



Modèle
"quasi -physique"



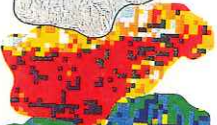
Pluie



Maillage
d'impluvium



Cours d'eau



Caractères
physiques
des sols



Etat hydrique
des sols

ÉCOULEMENT ET ÉROSION DANS DES PETITS BASSINS-VERSANTS A SOLS MARNEUX SOUS CLIMAT SEMI- ARIDE MEDITERRANEEN

Dieter Gomer

COOPERATION

REPUBLIQUE ALGERIENNE
DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE



REPUBLIQUE FEDERALE
D'ALLEMAGNE

3.3 L'écoulement de petits bassins-versants.

3.3.1 Traitement des données, déroulement des programmes et modélisation.

Les chapitres 3.1 et 3.2 ont jeté les bases d'une modélisation à discrétisation spatiale de l'infiltration et du ruissellement, à l'échelle de l'événement dans le but de décrire l'écoulement de petits bassins-versants avec le minimum possible de paramètres physiquement significatifs et facilement appréhendables.

La topographie peut être utilement décrite par des modèles numériques de terrain, ce qui a été évoqué dans le chapitre 2.8. Sur la base du modèle GRACE qui y est présenté, on peut décrire l'écoulement à l'aide de l'équation de continuité (3.2a). GRACE inclut le territoire à étudier dans un rectangle, discrétisé par un raster quadratique uniforme ; celui-ci doit être suffisamment fin pour permettre l'application de l'équation de continuité (3.2a) (fig. Chap. 3.1). Chaque maille du raster ayant une seule direction d'écoulement d'après l'analyse du relief peut être considérée comme une unité homogène (élément de contrôle) (cf. fig. 3.3).

Cette modélisation exige d'entrer, pour chaque maille, les données suivantes :

- Topographie (altitude, direction de l'écoulement, aires contributives et altitudes classées ; cf. chap. 2.8)
- Classe de sol hydrologique (cf. chap. 2.6)
- Humidité préalable du sol (cf. chap. 2.7)
- Hyétogramme (cf. chap. 2.4.3, ou caractéristiques d'événements historiques)
- Paramètres caractéristiques du sol et des événements (cf. chap. 3.2.6 etc.)

Les systèmes d'information géographique (SIG) se prêtent à l'élaboration et au traitement de ces données, car les modèles à discrétisation spatiale génèrent un nombre élevé de données dont la saisie, le traitement et l'analyse exigent l'utilisation de logiciels. Ainsi le micro bassin-versant "MB1" d'une surface de 76 ha est inclus dans un rectangle de 120 ha. Les mailles ayant 10-10 m, cela représente un fichier de 12 000 données. Un traitement manuel serait non seulement extrêmement laborieux, mais engendrerait beaucoup d'erreurs. Un autre avantage des SIG est la possibilité

de combiner des données ponctuelles, en mode raster et en mode vectoriel d'origine et de résolution spatiale variables.

On a utilisé le système d'information géographique SPANS (TYDAC 1992). Toutes les données ont été traduites en cartes classifiées et entrées dans le modèle sous forme d'un ensemble de données ASCII spécifique de chaque maille.

Les procédures de modélisation ont été implantées dans le langage de programmation C et sont disponibles sur MSDOS, OS2 et UNIX. La sortie des résultats du traitement au format ASCII et régulée au moyen de paramètres de réglage. Seule la version DOS fournit actuellement une sortie sur écran, mais sa faible capacité de stockage en limite l'utilisation à de très petits bassins-versants.

On présente ci-dessous les programmes les plus importants pour le calcul spatialement discrétisé de l'infiltration et de l'écoulement.

Déroulement du programme de simulation de l'écoulement.

1. *Interrogation du sigle du projet, paramétrisation du programme*
2. *Lecture des données d'entrées*
3. *Sous-programmes :*
 - *rgnget*
calcule des précipitations continues à partir de séries discrètes.
 - *getdx*
calcule la longueur du trajet de l'eau entre un point donné et la sortie de la maille ; si le drainage est diagonal on lui attribue la valeur de la longueur de la maille multipliée par $\sqrt{2}$; s'il est orthogonal la longueur de la maille.
 - *getslpgrd, -getslpprz*
calcule la pente entre un point donné et le point de sortie du flux
 - *rillanz*
détermine le nombre de rigoles à partir de l'aire contributive d'un point donné (cf. Chap. 2.8)
 - *getinfiltr*

calcule le taux d'infiltration à partir de l'énergie cumulée de la pluie et des conditions d'humidité préalable, par type de sol.

- *couranterror*

surveille le respect du critère de courant pour chaque point et chaque pas de temps.

- *calcabfluss*

détermine l'écoulement et l'ablation.

Structure du programme *calcabfluss* :

calcule pour chaque intervalle de temps Δt , en allant de la maille la plus élevée du fichier des altitudes à l'exutoire ;

- le débit liquide Q (équ. 3.6 à 3.10)
- le débit Q pour des points choisis par intervalle de temps Δt
- vérifier le critère de Courant à chaque pas de temps

A l'issue des calculs :

- Sortie de la précipitation totale et du volume écoulé pour des mailles choisies.

4. Programmes graphiques

- Option de sortie graphique des résultats (seulement sur version MSDOS).

3.3.2. Mesure et modélisation de l'écoulement

En vue de déterminer le débit liquide et le débit solide en suspension à l'exutoire des petits bassins-versants l'Institut d'aménagement des eaux et de technique culturale a exploité depuis 1988 sur le territoire du projet Oued Mina un réseau de mesures hydrologiques et six stations hydrométriques. Le choix des micro-bassins (MB1-MB6) dans la zone de Telfifit a été effectué par KLEMM (1986) en fonction des caractères suivants :

pour tous :

- représentativité du point de vue de la géomorphologie, du degré d'érosion et de l'utilisation du sol
- accessibilité
- proximité d'habitation

pour quatre d'entre eux (MB1-MB4) :

- analogie du point de vue de la surface, de l'utilisation du sol et de la végétation, du régime hydrologique et du réseau hydrographique
- pas de banquettes anti-érosives ni de boisement

Pour deux d'entre eux (MB5-MB6)

- analogie du point de vue de la surface, de l'utilisation du sol et de la végétation, du régime hydrologique et du réseau hydrographique
- présence de banquettes anti-érosives et de boisements datant du début des années soixante-dix

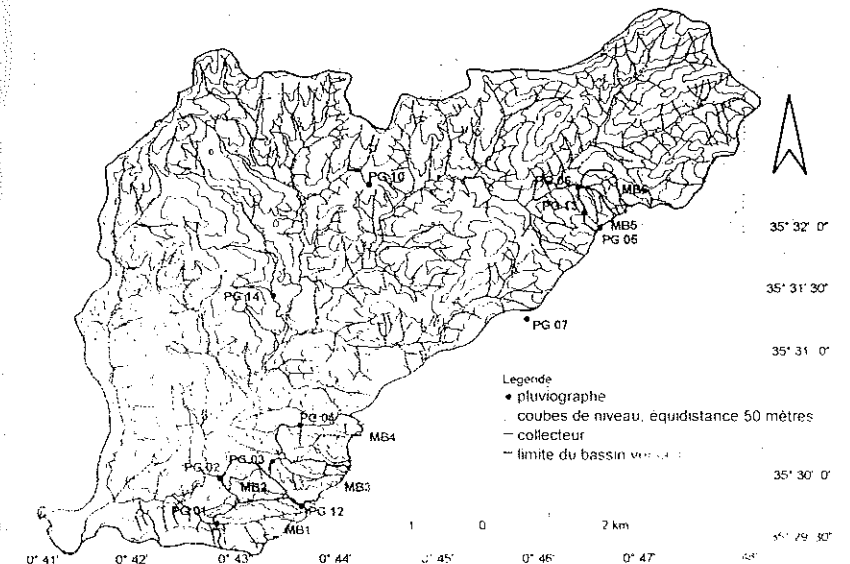


Fig. 3.17 Situation des micro-bassins MB1-MB6 et des stations pluviométriques dans le bassin versant „Telfifit“

Chaque exutoire de micro-bassin a été équipé d'une station hydrométrique calibrée par modèle réduit à l'échelle 1:2 au laboratoire Theodor-Rehbock à Karlsruhe. Des chutes dévoyées classiques de type Rehbock avaient d'abord été installés à l'exutoire des bassins MB1-MB4 ; par suite des fortes charges en suspension, les canaux de mesure s'ensavaient rapidement et on a remplacé les chutes par des seuils de déversement.

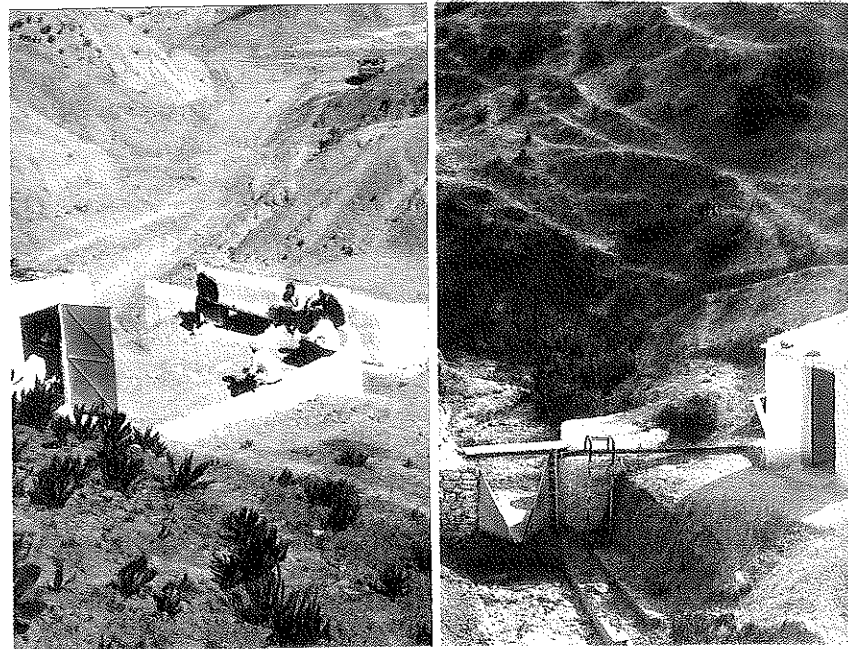


Fig. 3.18 Stations hydrométrique des micro-bassins

Les stations des bassins 5 et 6 ont été équipés de jaugeurs de type canal H (fig. 3.18) permettant des mesures fiables même pour des écoulements faibles. La mesure des variations de niveau a été faite d'abord au moyen de limnigraphes électroniques à mesure de pression et par lecture d'échelle limnimétrique. Les premiers s'étant avérés très fragiles et imprécis, ils ont été remplacés dès la première campagne de mesure par des limnigraphes à flotteurs classiques. Une fois les premières difficultés surmontées, ce sont

les lecteurs limnigraphiques qui se sont avérés les plus fiables et les limnigraphes électroniques le moins.

Les débits du canal de type H sont déterminés selon BOS (1978) au moyen de l'équation suivante :

$$Q = 10^{0.0588 + 2.3032 \log[h] + 0.2647 (\log[h])^2} [m/s] \quad (3.38)$$

où h désigne la profondeur du flux en mètres.

Pour les stations hydrométriques MB1-MB4 on a selon la formule bien connue de POLENI :

$$Q = \frac{2}{3} c_q \sqrt{2g} B h_d^{\frac{3}{2}} \quad (3.39)$$

Selon Naudascher (1987) le coefficient de déversement c_q pour le chute dévoyée installée en premier lieu est, connaissant la hauteur de déversement h_0 et la distance entre le bord supérieur de la chute et le fond du canal W : $c_q = 0,61 + 0,008*(h_0/w)$. Pour les seuils on a déterminé au modèle physique un coefficient $c_{q,w}$ de 0,61. Une légère dépendance de la concentration en suspension a été négligeable. Les autres paramètres de la formule sont, pour g l'accélération de la pesanteur, pour B la largeur du déversement et pour h_d sa hauteur qui coïncide ici avec la profondeur du flux.

Il a été nécessaire de densifier le réseau pluviométrique de l'ANRH. Chaque micro-bassin et chaque parcelle d'érosion devaient être représentés par au moins une station, d'où le réseau représenté fig. 3.17.

		PG01	PG02	PG04	PG05	PG07
Somme des hauteurs de pluie	moyenne [mm]	4.9	4.0	5.5	5.5	4.6
	médiane [mm]	3.1	2.4	3.1	3.0	2.3
	maximum [mm]	43.8	42.1	58.9	51.9	60.4
durée [h]		34.5	67.4	55.5	46.6	65.2
	intervalles de retour du valeur maximal [a]	2 - 3	< 2	2 - 3	2 - 3	2 - 5
date		12.03.1991	12.03.1991	12.03.1991	12.03.1991	12.03.1991
	intensité en 30 minutes					
30 minutes	moyenne [mm/h]	3.3	2.7	3.3	3.7	3.0
	médiane [mm/h]	2.3	2.0	2.7	2.8	2.2
	maximum [mm/h]	38.8	12.0	17.6	30.3	16.6
date	intervalles de retour du valeur maximal [a]	25 - 30	< 2	< 2	10 - 15	> 2
		03.10.1991	25.12.1991	03.10.1991	03.10.1991	03.10.1991
Energie selon Brandt [kJ/m ²] (cf. chap. 2.5)	moyenne [kJ/m ²]	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	médiane [kJ/m ²]	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0
	maximum [kJ/m ²]	1.3	1.3	2.4	1.2	2.5
	date	03.10.1991	12.03.1991	12.03.1991	03.01.1990	12.03.1991
Facteur R de Wischmeier [kN/h] (cf. chap. 2.5)	moyenne [kN/h]	1.2	0.5	1.2	1.4	1.0
	médiane [kN/h]	0.1	0.0	0.2	0.2	0.0
	maximum [kN/h]	55.1	9.3	26.9	35.8	43.1
	date	03.10.1991	12.03.1991	12.03.1991	03.01.1990	12.03.1991
Totaux annuel [mm]	1986/87	-	174.8	-	-	-
	1987/88	-	240.3	-	-	249.8
	1988/89	-	206.7	-	263.0	255.1
	1989/90	170.0	166.5	181.6	229.2	222.7
	1990/91	255.4	238.2	256.0	331.8	313.4
	1991/92	251.0	222.0	263.1	272.2	214.4

Total annuel de pluie [mm] à Oued el Abtal d'après exploitation ANRH pour 1922-60, 1969-91

moyenne = 334.8 mm a = 5, sec. 251.8 mm a = 10, sec. 216.6 mm
 a = 5, humide, 414.0 mm a = 10, humide, 462.2 mm

Tab. 3.6 Tableau des caractéristiques des précipitations dans le bassin-versant „Telfifir“

La période d'observation étant limité à quelques années, ces stations ne devaient pas alimenter des exploitations statistiques concernant de longues durées, mais fournir uniquement les entrées nécessaires pour la modélisation déterministe à l'échelle de l'événement. C'est pourquoi le lieu d'implantation a été choisi en fonction de nécessités pragmatiques, en particulier la proximité de fermes ou d'abris de gardiens, nécessaire pour garantir des données sûres.

Les premiers relevés ponctuels de précipitations datent de 1986, les premières mesures hydrométriques aux exutoires de fin 1988. Les études systématiques et exploitables des rapports pluie-débit couvrent la période d'automne 1989 à été 1992 et couvrent 3 années hydrologiques.

Les précipitations moyennes sont très faibles : 4 à 6 mm (tabl. 3.6). Les événements extrêmes enregistrés ont une période de retour équivalente à peu près à la durée des observations.

On a pu observer pour quelques stations des averses locales intenses d'un temps de retour supérieur. L'événement le plus fort observé est l'averse du

03 octobre 1991 à la station "PG01", d'une intensité en 30 minutes maximale de 38,8 [mm/h] correspondant à une période de retour de 25 ans ; mais cet événement est nettement plus faible aux autres stations où il n'occupe pas la première place parmi les événements extrêmes. Ces averses extrêmes sont très localisées.

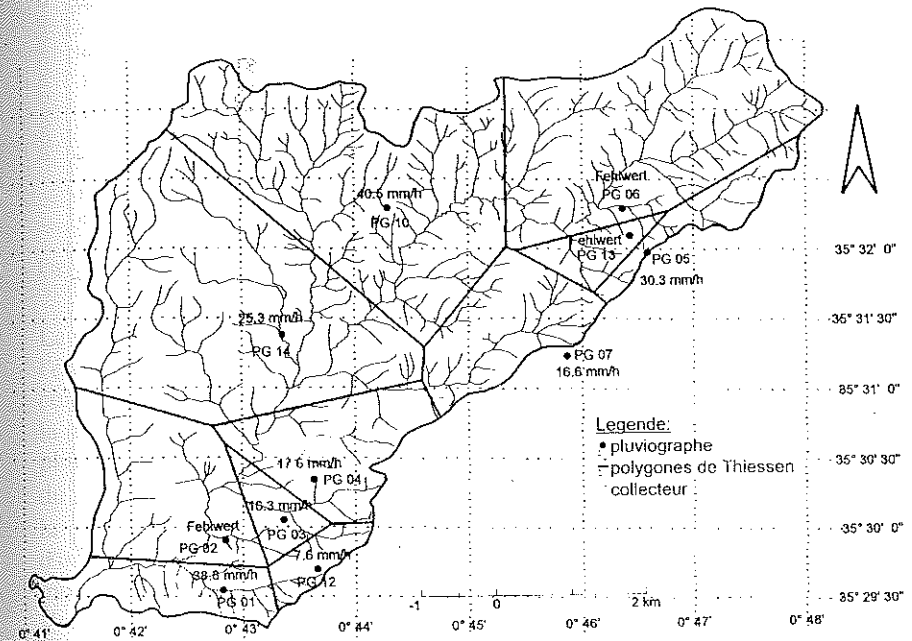


Fig. 3.19 Variabilité spatiale de l'intensité maximale en 30 minutes de l'événement du 03.10.1991

La variabilité spatiale de l'événement du 03 octobre 1991 est représentée fig. 3.19 à l'aide des polygones de Thiessen. La très forte différence entre les stations "PG01" et "PG12" éloignées de 1300 mètres à vol d'oiseau résulte de données vérifiables. Elle n'est pas liée essentiellement à des influences orographiques, comme le montre la comparaison avec les isohyètes des valeurs journalières (cf. fig. 2.18 et 2.19).

