



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

7. sols salins, bonne aptitude au ruissellement

Très proches de la classe précédente. L'horizon de surface est parfois pulvérulent. On les trouve dans l'ensemble de la zone des marnes tertiaires, en particulier dans les rigoles d'érosion et les ravins, où ils forment des zones d'accumulation;

8. sols salins très compacts, bonne aptitude au ruissellement.

De comportement analogue aux deux classes précédentes, mais plus compacts et par conséquent favorisant encore plus le ruissellement;

9 + 10. badlands, bonne aptitude au ruissellement, à pierrosité faible (9) ou forte (10).

Il ne s'agit pas de sols au sens pédologique, mais de marnes affleurantes. Selon le type de substrat la structure peut être homogène ou présenter des bancs rocheux. Les deux classes se distinguent dans une certaine mesure par la rugosité, ce qui influence le ruissellement et l'érosion;

11. autres.

Cette classe comprend les quelques pixels échappant à la classification ainsi que des pixels isolés de surfaces en végétation et en eau.

2.7. L'humidité du sol

La mesure de l'humidité du sol est généralement exigeante et peu pratiquée en Algérie. Les conditions d'humidité initiale du sol ont donc fréquemment été estimées au moyen d'indices pour tenir compte de l'humidité antécédente dans la modélisation de l'écoulement. La méthode 'Curve-Number' du SCS (1972) est bien connue: on estime l'humidité antécédente au moyen de trois classes, allant de sec à humide, et on l'introduit au moyen de coefficients dans les calculs. HUMBORG (1989) donne une mise au point sur les indices d'humidité antécédente. HANSMANN (1994) montre à l'exemple de plusieurs types de sols et de sites que l'humidité des marnes peut être correctement décrite par l'indice IK d'humidité antécédente selon CASENAVE (1982).

On a:

$$IK_n = (IK_{n-1} + N_{h,n-1}) * e^{-\alpha_r * t} \quad (2.8)$$

où :

- IK_n : valeur de l'indice en [mm] avant la pluie n
- IK_{n-1} : valeur de l'indice en [mm] avant la pluie n-1
- N_{h,n-1} : hauteur de pluie en n-1 [mm]
- t : durée en [h] entre les deux pluies de rang n-1 et n
- α_r : coefficient d'ajustement dépendant des facteurs géographiques, selon HANSMANN (1994) α_r = 0,09.

HANSMANN (1994) explicite les relations fonctionnelles entre l'indice IK et l'humidité réelle pour les sols marneux du bassin-versant de l'Oued Mina.

On admet qu'en zone tempérée les rapports pluie-débit d'un bassin-versant dépendent en première ligne des intrants de précipitation (DVWK 1991); il n'en est pas ainsi en climat semi-aride: la distribution spatiale de l'humidité préalable y est fondamentale (VOGT et GOMER 1992). BRONSTERT (1994) constate qu'en climat tempéré aussi la variabilité de l'humidité initiale constitue un paramètre important et non constant dans la modélisation de l'écoulement et des processus associés.

CRIST et CICONE (1984) ont montré que la télédétection apporte une information sur l'humidité du sol. La troisième composante de la 'Tasseled Cap Transformation', qui est une utilisation particulière de l'ACP, est un indicateur d'humidité du sol. Le premier facteur peut être interprété comme un équivalent de l'indice de brillance ('brightness-index'); le deuxième, opposant le proche infrarouge aux autres canaux, est appelé 'greenness-

index' par ces auteurs et '*green-stuff*' par KAUTH et THOMAS (1976), qui ont développé la '*Tasseled Cap Transformation*'.

RIMBERT et VOGT (1991) constatent que l'ACP normée présente des structures identiques à la '*Tasseled Cap Transformation*' et que les deux ont en conséquence la même signification (fig. 2.46). En cas de végétation peu active (scène TM du 27.1.1990, bassin-versant de l'Oued Mina) le 3ème facteur de l'ACP passe au deuxième rang pour l'explication de la variance (cf. VOGT et GOMER 1993).

En vue d'une exploitation quantitative de cet indice d'humidité on a calibré les facteurs-score obtenus pour deux scènes satellitaires par des mesures stationnelles de terrain, ensuite extrapolées aux micro-bassins. On a procédé de la manière suivante :

1. ACP normée des deux scènes Landsat TM pour l'ensemble des canaux à l'exception du thermique (TM 6), très sensible aux effets d'ombre;
2. report du deuxième facteur pour la scène de 1990 et du troisième facteur pour la scène de 1991 sur les cartes géoréférencées puis établissement d'une régression entre ces mesures et les facteurs-score de l'ACP normée (cf. annexe G-1);
4. transformation de la régression en cartes géoréférencées de l'humidité du sol (fig. 2.50 et 2.51);
5. mise en correspondance linéaire de l'humidité du sol en facteurs-score de l'ACP en fonction de l'indice IK (cf. annexe G.)

La scène Landsat TM 5 du 27.1.1990 correspond à une situation de relative sécheresse d'après les mesures de la zone 'Telfifit'. Fin 1989 a connu peu de précipitations: 22 mm de début septembre à fin novembre. Décembre, avec 21 mm de précipitations aux alentours de Noël, a été un peu plus arrosé. La situation synoptique s'est modifiée début janvier, d'où de fortes précipitations les quatre premiers jours: un total de 45 mm, moyenne de l'ensemble des stations. De faibles précipitations totalisant 10 mm ont suivi jusqu'à mi-janvier. L'indice IK moyen (équation 2-8) du bassin-versant de Telfifit est de 9,7 mm et l'humidité moyenne des sols, d'après l'exploitation de la scène satellitaire (cf. ci-dessus), est de 23 [Vol. %]. Le choix de la deuxième scène du 19.3.1991 a été commandé par des conditions d'humidité supérieures à celles de janvier 1990. Février et mars 1991 étaient nettement plus arrosés que décembre 1989 et janvier 1990: en février, un total moyen de 50 mm et du 1er au 19 mars 85 mm, le dernier événement, du 12 au 15, avec 55 mm, assurant une forte humidification. En conséquence l'humidité du sol est plus élevée: 30 [Vol. %] le 19 mars.

L'indice IK correspondant varie de 33,5 à 61,3 mm selon les stations, la moyenne est de 46,8 mm.

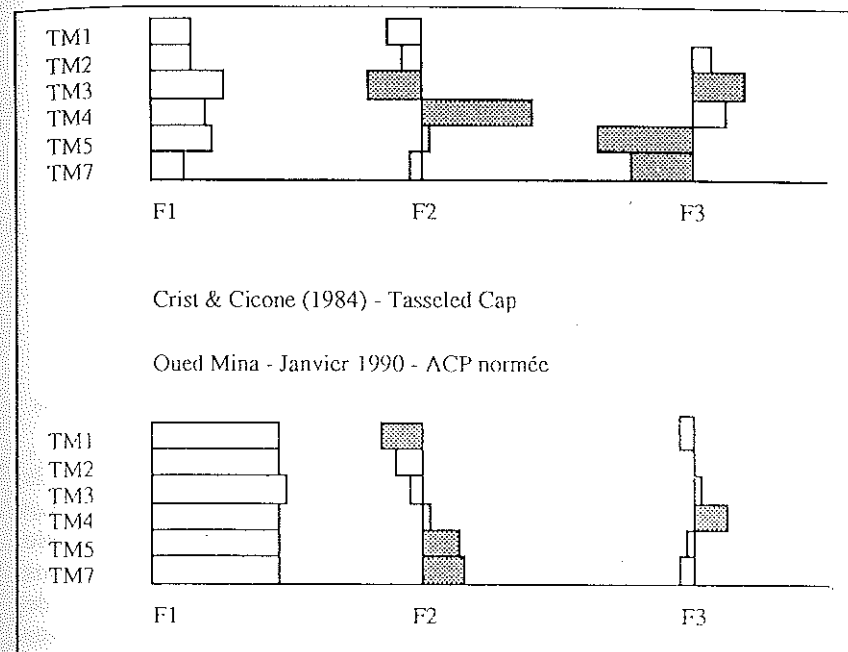


Fig. 2.46 Comparaison de la structure de la transformation du Tasseled Cap (CRIST et CICONE, 1984) avec l'Analyse en Composantes Principales normée selon VOGT *et al.* (1992)

La scène de janvier 1990 (fig. 2.50) confirme le rôle de l'exposition dans l'humidité du sol, qui est très généralement plus faible en exposition sud qu'en exposition nord. Les différences sont plus faibles lors de la situation. Si on compare avec la distribution spatiale des précipitations des jours précédents (fig. 2.52), la correspondance est nette. Ceci confirme que l'humidité des sols sur marnes est fortement dépendante de la hauteur des précipitations (cf. ARABI 1991).

Beaucoup d'études mettent en évidence le rôle important de la topographie sur la localisation des zones saturées près des collecteurs (ANDERSON et BURT 1990, BEVEN *et al.* 1984, DIETRICH *et al.* 1993). DIETRICH *et al.* (19 plus humide de mars 1991 (cf. 2.51); celle-ci se caractérise par de grandes surfaces saturées ou très humides 93) proposent un modèle très simple reposant sur une idée d'O'LAUGHLIN (1986). Ils partent du fait que la

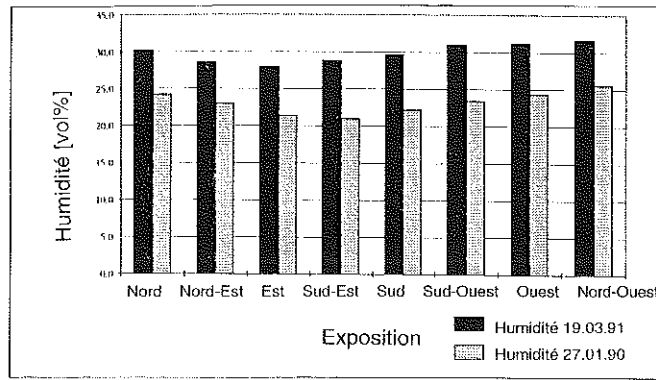


Fig. 2.47 Humidité moyenne du sol en fonction de l'exposition dans le bassin-versant 'Telfifit'

formation de zones saturées est liée à l'écoulement hypodermique. Ils considèrent un élément de versant de largeur b et son aire contributive A_{AC} en contre-haut en admettant que l'écoulement hypodermique est parallèle au versant si la transmissivité T est homogène et si les précipitations effectives N_{eff} sont uniformes. On peut en déduire les conditions de genèse de saturation suivantes en considérant le principe de la conservation de la masse en conditions stationnaires :

$$\frac{A_{AC}}{b I_0} \geq \frac{T}{q_{\text{eff}}} \quad (2.9)$$

Si on discrétise une surface par rasterisation uniforme, la largeur b est une constante. Selon ce modèle, la saturation augmente avec l'accroissement de l'aire contributive et avec la diminution de la pente. Une forte transmissivité ou de faibles intensités de précipitations effectives peuvent déranger ce modèle selon les conditions hydrologiques. Mais ce modèle, développé pour le domaine tempéré, ne peut être appliqué directement aux bassins marneux objets de cette étude. La nature de la roche marneuse et la faiblesse des précipitations ne permettent pas la formation de zones saturées proches de la surface, d'où la rareté des puits et des difficultés d'approvisionnement en eau potable. Les mesures d'infiltration (cf. Chap. 3.2) montrent que la microporosité n'en explique qu'une faible partie. Une grande part des eaux d'infiltration se concentre dans les macropores dont on peut distinguer (cf. fig. 3.7) celles à drainage lent de *ré*

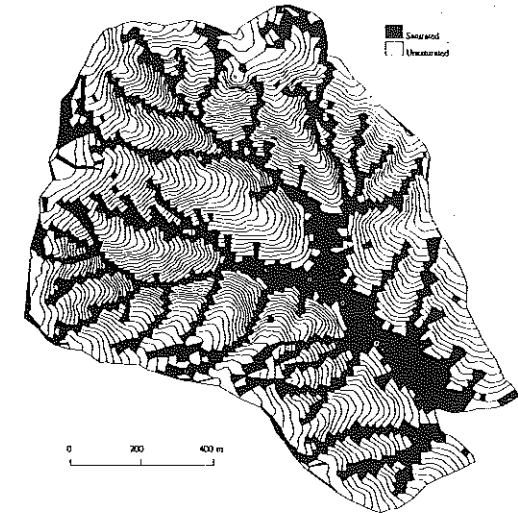


Fig. 2.48 Détermination des zones saturées (in: DIETRICH *et al.* 1993)

macroporale et celles à drainage rapide de *percolation macroporale*. Les macropores percolants drainent aussi latéralement dans les terrains en pente, toutefois le gradient nécessaire au flux latéral pourrait être lié plutôt aux caractères pédo-lithologiques qu'à l'inclinaison. Il faudrait donc diminuer en conséquence le rôle du gradient de pente.

