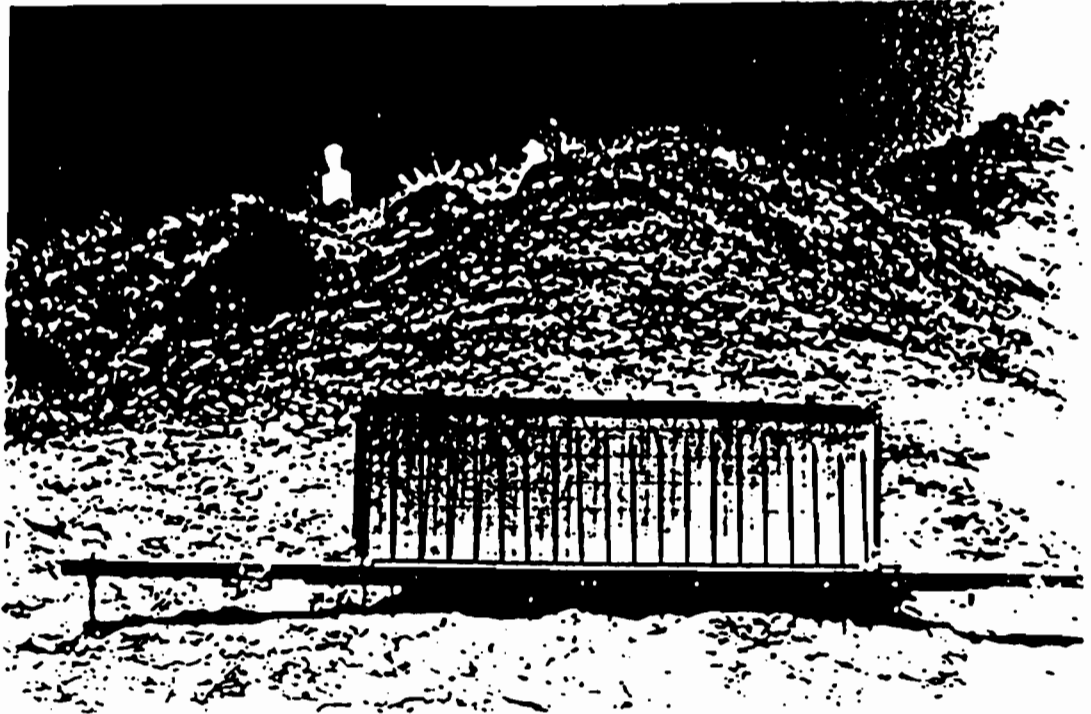


Schéma d'implantation de la règle de mesure de l'érosion des versants

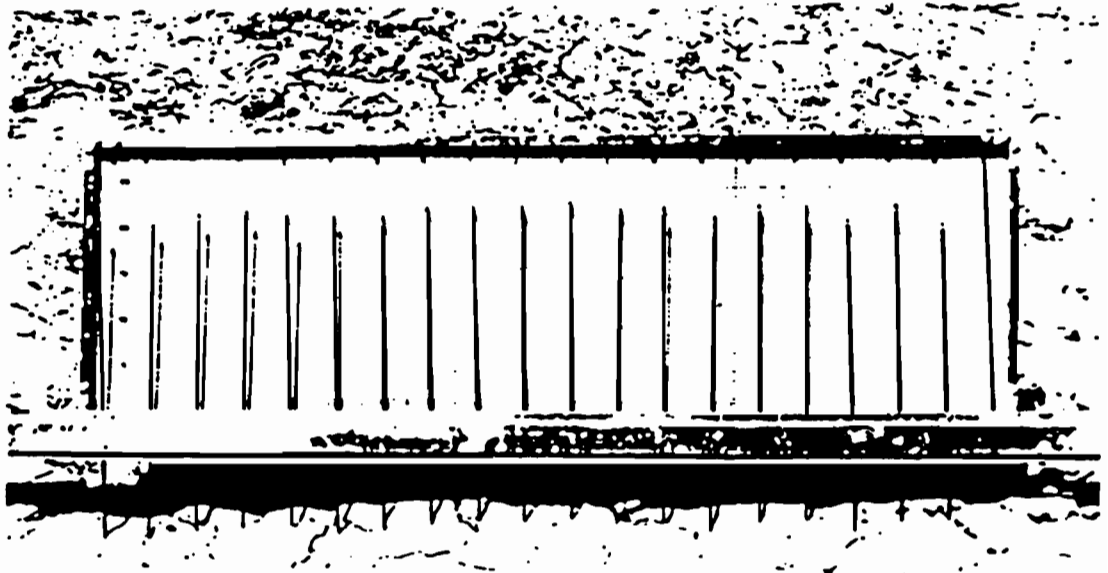


Figure 16

vue des aiguilles traçant le profil topographique contrôlé
(D'après J.C. Olivry, 1986)

de canalisation constitué d'une gouttière placée transversalement à l'aval de la parcelle et de la tuyauterie qui conduit l'eau provenant de la parcelle dans un jerrican ou dans un tonneau ou plusieurs (selon la taille de la parcelle et les conditions de pluie et de ruissellement). Il faut s'assurer que toute l'eau de la parcelle aille dans la gouttière, donc installer la parcelle dans le sens de la plus grande pente. Il faut aussi installer une tôle galvanisée en amont de la gouttière, afin de faire la jonction avec le sol, pour que toute l'eau ruisselante (et les matériaux solides qu'elle aura mobilisés) s'écoule dans la gouttière. Il faut que le cheneau soit légèrement en pente pour que l'eau s'écoule jusqu'à l'extrémité d'où part le tuyau desservant le jerrican (Cf. Figure 17).

Ensuite, il faut laisser "cicatriser" les tranchées faites pour limiter la parcelle et pour poser la tôle galvanisée qui fait le lien avec la gouttière, durant deux ou trois précipitations, de manière à ce que la terre remuée par ces opérations soit ou bien évacuée, ou bien fixée à nouveau par la végétation ; de plus, il s'avère souvent nécessaire de constituer au début un joint de glaise pour la jonction sol-tôle.

L'eau recueillie dans les jerricans ou les tonneaux est mesurée. Ensuite, on prélève des échantillons de volume donné et on détermine leur concentration en matière solide, ce qui permet d'avoir l'érosion globale sur la parcelle.

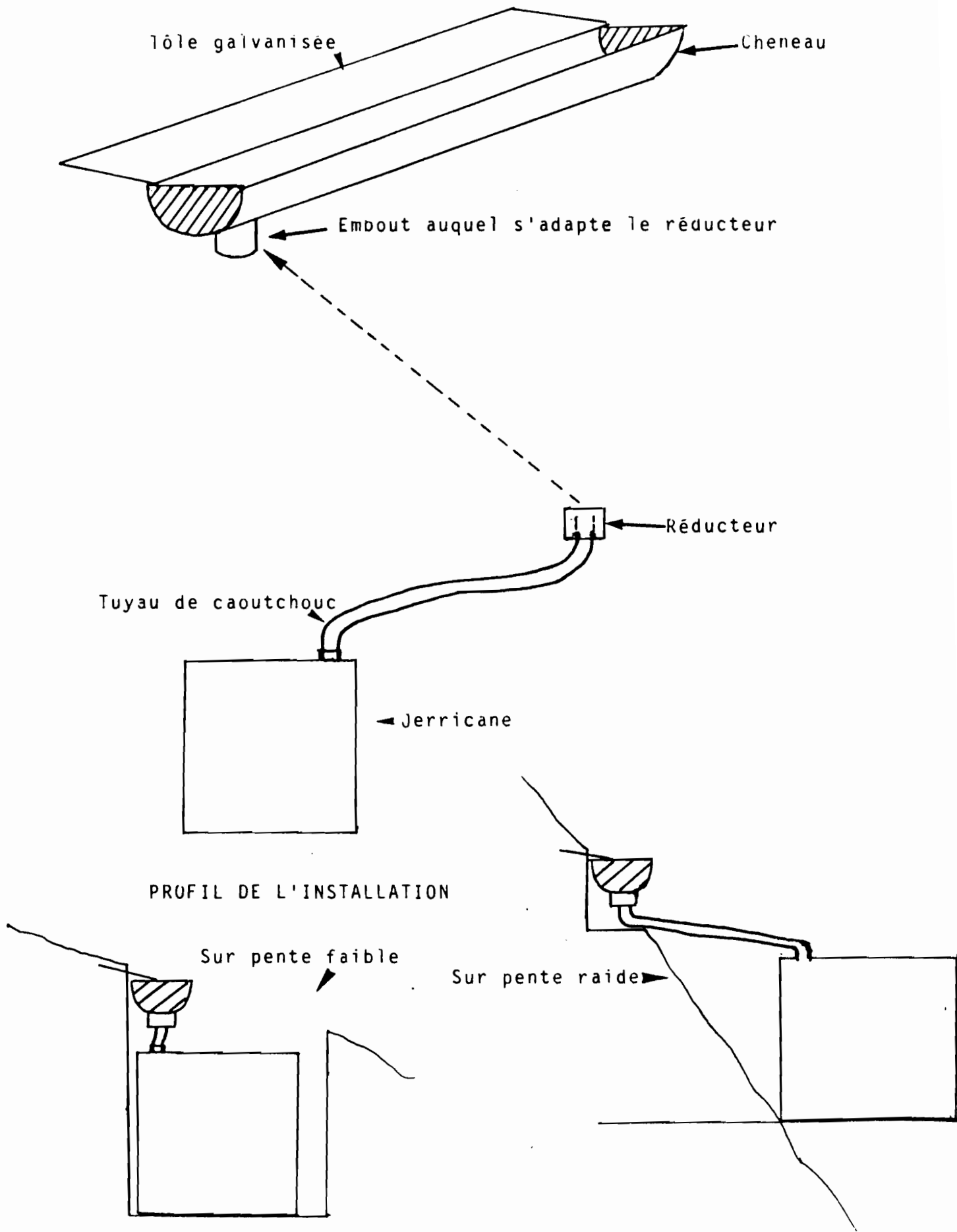
IV.1.3. Essais de simulation de pluie :

IV.1.3.1. Simulation de pluie :

La simulation de pluie a souvent pour but la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de différents sols étudiés à petite échelle et sous diverses conditions. Elle

Fig.17

INSTALLATION DES CHENEAUX

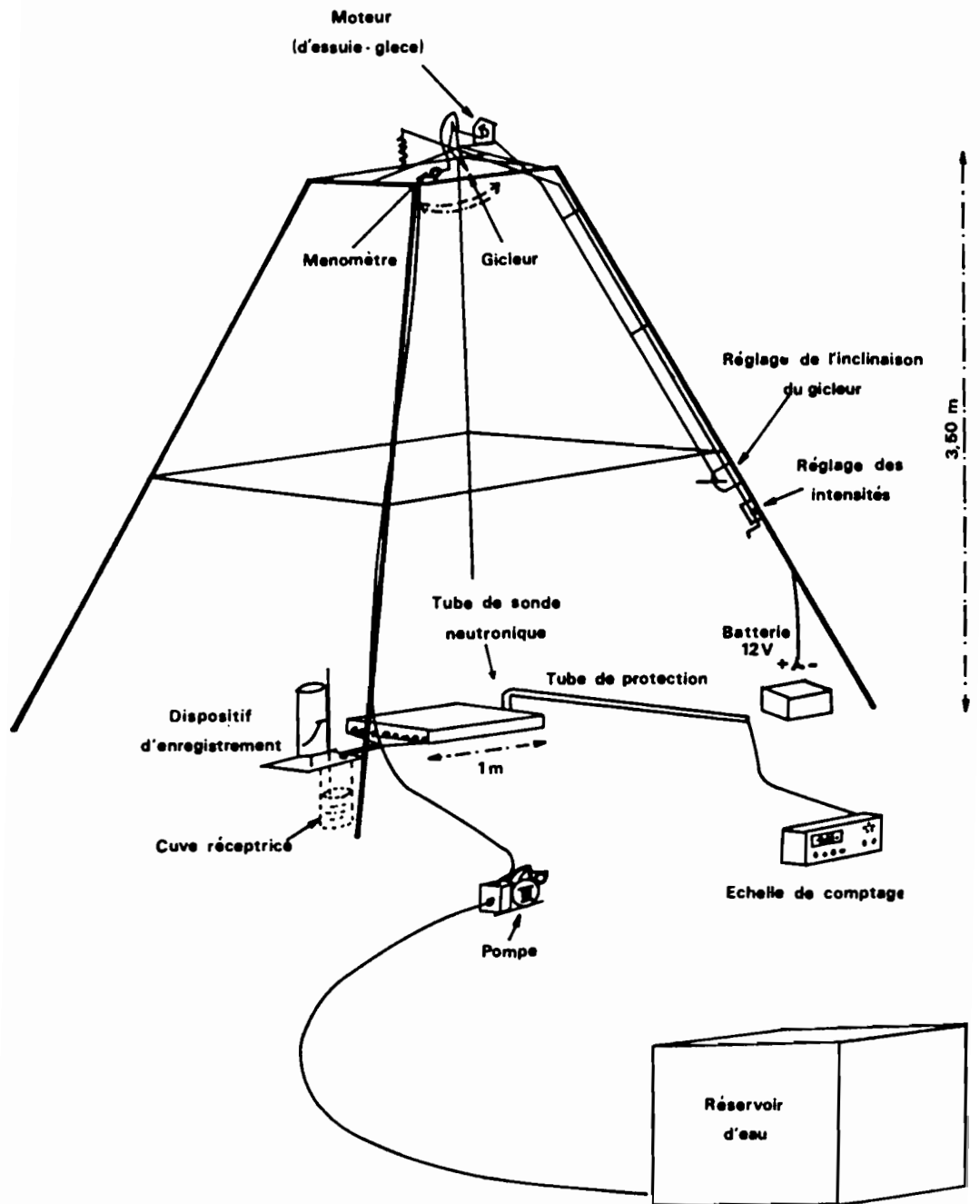


consiste en la création artificielle de chute de gouttes d'eau avec des combinaisons des différents paramètres caractérisant une pluie (distribution des diamètres des gouttes, intensité et hauteur de chute). Ces combinaisons sont définies par l'objectif de recherche et sont similaires aux conditions naturelles locales du lieu d'expérimentation.

Cette simulation se fait par plusieurs procédés selon les auteurs. Certains utilisent une simulateur constituée d'une tablette munie d'aiguilles perforées qui laissent tomber des gouttes d'eau de diamètre dépendant de l'importance des perforations et qui est mise en mouvement vibratoire horizontal. D'autres utilisent un appareil se basant sur un gicleur calibré, muni d'un mouvement semi-rotatif et dont l'angle de mouvement détermine l'intensité de chute d'eau. Ce deuxième appareil a été conçu par les chercheurs de l'ORSTOM pour une étude de ruissellement en zone forestière. Nous avons jugé utile d'en faire la description.

a - Principe du mini-simulateur de pluie :

Il est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour en forme de tronc de pyramide, de 3,5 m de haut (Cf. Figure 18). Cette tour permet la fixation d'une bâche destinée à isoler la parcelle de l'action du vent. Le système d'arrosage est constitué d'un gicleur calibré, monté sur un bras mobile et alimenté en eau à débit constant par une motopompe. Un mouvement de balancement est imprimé au gicleur par un moteur. Un système de bras de levier réglable permet, en faisant varier l'angle de balancement, de modifier la surface arrosée au sol et par là l'intensité sur la parcelle étudiée, dans une gamme comprise entre 30 et 150 mm.h⁻¹. L'ensemble du mécanisme de balancement est monté sur un axe permettant de centrer le gicleur sur l'axe de la parcelle. Un nanomètre,



— Schéma du mini-simulateur

Figure 18

installé au sommet de la tour, permet de contrôler la pression d'admission de l'eau au gicleur et donc la constance du débit.

La parcelle étudiée (1 m²) est limitée par un cadre métallique enfoncé dans le sol d'environ 5 cm. La face aval du cadre est percée de trous au ras du sol et est munie d'un canal collecteur qui recueille le ruissellement. Ce canal débouche dans une cuve calibrée de façon à donner une élévation de 1 cm d'eau dans la cuve pour une lame ruisselée de 1 mm. Cette cuve est surmontée d'un limnigraphe.

Bien que, dans le cadre des études de ruissellement, le problème de l'énergie cinétique des gouttes de pluie soit moins crucial que pour les études d'érosion, il importe cependant de ne pas le négliger, particulièrement en zone de savane où cette énergie a pour conséquence la formation de pellicules de battance dont l'influence sur le ruissellement est considérable. Il importe donc que le gicleur choisi permette la constitution de gouttes de pluie dont l'énergie cinétique soit voisine de celle des pluies naturelles. C. VALENTIN a fait l'étude détaillée de ce problème et a montré que l'énergie cinétique des pluies du mini-simulateur est tout à fait semblable à celle des pluies naturelles (Cf. Figure 19) (A. CASENAVE, 1982).

b - Mise en place de la parcelle :

La parcelle doit être choisie dans les conditions normales pour que les résultats soient significatifs et utilisables. Donc, il faut prendre des précautions pour ne pas desherber la parcelle, ne pas la piétiner et la mettre en défense contre tout passage imprévu de véhicules ou de troupeaux.

Le cadre est enfoncé dans le sol à l'aide d'une masse jusqu'à ce que la ligne des trous soit tout à fait au ras du sol. Parfois, cette manoeuvre s'avère difficile à cause des

racines ou des gravillons, ce qui peut créer des zones d'infiltration privilégiées le long des bordures. Il faut donc prendre le soin de ne pas trop ébranler le sol avec la tôle. Une fois le cadre installé, on verse du goudron fondu le long des bordures pour assurer la continuité de la formation pelliculaire (A. CASENAVE, 1982).

Au cours d'une campagne d'expérimentation, il est nécessaire de construire autant de cadres que de parcelles à étudier et, une fois placés, ils ne doivent plus être déplacés.

c - Mise en place de la cuve :

La cuve recueillant le ruissellement est installée dans une petite fosse de 50 cm de profondeur sur 40 cm de diamètre.

Dans les sols où les horizons superficiels sont particulièrement drainants, il faut prendre la précaution de placer la cuve suffisamment loin à l'aval de la parcelle (1 m) pour ne pas accélérer l'infiltration.

d - Mise en place de la tour :

Le gicleur doit être centré sur la parcelle afin d'avoir un anneau de garde, quelle que soit l'intensité de la pluie. Pour compenser la pente du terrain, les pieds sont réglables en hauteur pour que le sommet de la tour soit bien horizontal. Les emplacements des pieds sont marqués par des piquets qui servent de repères en cas de mesures répétitives. La bâche est indispensable, des variations de plus de 10 % dans les résultats peuvent survenir lorsque la vitesse du vent dépasse 5 à 10 km.h⁻¹ (ROOSE et ASSELINE, 1978).

e - Réglage des intensités :

Le bras de levier faisant varier l'angle de balancement est réglé à l'aide d'une tige filetée. Le nombre de tours de cette tige est indiqué par un compteur à chiffres sautants. Chaque appareil est muni d'une courbe d'étalonnage donnant les intensités en relation linéaire avec le nombre de tours correspondant aux angles de balayage. Mais il est conseillé de vérifier la validité de la courbe avant toute expérience.

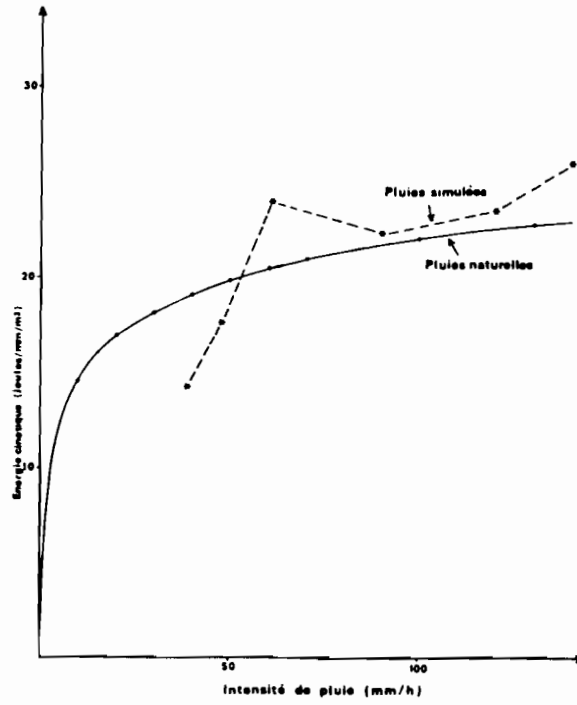
IV.1.3.2. Hydrogramme de ruissellement :

L'hydrogramme de ruissellement traduit la façon dont réagit le sol à l'intensité de pluie au cours du temps. Son allure varie selon les caractéristiques physiques et biologiques du sol et selon les caractéristiques physiques (distribution des diamètres des gouttes d'eau, hauteur de chute, intensité) et temporelles de la pluie (durée et fréquence).

Un hydrogramme théorique est obtenu par l'application sur la parcelle de ruissellement d'une pluie simulée à une intensité constante (I_m) supérieure à la capacité d'infiltration du sol, pendant une durée de temps donnée (Cf. Figure 20) (KAPFER, 1983 ; ROOSE et ASSELINE, 1978).

D'après la figure 20, on peut constater qu'il comporte quatre phases distinctes :

- une phase d'inhibition où le ruissellement est nul ;
- une phase de transition où le ruissellement est croissant ;
- une phase de régime permanent caractérisé par un ruissellement constant ;



— Comparaison des énergies cinétiques des pluies naturelles (Abidjan) et simulées

Figure 19

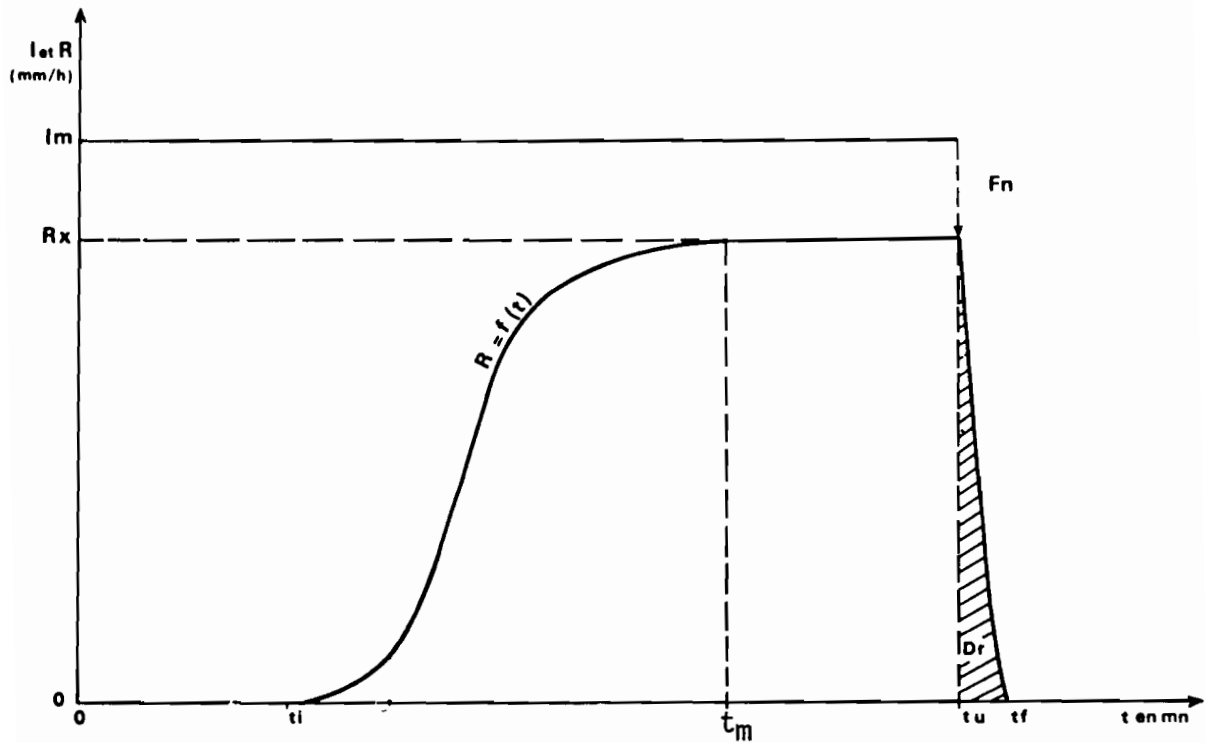


Fig. 20 — Hydrogramme théorique de ruissellement sous averse d'intensité constante

- et une phase de vidange, décroissance du ruissellement après l'arrêt de la pluie.

a - Phase d'inhibition :

Dans l'intervalle de temps (t_0-t_i), la quantité de pluie tombée sert à satisfaire ce qu'on appelle les abstractions initiales. Elle sert à satisfaire l'interception par la végétation, éventuellement présente, à humecter le sol jusqu'à ce que le taux d'infiltration devienne inférieur à l'intensité de pluie et, enfin, à remplir les petites dépressions de la surface du sol.

Cette quantité de pluie tombée, P_i , entre le temps t_0 et t_i est égale à :

$$P_i = I_m (t_i - t_0)$$

Après la satisfaction de ces abstractions initiales, les flaques d'eau formées dans les petites dépressions de surface débordent, communiquent entre elles et c'est le début de ruissellement à l'instant t_i .

La durée de cette phase dépend de :

- l'humidité initiale du sol avant la pluie ;
- la pente, la végétation et la rugosité du sol ;
- la nature du sol : structure, texture, porosité, qui règlent la capacité d'infiltration et la réaction du sol au phénomène de battance.

b/c - Phase transitoire et régime permanent :

L'intensité de la pluie étant constante, et supérieure à la capacité minimale d'infiltration (F_n), après satisfaction des abstractions initiales, le ruissellement apparaît et continue à augmenter pour une seule raison, c'est que le taux d'infiltration devient inférieur par rapport à l'intensité de pluie I_m (légèrement avant t_i), et qu'il continue à diminuer dans le temps jusqu'à ce qu'il atteigne sa valeur minimale (capacité minimale d'infiltration) et, à ce moment, le ruissellement devient maximum (R_x) et reste à ce taux jusqu'à l'arrêt de la pluie.

Tous les tests d'infiltration (anneaux concentriques, simulateurs de pluie ...) ont montré que le taux d'infiltration d'un sol donné commence par des valeurs maximales, puis continue à diminuer dans le temps jusqu'à atteindre une valeur minimale (Cf. Figure 20') ; ce qui montre que les deux courbes du taux d'infiltration et du taux de ruissellement sont inverses, à l'interception et l'évaporation près.

d - Phase de vidange :

Après l'arrêt de la pluie (t_u), le ruissellement commence à diminuer jusqu'à s'annuler au temps (t_f). Il correspond à la vidange de la rétention superficielle diminuée du taux d'infiltration minimale.

Il existe une relation de proportionnalité entre la détention superficielle (D_s) et le taux de ruissellement maximum (R_x) de la phase précédente. Cette proportionnalité est exprimée par le temps de détention (T_d) :

$$T_d = \frac{D_s}{R_x}$$

D_s : détention superficielle (mm) ;

R_x : taux de ruissellement de la phase précédente (mm.h^{-1}) ;

T_d : temps de détention (h). Il traduit la résistance au ruissellement par la surface du sol de la parcelle. En effet, pour une intensité de ruissellement donnée, une parcelle retiendra un stock d'eau mobilisable d'autant plus important que la valeur de ce rapport est plus grande (LAFFORGUE et NAAH, 1976).

En supposant que les réactions hydrodynamiques de la parcelle sont instantanées, on peut dire qu'au cours d'un instant (dt), la hauteur de la pluie (dP) se partage entre une lame d'eau ruisselée ($R.dt$), une lame d'eau infiltrée ($F.dt$) et un accroissement de la détention superficielle ($T_d.dR$), soit en terme d'intensité (mm.h^{-1}) :

$$F = I - R - T_d \cdot \frac{dR}{dT}$$

Dans le cas particulier de la phase de vidange, $I = 0$ et l'intensité d'infiltration est très faible :

$$\frac{dR}{R} = - \frac{dt}{T_d}$$

Cette phase dure entre les instants (t_u), où le ruissellement est à son maximum (R_x) et (t_f) où le ruissellement est nul :

$$\ln R - \ln R_x = - \frac{t - t_u}{T_d}$$

Donc, à tout instant (t), entre (tu) et (tf), le ruissellement est exprimé par :

$$R = R_x \cdot \exp - \left(\frac{t - t_u}{T_d} \right)$$

Cette relation montre que, dans ce cas particulier, la loi de vidange des réserves superficielles mobilisables est une loi de tarissement exponentielle dont le coefficient est $\frac{1}{T_d}$.

Un second cas particulier est celui du régime permanent où tous les termes restent pratiquement constants, on a donc :

$$F = F_N = I_m - R_x$$

F = taux d'infiltration ;

F_N = capacité d'infiltration minimale.

IV.1.3.3. Turbidigramme :

Contrairement à l'hydrogramme de ruissellement obtenu en continu grâce au limnigraphe, le turbidigramme est obtenu par des mesures de la charge solide de l'eau de ruissellement à des intervalles de temps donnés.