Caractéristique	Micro-bassin					
	MB1	MB2	MB3	MB4	MB5	MB6
Totaux annuels de pluie N_n [mm]						
1989/90	165.1	167.8	201.2	189.7	244.7	269.3
1990/91	275.3	246.7	312.2	296.9	360.2	380.9
1991/92	259.6	243.7	285.6	286.0	315.2	316.8
1991/92 (sans 03.10.1991)	227.2	202.4	252.7	250.4	289.4	290.9
Coefficients d'écoulement annuels [-]						
1989/90	0.04	0.03	0.06	0.05	0.08	0.05
1990/91	0.03	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03
1991/92	0.07	-	0.04	0.04	0.01	0.01
1991/92 (sans 03.10.1991)	0.02	-	0.02	0.04	0.00	0.01
Totaux annuels de pluie efficace [mm]						
1989/90	6.92	5.27	11.89	10.24	20.49	12.73
1990/91	7.09	9.56	18.10	16.16	9.60	10.95
1991/92	18.58	-	11.14	10.76	2.28	3.27
1991/92 (sans 03.10.1991)	3.72	-	6.10	9.50	1.02	1.46
Moyennes annuelles de concentration en suspension C [g/l] [mm]						
1989/90	287	240	135	114	64	74
1990/91	345	158	134	116	37	44
1991/92	286	-	128	193	38	30
1991/92 (sans 03.10.1991)	255	-	128	188	30	25
Ablation moyenne par an [t/ha]						
1989/90	17	12	16	13	22	15
1990/91	15	14	25	31	7	9
1991/92	100	-	16	26	2	4
1991/92 (sans 03.10.1991)	12	-	10	23	1	1

Tab. 3.7 Aperçu des caractéristiques hydrologiques des micro-bassins

Les débits liquides de chaque micro-bassin ont été déterminés pour chaque événement sur la base des enregistrements de niveau au moyen des formules 3.38 ou 3.39 et entrées dans une banque de données avec les hauteurs de pluie correspondantes ; les tableaux afférents sont consignés dans l'annexe E.

Les moyennes annuelles des coefficients d'écoulement (tabl. 3.7) sont de même ordre de grandeur que les données publiées pour des cours d'eau temporaires d'Algérie (PNUD 1987).

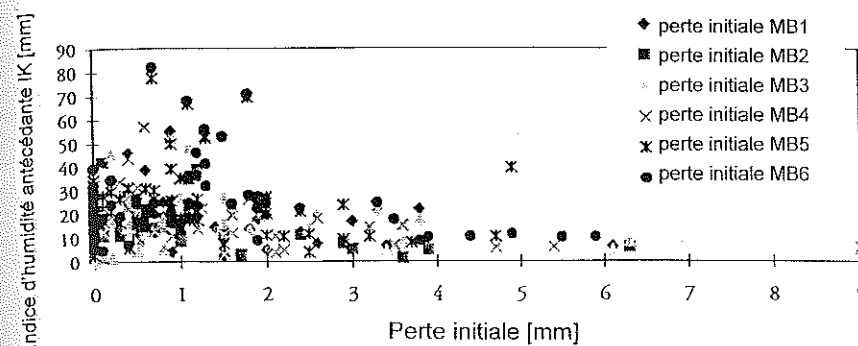


Fig. 3.20 Relation entre l'indice d'humidité antécédante et la perte initiale

La plupart des événements pluvieux sont entièrement absorbés par le sol et l'écoulement ne débute qu'après un seuil de pluie qui dépend surtout des conditions d'humidité préalable. Des valeurs élevées de celui-ci diminuent la perte initiale (fig. 3.20), ce qui confirme les résultats des simulations de pluie et de la modélisation de l'infiltration. Des valeurs élevées d'humidité du sol entraînent une augmentation de la conductivité hydraulique $K(\theta)$ de la matrice (cf. VAN GENUCHTEN 1989), c'est pourquoi les modèles d'infiltration fondés sur l'équation de Richards (cf. eq. 3.18) devraient montrer des taux d'infiltration et partant des pertes initiales croissantes avec l'humidité du sol. Mais ici les pertes initiales diminuent avec l'humidité du sol, ce qui signifie soit que les vides (rétention macroporale) sont largement remplis, soit que l'infiltration est gênée par suite de la battance.

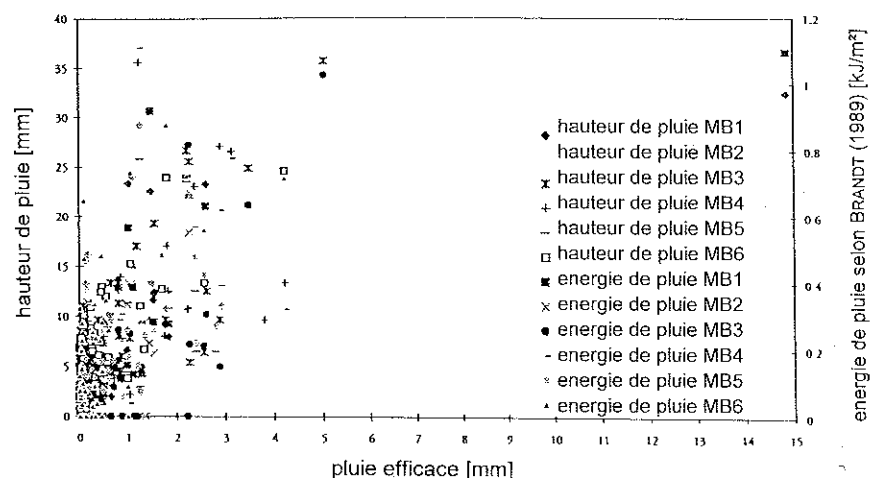


Fig. 3.21 Pluies efficaces en fonction de la hauteur de pluie et de son énergie

L'exploitation statistique de l'ensemble des épisodes d'écoulement au moyen d'une analyse en composante principale dénote que la somme des énergies et des hauteurs de pluie influence également les pertes initiales. Mais ni les unes ni les autres ne sont connues en début de l'épisode d'écoulement et se prêtent donc mal à la description des pertes initiales. Les précipitations efficaces sont correctement décrites par les sommes respectives des hauteurs et de l'énergie (fig. 3.21). Seul l'événement du 3.10.1991, qui n'a été complètement enregistré que pour le bassin MBI, fait bande à part. Mais cet exemple montre qu'une intensité très élevée en un temps court peut entraîner une précipitation efficace élevée.

L'exploitation hydrologique systémique des données de pluie et de débit des 6 micro-bassins par THEISEN (1991), GOMER ET SMATI (1991) et KLINGENBERG (1992) ont montré que :

- pour chaque petit bassin-versant on peut déterminer une fonction de transfert entre précipitation efficace et écoulement (cf. THEISEN 1990)
- les grandeurs caractéristiques de la fonction de transfert peuvent être déterminées à partir des paramètres géographiques par le modèle en cascades linéaires à réservoirs (cf. THEISEN 1990, GOMER ET SMATI 1991)

- les valeurs de la perte initiale et du coefficient d'écoulement nécessaires pour déterminer les précipitations efficaces dépendent de l'événement et des caractères géographiques. Les facteurs les plus importants liés à l'événement sont la teneur d'humidité préalable, la hauteur et l'énergie de la pluie (cf. THEISEN 1990). Pour les facteurs géographiques il s'agit des types de sols, de l'utilisation du sol et de la taille des surfaces générant un ruissellement (cf. GOMER ET SMATI 1991 et KLINGENBERG 1991).

Les relations (cf. chap. 3.1 et 3.2) décrivant les processus régissant l'écoulement en fonction d'une discrétisation spatiale utilisent également les conditions d'humidité préalable et les précipitations comme grandeurs à l'échelle de l'événement. Pour les facteurs géographiques, les types de sols et leur utilisation entrent dans le modèle par la carte hydrologique des sols. La définition des paramètres d'infiltration, de rugosité et de densité des rigoles pour chaque classe hydrologique de sols est exposée dans les chap. 3.1 et 3.2. Pour la comparaison des mesures et des résultats des modèles, on a explicitement renoncé à ajuster les facteurs géographiques à l'échelle de l'événement. Parmi les grandeurs d'entrée du modèle d'écoulement dépendant de l'événement on ne peut faire varier que l'humidité préalable puisqu'on connaît les précipitations par les mesures stationnelles. On a certes montré à l'exemple du 3 octobre 1991 combien les précipitations peuvent varier à courte distance, mais en règle générale on peut décrire de manière fiable le comportement de chaque bassin au moyen des mesures stationnelles.

On démontre l'efficacité du modèle d'écoulement en comparant les épisodes mesurés et calculés pour le bassin MBI. Sont simulés les épisodes les plus abondants, seules les valeurs d'humidité préalable sont ajustées.

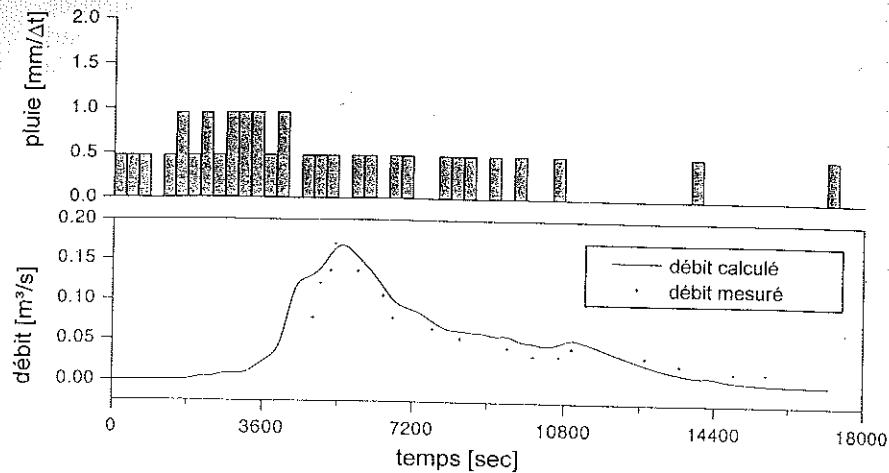


Fig. 3.22 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB1 le 03.01.1990

L'épisode d'écoulement du 3 janvier 1990 a été le premier de l'année hydrologique 1989/90 dans le micro-bassin MB1. Cet événement a été préparé par quelques pluies faibles d'un total de 10,3 mm les jours précédents. Une hauteur de pluie de 20,0 mm en 7,36 heures en font l'événement de deuxième rang d'importance pour 1989/90. Son intensité maximale en 30 minutes était de 9,5 mm/h. L'intervalle de discrétisation est de 5 min. La fig. 3.22 montre l'hydrogramme calculé avec son maximum. L'information de la distribution spatiale de l'humidité préalable a été obtenue par l'exploitation de l'image satellitaire décrite au chap. 2.7 ; le meilleur ajustement a été obtenu avec un indice d'humidité préalable $IK=2$ mm.

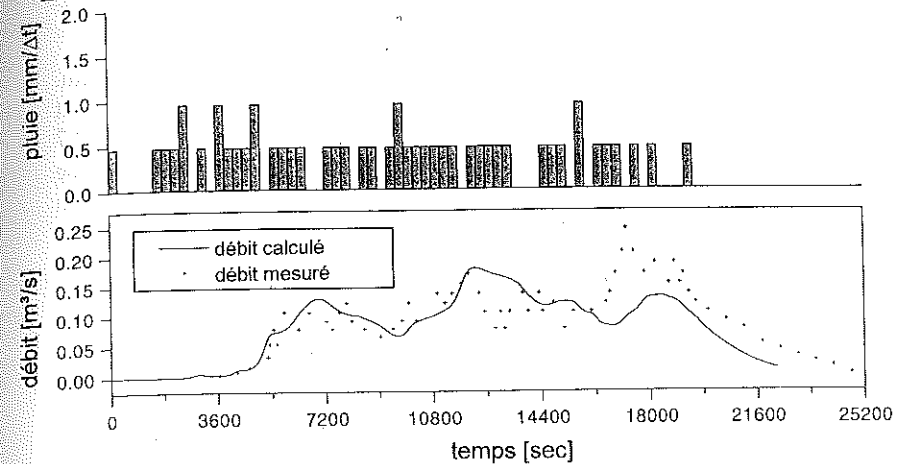


Fig. 3.23 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB1 le 10.04.1990

L'épisode du 10 avril 1990 est précédé par plusieurs petites pluies d'un total de 11,1 mm les 4 jours précédents. La hauteur de pluie était de 22,7 mm en 5,2 heures et l'intensité maximale en 30 minutes de 6,6 mm/h. Le hyétogramme et l'hydrogramme, à plusieurs pointes, sont présentés fig. 3.23. L'humidité préalable a été évaluée d'après la carte des humidités à $IK = 30$ mm (cf. Annexe G). Dans l'ensemble l'abondance de cet épisode est sous-estimé et la dernière pointe de débit, qui est le maximum, n'a pas été reconnue par la simulation. Mais dans l'ensemble le déroulement de

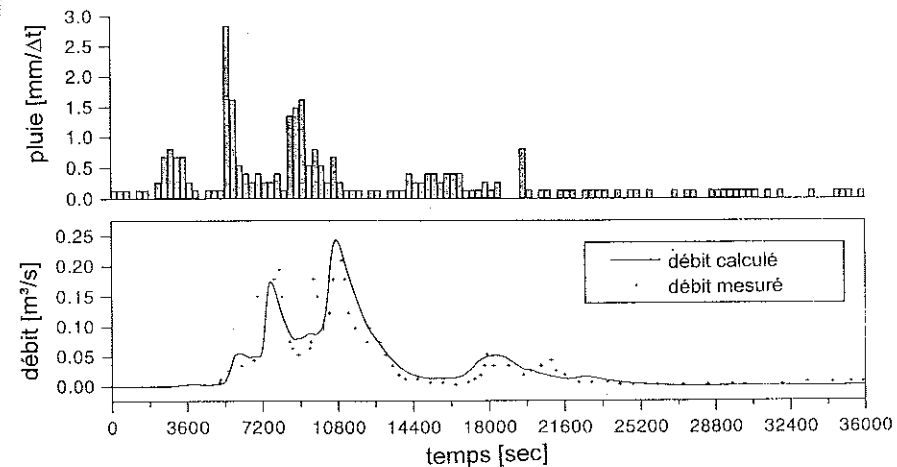


Fig. 3.24 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB1 le 13.03.1990

l'épisode est correctement reproduit.

La somme des précipitations entre le 12 et le 15 mars 1991 est de 43,8 mm. La fig. 3.24 représente le premier et plus important épisode d'écoulement de cette période. Avec 30,1 mm et une intensité en 30 minutes de 12,7 mm/h il s'agit de l'événement le plus important de l'ensemble de la période d'observation. Il n'y eut pas de pluies immédiatement préalables et 8,1 mm du 7 mars n'ont influencé que faiblement l'humidité préalable du sol ($IK = 2$ mm). La simulation décrit très correctement les deux pointes de débit ainsi qu'une intumescence finale, et aussi l'abondance.

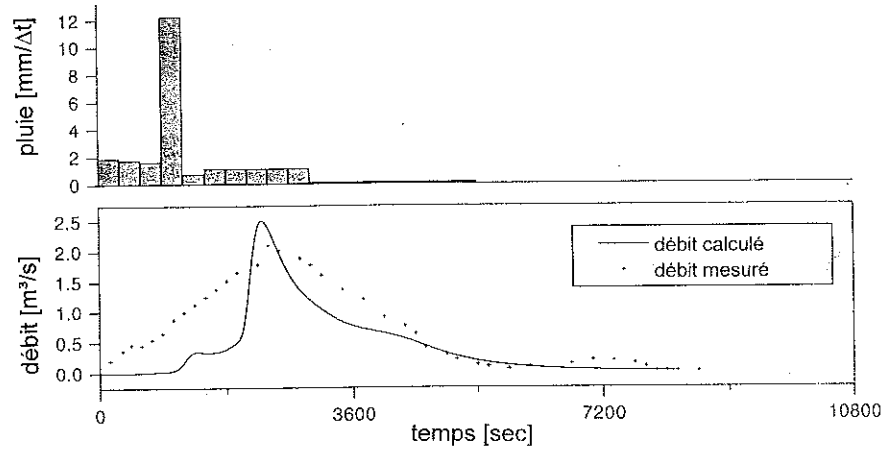


Fig. 3.25 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB1 le 03.10.1991

L'événement du 3 octobre 1991 a une intensité maximale en 30 minutes de 38,8 mm/h qui dépasse de loin celle des autres averses, par contre la hauteur de pluie de 25,0 mm est dépassée par l'événement précédent. L'humidité préalable du sol est relativement basse ($IK = 5$ mm) pour cette averse orageuse très étroitement circonscrite. Le résultat de la simulation reproduit très correctement le maximum, mais moins bien l'abondance. Remarquons que cet événement qui affecte la station (PG01) ne représente pas ce qui s'est passé dans l'ensemble du micro-bassin (cf. Fig. 3.19).

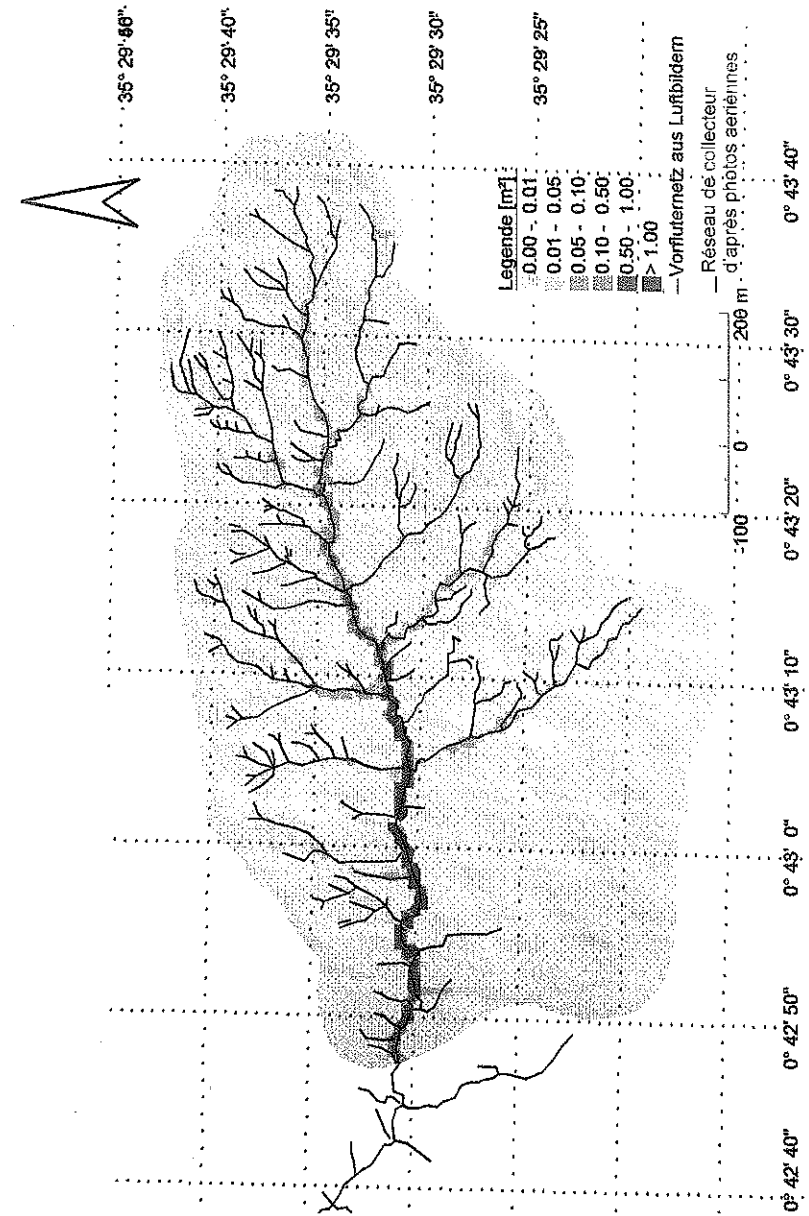


Fig. 3.26 Profil mouillé maximal A_i dans le micro-bassin MB1 le 03.10.1991

La fig. 3.26 présente la carte du périmètre mouillé maximal A_1 de l'épisode du 3 octobre 1991. On peut en déduire l'efficacité des différentes branches du réseau quant à l'écoulement, ce qui peut être utile pour la planification de mesures de protection contre l'érosion (cf. Chapitre 5).