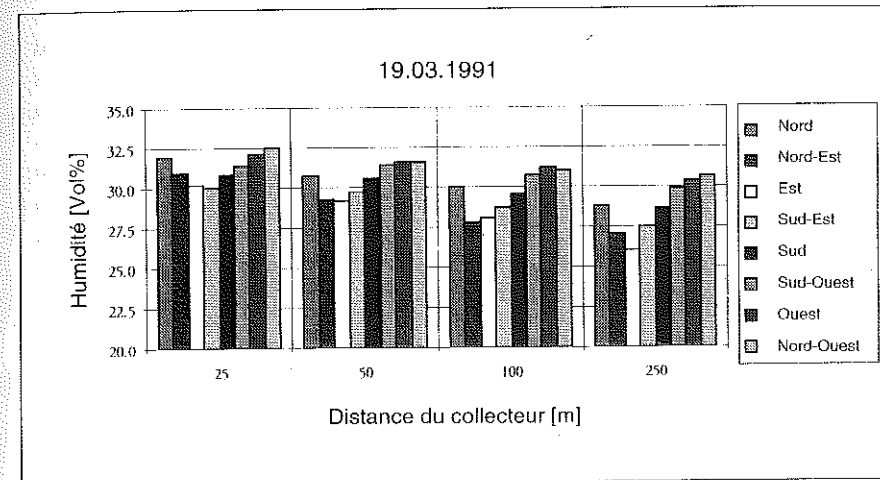


Fig. 2.49a Variation de l'humidité du sol en fonction de la distance du collecteur dans le bassin-versant 'Telfifit', exploitation de scènes Landsat TM5 du 19.03.1991

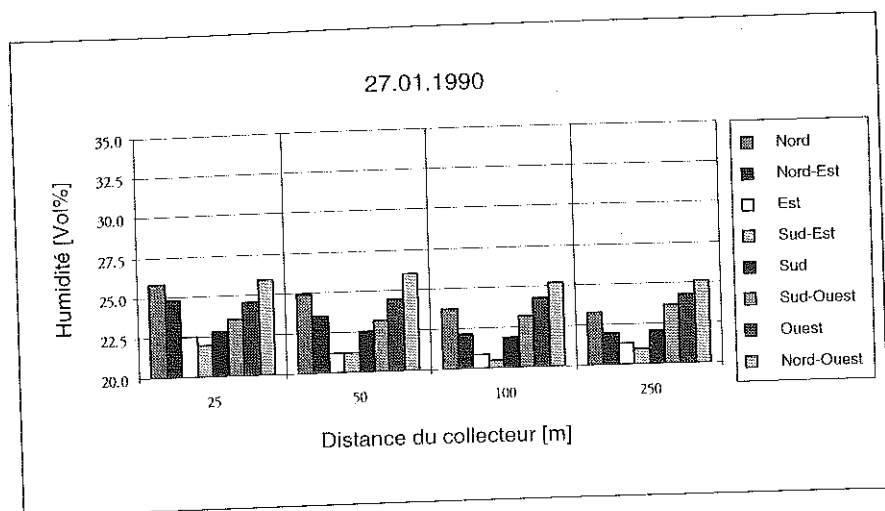


Fig. 2.49b Variation de l'humidité du sol en fonction de la distance du collecteur dans le bassin-versant "Telfifit", exploitation de scènes Landsat TM5 du 27.01.1990

Le parcours des ravins des micro-bassins MB1-MB6 a montré que dans ces entailles profondes en forme de V les zones saturées subsistent quelques semaines après le dernier événement d'écoulement; les scènes Landsat TM confirment cette humidité le long des collecteurs. Dans ce but on a délimité des courbes de niveau à intervalles variables (25, 50, 100 et 250 m) le long des collecteurs numérisés et on a déterminé les humidités moyennes en utilisant le GIS. La liaison entre l'humidité moyenne et la distance au collecteur est confirmée pour toutes les expositions pour les deux scènes (fig. 2.49). Toutefois, pour la scène 'sèche' de janvier 1990 l'humidité du sol dépend d'abord de l'exposition et secondairement de la distance au collecteur. Mais pour la scène 'humide' de mars 1991 le rôle de l'exposition est moins net dans les situations proches du collecteur (cf. fig. 2.49).

Résumé des résultats sur l'humidité des sols

La méthode choisie, consistant à faire correspondre linéairement l'humidité du sol avec les facteurs-score de l'ACP normée en fonction de l'indice d'humidité antécédente IK, fournit des résultats réalistes. Toutefois, par suite du faible nombre de points de mesure, et parce que seul deux scènes

satellitaires étaient disponibles, on n'a pas une base absolue pour généraliser cette fonction empirique à de grandes surfaces. La bibliographie (CRIST et CIGONE 1984, EHRLICH *et al.* 1991, RIMBERT et VOGT 1991) fonde la possibilité théorique d'utiliser des scènes Landsat TM pour obtenir des informations sur l'humidité du sol, mais elle a été peu utilisée en hydrologie et en gestion de l'eau. La relation linéaire choisie ici pour calibrer les cartes d'humidité du sol pourrait certainement être améliorée avec une meilleure base de données, voire remplacée par une fonction non linéaire. La validation du modèle d'écoulement décrit chap. 3 a exigé que la distribution spatiale de l'humidité antécédente fût ajustée à l'échelle de l'événement. Dans ce but on a choisi de mettre en correspondance linéairement l'humidité du sol avec les facteurs-score de l'ACP normée. Cette procédure ainsi que des exemples des cartes d'humidité produites sont présentés en annexe pour le micro-bassin MB1.

L'analyse des cartes d'humidité des sols montre que le relief exerce une forte influence sur sa répartition. On a considéré l'influence des paramètres exposition et distance au collecteur; la répartition sur les deux cartes est très semblable (fig. 2.49). Les zones les plus humides sont toujours exposées Nord à Ouest, indépendamment de la distance au collecteur. Par contre, les expositions sud à est sont toujours un peu plus sèches. Si on admet que la répartition de l'humidité du sol peut être décrite au moyen de scènes satellitaires, les valeurs absolues varient en fonction de cette répartition. La comparaison des deux cartes de la zone de Telfifit ne confirme ceci que partiellement. Mais comme le bassin-versant n'est jamais arrosé de manière uniforme, la structure de la répartition de l'humidité du sol ne peut être parfaitement constante.

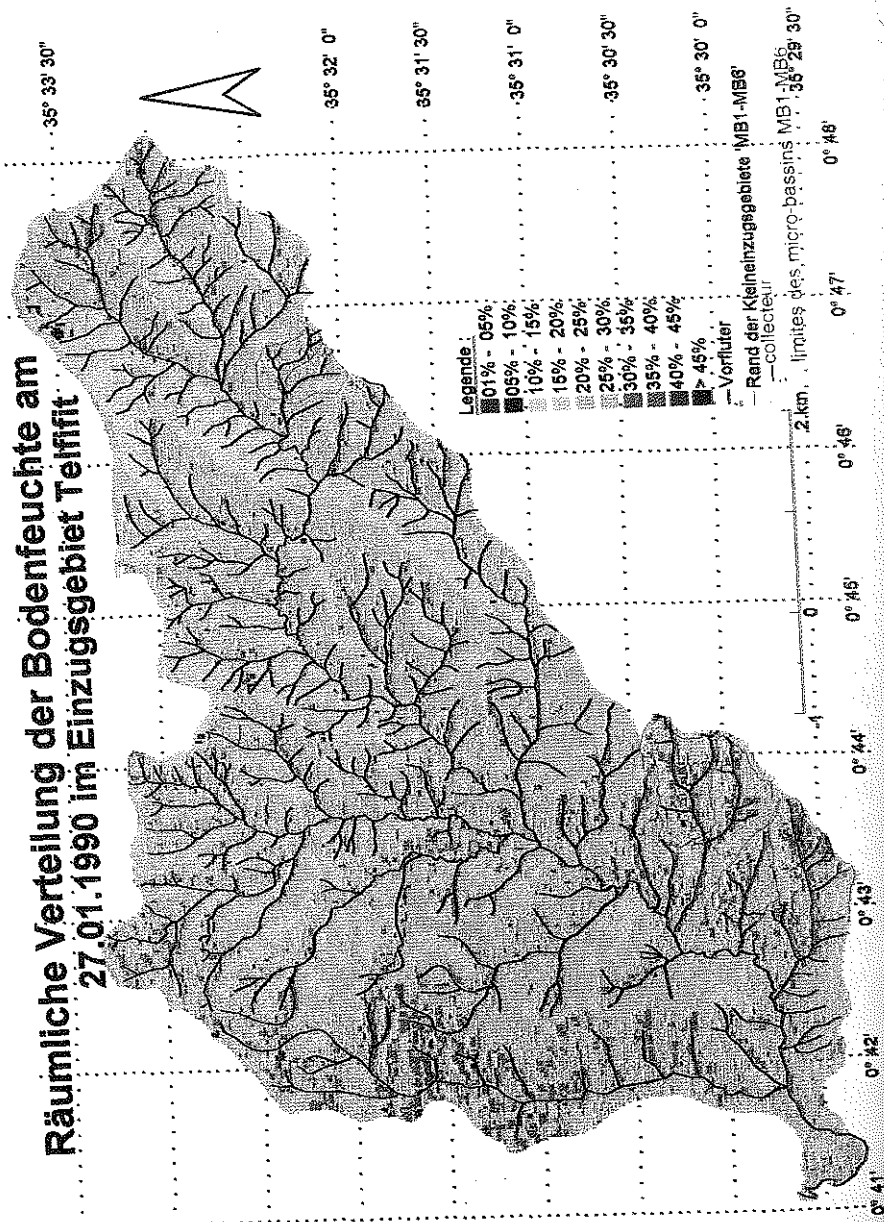


Fig. 2.50 Distribution spatiale de l'humidité du sol le 27.1.1990 dans le bassin-versant 'Telfiff'