Il se compose de quatre phases, qui sont liées à celles du ruissellement, avec un pic entre le temps d'inhibition

(t_j) et le temps de montée (t_m) (Cf. Figure 21).

a - Phase d'inhibition :

Durant cette phase, le ruissellement ne se fait pas et, par conséquent, il n'y a pas de transport solide. Néanmoins, c'est une phase de préparation des sédiments au transport. Les flaques d'eau, qui se forment, contiennent des sédiments prêts à être transportés une fois le ruissellement commencé. Ces sédiments ont deux origines de mise en disponibilité pour le transport :

- les sédiments détachés et laissés sur place par la pluie précédente, plus ceux qui peuvent être apportés par le vent, c'est la charge stock (C_{st}) ;

- et les sédiments détachés par l'effet splash des gouttes de pluie, donnant ainsi une charge notée (C_{sp}), évolutive dans le temps. La charge totale prête à être emportée est la somme des deux :

$$C = C_{st} + C_{sp}$$

b - Phase de transition :

Les flaques étant en équilibre métastable, dès que le ruissellement est déclenché, on observe un pic de turbidité allant jusqu'à (C_s) formé par la charge stock, la charge splash, mais aussi, s'ajoute la charge due à l'abrasion du sol sous l'effet du ruissellement (C_n) :

$$C_s = C_{st} + C_{sp} + C_n$$

La pluie continue, le ruissellement augmente, la

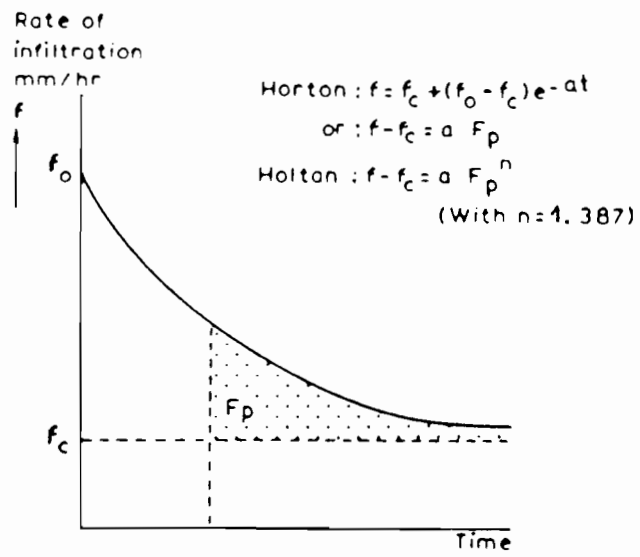
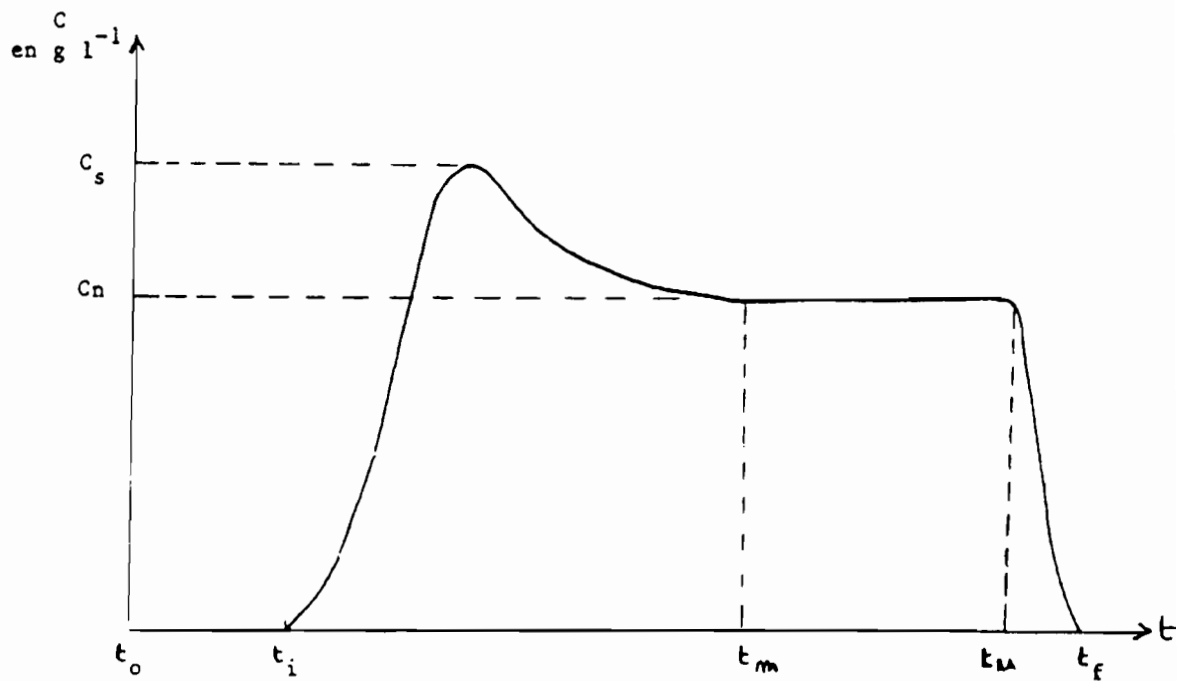


Fig. 20' Taux d'infiltration en fonction du temps



LE TURBIDIGRAMME
(KAPFER, 1983)

Figure 21

charge stock est évacuée, l'effet splash s'anéantit par l'effet protecteur de la lame ruisselante sur le sol, et seul l'effet abrasif du ruissellement continue et tend vers un palier commençant au temps (t_m) quand le ruissellement atteint son maximum.

c - Régime permanent :

En régime permanent, seule l'érosion en nappe ou l'action de la lame ruisselante sur la surface du sol est dominante. On a donc un palier de turbidité de valeur (C_n) qui continue jusqu'à l'arrêt des précipitations.

Le débit solide, dans ce cas, est :

$$Q_n = C_n \cdot R_x$$

d - Phase de vidange :

Après l'arrêt de la pluie, le ruissellement commence à diminuer et, par conséquent, son énergie totale décroît. Le ruissellement n'abrase plus et, à un certain moment, son énergie devient insuffisante pour le transport et des particules se déposent constituant la charge de stock pour l'averse prochaine.

L'hydrogramme de ruissellement donne $R(t)$, le turbidigramme donne $C(t)$. La combinaison des deux graphiques donne le solidigramme :

$$Q_s(t) = R(t) \cdot C(t)$$

Il exprime la quantité de terre érodée par unité de temps et par unité de surface. Le planimétrage de cette courbe entre (t_i) et (t_f) donne la masse de terre érodée pendant la durée de l'averse.

IV.1.4. Estimation de la perte en terre par une étude intégrée des facteurs de l'érosion hydrique :

Comme nous l'avons indiqué plus haut, la mesure directe de l'érosion est délicate. Elle nécessite un temps énorme en plus du matériel qui parfois est inabordable pour des organismes de recherche, sans parler du chercheur solitaire.

De ce fait, plusieurs chercheurs internationaux ont essayé, à partir de nombreuses mesures faites ici et là, d'établir des équations de prédictions de la perte en terre, en liaison avec ses différents paramètres. Notons que la plupart de ces équations sont d'origine américaine.

IV.1.4.1. L'équation de MUSGRAVE (1947) :

La première tentative fut lancée par MUSGRAVE :

$$E = F \cdot R \cdot \left(\frac{S}{10}\right)^{1.35} \cdot \left(\frac{L}{72.6}\right)^{0.35} \cdot \left(\frac{P}{1.25}\right)^{1.75}$$

où E = perte en terre (t.acre⁻¹.an⁻¹) ;

F = facteur d'érodibilité du sol (t.acre⁻¹.an⁻¹) ;

R = facteur couverture du sol : c'est le rapport entre l'érosion sur un sol couvert et celle sur sol nu ;

S = pente du sol (%) ;

L = Longueur de la pente (feet) ;

P = hauteur d'une précipitation biannuelle de durée maximale 30 mn (Inches).

IV.1.4.2. Eguation universelle des pertes en terre (U.S.L.E.) :

(Modèle empirique de D.D. SMITH et W.H. WISCHMEIER, 1960).

Incontestablement, c'est le travail le plus poussé.

Il est :

- le plus utilisé au monde,
- celui dont on possède le plus de données,
- d'utilisation relativement simple,
- l'équation qui lie les pertes en terre aux différents facteurs connus de l'érosion,
- issu de corrélations obtenues sur parcelles expérimentales (plus de 10.000).

Ce modèle est utilisé pour la prédétermination des pertes annuelles moyennes pour un champ dans des conditions données. C'est un guide pour le choix des assolements et des aménagements des champs et des terres.

Il s'écrit sous la forme suivante :

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

- où
- A = Pertes en terre pendant un temps donné, exprimées en quantité par unité de surface ;
 - R = Indice d'agressivité des pluies ;
 - K = Indice d'érodibilité du sol ;
 - LS = Indice de pente et de longueur de pente ;

C = Indice de culture caractérisant la couverture végétale ;

P = Indice des aménagements utilisés pour lutter contre l'érosion.

Parmi ces facteurs de l'érosion, seul l'indice R peut se calculer à partir des données climatiques. Les autres sont des rapports.

Si on multiplie par une constante de 0.2242, on obtient la perte en terre A en Kg.m^{-2} .

$$A (\text{Kg.m}^{-2}) = 0.2242 \cdot R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P.$$

Les différents facteurs :

1. Facteur d'agressivité des pluies R :

Ce facteur caractérise l'agressivité de la pluie, on peut le calculer pour une pluie, ou pour des pluies d'une période donnée. Généralement, on utilise un index moyen annuel calculé d'après les pluies de plusieurs années.

Le facteur R est défini comme le produit de deux caractéristiques de la pluie :

- Energie cinétique totale,
- Intensité maximale en 30 minutes.

En 1959, WISCHMEYER a trouvé que si tous les facteurs de l'érosion hydrique sont maintenus constants, à l'exception de la pluie, l'érosion spécifique (masse de terre sèche érodée par unité de surface) est proportionnelle à cet indice qui donne une quantité de masse par unité de surface (t.km^{-2} ; t.ha^{-1} , Kg.m^{-2}).

$$R = \frac{E_{ctot} \cdot I_{30}}{1702}$$

Pour le calculer, on procède de la manière suivante :

- Découpage de l'averse en tranches d'égale intensité,
- Pour chacune de ces tranches, on calcule l' E_c par unité de hauteur d'eau (mm) selon la formule :

$$E_c \text{ (joules.m}^{-2}\text{.mm}^{-1}\text{)} = 11.9 + 8.73 \log I \text{ (mm.h}^{-1}\text{)}$$

- L'énergie de la tranche est égale à l'énergie unitaire multipliée par le nombre de millimètres de pluie tombée,
- L' E_{ctot} est la somme des énergies de chaque tranche,
- Il ne reste plus qu'à multiplier l' E_{ctot} par l'intensité maximale en 30 mn.
- 1702 = Constante permettant le passage aux unités américaines.

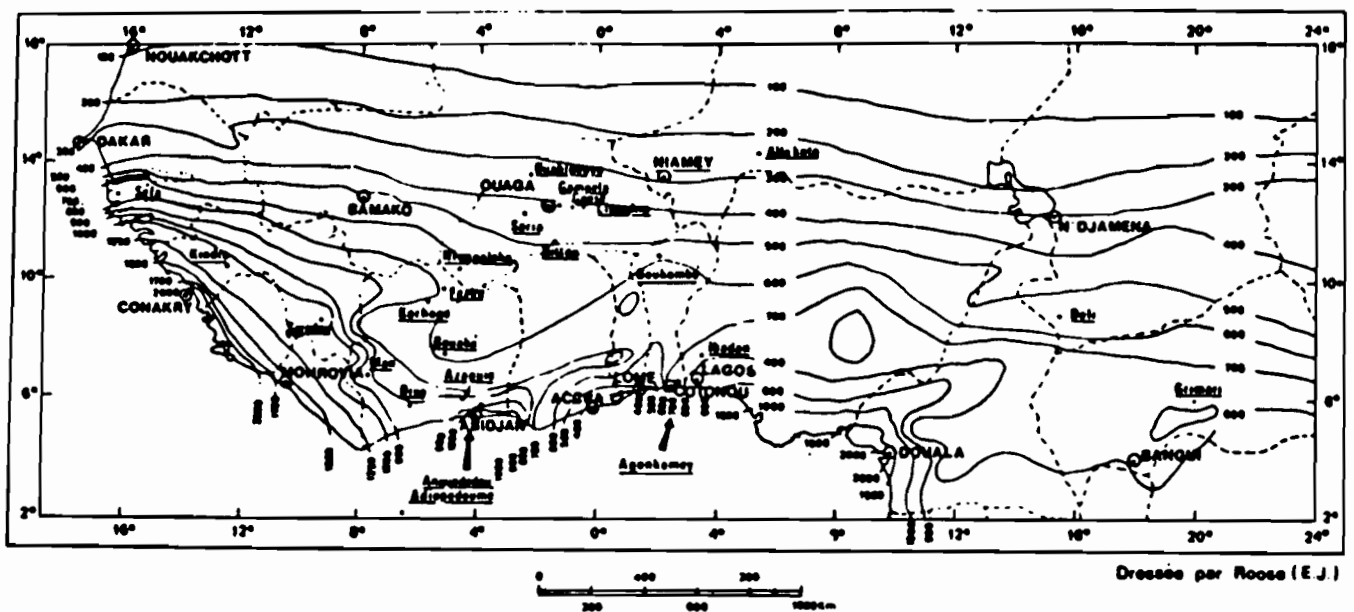
MASSON (1980) a trouvé, pour la Tunisie, un indice d'agressivité deux fois et demie (2,5) plus élevé que celui des américains :

$$R = \frac{E \cdot I_{30}}{685}$$

Plusieurs auteurs ont essayé d'établir des lignes iso-indices inter-régionaux. Et, à titre d'exemple, nous donnons la Figure 22 qui montre leur répartition en Afrique de l'ouest et du centre.

Valeurs de l'indice d'érosivité (moyenne sur plusieurs années)

- 50 à 650 aux U.S.A. (WISCHMEIER, 1962)
- 60 à 300 en Tunisie (MASSON, 1971)
- 50 à 300 au Maroc (KOLMAN, 1967)
- 60 à 340 dans le Sud de la France (MASSON, KOLMAN, 1971)
- 500 à 1 400 en Côte d'Ivoire (ROOSE, 1973)
- 200 à 650 en Haute-Volta (ROOSE, ARRIVETS, PULLAIN, 1974)
- 200 à 1 200 à Madagascar (SARRAILH/C.T.F.T., 1977).



Esquisse de la répartition de l'indice d'agressivité climatique annuel moyen (R_{17RA} de Wischmeier) en Afrique de l'Ouest et du Centre.

D'après les données pluviométriques rassemblées par le Service Hydrologique de l'ORSTOM et arrêtées en 1975 (Extrait de *Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest* de E. Roose - ORSTOM - 1977).

Figure 22

2. Indice d'érodibilité du sol K :

Ce facteur, sans dimension, mesure la plus ou moins grande résistance relative d'un sol à l'érosion.

Il peut être déterminé expérimentalement, suivant un protocole bien défini sur des parcelles d'érosion d'au moins 10 m de long, soumises aux pluies naturelles. Mais, cette méthode nécessite un dispositif important pour chaque type de sol et réclame une longue série de mesures. Pour s'en sortir, on fait appel à la corrélation qui existe entre les indices d'instabilité structurale et les valeurs de l'érodibilité du sol.

L'instabilité structurale peut être bien appréciée par simulation de pluie, soit au laboratoire, soit sur parcelles expérimentales, tout en prenant le soin de ne pas utiliser le terme érodibilité qui supposerait une extrapolation à une grande échelle, mais plutôt, on utilisera le terme "détachabilité", qui est l'aptitude d'un sol à être fractionné en particules susceptibles d'être transportées.

Certains auteurs ont trouvé une formulation de ce facteur K en fonction de certains paramètres du sol (WISCHMEYER, JOHNSON et CROSS, 1971).

Si on pose les termes suivants :

$M = \% \text{ de limons (0.002 - 0.1 mm) } \times (100 - \% \text{ argile}) ;$

$m_0 = \% \text{ de matière organique} ;$

$S_S = \text{paramètre lié à la structure du sol} :$

- $S_S = 1$, grains très fins,
- 2, grains fins,
- 3, grains moyens et grossiers,
- 4, grains très grossiers.

B_p = Classe de perméabilité :

- B_p = 1, perméabilité rapide,
 2, moyenne à rapide,
 3, modérée,
 4, lente à modérée,
 5, perméabilité lente,
 6, très lente.

On arrive à établir une équation donnant l'indice d'érodibilité du sol :

$$K = 2.1.10^{-6} \cdot M^{1.14} \cdot (12 - m_0) + 3.25 (S_s - 2) + 2.5(B_p - 3)$$

valable dans le cas où le sol présente moins de 70 % de limon et de sable très fin (Cf. Figure 23).

Le Tableau 5 donne quelques valeurs du facteur K en fonction de la classe de texture.

3. L'indice topographique LS :

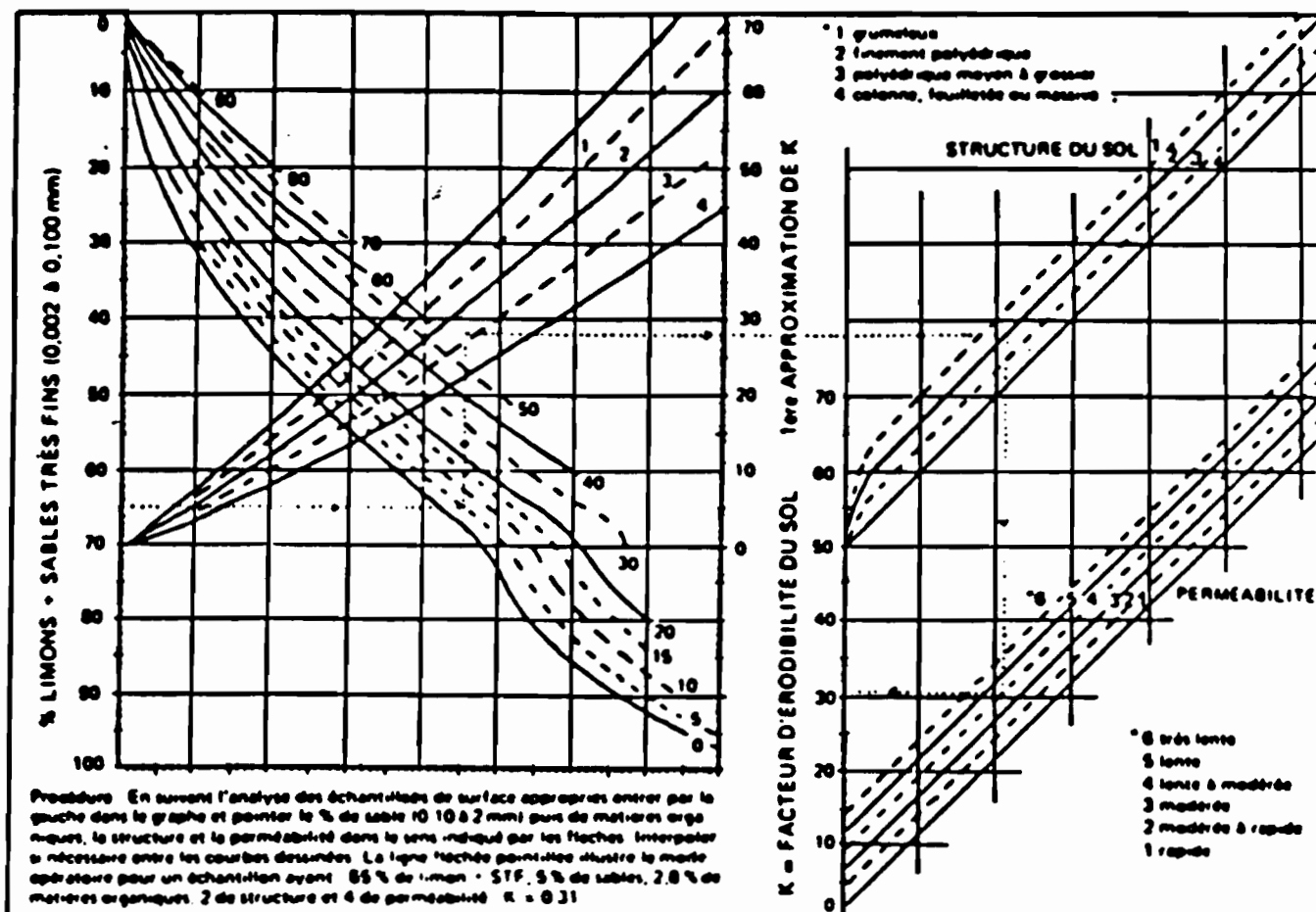
- L : facteur de longueur de pente,
 S : facteur de pente.

L'indice LS sans dimension permet de comparer les conditions topographiques d'un lieu à des conditions standards. Ces conditions standards sont : parcelle expérimentale de WISCHMEYER : pente = 9 %, longueur = 72,6 pieds, LS = 1.

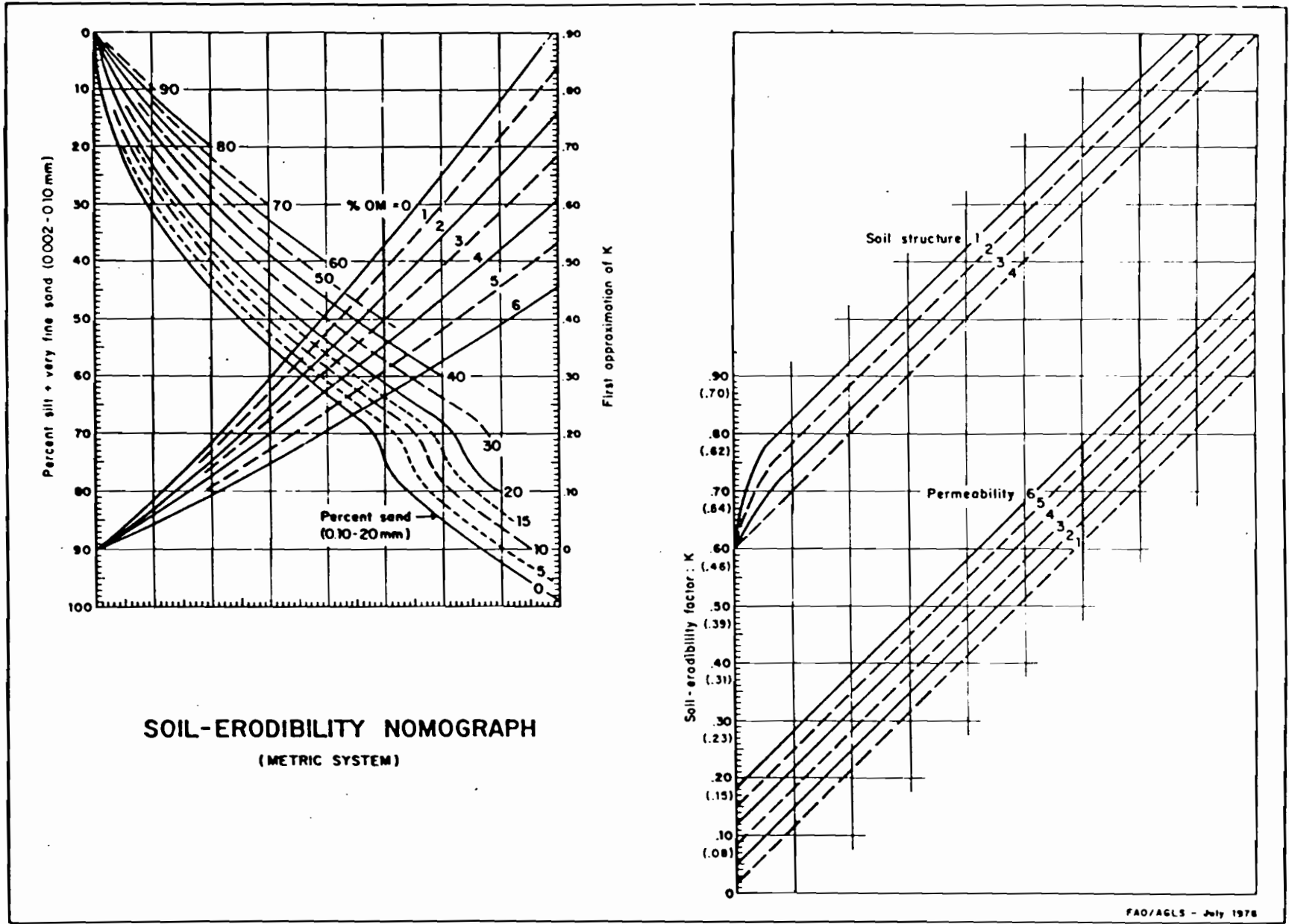
Il caractérise l'effet de l'inclinaison et de la longueur de pente.

Ses valeurs sont obtenues par l'abaque de WISCHMEYER et SMITH (1960) qui présente la formulation suivante :

Figure 23



Normographe permettant une évaluation rapide du Facteur K d'érodibilité des sols (D'après WISCHMEIER, JOHNSON et CROSS, 1971).



SOIL-ERODIBILITY NOMOGRAPH
(METRIC SYSTEM)

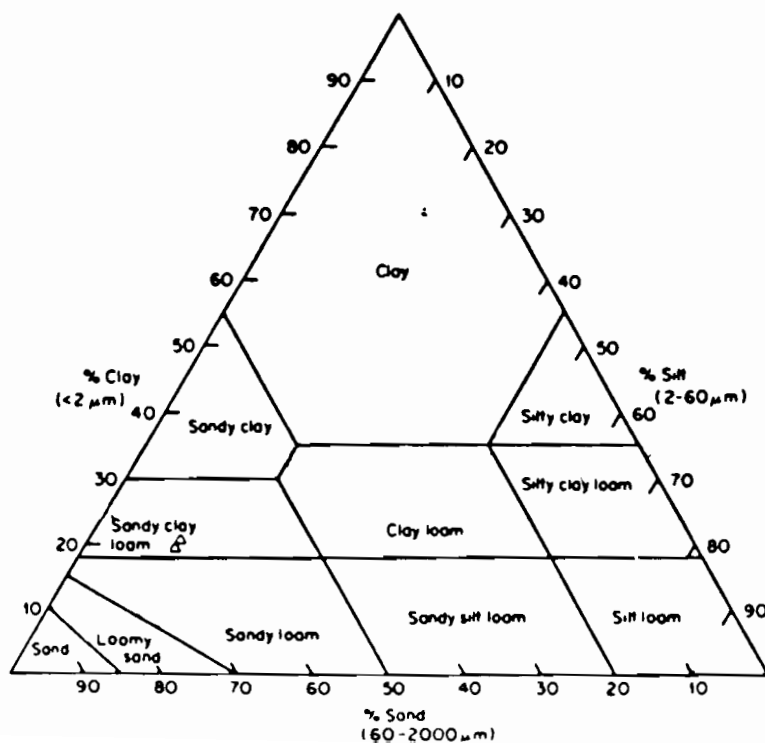
Soil erodibility nomograph. For codification and procedure see text. First approximation of K in SI-units only; final result of soil erodibility factor, K both in SI-units and pfs-units, with the latter in brackets. (Adapted from Wischmeier et al (9), Figure 1, p. 190).

Valeurs indicatives de K

Tableau 5

Texture class	Organic matter content		
	<0.5 per cent	2 per cent	4 per cent
	K	K	K
Sand	0.05	0.03	0.02
Fine sand	0.16	0.14	0.10
Very fine sand	0.42	0.36	0.28
Loamy sand	0.12	0.10	0.08
Loamy fine sand	0.24	0.20	0.16
Loamy very fine sand	0.44	0.38	0.30
Sandy loam	0.27	0.24	0.19
Fine sandy loam	0.35	0.30	0.24
Very fine sandy loam	0.47	0.41	0.33
Loam	0.38	0.34	0.29
Silt loam	0.48	0.42	0.33
Silt	0.60	0.52	0.42
Sandy clay loam	0.27	0.25	0.21
Clay loam	0.28	0.25	0.21
Silty clay loam	0.37	0.32	0.26
Sandy clay	0.14	0.13	0.12
Silty clay	0.25	0.23	0.19
Clay	0.13-0.29		

* The values shown are estimated averages of broad ranges of specific-soil values. When a texture is near the borderline of two texture classes, use the average of the two K values.



$$LS = \frac{\sqrt{L}}{100} (0.76 + 0.53 \cdot S + 0.076 S^2)$$

où L = longueur de la pente en pieds ;
S = pente en % (Cf. Figure 24).

Une autre formule permet d'estimer l'indice topographique (ROOSE, 1980) :

$$LS = \left(\frac{l}{22.1} \right)^n \cdot 65 \cdot 10^{-4} \cdot (i^2 + 7 \cdot i + 10)$$

où l = longueur de la parcelle (m) ;
i = pente du terrain (%) ;
n = coefficient qui varie avec i ;

i %	1	3	5	
n	0.2	0.3	0.4	0.5

4. L'indice de culture C :

Le facteur C est sans dimension, il permet de tenir compte du fait que les pluies agissent proportionnellement plus sur un sol nu que sur un sol couvert. Il caractérise la culture, degré de fertilisation minérale (niveau de productivité) ou organique (sort des résidus de récolte).

C'est le rapport des pertes de sol d'une terre cultivée dans des conditions bien définies, aux pertes d'une jachère continuellement travaillée (sol nu de l'année) (C = 1), toutes les autres conditions étant égales.

Graphique donnant les valeurs du facteur L.S., en fonction de la longueur et du pourcentage de pente.

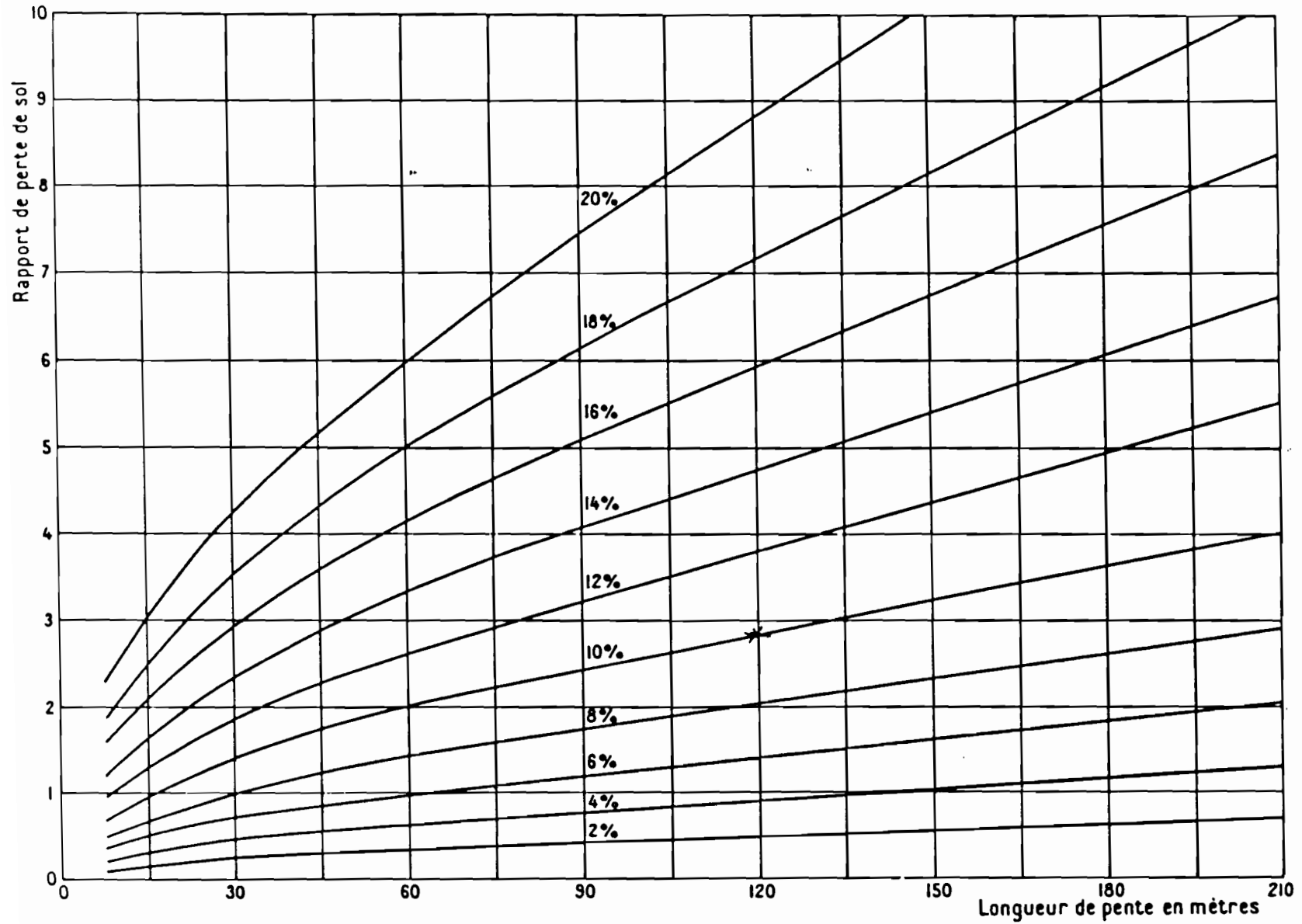


Figure 24

Les valeurs de C restent en principe valables pour l'ensemble de l'année lorsqu'il s'agit de cultures pérennes et que celles-ci sont bien installées. Par contre, pour les cultures annuelles, il dépend de la culture et sera distingué par les résidus de récolte, le lit de semence, l'état de développement et la récolte jusqu'au labour de l'année suivante.