Les possibilités d'extrapolation du modèle à des petits bassins-versants voisins sans changement de paramètres seront montrées à l'exemple de l'averse intense de la nuit du 12 au 13 mars 1991.

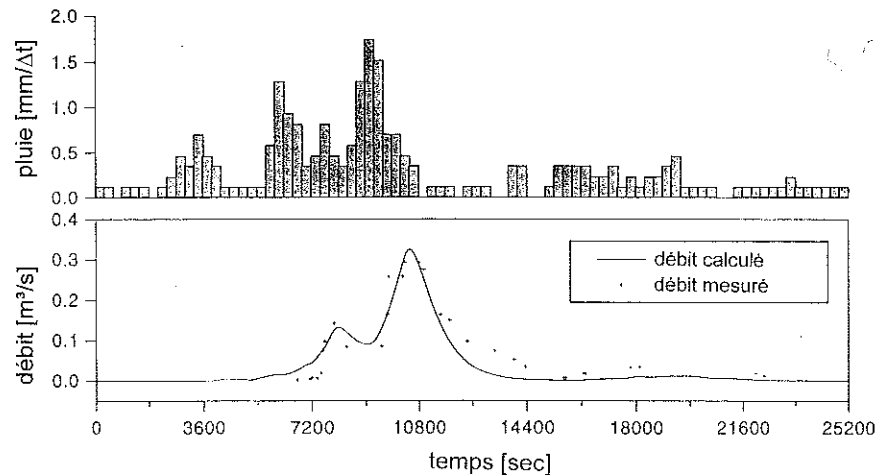


Fig. 3.27 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB3 le 13.03.1991

Dans le micro-bassin MB3 on a mesuré au pluviographe "PG03" une intensité en 30 minutes de 13,2 mm/h, analogue aux résultats du pluviographe "PG01" dans le bassin MB1. La hauteur de 30,3 mm est également la même dans les deux bassins. Des pluies ont précédé l'événement principal le 7 mars avec un total de 13,9 mm, provoquant une très légère augmentation de l'humidité préalable. La fig. 3.27 montre que l'hydrogramme calculé simule très bien l'abondance ; le maximum est légèrement surestimé.

Le pluviographe PG04 a été exploité pour le traitement de l'écoulement du bassin MB4 (cf. fig. 3.17). Lors de l'événement du 12/13 mars on y a relevé 8,9 mm/h et 24,8 mm. L'hydrogramme calculé (fig. 3.28) correspond bien aux valeurs mesurées, y compris pour le maximum, et une petite intumescence finale est également reproduite de, manière

satisfaisante. Dans l'ensemble l'abondance diffère un peu des valeurs mesurées, ce qui s'explique par une représentativité insuffisante du pluviogramme : les pluviogrammes de PG03 et de PG04 proches l'un de l'autre, diffèrent nettement, bien que les deux bassins soient voisins (cf. fig. 3.17)

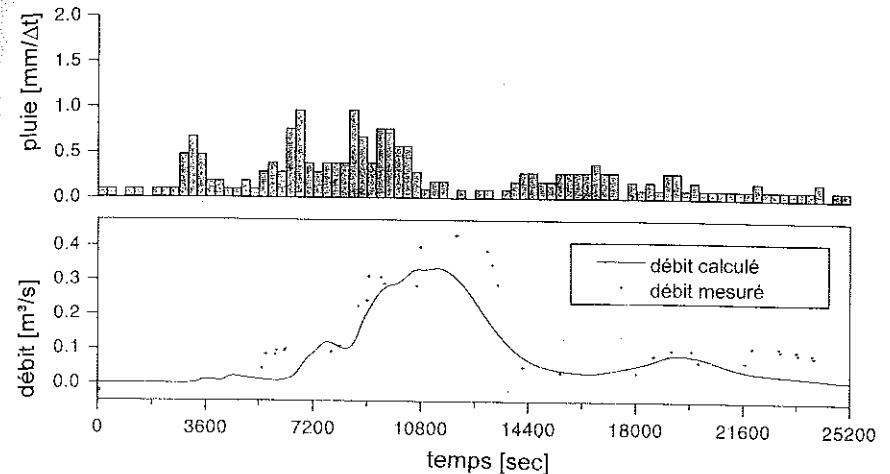


Fig. 3.28 Hydrogramme mesuré et calculé à l'hydromètre MB4 le 13.03.1991

Remarques récapitulatives concernant la modélisation de l'écoulement.

Dans le chapitre 3 on a développé et validé un modèle cinématique, approchant les processus, des relations pluie-débit de petits bassins-versants à sols marneux.

On a utilisé les informations suivantes :

1. La carte hydrologique des sols (chap. 2.6) issue d'une reclassification d'une carte des caractères physiques des sols développés à partir de documents satellitaires (Vogt et al. 1992).
2. La carte de l'humidité préalable des sols (chap. 2.7), élaborée au moyen de documents satellitaires et de mesures au sol.
3. Le modèle numérique de terrain GRAGE (chap. 2.8) décrivant par l'exploitation photogrammétrique de photographies aériennes (échelle 1:50 000) la topographie en fonction d'un raster quadratique régulier avec des mailles de 10 m de côté.

4. Les hyétoigrammes enregistrés dans ou à proximité des micro-bassins-versants, et les précipitations intenses issues du traitement des valeurs extrêmes (fig. 2.4)
5. Les paramètres spécifiques des sols servant à la description des relations pluie-débit et de la rugosité de la surface du sol (chap. 3.2).

Il faut souligner le petit nombre de paramètres utilisés pour la modélisation. De même, à partir de mesures ponctuelles, on a pu extrapoler les relations pluies-débit caractéristiques d'un type de sol donné d'un micro-bassin à l'autre. C'est là l'indice de la fiabilité et de la précision de la carte des sols et des cartes d'humidité préalable des sols. Au lieu d'un grand nombre de paramètres d'étalonnage on a pu se contenter d'un seul, l'humidité préalable par événement.

On a ainsi forgé un outil important pour le dimensionnement et l'évaluation des mesures de lutte contre l'érosion en milieu marneux d'Algérie septentrionale, permettant de déterminer l'écoulement en chaque point d'un territoire. Pour en tirer des résultats simples utilisables sur place par les ingénieurs, on peut par exemple déterminer au moyen de ce modèle les hydrogrammes unitaires de petits bassins-versants pour des précipitations extrêmes variées. Les hydrogrammes calculés pour une averse à peu près cinquantenaire à la station pluviométrique "Oued el Abtal" (cf. fig. 2.33) pour quelques micro-bassins se trouvent en annexe F.

La paramétrisation choisie et la mise en correspondance des modèles d'infiltration et d'écoulement devrait permettre d'appliquer la méthode à des bassins-versants plus grands. Des tests effectués pour les bassins-versants "Telfifit" et "Atrous" donnent des résultats plausibles. Mais en l'absence de station hydrométrique aux exutoires, il n'a pas été possible de vérifier les résultats des simulations.

4 Erosion et transport solide

Ce chapitre traite de l'érosion et des transports solides à l'échelle de petits bassins-versants. Le sous-chapitre 4.1 présente rapidement les facteurs d'érosion et de transport solide d'après l' "Universal Soil Loss Equation - USLE" de Wischmeyer et Smith (1978). Suit une analyse des principaux processus d'érosion.

Le sous-chapitre 4.2 traite du processus d'ablation, par impact des gouttes de pluie, par ruissellement et par météorisation physico-chimique; seuls les deux premiers processus seront considérés pour la modélisation.

Le sous-chapitre 4.3. donne ensuite une description détaillée du processus de transport par écoulement, en distinguant entre transport par traction, suspension proche du fond et charge en suspension.

Le sous-chapitre 4.4 élabore l'équation décrivant le dépôt ou l'entraînement sur la base de l'équation de continuité pour les solides. On peut ainsi déterminer dans le modèle l'ablation et le dépôt de sol avec une discrétisation spatiale fine.

Le dernier sous-chapitre compare les résultats des mesures et ceux des simulations, ce qui permet de constater que le modèle présenté décrit correctement le débit solide des micro-bassins. La charge solide est pour l'essentiel de suspension provenant presque exclusivement des entailles. On montre en outre que dans ces régions la mise en valeur agricole ne peut être cause de l'érosion des sols, car les surfaces agricoles ne présentent qu'une ablation négligeable même pour des averses très intenses. C'est pourquoi l'ablation se concentre dans les entailles et sur des sols salés en pente raide exposés au Sud, non utilisables par l'agriculture.

4.1. Facteurs de l'érosion des sols et du transport solide

Depuis de nombreuses années l'Association Internationale de Science du Sol insiste sur les dangers de l'érosion des sols pour une agriculture durable (sustainable) et la conservation d'un environnement stable (EL-SWAIFY 1988). La plus connue des équations pour déterminer l'érosion des sols est sans aucun doute l'équation universelle de perte en sol (USLE - Universal Soil Loss Equation: WISCHMEYER et SMITH 1978):

$$A_{USLE} = R K_{USLE} (L S)_{USLE} C_{USLE} P_{USLE}$$

Cette régression empirique a été développée aux Etats-Unis au Department of Agriculture (USDA) sur la base de 10.000 mesures effectuées de 1930 à 1952 sur parcelles d'érosion standardisées, en différentes situations. Selon WISCHMEYER et SMITH (1978) les six facteurs expliquant de manière satisfaisante l'ablation annuelle moyenne AUSLE sur des surfaces agricoles aux USA sont:

R: facteur pluie et ruissellement

C'est la somme annuelle du produit de l'énergie cinétique des événements individuels avec l'intensité maximale en 30 minutes correspondante (cf. chap. 2.5). Le facteur R présente une forte variabilité interannuelle et saisonnière (cf. chap. 2.5), ce qui exige une série d'observations suffisamment longue pour calculer une moyenne valable. Selon WISCHMEYER *et al.* (1978), on ne peut en déduire l'ablation pour des événements individuels. Bien que le facteur R ne soit défini qu'avec des grandeurs se rapportant aux précipitations, il représenterait non seulement la capacité de celles-ci de détacher des particules du sol, mais servirait aussi implicitement de mesure pour le transport de ces particules. WILLIAMS (1975) et FOSTER (1982) ont introduit des modifications de l'USLE tenant compte explicitement de l'écoulement pour la simulation d'événements individuels. Des modifications de l'USLE (MUSLE 87, dUSLE, ou dABAG) ont souvent servi de base pour la modélisation hydrologique systémique du débit solide à l'échelle du bassin-versant (cf. HRISSANTHOU 1987, HENSEL 1991, FLACKE *et al.* 1990).

K_{USLE} : facteur d'érodabilité du sol

Ce facteur est une mesure de l'érodabilité caractéristique du type de sol, à déterminer sur des parcelles standardisées (longueur 22 m, pente 9%, sol nu). Dans certains pays on l'a présenté sous forme de nomogramme. Il

dépend de la texture, du contenu en matière organique, de la taille des agrégats et de la perméabilité (cf. WISCHMEYER et SMITH 1978, SCHWERTMANN *et al.* 1990).

$(L S)_{USLE}$: facteur pente: longueur et inclinaison

On l'appelle aussi facteur topographique. Il décrit le rapport entre l'ablation sur un versant quelconqué et celle d'une parcelle standardisée.

C_{USLE} : facteur couverture et travail du sol

Désigne la relation entre l'ablation sous différentes cultures et différents types de travail du sol par rapport à la parcelle standard nue. La couverture du sol diminue toujours l'érosion, alors que le travail du sol peut la diminuer ou l'augmenter selon la taille des agrégats fournis.

P_{USLE} : facteur couverture et travail du sol

Il évalue les mesures de protection tels que travail selon les courbes de niveau ou construction de terrassettes de culture. L'USLE considère cette dernière mesure comme la meilleure et la plus efficace.

Malgré son caractère empirique et le fait d'être centré sur les parcelles agricoles (aux USA), on utilise l'USLE de fait comme 'formule universelle' pour évaluer l'érosion des sols. Les points négatifs les plus importants en sont le faible pouvoir d'extrapolation et le caractère global de la description du processus limitant très fortement une différenciation temporelle et spatiale (KIRKBY 1980, HYDROTEC 1989). L'USDA a remplacé l'USLE par le modèle WEPP décrivant les processus (LANE *et al.* 1989), mais on manque encore de références en nombre suffisant. DE ROO (1993) et SCHRAMM (1994) traitent de manière approfondie des modèles d'érosion actuels.

La description déterministe de l'érosion et du transport solide exige que les facteurs soient appréhendés. OVERLAND (1984) schématise les plus importants d'entre eux en climat tempéré. Il classe les processus partiels complexes de l'érosion en fonction de la nature des forces les plus efficaces. BRUBURDA (1983) propose une subdivision en processus d'ablation, de transport et de dépôt. On adoptera cette conception pour traiter des processus les plus importants d'érosion des sols marneux en climat semi-aride méditerranéen sous l'effet des précipitations et de l'écoulement.

4.2. Le processus d'ablation

L'ablation et la comminution des agrégats exigent pour des sols cohérents des forces d'impulsion ou de l'énergie. Plusieurs mécanismes peuvent intervenir.

Le choc des gouttes de pluie sur le sol détruit les agrégats, libère les particules de sol pour le transport et les projette à faible distance. Cet effet de rejaillissement appelé splash (splash-erosion) est caractéristique surtout pour les inter-rigoles; il dépend tant des caractères du sol (texture, taux de matière organique, stabilité structurale, etc.) que de l'impulsion cinétique et de l'angle de la pluie au sol. Le splash seul nivelle le microrelief; à l'échelle du bassin-versant, il n'a d'importance qu'en situation sommitale ou sans écoulement. Bien que sa part directe dans l'érosion d'un territoire diminue avec la taille de celui-ci, le splash peut être déterminant pour la formation du ruissellement et donc de l'érosion, par l'intermédiaire de l'imperméabilisation par battance qu'il provoque sur les surfaces nues (ROTH 1992). SCHRAMM (1994) donne un aperçu des modèles déterministes existants pour le splash. Comme il sera montré (chap. 4.4), il est quasi négligeable pour la simulation de la fourniture de sédiments des micro-bassins MB1-MB6; c'est pourquoi, suivant SCHMIDT (1991), il en sera tenu compte de manière simplifiée pour son rôle dans l'impulsion cinétique totale que reçoit une surface. Cette impulsion se compose de la précipitation et du ruissellement et a pour effet qu'avec le développement du ruissellement la part de la pluie diminue.

Pour l'ablation par écoulement on distingue fondamentalement entre des matériaux cohérents et non cohérents. Les premiers sont constitués de minéraux argileux à charge négative, très fins, qui se distinguent par leur plasticité et leur cohésion. Dans ce cas, à la différence des matériaux non cohérents, les forces de cohésion doivent être vaincues.

En conditions naturelles, le microrelief fait que le ruissellement se concentre rapidement, et il se forme des rigoles. Or il y a de grandes différences hydrauliques entre l'écoulement aréal et l'écoulement concentré (cf. chap. 3.1.), ce qui réagit sur l'érosion. L'écoulement aréal, qu'on ne trouve dans le domaine étudié qu'en situation sommitale et entre les rigoles, ne contribue que très peu à la fourniture de sédiments à l'exutoire, comme le montre la comparaison des mesures du taux d'ablation spécifique à l'exutoire et sur parcelles (GOMER 1990, KOURI 1993). C'est pourquoi pour l'ablation par écoulement on distingue entre érosion aréale et concentrée.

La subdivision de BREBURDA (1983) en érosion, en rigoles, en ravines, en ravins, en collecteurs, n'est pas suivie ici, car elle n'a pas de base hydraulique, mais repose sur des critères phénoménologiques empiriques. Elle était importante autrefois pour permettre de décrire le processus d'érosion de territoires inhomogènes au moyen de formules purement empiriques. Ainsi la limite entre rigoles et ravins est définie en général dans la bibliographie selon que l'utilisation de machines agricoles reste possible ou non (FOSTER 1988, BREBURDA 1983, VANONI 1977); on voit l'absence de critères physiques. ELLIOT et LAFLÉN (1993) montrent sur la base de plus de 1 100 observations que la prise en compte de processus individuels de l'érosion en rigoles tels que érosion du fond du lit, érosion latérale, érosion régressive, éboulements de berge et compression d'air n'améliorent pas l'efficacité du modèle par rapport au calcul synergétique utilisant la puissance de flux unitaire de BAGNOLD (1966).

MIRTSKHOULAVA (1991) et PARTHENAIDES décrivent les processus d'érosion concentrée en sol cohérent. KOURI (1993) présente les facteurs, d'érosion linéaire dans des marnes en climat semi-aride méditerranéen d'un point de vue géomorphologique.

L'ablation par écoulement est décrite en général dans les modèles en fonction de l'effort de cisaillement, de la vitesse de frottement, de la dynamique du courant, du débit liquide, de la vitesse du courant ou de l'impulsion cinétique. Les descriptions de processus font certes appel aux facteurs jugés importants, mais comme les processus individuels sont insuffisamment connus (SLOFF 1987) et ne peuvent être décrits mathématiquement, il n'existe pas de méthode analytique utilisable. Il faut donc toujours utiliser des fonctions à paramètres empiriques dans la modélisation. Ainsi l'érosion ne débute qu'après dépassement d'une valeur-seuil dépendante du sol ou de l'écoulement (FOSTER et MEYER 1991, ROSE *et al.* 1983, ELLIOT et LAFLÉN 1993, SCHMIDT 1991). GRAF (1971) souligne qu'en général les seuils empiriques ne sont liés qu'aux caractères des sols cohérents, mais les rapports avec les types de minéraux argileux sont rarement établis. Outre que de la complexité des caractères des sols cohérents il faut tenir compte des conditions hydrauliques, en particulier pour les incisions à forte pente. RIEKENMANN (1990, 1991) donne une bonne vue d'ensemble sur les problèmes liés au changement des conditions hydrauliques de fluides en présence de suspensions. WANG et LARSEN (1994) montrent l'influence de la charge au fond sur la turbulence des suspensions et de l'eau claire; leurs résultats vont à l'encontre d'un certain nombre d'idées régnant en sédimentologie. Compte tenu de la complexité des processus d'érosion en matériau cohérent, beaucoup

d'auteurs recommandent des mesures in situ. Comme déjà indiqué, des simulations de pluie sur parcelles pour divers types de sols ont donc été effectuées, ce qui a permis d'obtenir des grandeurs empiriques pour le modèles de SCHMIDT (1991).