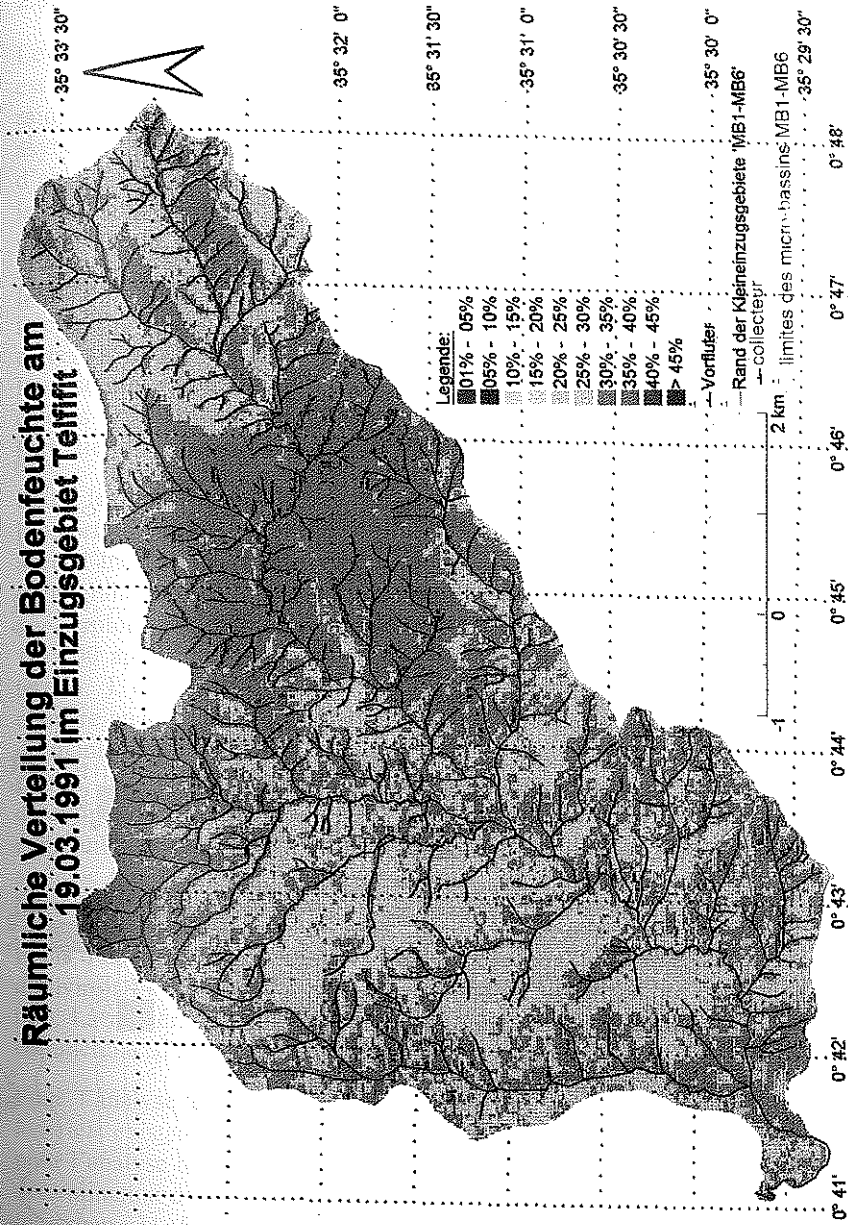


Fig. 2.51 Distribution spatiale de l'humidité du sol le 19.3.1991 dans le bassin-versant 'Telfiff'

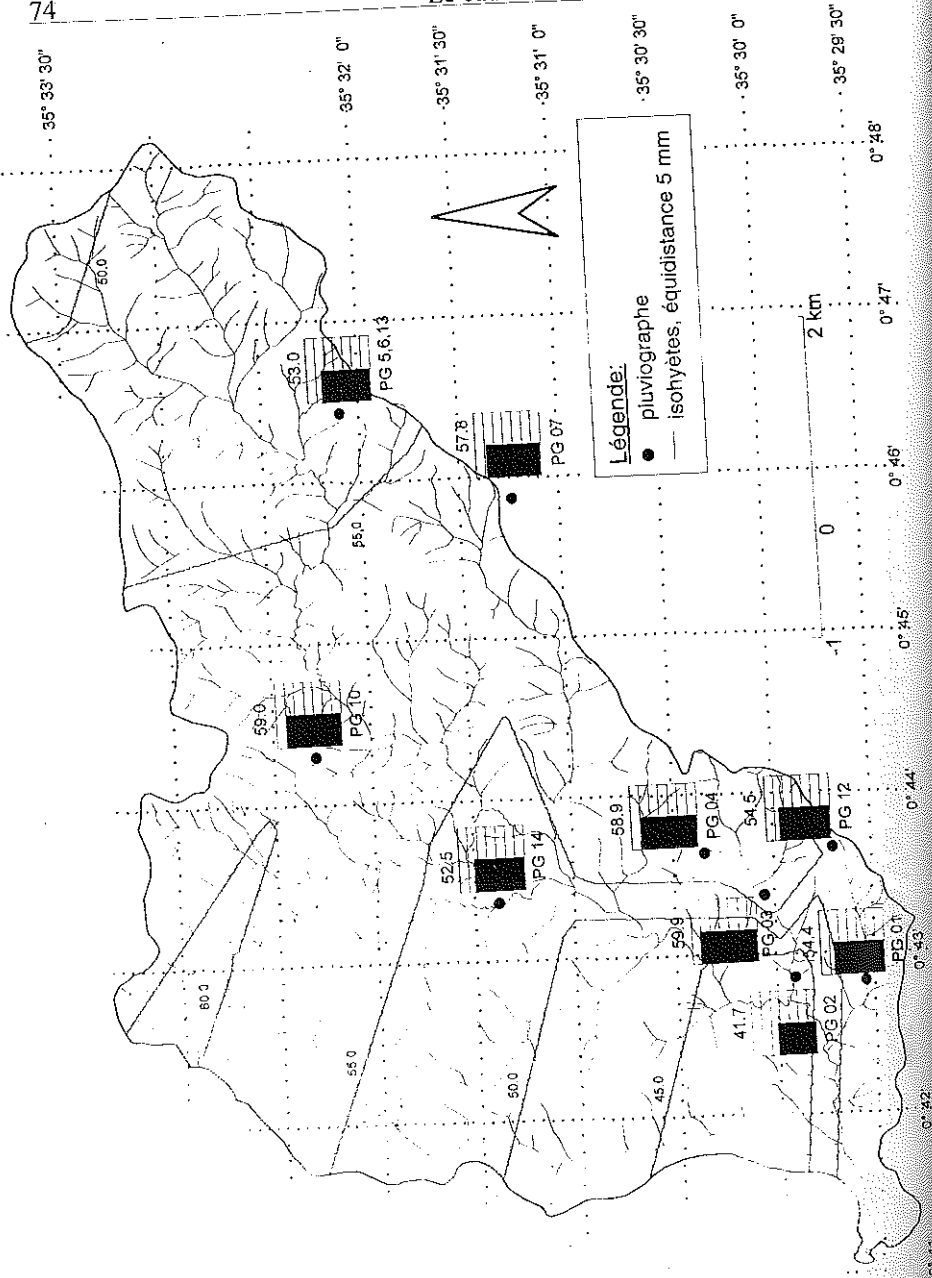


Fig. 2.52 Distribution spatiale des hauteurs de précipitations avant le 19.3.1991 dans le bassin versant 'Telfit'

2.8. Topographie et analyse du relief

Le relief de la zone des marnes tertiaires du bassin-versant de l'Oued Mina est très morcelé. Les profondes entailles en V sont généralement plus raides en exposition sud qu'en exposition nord. Selon BLUM (1989), cette asymétrie est due à des différences de pédogenèse, de météorisation et d'ablation selon l'exposition. D'autres processus géomorphologiques sont les glissements de terrain, liés aux sels et aux anhydrites inclus dans les marnes, et qui peuvent donner aux versants une forme en gradins.

Des cartes du relief couvrent l'ensemble du bassin, mais seulement à l'échelle de 1:100 000 (IFG 1987). Les altitudes sont indiquées d'après les cartes topographiques établies par le pouvoir colonial au début du siècle. La résolution du raster de 50 m x 50 m adoptée à l'IFG (1987) pour les calculs numériques ne permet qu'une représentation grossière, et partiellement fautive, des pentes et de l'exposition.

Pour les micro-bassins, objet des recherches sur l'écoulement et l'exportation de sédiments par l'IWK, on a eu recours, en collaboration avec l'Institut de Photogrammétrie et de Télédétection (Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, IPF) de l'Université de Karlsruhe, à une exploitation stéréophotogrammétrique de photographies aériennes à 1:2 500 après avoir déterminé des points géodésiques secondaires sur le terrain. L'exploitation des photographies aériennes s'est faite tant de manière analogique comme pour des plans topographiques classiques que de manière numérique avec des mailles de raster de 10 m x 10 m. Des points trigonométriques n'étant pas disponibles au moment de la détermination des points géodésiques secondaires, ces cartes ont été construites selon un système de coordonnées locales sans rapport avec un système national; leur utilisation ultérieure dans un SIG en a été rendue plus difficile.

Pour d'autres bassins-versants, telles les zones 'Telfit' ou 'Atrous' d'environ 44 km² et 40 km², on a eu recours à d'anciennes cartes à 1:50 000. La numérisation des cartes analogiques a été effectuée avec le SIG commercial SPANS (TYDAC 1992).

Pour l'analyse des données numériques on n'a pas eu recours à des logiciels existants, mais on a développé une bibliothèque de programmes pour l'analyse du relief, implantée sur ANSI-C, qui sert aussi de base à la détermination des itinéraires d'écoulement dans la modélisation de celui-ci (cf. chap. 3). Ces programmes sont appelés par la suite GRACE. Ils

déterminent pour des données issues d'un raster régulier orthogonal les paramètres suivants :

- pente;
- exposition;
- direction d'écoulement;
- taille de l'aire contributive;
- itinéraire de l'écoulement.

Les bases mathématiques pour déterminer la pente et l'exposition au moyen de modèles numériques de terrain (MNT) sont bien connues (cf. BAUER *et al.* 1985, BAND 1986, DEPRAETRE 1989, TARBOTON *et al.* 1991, etc.).

La direction de l'écoulement issue d'une maille de raster considérée comme uniforme se détermine par l'exposition de ce dernier. En l'absence de cuvette on attribue ainsi à chaque maille une direction d'écoulement qui est celle du gradient minimal.

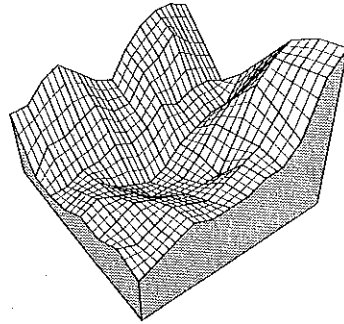


Fig. 2.53 Données d'altitude avant élimination des creux

Un programme de routine élimine les cuvettes (fig. 2.53) par reconnaissance et élimination successives. On établit une droite de compensation, simulant le collecteur, de l'exutoire au point le plus élevé du creux, flanqués de deux plus inclinés.