Il est influencé par le climat local ou régional parce que celui-ci règle les durées des phases végétatives.

La seule source de calcul pour ce facteur est un tableau américain donnant les valeurs du facteur C. Malheureusement, ce tableau est considéré comme correct dans les zones tempérées où la pluviométrie annuelle, de 600 à 1300 mm, est suffisamment bien répartie.

Les tableaux 6,7 et 7' et la Figure 25 donnent des exemples de valeurs de C.

5. Indice des pratiques antiérosives P :

(ou indice de conservation du sol et de l'eau)

Ce facteur caractérise les pratiques qui retiennent une certaine proportion de terre. C'est le rapport des pertes de sol d'un champ sur lequel on utilise des pratiques conservatrices, aux pertes d'un champ cultivé en ligne de plus grande pente.

Les valeurs de ce facteur P dépendent des caractéristiques topographiques des champs, pente et longueur de pente, et des techniques antiérosives utilisées.

La longueur de la pente du champ est la distance comprise entre le point d'origine du débordement jusqu'à l'un des deux points suivants : a) le point où la pente diminue jusqu'au

Tableau 6

Nous donnons ci-dessous, à titre d'exemple, un calcul du facteur C pour le cas suivant :

Assolement quadriennal : avoine semée en automne
prairie
maïs
maïs

EXEMPLE D'ÉVALUATION DU FACTEUR DE CULTURE (C)

(1) Culture et pratiques	(2) Rapport de perte de terre	(3) Date à laquelle commence chaque segment	(4) Pourcentage de l'indice annuel d'érosion		(6) Valeur du facteur C %
			De janvier à la date indiquée	Chaque segment	
Prairie	0,006	1/8	66		9
Prairie	0,006	1/3	15	49	
<i>Première culture de maïs</i>					
Jachère nue	0,15	1/4	24	9	
Les 30 premiers jours après les semailles	0,32	1/5	35	11	
De 30 à 60 jours après les semailles	0,30	1/6	46	11	
De 60 jours après les semailles jusqu'à la récolte	0,19	1/10	81	35	
De la récolte au labour ou au prochain lit de semence	0,30	1/3	15	34	25
<i>Seconde culture de maïs</i>					
Jachère nue	0,42	1/4	24	9	
Les 30 premiers jours après les semailles	0,57	1/5	35	11	
De 30 à 60 jours après les semailles	0,49	1/6	46	11	
De 60 jours après les semailles jusqu'à la récolte	0,28	1/10	81	35	25,2
<i>Avoine</i>					
Les 30 premiers jours après les semailles	0,58	1/11	87	6	
Les 30 jours après les semailles jusqu'au 1 ^{er} avril	0,35	1/4	24	37	
Du 1 ^{er} avril à la récolte	0,15	1/6	46	22	19,7
De la récolte jusqu'à 60 jours après celle-ci	0,03	1/8	66	20	0,6
TOTAL		4 ans	—	400	71,4
Moyenne annuelle				100	17,9

Extrait de " SOIL LOSS ESTIMATION IN THE SOUTH EAST "

Principe :

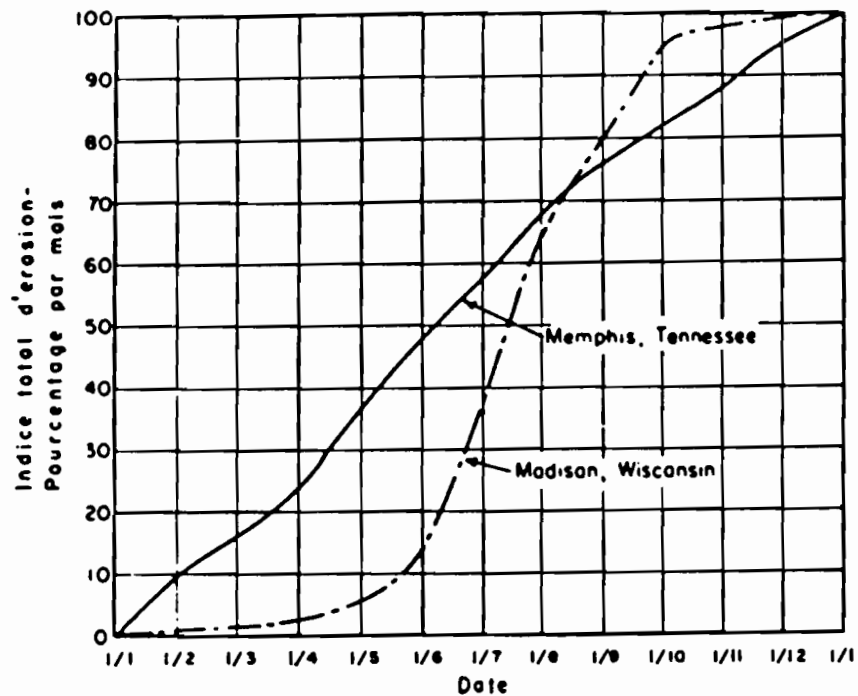
Colonne (1) : assolement et différentes phases de culture.

Colonne (2) : rapport probable entre la perte de terre de la phase de culture et la perte correspondante de jachère cultivée en permanence sur le même sol, même pente et le même régime des pluies.

Colonne (3) : dates de début des phases de culture.

Colonne (4) : tirée du graphique ci-dessous qui indique la variation de l'indice moyen annuel d'érosion hydraulique :

Figure 25



(Source: U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS 22-26, 1961)

Colonne (5) : pourcentage pour chaque phase.

Colonne (6) : facteur C, calculé en multipliant la colonne (2) par la colonne colonne (5) et en sommant les produits partiels.

Résultat final pour un champ ainsi cultivé : C = 17.9 %

Influence du couvert végétal sur l'érosion en Afrique de l'Ouest

Plantes et techniques culturales	C annuel moyen
Sol nu	1
Forêt dense ou culture paillée abondamment	0,001
Savane et prairie en bon état	0,01
Savane et prairie brûlées et/ou surpâturées	0,01
Plantes de couverture à développement lent ou plantation tardive :	
. 1 ^{re} année	0,3 à 0,8
. 2 ^e année	0,1
Plantes de couverture à développement rapide et plantation hâtive dès la première année	0,01 à 0,1
Mais, sorgho, mil (en fonction du rendement)	0,4 à 0,9
Riz en culture intensive	0,1 à 0,2
Coton, tabac (en 2 ^e cycle)	0,5
Arachide (en fonction date de plantation)	0,4 à 0,8
Manioc (1 ^{re} année), igname (selon date de plantation)	0,2 à 0,8
Palmier, hévéa, café, cacao avec plantes de couverture	0,1 à 0,3
Ananas à plat (en fonction de la pente)	
(pente 4 à 20 %) { résidus brûlés	0,1 à 0,5
{ résidus enfouis	0,1 à 0,3
{ résidus en surface	0,01
Ananas sur billons cloisonnés (pente 7 %)	0,1

Tableau 7

Tableau 7'

Valeur de C pour des pâturages permanents,
des terres d'élevage, ou des terres en friche a)

Canopée Type et hauteur de la canopée b)	Taux de couverture de la canopée (%) c)	Type d/	Couvert à la surface du sol Pourcentage de sol couvert					
			0	20	40	60	80	95-100
Pas de canopée appréciable		G	0.45	0.20	0.10	0.042	0.013	0.003
		W	0.45	0.24	0.15	0.090	0.043	0.011
Canopée de mauvaises herbes de haute taille ou de broussailles basses (hauteur de chute de 0,5 m)	25	G	0.36	0.17	0.09	0.038	0.012	0.003
		W	0.36	0.20	0.13	0.082	0.041	0.011
	50	G	0.26	0.13	0.07	0.035	0.012	0.003
		W	0.26	0.16	0.11	0.075	0.039	0.011
	75	G	0.17	0.10	0.06	0.031	0.011	0.003
		W	0.17	0.12	0.09	0.067	0.038	0.011
Broussailles notables ou buissons (hauteur de chute de 2 m)	25	G	0.40	0.18	0.09	0.040	0.013	0.003
		W	0.40	0.22	0.14	0.085	0.042	0.011
	50	G	0.34	0.16	0.085	0.038	0.012	0.003
		W	0.34	0.19	0.13	0.081	0.041	0.011
	75	G	0.28	0.14	0.08	0.036	0.012	0.003
		W	0.28	0.17	0.12	0.077	0.040	0.011
Arbres mais pas de broussailles appréciables (hauteur de chute de 4 m)	25	G	0.42	0.19	0.10	0.041	0.013	0.003
		W	0.42	0.23	0.14	0.087	0.042	0.011
	50	G	0.39	0.18	0.09	0.040	0.013	0.003
		W	0.39	0.21	0.14	0.085	0.042	0.011
	75	G	0.36	0.17	0.09	0.039	0.012	0.003
		W	0.36	0.20	0.13	0.083	0.041	0.011

- a) toutes les valeurs indiquées supposent : (1) une répartition aléatoire du mulch ou de la végétation et (2) un mulch d'épaisseur notable là où il existe.
- b) hauteur moyenne de chute des gouttes d'eau de la canopée à la surface du sol, en mètres.
- c) portion de la surface totale qui serait cachée à la vue par la canopée dans une projection verticale.
- d) G - la surface est couverte d'herbe, de plantes herbacées, de débris végétaux en décomposition et compactée ou de litière d'au moins 5 cm d'épaisseur (2 pouces).
W - la surface est couverte de mauvaises herbes avec un réseau racinaire peu développé en surface et/ou de résidus non décomposés.

point où la sédimentation commence, ou b) le point où l'eau de ruissellement pénètre dans une rigole bien tracée qui peut faire partie d'un réseau de drainage ou une rigole construite sur une terrasse ou une dérivation.

Pour les cultures en terrasses, la longueur de pente est la distance horizontale entre les terrasses.

Les tableaux 8, 9 et 10 donnent des valeurs de P pour différentes conditions.

IV.1.4.3. L'équation de THOMPSON (1964) :

Certains chercheurs américains ont essayé de développer des relations donnant la vitesse d'avancement des ravines en fonction des paramètres de l'érosion régressive. Leur application reste, malheureusement, valable uniquement pour quelques régions des Etats-Unis.

Pour en citer une, on pourrait énoncer celle de THOMPSON (1964) :

$$R = 0.15 \cdot A^{0.49} \cdot S^{0.14} \cdot p^{0.74} \cdot E^{1.00}$$

où :

R = avancement moyen annuel de la tête de ravine (pieds) ;

A = superficie drainée ou impluvium (acres) ;

S = la pente du ravin ;

P = précipitations annuelles (inches) ;

E = pourcentage d'argile par unité de poids du sol du profil érodé.

Valeurs du facteur P Tableau 8

Land Slope, percentage	Contour		
	Contouring	Strip cropping and Irrigated Furrows	Terracing ^b
1-2	0.60	0.30	0.12
3-8	0.50	0.25	0.10
9-12	0.60	0.30	0.12
13-16	0.70	0.35	0.14
17-20	0.80	0.40	0.16
21-25	0.90	0.45	0.18

^a From Wischmeier and Smith, 1978.

^b For prediction of contribution to off-field sediment load.

Contouring = Labour suivant les courbes de niveau
 Contour Strip cropping and Irrigated Furrows = Culture en bandes suivant les courbes de niveau et rigoles d'irrigation
 Terracing = Culture en terrasses

Tableau 9

Le facteur "pratiques antiérosives" (P) dans l'équation de prévision de l'érosion de WISCHMEIER et SMITH (1960) ^P	
U.S.A.	
• labour isohypse	0.75
• labour et billonnage isohypse	0.50
• labour et bandes enherbées isohypses	0.25
Afrique de l'Ouest	
• billonnage isohypse cloisonné	0.2 à 0.1
• bandes antiérosives de 2 à 4 mètres de large	0.3 à 0.1
• mulch de paille de plus de 6t/ha	0.01
• mulch Curasol à 60g/l/m ² (selon pente et culture)	0.5 à 0.2
• prairie temporaire ou plante de couverture (selon le couvert)	0.5 à 0.01
• bourrelets de terre armés de pierres ou murettes en pierres sèches tous les 80cm de dénivellée plus labour isohypse plus binage plus fertilisation	0.1

Tableau 10

Quand les pratiques concernent les cultures en courbes de niveau protégées par des terrasses, les valeurs de (P) peuvent varier considérablement en fonction de la pente :

Pente du terrain %	P	Longueur maximale de la parcelle (en mètres)
1 à 2	0,60	120
3 à 5	0,50	90
6 à 8	0,50	60
9 à 12	0,60	40
13 à 16	0,70	24
17 à 20	0,80	18
21 à 25	0,90	15

D'après CEMAGREF, (1981)

IV.1.4.4. L'équation de FOSTER, MEYER et ONSTAD (1977) :

Ces auteurs pensent que la perte en terre globale (Y) dans un champ est la composante de deux types d'érosions différentes :

- l'érosion observée entre les rigoles (i),
- et - l'érosion observée dans les rigoles (t).

$$Y = F_t (K \cdot LS \cdot C \cdot P)_r + I_t (K \cdot LS \cdot C \cdot P)_i$$

avec :

$$F_t = \int_0^{t'} T dt \quad \text{et} \quad I_t = \int_0^{t'} I dt$$

F_t : érosivité du ruissellement ;

I_t : érosivité de la pluie ;

T : intensité de la pluie qui a causé le ruissellement ;

I : intensité de la pluie ;

t' : durée de l'averse.

IV.1.4.5. L'équation de WILLIAMS (1974) :

WILLIAMS propose une autre équation de perte en terre qu'il appelle l'équation universelle de pertes en terre modifiée :

$$Y = 11,8 (Q_x \cdot V)^{0.56} \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

où :

Y = perte en terre ;

Q_x = débit maximum liquide ($m^3.s^{-1}$) ;

V = volume de l'écoulement (m^3) ;

$$C = \sum_{i=1}^{12} \frac{C_i \cdot E_{Ii}}{100}$$

E_{Ii} = pourcentage mensuel de l'érosion annuelle ;

C_i = indice du couvert végétal du mois i .

IV.2. Mesure de l'érosion par l'étude du transport solide :

IV.2.1. Natures des matières solides transportées par les cours d'eau et modes de transport :

IV.2.1.1. Origine des sédiments :

Il y a sept origines au débit solide entraîné par le cours d'eau.

1. Erosion superficielle par les eaux de ruissellement dévalant les champs, pâturages, forêts et friches, à la suite de précipitations. Cette érosion en surface se définit comme étant un entraînement de terre par les eaux de surface, sans formation de rigoles assez profondes pour interdire la culture ou leur traversée par les machines agricoles (wash load) ;

2. Le ravinement : formation de tranchées par l'eau en courant rapide dans le sol, ou formations géologiques tendres ;

3. L'érosion par les cours d'eau : attaque des rives et dégradation du lit de cours d'eau bien délimités ;

4. Mouvements de terrain en masse : glissements et cheminement de terrain, avalanches ;

5. Erosion par les crues : entraînement de matériaux de surface par les courants de crue balayant les terrains inondés

6. Erosions particulières : extension des cultures, constructions de routes, voies ferrées, lignes électriques, maisons, ouvrages industriels ...

7. Résidus miniers et industriels, matériaux d'égouts lâchés dans les cours d'eau ou abandonnés en tas facilement attaqués par l'érosion.

Les trois premières origines sont de loin les plus importantes en quantité, lorsque la surface drainée est importante ; dans le cas où la surface est faible, d'autres sources peuvent devenir prépondérantes. En général, l'érosion en surface domine, lorsque la zone drainée reçoit plus de 500 mm de pluie et est à prédominance de culture. Le ravinement et l'érosion par cours d'eau fournissent la majeure partie du débit solide dans les zones de forêts et de pâturages, et lorsque les précipitations sont inférieures à 500 mm.

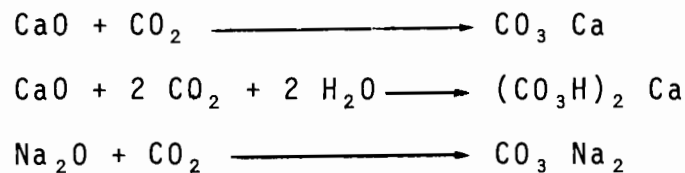
IV.2.1.2. Natures des sédiments :

1° - Solides dissouts :

Les principales matières dissoutes rencontrées dans les eaux sont les suivantes : calcium, magnésium, sodium, potassium, ions carbonate et bicarbonate, chlore et silice. Ils sont

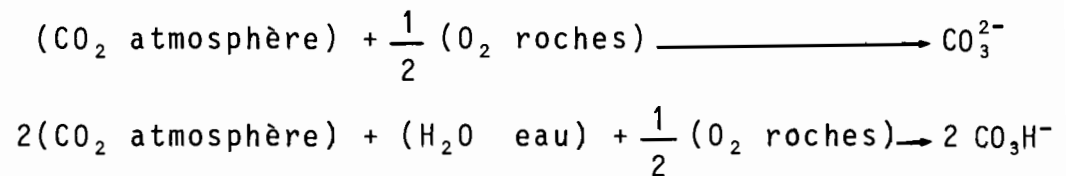
désignés par le terme d'ions majeurs. Ils s'y ajoutent des éléments mineurs, des éléments en traces et, éventuellement, des polluants.

Généralement, les teneurs en éléments dissouts sont relativement faibles, sauf dans certaines régions riches en évaporites et en d'autres roches salifères et dans les zones polluées. En dehors de ces régions, la masse de matières transportées correspond mal à la masse des matières arrachées au bassin versant. En effet, dans les roches en place, les cations retrouvés dans l'eau étaient liés à l'oxygène qui tient une place considérable dans la roche : 46,6 % en poids et 90 % en volume d'après PASCAL qui a proposé d'appeler la lithosphère plutôt l'oxysphère. De même, les ions carbonates et bicarbonates viennent en grande partie de l'atmosphère. On peut donner à titre d'exemple quelques réactions très schématisées :



etc ...

Cela revient à écrire :



On voit donc que l'atmosphère et l'eau fournissent $(2 \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ pour $(2 \text{CO}_3\text{H}^-)$ présent en solution soit 53 mg.l^{-1} pour 61 mg.l^{-1} de $\text{CO}_3 \text{H}^-$. Si CO_3^{2-} est aussi présent, l'atmosphère fournit (CO_2) pour (CO_3^{2-}) , soit 40 mg.l^{-1} pour 60 mg.l^{-1} de CO_3^{2-} .

En retranchant la part eau + atmosphère et en ajoutant l'oxygène des roches, on arrive à un résultat plus exact, en ce qui concerne l'évaluation de l'érosion par dissolution, que la somme des ions majeurs souvent employée.

2° - Solides particuliers :

Les solides particuliers transportés par les cours d'eau ont des tailles extrêmement variables, depuis les solides à l'état colloïdal (argiles) jusqu'à des blocs de plusieurs décimètres, voire plusieurs mètres. Les Tableaux 11 et 12 donnent différentes classifications de ces matériaux, établies par diverses organisations : American Geophysical Union (A.G.U.) aux U.S.A., U.R.S.S., Royaume-Uni, France et Allemagne. Ces échelles présentent des différences non négligeables et il est indispensables de pouvoir s'y reporter lorsqu'on lit des ouvrages dont les auteurs se réfèrent à l'une ou à l'autre de ces classifications.

La taille, la forme et la densité des solides particuliers déterminent leur façon d'être transportés dans l'eau. Les paramètres d'usage courant, servant à définir la taille et la forme des particules, sont les suivants :

* Diamètre au tamis : c'est la taille minimum de tamis à travers laquelle la particule peut passer. Il est utilisé pour des diamètres compris entre 0,1 et 75 mm.

* Diamètre équivalent : appelé aussi diamètre de sédimentation. C'est le diamètre d'une sphère de même densité que la particule et qui aurait la même vitesse de chute dans un fluide donné et à la même température. Il sert pour les particules plus petites que 0,1 mm.

* Diamètre nominal : c'est le diamètre d'une sphère de même volume que la particule. Il est utilisé pour des diamètres supérieurs à 75 mm.

Tableau 1A - Echelles des tailles des particules

		Echelle AGU*		Echelle URSS	
Grandes dimensions	Nom de la classe	mm		Nom de la classe	mm
Grandes dimensions	Rochers : Très grands	4000 - 2000		Rochers : Grands	1000 - 500
	Grands	2000 - 1000		Moyens	500 - 200
	Moyens	1000 - 500		Petits	200 - 100
	Petits	500 - 250		Galets : Gros	100 - 50
	Galets : Gros	250 - 130		Moyens	50 - 20
	Petits	130 - 64		Petits	20 - 10
	Graviers : Très grossiers	64 - 32		Graviers : Grossiers	10 - 5
	Grossiers	32 - 16		Moyens	5 - 2
	Moyens	16 - 8		Petits	2 - 1
	Fin	8 - 4			
Très fins	4 - 2				
Petites dimensions	Sable : Très grossier	2.000-1.000		Sable : Grossier	1 - 0.5
	Grossier	1.000-0.500		Moyen	0.5 - 0.2
	Moyen	0.500-0.250		Fin	0.2 - 0.1
	Fin	0.250-0.125		Limons : Très grossiers	0.1 - 0.05
	Très fin	0.125-0.062		grossiers Moyens	0.05 - 0.01
	Limon : Grossier	0.062-0.031		Petits	0.01 - 0.005
	Moyen	0.031-0.016		Limon : Normal	0.01 - 0.005
	Fin	0.016-0.008		Fin	0.005-0.001
	Très fin	0.008-0.004		Argile	< 0.001
	Argile : Grossière	0.004-0.0020			
	Moyenne	0.0020-0.0010			
	Fine	0.0010-0.0005			
	Très fine	0.0005-0.00024			

*AGU : American Geophysical Union

0.0002	0.0004	0.002	0.004	0.02	0.04	0.2	0.6	2	6	20	60	200	600	2000mm
ECH. USA. AGU														
Clay		Silt		Sand			Gravel			Cobbles		Boulders		
ECH. URSS														
Clay	Fine silt	Coarse silt		Sand	Gravel	Pebbles		Boulders						
ECH. Française														
Argile	Limon	Sable fin	Gros sable	Gravier	Cailloux		Blocs							
ECH. Britannique (British Std)														
Clay	Silt		Sand			Gravel			Cobbles		Boulders			
ECH. Allemande (DIN)														
Ton	Schluff		Sand			Kies			Steine		Blöcke			
0.0002	0.0004	0.002	0.004	0.02	0.04	0.2	0.6	2	6	20	60	200	600	2000mm

Tableau 1B - Comparaison des échelles nationales des tailles des particules (d'après différentes sources, A. Sundborg, 1980).

* Dimensions triaxiales : ce sont les dimensions selon un repère orthonormé à trois dimensions, comprenant les dimensions maximum et minimum de la particule. Elles sont utilisées pour les particules de plus de 75 mm de diamètre.

* Rapport surface-volume : c'est le rapport entre la surface d'une particule et la surface d'une sphère de même volume (égal à 1 pour une particule sphérique).

* Sphéricité : c'est la racine cubique du rapport du volume de la particule au volume de la sphère circonscrite (égal à 1 pour une particule sphérique).

La masse volumique des matériaux transportés joue aussi un rôle important dans le transport en le rendant sélectif. Ce paramètre intervient dans les formules de calcul du transport solide.

IV.2.1.3. Mode de transport :

1° - Transport en solution :

Il concerne les éléments dissouts qui peuvent être des minéraux, des matières organiques (acides aminés, acides gras, vitamines ...), des polluants ...

Généralement, les concentrations de matières en solution sont homogènes dans une section, ce qui facilite beaucoup les mesures. Toutefois, il peut être observé, dans certains cas, des variations importantes dans l'espace. Par exemple, au niveau de la confluence d'un affluent où les concentrations sont différentes de celles observées dans le cours principal, le mélange

des eaux à l'aval ne se fait qu'après une distance de parcours très variable selon les caractéristiques hydrauliques du cours d'eau. Les Figures 26 et 27 donnent des exemples de concentrations non homogènes relevées dans le delta de l'OUEME au Bénin.

2° - Transport en suspension :

Il concerne les éléments fins du transport solide (argiles, limons, sables fins) qui sont maintenus en suspension par la turbulence de l'eau créée par les matériaux composant le lit.

Le mouvement des alluvions est d'une telle complexité qu'il n'est pas susceptible d'une étude théorique complète, c'est en effet un phénomène non permanent ; le lit et la surface changent continuellement de forme (C.B. BROWN).

Vu cette complexité du phénomène de transport, nous retenons uniquement une théorie trop simple pour dire qu'une particule transportée par suspension est soumise à deux types de forces : une force qui entraîne sa chute et une force due à la turbulence.

- Vitesse de chute :

Dans un fluide au repos, une particule, au cours de sa chute, est soumise à deux forces antagonistes : son poids, force dirigée vers le bas et la résistance à l'avancement dirigée vers le haut. La particule atteint, en général, rapidement une vitesse de chute limite, qui est fonction de nombreuses variables dont surtout les dimensions, la forme, le poids spécifique et la viscosité du fluide. Pour une sphère de diamètre d , la vitesse W de chute, pour un nombre de Reynolds faible ($R < 0,1$) est donnée par la loi de STOKES qui s'écrit :

Figure 26

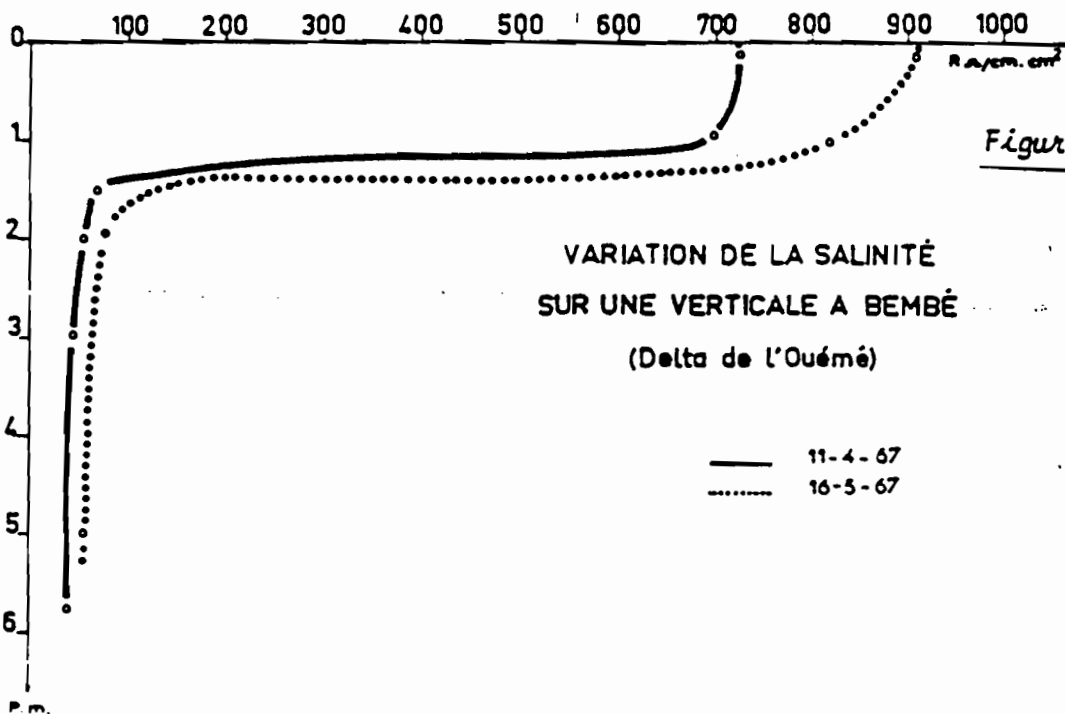
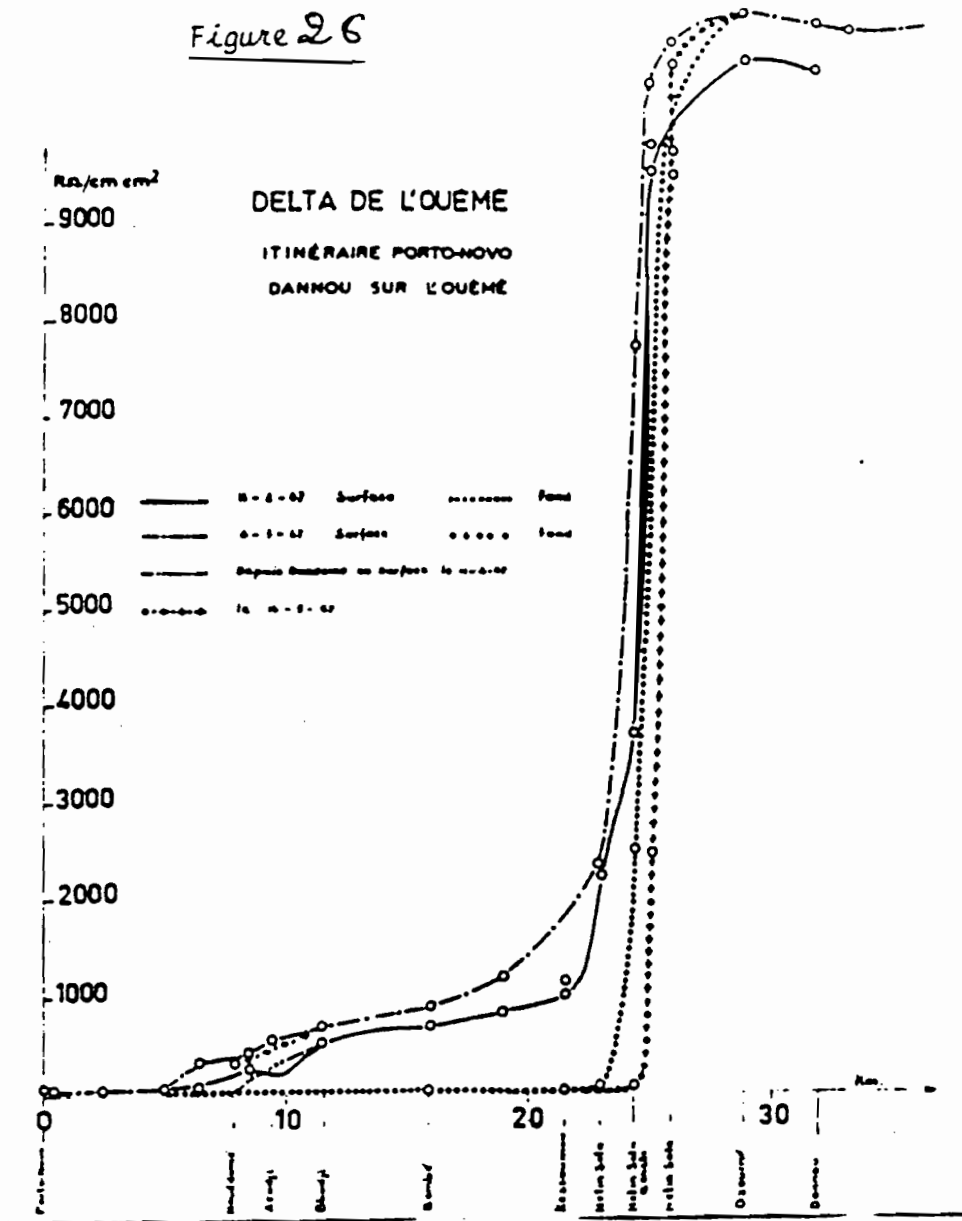


Figure 27

$$W = \frac{\gamma \cdot d^2}{18\mu} (S_s - S_f)$$

γ et μ sont le poids spécifique et le coefficient de viscosité dynamique du fluide ; $S_s - S_f$ est la différence de masse spécifique entre le solide et le fluide.