La météorisation physico-chimique est un autre processus de libération des particules. La destruction des la structure des sols marneux par suite de variations thermiques et d'humidité peut contribuer grandement à la mobilisation de particules (MATHYS *et al.* 1989, MIRTSKHOULAVA 1991). Ce processus est appelé cracking dans la bibliographie. Les différences de météorisation en fonction de l'exposition sud ou nord sont rapportées par KOURI (1993) aux plus fréquentes alternances humidité/dessiccation en exposition sud. Selon HUBBLE (1984) et BUFFALO (1989) les vertisols très argileux présentent la macrostructure suivante (cf. fig. 41):

1. croûte structurale superficielle qui se désagrège en polyèdres sous l'effet de la dessiccation, ce qui peut créer une couche meuble de quelques centimètres d'épaisseur;
2. passage abrupt à un niveau intermédiaire décimétrique météorisé à structure en plaquettes ou polyédrique grossière;
3. transition avec la roche non météorisée.

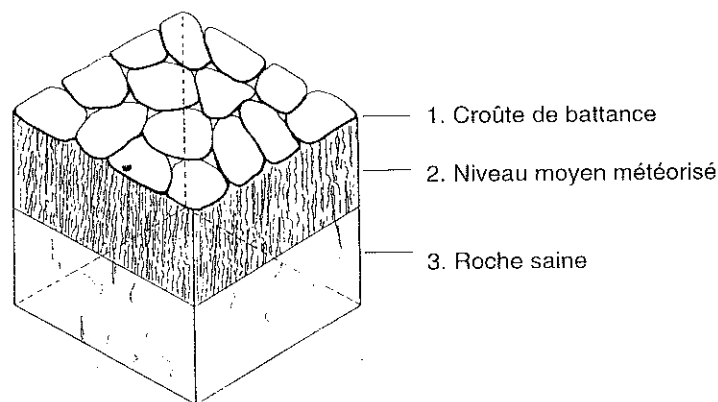


Fig. 4.1. Structure et horizons météorisés typiques de sols riches en argile

La météorisation des marnes argileuses mises en affleurement sur pentes fortes par le fait que la gravitation ou le vent évacuent la couche meuble superficielle est due pour l'essentiel aux alternances gonflement/rétraction des agrégats. Ce processus dépend de la nature minéralogique des argiles ainsi que de l'intensité et du déroulement des cycles humectation/dessiccation. KOURI (1993) a décrit les divers mécanismes et leur interaction sur marnes en milieu méditerranéen d'après FINLAYSON *et al.* (1987) et BUFFALO (1989). Il a observé dans la zone d'étude que l'accumulation de débris au pied de versant en saison sèche est en rapport avec l'énergie du vent. THEISEN (1990) donne le rayonnement solaire comme explication possible pour des concentrations élevées aux exutoires à la fin de périodes sèches. D'après nos propres observations de terrain, en exposition sud la météorisation pénètre sur plusieurs décimètres et ameublité le sol, mais des ablations sur de grandes surfaces y ont été observées seulement après des averses intenses. Des essais de mécanique des sols en laboratoire sur des échantillons fortement météorisés issus de versants raides face au Sud ont montré que la stabilité des pentes n'est liée qu'aux forces de cohésion. La mobilisation des couches superficielles météorisées lors de pluies et d'épisodes d'écoulement peut s'expliquer par les mécanismes suivants:

- destruction progressive de la structure, d'où une diminution des forces de cohésion. Les particules libérées se déposent au pied de versant par gravitation;
- toute impulsion et apport d'énergie avec une composante vers le bas de versant favorise ce processus. Alors que les impulsions éoliennes provoquent plutôt l'ablation continue de petites particules, l'écoulement hypodermique parallèle à la pente peut entraîner une défaillance mécanique soudaine de la couche météorisée;
- une telle défaillance est possible aussi quand le courant sape le pied de versant et change l'équilibre des forces. Si la couche superficielle était en équilibre instable il s'instaure une réaction en chaîne de glissements.

Il faudra tenir compte de ces processus mécaniques ainsi que des glissements de terrain profonds dans une version ultérieure du modèle. Dans l'état actuel on ne peut quantifier ces essais; il faut les avoir présents dans l'évaluation des résultats des calculs (chap. 4.4).

Modélisation du processus d'ablation

Les processus d'ablation se réalisent à condition que les forces de cisaillement qui s'appliquent à une surface dépassent la résistance au cisaillement spécifique du type de sol concerné (SCHMIDT 1991). Celui-ci est caractérisé par les grandeurs mécaniques suivantes: frottement interne, cohésion (éventuellement) et gravité; les forces de cisaillement peuvent être appréhendées, en négligeant les processus liés à la météorisation et aux glissements, par l'impulsion cinétique des précipitations et de l'écoulement. Les équations en vue de la modélisation de l'érosion des particules de sol suivent pour l'essentiel SCHMIDT (1991) et SCHRAMM (1992) et seront donc présentées de manière succincte.

L'impulsion cinétique $i_{Q,i}$ du débit Q_i pour une maille i de largeur b et de longueur l , se calcule de la manière suivante pour une vitesse d'écoulement moyenne donnée V_i :

$$i_{Q,i} = \rho_{fluid,i} Q_i V_i \quad (4.1)$$

et l'impulsion cinétique efficace $i_{r,i}$ engendrée par la précipitation r_i , pour une pente moyenne α_i de la maille considérée, compte tenu du degré de couverture du sol BBG_i et de la vitesse moyenne de chute des gouttes de pluie $V_{r,i}$, est déterminé comme suit:

$$i_{r,i} = \sin \alpha_i \rho_{fluid,i} \cos \alpha_i r_i l_{cover} b_{cover} V_{r,i} (1 - BBG_i) \quad (4.2)$$

La vitesse moyenne de chute des gouttes de pluie $V_{r,i}$ en [m/s] est décrite, selon SCHRAMM (1994), en fonction de l'intensité $N_{r,i}$ en [m/s] par l'équation empirique suivante:

$$V_{r,i} = 13.74 + 0.615 \log (r_i \cos \alpha_i) \quad (4.3)$$

Le débit solide initié après dépassement d'une impulsion cinétique critique $m_{crit,i}$ peut être déterminé d'après une équation empirique de SCHMIDT:

$$q_s = 1.75 * 10^{-4} \left(\frac{i_Q + i_{rr}}{m_{crit}} - 1 \right) \quad (4.4)$$

SCHRAMM (1994), qui a déterminé pour l'essentiel l'impulsion cinétique m_{crit} des essais de pluie artificielle sur parcelles (chap. 3.2.3.), la rapporte à une surface unitaire (1 m^2). Mais ici on utilise des surfaces correspondant aux mailles, de longueur et largeur définie. Le transport solide issu d'une

maille i de largeur b et de longueur l se calcule alors en utilisant l'impulsion cinétique critique m_{crit} , comme suit

$$Q_s = 1.75 * 10^{-4} l b \left(\frac{i_Q + i_{rr}}{m_{crit}} - 1 \right) \quad (4.5)$$

L'impulsion cinétique critique m_{crit} n'a pu être déterminée que pour les classes de sol pour lesquelles des essais de pluie artificielle ont été faits; pour les autres, elle est évaluée; on leur a affecté un grisé dans le tabl. 4.1. Son évolution dans le temps peut être approximée pour tous les types de sols testés par une valeur constante spécifique (SCHRAMM 1994).

Classe de sol hydrologique (cf. chap. 2.6.)	impulsion cinétique critique m_{crit} [N/m ²]	n de Manning	
		nappe	rigole
1	0.0010	0.009	0.500
2	0.0010	0.040	0.080
3	0.0010	0.030	0.157
4	0.0020	0.014	0.090
5	0.0003	0.040	0.100
6	0.0030	0.015	0.080
7	0.0030	0.030	0.030
8	0.0003	0.004	0.030
9	0.0003	0.040	0.150
10	0.0001	0.004	0.030
11	0.0030	0.500	0.500

Tab. 4.1 Valeurs d'impulsion cinétique critique m_{crit} et de rugosité utilisées pour la modélisation de l'érosion

4.3. Le processus de transport

Les particules mobilisées sont transportées en majorité par l'écoulement. On peut négliger l'effet splash à l'échelle du bassin-versant, ainsi que les déplacements à l'échelle du versant (détachement par météorisation et glissements). En effet, les strates météorisées sur les versants exposés au Sud et les matériaux qui s'accumulent au pied de versant sont facilement pris en charge par l'écoulement jusqu'à ce que la capacité de transport soit atteinte; celle-ci doit être connue pour chaque maille en fonction des conditions hydrauliques et sédimentologiques, tout comme l'impulsion cinétique critique.

Définition et différenciation des types de transport

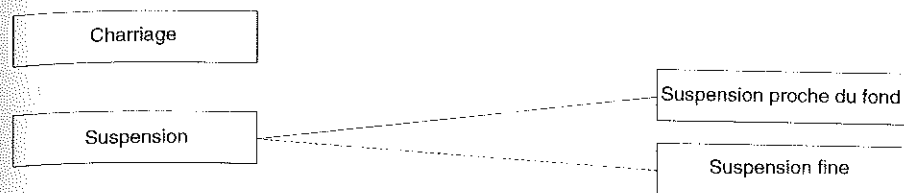
Il existe pour différencier les types de transport dans les chenaux ouverts deux critères usuels: le premier, se rapportant au mécanisme dominant, distingue entre le charriage, qui désigne tous les matériaux qui se déplacent par traction, roulement ou saltation, et le transport en suspension, qui désigne tous les matériaux maintenus entre deux eaux par l'équilibre des forces verticales. Le deuxième, se rapportant à la répartition verticale dans le chenal, distingue entre les matériaux se déplaçant près du fond du lit, par charriage ou en suspension: 'transport au fond', et les matériaux fins absents ou rares au fond et transportés, toujours en suspension, au-dessus du fond, qu'on appellera ici 'suspension fine' (*wash-load*): $d < 0,06$ mm (DVWK 1988).

Cette classification élaborée pour des cours d'eau importants ne peut être appliquée telle quelle aux collecteurs en pente forte sur marnes. Dans ce cas, le lit est généralement formé de matériaux à granulométrie très fine qu'on ne peut décrire au moyen de caractéristiques hydrauliques (GRAF 1971, CHIANG 1988).

CHANG (1988) montre que le transport de suspension fine ne peut être décrit par des considérations hydrauliques usuelles, mais qu'il dépend très fortement de l'apport, à la différence de la charge au fond déterminée par les conditions hydrauliques. GRAF (1971) fait remarquer que le concept de transport total est trompeur et a mené à beaucoup de malentendus. Il propose de se limiter au transport au fond à l'exclusion de la suspension fine (cf. fig. 4.2).

Selon RIEKEMANN (1990) et GRAF (1971) tous les types de transport sont possibles dans les bassins-versants en forte pente. C'est pourquoi il est

D'après les mécanismes de transport:



D'après le rapport avec le fond du lit:

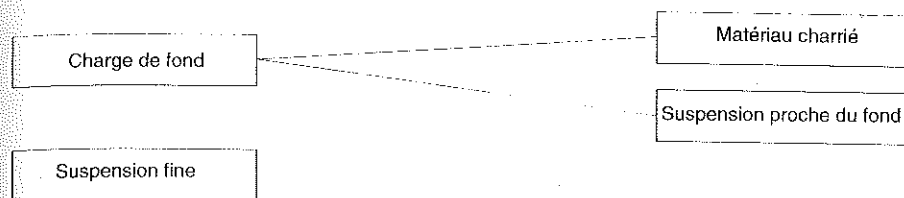


Fig. 4.2 Subdivision des modes de transport solide

nécessaire de faire précéder l'exposé des méthodes de détermination du transport par un approfondissement des critères de différenciation des types de transport.

Les grandeurs caractéristiques de cette différenciation se fondent, selon ENGELUND (1965), ZANKE (1982), WIUFF (1985), WANG et DITTRICH (1993) et VETTER (1992) sur la distribution de la concentration verticale de la suspension d'après ROUSE (1937) et les modifications de cette relation.

Partant de l'équation de diffusion monodimensionnelle simplifiée

$$v_s C_v + \varepsilon_s \frac{dC_v}{dz} = 0 \quad (4.6)$$

où C_v est la concentration volumique, v_s la vitesse de chute et ε_s le coefficient de diffusion de sédiments, ROUSE (1937) a déduit la répartition verticale de la concentration (ZANKE 1982, CHANG 1988). Il a admis la proportionnalité entre le coefficient de diffusion ε_m défini comme suit

$$\varepsilon_m = v_s \cdot K z \left(1 - \frac{z}{h} \right) \quad (4.7)$$

par l'utilisation de la loi de perte de vitesse de Prandtl/von Karmann, et la diffusion de sédiments $e_s = b_s$.

La relation s'écrit alors

$$\frac{C_v}{C_{va}} = \left(\frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a} \right)^{z_s} \quad (4.8)$$

où h est la profondeur des flux et C_{va} la concentration de référence à une distance a du fond. L'exposant z_s est le nombre de Rouse.

$$z_s = \frac{v_s}{\beta_s \kappa v_{*c}} \quad (4.9)$$

D'après l'équation 4.8, pour un nombre de Rouse très petit résultant de faibles vitesses de chute et/ou d'importants efforts de cisaillement par suite d'une forte diffusion turbulente, la répartition de la concentration est très uniforme. Pour un nombre de Rouse élevé seule la concentration proche du fond est très variable et tend vers zéro avec l'accroissement de ce nombre (fig. 4.3).

Remarquons que la variation verticale de la concentration n'est qu'une grandeur relative; pour connaître la concentration absolue C_v il faut connaître la concentration de référence C_{va} à la distance a du fond. On utilise la répartition de la concentration relative uniquement comme critère de différenciation des types de transport et non pour déterminer des grandeurs absolues.

Le charriage se fait par traction, roulement ou saltation. Comme les modes de transport dépendent essentiellement des conditions du flux, qui ne sont pas uniformes, une différenciation nette n'est pas réaliste. GRAF (1971) montre que dans les conditions naturelles le transport au fond associe toujours charriage et suspension, avec une transition progressive.

KRESSER (1964) (in VETTER 1992, ZANKE 1982, GRAF 1971) a déterminé pour plusieurs cours d'eau autrichiens le diamètre critique d'entraînement d_{limite} de particules en fonction de la vitesse moyenne V pour des échantillons pour des échantillons de charriage et de suspension au fond. La relation s'exprime par une grandeur correspondant au carré du nombre de Froude

$$Fr^2 = \frac{V^2}{g d} - 360 \quad (4.10)$$

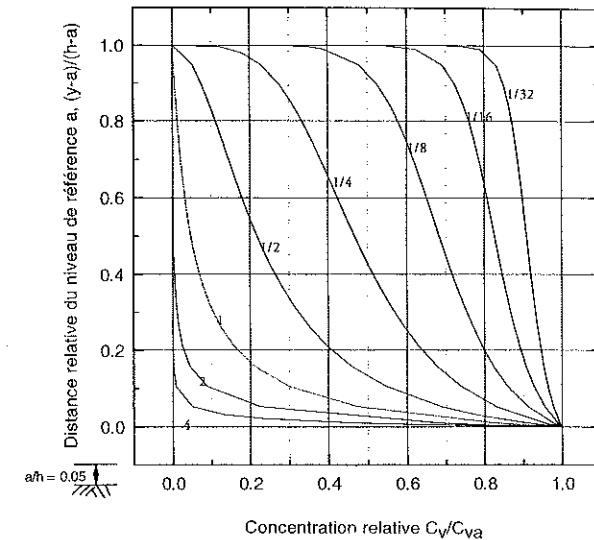


Fig. 4.3 Distribution relative de la concentration d'après ROUSE (1937)

Connaissant la vitesse moyenne V on peut en déduire le diamètre critique d_{limite} , et inversement connaissant le diamètre des particules $d_{particule}$ la vitesse moyenne maximale V permettant la suspension. On a :

$$d_{grenz} = \frac{V^2}{360 g} \quad (4.11)$$

$$V = \sqrt{360 g d_{grenz}}$$

Selon ENGELUND (1965) (in VETTER 1992), c'est la relation entre la vitesse de chute v_s et la vitesse de cisaillement critique de tension au fond v_{*c} qui détermine le type de transport. Le nombre caractéristique, correspondant à celui de Rouse avec le facteur de proportionnalité $b_s = 1.0$, serait alors :

$$\frac{v_s}{\kappa v_{*c}} = 10 \quad (4.12)$$

Cela signifie qu'en eau claire ($k \approx 0,4$) les particules restent en suspension quand leur vitesse de frottement au fond v_o est d'au moins un quart de la vitesse de sédimentation v_s . On a alors :

$$v_{0*} = 0.25 v_s \quad (4.13)$$

Mais selon ZANKE (1982) la vitesse de frottement au fond v_{0*} doit être d'au moins 40% de la vitesse de sédimentation:

$$v_{0*} = 0.4 v_s \quad (4.14)$$

WIUFF (1985) utilise comme ENGELUND (1961) le nombre de Rouse pour différencier le charriage du transport en suspension proche du fond, mais selon la valeur qu'il donne à ses paramètres empiriques dans la formule de capacité de transport il le fixe à 1,0 ou 0,8. Avec $k = 0,4$ on a alors:

$$v_{0*} = 3.13 v_s \text{ bzw. } 2.5 v_s \quad (4.15)$$

WANG et DITTRICH (1993) utilisent aussi le nombre de Rouse. Mais comme chez eux le facteur de proportionnalité b_s entre le coefficient d'échange d'impulsion et le coefficient de diffusion sédimentaire n'est pas fixé à 1,0, il faut en tenir compte dans le nombre de Rouse, qui s'écrit alors:

$$z_s = \frac{v_s}{\beta_s \kappa v_{0*}} \quad (4.16)$$

où v_s est la vitesse de groupe; les facteurs b_s , k et v_{0*} sont définis comme ci-dessus.

La différenciation entre charge en suspension, transport proche du fond et charriage peut être faite selon WANG et DITTRICH (1993), en accord avec des mesures sur le terrain et en laboratoire, avec les nombres de Rouse suivants:

$$\begin{aligned} z_s < 0.06 - 0.1 & \text{ wash load} \\ 0.1 < z_s < 4 & \text{ bed material load} \\ z_s > 4 & \text{ bed load} \end{aligned} \quad (4.17)$$

Il s'agit là d'ordres de grandeur. Comme la vitesse de groupe ainsi que les paramètres b_s et k ne sont pas indépendants de la concentration, comme il sera montré ci-dessous, il est possible que des particules d'une taille donnée puissent être transportées de manière variable dans le temps et dans l'espace, par exemple comme charge en suspension fine (wash-load) et proche du lit (suspended bed material load). En adaptant la forme des équations 4.12 et 4.14 selon ENGELUND (1965) et ZANKE (1982), on a selon WANG et DITTRICH (1993), pour maintenir la suspension:

$$v_{0*} = \frac{1}{4 \beta_s \kappa} v_s \quad (4.18)$$

avec des valeurs moyennes pour b_s de 1,0-1,3 et pour k aux alentours de 0,4 on obtient les mêmes ordres de grandeur que ZANKE (1982) (équation 4.14).