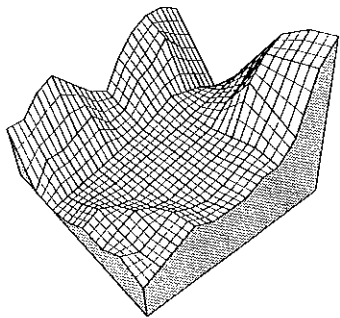


Fig. 2.54 Données d'altitude après élimination des creux

Chaque maille peut avoir plusieurs affluents, mais seulement un effluent, ce qui permet de décrire les processus d'écoulement par des équations de flux monodimensionnelles couplées (GRAYSON et MOORE 1991). On n'a pas jugé utile de prévoir plusieurs effluents par maille (BRONSTERT 1994), car les bassins-versants en forte pente ici considérés ne connaissent que l'écoulement linéaire (KOURI 1983). BEASLY *et al.*

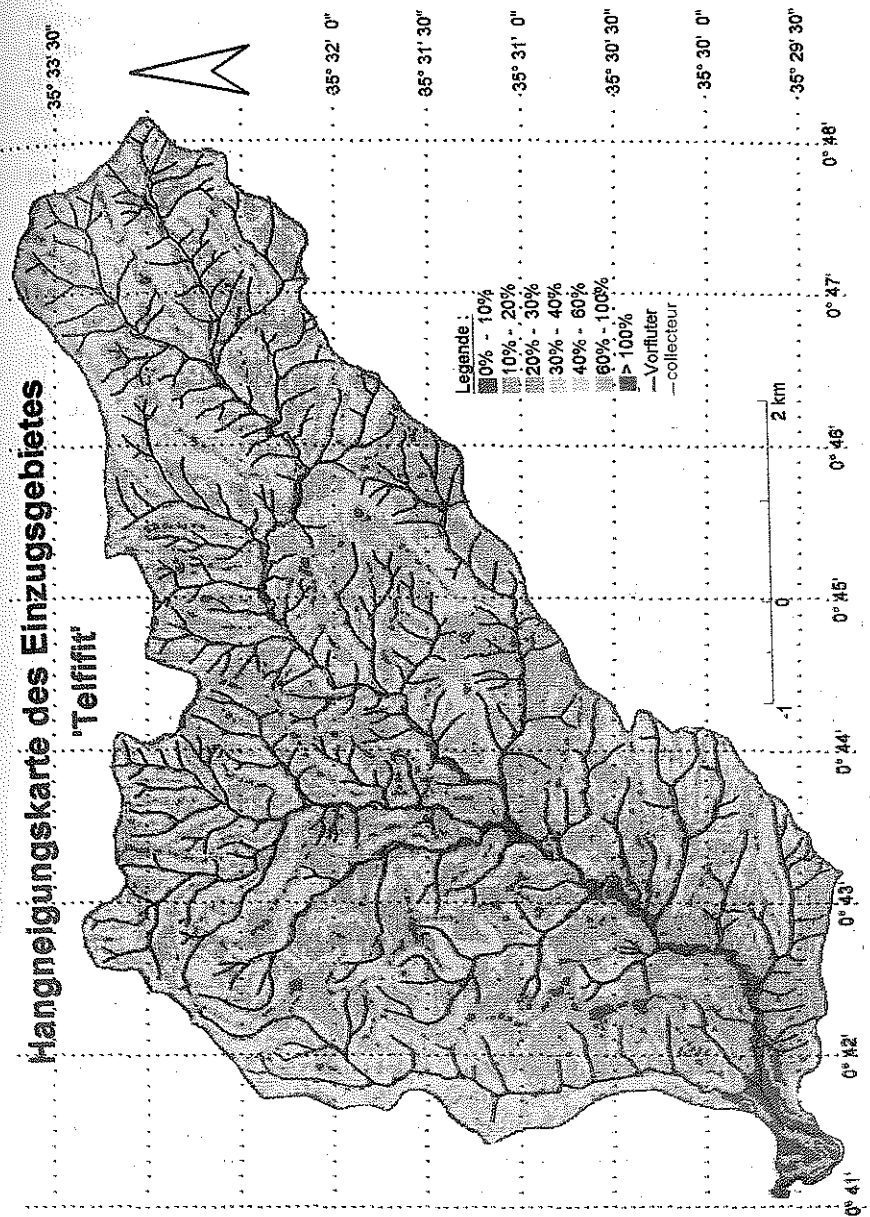


Fig. 2.55 Carte des pentes du bassin-versant 'Telfifit'

(1980), GRAYSON et MOORE (1991), SCHRAMM (1994), parmi d'autres, ont insisté sur la nécessité de décrire correctement l'écoulement pour la modélisation déterministe de l'érosion et du transport solide. En effet, pour déterminer l'ablation et la capacité de transport, les paramètres hydrauliques tels que la vitesse d'écoulement, la profondeur de la lame d'eau et les grandeurs dérivées sont fondamentaux; c'est pourquoi les erreurs et les suppositions inexactes peuvent se répercuter fortement sur la modélisation du mouvement des solides.

La direction d'écoulement étant connue, l'aire contributive de chaque maille du raster peut être déterminée par les altitudes décroissantes en commençant par le point le plus élevé du territoire étudié. Au contraire, les itinéraires d'écoulement sont déterminés en allant du point de sortie vers la ligne de partage des eaux, l'itinéraire du collecteur principal suivant en chaque point les valeurs maximales des tailles de l'aire contributive des mailles. On peut déterminer de la même manière les tributaires jusqu'à ce que les itinéraires des flux pour tous les points de la maille soient déterminés.

L'ensemble des zones d'étude a été soumis à une analyse du relief au moyen des programmes GRACE, dont les résultats ont déjà été donnés implicitement dans la description des conditions physiques. On présente ici les cartes des pentes (fig. 2.55), des expositions (fig. 2.56), des tailles des aires contributives (fig. 2.57) et des itinéraires d'écoulement (fig. 2.58) pour le territoire de Telfifit.

D'après la carte des pentes (fig. 2.55), la pente moyenne est de 27,1%, les classes de pente ayant une distribution, appréciée visuellement, proche de la normale (cf. fig. 2.59). Il en est de même pour chacun des micro-bassins MB1-MB6, dont les valeurs de pentes moyennes, allant de 28,7 à 37,2% sont plus élevées que pour l'ensemble du bassin-versant de 'Telfifit', qui les contient (fig. 2.60).

On a déjà traité de la carte des expositions (fig. 2.56) en examinant le croisement avec la carte physique des sols selon VOGT *et al.* (1992). Par suite de la forte corrélation entre les classes de sol (cf. chap. 2.6) et de l'humidité antécédente avec l'exposition, il n'est pas nécessaire d'explicitier cette information pour la modélisation de l'écoulement et du débit solide, puisqu'elle est implicite dans les descriptions des sols et les conditions d'humidité antécédente.

La comparaison de la carte des surfaces des aires contributives (fig. 2.57) et de celle des itinéraires d'écoulement (fig. 2.58), qui inclut le réseau

numérisé de collecteurs d'après la carte topographique (IGN 1945) montre l'étroite relation de ces deux informations. On peut en déduire qu'un collecteur se forme ou est susceptible de se former à partir d'une aire contributive de surface donnée. La formation de rigoles ou d'entailles est très importante pour les transports solides et peut être décrite au moyen de paramètres géomorphologiques ou hydrauliques. En général on se réfère à des seuils à partir desquels il y a formation de rigoles. En géomorphologie on fait souvent appel à une aire contributive ou une pente critique, ou à une combinaison de ces paramètres (SCHUMM *et al.* 1984, GRAYSON et MOORE 1991). Parmi les seuils hydrauliques et sédimentologiques on utilise par exemple l'effort de cisaillement moyen ou au fond, la vitesse du flux ou le débit unitaire (KIRBY 1980, SCHUMM *et al.* 1984, MIRTSKHOULAVA 1991). La base cartographique du MNT pour Telfifit (IGN 1945) s'est avérée trop imprécise pour appréhender ces éléments. Mais on dispose d'informations topographiques plus précises pour les 6 micro-bassins (cf. chap. 2.61).

Pour ceux-ci, le croisement des têtes de ravins repérées sur photographies aériennes avec les aires contributives permet de déterminer un seuil pour la formation de rigoles; il y a cependant une certaine dispersion par suite des incertitudes du traitement photogrammétrique (fig. 2.62). Une appréciation visuelle permet de prévoir la formation d'une incision pour des mailles ayant une aire contributive de 0,08-0,5 ha. Appliqué au bassin-versant de l'Oued Telfifit (fig. 2.57), il en résulte qu'il faut s'attendre presque partout à des incisions marquées.

C'est pourquoi on distingue dans la modélisation de l'écoulement et de l'érosion des sols entre écoulement aréal et linéaire. En haut de versant on entre d'abord l'écoulement aréal et à partir d'une aire contributive de surface choisie l'écoulement linéaire (cf. chap. 3).

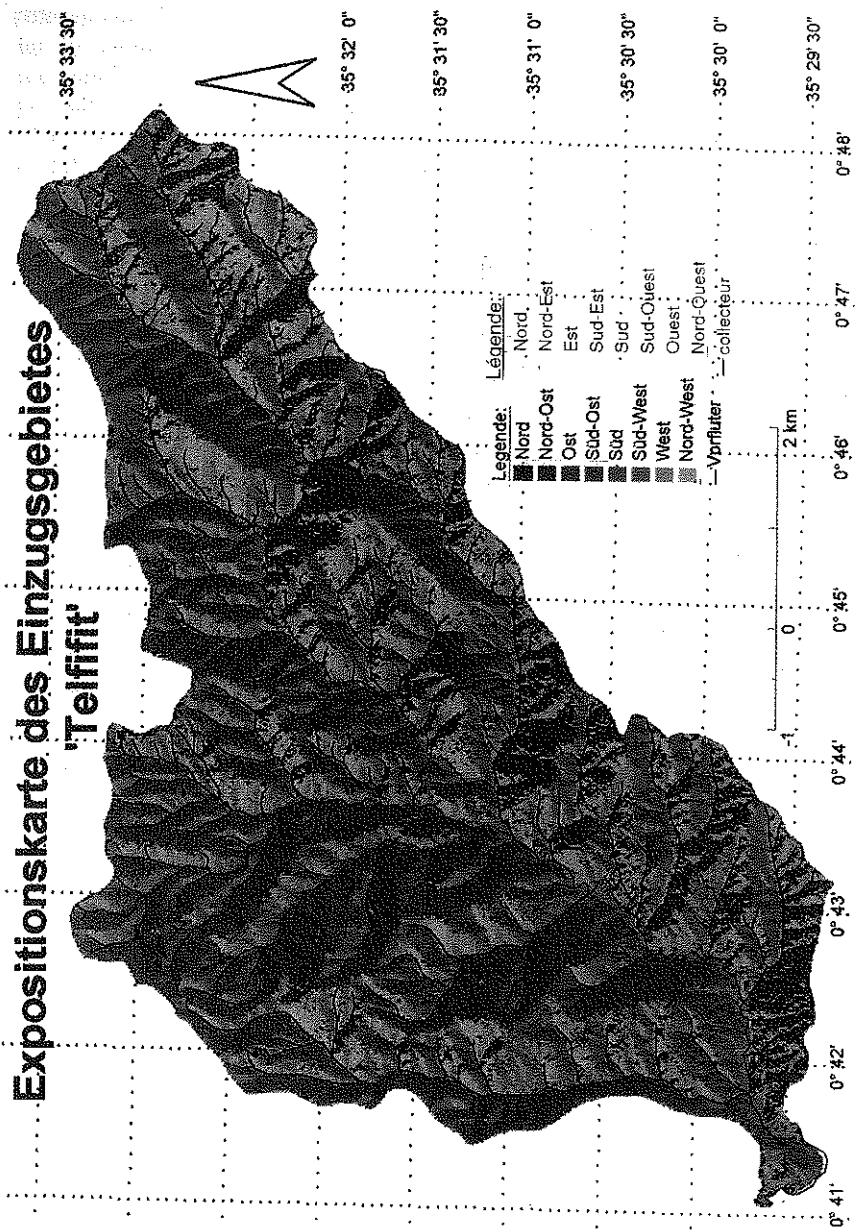


Fig. 2.56 Carte des expositions du bassin-versant 'Telfifit'