Aux nombres de Reynolds plus élevés, où les forces d'inertie ne sont plus négligeables, la relation de STOKES est étendue à l'aide de l'équation générale :

$$1.33 \frac{g d}{w^2} (S_s - S_f) = C_D = \varnothing (R)$$

fonction représentée par la Figure 28. La courbe de base correspond à la chute de sphère à vitesse constante dans un fluide indéfini.

Si le fluide est contenu dans un réservoir de dimensions finies, ou si la sphère considérée fait partie d'un grand nombre qui se trouve dans la même région, la vitesse observée est inférieure à celle que donne la courbe de base de la Figure 28. La différence est fonction de l'écartement relatif d'une sphère et de ses voisines. Les autres courbes de la Figure correspondent à la chute suivant l'axe d'un réservoir cylindrique, pour différents rapports d/D du diamètre de la particule à celui du cylindre.

Dans le domaine d'application de la loi de STOKES et pour $d/D < 1/3$, on peut utiliser une expression approchée du coefficient de trainée :

$$C_D = \left[1 + \frac{g \cdot d}{4 \cdot D} + \left(\frac{g \cdot d}{4 \cdot D} \right)^2 \right] \cdot \frac{24}{R}$$

La Figure 29 donne un exemple de vitesse de chute des particules d'après M.S. YALIN.

- Turbulence et particules en suspension :

Dans un fluide en mouvement, les particules en suspension sont soumises, outre la force résultante envisagée au paragraphe précédent qui entraîne sa chute, à une force d'intensité et de direction aléatoires due à la turbulence.

SHIELDS pose que la force exercée par le courant sur la particule est de la même forme que la résistance à l'avancement :

$$F = C_D A \frac{\rho v^2}{2} = \phi_1 \left(\alpha_1, \frac{Vd}{\nu} \rho d^2 v^2 \right)$$

où α_1 , est un coefficient de forme, V la vitesse caractéristique (vitesse de courant à la côte Z au-dessus du lit, proportionnelle au diamètre d de la particule : $Z = \alpha_2 d$), c'est-à-dire :

$$V = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \left[5.75 \log \alpha_2 + \phi \left(\frac{d \sqrt{\tau_0/\rho}}{\nu} \right) \right]$$

$$= \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \phi \left(\alpha_2, \frac{d \sqrt{\tau_0/\rho}}{\nu} \right)$$

τ_0 : intensité de la force tangentielle limite = $g \cdot \rho \cdot y_0$.
So (S_0 : pente du lit, y_0 profondeur moyenne)

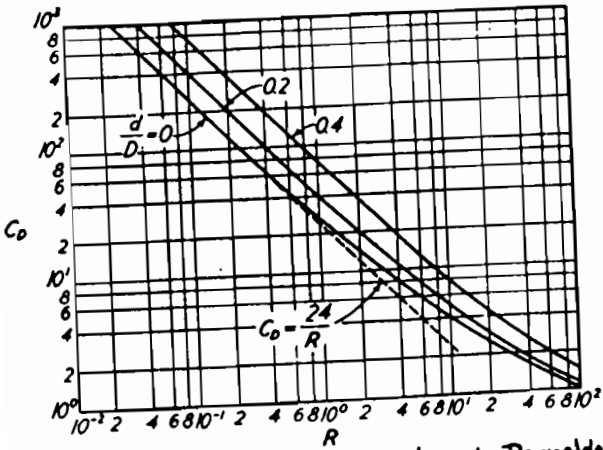


Fig. 2.8 Diagramme du nombre de Reynolds pour la résistance de sphères.

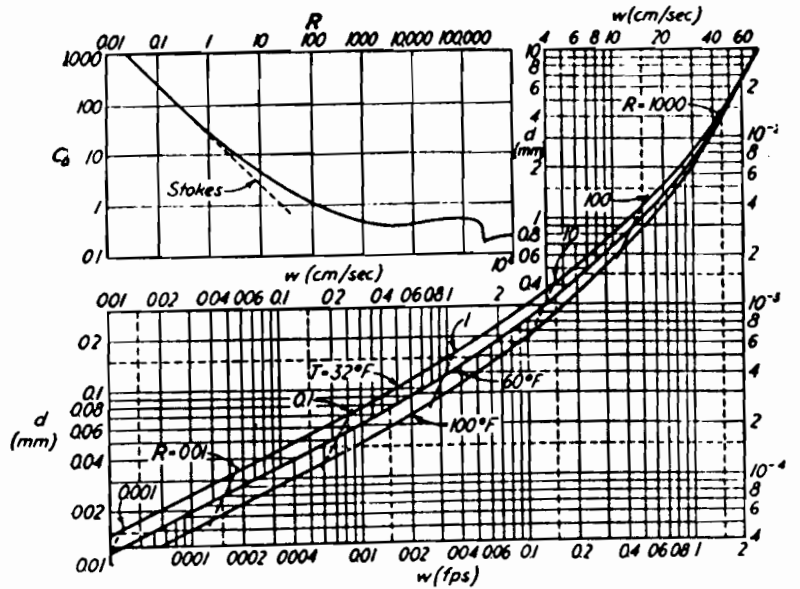


Fig. 2.8' Carte du diamètre de sédimentation en fonction de la vitesse de chute dans l'eau.

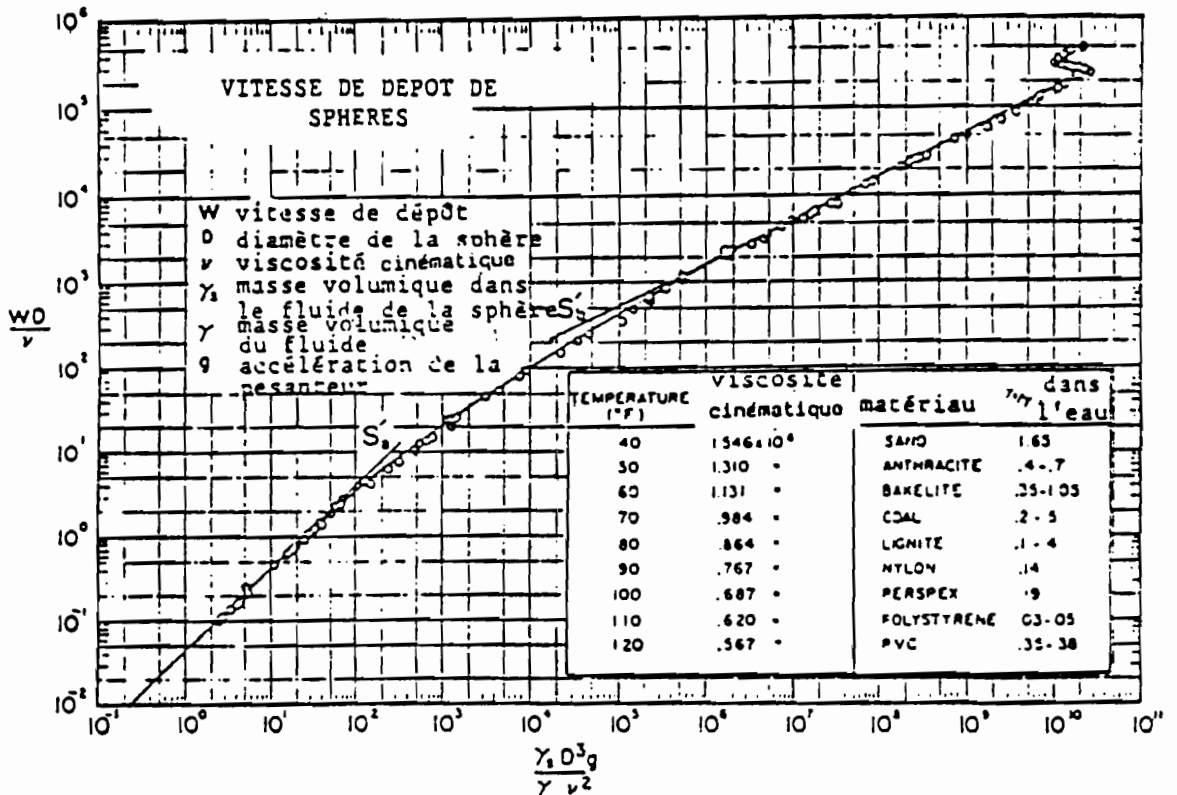


Fig. 2.9 Vitesse de dépôt. Extrait de Mechanics of sediment transport par M.S. Yalin (publié par Pergamon Press, 1977).

$\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$: paramètre appelé vitesse tractrice.

En mettant ces relations sous forme générale et en omettant pour simplifier l'indice 0 :

$$F = \tau \cdot d^2 \cdot \phi_3 \left(\alpha_1, \alpha_2, \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{v} \right)$$

De plus, SHIELDS suppose que la résistance à l'avancement d'une particule ne dépend plus que de la forme du lit et du poids dans l'eau de la particule :

$$R = \alpha_3 (S_s - 1) \gamma d^3$$

En introduisant le paramètre τ_c (force tractrice limite) caractérisant la valeur de l'effort tangentiel pour lequel la force du courant dépasse juste la résistance au déplacement, on obtient la fonction générale :

$$\alpha_3 (S_s - 1) \cdot \gamma \cdot d^3 = \tau_c \sigma^2 \phi_4 \left(\alpha_1, \alpha_2, \frac{d \sqrt{\tau/l}}{v} \right)$$

Dans le cas particulier étudié par SHIELDS d'un lit horizontal formé de particules identiques, tous les coefficients caractéristiques du lit et des particules se ramènent à un seul et le résultat s'écrit :

$$\frac{\tau_c}{\gamma(S_s - 1) \cdot d} = \phi \left(\frac{d \cdot \sqrt{\tau/l}}{v} \right)$$

La Figure 30 montre l'allure de la fonction de SHIELDS dans un domaine de variations considérables des différentes variables.

D'après PRANDTL et VON KARMAN, la turbulence a pour effet en moyenne d'entraîner les particules vers les zones de plus fortes vitesses. La turbulence est caractérisée par la vitesse de frottement U_* dépendant de la tension tangentielle t_0 exercée par les filets liquides sur la paroi par unité de surface :

$$t_0 = \rho \cdot g \cdot i \cdot R_h \quad \text{et} \quad U_* = \sqrt{\frac{t_0}{\rho}}$$

ρ : masse spécifique de l'eau ;

i : pente de la ligne d'eau (souvent prise égale à la pente de fond) ;

R_h : rayon hydraulique.

L'application de la théorie de la turbulence conduit à la formule de SCHMIDT-ROUSE qui s'écrit :

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{D - Y}{Y} \cdot \frac{a}{D - a} \right)^Z$$

ou

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{D/(Y - 1)}{D/(a - 1)} \right)^Z$$

avec les notations suivantes :

C = concentration des matériaux en suspension à la distance Y du fond ;

C_a = concentration à la distance a du fond ;

t = nombre de SCHMIDT-ROUSE = $\frac{W}{0,4 U_*}$

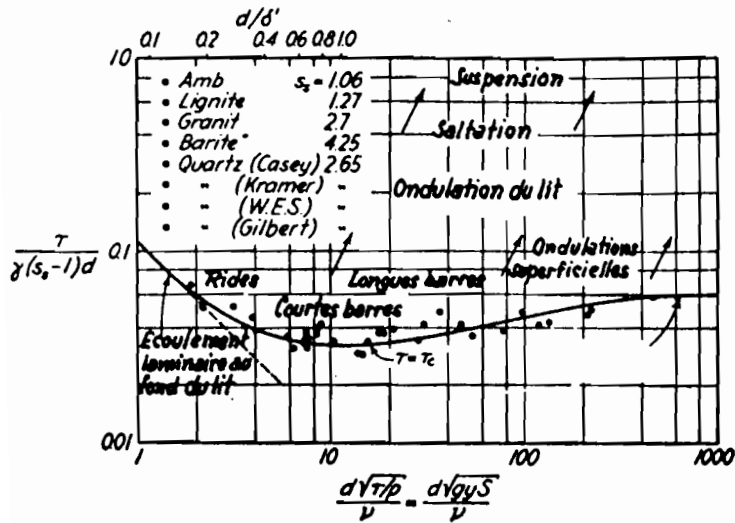


Fig. 30 Analyse par Shields de la fonction d'entraînement.

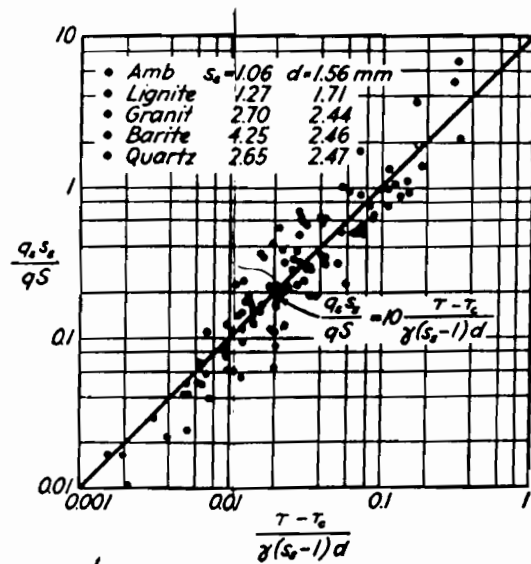


Fig 30'. Formule de la fonction de transport de Shields.

Cette formule donne le rapport de la concentration à une distance Y du fond à la concentration à la distance a du fond.

La distance a ne peut guère être inférieure à 10 cm car il ne paraît pas possible de mesurer des concentrations plus près du fond (Cf. Figure 31).

Cette formule ne concerne que le transport en suspension et pas tout le transport de fond.

L'utilisation de ce calcul ainsi que les résultats expérimentaux montrent que le comportement des particules dépend beaucoup de leur diamètre. En effet, la variation de la concentration le long d'une verticale est d'autant plus forte que ce diamètre est grand. La Figure 31' donne un exemple de calcul de courbes théoriques de variation des concentrations sur la verticale. Jusqu'à des diamètres de 20μ , les variations sont faibles. A partir de 50μ et surtout 100μ , les variations deviennent plus importantes et les fractions les plus grossières (au-delà de 200μ) seront mal ou même pas du tout représentées en surface. Ceci ne devra pas être oublié quand on fera des mesures de transport en suspension.

Les particules en suspension se déplacent à une vitesse sensiblement égale à celle de l'eau qui les transporte. Au-dessous d'un certain diamètre, variable selon la densité des grains transportés, les particules ne peuvent que se déplacer en suspension ou rester au repos sur le fond. Pour une densité de 2,65, ce diamètre limite est de l'ordre de 0,06 mm. Pour des tailles plus grandes, le transport peut encore se faire en suspension mais aussi par ce que l'on appelle le transport de fond.

3° - Le transport de fond : (ou charriage de fond)

Le transport de fond se fait par glissement ou roulement sur le fond et par saltation dans une couche de faible

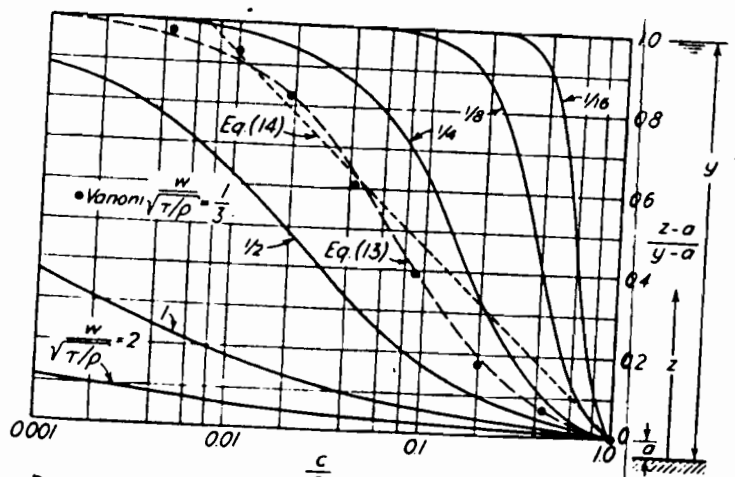


Fig 31 - Répartition de la suspension.

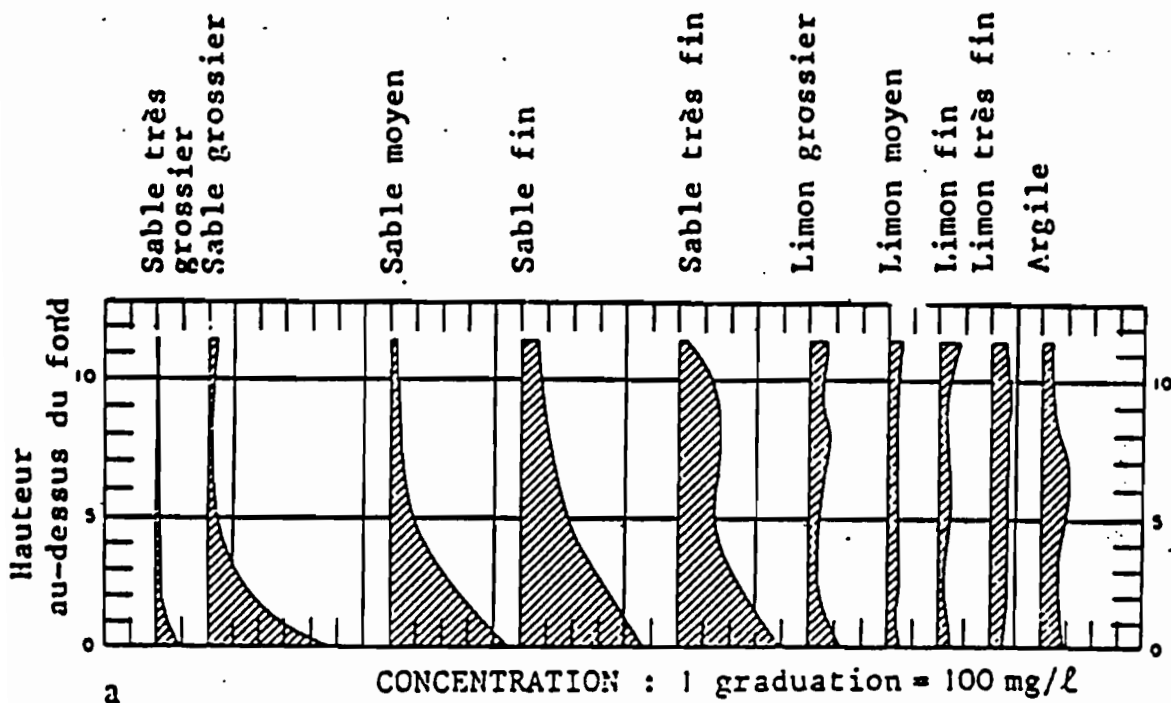


Figure 31. Echantillonnage de matières en suspension

Concentration en fonction de la profondeur, Missouri River à Kansas City, Missouri. (Corps of Engineers, E.U.).

épaisseur au-dessus du fond. Les particules qui se déplacent ainsi le font à une vitesse qui est sensiblement inférieure à celle de l'eau qui est à leur contact, leur mouvement étant d'ailleurs généralement discontinu. La mise en mouvement des particules reposant sur le fond dépend beaucoup de la répartition granulométrique des sédiments au fond. En particulier, le fond peut être recouvert de ce que l'on appelle un "pavage" : il s'agit d'une couche de matériaux grossiers qui, peu faciles à déplacer, protègent de l'érosion les sédiments plus fins qui seuls seraient facilement emportés par les eaux. Le fond lui-même, sous l'effet de l'érosion et de la sédimentation prend des formes variées dont les principaux types sont donnés par la Figure 32.

Le charriage a fait l'objet de nombreuses études expérimentales au laboratoire et la majorité des relations et formules qui ont été élaborées sont basées sur la relation fondamentale de DU BOYS qui est basée sur l'hypothèse que le transport de fond s'effectue par couches glissant les unes sur les autres sous l'effet de la traction du fluide en mouvement :

$$q_s = C_s \cdot \tau \cdot (\tau - \tau_c)$$

où

q_s = débit en volume transporté par unité de largeur de la section ;

C_s = un paramètre qui caractérise l'aptitude du sédiment à se mettre en mouvement ;

τ = $\gamma \cdot y \cdot S$, l'intensité de la force tangentielle au fond ;

γ = $g \cdot \rho$, poids spécifique de l'eau ;

y = rayon hydraulique ;

s = pente de la ligne de charge ;

τ_c = force tangentielle critique, c'est la valeur de τ pour laquelle la fonction coupe la droite $q_s = 0$.

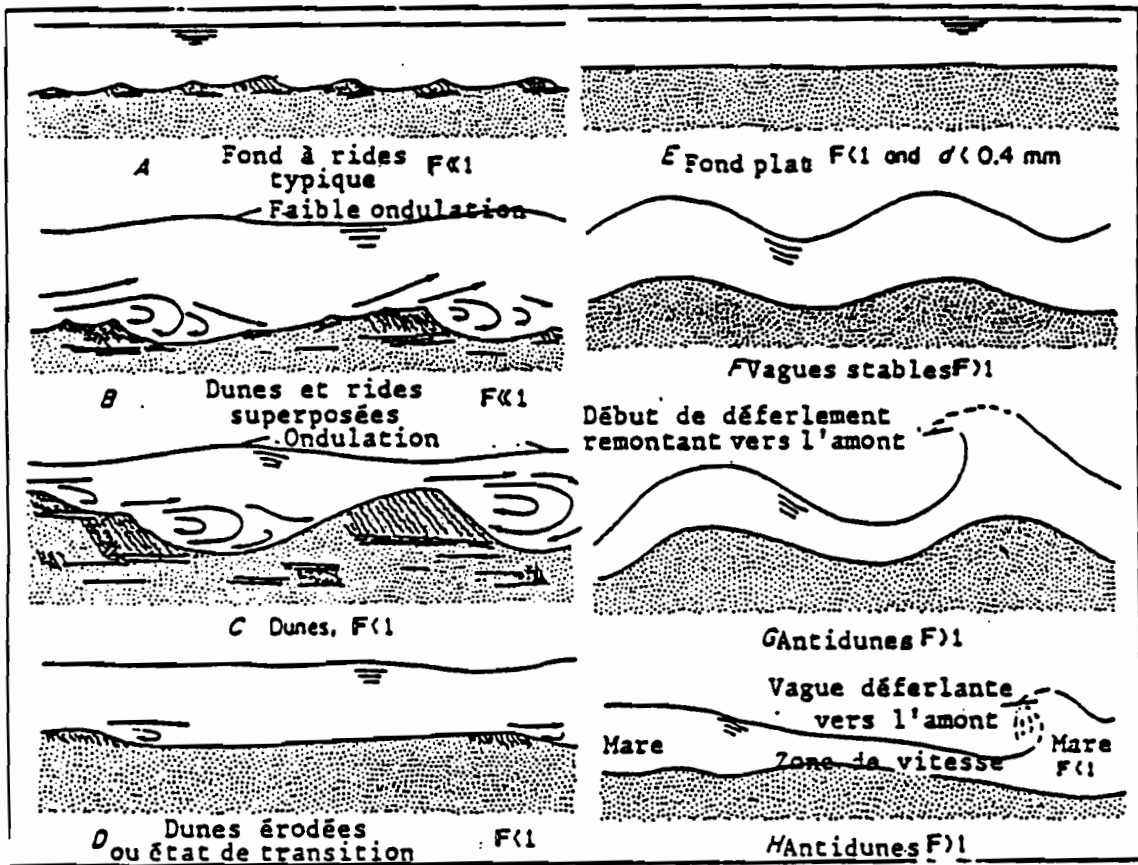


Figure 32

Aspects du fond. D'après The Effect of bed roughness on depth-discharge relations in alluvial channels, par D.B. Simons et F.V. Richardson, dans U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498-E, 1962.

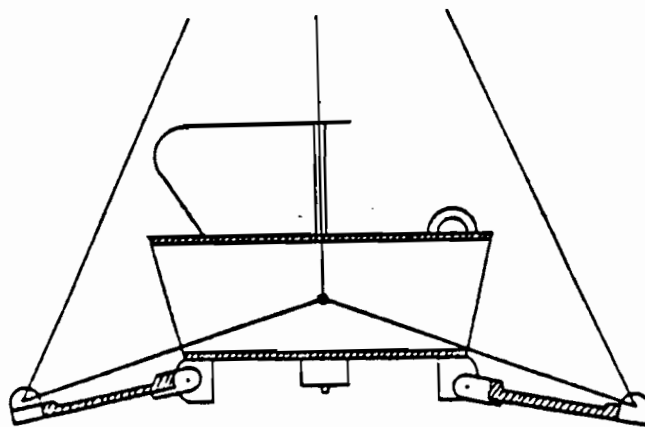


Figure 33 Sonde type COLLET

STRAUB a résumé pour les sables étudiés par différents expérimentateurs, les valeurs moyennes de C_s et τ_c , il donne le tableau suivant :

d(mm)	1/8	1/4	1/2	1	2	4
C_s (ft ⁶ /lb ² .sec)	0.81	0.48	0.29	0.17	0.1	0.06
τ_c (psf)	0.016	0.017	0.022	0.032	0.051	0.09
C_s (cm ⁶ /g ² .sec)	3.160	1.870	1.13	0.67	0.390	0.230

Les matériaux de fond sont caractérisés par deux paramètres qui dépendent des conditions hydrauliques d'écoulement dans un chenal et qui sont la vitesse limite d'arrachement au-dessous de laquelle ils ne se déplacent pas, et par une force tractrice minimum nécessaire à l'entraînement des particules.

La vitesse limite ou vitesse critique a vu plusieurs formulations et nous en citons quelques unes :

BOGARDI proposé comme vitesse critique de fond pour des éléments de diamètres moyens :

$$V_F = 21.5 \cdot d_m^{0.38}$$

V étant exprimée en cm/s et d en mm, la formule étant applicable pour $1 \text{ mm} < d_m < 10 \text{ mm}$.

NAGI-KARADI-CALMAR :

$$\begin{array}{l} \text{Si } d_m < 1 \text{ mm} \quad V = 20 \cdot d_m^{0.10} \\ \text{Si } d_m \geq 1 \text{ mm} \quad V = 20 \cdot d_m^{0.43} \end{array} \quad \left\{ \begin{array}{l} U : \text{ cm/s} \\ d_m : \text{ mm} \end{array} \right.$$

POIREE et OLLIER notent approximativement :

$$U_{\text{Fond}} = 0.75 V_{\text{moy.}}$$

Ces valeurs sont :

Terre détrempée	:	0,08	à	0,12	m/s
Argile	:	0,15	à	0,40	m/s
Schistes tendres	:	1,50	à	1,80	m/s
Roches lamelleuses	:	1,80	à	3,00	m/s
Roches dures	:	3,00	à	4,00	m/s

G. FLEMING donne des valeurs de ces deux paramètres qui sont reproduites dans les Tableaux 13 et 14 ci-dessous.

Gravier grossier	21,5 cm/s
Gravier arrondi	19,0 cm/s
Galets rond de plus de 25 mm	65,0 cm/s
Galets plats 50-75 mm de diamètre..	120,0 cm/s

Tableau 13 : Vitesses d'arrachement d'après G. FLEMING (1977).

Sable 0,2-0,4 mm	0,18-0,20 kg/m ²
Sable 0,4-1,0 mm	0,25-0,30
Sable 1,0-2,0 mm	0,40
Gravier arrondi 0,5-1,5 cm	1,25
Gravier grossier 4-5 cm	4,8
Gravier aplati 1-2 cm d'épaisseur 4-6 cm de long	5,6

Tableau 14 : Forces tractrices limites d'arrachement d'après G. FLEMING (1977).

QUESNEL, quant à lui, propose des valeurs de la vitesse critique supérieure pour la mise en suspension des matériaux en fonction de la turbulence de l'écoulement appréciée qualitativement :

TURBULENCE	VITESSE	TRANSPORT EN SUSPENSION
Grande	4 à 6 m/s	Menu gravier : 2 à 5 mm
Moyenne	1 à 2 m/s	Sables moyens: 0,2 à 0,5 mm
Faible	0,5 à 1 m/s	Sables fins : 0,1 à 0,2 mm
Très faible	0,15 à 0,30 m/s	Gros limons : 40 μ à 80 μ

IV.2.2. Mesures de transport solide :

IV.2.2.1. Mesure des transports en solution :

La mesure des transports en solution est relativement facile du fait qu'en général les concentrations en matières dissoutes sont homogènes dans une section de mesure. Dans le cas général, une seule mesure ponctuelle devrait suffire à déterminer les concentrations recherchées. En fait, pour des raisons de sécurité, il est préférable de procéder à trois mesures en des points différents.

Les mesures ponctuelles peuvent être faites soit à l'aide de prélèvements de volumes d'eau suffisants pour réaliser les analyses nécessaires, soit par détermination in situ des concentrations.

Pour les moyens de prélèvement, on se reportera aux moyens utilisés pour les transports en suspension.

Pour les mesures in situ, il y a plusieurs possibilités. La mesure la plus simple est celle de la conductivité. La conductivité est liée à la concentration de matières dissoutes. Cependant, cette relation dépend de la nature des matières dissoutes, de la composition relative et de la température de l'eau. Il est donc impératif de déterminer cette relation pour chaque station de mesure.

DOROCHEWSKY a proposé une formule unique pour cette relation, quand la composition relative des sels ne varie pas trop, valable entre 1200 et 3000 ohms/cm.cm² :

$$S_{\text{mg/l}} = \frac{620576}{R}$$

R en ohms/cm.cm² à 25°C.

C. RICHARD et N'GUYEN VAN CU proposent :

$$S = \frac{K}{R}$$

avec :

$R < 100$	$K = 767090$
$100 \leq R < 300$	$K = 684207$
$300 \leq R < 1200$	$K = 684207$
$1200 \leq R < 3000$	$K = 645760$
$3000 \leq R < 6000$	$K = 694156$
$6000 \leq R < 20000$	$K = 854788$
$20000 \leq R <$	$K = 1231301$

Pour cette relation, sur un graphique bilogarithmique ($S = f(R)$) et pour des solutions de chlorure de potassium par exemple, on a constaté que l'on peut très bien ajuster une droite entre $0,74 \text{ g.l}^{-1}$ et 210 g.l^{-1} . Cette relation peut s'écrire :

$$S \text{ mg.l}^{-1} = 751080 \cdot R^{-1.05611} \quad (R \text{ en ohms/cm.cm}^2) \\ (\text{à } 25^\circ\text{C})$$

IV.2.2.2. Mesure des transports en suspension

Les transports en suspension sont mesurés soit par prélèvement d'échantillons et analyse au laboratoire, soit in situ, par des appareils appropriés.