Pour le transport solide de grands cours d'eau, VETTER (1992), comme WIUFF donne aux paramètres b_s et k les valeurs constantes $b_s = 1,0$ et $k = 0,4$. De la considération des valeurs limite du nombre de suspension dans la relation de diffusion d'EINSTEIN et CHIEN (1954), il déduit une valeur maximale du nombre de Rouse de 1,44; il en tire un critère qui repose formellement sur la proportionnalité de la vitesse de sédimentation et de la vitesse de frottement au fond, mais qui s'en distingue par les valeurs numériques:

$$v_{0*} = \frac{1}{1.44 \beta_s \kappa} v_s \quad (4.19)$$

On peut s'étonner de ce que cette relation concernant la vitesse de frottement critique au fond s'écarte des résultats des autres auteurs, mais rappelons que VETTER considère surtout les très grands cours d'eau à concentration en suspension faible. Comme déjà dit, quelques auteurs mentionnent que les paramètres du nombre de Rouse ne sont pas indépendants de la concentration au fond, qu'il s'agisse de charriage ou de suspension; il faut donc les discuter.

Discussion sur les paramètres du nombre de Rouse.

Tension de cisaillement au fond t_0 et vitesse de cisaillement au fond v_{0*}

L'effort de cisaillement moyen t_0 pour des fluides à suspension est calculée par la relation

$$\tau_0 = \rho_{fluid} g R I \quad (4.20)$$

sur la base de la théorie de la vague cinématique, avec $I_0 = I_s$. La densité de la suspension ρ_s se déduit de la concentration volumique C_v de la suspension de la manière suivante:

$$\rho_{fluid} = \rho_H 2O + C_v (\rho_{suspension} - \rho_H 2O) \quad (4.21)$$

TU et GRAF (1993) montrent que la détermination de la vitesse de cisaillement moyenne au fond v_0 pour un écoulement non stationnaire en présence d'une rugosité élevée, selon la formule

$$v_{0s} = \sqrt{g R I_s} \quad (4.22)$$

ne doit être considérée que comme une approximation. Les études détaillées étant toutes de laboratoire, il faut s'en contenter.

Vitesse de sédimentation v_s ou w_s

C'est la vitesse de sédimentation v_s de particules sphériques dans un fluide newtonien qui semble poser le moins de problèmes; elle est bien connue. Pour des fluides en repos on a:

$$v_s = \sqrt{\frac{4}{3} \left(\frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \right) g \frac{d_{partikel}}{C_d}} \quad (4.23)$$

Le coefficient de résistance C_d lorsque le fluide contourne une particule sphérique se détermine, selon KAZANSKI (1972) (in SCHRAMM 1994) à partir du nombre de Reynolds pour des particules isolées, de la manière suivante:

$$C_d = \frac{24}{Re} + \frac{5.6}{\sqrt{Re}} + 0.25 \quad (4.24)$$

$$Re = \frac{v_s d_{partikel}}{\nu} \quad (4.25)$$

Selon RIEKENMANN (1990) on peut négliger les écarts de la forme sphérique pour des particules d'un diamètre inférieur à 0,5 mm. Pour tenir compte du rôle de la turbulence de mélanges de particules sur la chute, WAN et WANG (1994) recommandent de déterminer la vitesse de groupe globale w_s au moyen d'une formule empirique où entrent la concentration et le nombre de Reynolds:

$$\omega_s = v_s (1 - C_v)^m \quad (4.26)$$

où:

- v_s = vitesse de sédimentation de la particule isolée
- C_v = concentration volumique
- m = paramètre empirique dépendant du nombre de Reynolds à la particule selon Wan et Wang (1994).

Pour les fluides à hyperconcentration, WAN et WANG (1994) recommandent d'inclure pour la vitesse de groupe w_s la concentration volumique de la fraction argileuse:

$$\omega_s = v_s (1 - C_v)^m (1 - 3 C_{v, arg})^{n_s} \quad (4.27)$$

n_s étant un paramètre empirique selon WAN et WANG (1994) qui varie entre 2,5 et 4,0.

Pour la vitesse de sédimentation il faudrait aussi tenir compte de la température et de l'influence de la concentration sur la viscosité. RIEKENMANN (1990) montre que des flux à hyperconcentration riches en argile et en silts s'écartent nettement de la loi des fluides newtoniens:

$$\tau = \eta \left(\frac{du}{dz} \right) = \rho v_s \left(\frac{du}{dz} \right) \quad (4.28)$$

et se comportent selon la nature du mélange comme des fluides binghamiens, pseudoplastiques ou dilatants (cf. fig. 4.4). La charge

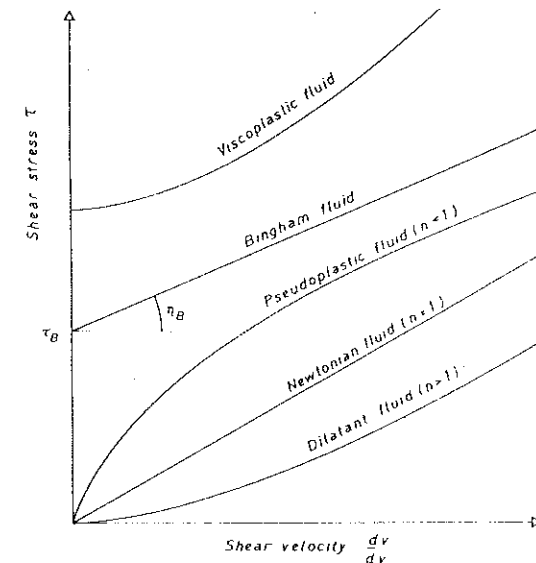


Fig. 4.4 Modèles rhéologiques de fluides hyperconcentrés (in: RIEKENMANN 1990)

cationique peut aussi influencer la viscosité de manière notable. Selon RIEKENMANN (1990) les suspensions hyperconcentrées peuvent être décrites comme des fluides newtoniens et non binghamiens à condition d'en tenir compte pour la viscosité; la loi de Bingham s'écrit:

$$\tau = \tau_B + \eta_B \left(\frac{dv}{dz} \right) \quad (4.29)$$

où:

- τ = effort de cisaillement dans le fluide
- τ_B = Bingham yield stress
- η_B = viscosité (dynamique) des fluides binghamiens
- dv/dz = gradient de vitesse.

La relation qui en est déduite pour déterminer la viscosité (dynamique) efficace η_e est déterminée par RIEKENMANN (1991) d'après QUIAN *et al.* (1980) et WAN (1982) de la manière suivante:

$$\eta_e = \eta_B + \frac{\tau_B h}{2V} \quad (4.30)$$

Pour déterminer les paramètres de Bingham h_b et τ_b RIEKENMANN (1990) recommande des équations empiriques du type

$$\tau_B = K_1 C_v^{K_2} \quad (4.31)$$

$$\eta_B = \eta_w (1 - K_3 C_v)^{K_4} \quad (4.32)$$

où: η_w = viscosité (dynamique) de l'eau claire.

La relation bien connue d'Einstein

$$\eta_e = \eta_w (1 + 2.5 C_v) \quad (4.33)$$

ne se prête pas à la détermination de la viscosité de suspensions h_s que pour des concentrations volumiques très faibles ($C_v \leq 0,01$, RIEKENMANN 1990), selon plusieurs auteurs. NOUH (1989) en utilise une forme modifiée:

$$\eta_e = \eta_w (1 + 2.5 C_v + 6.25 C_v^2 + 15.62 C_v^3) \quad (4.34)$$

dans ses expériences pour déterminer l'influence de la concentration sur le coefficient de von Karmann, mais il semble qu'il s'agisse pour lui d'un

fluide newtonien, car la concentration volumique a est plutôt faible ($C_v \leq 0,025$) et n'a été atteinte que par addition de sable.

On ne dispose pas d'études sur la viscosité effective des suspensions sur le territoire du projet et la grande dispersion des valeurs citées dans la bibliographie ne permet pas de décider. C'est pourquoi on détermine la vitesse de groupe des suspensions au moyen de la relation empirique de WAN et WANG (1994).

La constante de von Karmann k

L'effort de cisaillement critique pour des fluides newtoniens s'écrit:

$$\tau = \eta \left(\frac{dv}{dz} \right) \quad (4.35)$$

Pour un courant turbulent proche du fond on peut la subdiviser en deux parts, l'une liée à l'écoulement laminaire $t_{laminaire}$ et l'autre liée à l'écoulement turbulent $t_{turbulent}$ (CHANG 1988, DITTRICH *et al.* 1992):

$$\tau = \tau_{laminaire} + \tau_{turbulent} = \rho \nu_l \frac{dv}{dz} + \rho \kappa^2 z^2 \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \quad (4.36)$$

La constante de von Karmann k décrit la longueur de mélange turbulent $l_p = k z$ en fonction de la hauteur z au-dessus du fond. En intégrant l'effort de cisaillement de turbulence on peut en déduire la distribution des vitesses dans un courant turbulent pour des fluides newtoniens selon Prandtl/ von Karmann:

$$\frac{v(z)}{v_{10}} = \frac{l}{\kappa} \ln z + const. \quad (4.37)$$

La constante doit être déterminée en fonction des conditions hydrauliques. On peut alors déterminer la constante de von Karmann par ajustement des courbes des profils de vitesse mesurées.

ZANKE (1982) attire l'attention sur le fait que la constante de von Karmann n'est constante que pour l'eau claire. Avec l'augmentation de la concentration k diminue, car la turbulence est amortie pour des fluides contenant des suspensions, et par conséquent la constante de von Karmann diminue par suite du raccourcissement de longueur du trajet de mélange.

Selon les recherches bien connues de VANONI (1977), les ajustements des profils de vitesse mesurés à l'équation 4.14 semblent le confirmer.

VAN RJJN (1984) constate que la suspension influence significativement l'échange d'impulsion e_s dès une concentration volumique de $C_v > 0,001$, mais très peu le profil des vitesses et donc le coefficient de diffusion e_m . Mais il ajoute que des recherches ultérieures sont nécessaires. Ses résultats impliquent qu'il doit exister une relation entre le facteur de proportionnalité b_s et le coefficient de von Karmann k en fonction de la concentration. Les expériences de laboratoire de NOUH (1989) montrent que, pour des concentrations élevées (max. 60 g/l) k peut tant augmenter que diminuer en fonction du nombre de Reynolds et en outre qu'il est plus élevé pour des chenaux sinueux que pour des chenaux étroits, tant en eau claire que chargée en suspension.

WANG et LARSEN (1994) ont étudié l'influence du charriage sur la distribution des vitesses de suspensions argileuses et d'eau claire: la vitesse moyenne a diminué et les gradients de vitesse ont augmenté (cf. fig. 4.5 et 4.6). Leur interprétation est que le charriage a soustrait de l'énergie du mouvement moyen et l'a transformée en turbulence. En domaine turbulent, les distributions de la vitesse ont obéi largement à la loi des vitesses logarithmiques et les constantes de von Karmann obtenues sont inférieures, à condition égale, pour les expériences avec charriage que ceux sans charriage.

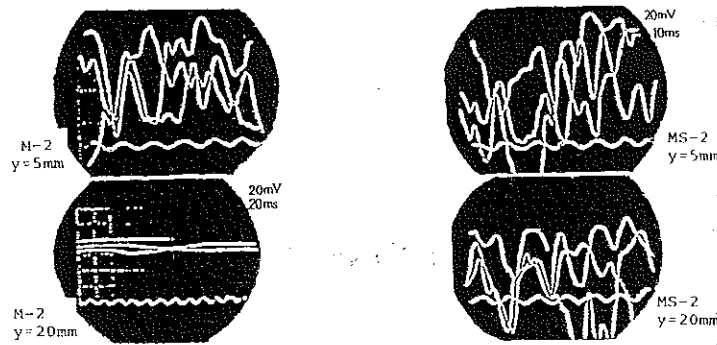


Fig. 4.5 Profils de vitesse avec et sans charriage en eau claire (WANG et LARSEN 1994)

Fig. 4.6 Profils de vitesse avec et sans charriage en présence de suspension argileuse (WANG et LARSEN 1994)

Pour rendre le modèle d'érosion efficace il faut évaluer la constante de von Karmann. Le plus simple est d'adopter une valeur constante; on l'a fixée à 0,3, et elle peut vraisemblablement être encore inférieure pour des concentrations élevées. Par conséquent rien n'empêche que, pour des concentrations très fortes, le nombre de Rouse soit le double ou le triple de la grandeur ici évaluée.

La constante de proportionnalité b_s

La constante de proportionnalité b_s décrit le rapport entre le coefficient de diffusion des sédiments et celui d'échange d'impulsion. On le fixe souvent

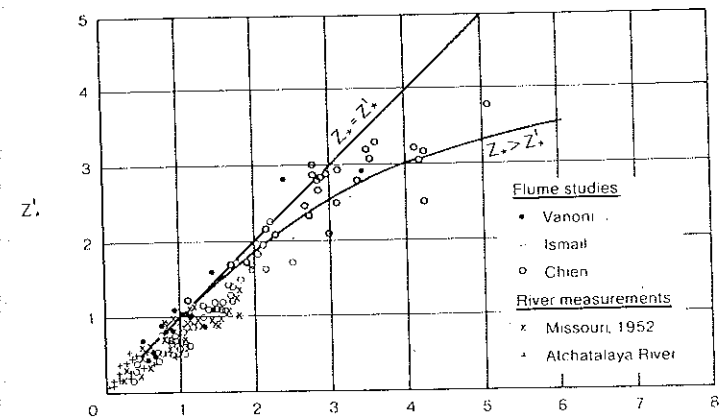


Fig. 4.7 Rapport entre le nombre de Rouse et le z' d'EINSTEIN (in: CHANG 1988)

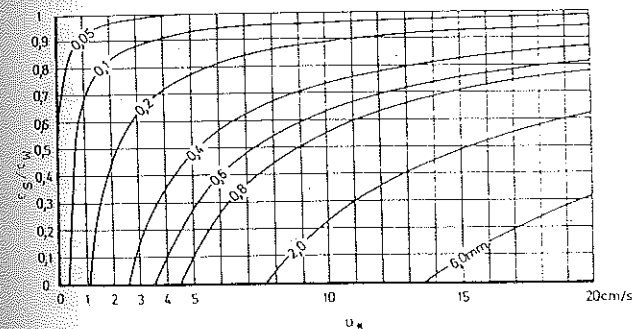


Fig. 4.8 Détermination de β_s d'après ZANKE (1982)

à 1,0, mais cet usage est discuté. CHANG (1988) adopte une méthode pragmatique suivant EINSTEIN et CHIEN (1954), qui l'ont défini par le rapport entre le nombre de Rouse et le coefficient z' ,

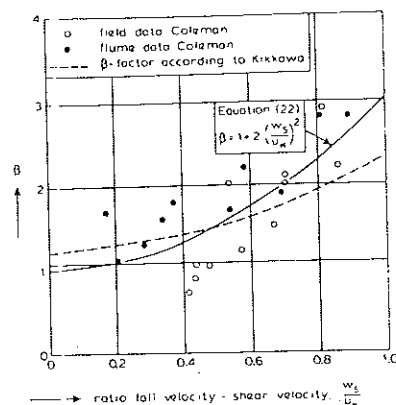


Fig. 4.9 Détermination de β_c d'après VAN RIJN (1984)

de 1 que pour des petits diamètres ($d < 0,1$ mm) et ne le dépassant jamais.

Le mode de détermination de VAN RIJN (1984) utilise des recherches sur le coefficient de diffusion par COLEMAN (1981). Il le définit au moyen des valeurs maximales du coefficient de diffusion et aboutit à des valeurs toujours supérieures à 1,0 (cf. fig. 4.9).

Les modèles correspondant plutôt à la méthode de ZANKE (1982) partent du principe que les particules d'une certaine taille ne peuvent suivre complètement les variations de la turbulence à cause de leur inertie, donc b_s est toujours ≥ 1 .

Par contre l'autre type de modèle part du principe que la force d'ascension se compose de la force centrifuge d'un grand nombre de petits tourbillons individuels composant une giclée de turbulence appelée 'burst'. Il en résulte que les particules, surtout les plus grossières, sont facilement catapultées d'un tourbillon à un autre.

Il n'est pas possible d'évaluer ici ces conceptions et interprétations très divergentes. Ce n'est que très récemment qu'on étudie l'interaction entre les matières en solution et le transport solide, de sorte qu'on ne peut encore en déduire des conclusions applicables. C'est pourquoi une solution pragmatique s'impose dans ce cadre pour la différenciation des types de transport dans des chenaux en pente forte à concentration en partie élevée: pour tous les paramètres du nombre de Rouse on a évalué la constante de proportionnalité à 1,3.

déduit de la dérivation de la distribution verticale de la suspension à partir de ce nombre. CHANG (1988) recommande cette relation (fig. 4.7) en attendant une meilleure connaissance. Il résulte de la fig. 4.7 que b_s a toujours des valeurs ≥ 1 . WANG et DITTRICH (1993) pensent qu'il est généralement entre 1 et 1,5, mais ne précisent pas les raisons de leur opinion.

ZANKE (1982) a développé un mode de calcul ne donnant que des valeurs ≤ 1 , ne s'approchant

Détermination de la capacité de transport.

On a développé de nombreuses formules de détermination de la charge totale (*total load*), mieux appelée charge au fond (*bed material load*) par GRAF (1971), pour l'hydraulique de grandes rivières. Tout aussi nombreuses sont les formules de charriage (*bed load*) et de charge en suspension proche du fond (*suspended bed material load*).

SCHRAMM (1994) passe en revue les formules les plus utilisées dans les recherches sur l'érosion. Leur point faible commun est que les simplifications et les paramètres empiriques employés limitent leur application aux cas pratiques étalonnés (VETTER 1992). Il en est particulièrement ainsi pour des chenaux en forte pente et à fortes concentrations, car les paramètres empiriques ont été établis pour des pentes faibles de la ligne d'eau et des concentrations faibles. Il est tout aussi peu possible d'appliquer les conventions simplifiées de distribution de l'effort de cisaillement et de la concentration (RIEKENMANN 1990, MEUNIER 1991).

En ce qui concerne le charriage dans les chenaux à forte pente ($5\% < I_0 < 20\%$) RIEKENMANN (1990) a établi plusieurs régressions tenant compte des changements de densité et de viscosité liés à des suspensions argileuses et incluant les résultats expérimentaux de SMART et JÄGGI (1983). Il s'avère que les effets de la densité étaient déterminants pour la majorité des expériences, alors que ceux de la viscosité pouvaient être négligés pour un nombre de Reynolds au niveau de la particule $Re_r > 10$ rapporté à la viscosité efficace (cf. ci-dessus):

$$Re_r^* = \frac{4l h \rho_f}{\eta_e} \quad (4.38)$$

WANG et LARSEN (1994) utilisent le même nombre de Reynolds particulaire que RIEKENMANN (1990) et indiquent un nombre $Re_r > 2000$ comme limite inférieure de la turbulence. Ainsi limiter de manière précise le début du domaine hydrauliquement rugueux ne va pas sans problème pour les suspensions.