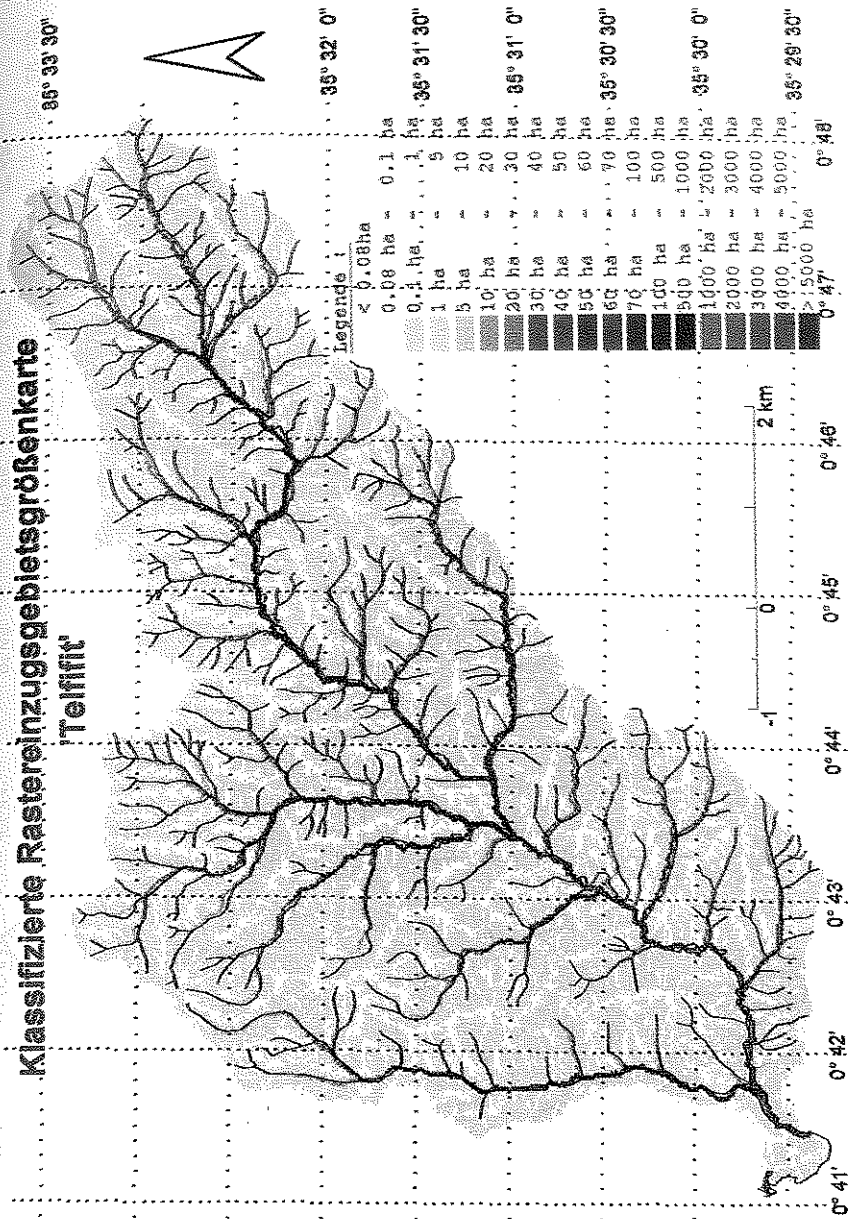


Fig. 2.57 Carte classique de la taille des aires contributives classifiées par maille de raster, 'Telfifit'

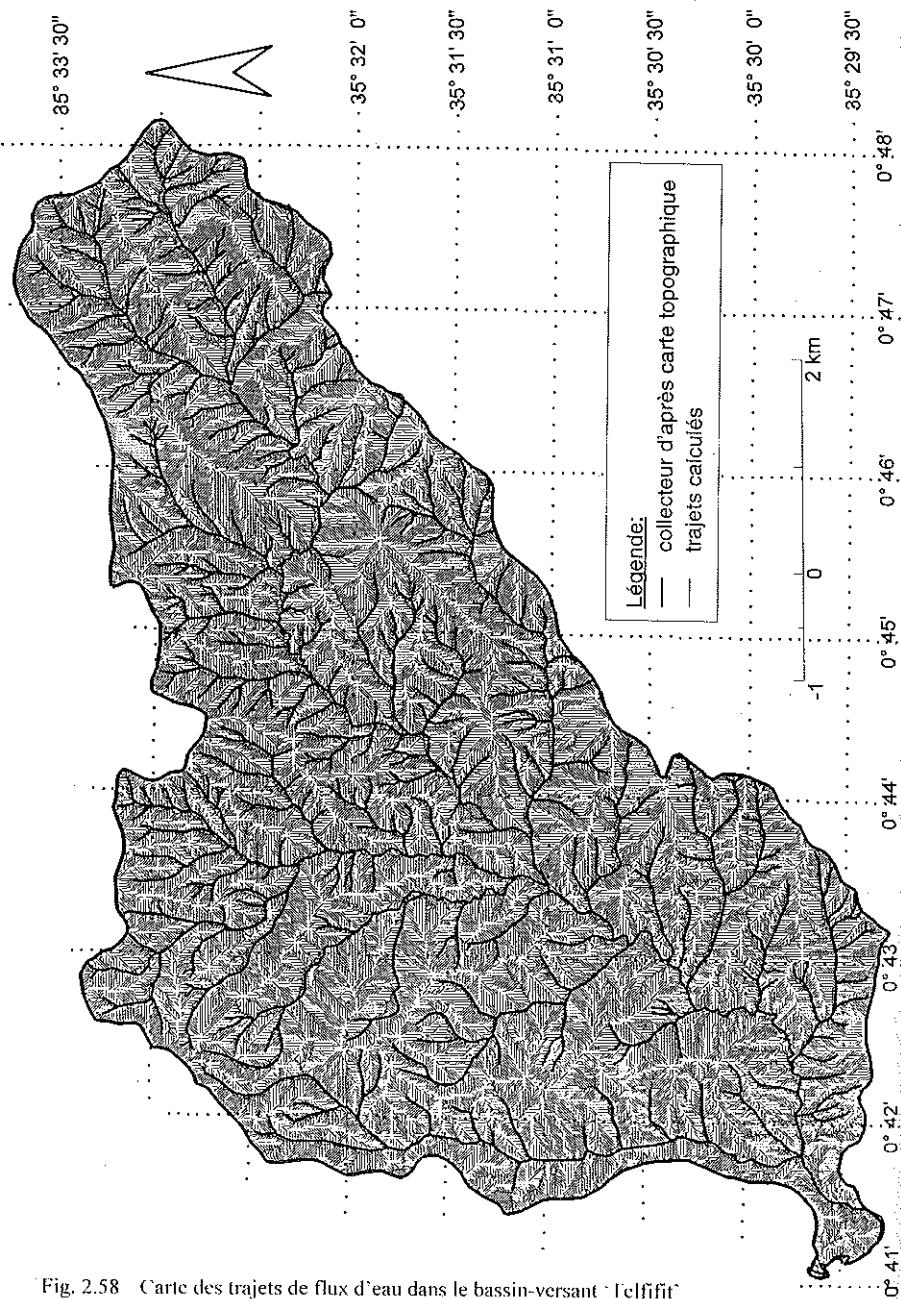


Fig. 2.58 Carte des trajets de flux d'eau dans le bassin-versant 'Telfifit'

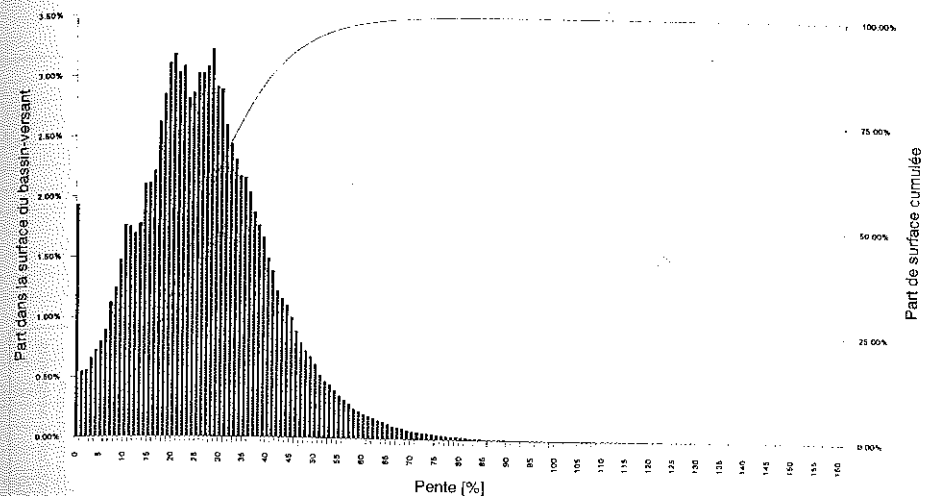


Fig. 2.59 Distribution des classes de pente dans le bassin-versant 'Telfifit'