1° - Matériel de prélèvement :

Le matériel utilisé doit être adapté aux concentrations de matière en suspension qui varient très largement de moins de 100 mg.l^{-1} à plus de 1000 g.l^{-1} , selon les cours d'eau (on a observé 1700 g.l^{-1} en Chine). Ce matériel doit aussi être adapté aux vitesses rencontrées dans la section de mesure.

Par ailleurs, la présence de l'appareil dans l'eau ne doit pas modifier l'écoulement au point d'aboutir à une sélection des sédiments à l'entrée du récipient.

On peut classer les préleveurs en trois types principaux :

- a - préleveurs instantanés,
- b - préleveurs à pompe,
- c - préleveurs par intégration :
 - . à intégration ponctuelle,
 - . à intégration sur une verticale.

a) Le préleveur instantané : comporte un récipient largement ouvert que l'on peut refermer de façon quasi instantanée par un moyen de commande approprié. Comme exemple, on peut citer la sonde Collet (Cf. Figure 33) qui est constituée d'un cylindre horizontal ouvert aux deux extrémités, dirigé dans le sens du courant et que deux opercules peuvent fermer sur commande.

b) Le préleveur à pompe : on utilise soit une pompe alternative, ou une pompe péristaltique ou tout autre pompe. Le pompage introduit une forte perturbation hydraulique dans la zone de prélèvement mais cela reste sans grande conséquence dans le cas de sédiments assez fins ($< 0,06$ mm). Un procédé très efficace consiste à faire le vide dans un récipient à l'aide d'une pompe puis, au moment voulu, l'ouverture d'une vanne, mettant le récipient en communication avec l'eau où doit être fait le prélèvement, déclenche l'aspiration d'un échantillon. A l'aide d'un dispositif automatique prévu à cet effet, un volume déterminé d'eau est retenu puis transféré dans un récipient individuel ou en mélange. Le fonctionnement de cet appareil peut être asservi à un limnigraphe selon un programme pré-établi.

c) Les préleveurs par intégration : ils font leur prélèvement pendant un espace de temps non négligeable, ce qui permet de lisser les fluctuations de concentrations de courte période. Selon les modèles, ils peuvent fonctionner soit point par point, soit par intégration sur une verticale. Dans ce dernier cas, l'échantillon prélevé est représentatif de la concentration moyenne pondérée par le débit le long de la verticale. L'appareil fait un aller-retour de la surface au fond, en prenant garde à ce que le récipient de prélèvement ne se remplisse pas entièrement pendant l'opération, ceci afin d'éviter une décantation possible de l'eau qui traverserait la bouteille en cas de remplissage total avant la fin de la remontée hors de l'eau.

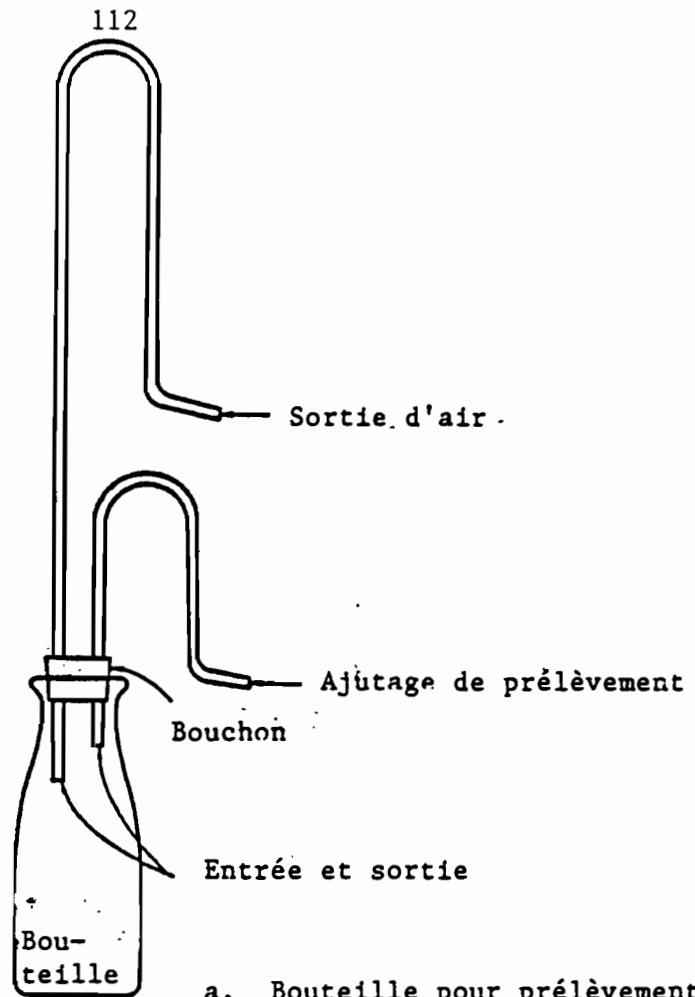
Le plus simple de ces appareils est une bouteille à large col, munie d'un bouchon à travers lequel passe un ajutage d'entrée dirigé face au courant par lequel l'eau pénètre dans la bouteille, tandis que l'air s'en échappe par un deuxième tuyau dirigé vers l'aval (Cf. Figure 34).

Parmi les appareils les plus perfectionnés, on peut citer ceux qui sont constitués d'un saumon de lestage creux contenant une bouteille de prélèvement amovible. Un ajutage interchangeable vissé dans le nez du saumon, dirigé donc face au courant, débouche dans la bouteille, tandis qu'un deuxième tube permet d'évacuer l'air latéralement à travers la paroi du saumon. La Figure 35 donne un schéma type de ce genre d'appareil dont le poids varie de 2 kg à plus de 200 kg.

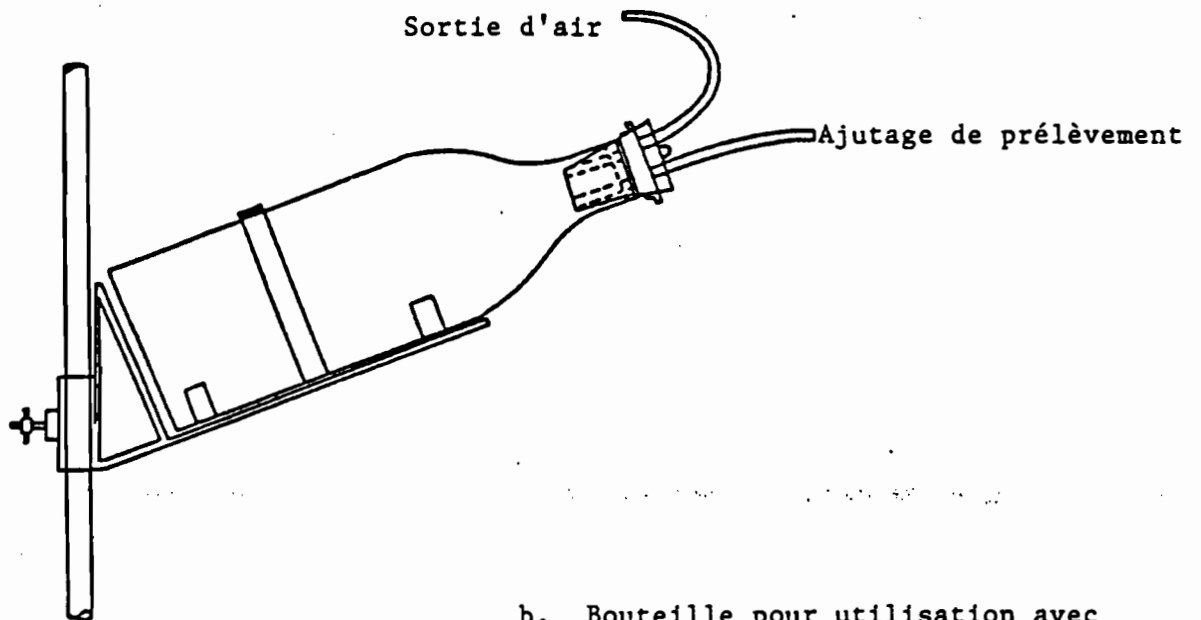
Notons enfin, qu'il existe un très grand nombre d'appareillages et dispositifs pour mesurer les sédiments en suspension et qui varient selon les chercheurs et leurs besoins en connaissance.

2° - Matériel de mesure in situ :

On peut distinguer les appareils utilisant les propriétés des rayonnements électromagnétiques et les autres.



a. Bouteille pour prélèvement automatique à poste fixe avec siphons



b. Bouteille pour utilisation avec perche (modèle Russe)

Figure 34 - Bouteilles de prélèvement par intégration (modèles simples)

a) Appareils utilisant les propriétés des rayonnements :

Ces appareils utilisent les rayonnements visibles. Le principe est la mesure de l'absorption de la lumière par les matières en suspension. L'expérience a montré, malheureusement, que cette absorption dépend de la composition granulométrique des matières en suspension.

RICHARDSON a montré que l'absorption de la lumière est proportionnelle à :

$$\begin{aligned} &\leq n \cdot d \text{ pour les particules de moins de } 10 \mu, \\ &\leq n \cdot d^2 \text{ pour les particules supérieures à } 10 \mu. \end{aligned}$$

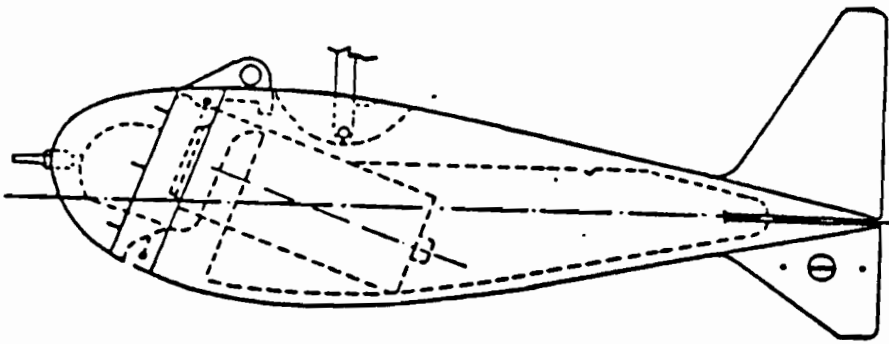
n : nombre de particules de diamètre d en suspension dans un volume unité.

Les rayonnements visibles ne permettent pas de mesurer des concentrations supérieures à 10 g/l. Par contre, l'utilisation d'un rayonnement permet de s'affranchir des problèmes liés à la composition granulométrique et de mesurer des concentrations beaucoup plus élevées.

Les Figures 36, 37 et 38 donnent des exemples de sondes nucléaires à absorption.

b) Autres procédés :

Nous citerons, comme exemples de ces procédés qui sont des appareils de laboratoire, un appareil utilisé par la Compagnie Nationale du Rhône et par l'Electricité de France. Il s'agit



- Préleveur par intégration par point (U.S.A.)

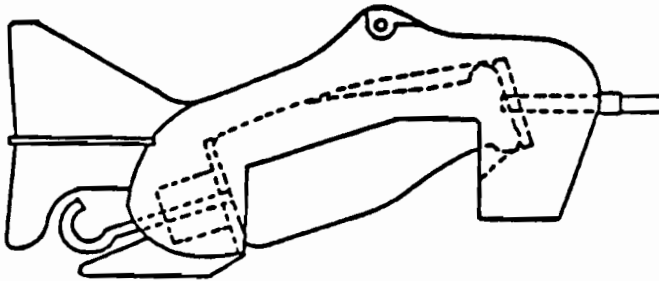


Figure 35. - Préleveur par intégration verticale (U.S.A.)

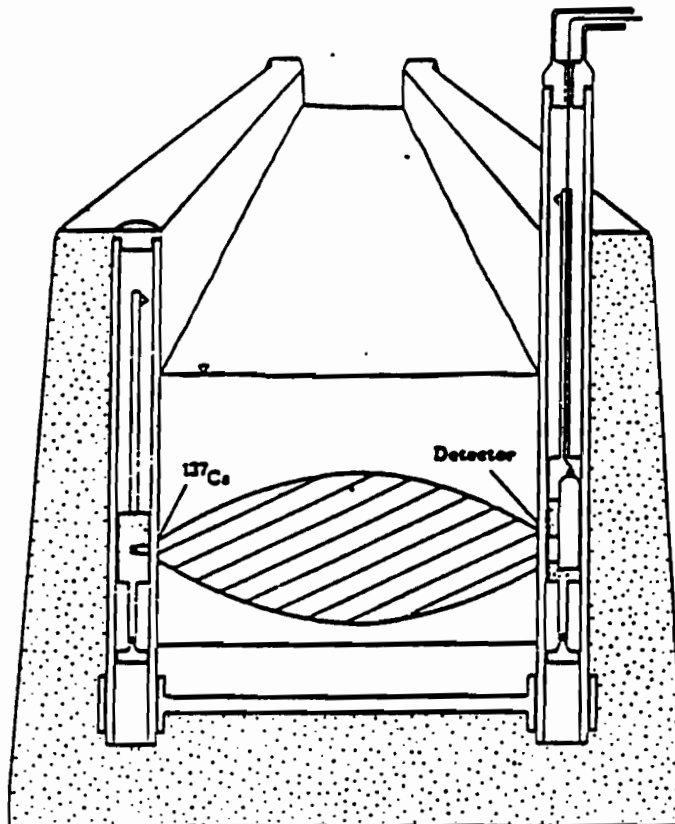


Figure 36. : Sonde nucléaire à poste fixe

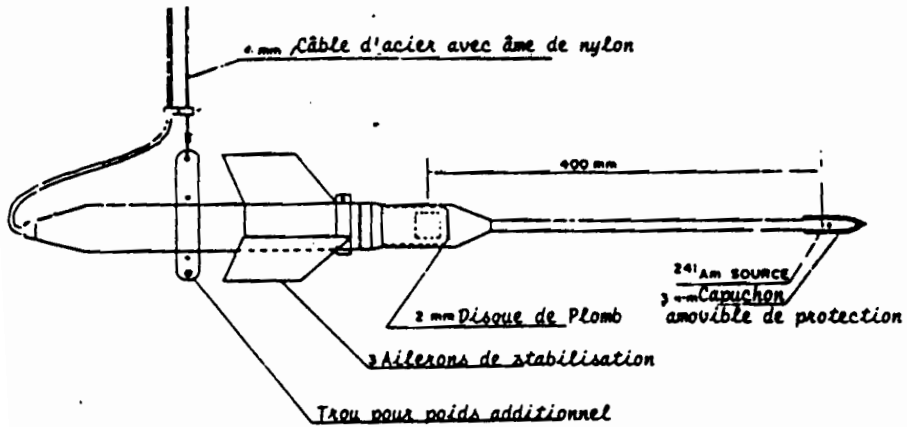


Fig. 37. Sonde nucléaire suspendue à rétrodiffusion.

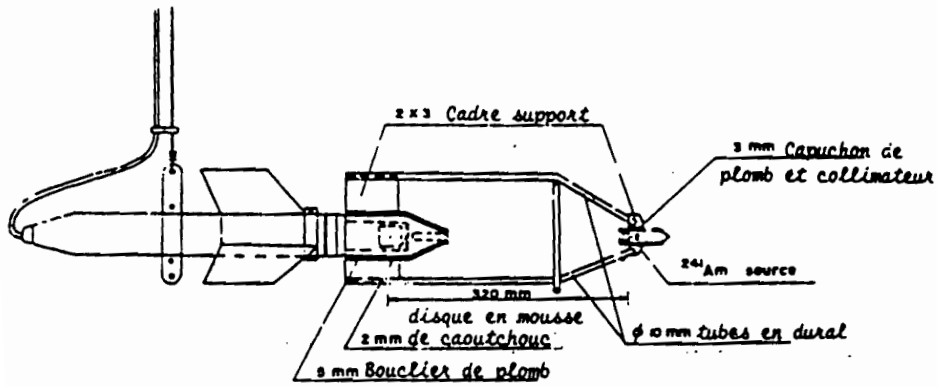
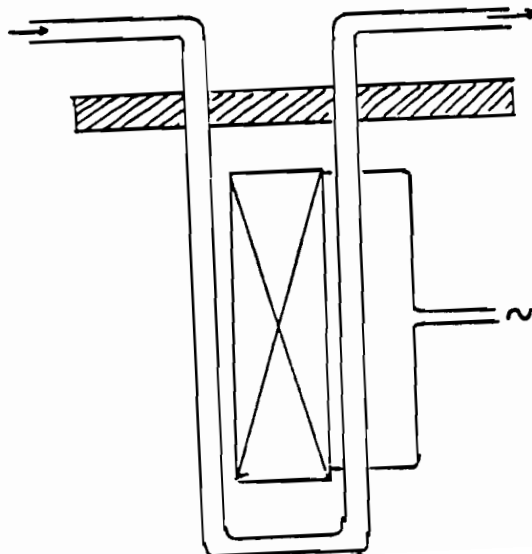


Fig. 38. Sonde nucléaire suspendue à absorption.

Fig 38' D ensimètre (E.D.F.)



d'un densimètre industriel dans lequel on mesure la fréquence de résonance d'un oscillateur mécanique dans lequel circule le fluide étudié (Cf. Figure 38'). Il est composé d'un tube en U, en verre ou en acier inoxydable, maintenu rigidement à ses extrémités et qui, soumis à une excitation par un champ électromagnétique, vibre à sa fréquence propre selon la formule suivante :

$$T = 2 \pi \sqrt{M/C} \quad \text{ou encore : } T = 2 \pi \sqrt{(M_0 + V_0 \cdot \rho)/C}$$

M : masse totale en résonance,

M₀: masse propre de l'oscillateur,

V₀: volume du tube et donc du fluide entrant en résonance,

C : constante de l'élasticité de l'oscillateur,

ρ : masse volumique du fluide entrant dans le tube.

La période des oscillations est fonction de la masse volumique de l'échantillon et donc de la concentration de matière en suspension.

3° - Précision des mesures :

Parmi les sources d'erreur, on distingue celles dues aux imperfections des appareils d'échantillonnage ou de mesure in situ, celles dues au plus ou moins grand nombre de points de mesures dans une section ou à leur répartition et enfin celles dues à la répartition dans le temps des opérations de mesure.

a. Imperfections des préleveurs de sédiments :

La principale imperfection des préleveurs est l'écart qui existe entre la vitesse d'entrée de l'eau dans l'ajutage de prélèvement et celle du courant au point de prélèvement. Cet écart n'entraîne pas des erreurs importantes pour les sédiments

de diamètre inférieur à 0,06 mm. Par contre, au-dessus de cette taille, l'erreur possible croît rapidement avec le diamètre et avec l'importance de l'écart.

Une étude faite sur les préleveurs par intégration américains a donné les résultats suivants, en fonction du rapport R entre la vitesse d'entrée et la vitesse du courant.

R	E %
0,5	+ 29
0,8	+ 5
1,0	0
1,2	- 5
1,5	- 11

GUY H.P. et NORMAN V.W. (1976) indiquent aussi les erreurs d'échantillonnage en fonction du diamètre des grains et du rapport de la vitesse d'entrée à la vitesse du courant (Cf. Figure 39).

b. Erreurs liées à la densité et à la répartition des points de mesure dans la section :

Les mesures du débit solide sont souvent longues et coûteuses et parfois on est amené à réduire le nombre de mesures. Il faut, de temps en temps, faire des mesures complètes pour pouvoir corriger les mesures simplifiées. C'est le cas notamment lorsqu'on se contentera d'un prélèvement de surface.

c. Erreurs liées à la répartition dans le temps des mesures :

La charge solide correspondant aux particules de taille

inférieure à 0,06 mm, dépend essentiellement de l'érosion du bassin versant et non des conditions hydrauliques de l'écoulement dans la section de mesure, ou seulement très indirectement. Il en résulte que la concentration en particules fines n'est pas en rapport direct avec l'écoulement actuel dans la section. En particulier, il est peu fréquent que les maxima de débit liquide et de concentration coïncident dans le temps, pas plus d'ailleurs que le débit solide maximum. Par contre, on peut estimer, sans grand risque d'erreur, que 80 à 90 % des transports solides se font au cours des périodes de crues, sauf exceptions rares. L'erreur la plus importante que l'on fait en général est due à un manque de mesures faites au bon moment (COLAMBANI).

4° - Méthodes de mesure :

a. Choix des verticales de mesure :

On ne peut, en général, faire un très grand nombre de mesures. Classiquement, on peut faire les choix suivants :

- une seule verticale au milieu du cours d'eau ;
- une seule verticale au point le plus profond de la section ;
- des verticales au quart, à la moitié et aux trois-quarts de la largeur ;
- des verticales au sixième, à la moitié et aux cinq sixièmes de la largeur ;
- quatre verticales ou davantage au milieu de secteurs d'égalles largeurs de la section ;
- verticales passant par le barycentre de secteurs d'égal débit de la section ;

- verticales choisies de façon irrégulière, le choix dépendant de la connaissance que l'on peut avoir du cours d'eau.

Le U.S. Geological Survey utilise un abaque (Cf. Figure 40) d'après COLBY, afin de déterminer le nombre minimum de verticales nécessaires pour obtenir un résultat d'une précision minimum choisie. Le choix dépend de la composition granulométrique des sédiments, c'est-à-dire de la proportion de sables présents, ainsi qu'un coefficient hydraulique K défini par la formule suivante :

$$K = \frac{V^2/D(\text{max})}{V^2/D(\text{moyen})}$$

avec V : vitesse moyenne sur une verticale ; D : profondeur à cette verticale.

$V^2/D(\text{max})$: valeur maximum de ce rapport obtenue avec les différentes verticales ; $V^2/D(\text{moyen})$: correspondant à la vitesse moyenne et à la profondeur moyenne dans la section.

b. Nombre de points sur une verticale :

Etant donné que la concentration des matières en suspension ne varie pas beaucoup en général sur une verticale, si ces sédiments sont d'une taille inférieure à 0,06 mm, on pourra éventuellement réduire le nombre de points de prélèvement. Ils peuvent être choisis de la façon suivante :

- un seul point soit en surface, soit à une profondeur conventionnelle, par exemple 6/10 de la profondeur ;

- deux points, l'un près de la surface, aux 2/10 de la profondeur, l'autre près du fond, aux 8/10 par exemple ;

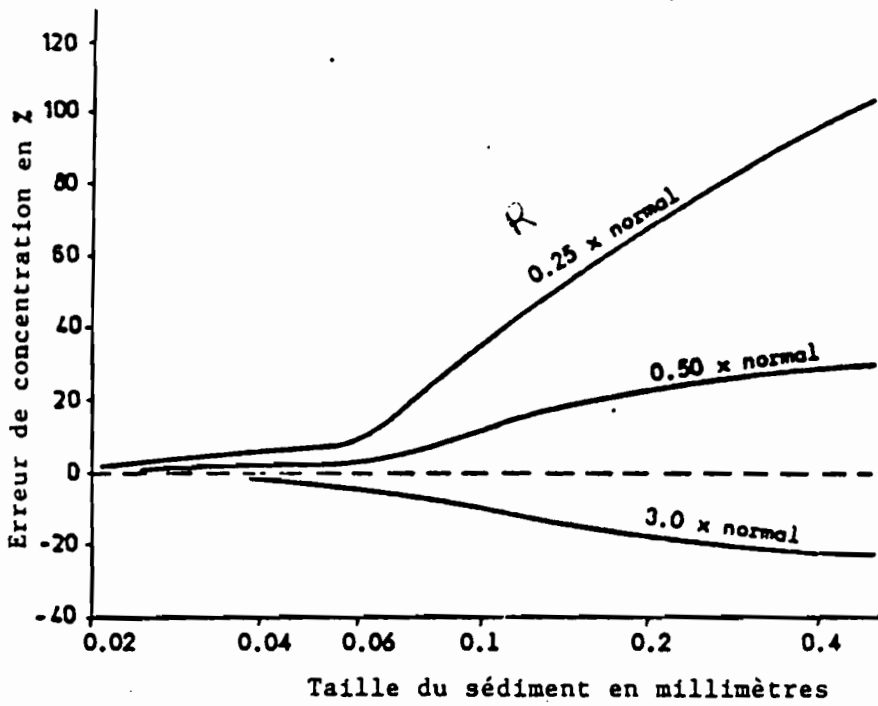


Figure 39 - Variation de l'erreur d'échantillonnage avec la vitesse relative de prélèvement

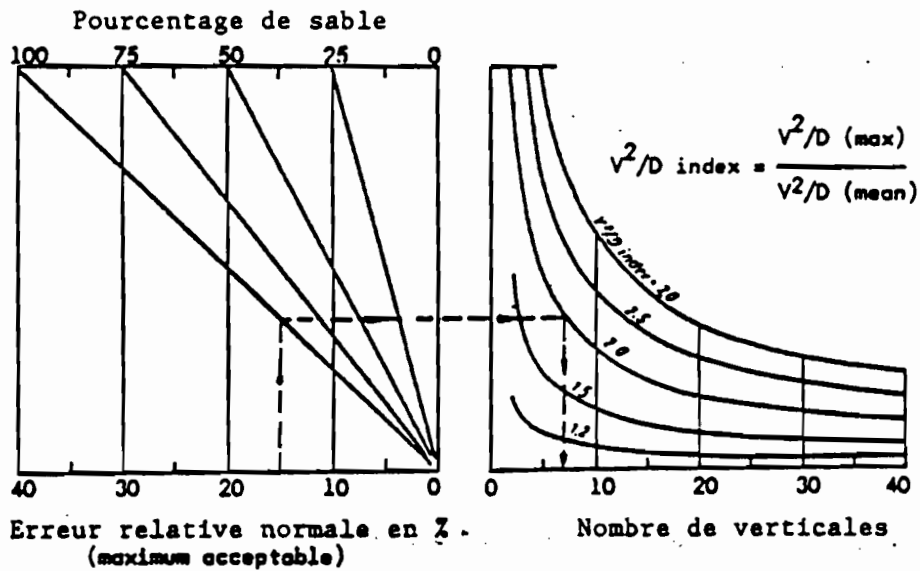


Figure 40 - Abaque pour déterminer le nombre de verticales de prélèvement

- trois points près de la surface, à mi-profondeur et près du fond ;

- quatre à cinq points par verticale, accompagnés de mesures de vitesses ;

- une mesure par intégration par verticale, fournissant une concentration moyenne pondérée par le débit le long de ces verticales, excepté dans la zone à proximité immédiate du fond qui n'est généralement pas accessible aux appareils de prélèvement utilisés.

5° - Calcul du débit solide :

a. Cas des mesures ponctuelles :

La méthode la plus simple consiste à faire la moyenne arithmétique des concentrations mesurées aux n points de mesure soit : $C = \sum C_i / n$. On multiplie la moyenne ainsi obtenue par le débit du cours d'eau. Le résultat est entaché d'erreur puisque les concentrations n'ont pas été pondérées par les vitesses aux points de prélèvement. Ceci n'a pas grande importance si les sédiments transportés sont fins ou très fins mais, dans le cas où ils contiennent une grande proportion de sable, une correction s'impose. Soit on corrige, soit on utilise un dépouillement complet.

Pour le dépouillement complet, on établit pour chaque verticale la courbe de variation des vitesses le long de la verticale, la courbe de variation des concentrations et on déduit la courbe de variation des débits solides par unité de surface, soit : $Q_{sui} = V_i C_i$ en g par m^2 et par sec., si V_i est la vitesse du courant en m/s et C_i la concentration en g/m^3 . Par planimétrie de la courbe des variations des débits solides par unité de surface de chaque verticale, on obtient les débits par

unité de largeur le long de la section, soit Q_{s1j} . On reporte alors les valeurs de ces débits solides par unité de largeur en g/m/sec. en ordonnées sur un graphique dont les abscisses sont les distances à la berge origine des verticales considérées. La surface, limitée par la courbe ainsi obtenue et par l'axe des abscisses, représente le débit solide total en suspension du cours d'eau dans la section de mesure (Cf. Figure 41d). Les équations correspondant à ces calculs sont les suivantes :

$$Q_{s1j} = \int_0^P Q_{sui} \cdot d\varphi \qquad Q_s = \int_0^L Q_{s1j} \cdot d l$$

P = profondeur

L = longueur

Une variante du dépouillement consiste à tracer dans la section les courbes d'égal débit solide par unité de surface (Cf. Figure 42). On planimètre alors les surfaces croissantes cumulées. On reporte les valeurs de ces surfaces croissantes cumulées sur un graphique (Figure 43) en fonction des débits solides par unité de surface. L'aire de la surface limitée par la courbe obtenue et par l'axe des abscisses représente le débit solide total selon la formule :

$$Q_s = \iint_s Q_{ui} \cdot d s$$

b. Cas des mesures par intégration verticale :

Dans le cas où l'on effectue une mesure par intégration sur une seule verticale, il faut disposer d'une formule de corrélation avec des mesures plus complètes permettant d'évaluer la concentration moyenne pondérée par les débits, telle que $\bar{c} = K \cdot \bar{C}_v$ où \bar{C}_v est la concentration moyenne pondérée par la

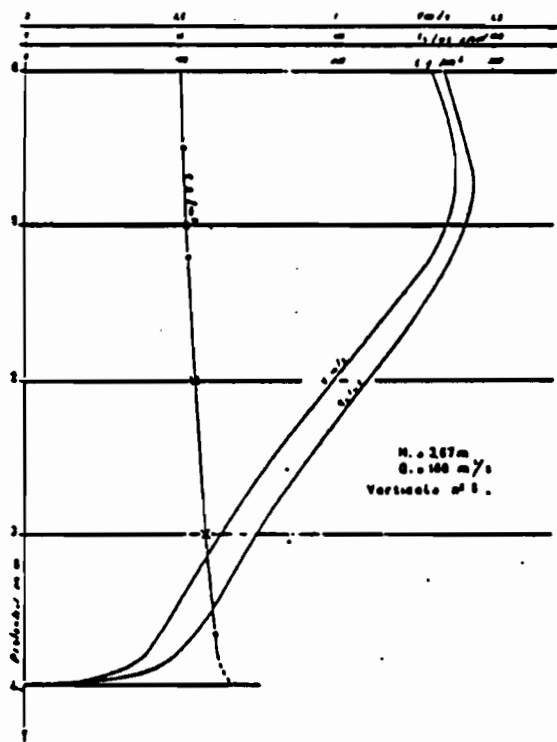
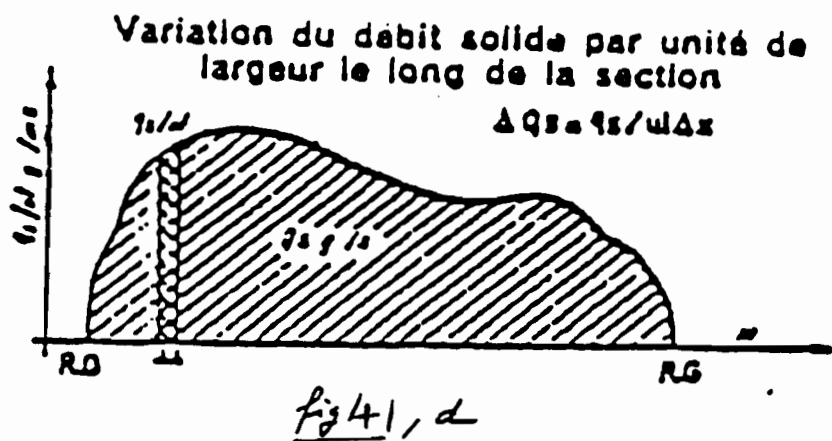


Figure 41.
a, b, c



section et \bar{C}_v la concentration moyenne pondérée par les vitesses sur la verticale de mesure, obtenue par intégration verticale.