La formule de charriage développée par RIEKENMANN (1990) par des régressions déduites de modèles physiques en présence de suspensions argileuses ($C_s < 0,22$) et avec un écoulement laminaire s'énonce ainsi:

$$q_B = \frac{12.6}{\left(\frac{\rho_s}{\rho_f} - 1\right)^{1.6}} \left(\frac{d_{90}}{d_{30}}\right)^{0.2} (q - q_{cr}) I_0^2 \quad (4.39)$$

Comme valeur maximale de la dissemblance (d_{90}/d_{30}) du matériau charrié RIEKENMANN (1990) indique 10. Le débit critique q_{cr} doit être déterminé par une relation empirique correspondante dépendant du diamètre médian d_{50} , de la pente I_0 , du rapport relatif de densité, de l'accélération gravitaire et d'une constante empirique

$$q_{cr} = 0.065 \left(\frac{\rho_s}{\rho_f} - 1\right)^{1.67} g^{0.5} d_{50}^{1.5} I_0^{-1.12} \quad (4.40)$$

La capacité de charriage TC selon RIEKENMANN (1990) est, pour une maille de largeur b en [kg/s]:

$$TC_B = (\rho_s b) q_B \quad (4.41)$$

SCHRAMM (1994) a examiné les principaux modes de détermination de la capacité de transport quant à leur application à des modèles d'érosion et constate qu'aucun ne correspond à l'ensemble des conditions aux limites pour les processus d'érosion et de dépôt. Dès un segment de versant de 200 m de longueur avec écoulement en rigoles et toutes conditions égales, les résultats des calculs sont dispersés au point qu'à l'intérieur de la limite de validité des formules respectives, des différences de 10^4 [kg/ms] apparaissent. Selon lui, la relation de ENGELUND et HANSEN (1967)

$$TC_{M1} = 0.05 \frac{\rho_s}{\left(\frac{\rho_s}{\rho_f} - 1\right)} \frac{(g R_{M1} I_0)^3}{g^2 d_{partikel} R_{M1}} VQ \quad (4.42)$$

se prête le moins mal aux modèles d'érosion. C'est pourquoi on l'utilise ici. Dans la présentation choisie le premier quotient après la constante empirique représente l'influence de la concentration, suivi de celle de la tension critique, de la vitesse moyenne du flux et du débit.

Malgré de nombreux impondérables c'est la paramétrisation du nombre de Rouse qui se prête le mieux pour les critères de distinction des types de transport, celle des mécanismes de transport se faisant selon WANG et DITTRICH (1994) (cf. équation 4.17).

Comme déjà dit, beaucoup de sédimentologues ont indiqué que la charge en suspension fine ne peut être déterminée par les caractères hydrauliques. Néanmoins il doit exister là aussi une limite supérieure de capacité. ENGELUND et WAN (1984) parlent, d'après QIAN *et al.* (1979), de valeurs maximales de concentration volumique de 35% pour le Fleuve Jaune et de 56% pour ses affluents. Ces très fortes concentrations amènent d'autres conséquences sur la nature de l'écoulement, tels que des hydrogrammes pulsés (ENGELUND et WAN 1984); on n'approfondira pas cet aspect ici; RIEKENMANN (1990) et MEUNIER (1991) en donnent une bonne mise au point. Pour un nombre de Rouse $< 0,06$, indice de suspension fine (cf. ci-dessus), on entre ici dans la modélisation une limite supérieure de concentration volumique possible correspondant aux valeurs maximales mesurées.

Outre les paramètres hydrauliques il faut connaître un diamètre granulométrique caractéristique (ENGELUND et HANSEN 1967). Les analyses granulométriques des classes de sol et d'échantillons de suspension sont données en annexe H. Pour la modélisation on a travaillé avec un diamètre moyen estimé caractéristique de $d = 0,01$ mm.

4.4. Dépôt et équation de continuité du transport solide

4.4.1. Bases mathématiques

En analogie avec l'équation de continuité pour eau claire (cf. équation 3.2) on peut en écrire une pour des fluides à suspension et à charge de fond (BENNET 1974, SLOFF 1993, etc). Selon WOOLHISER *et al.* (1990) on a pour la suspension d'un élément en pente forte, dans le cas monodimensionnel:

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(AVC)}{\partial x} + d_s(x,t) = q_s(x,t) \quad (4.43)$$

On admet que la concentration volumique C_v et la vitesse du courant V puissent être moyennés sur le profil en travers. En réunissant les entrées latérales de sédiments q_s et les dépôts d_s en un paramètre f mesurant les entrées nettes, on obtient une équation de continuité correspondant à l'écoulement:

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(AVC)}{\partial x} = \Phi(x,t) \quad (4.44)$$

Comme déjà indiqué pour l'écoulement, utiliser une description cinématique exige une discrétisation temporelle fine, c'est pourquoi on utilise pour l'équation du transport solide une description stationnaire simplifiée:

$$\frac{\partial(AVC)}{\partial x} = \Phi(x,t) \quad (4.45)$$

Si on considère le bilan sédimentaire pour un élément aréal discret i on a, puisque $AVC_i = Q_s$ et $Dx \cdot F = D_s$ (dépôt):

$$Q_s(i) - Q_s(i-1) = D_s(i) \quad (4.46)$$

Selon le bilan du transport solide le dépôt D_s peut être positif ou négatif. Le couplage direct du transport solide et du dépôt (ou de l'érosion) menant souvent à des valeurs réalistes, presque tous les modèles déterministes d'érosion et de dépôt ont introduit un coefficient de transfert ou de dépôt C_{dep} (WOOLHISER *et al.* 1990, BERTRAND-KRAJEWSKI 1993, SCHRAMM 1994):

$$D_s(i) = C \quad (4.47)$$

On peut expliquer ceci par le fait que les hypothèses simplificatrices telles que vitesse moyenne du courant et distribution uniforme de la concentration sur le profil en travers ne correspondent pas à la réalité. On sait par la gestion des eaux des agglomérations que le comportement de sédimentation de particules solides et de suspensions est très variable (IMHOFF 1979). C'est pourquoi on introduit non pas un coefficient de dépôt général, mais des coefficients dépendant du processus de transport.

Si on suit l'exemple des bassins de désablement des stations d'épuration, le coefficient de dépôt C_{dep} peut être déterminé par la vitesse de chute w_s , la longueur de l'élément traversé par le courant Dx , la vitesse moyenne du courant V et la profondeur de l'eau h . Pour le matériau au fond, il se lit come suit:

$$C_{dep} = \frac{\Delta x}{h} \frac{w_s}{V} \leq 1.0 \quad (4.48)$$

Pour des suspensions très fines il n'y a pas de dépôt en présence du courant, de sorte que pour la charge correspondante (*wash load*, $z_s < 0,1-0,06$) le coefficient est fixé à $C_{dep} = 0$. En cas d'érosion (dépôt négatif) il correspond à un taux de transfert, fixé ici à 1,0.

4.4.2. Modélisation

On esquisse dans le schéma de déroulement du programme ci-dessous l'entrée des relations de transport solide sur machine. La simulation numérique de l'ablation, du transport et du bilan solides, appelée synthétiquement modélisation de l'érosion, se fonde sur le modèle cinématique à réservoirs présenté au chapitre 3. C'est pourquoi le schéma ci-dessous décrit tant l'écoulement que l'érosion.

Enchaînement du programme pour la modélisation de l'écoulement et de l'érosion:

1. *interrogation du sigle du projet. Paramétrisation du programme;*
2. *entrer les données;*
3. *sous-programmes.*
- *rgnet*
calcule les précipitations continues à partir de séries discrètes

- getdx

calcule la longueur du trajet de l'eau entre un point donné et la sortie de la maille; si le drainage est diagonal on lui attribue la valeur de la longueur de la maille multipliée par $\sqrt{2}$; s'il est orthogonal, la longueur de la maille

- getslpgrd, - getslpprz

calcule la pente entre un point donné et le point de sortie du flux.

- rillanz

détermine le nombre de rigoles à partir de l'aire contributive d'un point donné (cf. chap. 2)

- getinfiltr

calcule le taux d'infiltration à partir de l'énergie cumulée de la pluie et des conditions d'humidité antécédentes, par type de sol

- couranterror

surveille le respect du critère de Courant pour chaque point et chaque pas de temps

- vsinkget

détermine la vitesse de sédimentation d'un grain isolé en eau claire

- calcabfluss

détermine le ruissellement et l'ablation.

Structure du programme calcabfluss

calcule pour chaque intervalle de temps Dt , partant de la maille la plus élevée du fichier

- des altitudes jusqu'à l'exutoire:
- le débit liquide Q_l (équation 3.6 à 3.10)
- l'ablation actuelle Q_s (équation 4.5), appelée ici $Q_{s,act}$, en fonction de la capacité de transport actuelle TC (équation 4.4.2) ou de la concentration maximale possible C_v
- l'évaluation préalable de l'alimentation solide actuelle en amont Q_s
- la détermination du coefficient de dépôt C_{dep} et du dépôt D_s^+ ou de l'érosion D_s^- (dépôt négatif) actuels (équations 4.46 à 4.48)

- la sortie du débit liquide Q et solide Q_s pour des points donnés par intervalle de temps Dt
- le contrôle du critère de Courant pour chaque pas de temps.

A l'issue des calculs:

- sortie de la précipitation totale et du volume écoulé pour des mailles données du raster
- sortie des valeurs de dépôt totaux pour chaque maille

4. Programmes graphiques

- option de sortie graphique des résultats (seulement sur version MSDOS).

4.5. Comparaison des mesures de transport solide avec les résultats des simulations

Le transport solide a été mesuré aux stations hydrométriques des micro-bassins MB1-MB6 pour la quasi totalité des épisodes d'écoulement. On s'est limité au débit en suspension, la texture fine des sols affleurants rendant improbable un charriage de quelque importance. A chaque mesure hydrométrique les observateurs ont prélevé un échantillon de suspension au moyen de bouteilles à large goulot. La validité de cette méthode, en l'absence d'alternative possible, est confirmée a posteriori, le nombre de Rouse se plaçant pour la totalité des épisodes dans la fourchette des valeurs pour la suspension. La distribution relative des concentrations dans le profil en travers pour des nombres de Rouse très petits peut être considérée comme uniforme (cf. fig. 4.3); on peut donc se contenter de mesures uniques.

La méthode standard par filtrage (DVWV 1989) pour mesurer la concentration C_v des nombreux échantillons recueillis en fonction des variations du niveau de l'eau s'est avérée trop longue à mettre en oeuvre. On a élaboré (GOMER *et al.* 1991) une méthode personnelle: la teneur en suspension est déterminée au moyen de pesées en tenant compte de la présence de sels dissous.

Les fig. 4.10 et 4.11 présentent l'érosion pour des épisodes d'écoulement individuels en fonction de la pluie efficace $N_{h,eff}$ et de l'énergie cinétique E_{cin} de l'événement pluvieux correspondant. L'érosion spécifique a été calculée à partir des charges en suspension des épisodes individuels en négligeant le charriage.

Donc le transport solide est déterminé dans ce travail exclusivement au moyen de la teneur en suspension d'après l'équation:

$$Q_s = C Q \quad (4.49)$$

Il en suit pour l'érosion spécifique E_s d'un événement donné:

$$E_s = \frac{\int Q_s dt}{A_{fzG}} \quad (4.50)$$

La comparaison des fig. 4.10 et 4.11 montre nettement que l'érosion est en l'occurrence mieux décrite par la pluie efficace $N_{h,eff}$ que par l'énergie cinétique. En l'absence d'écoulement de base, on définit la pluie efficace par l'écoulement en surface. On a:

$$N_{h,eff} = \frac{\int Q dt}{A_{fzG}} \quad (4.51)$$

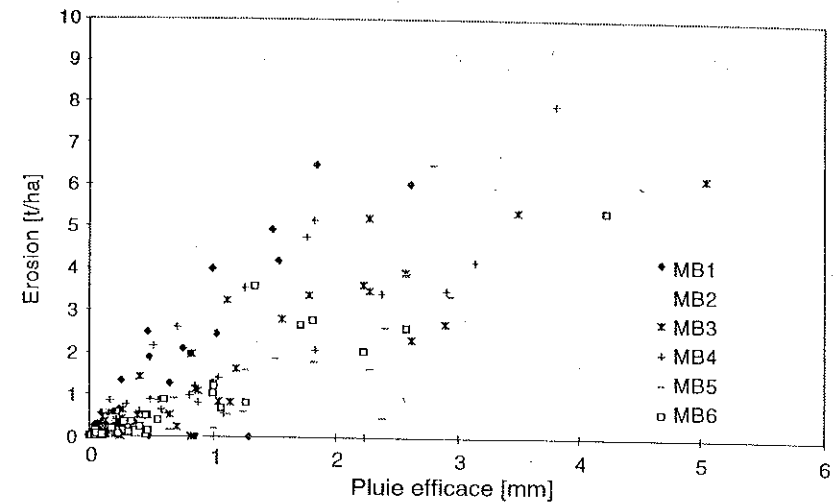


Fig. 4.10 Erosion en fonction de la pluie efficace à l'échelle de l'événement dans les micro-bassins MB1-MB6 (sans 3.10.1981)

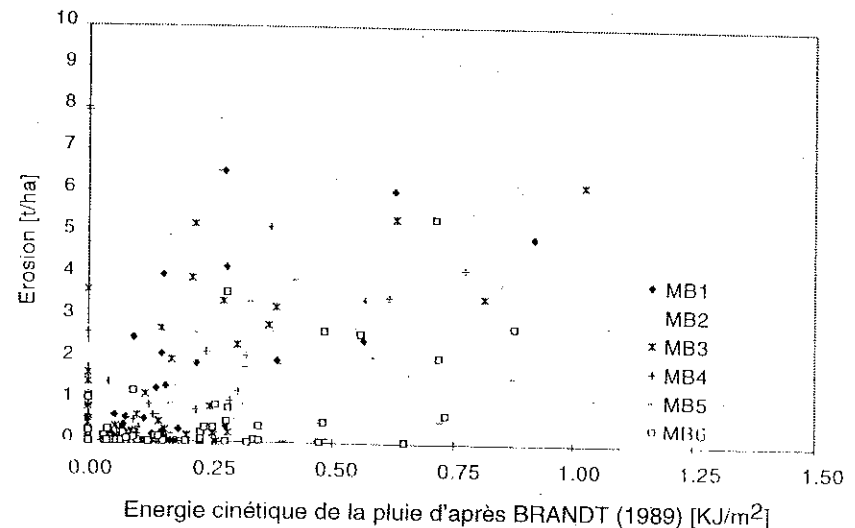


Fig. 4.11 Erosion en fonction de l'énergie cinétique de la pluie, MB1-MB6 (sans 3.10.1981)

Mais comme, dans l'équation 4.50, la concentration n'est pas une constante indépendante du temps, on ne propose pas de relation linéaire entre l'érosion spécifique et la pluie efficace pour la fig. 4.11.

Si on considère l'érosion spécifique du micro-bassin MBI pour les trois campagnes de mesure de 1989/90 à 1991/92, on peut mettre en évidence le rôle des événements extrêmes en présentant (fig. 4.12) les valeurs pour 1991/92 avec et sans l'événement du 3-10-91.

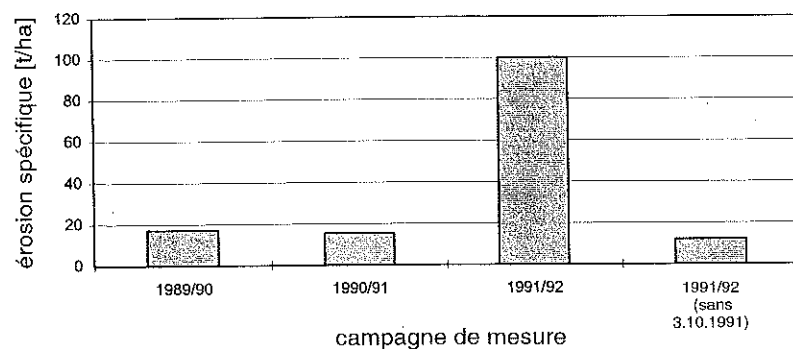


Fig. 4.12 Influence de l'événement extrême du 3.10.1991 sur l'érosion spécifique annuelle dans le micro-bassin MBI

La simulation du transport solide Q_s au moyen des méthodes de calcul présentées dans les chapitres 4.2 à 4.4 rend possible, comme tout modèle déterministe, d'ajuster des paramètres. Les modèles à discrétisation spatiale sont toujours ajustables aux valeurs mesurées en raison du grand nombre de paramètres; mais ici on n'a ajusté que l'humidité préalable à l'échelle de l'événement. On montre ainsi qu'il est possible de décrire correctement le comportement hydrologique et érosif de petits bassins-versants en roche marneuse au moyen de la description appelée quasi-physique des processus, y compris la paramétrisation effectuée. Celle-ci se fait exclusivement au moyen de méthodes modernes de simulation de pluie, une par bassin-versant, donc en un petit nombre de points. Le calage spatial des paramètres se fonde sur l'exploitation de documents satellitaires et d'une analyse du relief. Il n'y a pas de paramètres géographiques empiriques ni de soi-disant paramètres d'échelle.

Le modèle calcule pour chaque maille du raster d'un bassin-versant à chaque pas de temps le dépôt ou l'érosion au moyen de l'équation de continuité de transport solide.

La fig. 4.13 présente le résultat du calcul du débit solide pour l'averse intense du 3.1.1990 dans le micro-bassin MBI.

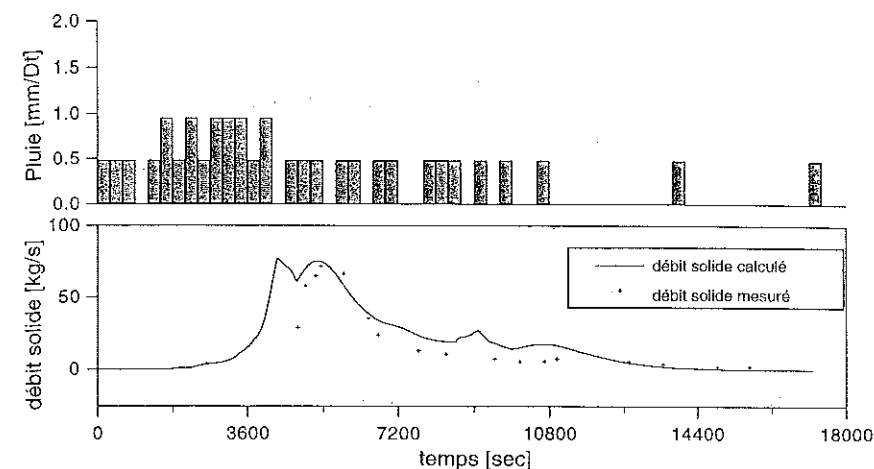


Fig. 4.13 Comparaison du débit solide mesuré avec les résultats du modèle (3.1.1990; MBI)

Les valeurs mesurées et simulées ne se ressemblent que modérément pour la phase ascendante. Mais à l'approche du maximum de débit solide, qui précède toujours celui du débit liquide, ainsi que pour le maximum lui-même, la correspondance est très bonne. Pour la branche descendante, le modèle surestime légèrement le débit solide.