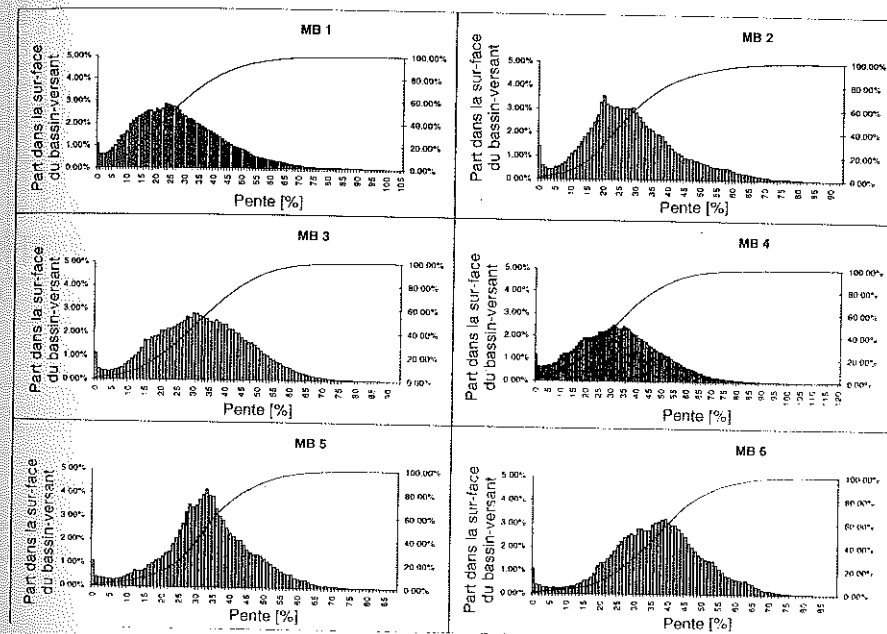


Fig. 2.60 Distribution des classes de pente des micro-bassins MB1-MB6

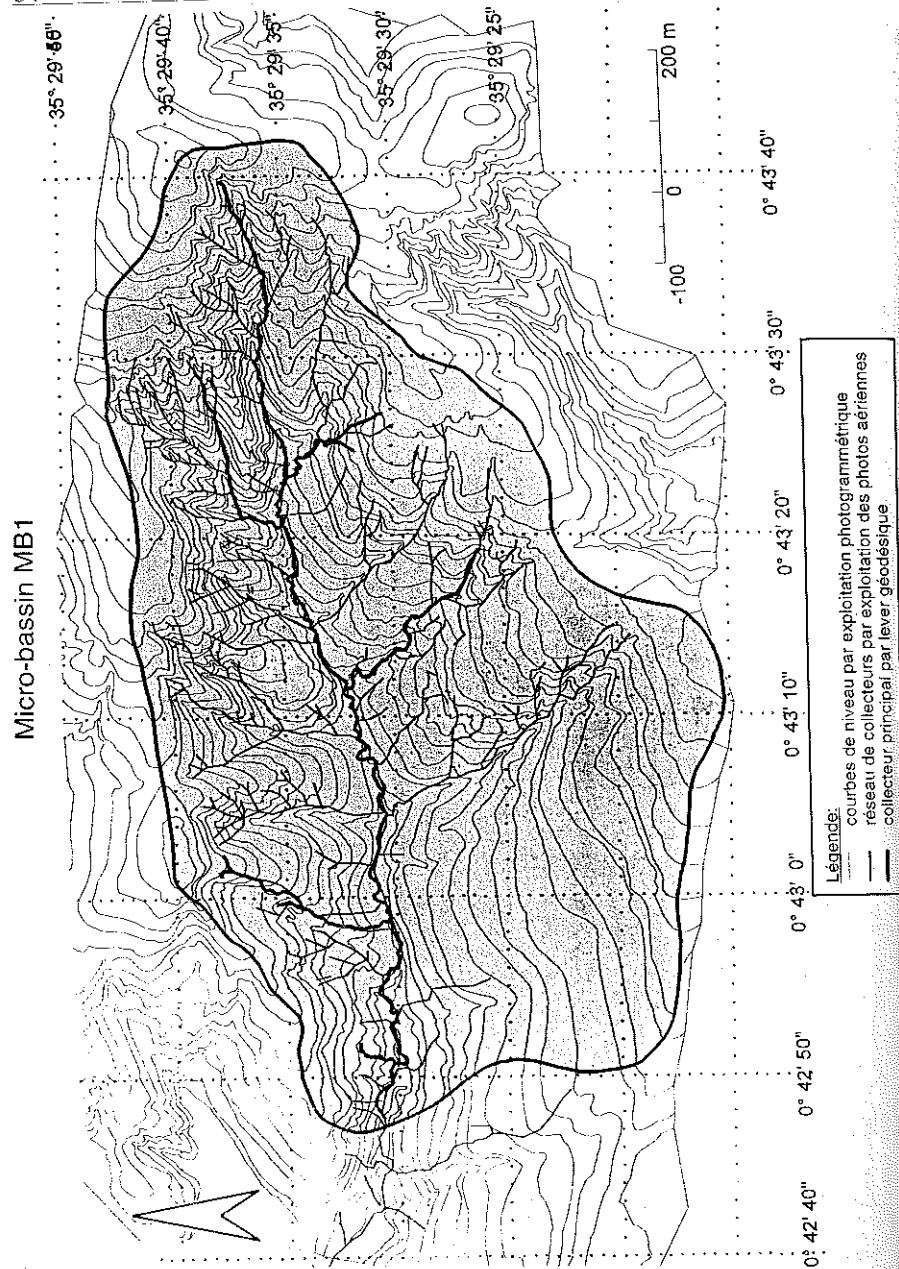


Fig. 2.61 Information topographique issue de l'exploitation photogrammétrique de photographies aériennes, à l'exemple du micro-bassin MB1

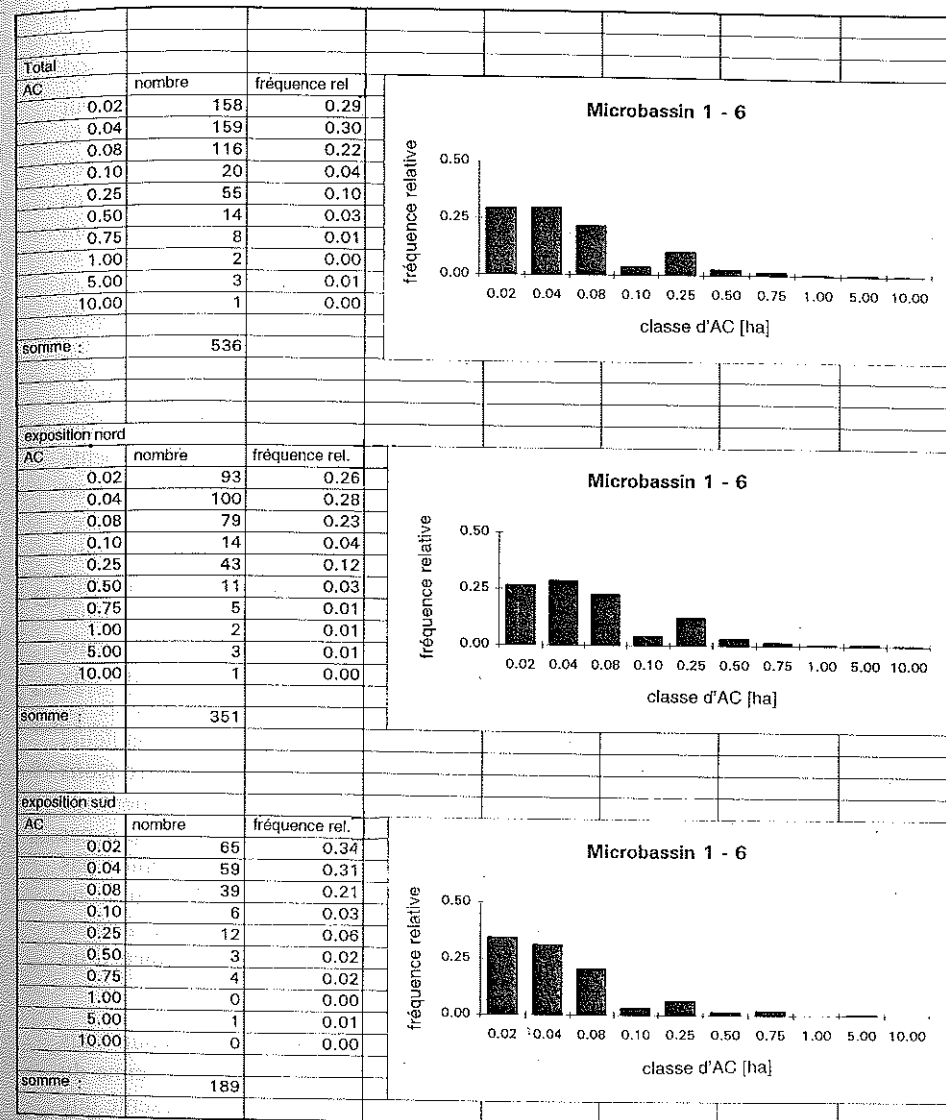


Fig. 2.62 Résultat du croisement des tailles de l'aire constitutive par maille de raster (fig. 2.57) avec les têtes de ravins des micro-bassins MB1-MB6

Étude des collecteurs par relevés géodésiques

Les études détaillées du profil en long des talwegs principaux et secondaires ont servi à la connaissance des déplacements de sédiments. Elles ont été effectuées pour les micro-bassins MB1 et MB5. Dans ce but on a déterminé, début octobre 1990 et fin septembre 1991, donc en début et fin de l'année hydrologique, les profils en long de manière polaire au moyen d'un tachymètre électronique, à partir de points fixes locaux. Des mesures de contrôle aux points fixes ont déterminé la qualité des coordonnées tridimensionnelles des points relevés à une moyenne de 4 mm (max. 9 mm) d'écart latéral et 7 mm (max. 19 mm) d'écart vertical.

Cette bonne précision est due à un équipement de haute qualité comprenant le transfert automatique des données.

La restitution graphique des profils en long et la représentation des apports et des ablations ont été effectuées au moyen du logiciel AUTO CAD (fig. 2.63 et 2.64). Le collecteur du micro-bassin MB1 n'a pas une pente uniforme; il y a deux secteurs. L'inférieur est limité en amont par un ressaut de 1,9 m; il a une longueur de 1 150 m en comptant les méandres et une pente uniforme de 4,2%. En amont on a d'abord 170 m à 7,4%, puis, après un autre ressaut, 200 m à 18,3%, enfin 260 m à 29,2%. La longueur totale en amont du seuil hydrométrique est de 1 785 m et la pente moyenne, définie comme le quotient de la différence d'altitude maximale et de la longueur (LUTZ 1984), de 11,3%. La comparaison des profils aux deux dates ne permet de reconnaître de déplacements de sédiments en masse qu'en un nombre réduit de points, même en exagérant les hauteurs de quatre fois. De faibles atterrissements alternant avec des tronçons érodés dans le secteur le plus en amont, très raide, témoignent de glissements locaux dont le matériel est évacué au fur et à mesure par l'écoulement. Le secteur aval, en pente faible, ne présente pas d'atterrissement, seulement des érosions. Les tributaires eux aussi ne présentent que de faibles déplacements, et il est remarquable que là aussi les ruptures de pente sont très stables, ce qui pourrait être l'indice d'un soubassement peu érodible en ces endroits.

Le profil en long du micro-bassin MB5 est d'évidence beaucoup plus homogène. Pour une longueur de seulement 718 m, la pente moyenne du collecteur est nettement plus élevée: 18,5%. Le profil en long présente une suite de ressauts croissant de façon presque continue vers l'amont. Là aussi, les déplacements sont très ponctuels. Il n'y a pas ici, y compris dans les tributaires, d'atterrissements. L'érosion y est plus forte. La

comparaison des levés des deux dates donne une incision moyenne de 19 cm pour le collecteur de MB1 et de 25 cm pour celui de MB5.

L'absence d'atterrissements dans le cours inférieur, en pente faible, du collecteur principal de MB1 est importante pour la compréhension du transport solide. Elle indique un transport en suspension peu influencé par la pente locale (cf. chap.4). Néanmoins, il est possible que des atterrissements momentanés, résultant d'affaissements de berge et de glissements de masses de marnes altérées, puissent se produire. Les profils en travers du collecteur principal et des tributaires sont généralement en V, ce qui justifie d'approximer la géométrie des incisions pour la modélisation exclusivement par des profils en travers triangulaires (cf. chap. 3.3).

Les grandeurs géomorphologiques principales des micro-bassins sont données dans le tabl. 2.6.