Dans le cas où les verticales de mesure par intégration sont réparties de façon irrégulière, on obtient pour chacune d'elles une concentration moyenne pondérée par les vitesses qui, multipliée par la vitesse moyenne de la verticale et par la profondeur de cette verticale, fournit le débit par unité de largeur en ce point de la section. La suite du calcul se poursuit comme indiqué plus haut.

Lorsque les verticales de mesure sont situées au milieu de secteurs d'égale largeur le long de la section, on peut mélanger les échantillons obtenus en un seul échantillon moyen qui est représentatif de la concentration moyenne pondérée de toute la section. Le débit total s'obtient alors très simplement en multipliant cette concentration moyenne par le débit du cours d'eau.

Si les verticales de mesure passent par les barycentres de secteurs d'égal débit, chaque échantillon est analysé séparément et la concentration moyenne est obtenue par le calcul suivant :

$$\bar{C} = \frac{\sum \bar{C}_p \cdot \bar{Q}_p}{\sum Q_p}$$

où \bar{C}_p est la concentration moyenne pondérée par le débit obtenue dans un secteur et Q_p le débit de ce secteur.

IV.2.2.3. Mesure des transports de fond :

1° - Matériel de mesure :

Les matériels actuellement disponibles ne sont pas très efficaces. Leur défaut le plus grave est le fait qu'ils

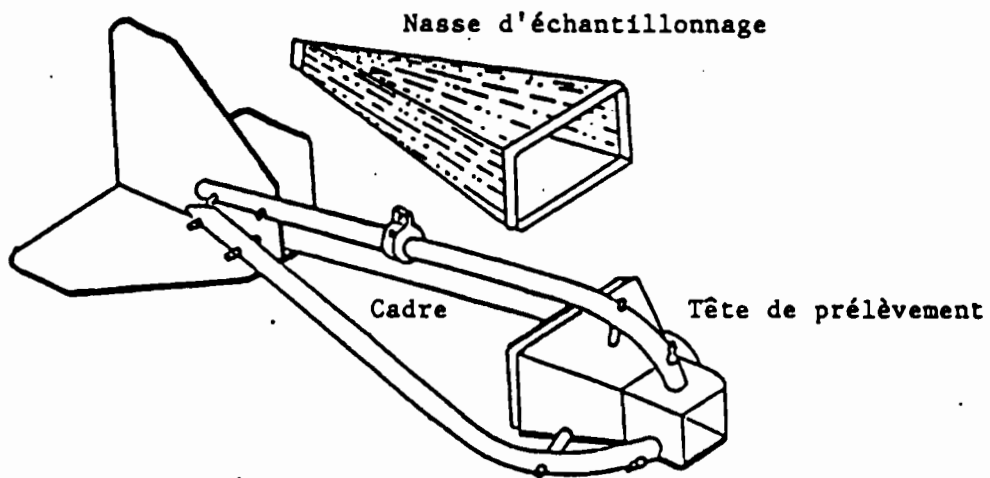


Figure 42 . - Préleveur de sédiment de charriage à nasse (Helley Smith)

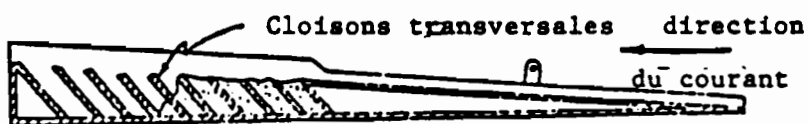


Fig. 43 - Piège à sédiment modèle "Pan-type" (Polyakov)

HELLEY-SMITH, presque 100 % ; pièges dits "pan-type samplers", environ 45 % et appareils à dépression, environ 70 %. Le coefficient d'efficacité étant le rapport du débit solide mesuré au débit solide réel. Toutefois, ces mesures d'efficacité sont faites au laboratoire et peut-être les résultats seraient-ils différents dans un autre laboratoire.

2° - Méthodes de mesure :

On procède à des mesures en plusieurs points de la section, un seul est généralement tout à fait insuffisant. En dehors des périodes de crue, le transport de fond ne se produit pas sur toute la largeur de la section et il faut délimiter aussi bien que possible la zone active, afin d'éviter des erreurs considérables sur le calcul du transport solide total. Cela évitera aussi de faire des mesures inutiles et coûteuses dans des zones sans transport de fond.

L'introduction dans l'eau d'un engin plutôt volumineux est souvent difficile et sa mise en place sur le fond est délicate : basculant en avant ou en arrière, le préleveur absorbera trop ou pas assez de sédiment, une déviation du courant entraînera aussi une erreur par défaut. En supposant toutes ces difficultés résolues, on prélèvera pendant 5 à 15 minutes selon les circonstances. Compte-tenu de l'imprécision de ces mesures, il est judicieux de répéter la mesure plusieurs fois au même point pour évaluer la dispersion des résultats.

En fait, il faut bien se rendre compte qu'il sera en général tout à fait impossible d'utiliser ces préleveurs pendant les fortes crues où pourtant les transports de fond sont très élevés.

On a alors pensé à utiliser des méthodes ne nécessitant pas l'emploi de préleveurs. On peut citer les méthodes suivantes, sans trop les détailler :

- Pièges à sédiments fixes dans le fond du cours d'eau qui sont des fosses construites en béton ou en tôle d'acier et disposées dans le fond du cours d'eau. Ils sont coûteux et leur usage reste limité à des cours d'eau de petite taille.

- Déplacement des dunes mesuré par les ultrasons. Connaissant le profil des dunes, on peut en déduire le volume déplacé entre deux dunes.

- Utilisation de traceurs fluorescents ou radio-actifs. Ces traceurs peuvent être utilisés par une méthode d'intégration spatiale qui consiste à mettre en place au fond du cours d'eau une masse suffisante de matériaux marqués dont on suit le déplacement. Après un certain temps, les matériaux se répartissent sur le fond sous la forme d'un nuage dont on détermine le barycentre des concentrations. On assimile le déplacement de ce barycentre entre deux mesures consécutives au déplacement moyen du traceur durant cette période. On peut en déduire la vitesse moyenne des sédiments, donc le débit des matériaux de fond, à condition de connaître l'épaisseur de la couche en mouvement. Cette épaisseur peut être la demi-hauteur des dunes de sable lorsqu'elles existent, ou, en leur absence, on peut la prendre égale ou double du diamètre moyen des grains transportés.

Ils peuvent être utilisés par une méthode d'intégration dans le temps. Pour cela, on injecte en une seule fois une masse connue de matériaux marqués. A une distance dite de bon mélange, on suit le passage des sédiments marqués par des préleveurs à intervalles réguliers. En appliquant la loi de la conservation de la masse, on obtient l'équation suivante :

$$M = \int_0^T q_s \cdot d \cdot t \quad \text{soit} \quad M = Q_s \int_0^T C \cdot d \cdot t$$

ou encore :

$$M = Q_s \cdot \bar{C} \cdot T \quad \text{d'où :}$$

$$Q_s = \frac{M}{\bar{C} \cdot T}$$

avec :

M = masse des matériaux marqués,

q_s = débit solide des matériaux marqués,

Q_s = débit solide total des matériaux marqués,

C = concentration relative des matériaux marqués,

T = temps de passage des matériaux marqués,

$$\text{sachant que } \bar{C} = \frac{1}{T} \int_0^T C \, dt.$$

Dans une section donnée d'un cours d'eau, qui peut être l'exutoire d'un bassin versant, la quantité totale de sédiments qui y transite, c'est-à-dire la somme des transports en solution, en suspension et en charriage, est la perte en terre globale du bassin versant. Elle sert à déterminer la dégradation spécifique du bassin versant définie comme étant le rapport de cette perte en terre à la surface du bassin pendant une période donnée, généralement exprimée en $t.km^{-2}.an^{-1}$.

Le rapport de cette quantité de terre transitant dans la section de mesure à la quantité de terre mobilisée par les différentes formes d'érosion sur les interfluves et le réseau de drainage, donne ce qu'on appelle le ratio de production de sédiment. Il donne une idée sur les parts relatives des sédiments qui sont piégés au cours de leur transport et des sédiments qui ont effectivement quitté le bassin versant.

La détermination de ce ratio de production de sédiment peut être parfois nécessaire, surtout dans les cas de constructions d'infrastructures hydrauliques ou hydroagricoles (barrages, canaux d'irrigation, canaux d'acheminement d'eau

à usage domestique, réservoirs de décantation ...).

IV.2.3. Relations entre le débit solide et les caractéristiques du bassin versant :

Nous avons vu, dans le paragraphe précédent, que la mesure du débit solide au droit d'une section est relativement délicate et coûteuse. Elle nécessite du matériel approprié pour chaque type de transport, un temps relativement très long et des mesures répétitives pour que les résultats soient fiables. Plusieurs auteurs ont essayé de trouver des corrélations entre ce transport solide et certains paramètres qui peuvent être climatiques (précipitations), physiographiques (surface, pente, relief du bassin versant ...) et des paramètres liés à la végétation et à l'utilisation des terres.

IV.2.3.1. L'équation de FOURNIER (1960) :

Elle s'écrit de la façon suivante :

$$E = \frac{1}{36} \cdot \left(\frac{P_m^2}{P_a} \right)^{2.65} \cdot \left(\frac{H^2}{S} \right)^{0.46}$$

ou encore sous une autre forme :

$$\log E = 2.65 \cdot \log \frac{P_m^2}{P_a} + 0.46 \cdot \log H \cdot \text{tg } a - 1.56$$

où E : apport solide annuel moyen spécifique (tonne.km⁻².an⁻¹) ;

P_m : hauteur de pluie du mois le plus pluvieux (mm) ;

P_a : pluie annuelle moyenne (mm) ;

H : dénivelée moyenne d'après la courbe hypsométrique (m),

$H \simeq 45$ % de la différence altitude maximale - altitude minimale ;

S : superficie du bassin versant (km^2),

tga : pente du bassin versant.

L'équation de FOURNIER (1960) est développée à partir de mesures faites sur quatre régions climatiquement et physiographiquement différentes (BRAZOS aux U.S.A., TIBRE en Italie, GANGE en Inde, et HOANG-HO en Chine). Elle est basée sur la corrélation qui existe entre la charge en suspension dans une rivière et les paramètres de l'environnement.

On observe une variation de l'érosion en fonction du rapport $\frac{P_m^2}{P_a}$ qui dépend du climat et qui peut être considéré comme un indice de la capacité érosive du climat. Quatre équations ont été développées.

E représente la dégradation spécifique ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) estimée à partir des apports en suspension des cours d'eau, et x le rapport $\frac{P_m^2}{P_a}$.

$$* E = 6.14 x - 49.78$$

milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot tga < 6$)

$$P_m^2 < 20 \text{ et } x > 8.1$$

$$* E = 27.12 x - 475.4$$

milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot tga < 6$)

$$P_m^2 > 20 \text{ et } x > 17.5$$

$$* E = 52.49 x - 513.21$$

milieu à relief accentué ($\bar{H} \cdot tga > 6$), situé sous tous les climats, sauf climat semi-aride.

$$x > 9.7$$

$$* E = 91.78 x - 737.62$$

régions à relief accentué ($\bar{H} \cdot tga > 6$) situées sous climat semi-aride.

$$x > 8.$$

La formule de FOURNIER ne convient pas dans les zones où l'érosion linéaire (rigoles et ravines) est prépondérante. Elle a comme limite inférieure de superficie $\approx 1000 \text{ km}^2$ (ARNOLDUS, 1974).

IV.2.3.2. L'équation de ROEHL (1962) :

Elle donne le rapport de restitution ou le ratio de production de sédiments qui est le rapport entre l'apport solide d'un cours d'eau et l'érosion sur son bassin versant :

$$D = \frac{442}{A^{0.23} \cdot B^{2.79}} \cdot \left(\frac{Ht}{L} \right)^{0.51}$$

où :

D = rapport de restitution (%) ;

A = surface du bassin versant (km^2) ;

B = ratio moyen de bifurcation, nombre de cours d'eau d'ordre K/nombre de cours d'eau d'ordre K + 1 ;

H_t = dénivelée totale (m) ;

L = longueur du bassin versant (km).

IV.2.3.3. Etude de FLEMING (1969) :

Son étude s'est basée sur des données relatives à 253 rivières de Grande-Bretagne, des U.S.A., du Canada, d'Inde, de Chine, d'Afrique, de Birmanie et de Suède.

Il a essayé de faire une analyse de régression pour trouver une relation entre la charge en suspension et la surface du bassin versant.

A l'exception des cours d'eau de l'Inde, il arrive à la relation :

$$\log y = 0.9576 \log x + 2.5872$$

avec y = débit en suspension ($t.an^{-1}$) ;

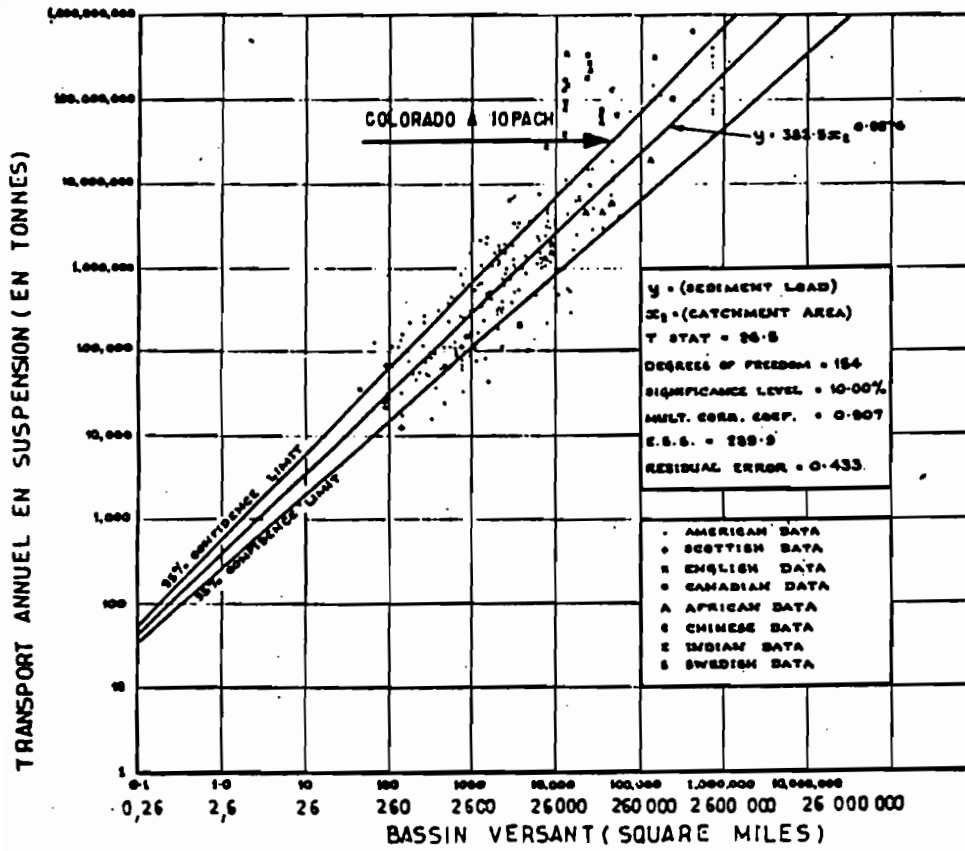
x = surface du bassin versant.

La Figure 44 donne une représentation de cette relation.

Il a aussi essayé d'analyser la relation qui existe entre la charge en suspension et le débit annuel, les résultats obtenus montrent une corrélation mince, ce qui a conduit FLEMING à classer les données qu'il a selon le type du couvert végétal, déterminé à partir des classifications géographiques. Il obtient quatre types de couvert végétal avec quatre équations différentes par leurs coefficients :

- zone à conifères et feuillus hétérogènes :

$$\log y = 1.0207 \log x + 2.0678$$



TRANSPORT ANNUEL
EN SUSPENSION
ET BASSIN VERSANT

Fig 44

- zone à conifères et hautes herbes :

$$\log y = 0.8227 \log x + 3.5469$$

- zone à courtes herbes et herbes rabougries :

$$\log y = 0.6523 \log x + 4.2848$$

- steppe et désert :

$$\log y = 0.7158 \log x + 4.5768.$$

avec : y = débit en suspension,
 x = débit liquide annuel moyen.

Ces relations sont représentées par les Figures 45, 46, 47 et 48.

On note bien que FLEMING n'a pas pris en considération d'autres caractéristiques du bassin versant, telles que la nature du sol, son utilisation, les précipitations, le relief, le réseau hydrographique.

Cette méthode est très générale et n'est convenable que pour une évaluation initiale du problème de sédimentation. Un exemple d'étude s'est rapporté à la rivière Clyde en Ecosse à une station drainant un bassin versant de 735 miles². Elle a donné un débit solide de 220 t.an⁻¹, en tenant compte de la nature de la végétation et du débit liquide ; alors que les mesures directes à la station ont donné une gamme de 80 à 205 t.an⁻¹. C'est une autre raison pour se méfier de la grande variation des données concernant l'apport solide des cours d'eau.

IV.2.3.4. Exemple de modèle :

Le modèle le plus intéressant est celui utilisé par les canadiens pour l'étude du bassin versant de la rivière

TRANSPORT ANNUEL EN SUSPENSION ET DEBIT MOYEN ANNUEL

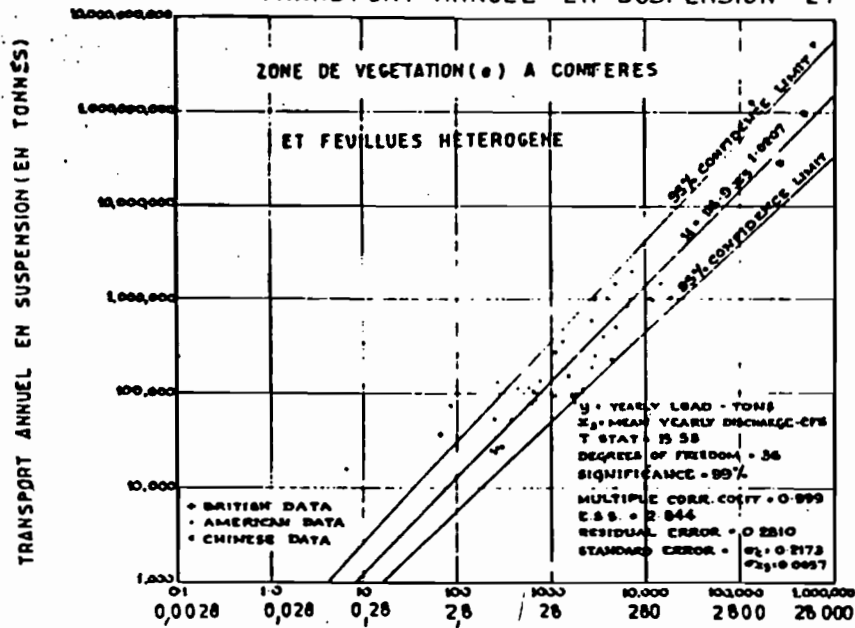


Fig. 45 DEBIT MOYEN ANNUEL (EN CU SECS)

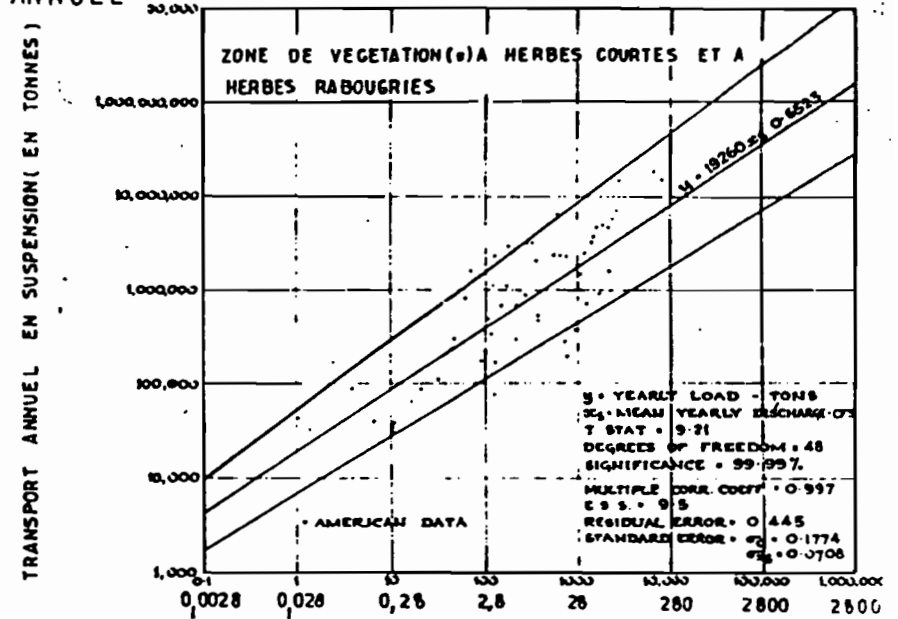


Fig. 47 DEBIT MOYEN ANNUEL (EN CU SECS)

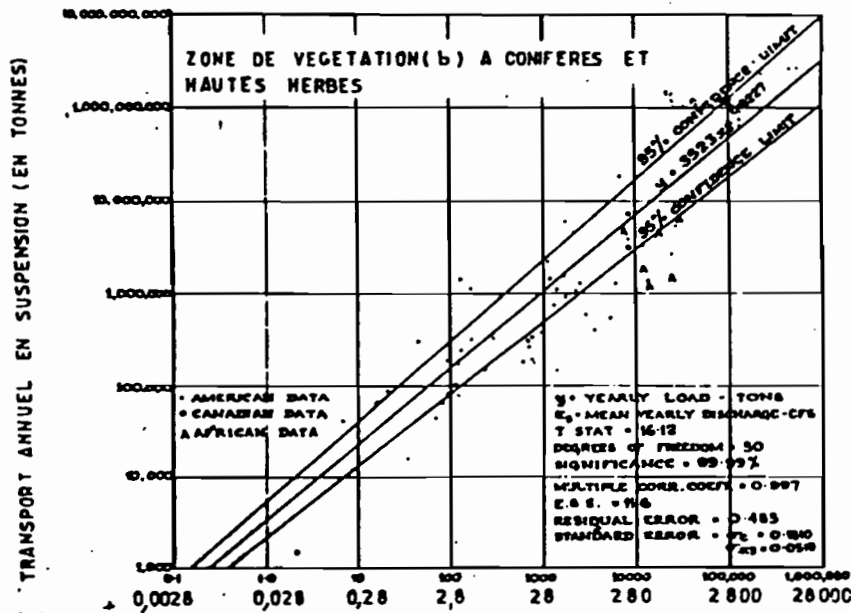


Fig. 46 DEBIT MOYEN ANNUEL (EN CU SECS)

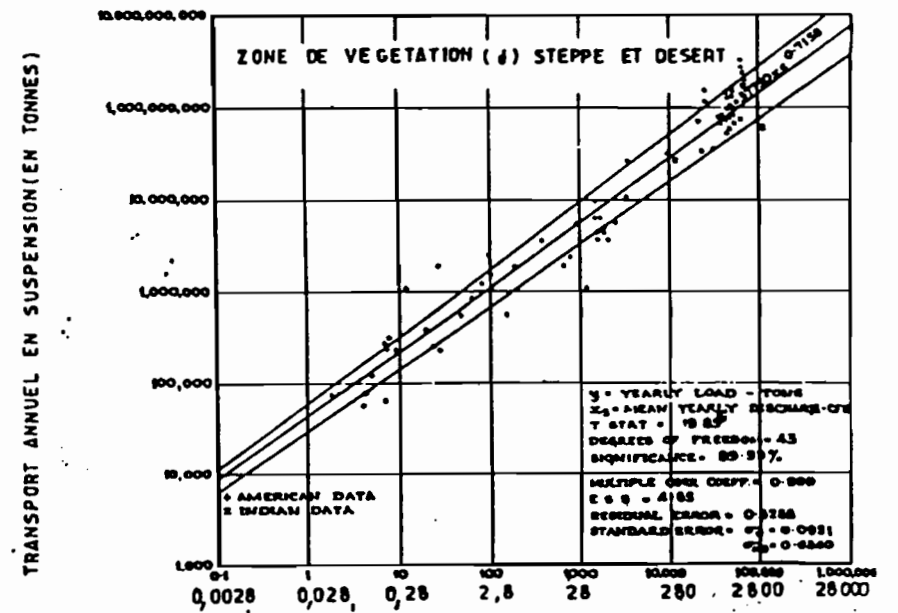


Fig. 48 DEBIT MOYEN ANNUEL (EN CU SECS)

Chaudière. Il consiste à déterminer la quantité de sédiments produits par un bassin versant en découpant la superficie considérée en entités homogènes dont la surface est d'environ un hectare, et par application de l'équation universelle de perte en terre.

Cette méthode de discrétisation nécessite la détermination des différents paramètres pour chaque élément i .

On écrit ensuite l'équation universelle pour élément :

$$E_i = R_i K_i L_i S_i C_i P_i$$

Dans cette étude, les paramètres S_i et C_i ont été estimés par les relations :

$$S_i = \frac{E_{\max} - E_{\min}}{l} \cdot 100$$

avec E_{\max} et E_{\min} : altitudes maximale et minimale de l'élément i , l étant sa longueur.

$$C_i = (F_a + 0.01 F_b)_i$$

où F_a = fraction agricole de l'élément i ,

F_b = fraction boisée.

Et l'équation obtenue pour E_i est :

$$E_i = 48.13 (0.0076 + 0.0053 s_i + 0.0076 s_i^2) \cdot C_i$$

D_i = pente de l'élément i .

Mais il y a une quantité plus ou moins importante de sédiments produits par la surface du bassin versant qui sera déposée entre son origine et le réseau hydrographique.

Le pourcentage de l'érosion mesurée en débit solide à une section donnée de la rivière est représenté par un coefficient d'apport solide, qui dépend de la surface du bassin versant, de sa pente, de sa densité de drainage, des précipitations et de l'écoulement.

Les relations établies entre ce coefficient et les différents paramètres du bassin versant, varient d'une étude à l'autre. Nous avons un exemple dans le paragraphe IV.2.2.2. Celle utilisée pour le bassin de rivière Chaudière est de la forme :

$$C_s = a \cdot A^b$$

où :

C_s = coefficient empirique d'apport solide ;

A = surface du bassin versant, a et b sont des constantes.

MANER a proposé, après des analyses de régression, l'équation :

$$\log C_s = 2,94259 - 0.82363 \operatorname{colog} \frac{R}{L}$$

avec R : facteur de relief du bassin défini comme la différence entre l'altitude moyenne du bassin versant et la côte du lit de la rivière, au niveau de la section considérée,

L : longueur maximale du bassin mesurée presque parallèlement au cours d'eau principal.

C_s étant calculé, on peut alors évaluer la charge solide transitant à la section étudiée, en évaluant la perte en sol du bassin et en multipliant cette valeur par C_s :

$$Q_s = C_s \cdot \sum_{i=1}^n A_i \cdot E_i$$

avec Q_s = charge solide moyenne annuelle,
 A_i = surface de l'élément i ,
 E_i = érosion brute annuelle sur l'élément i ,
 n = nombre d'éléments.

Il faut tenir compte de l'influence des dimensions du quadrillage adopté pour le calcul de l'érosion et de l'effet saisonnier.

Ce type de modèle est surtout intéressant pour évaluer l'influence des modifications et transformations du bassin versant sur l'érosion et le transport solide.

IV.2.4. Relations entre le débit solide et le débit liquide :

Dès 1895, KENNEDY a suggéré que le débit solide en suspension au droit d'une section d'un cours d'eau est relié au débit liquide simultanément par une fonction à puissance de la forme :

$$M = a \cdot Q^b$$

où M = débit solide
 Q = débit liquide
 a, b = paramètres qui varient en fonction du lieu et du temps (saison).

Certains pensent (LEOPOL et MADDOCK, 1953 ; GRAF, 1973) que cette fonction à puissance est typique, même s'il y a des cas où il a été difficile ou même impossible de déduire une

corrélation significative entre les deux quantités.

IV.2.4.1. Etudes de NEGEV :

Il a essayé d'établir des régressions simples entre le débit liquide et le débit solide ou des régressions multiples entre le débit liquide, débit solide et d'autres paramètres caractérisant le bassin versant.

Pour la régression simple, l'équation proposée confirme celle de KENNEDY ; elle est de la forme :

$$\text{Log } L = a + b \log Q$$

avec $L = \text{charge solide en kg.s}^{-1}$
 $Q = \text{débit liquide en m}^3.\text{s}^{-1}$
 a et b sont des constantes.

Les résultats varient, selon qu'il considère des données anciennes ou des données récentes.

Pour la régression multiple, il propose une relation qui tient compte de plusieurs facteurs et qui est de la forme :

$$\begin{aligned} \log L = & a_0 + a_1 \cdot \text{SQf} + a_2 \cdot T + a_3 \cdot \text{DMT} \\ & + a_4 \cdot P_{24} + a_5 \cdot P_I + a_6 \cdot A \cdot P_I + B \cdot \log Q. \end{aligned}$$

où :

a_0, \dots, a_6, b des constantes ;

$$\text{SQf} = (1 + \sqrt{\text{SQ}})^{-1}$$

$\text{SQ} = \text{volume d'écoulement cumulé (à l'échelle de la saison)}$

$T = \text{température moyenne mensuelle,}$

DMT = température moyenne journalière,

P_{24} = pluie journalière origine de la crue,

P_I = intensité maximum en une heure observée pour le même jour,

API = index des précipitations antérieures défini par

$$API = \sum P_t \cdot K^t$$

P_t : pluie journalière du jour t avant le jour considéré,

K : constante = 0.98.

Il a aussi étudié le transport des sédiments à l'échelle de la crue :

soit W = le poids des sédiments transportés par une crue,
V = le volume d'eau de la crue.

Il propose deux types de relations : régression simple et multiple :

$$\text{Log } W = d + e \log V$$

$$\begin{aligned} \text{Log } W = & d_0 + d_1 \cdot \text{API} + d_2 \cdot \text{SQf} \\ & + d_3 \cdot Q_p + e_1 \log V. \end{aligned}$$

avec Q_p = débit de pointe de la crue de volume V.

Les autres paramètres étant définis précédemment.

Les résultats trouvés sont donnés dans le Tableau 15.

Ces deux relations ne sont valables que pour des rivières temporaires.