Pour l'événement tout aussi modéré du 10.4.1990 l'ajustement est un peu moins bon (cf. fig. 4.14). La simulation surestime le débit solide mesuré.

Lors de l'épisode du 13.3.1991 à deux maximums (fig. 4.15) la courbe du transport solide précède nettement l'hydrogramme.

Pour GRAF (1971), ce comportement est surtout caractéristique de grands bassins-versants (cf. fig. 4.16). Il constate une hystérésis: la branche montante de l'hydrogramme transporte toujours plus de suspensions que la branche descendante. TU et GRAF (1993) (fig. 4.17) montrent par des expérimentations sur un modèle physique long de 16,8 m et large de 0,6 m que la vitesse de frottement au fond v_0 est en général plus élevée lors de la

montée de l'hydrogramme que lors de la descente et atteint son maximum avant celui de l'hydrogramme. En conséquence, la courbe du débit solide précède aussi l'hydrogramme pour de petits bassins-versants.

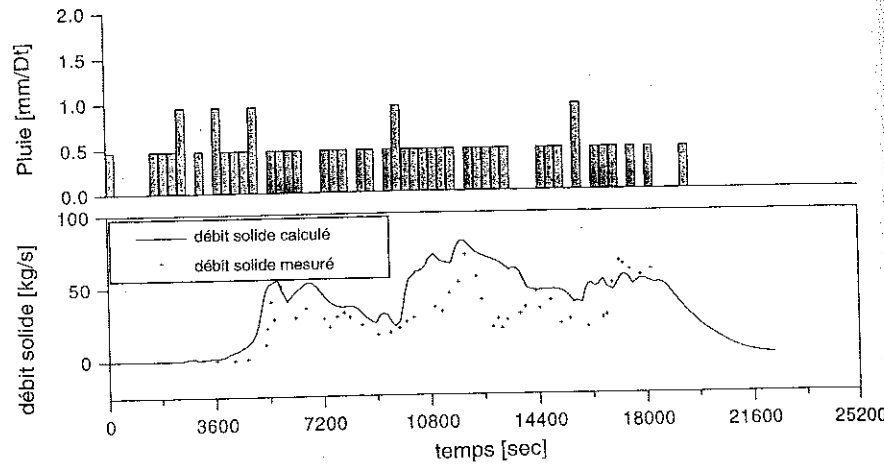


Fig. 4.14 Comparaison du débit solide avec les résultats du modèle (10.4.1990; MB1)

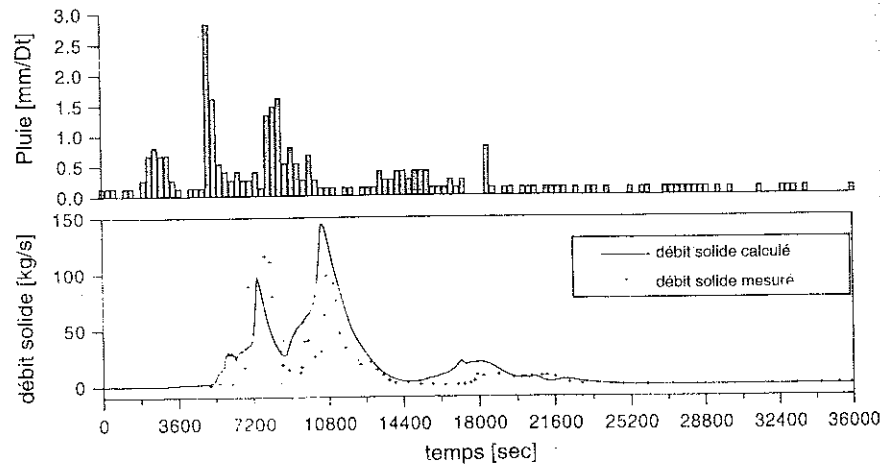


Fig. 4.15 Comparaison du débit solide mesuré avec les résultats du modèle (13.3.1991; MB1)

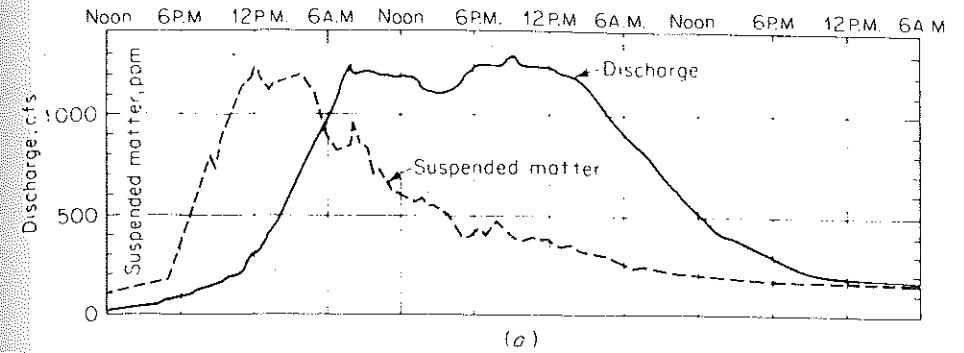


Fig. 4.16 Ecart entre l'hydrogramme et la courbe des débits en suspension pour de grands cours d'eau (in: GRAF 1971)

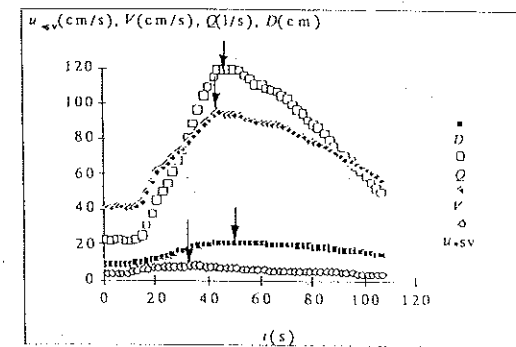


Fig. 4.17 Courbe en fonction du temps de V_0^* , V , Q , h en modèle physique à fond rugueux (in: TU et GRAF 1993)

Les données mesurées dans les micro-bassins ne révèlent pas de liaison nette entre les courbes des débits liquides et solides. Les techniques de mesure utilisées n'ont pas été conçues dans ce but et leur précision était insuffisante. L'effet d'hystérésis est atteint dans la simulation parce que dans le calcul du bilan sédimentaire stationnaire (équation 4.46) il est tenu compte du comportement non stationnaire en posant que l'évacuation de sédiments $Q_{s(i,j)}$ hors d'une surface i pour un pas de temps j a au moins la valeur de la somme des entrées en amont au moment $j-1$. On a donc:

$$Q_s(i,j) = \sum Q_s(i-1,j-1) \quad (4.52)$$

Par conséquent l'exactitude de la courbe de débit solide à l'exutoire est fortement influencée par le bilan sédimentaire des surfaces en amont, ainsi

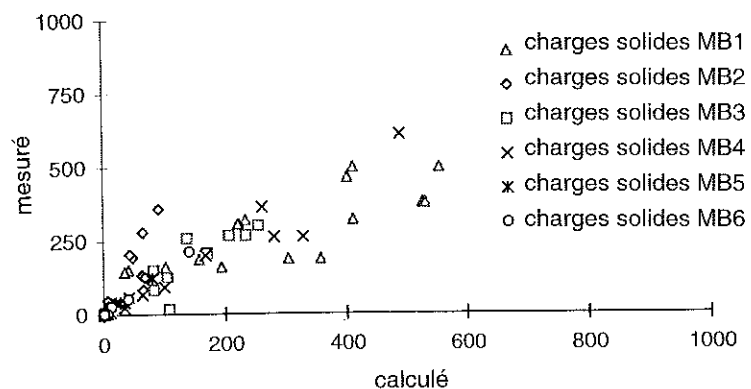


Fig. 4.18 Comparaison de charges solides mesurées et calculées des micro-bassins MB1-MB6

des erreurs de bilan pour certaines mailles peuvent se propager loin vers l'aval. Pour l'érosion, c'est-à-dire pour la branche ascendante de la courbe de débit solide, la limite supérieure de l'évacuation effective de sédiments est déterminée pour la plupart des mailles par la capacité de transport ou la plus forte concentration admissible. En l'absence de formules de capacité de transport de validité générale, des hypothèses inexactes se répercutent sur le résultat d'ensemble pour la branche ascendante de la courbe de débit solide.

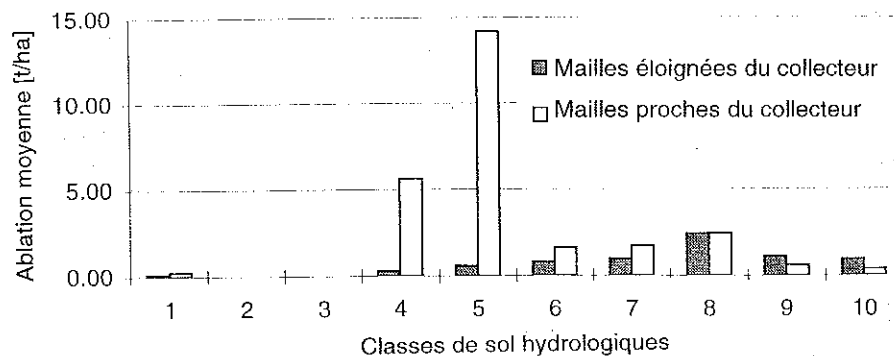


Fig. 4.19 Ablation moyenne modélisée sur des surfaces proches et éloignées du collecteur (3.10.1991; MB1)

Les écarts entre les résultats simulés et mesurés sont faibles pour la somme des sédiments transportés quand l'abondance de l'écoulement modélisée correspond aux mesures. La fig. 4.18 compare les débits solides calculés et mesurés pour les micro-bassins MB1-MB6 après ajustement de l'humidité antécédente pour la modélisation de l'écoulement. On n'a pas procédé à un ajustement de paramètres par événement pour la modélisation du débit solide, mais on a utilisé pour tous les événements les valeurs caractéristiques des sols du tableau 4.1.

Par conséquent on peut déterminer de manière fiable au moyen du modèle présenté la charge solide évacuée par de petits bassins-versants en utilisant les grandeurs caractéristiques de résistance à l'érosion spécifique des types de sols.

La fig. 4.19 représente l'érosion moyenne simulée de l'événement du 3.10.1991 dans le micro-bassin MB1 pour toutes les classes de sols. En distinguant les mailles proches ($A_{EZG} \geq 0,08$ ha) et éloignées ($A_{EZG} < 0,08$ ha) du collecteur, on met en évidence que l'érosion majeure est le fait des incisions et des surfaces proches des collecteurs et non des surfaces agricoles. La fig. 4.20 cartographie des ablations modélisées pour cet événement. Les surfaces à forte ablation ne se trouvent qu'au Nord du collecteur principal Est-Ouest. Il s'agit de sols salins en pente forte ou de 'bad-lands' en exposition sud. Ce bassin-versant agricole présente très peu d'érosion et n'est pas incisé par des ravins comme le reste du bassin-versant. On voit donc bien le rôle de l'écoulement concentré dans l'ablation.

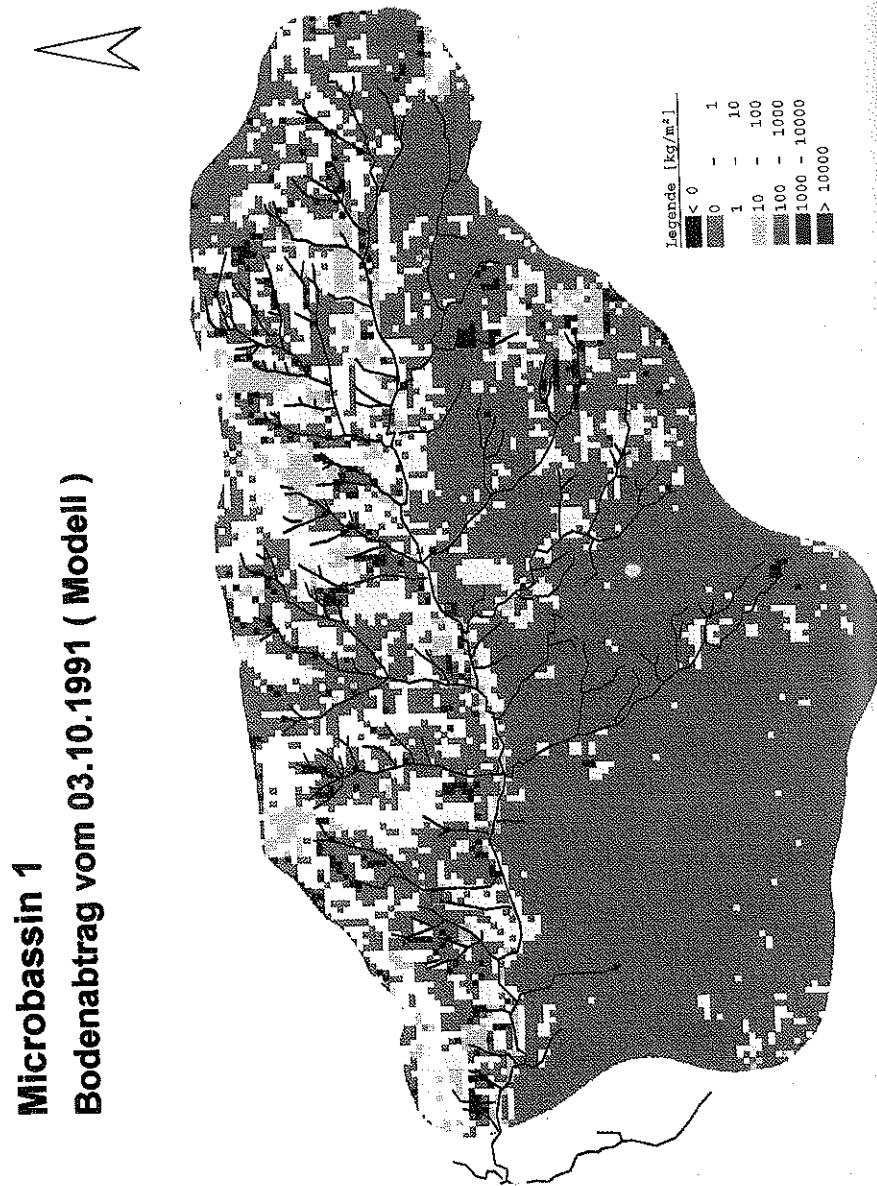


Fig. 4.20 Résultat de la modélisation de l'ablation pour l'événement du 3.10.1991 dans le MBI

4.6 Conclusions sur l'érosion et le transport solide

On a validé un nouveau modèle d'érosion en mesurant l'écoulement et la suspension de 6 micro-bassins du bassin de l'Oued Mina. On a entré les informations suivantes:

- un modèle numérique de terrain à raster quadratique (10 m x 10 m) fondé sur l'exploitation photogrammétrique de photographies aériennes;
- une carte des caractères physiques des sols, à résolution fine, d'après des documents satellitaires;
- une modélisation, par type de sol, de la formation de l'écoulement par excédent d'infiltration en fonction de l'humidité antécédente;
- un ajustement de l'humidité antécédente pour chaque événement en vue de la calibration des hydrogrammes, à l'aide de cartes de l'humidité du sol obtenues par traitement d'images satellitaires;
- une modélisation des processus d'écoulement en fonction du relief en distinguant écoulement concentré et en nappe;
- la détermination de la rugosité de chaque type de sol;
- une modélisation simple des processus d'ablation et de transport solide;
- des caractères de résistance à l'érosion par type de sol;
- des hyétogrammes issus de mesures stationnelles et de calculs de statistique des extrêmes.

Les mesures de suspension sont en bon accord avec les simulations dans le cas où l'abondance mesurée correspond elle aussi à celle calculée. Par suite de la finesse de la texture dans le périmètre étudié le charriage peut être négligé, c'est pourquoi la charge en suspension est aussi appelée charge solide. La courbe de transport simulée a l'habitus typique bien connu pour les suspensions de précéder l'hydrogramme.

Le modèle d'écoulement et de transport solide permet d'analyser pour de petits bassins-versants marneux non seulement le transport solide à l'exutoire, mais aussi l'ablation spatialement discrétisée. Sa cartographie pour le micro-bassin MBI montre que l'ablation maximale a lieu dans les entailles pour des bassins-versants en forte pente. Les surfaces agricoles présentent peu d'ablation, même pour des événements extrêmes (p.ex. 3.1.1991). Par contre les sols salins non cultivables, généralement en exposition sud et sensibles à la météorisation, génèrent beaucoup plus d'érosion.

5 Mesures de défense contre l'érosion en milieux marneux semi-arides méditerranéens

Un grand nombre de mesures variées ont été prises dans le cadre du projet Oued Mina en vue d'améliorer la défense contre l'érosion. On peut distinguer les mesures biologiques, agricoles et techniques.

5.1. Mesures biologiques de défense

Il est admis de façon générale que le boisement offre la meilleure protection des bassins-versants. Mais il n'y a pas de forêt dense dans les régions marneuses. Les boisements effectués par l'administration nationale des forêts dans le bassin-versant de l'Oued Mina après l'indépendance ont échoué. Il n'a pas été possible d'obtenir une densité de peuplement acceptable sous ce climat défavorable, même pour des espèces aussi peu exigeantes que les pins et les eucalyptus. La densité de ces boisements est tellement faible qu'ils n'apparaissent pas comme couverture végétale dans les documents satellitaires. Par ailleurs, le faible développement de sous-bois fait que pins et eucalyptus se prêtent peu à la lutte contre l'érosion. Leurs racines, feuilles ou aiguilles libèrent des substances stérilisantes pour les microorganismes impliqués dans la pédogenèse. Selon KRUMBEIN (1983), ceci accélère la dégradation des sols sous ces arbres, ce qui augmente le danger de l'imperméabilisation par battance.

Une couverture végétale adéquate limiterait certainement ce processus; ce sont des plantes adaptées au milieu, en particulier les céréales, qui s'y prêtent le mieux. On ne dispose pas de recherches sur l'effet de différentes espèces végétales sur la battance en milieu marneux. Les expériences d'infiltration sur placette mettent en évidence la différence fondamentale entre surfaces cultivées (céréales) et jachère. Elles montrent que la céréaliculture améliore la structure du sol et diminue la battance et donc l'érosion et l'exportation de sol.

L'impact des gouttes de pluie sur le sol contribue directement peu à la libération des particules; rapporté à l'exportation spécifique, il est négligeable, d'après les calculs du modèle. Mais il peut être déterminant pour la formation de l'écoulement, donc pour l'érosion, par l'intermédiaire de la battance qu'il produit.