Grandeurs géomorphologiques						
	MB 1	MB 2	MB 3	MB 4	MB 5	MB 6
surface planimétrée [ha]	76.2	44.1	56.2	71.3	21.7	26.5
surface d'après GRAGE [ha]	75.1	40.0	51.2	64.6	21.1	24.4
densité de collecteurs DC [km/km ²]	17.45	14.63	20.97	19.80	7.78	9.89
pente moyenne [%]	28.7	29.3	33.3	33.8	34.0	37.1
pente moyenne du collecteur principal [%]	11.3	13.2	10.2	9.9	18.6	19.0

Tab. 2.6 Grandeurs géomorphologiques des micro-bassins MB1-MB6

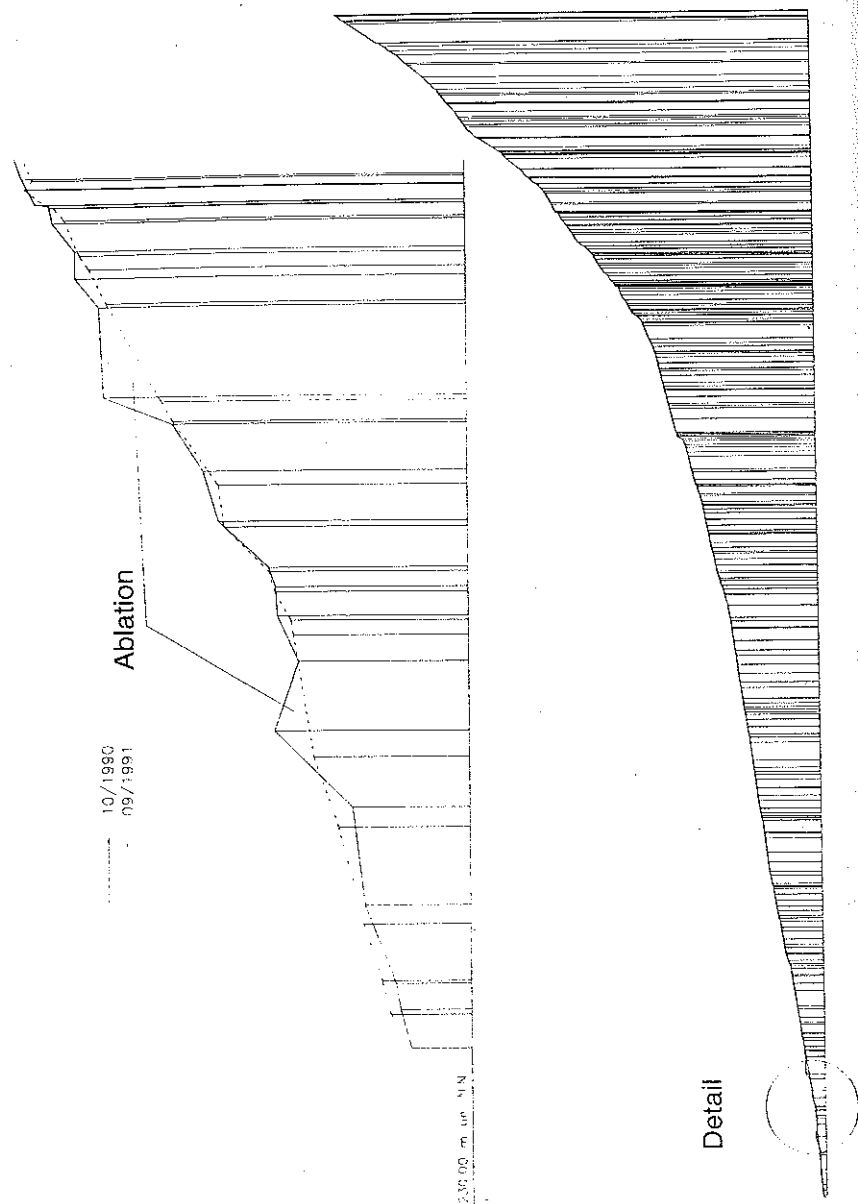


Fig. 2.63 Profil en long du micro-bassin MBI d'après levés géodésiques (octobre 1990 et septembre 1991) avec détail pour illustrer les ablations dans le collecteur principal

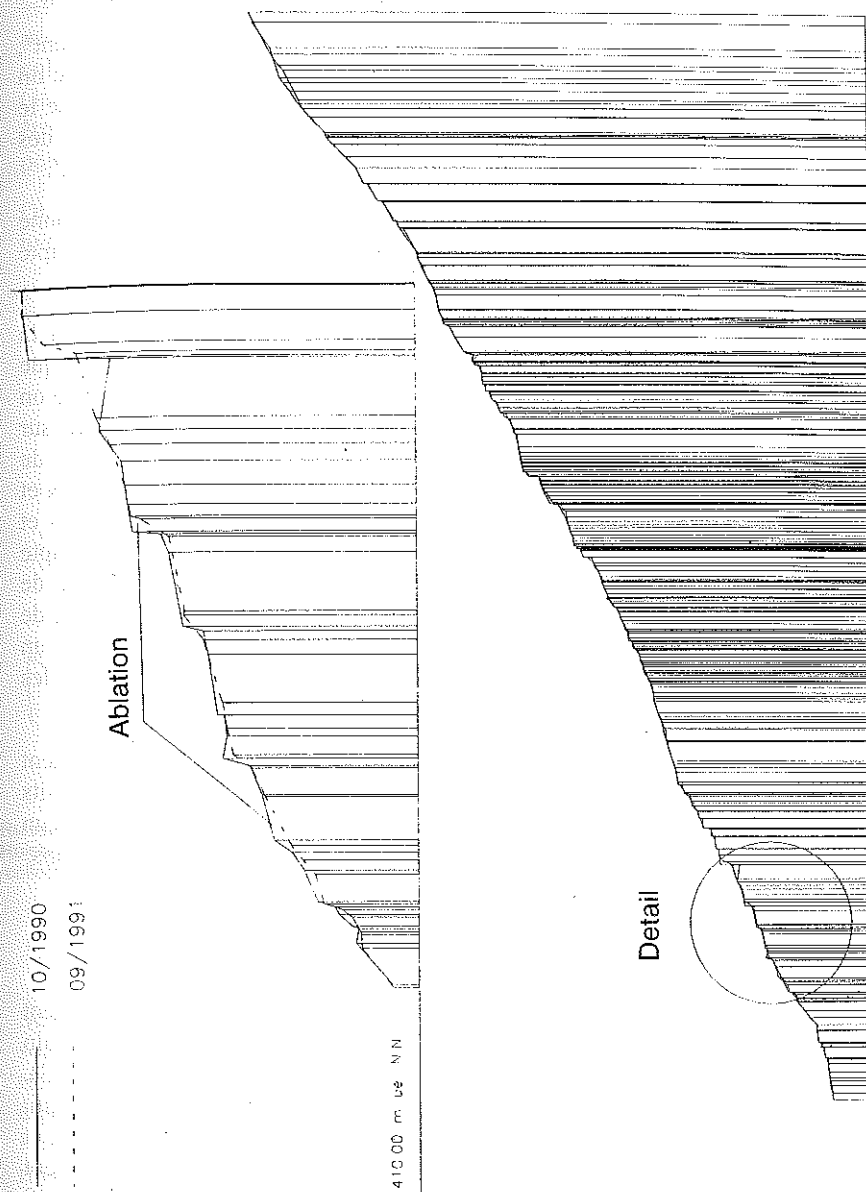


Fig. 2.64 Profil en long du micro-bassin MBS d'après levés géodésiques (octobre 1990 et septembre 1991) avec détail pour illustrer les ablations dans le collecteur principal

3 Infiltration et écoulement

Le chapitre 3.1, sous le titre "genèse de l'écoulement et ruissellement", définit d'abord le terme "ruissellement" tel qu'il sera utilisé ici. Ensuite on traite de la genèse du ruissellement sur sols marneux et on montre que le processus dominant est le ruissellement par suite du dépassement des possibilités d'infiltration, appelé généralement "ruissellement hortonien".

Partant de l'équation de continuité et de l'équation cinématique on donne ensuite les bases d'un modèle cinématique à réservoirs sans tenir compte des différences hydrauliques entre écoulement concentré et aréal.

Le début du chapitre 3.2 donne d'abord les bases mathématiques pour la description de la dynamique de l'eau dans un sol homogène et l'écart que présentent les sols naturels par rapport à ces conditions idéales. Ensuite on décrit les mesures d'infiltration au moyen de simulateurs de pluie sur placette et sur parcelle et on présente les résultats. La modélisation de l'infiltration qui suit, au moyen de la méthode de GREEN-AMPT (GREEN et AMPT 1911) élargie aux macropores, est très exigeante en paramètres et difficile à appliquer ; cette voie est donc abandonnée. On peut tenir compte implicitement du colmatage du sol par battance, facteur important de l'écoulement sur sols marneux, en modifiant en conséquence la méthode de HORTON lors de la simulation de l'infiltration. On montre qu'avec un nombre réduit de paramètres bien choisis on peut décrire correctement les relations pluie-débit.

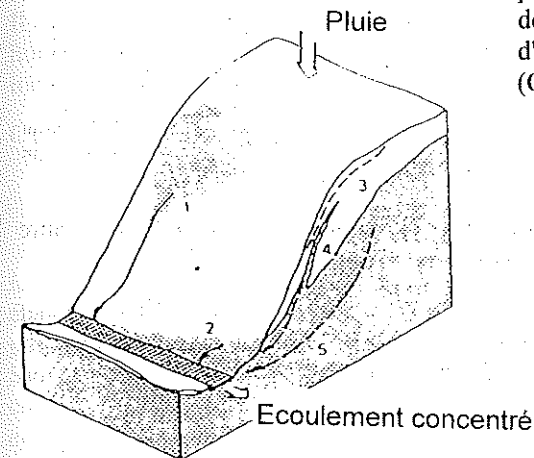
Le chapitre 3.3 décrit d'abord le traitement des données et le déroulement du programme en vue de la simulation du ruissellement dans de petits bassins-versants. Ensuite on présente les débits aux exutoires, pour chacun des bassins MB1-MB6, puis on les confronte aux résultats des simulations.

3.1. Genèse de l'écoulement et ruissellement

Si, lors d'un événement pluvieux, la capacité d'infiltration est localement dépassée, l'eau excédentaire se concentre dans des dépressions du terrain jusqu'à débordement, ce qui initie le ruissellement. Selon HORTON (1933), le ruissellement ("surface runoff") est la partie des précipitations qui, compte non tenu de l'interception, ne peut être absorbée par le sol et s'écoule donc en surface. Pour Horton il s'agit exclusivement d'écoulement aréal, que MANIAK (1992) définit comme étant la part de précipitation qui rejoint en surface le collecteur le plus proche. Cette conception est souvent

adoptée dans l'analyse de la genèse de ruissellement sur les versants, le collecteur étant le chenal au pied du versant (cf. CHURCH et al. 1990, GERITS et al. 1990, BRONSTERT 1994, etc.). L'écoulement sur versant peut être aréal, diffus, ou en rigoles. Ce dernier toutefois ne se distingue pas du point de vue hydraulique de celui dans les chenaux en pied de versant.

On appelle ici "ruissellement" tout écoulement de surface, les conditions hydrauliques seront spécifiées dans chaque cas.