TABLE 16 - REGRESSION EQUATIONS BY FLOOD-LOAD MODEL

Item	Stream					
	Hillazon	Qishon	Alexander	Eqron	Gamliel	Soreq
n	20	26	22	18	14	8

<i>Simple Regression</i>						
d	-1.122	-0.650	-0.703	-0.287	-0.799	-1.804
e	1.463	1.153	1.193	1.348	1.433	1.723
r	0.962	0.837	0.852	0.975	0.945	0.892
<i>Multiple Regression</i>						
d ₀	-0.038	-0.0696	1.806	Same	-0.513	-0.526
d ₁	⁽¹⁾ 0.001	(-)	⁽²⁾ 0.009	as	(-)	⁽²⁾ 0.008
d ₂	(-)	⁽²⁾ 1.056	⁽³⁾ 1.478	those	(-)	(-)
d ₃	⁽²⁾ 0.014	⁽²⁾ 0.004	(-)	of	⁽²⁾ 0.013	(-)
e ₁	⁽¹⁾ 1.048	⁽¹⁾ 1.024	⁽¹⁾ 1.297	simple	⁽¹⁾ 1.130	⁽¹⁾ 1.926
R	0.976	0.885	0.984	regression	0.964	0.909

(n: Nb de données)

IV.2.4.2. Etude de M. MIMIKOU :

L'étude de MARIA MIMIKOU est approchée de deux manières. Premièrement, une fonction puissance de courbe de taux de sédiment (a power function sediment rating curve) est calculée pour différentes saisons de l'année et des relations entre les valeurs de ses paramètres ont été calculées pour des stations dans l'ouest et le nord de la Grèce, et sont comparées avec celles des autres rivières du monde. Deuxièmement, les courbes des taux sont régionalisées par explication de la variation station à station dans la constante et l'exposant de la courbe, en tenant compte des caractéristiques morphoclimatiques du bassin versant du chenal.

La région étudiée est caractérisée par un climat du type méditerranéen.

1° - Développement des courbes de tarage des sédiments en suspension : (suspended sediment rating curve)

L'étude a porté sur 6 stations hydrométriques. Les mesures de sédiments en suspension et des débits d'eau sont faites par une équipe spécialisée, en utilisant un échantillonneur par intégration en profondeur pour les sédiments et par un "wardar type cableway" pour les débits d'écoulement. Les échantillons sont faits par paire. La concentration moyenne des sédiments pour chaque paire d'échantillons (mg.l^{-1}) est assumée à être la concentration moyenne de la verticale correspondante. La somme des concentrations rendues sous forme de poids, en utilisant comme poids les débits du cours d'eau représentés par les verticales, est la concentration moyenne de la section en travers C (mg.l^{-1}) ; ceci multiplié par le débit du cours d'eau ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) et un facteur de conversion donne la

charge des sédiments en suspension M (kg.s^{-1}).

Les points (débit solide M , débit liquide Q) reportés sur un graphique, montrent deux groupes distincts, un correspondant à la saison humide (décembre à mai), un autre pour la saison sèche (juin à novembre).

La différenciation saisonnière des courbes de tarage a été aussi observée par d'autres (MILLER, 1951 ; WALLING, 1977)

Les sédiments en suspension et le débit liquide, dans chaque groupe séparé, ont été trouvés être bien corrélés en utilisant la fonction à puissance : $M = a Q^b$ (1)

Les coefficients de corrélation sont situés entre 0,84 et 0,94. Pour un débit donné, la charge en sédiment correspondante pour chaque station est plus élevée durant la saison sèche que durant la saison humide. Ceci est dû au fait que le bassin d'une rivière a besoin d'une pluie à plus forte intensité moyenne durant la saison sèche, pour produire un taux de ruissellement donné, que durant la saison humide à cause des différences des conditions d'humidité dans les deux périodes. Des fortes intensités, signifie des fortes érosivités des pluies (WISCHMEYER, 1959) et, par conséquent, une forte production en sédiments.

Les paramètres a et b pour toutes les courbes de tarage sont donnés dans le Tableau 16. La constante a est fortement variable. Les valeurs de la saison humide sont plus basses que les valeurs correspondantes de la saison sèche. Toutes les valeurs de l'exposant b se trouvent dans la fourchette $2,5 < b < 3,5$ pour la saison humide et $2,0 < b < 3,0$ pour la saison sèche.

Pour les stations, les exposants de la saison humide, avec une moyenne de 2,97 et un coefficient de variation

(standard deviation) de 0,28, sont plus élevés que ceux correspondants de la saison sèche, avec une moyenne de 2,40 et un coefficient de variation de 0,24.

Puisque b est une mesure de la sensibilité du processus d'érosion à une variation du débit, on peut dire que les bassins sont plus sensibles durant la saison humide que durant la sèche.

Les paramètres de la courbe de tarage sont intercorrés et co-varient d'une façon consistante. Une claire relation logarithmique existe entre a et b pour les deux saisons. Cette relation empirique, estimée par les moindres carrés, donne des bons coefficients de corrélation comme suit :

$$\text{Saison humide : } b = 1.2335 - 0.4041 \log a \quad (r = - 0.884) \quad (2)$$

$$\text{Saison sèche : } b = 1.5441 - 0.4151 \log a \quad (r = - 0.885) \quad (3)$$

En plus des équations (2) et (3), une autre relation empirique entre a et b a été trouvée, comme suit :

$$\text{Saison humide : } \log b = 0.1658 - 0.0710 \log a \quad (r = - 0.911) \quad (4)$$

$$\text{Saison sèche : } \log b = 0.1651 - 0.1001 \log a \quad (r = - 0.823) \quad (5)$$

2° - Régionalisation des courbes des sédiments en suspension :

A côté des facteurs hydrauliques, les facteurs hydrologiques, météorologiques, géomorphologiques, géologiques, influencent aussi le phénomène des transports solides (GRAF, 1971)

BOGARDI (1961) a trouvé une très bonne relation entre les exposants des courbes de tarage des sédiments pour des

stations sur 12 rivières Hongariennes et 4 variables morphoclimatiques : largeur moyenne du bassin (aire/longueur du bassin), débit moyen, rapport entre le plus grand et le plus petit débit et le débit moyen par unité de surface.

RANNE (1978) a essayé de prédire les courbes de tarage pour 50 bassins américains et canadiens, en tenant compte des caractéristiques suivantes des bassins : surface, relief, distribution hypsométrique du relief, ruissellement moyen annuel, densité de drainage et la pente du chenal.

Dans cette étude, les caractéristiques physiques, qui sont retenues par MARIA, pour décrire le régime morphoclimatique du système du bassin du chenal sont les suivantes : la précipitation moyenne annuelle (P mm), la surface du bassin versant (A km²), la chute hypsométrique (H km), la longueur du chenal principal (L km) et la pente moyenne du lit (5 ‰), à partir de la ligne de partage des eaux jusqu'à la section de mesure ; et elles sont listées dans le Tableau 17.

A cause de sa dépendance de H et L , la pente S de la rivière n'a pas été utilisée avec les autres dans l'analyse multiple de régression qui figure dans les Tableaux 18,19,20 et 21.

Les équations de prédiction des paramètres de la courbe de tarage ont été développées par "stepwise multiple regression" des paramètres (a et b comme variables indépendantes) contre les variables physiques indépendantes.

Une transformation logarithmique a été utilisée pour l'ensemble des variables dépendantes et indépendantes, puisque ceci montre l'association linéaire entre elles.

R^2 ($R^2 \leq 1$) est le coefficient de détermination ; S , l'erreur standard de la régression ; \bar{E} est l'erreur moyenne

River	Station	a		b	
		Wet ($\times 10^{-6}$)	Dry ($\times 10^{-4}$)	Wet	Dry
Arachthos	Arta	8.00	42.00	3.170	2.270
Arachthos	Plaka	9.00	7.58	3.416	2.978
Arachthos	Tsimovo	402.00	287.40	2.661	2.354
Aoos	Konitsa	153.00	140.00	2.775	2.263
Aliakmon	Ilarion	90.00	24.83	2.691	2.625
Kalamas	Kioteki	49.00	46.10	3.080	2.515

Table 17 Watershed characteristics

River	Station	A (km ²)	H (km)	L (km)	S (o/oo)	P (mm)
Arachthos	Arta	1855	0.770	110	7	1666
Arachthos	Plaka	970	0.550	55	10	1614
Arachthos	Tsimovo	640	0.516	43	12	1413
Aoos	Konitsa	665	1.400	70	20	1350
Aliakmon	Ilarion	5005	0.615	205	3	900
Kalamas	Kioteki	1481	0.546	78	7	1468

Tab. 18 Multiple regression equations for log a: wet season

Equation No	Dependent variable	Equation constant	Regression coefficients for independent variables:				R ²	s (log units)	ε%
			log P	log A	log H	log L			
1	log a	33.3324	-7.9820	-2.1100	-0.3600	-0.0330	0.67	0.8704	62
2	log a	33.0500	-7.9628	-2.0601	-0.3753	-	0.65	0.6296	62
3	log a	31.4653	-7.5681	-1.9416	-	-	0.46	0.6464	62
4	log a	12.5280	-3.4452	-	-	-	0.24	0.6630	130

Tab. 19 Multiple regression equations for log a: dry season

Equation No	Dependent variable	Equation constant	Regression coefficients for independent variables:				R ²	s (log units)	ε%
			log A	log P	log H	log L			
1	log a	15.2410	-1.3150	-2.9510	0.3500	-0.0600	0.45	0.9267	110
2	log a	14.9179	-1.2885	-2.9099	0.3749	-	0.43	0.6670	110
3	log a	15.2057	-1.3639	-2.9488	-	-	0.36	0.5744	113
4	log a	4.1989	-0.8013	-	-	-	0.23	0.5456	148

Table 20 Multiple regression equations for log b: wet season

Equation No	Dependent variable	Equation constant	Regression coefficients for independent variables:				R ²	s (log units)	ε%
			log P	log A	log H	log L			
1	log b	-1.3449	0.5010	0.0750	0.0102	0.0055	0.88	0.0330	3.7
2	log b	-1.3335	0.4940	0.0819	0.0132	-	0.86	0.0263	3.7
3	log b	-1.4748	0.5358	0.0842	-	-	0.71	0.0306	3.9
4	log b	-0.5213	0.3159	-	-	-	0.47	0.0358	5.7

Table 21 Multiple regression equations for log b: dry season

Equation No	Dependent variable	Equation constant	Regression coefficients for independent variables:				R ²	s (log units)	ε%
			log H	log A	log P	log L			
1	log b	0.2818	-0.1620	0.0080	0.0188	0.0025	0.61	0.0633	6.6
2	log b	0.2881	-0.1560	0.0100	0.0166	-	0.59	0.0468	6.6
3	log b	0.3301	-0.1500	0.0134	-	-	0.48	0.0427	6.6
4	log b	0.3705	-0.1545	-	-	-	0.31	0.0426	6.7

Table 22 Prediction errors

River	Station	a		b					
		Wet ($\times 10^{-6}$)	ε%	Dry ($\times 10^{-4}$)	ε%	Wet	ε%	Dry	ε%
Arachthos	Arta	5.08	36	19.47	54	3.343	5.5	2.466	8.6
Arachthos	Plaka	28.22	213	43.39	473	3.107	9.1	2.581	13.3
Arachthos	Tsimovo	196.28	51	106.60	63	2.810	5.6	2.590	10.0
Aoos	Konitsa	179.32	17	168.46	20	2.793	0.7	2.216	2.0
Aliakmon	Ilarion	96.39	7	29.89	21	2.667	0.9	2.553	2.7
Kalamas	Kioteki	25.17	49	33.05	28	3.070	0.3	2.590	3.0
Mean			62%		110%		3.7%		6.6%

de prédiction donnée par la relation :

$$\epsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[(y_i - \hat{y}_i) / y_i \right] \cdot 100 \quad (6)$$

avec y_i = la valeur réelle de a ou b pour la station i,
 \hat{y}_i = la valeur estimée à partir de l'équation de régression.

La contribution la plus significative pour l'ensemble de a et b est donnée par les précipitations dans la saison humide, tandis que dans la saison sèche, elle est donnée par la surface du bassin pour a et par la dénivelée de la rivière pour b. Autrement dit, l'influence morphoclimatique sur les paramètres de la courbe de tarage diffère d'une saison à une autre, dans la saison humide, le facteur climat est plus significatif que le facteur morphologique et vice versa dans la saison sèche.

A partir des Tableaux 18-21, on peut voir que la constante a est inversement liée à toutes les variables physiques avec l'exception de la chute hypsométrique de la rivière (H) pour laquelle elle est proportionnelle en saison sèche. L'exposant b est relié aux variables de manière opposée, puisqu'il est inversement lié à a.

3° - Prédiction des courbes de tarage pour les bassins versants non jaugés :

Cette prédiction des paramètres de la courbe de tarage est basée sur leur relation empirique avec les caractéristiques morphoclimatiques du bassin du chenal.

Les équations retenues pour des bassins non jaugés du nord et de l'ouest de la Grèce sont :

Saison humide :

$$\hat{a} (10^6) = 1.1222 \cdot 10^{33} \cdot P^{-7.9628} \cdot A^{-2.0601} \cdot H^{-0.3753} \quad (R^2 = 0.65) \quad (7)$$

$$\hat{b} = 0.464 \cdot P^{0.4940} \cdot A^{0.0819} \cdot H^{0.0132} \quad (R^2 = 0.86) \quad (8)$$

Saison sèche :

$$\hat{a} (10^4) = 8.2770 \cdot 10^{14} \cdot P^{-2.9099} \cdot H^{0.3749} \quad (R^2 = 0.43) \quad (9)$$

$$\hat{b} = 1.9413 \cdot P^{0.0166} \cdot A^{0.0100} \cdot H^{-0.1560} \quad (R^2 = 0.59) \quad (10)$$

Les valeurs estimées avec les erreurs E, calculées par l'équation (6), sont données dans le Tableau 22.

4° - Conclusions :

- La charge en suspension est une fonction puissance du débit d'eau, à variation saisonnière, différente pour la saison humide et la saison sèche dans la région étudiée.

- Les exposants b pour la saison humide sont plus élevés que les valeurs correspondantes de la saison sèche.

La constante a, qui exprime la production en sédiment du bassin pour un débit liquide $Q = 1,0 \text{ m}^3/\text{s}$, diffère significativement d'une saison à une autre. Les valeurs de saisons humides sont significativement plus basses que celles des saisons sèches.

- La variation des paramètres a et b est expliquée en tenant compte de la précipitation moyenne annuelle, de la surface du bassin versant, de la dénivelée et de la pente moyenne du lit de la rivière.

- En saison humide, le facteur climatique a plus d'influence que le facteur morphologique et inversement en saison sèche où l'influence de la surface du bassin versant sur la constante a et de la dénivelée sur l'exposant b sont les plus significatives.

- La relation régionale saisonnière entre les paramètres de la courbe de tarage et les caractéristiques morphoclimatiques du bassin, peut être utilisée pour la prédiction des courbes de tarage pour des bassins non jaugés dans la région.

IV.3. Mesure de l'érosion par l'étude de la sédimentation dans les retenues :

Il existe une façon de mesurer les débits solides moyens sur une longue période en utilisant les relevés des dépôts dans les retenues de barrages. A priori, cette méthode, qui s'apparente à la technique des fosses à sédiments mais qui en diffère par le fait qu'il ne s'agit pas uniquement des transports de fond, est efficace. Cependant, cette efficacité dépend beaucoup de précautions prises dans son application. En effet, les sédiments qui arrivent dans une retenue n'y restent pas forcément tous, les sédiments fins seront évacués en grande partie, avant d'avoir eu le temps de se déposer. La méthode est pleinement efficace lorsque les relevés des volumes déposés sont accompagnés de mesures de transport en suspension à l'entrée et à la sortie de la retenue. De cette façon, on peut

évaluer par différence les transports de fond. Si on ne dispose que des relevés des volumes déposés, il faut faire une hypothèse sur le coefficient d'efficacité de la retenue quant au piégeage de sédiments, hypothèse étayée par les caractéristiques hydrauliques du barrage, c'est-à-dire essentiellement le rapport du volume de la retenue au volume annuel écoulé. Ce rapport et le mode d'exploitation du barrage conditionnent en effet le temps de résidence de l'eau dans la retenue.

Toutefois, la sédimentation dans les retenues, qui fournit un moyen relativement facile d'évaluer la dégradation spécifique moyenne globale sur le bassin versant, est un problème majeur pour l'aménagiste chaque fois qu'il veut utiliser l'eau à la surface de la terre.

Les conséquences du dépôt dans les réservoirs montrent l'importance du transport. L'étude de la sédimentation dans 5 % des 10.000 réservoirs des Etats-Unis montre une diminution de leur capacité de retenue de plus de 0.43 km^3 par an. Cette perte totale revient à détruire par an l'approvisionnement en eau d'une ville de 250.000 habitants, ou de 4 millions d'ares de terres irriguées (BROWN B.).

Donc, l'étude du phénomène de la sédimentation s'avère d'une grande utilité.

IV.3.1. Paramètres intervenant dans le processus de sédimentation :

On peut classer ces paramètres en trois groupes :

- Les paramètres du bassin versant :
 - . Les paramètres géomorphologiques,
 - . Les paramètres hydrologiques,
 - . Les paramètres du sol.

- Les paramètres du cours d'eau :
 - . Les paramètres hydrauliques,
 - . Les paramètres du lit.

- Les paramètres de la retenue :
 - . Le volume,
 - . La surface,
 - . La profondeur,
 - . La forme.

IV.3.2. Etude du processus de sédimentation :

IV.3.2.1. Effet de la construction du barrage :

La construction d'un barrage sur une rivière entraîne la formation d'une retenue d'eau. Sa forme et sa grandeur dépendent du relief du bief amont du site du barrage, de l'apport en eau du cours d'eau et de la hauteur du barrage.

En entrant dans la retenue, la vitesse de l'eau est réduite, devenant parfois très faible voire nulle, ce qui a pour effet la diminution de la compétence de la rivière, d'où une sédimentation sélective selon la taille et la densité des matériaux transportés. Les matériaux grossiers transportés par charriage sont pratiquement stoppés à l'entrée, les matériaux fins transportés par suspension sont plus longs à se déposer et la fraction déposée dépend surtout du mode d'exploitation de la retenue et du rapport du volume de la retenue au volume d'eau apporté par la rivière.

IV.3.2.2. Répartition des sédiments dans la retenue :

La répartition des matériaux solides dans la retenue dépend de plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer la

penne initiale du lit de la rivière, la granulométrie des matériaux transportés, l'importance du débit solide, du débit liquide et de la retenue, son mode d'exploitation (variation du niveau d'eau, procédés de dévasement ...).

On distingue, en général, trois actions différentes :

- rehaussement du lit de la rivière en amont du barrage,
- formation d'un delta,
- décantation des matériaux fins : formation d'un lac de vase au fond de la retenue.

1° - Rehaussement du lit de la rivière :

Il a lieu dans le bief, juste à l'amont de la retenue, par suite de la diminution de la vitesse de l'eau, donc de la capacité de transport. Deux cas peuvent se présenter :

- il peut progresser vers la retenue ou vers l'amont dans le cas où la vitesse est faible. Ce dépôt peut être accentué par les végétaux qui contribuent à l'arrêt des matériaux transportés ;

- il peut être limité par un nouvel équilibre qui s'établit à la suite d'élimination des méandres, la création d'un cours d'eau avec un rapport largeur/profondeur optimum et en variant la rugosité du lit.

Tous ces facteurs combinés rendent la rivière capable de transporter la charge solide au-delà de ce tronçon, vers la retenue.

2° - Formation du delta :

Les études faites sur la sédimentation dans les retenues montrent toujours la formation d'un delta, comme indiqué

par la Figure 49.

Ce delta est dû surtout au dépôt des matériaux charriés à la suite de la diminution de la capacité de transport du cours d'eau. Il continue à progresser avec le temps vers le barrage. HARRISSON a schématisé cet avancement (Cf. Figure 50).

3° - Décantation des matériaux fins :

Ils sont transportés plus loin dans la retenue et restent en suspension ; leur décantation est conditionnée par plusieurs facteurs, tels que leur nature minéralogique, leur dimension, les caractéristiques géométriques de la retenue, leur concentration dans l'eau (transport solide provenant de l'amont) et surtout par le mode d'exploitation de la retenue qui affecte directement le temps de résidence et le mouvement de l'eau dans la retenue.

Les argiles jouent un rôle important dans ce processus. En effet, une floculation importante de ces argiles entraîne une décantation rapide et forme une sorte de vase dans la partie aval de la retenue. Les montmorillonites sont très actives et capables de faire un échange ionique avec les minéraux existants. Elles accentuent ainsi la floculation et, par conséquent, la décantation de l'eau.

En conclusion sur la répartition des sédiments dans la retenue, on peut dire que les éléments denses et grossiers se déposent en amont de la retenue, les éléments fins en aval au fond de la retenue, les éléments les plus fins peuvent rester en suspension et arriver à passer au-delà du barrage. Il se forme au fond de la retenue par différence de densité, des courants de densité qui sont capables d'acheminer des éléments fins depuis l'amont jusqu'à la base du barrage. Une telle configuration dans une retenue est schématisée sur la Figure 51.

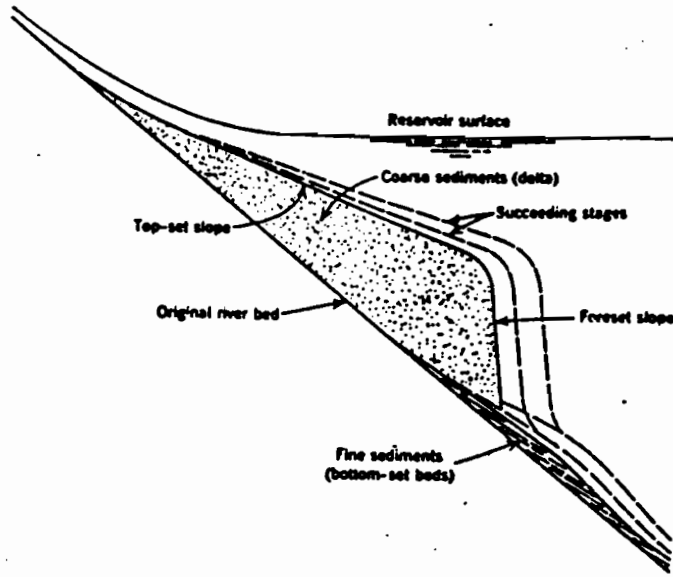


FIG. 49 -Reservoir Delta Form.

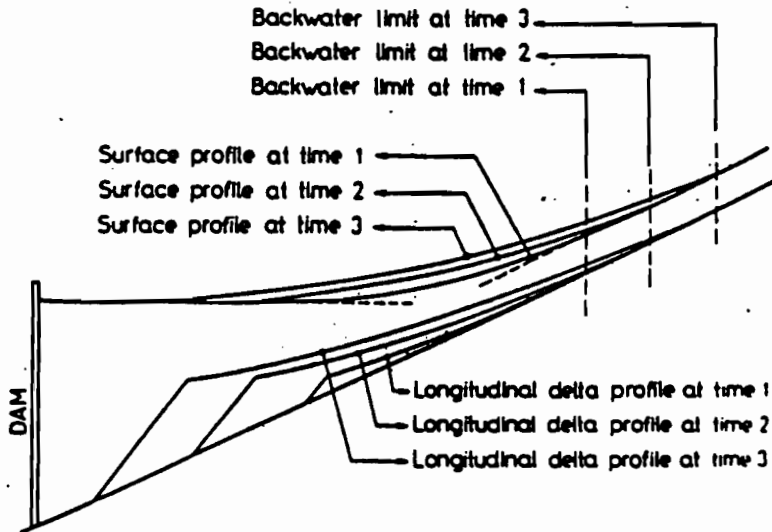


Fig. 50

Progression of the "delta" deposit formed from coarse materials in reservoirs. After Harrison

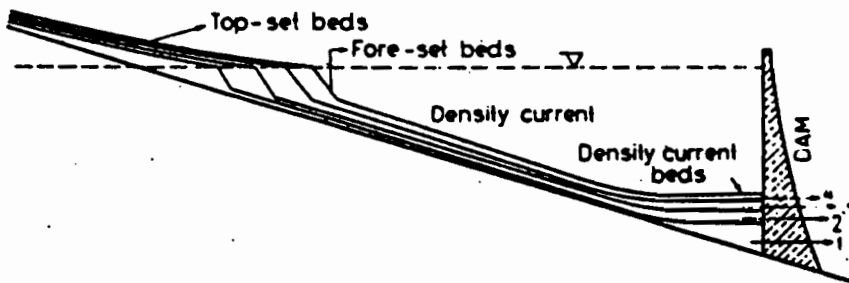


Fig. 51

Different kinds of deposits in reservoirs. After Lane

IV.3.3. Détermination de la quantité des sédiments déposés :

La détermination de la quantité de sédiments déposés dans une retenue, qui peut être liée aux mesures de transport solide, à l'entrée et à la sortie de la retenue, repose sur la détermination de deux paramètres des sédiments : leur densité et leur volume.

IV.3.3.1. Densité des sédiments :

1° - Caractéristiques des mélanges sol-eau-air :

Considérons les variables suivantes :

V : volume d'un mélange de solides, d'eau et d'air,

d_a : densité apparente du mélange,

V_s : volume des solides du mélange,

d_r : densité réelle des solides,

P_s : poids spécifique des solides,

H_u : volume d'eau du mélange ou humidité volumique (eau extractible à 105°C en 48 heures),

P : densité de l'eau $\simeq 1$,

V_a : volume d'eau du mélange,

E : densité de l'air (négligeable).

On peut écrire la relation suivante :

$$V \cdot d_a = V_s \cdot d_r + P \cdot H_u + E V_a \quad (1)$$

Si, par hypothèse, $V = 1$, avec $P \simeq 1$ et $E \simeq 0$, la formule (1) devient :

$$d_a = V_s \cdot d_r + H_u \quad \text{ou : } V_s = \frac{d_a - H_u}{d_r} \quad (2)$$

Avec cette hypothèse, V_S est le volume de solide dans un volume unité et on en déduit le poids sec du solide p_S de ce volume, soit :

$$p_S = V_S \cdot d_V \quad \text{d'où} \quad : \quad p_S = d_a - H_U \quad (3)$$

Le volume V_a occupé par l'air dans l'unité de volume est :

$$V_a = 1 - H_U - V_S, \text{ soit } V_a = 1 - H_U - \frac{d_a - H_U}{d_V} \quad (4)$$

On en déduit dans un sol sec ($H_V = 0$) :

$$V_S = \frac{d_a}{d_V} \quad (5) \quad \text{et} \quad V_a = \frac{d_r - d_a}{d_r} \quad (6)$$

La porosité totale p_r ou indice des vides (%)

$$p_r = 100 \frac{d_r - d_a}{d_r} \quad (7)$$

On en déduit de même pour une boue ($V_a = 0$) :

$$H_V = \frac{d_r - d_a}{d_r - 1} \quad (8) \text{ d'après (4)}$$

D'après (2) et (8), on peut encore écrire :

$$V_S = \frac{d_a - 1}{d_r - 1} \quad (9) \quad \text{d'où} \quad : \quad p_S = \frac{d_a - 1}{d_r - 1} d_V \quad (10)$$

La teneur en eau t_e (rapport du poids d'eau au poids du solide) est :

$$t_e = \frac{d_r - d_a}{(d_a - 1)d_r} \quad (11).$$

Tous ces calculs montrent que les caractéristiques physiques du mélange solide-eau-air évoluent très largement et cela confirme bien la difficulté qu'il y a à comparer les volumes érodés, les masses transportées et les volumes déposés. Le Tableau 23 montre la variation du poids en kg des matières solides contenues dans 1 m³ de vase, selon la valeur de d_r et de d_a . La variation induite par d_a est bien supérieure à celle due à d_r .

Il est assez facile de déterminer d_r . Par contre, il est plutôt difficile d'évaluer d_a . En plus de la profondeur des retenues qui constitue un problème pour les bons prélèvements, on constate une forte variation spatiale de d_a ainsi qu'une variation en fonction de l'épaisseur et de l'âge des dépôts. Le tassement des sédiments qui fait varier d_a est fonction du temps, comme le montre l'exemple de la Figure 58.

2° - Essais de formulation de la densité des sédiments :

La densité des sédiments est variable selon leur granulométrie, leur composition minéralogique, l'épaisseur des dépôts, le niveau de l'eau dans la retenue et de l'âge des dépôts. Tous ces paramètres déterminent le tassement en fonction du temps et, par conséquent, l'évolution de la densité des sédiments en fonction du temps.

- Relation de LANE et KOELZER :

Elle donne la densité du dépôt W en fonction du temps :

$$W = W_1 + K \log T$$

avec W : densité du dépôt après T années,
 W_1 : densité après une année,

K : constante qui dépend de la granulométrie et de l'exploitation de la retenue qui a une influence sur le tassement.

Le Tableau 24 donne des valeurs de W_1 et K, calculées par LANE, KOELZER et TRASK.

- Relation de MILLER :

$$W_m = W_1 + 0.434 \cdot K \left(\frac{T}{T-1} \cdot \log T - 1 \right)$$

W_m : densité moyenne après T années.

- Relation de HERMANG H. :

$$W = 1.688 \cdot D - 0.888 C + 98.8$$

où W = densité,
 D = épaisseur du dépôt,
 C = % d'argile.

- Etude de FRENETTE :

L'étude du barrage PELIGRE (Haïti) a conduit FRENETTE à formuler la masse volumique des dépôts :

$$\gamma_d = \frac{G_s}{1 + W \cdot \frac{G_s}{S_v}} \cdot \gamma_w$$

avec : γ_d : masse volumique moyenne,
 γ_w : masse volumique de l'eau,
 S_v : degré de saturation,

W : teneur en eau : poids liquide/poids solide,
 G_s : densité relative des particules.

Il a trouvé les résultats suivants :

- dépôts récents (couches superficielles)

$$\varphi_d = 0.75 \text{ t.m}^{-3}$$

- dépôts anciens (fonds) : $\varphi_d = 1.3 \text{ t.m}^{-3}$

- la valeur moyenne : $\varphi_d = 1.025 \text{ t.m}^{-3}$.

IV.3.3.2. Détermination du volume des sédiments

Elle est basée sur la détermination de la topographie de la cuvette, comparée à celle avant le mise en eau du barrage. On calcule par différence le volume des sédiments déposés.

On distingue deux types de méthodes selon que la cuvette peut être vidée ou non et suivant l'étendue de la surface à contrôler.

1° - La stéréophotographie aérienne :

Elle est utilisable quand la retenue est vide ou partiellement dénoyée. Elle permet de comparer point par point les altitudes, de définir les coordonnées planimétriques et altimétriques de la cuvette et de calculer ainsi le volume des sédiments déposés.

L'avantage de ce procédé est qu'il se prête très bien à une traduction automatique des résultats en données numériques traitables sur ordinateur.

A défaut, un lever topographique du sol par les moyens classiques, quoique long et coûteux, donne aussi d'excellents résultats.

2° - Sondage par ultrasons :

C'est le procédé classique utilisé pour les retenues pleines. Le sondage est réalisé à partir d'un bateau équipé d'un appareillage d'enregistrement en continu, qui donne le profil de fond de la section suivie.

L'expérience montre qu'il est en général suffisant de réaliser les sondages sur un nombre limité de sections dont les extrémités sont bien repérées sur les rives.

Le choix de ces sections ne suit pas une règle donnée. On cherche en général des sections perpendiculaires à l'axe du lit de la rivière, en évitant les rétrécissements et en choisissant de préférence les sections les plus larges.

Dans le cas où la retenue se compose de plusieurs branches, on traite chacune indépendamment. Le nombre de sections dépend surtout de l'importance de la retenue. La Figure 53 donne un exemple de ce choix.

Le dépouillement des mesures obtenues consiste à déterminer pour chaque section suivie l'importance de l'envasement : section envasée.

Pour calculer le volume des sédiments déposés dans la retenue, on dispose de plusieurs méthodes (Cf. Figure 54).