5.2. Mesures agricoles - Le rôle du travail du sol sur l'érosion des sols

Le rôle du travail du sol peut être déduit indirectement de l'infiltration à partir des résultats des simulations de pluie tant sur la parcelle Mehallet que des expériences ponctuelles sur placette. La parcelle expérimentale Mehallet avait été travaillée par les paysans locaux à la fin de l'automne, comme toutes les surfaces agricoles. Les expériences Mehallet 1 et 2 ont été effectuées les 26.2.1991 et 3.3.1992, 3-4 mois après le dernier travail du sol. Les pluies artificielles d'une intensité constante d'environ 30 mm/h et d'une durée légèrement supérieure à une heure ont provoqué une diminution constante de l'infiltration avec l'augmentation de l'énergie cinétique. L'expérience du 3.3.1991 continue, après compensation des pertes initiales dans les micro-dépressions, le cours du taux d'infiltration relatif de l'essai du 26.2.1991. Bien que 5 jours séparent les deux expériences, les taux d'infiltration de la deuxième sont nettement inférieurs à ceux de la première; on peut donc les considérer comme continuant ceux de la première à l'exception des pertes initiales (cf. fig. 5.1).

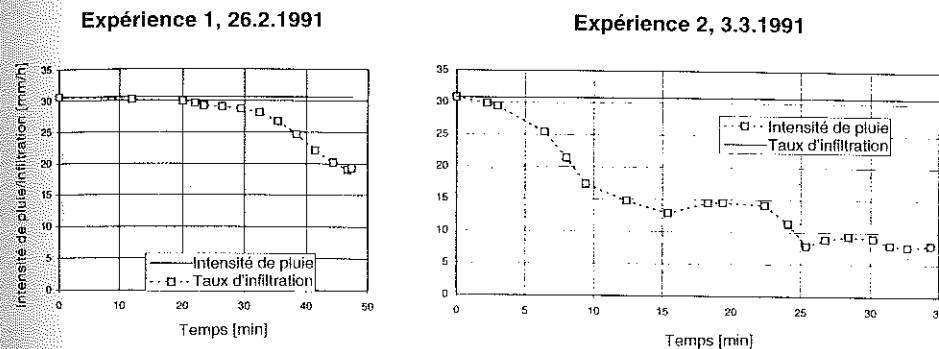


Fig. 5.1 Taux d'infiltration sur la parcelle Mehallet, pluie artificielle. Expérience 1 et 2

Un tel comportement vaut pour tous les sols soumis aux expériences, en particulier quand les expériences successives sont rapprochées dans le temps.

Après l'expérience du 3.3.1991 la parcelle Mehallet a de nouveau été binée par les paysans et on a établi quatre rigoles triangulaires parallèles dans le sens de la pente avec une longueur d'arête d'environ 10 cm, en vue d'étudier l'érosion pour un écoulement en rigoles. Cependant, malgré une

pluie artificielle intense le 9.3.1991 d'à nouveau 30 mm/h, un écoulement perceptible ne s'est établi qu'après plus d'une heure d'arrosage (cf. fig. 5.2). On peut en conclure à l'influence éminente du travail du sol sur l'infiltration, mais on ne peut rien en déduire sur la durée de cet effet. Compte tenu des mécanismes d'imperméabilisation et d'encroûtement liés à la battance (cf. ci-dessus) on peut s'attendre à ce que cette influence bénéfique du travail du sol sur l'infiltration soit neutralisée après quelques averses intenses. Toutefois pour la durée d'infiltration accrue par rapport à un sol non travaillé, la diminution de l'écoulement entraîne celle de l'ablation et donc de l'apport de sédiments.

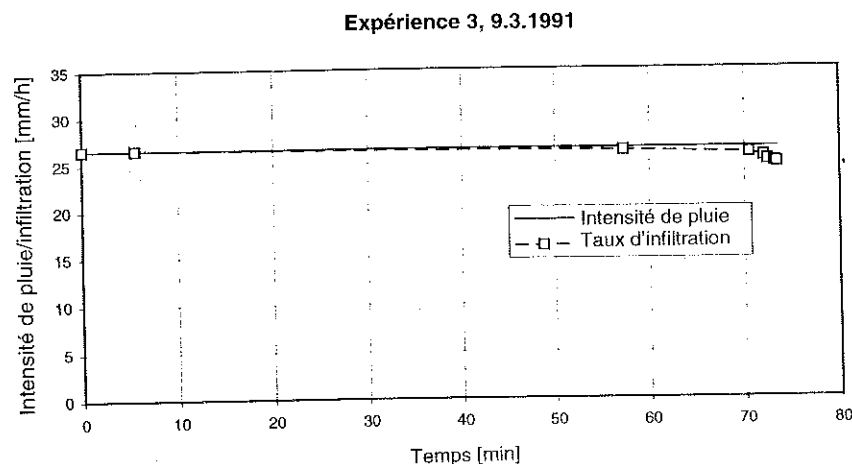


Fig. 5.2 Taux d'infiltration sur la parcelle Mehallet. pluie artificielle. Expérience 3 (après travail du sol)

Malheureusement, dans certaines parties déjà très dégradées du bassin-versant la part de sols cultivables est trop réduite pour que les mesures agricoles puissent jouer un rôle important sur la diminution de l'exportation de sédiments. Des surfaces agricoles en jachère peuvent se dégrader rapidement dans les conditions du milieu en question, c'est pourquoi un travail préventif du sol peut être nécessaire pour sa protection (VOGT *et al.* 1994).

5.3. Mesures techniques - Correction torrentielle

Pour la correction torrentielle on peut distinguer entre petits et gros ouvrages.

Petits ouvrages

Il s'agit de barrages érigés de manière artisanale sans machines (à l'exception de camions pour le transport de matériel). On a expérimenté des types variés de procédures et de matériaux (fascines, bois d'après l'exemple de la correction torrentielle en Autriche, maçonnerie, jute ou textiles artificiels, etc.). Seuls les ouvrages en gabions ont donné de bons résultats dans ces ravins à profil triangulaire, généralement étroits. D'une importance particulière est la conception du filtre car le danger d'affouillement est important dans les marnes. La fig. 5.3 montre schématiquement le profil en travers d'un ouvrage en gabions typique réalisé dans le micro-bassin MB2.

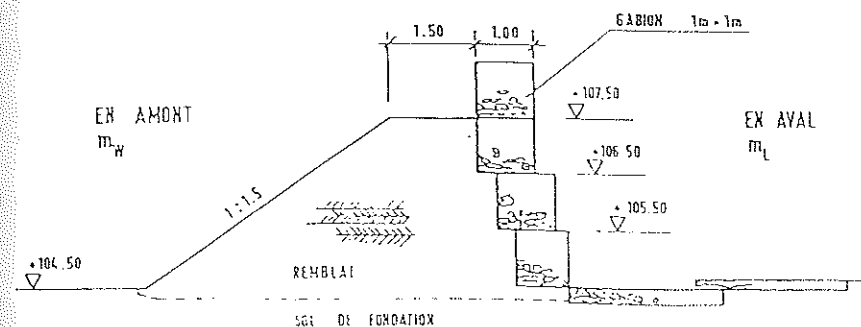


Fig. 5.3 Ouvrage en gabion typique, réalisé dans le micro-bassin MB2

Gros ouvrages.

Il s'agit en général de digues en terre, qui ne servent pas uniquement à la protection contre l'érosion, mais aussi p.ex. de voie de circulation ou, si elles sont suffisamment grandes, de réserve d'eau d'irrigation au bout de quelques années. Elles peuvent être classées d'après DIN 19700, partie 12, en trois catégories en fonction de leur capacité de stockage:

petits bassins <	10 000 m ³
bassins moyens <	1 000 000 m ³
grands bassins >	1 000 000 m ³

Le dimensionnement hydraulique exige une attention particulière. Le calcul des pointes de crue peut être effectué au moyen du modèle d'écoulement présenté chap. 3. La fig. 5.4 montre un ouvrage typique tel qu'il a été planifié à titre d'exemple pour le bassin-versant de l'Oued Atrous (cf. fig. 2.10), mais non réalisé jusqu'à présent (GOMER *et al.* 1993).

Le type de barrage à implanter dépend d'abord de la taille du ravin, des matériaux disponibles et du rapport à atteindre entre volume de stockage et volume de la digue. On ne peut donner de manière fiable le coût spécifique par m³ de volume de stockage dans les conditions économiques actuelles de l'Algérie. Mais on peut affirmer que le coût spécifique des ouvrages en terre est moindre que celui des ouvrages en gabions.

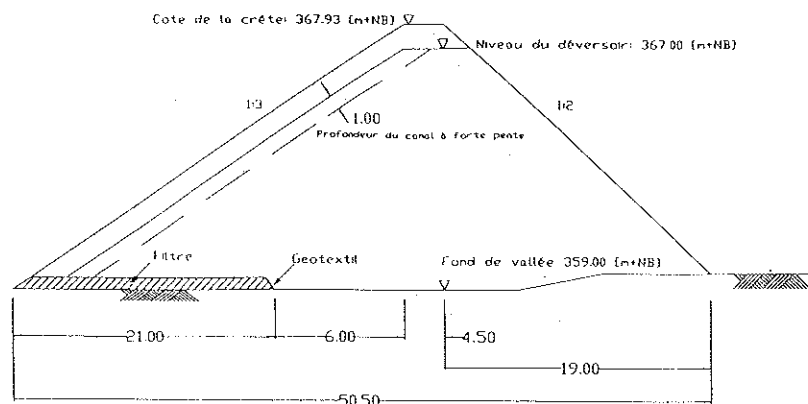


Fig. 5.4 Ouvrage avec digue en terre avec évacuateur de crue en gabions (GOMER *et al.* 1993)

Mesures techniques et biologiques peuvent être combinées avantageusement, les premières assurant la stabilisation initiale et la plantation ou le semis d'arbustes fixateurs (p.ex. tamaris, pistachiers, atriplex, etc.) celle à long terme. L'effet d'une telle mesure est illustré au moyen du modèle d'écoulement et d'érosion pour l'événement du 3.10.1991 au micro-bassin MB1.

Les mesures de correction comprenant des techniques biologiques sont paramétrées de la manière suivante:

1. implantation d'ouvrages et mesure de protection contre l'érosion dans le collecteur principal selon la fig. 5.5;
2. évaluation de l'augmentation du coefficient de rugosité dans le domaine protégé (arbres et buissons) avec un n de Manning de 0,5.

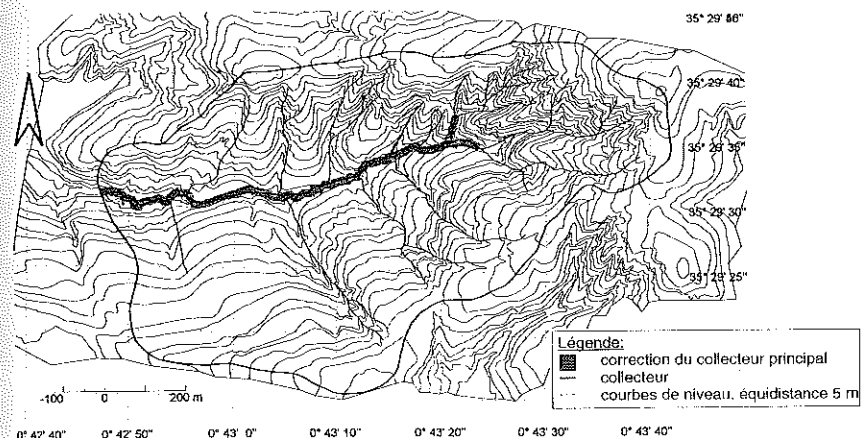


Fig. 5.5 Correction torrentielle technique et biologique idéale dans MB1

La fig. 5.6 compare les courbes de débit solide et les hydrogrammes. L'hydrogramme est nettement modifié par la correction. L'abondance ne varie pas, car les paramètres de la formation de l'écoulement ne sont pas modifiés. Comme le transport solide est contrôlé en entier par l'écoulement, la correction torrentielle non seulement modifie la forme de

la courbe de débit solide, mais les totaux exportés peuvent être diminués de façon nette.

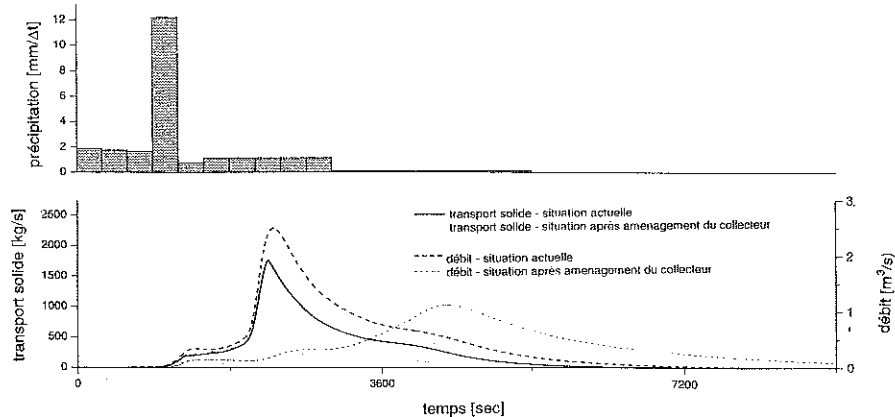


Fig. 5.6 Scénarios de débits liquides et solides dans le MBI pour l'événement du 3.10.1991

En résumé, dans le périmètre semi-aride étudié on peut agir de manière efficace sur l'érosion des sols en tenant compte des intérêts de la population rurale par différentes mesures, en particulier le travail du sol. L'application de mesures de protection contre l'érosion des sols a été préparée et planifiée pour le bassin-versant de l'Oued Atrous; elle devait servir non seulement de test pratique, mais aussi à la validation du modèle présenté et, si nécessaire, à son amélioration. La situation n'a pas permis la réalisation jusqu'à présent.

6 Conclusion

Le présent travail est consacré à l'élaboration d'un modèle pour décrire l'écoulement et l'érosion des sols de petits bassins marneux en climat semi-aride méditerranéen. On a choisi une démarche quasi-physique à discrétisation spatiale décrivant les principaux processus. Compte tenu des exigences imposées le modèle opérationnel ne fait appel qu'à un petit nombre de paramètres, mais physiquement. On a analysé et paramétré les grandeurs initiales suivantes pour la description des processus:

- les conditions climatiques, en particulier la distribution spatiale des précipitations extrêmes;
- la dérivation d'une carte hydrologique des sols à partir de documents de télédétection
- une analyse numérique du relief;
- l'infiltration et la formation de l'écoulement compte tenu de l'imperméabilisation par battance des sols marneux;
- l'érosion des sols sous l'effet de l'impulsion cinétique en fonction des conditions hydrauliques;
- le transport solide en fonction du type de transport.

Le modèle a été validé par la comparaison des résultats des simulations et des mesures in situ.

Le transport de sédiments à l'exutoire des micro-bassins est déterminé presque exclusivement par l'impulsion cinétique! le rôle direct de l'érosion pluviale est négligeable. L'écoulement, par conséquent l'ablation, se concentrent dans les entailles qui présentent en général des ablations moyennes fortement supérieures aux interfluves. Les surfaces agricoles ne contribuent que très peu à l'écoulement, même pour des précipitations d'intensité extrême et peuvent donc être considérées comme stables vis-à-vis de l'érosion. Les sols salins généralement exposés au Sud et sensibles à la météorisation tendent nettement plus à la formation d'écoulement et d'érosion que les sols agricoles, exposés en général au Nord.

Les surfaces agricoles abandonnées ne peuvent être colonisées par une végétation naturelle dans les conditions climatiques et socio-économiques (surpâturage) régionales et sont donc rapidement imperméabilisées par battance. Il en résulte une augmentation de l'écoulement et de l'érosion qui aboutit en peu d'années à la dégradation irréversible des sols. Le boisement par des pins et des eucalyptus en monoculture sur marnes ne protège pas de

l'érosion, car ces boisements très ouverts n'ont pas de sous-bois. C'est pourquoi la protection la plus efficace est la combinaison de mesures techniques de correction torrentielle et de mesures biologiques dans les principaux ravins.

Le modèle élaboré combiné avec un système d'information géographique fournit un outil de planification permettant de quantifier les mesures anti-érosives dans des bassins-versants marneux d'Algérie septentrionale. La situation politique n'a pas permis de réaliser les mesures prévues pour extrapoler le modèle à d'autres études concernant l'influence de l'agriculture sur l'érosion.

7 Bibliographie

- ABOTT, M.B., J.C. BATHURST, J.A. CUNGE, P.E. O'CONNELL, J. RASMUSSEN (1986): An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, 'SHE'. Structure of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87
- AHMED S., G. DE MARSILY (1987): Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity and Specific Capacity. *Water Res. Research*, 23.
- ANDERSON, M.G., T.P. BURT (1990)A: Process studies in hillslope hydrology: an overview. M.G. Anderson, T.P. Burt (Ed.): *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester.
- ANDERSON, M.G., T.P. BURT (1990)B: Subsurface runoff. M.G. Anderson, T.P. Burt (Ed.): *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester.
- ANRH (1993): Carte Pluviométrique de l'Algérie du nord à l'échelle de 1/500000. *Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Ministère de l'Équipement, Algérie*.
- ARABI, M. (1991): Influence de quatre systèmes de production sur le ruissellement et l'érosion en milieu méditerranéen à Médéa (Algérie). *Université de Grenoble III*.
- ARABI, M., E. ROOSE (1993): Gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols en montagne semi aride algérienne. *Réseau Erosion, Bulletin No. 13, ORSTOM, Montpellier*.
- AUERSWALD, K. (1992): Predicted and Measured Sediment Loads of large Watersheds in Bavaria. *5th International Symposium on River Sedimentation, Karlsruhe*.
- BAGNOLD, R. A. (1966): An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. *USGS Professional Paper 422-J, Washington*.
- BAGNOULS, F., H. GAUSSEN (1953): Carte Pluviométrique d'Algérie. *DSHAN, Toulouse*.
- BARDOSSY, A. (1994): Geostatistische Methoden. *Cours Polycopie, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe*.
- BAND, L. (1986): Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, 22.
- BAUER, J., H. ROHDENBURG, H.-R. BORK (1985): Digitales-Relief-Modell als Voraussetzung für deterministische Modelle der Wasser- und Feststoffflüsse. *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, Heft 10, Braunschweig*.
- BEASLEY, D.B., L.F. HUGGINS, E.J. MONKE (1980): ANSWERS - A model for watershed planning. *Transactions of the ASAE*, 23 (4).
- BERTRAND-KRAJEWSKI, J.-L. (1993): Modélisation du transport solide en réseau d'assainissement unitaire: le modèle Hypocras. *La Houille Blanche, No. 4*.
- BEVEN, K. (1989): Changing ideas in hydrology - the case of physically based models. *Journal of Hydrology*, 105.
- BEVEN, K., M.J. KIRKBY (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sci. Bull.* 24.
- BEVEN, K., M.J. KIRKBY, N. SCHOFFIELD, A. TAGG (1984): Testing a physically based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of Hydrology*, 69.
- BEVEN, K., P.F. GERMANN (1981): Water flow in soil macropores. 2. A combined flow model. *Journal of Soil Science*, 32.