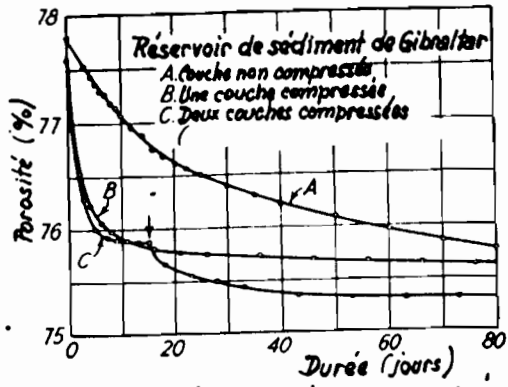


Fig 52.

Tests de tassement en courbes compressées et non compressées.

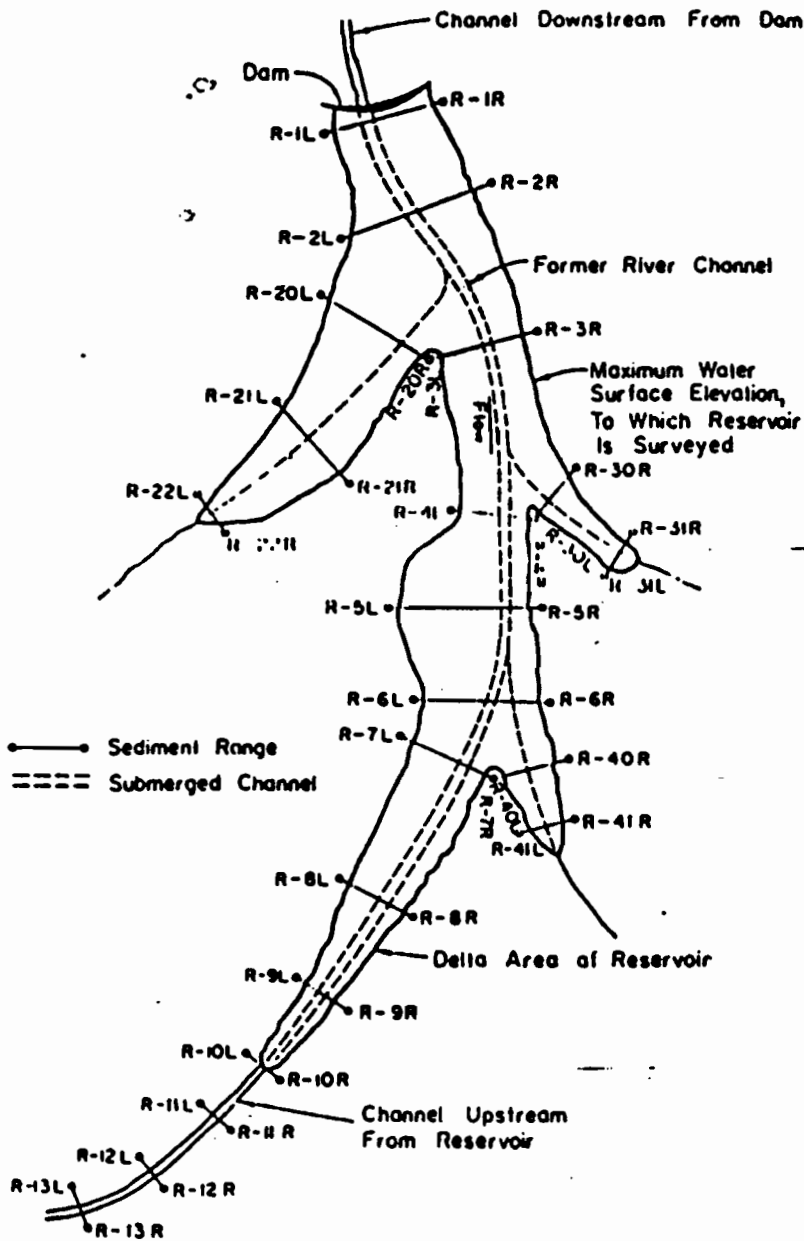


Fig 53

Suggested layout and numbering system of reservoir sedimentation ranges.

a. Méthode de KOLMOGOROV :

Soit deux profils P_a et P_b ; S_a et S_b les surfaces envasées correspondantes. Si on mène de A la parallèle à P_b P_c et on suppose qu'il y a proportionnalité entre surface et largeur, on a :

$$\frac{S_c}{l_c} = \frac{S_a}{l_a} \quad \text{d'où} \quad S_c = S_a \cdot \frac{l_c}{l_a}$$

et on calcule le volume entre les deux profils en faisant :

$$V = V_1 + V_2 \quad \text{or} \quad V_1 = \frac{S_c + S_a}{2} \cdot h_1$$

$$\text{et} \quad V_2 = \frac{S_c}{2} \cdot h_2$$

$$\text{donc} \quad V = \frac{S_c + S_a}{2} \cdot h_1 + \frac{S_c}{2} \cdot h_2$$

h_1 et h_2 sont respectivement la longueur de la perpendiculaire commune aux deux profils et la longueur de la normale à l_c menée en A.

b. Méthode de la hauteur moyenne :

Soit deux profils P_a et P_b , P_a a pour surface S_a . On assimile P_a à un rectangle de hauteur h_a et de longueur l_a . On détermine ensuite la surface d'eau entre les deux profils : S_{ab} . Le volume des sédiments est donné par la relation :

$$V = S_{ab} \cdot \frac{h_a + h_b}{2}$$

c. La méthode générale :

Les surfaces S_a et S_b étant déterminées, on calcule la distance entre les deux profils, on trace la droite ab reliant les milieux de P_a et P_b et la droite d_c passant par le milieu de ab.

Le volume est alors :

$$V_{ab} = S_a \cdot \sin \alpha_a \cdot l_a + S_b \cdot \sin \alpha_b \cdot l_b$$

d. La méthode dérivée de la méthode générale :

On définit le rapport :

$$R = \frac{\text{surface envasée}}{\text{surface initiale}}$$

On trace le profil intermédiaire auquel on affecte le rapport R du profil le plus proche, on trace ensuite le profil en long de la retenue qui passe par les points les plus bas de chaque profil, on trace enfin les sections envasées, en fonction des distances entre les profils correspondants et, le planimétrage de la surface hachurée donne le volume des sédiments.

Cette méthode est utilisée dans le cas particulier des retenues longiformes.

e. Méthode de BURREL :

Il assimile les limites de la retenue entre deux profils à un segment et il donne le volume V_s des sédiments par la relation :

$$V_S = \frac{V_0}{A'_0 + A''_0} (A'_S + A''_S)$$

où :

V_0 = volume entre les deux profils avant envasement,
 A'_0 et A''_0 = sections totales des deux profils,
 A'_S et A''_S = sections envasées.

V_0 peut se calculer par la méthode suivante :

soit deux profils AB et CD supposés approximativement parallèles et l_1 et l_2 les longueurs des sections transversales $AB = l_1$, $CD = l_2$; S_1 et S_2 leurs surfaces et d la distance entre les deux profils (Cf. Figure 54).

On définit les profondeurs h_1 et h_2 :

$$h_1 = \frac{S_1}{l_1} \quad ; \quad h_2 = \frac{S_2}{l_2}$$

et la profondeur moyenne h_m :

$$h_m = \frac{h_1 + h_2}{2} = \frac{1}{2} \left(\frac{S_1}{l_1} + \frac{S_2}{l_2} \right).$$

la longueur moyenne l_m :

$$l_m = \frac{l_1 + l_2}{2}$$

la surface moyenne S_m :

$$S_m = l_m \cdot h_m = \frac{1}{4} \left(\frac{S_1}{l_1} + \frac{S_2}{l_2} \right) (l_1 + l_2)$$

Le volume du prisme défini par les trois sections S_1 sur S_2 est :

$$V_0 = \frac{d}{b} (S_1 + S_2 + 45 \text{ m})$$

on peut définir la distance d , entre les deux profils, à partir de la surface S de ABCD :

$$S = d \cdot l_m = d \cdot \frac{l_1 + l_2}{2}$$

$$d = \frac{2 S}{l_1 + l_2}$$

et
$$V_0 = \frac{S}{3(l_1+l_2)} (S_1 + S_2 + 45 \text{ m})$$

d'où, en remplaçant S_m par sa valeur :

$$V_0 = \frac{S}{3} \cdot \left(\frac{S_1 + S_2}{l_1 + l_2} \right) + \frac{S}{3} \left(\frac{S_1}{l_1} + \frac{S_2}{l_2} \right)$$

En pratique, la surface S n'est pas régulière, on introduit alors un facteur de correction :

$$\frac{1}{3} (S_r - S) \cdot \left(\frac{S_1}{l_1} + \frac{S_2}{l_2} \right)$$

S_r = surface réelle comprise entre les deux profils.

d'où, enfin :

$$V_0 = \frac{S}{3} \cdot \left(\frac{S_1 + S_2}{l_1 + l_2} \right) + \frac{S_r}{3} \cdot \left(\frac{S_1}{l_1} + \frac{S_2}{l_2} \right)$$

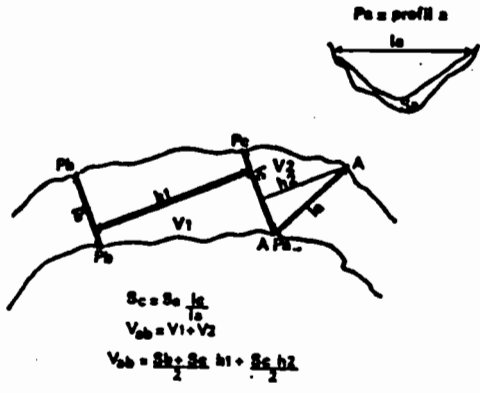


Fig. A — Méthode de Kolmogorov

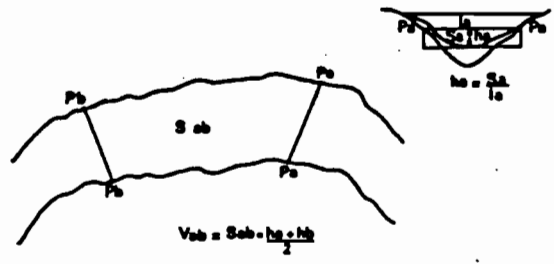


Fig. B — Méthode de la hauteur moyenne

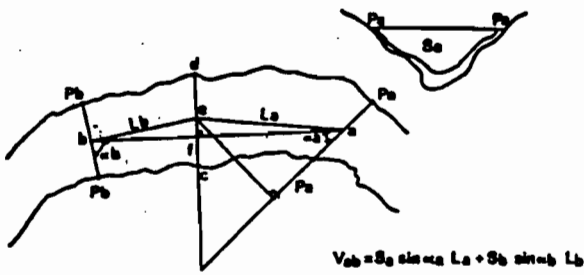


Fig. C — Méthode générale

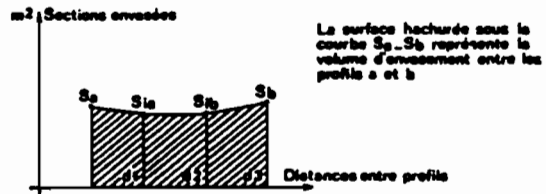
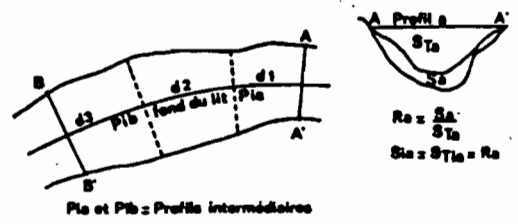


Fig. D — Méthode dérivée de la méthode générale

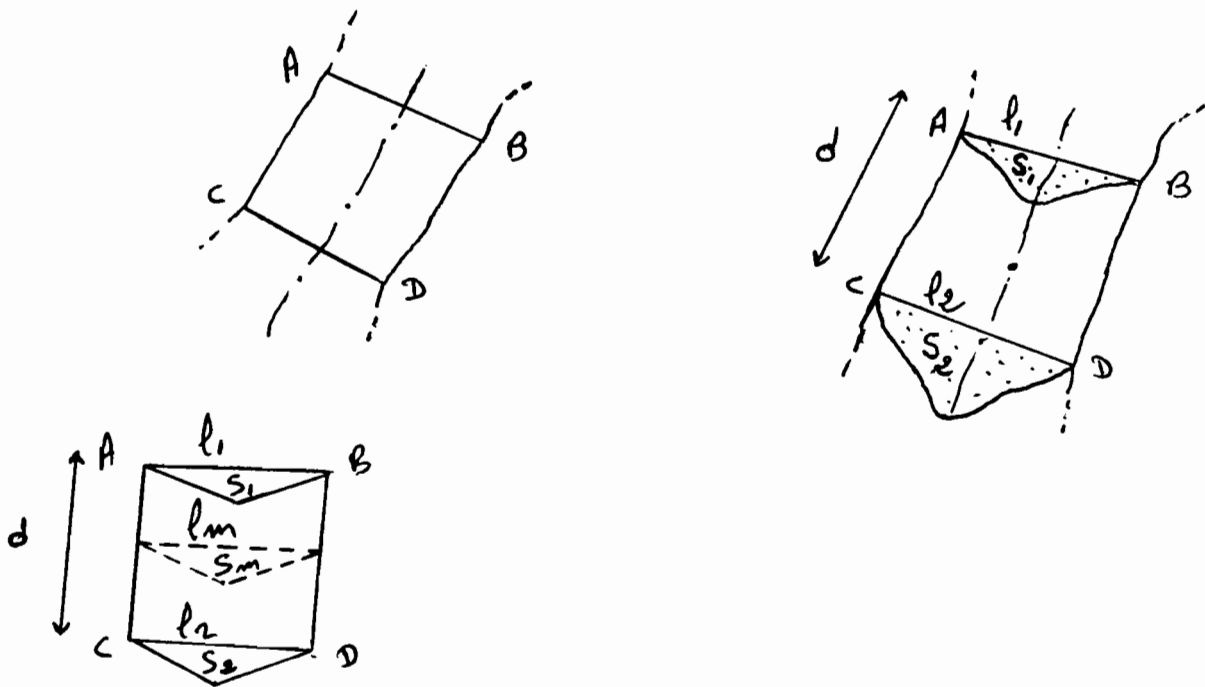


Fig. E — Méthode de Burrell

IV.4. Conclusion sur la mesure de l'érosion :

Cet exposé succinct est loin d'être complet pour étudier le phénomène d'érosion et sa quantification.

En effet, ce phénomène dépendant des conditions locales du milieu (sol, végétation, relief, réseau hydrographique, écoulement) et du climat (précipitations, leur intensité, leur durée, température, gel, neige ...) a attiré l'attention de chercheurs à travers le monde, beaucoup d'études ont vu le jour et des formulations de toutes sortes ont été faites. Celles dites à caractère universel n'ont rien de tel et nécessitent des vérifications sérieuses de leur vraisemblance (calage des paramètres et représentation des phénomènes) avant d'être utilisées dans des régions différentes de celles où elles ont été établies.

Nous donnons, à titre d'exemple d'illustration de la divergence qui existe entre les diverses méthodes utilisées par des auteurs différents, la Figure 55 qui donne trois cartes de l'estimation de l'érosion en Afrique par trois auteurs différents. On peut constater des écarts considérables entre ces trois cartes. Alors que FOURNIER (1960) donne des valeurs très élevées pour de nombreuses régions, STRAKHOV (1967) indique des phénomènes bien moins intenses. WALLING (1984) nous fournit des indications sans doute plus proches de la réalité car il a pu tenir compte des résultats les plus récents ; mais de l'avis de cet auteur lui-même, nous sommes encore loin d'une bonne estimation. C'est dire qu'il reste beaucoup à faire pour améliorer nos connaissances par des mesures meilleures et plus nombreuses ainsi que par une recherche plus approfondie sur les mécanismes de ce phénomène qu'est l'érosion.

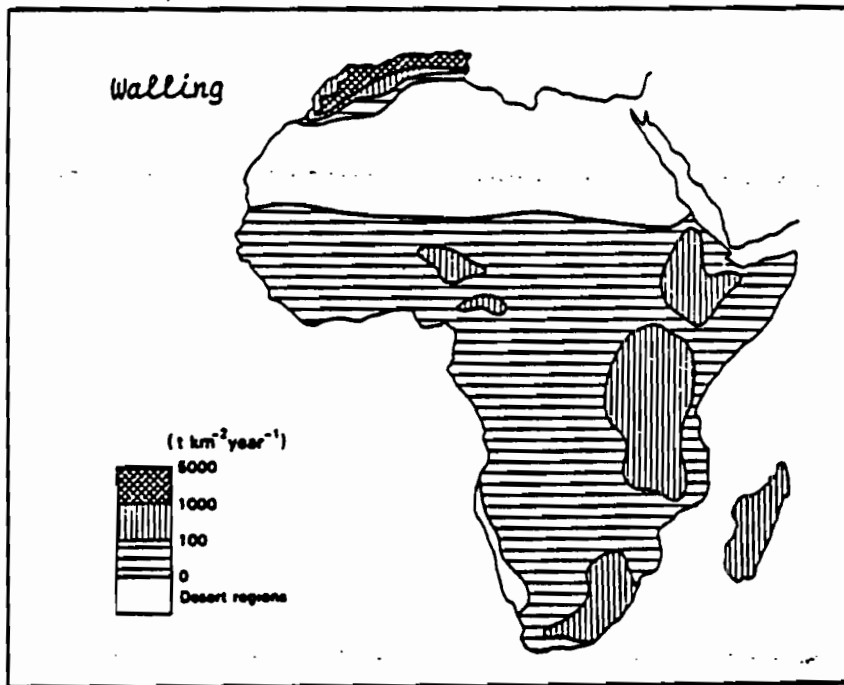
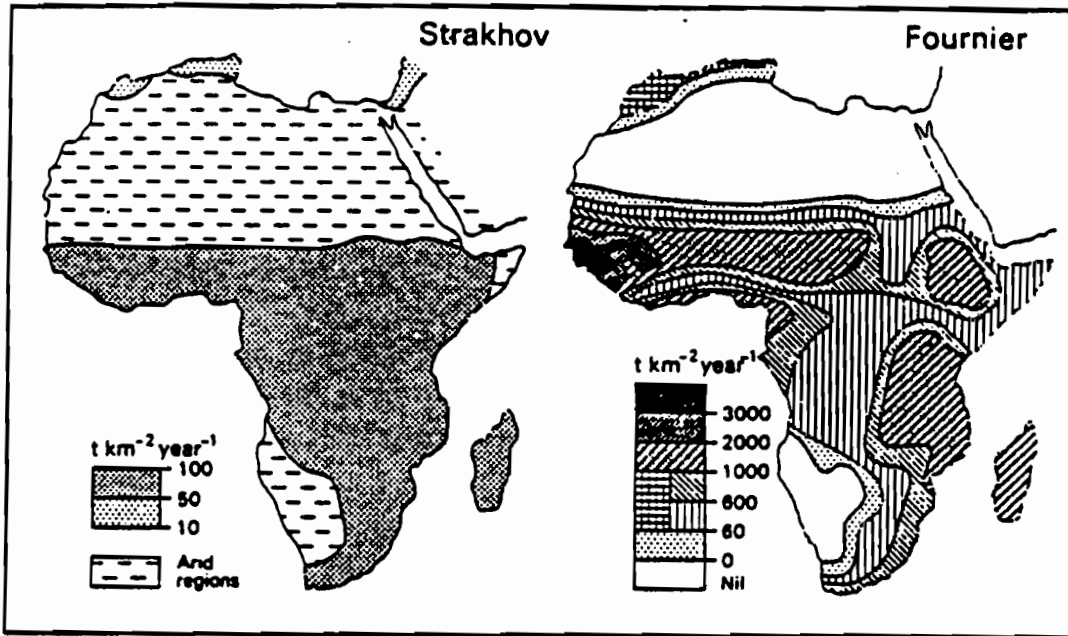


Figure 55 Cartes d'érosion de l'Afrique

CONCLUSION GENERALE

Les phénomènes d'érosion et de sédimentation sont une partie de l'évolution géologique du paysage sous l'effet de l'eau, du vent, de la glace et des vagues. L'érosion de la surface du globe s'est poursuivie à travers les âges. L'entraînement, le transport et le dépôt des matériaux sont des phénomènes naturels visibles en tout temps et tout lieu. C'est l'ensemble de ces phénomènes qui, à travers les âges géologiques, ont façonné et remodelé la surface de la terre, créant les torrents de montagne, les vallées fluviales, les plaines d'inondation, les deltas, les plaines côtières et d'autres éléments du paysage. Les agents de l'érosion considérée comme les plus efficaces sont la pluie, les écoulements et le vent.

Le phénomène de l'érosion hydrique commence avec l'impact de la goutte de pluie initiale. Des particules minérales ou des fragments de roches se détachent et sont déplacés à courte distance, quelques uns sont entraînés par l'eau de ruissellement et transportés plus loin. Les particules sédimentaires ont ainsi commencé leur mouvement des montagnes vers la mer. Elles peuvent se déposer temporairement dans une plaine d'inondation des vallées au cours d'une crue, puis être transportées par l'érosion des milliers d'années plus tard et entraînées vers l'aval, puis se déposer à nouveau et attendre une nouvelle occasion dans ce processus de sédimentation.

Partout sur terre et de tout temps, l'Homme a été confronté aux problèmes liés au mouvement des sédiments, que ce soit des difficultés dues à l'érosion ou au dépôt des matières transportées sur des terres agricoles ou dans des réseaux d'eau.

Par conséquent, l'étude du phénomène de l'érosion est devenue une préoccupation quasi permanente des aménagistes pour la comprendre mieux dans le but de s'en défendre.

Les études faites jusqu'à présent ont montré que les dégâts les plus spectaculaires et les plus importants sont dûs, non à l'érosion naturelle, mais à un type d'érosion appelé érosion humaine ou érosion accélérée qui résulte d'un déséquilibre entre les différents facteurs naturels (climat, sol, végétation) causé par les activités humaines.

Jean TRICART a bien su exprimer la relation qui lie l'Homme à la nature :

"La supériorité discutable de l'Homme sur le singe, c'est d'avoir inventé la scie car, grâce à elle, il peut scier la branche de l'arbre sur laquelle il est assis. A partir de quelle profondeur d'entaille, la branche se cassera-t-elle et notre Homme sera-t-il jeté à terre ? Ce problème est intrinsèquement géographique car il s'agit bien des relations entre l'Homme et le milieu".

(In : L'écogéographie - Approche systémique et aménagements ; Revue Hérodote, N° 33-34, p. 231, 1984).

BIBLIOGRAPHIE

- BENSALAH C. 1984
Les caractéristiques de l'érosion en relation avec les pratiques agricoles D.E.A. Ressources en eau
Uni. Paris Sud -ORSTOM. (F)
- BESAMVAL G. 1970
Erosion fluviale.
Généralité sur les débits solides de charriage
Min. Agric. Serv. Hydraulique (F).
Stage de Strasbourg.
- BIROT P. 1981
Les processus d'érosion à la surface des continents.
MASSON.
- BOGARDI J. 1978
Sédiment transport in alluvial streams.
AKADEMIAI KIADO BUDAPEST
- BROWN B.
Le transport solide.
Traduction n° 356 de l'ORSTOM.
- CASENAVE A. 1982
Le minisimulateur de pluie.
Conditions d'utilisation et principe de l'interprétation
des mesures.
Cah. ORSTOM, Ser. Hydrol. Vol. XIX n° 4
pp. 207-227.
- COLOMBANI J. 1985
Transfert de matières solides dans le cycle de l'eau
I. Mesures et évaluations
cours au D.E.A. Sciences de l' Eau.
ORSTOM.
- DARYL B.S and FUAT S. 1977
Sédiment transport technology W.R.P
Fort collins, Colorado (USA).

- DERRAU M. 1974
Précis de géomorphologie 6e Edit. Masson et Cie.

- DESCROIX L. 1985
Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les
Baronies du buech Moyen :
Problème d'aménagement.
Th. doct. 3° cycle.
Un. Lyon II (F)

- DESHONS P. 1985
Bassins versants expérimentaux en Haute Provence
Gr. Etude BRGM/ORSTOM.

- FLEMING G. 1977
The sidimentation problem.
Un. Strath Clyde
June 1977 pp. 10-81

- GRECO J. 1966
L'érosion, la défense de la restauration des sols en Algérie
Alger.

- HEUSH B., KAZMAN R., DUHAMEL P.L et BOBERT P. 1970
Erosion, transport solide, sédimentation
Am. Rech. Forest. MAROC
T. 12 Numero spécial : Etudes sur l'érosion

- JAN DE PLOEY Ed. 1983
 - . Rainfall simulation, Runoff and soil erosion.
CATENA SUPPLEMENT 4.

 - B raunshweig.
it contains :

 - . BRYAN R.B. and De PLOEY J.

comparability of soil erosion measurements with different
laboratory rainfall simulators
pp. 33-56.

 - . EPEMA G.F. and RIEZEBOS H.T.

Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor
influencing of simulated rain
pp. 1-18

. IMESON A.C.

Studies of erosion thresholds in semi-arid areas : Field measurements of soil loss and infiltration in northern MOROCCO.

pp. 79-90.

. MOEYERSONS J.

Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain.

pp. 19-32.

. VAN ASCH T.W.

Water erosion on slopes in some land units in a méditerranéan area.

pp. 129-140.

. VANDER LINDEN P.

Soil erosion in central-JAVA (Indonesia)

A comparative study of erosion rates obtained by erosion plots and catchment discharges.

pp. 141-160.

- KAPPER A. 1973

contribution à l'étude des techniques culturales sur le ruissellement et l'érosion dans les Eaux Perches au moyen de la simulation de pluie.

D.E.A Un. Paris Sud 1983.

- LAFFOURGUE A. et NAAM E. 1976

Exemple d'analyse expérimentale des facteurs du ruissellement sous pluies simulées.

Cah. ORSTOM Ser. Hyd. Vol. XIII N° 3 1976.

pp. 195-237.

- LAL R. 1982

Effects of slope length and terracing on runoff and erosion on a tropical soil in "Recent development in the explanation and prediction of erosion and sediment yield".

AISH Pub. N° 137 july 1982

pp. 23-30

- MASSON J.M 1971

L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen
Méthode expérimentale pour l'étude de quantités érodées à l'échelle d'un champ.

Th. Doct. Ing. USTL. (F)

- MASSON J.M 1980

Mesure de l'agressivité des pluies en rapport avec l'érosion des sols.
La météorologie VIe série
20-21 mars et juin 1980
pp. 327-334.

- MECHIN M.Y et al 1982

Contrôle de l'alluvionnement des retenues. Quelques exemples.
Commission Internationale des grands barrages.
14e Congrès des grands barrages
Rio de Janeiro 1982.

- MEYER L.D. 1971

Soil erosion by water on upland areas in "river mechanics
Vol. I Edit. by H.W SHEN
Fort Collins, Colorado, USA 1971".

- MINGTECH C., FRANCK A.R., ELLIS V., HUNT J.R 1982

Sediment production under various forest site conditions
in "Recent development in the explanation and prediction
of erosion and sediment yield"
AISH Pub N° 137 july 1982
pp. 13-22.

- OLIVRY J.C 1984

Mesure et évaluation de l'érosion et des transports solides
sur bassins versants des terres noires de la région de PACA.
Compte rendu des travaux réalisés ORSTOM.

- ROOSE E. 1973

Dix sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du
ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de Base
Côte d'Ivoire.
Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu inter-
tropical.
Th. Doct. Ing. Fac. Sc Un. ABIDJAN.

- ROOSE J.F et ASSELINE J. 1978

Mesure des phénomènes d'érosion sous pluies simulées
aux cases d'érosion d'Adiopodoumé.
Cah. ORSTOM Ser. Pedo. Vol. XVI N°1 1978
pp. 43-72.

- SARDOUK Y. 1981

Prédiction de l'envasement dans les retenues de barrages.
D.E.A. Ressources en Eau
Un. Pierre et M. Curie -ORSTOM (F)

- S.C.E.T. Tunisie 1980.

Erosion par les eaux continentales et transport solide
dans les cours d'eau en Tunisie.
Division Terres et Eaux.

- SCHWAB G.O., FREVERT R.K and EDMINSTER T.W end BARNES K.K 1966

Soil and water conservation engineering 2e Edit. John Willy
and Sons, Inc. 1966.

- STELCZER K. 1981.

Bedload transport Theory and practice W.R.P. Littleton,
Colorado (USA).

- UNESCO 1982

Sédimentation problems in rivers basins Int. Hyd. Program
Project 5-3.
Edit. by WITE W.R 1982.

- VIANI J.P 1982

Erosion pluviale
Cours de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
Inst. de génie rural (CH).

- WANG S.Y., SHEN H.W., DING L.A. 1986

Proceedings of the third international symposium on river
sedimentation.
School of Engineering, The University of Mississippi (USA).
March 31-April 4, 1986.

it contains :

. BHOWMIK N.G

Bed load mouvement in rivers and sand bars.
PP. 685-693.

. BOWIE A.T. and MUTCHLER C.K

Sediment source and Yields from complex watershed
pp. 1223-1232.

- . FRENETTE M. and JULIEN P.Y.
Advances in predicting reservoir sedimentation.
pp. 26-46.
- . GARDE R.J and KOTHYARI U.C
Erosion in Indian Catchments
pp. 1243-1258.
- . JULIEN P.Y and FRENETTE M.
Predicting washload from rainfall and snowmelt runoff.
pp. 1259-1265.
- . LAURSOEN E.M.
Rivers, Sedimentation, and research
pp. 113-117.
- . LEE M.T. and CAMACHO R.
Sediment source and yields assesment.
Application of hydrologic modeland geographic information
system. .
pp. 1213-1222.
- . LU J.Y and LI R.M.
Computation of sedimentation discharge
pp. 704-713.
- . MA A. and LI J.
A study of concentration of suspended sediment by
remote sensing.
pp. 1751-1757.
- . MERTENS W.
On sedimentation processes in reservoirs.
pp. 1306-1311.
- . MIMIKOU M.
Régionalization of suspended sediment rating curves.
pp. 195-202.
- . NOUH M.
Reservoir sedimentation in arid areas.
pp. 1346-1356.
- . PATTERSON G.G and COONEY T.W.
Sediment transport and deposition in lakes Marion and
Moultria, South Carolina.
pp. 1336-1345.

. RICHARDSON E.V and JULIEN P.Y.

Bedforms, Fine sediments, washload and sediment transport.
pp. 254-874.

. RITCHIE J.C, COOPER C.M and Mc HENRY J.R

Sediment accumulation in lake and reservoirs in the
Mississippi river valley.
pp. 1357-1368.

. SCARLATOS P.D and Singh V.P.

Mud flows and sedimentation problems associated with
dam break event.
pp. 1063-1068.

. SHEN H.W AND LU S.Y

Modeling of aggradation
pp. 226-234.

. YANG C.T.

Dynamic adjustment of rivers.
pp. 118-132.

. YU B. and WOLMAN M.G.

Bank erosion and related wash load transport on the lower
river.
Louisiana. PP. 1276-1285.

- WISCHMEIER W.H.

Upslope erosion analysis in :
Environmental impact on rivers (rivers mechanics III)
chapter. 15 Edit. by SHENH. W.
Fort collins, Colorado (USA) 1973

- YALIN M.S. 1972

Mechanic of sediment transport.
Programm Press.