1. Ruissellement hortonien par surplus d'infiltration
2. Ruissellement par surplus de saturation (en général à proximité du collecteur), influencé par l'écoulement (3 - 5)

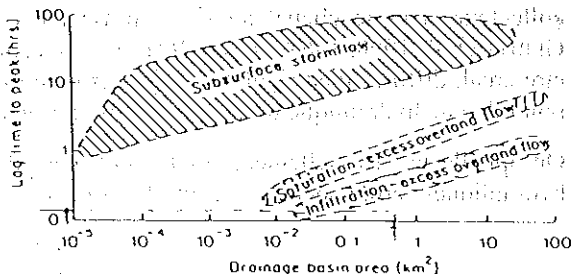
Fig. 3.1 Formation de l'écoulement. in CHURCH et al. (1990)

Selon CHURCH et al. (1990), c'est ce dernier mécanisme qui serait dominant sous climat humide. En régions arides et semi-arides à sols compacts à texture fine la capacité d'infiltration est généralement très faible, et peut être encore diminuée par le colmatage par battance ("surface sealing") et la formation de croûtes structurales ("crusting"). On a alors essentiellement ruissellement par excès de la possibilité d'infiltration, "hortonien". L'apport latéral de macropores à drainage rapide ("subsurface stormflow") fait l'objet d'études intensives depuis une décennie (cf. ANDERSON ET BURT 1990, BRONSTERT 1994). ANDERSON ET BURT (1990) lient les processus de versants dominants aux caractéristiques géographiques d'une région (cf.

Les processus suivants peuvent expliquer le dépassement de la capacité d'infiltration des sols (CHURCH et al. 1990) :

1. Ruissellement de surplus d'infiltration ("infiltration excess overland flow") : l'intensité des précipitations dépasse le taux d'infiltration du sol non saturé.
2. Ruissellement de saturation ("saturation excess overland flow") ; se produit à proximité des collecteurs et dans des dépressions par résurgence en surface d'eau qui s'était infiltrée en amont.

Fig. 3.2). Les données du tableau 2.6 et de la fig.3 concernant les micro-bassins MB1-MB6 confirment que le ruissellement hortonien domine dans les régions semi-arides à sols compacts sensibles à la battance.



Kleinzugsgebiet	MB 1	MB 2	MB 3	MB 4	MB 5	MB 6
Einzugsgebiet [km²]	0.762	0.441	0.562	0.713	0.217	0.265
Anstiegszeit [h]	0.12	0.09	0.09	0.11	0.06	0.07

Fig. 3.2 Détermination du processus de versant dominant généralement l'écoulement hypodermique (in ANDERSON & BURT 1990)

Indépendamment de cette caractérisation géomorphologique de la genèse du ruissellement, le point de vue physique exige le respect de l'équation de continuité pour les interactions entre précipitations, infiltration et ruissellement.

Considérant (fig. 3.3) un élément de contrôle simplifié mono-dimensionnel à la surface du sol, d'une profondeur h de la lame d'eau et avec un apport latéral effectif S_0 , l'équation de continuité s'écrit pour une situation monodimensionnelle :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(V_x, h)}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial t} + V_x \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial V_x}{\partial x} = S_0 = N_r - f \quad (3.1)$$

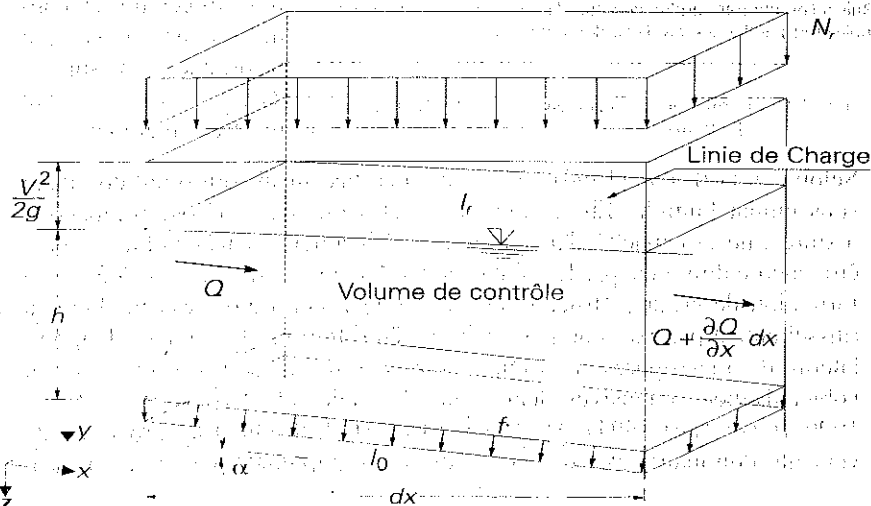


Fig. 3.3 Schéma des définitions pour l'équation de continuité et l'équation dynamique

On détermine l'apport latéral effectif S_0 , en négligeant les effets de l'évaporation, par la différence entre le taux de précipitation N_r et le taux d'infiltration f . On peut admettre cette procédure pour un bilan à court terme, par exemple le ruissellement lié à des averses intenses. Avec une discrétisation spatiale suffisamment fine $dV_x / dx \rightarrow 0$ et en considérant une maille de raster de largeur de flux b on peut appliquer l'équation de continuité sous la forme suivante :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = S_0 b \quad (3.2)$$

Il faut considérer que si le taux de précipitation N_r est rapporté à la surface horizontale, le taux d'infiltration f l'est par contre généralement à la surface inclinée du terrain.

C'est pourquoi on a pour l'équation de continuité

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = S_0 b = \left(N_r - \frac{f}{\cos \alpha} \right) \quad (3.2a)$$

L'équation dynamique correspondante (équ. 3.3), appelée aussi deuxième équation de Saint-Venant, est valable pour des chenaux à profil en travers peu variable (cf. Moore et Foster 1990, Bronstert 1994, SCHRAMM 1994). Sa réduction aux conditions de la vague cinématique suppose que le terme convectif d'accélération et le terme de pression soient négligeables, ce qui est possible pour des chenaux en pente forte sans grande perte de précision (WOOLISHER et LIGGET 1976).

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial h}{\partial x} - g(I_0 - I_f) = 0 \quad (3.3)$$

- _____ vague cinématique
- _____ vague de diffusion
- _____ vague cinématique complète

Ces auteurs ont étudié des critères d'applicabilité sur la base de considérations théoriques de LIGHTHILL et al. (1955). Il en résulte que la gravité est dominante dans l'équation dynamique quand on :

$$\frac{I_0 I_v}{H_0 F v_0^2} \geq 10 \quad (3.4)$$

où :

- L_0 = longueur du flux = longueur du tronçon considéré
- I_0 = pente du fond
- I_f = pente de frottement
- H_0 = profondeur normale d'écoulement pour $x = L_0$
- Fr_0 = nombre de Froude du flux normal pour $x = L_0$

Cette condition est toujours réalisée pour les chenaux très raides des petits bassins-versants.

Les résolutions explicites de l'équation (3.3) ont l'avantage par rapport à celles qui sont implicites d'être expressives et plus aisées à utiliser. Pour des raisons de stabilité le critère de Courant $\Delta t < \Delta x/c$ doit toutefois être respecté (WOOLHISHER et LIGGET 1967, SCHMID 1986). La célérité cinématique d'ondes c , qu'on peut décrire comme la vitesse de déplacement du front d'ondes est déterminée au moyen du quotient $c = \partial Q / \partial A$

Les solutions numériques tant implicites (BRONSTERT 1994 etc.) qu'explicites (SCHMID 1986, SCHRAMM 1994) s'appliquent bien aux versants isolés. Selon SCHRAMM (1994) et BRONSTERT (1994), une résolution explicite de la vague cinématique, appelée "calcul simplifié" par BRONSTERT et "réservoir cinématique" par SCHRAMM, fournit des résultats comparables pour des formes concaves en évitant des problèmes numériques.

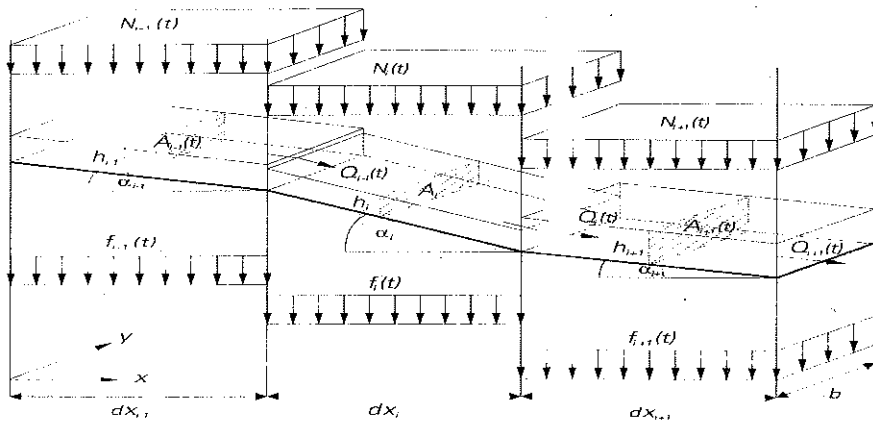


Fig. 3.4 Schéma des définitions pour le mode de calcul simplifié du réservoir cinématique (SCHRAMM 1994, modifié)

Pour des pas de temps courts l'équation de continuité sous forme discrète pour le cas monodimensionnel s'écrit, en négligeant les apports latéraux :

$$\Delta A_i \Delta x = \Delta t (Q_{i-1} - Q_i) \quad (3.5)$$

Pour cette équation vaut la condition initiale $A(x,t=0) \equiv 0$, c'est-à-dire absence de film d'eau avant le début de la précipitation. La condition aux limites pour le haut de versant est $A(x=0,t) \equiv 0$.

La variation du volume stocké dans le réservoir $\Delta A_i \cdot \Delta x$ pour le tronçon i pour Δt est une fonction des flux intrants et sortants Q_{i-1} et Q_i et reste dans un premier temps inconnue. On l'évalue au moyen de la variation de l'aire affectée par le flux par suite de l'influx latéral S_{0i} :

$$A'_i = A_i + S_{0i} b \Delta t \quad (3.6)$$

On peut en déduire le flux sortant de l'élément i selon la bien connue équation de Manning - Strickler. Pour l'écoulement en nappe, on a :

$$Q_i = \frac{1}{n_i} I_0^{1/2} \frac{A_i^{5/3}}{b_i^{2/3}} \quad (3.7)$$

et pour un écoulement concentré triangulaire :

$$Q_i = \frac{1}{n_i} I_0^{1/2} \beta_1 A_i^{4/3} \quad (3.8)$$

où

$$\beta_1 = \left(\frac{m}{8 + 2m^2} \right)^{1/3} \text{ und } m = \frac{b}{h} \quad (3.9)$$

Comme dit à chap. 2.8, le passage de l'écoulement aréal à l'écoulement concentré peut être approché par la surface de l'aire d'alimentation. en ce qui concerne les bassins-versants marneux. Toutefois ce passage n'est pas brutal. C'est pourquoi on peut avoir dans une maille de raster apparition de plusieurs rigoles parallèles, qu'on peut caractériser par le paramètre nombre de rigoles ("rillanz"). On a donc pour l'écoulement concentré

$$Q_i = rillanz_i \frac{1}{n_i} I_0^{1/2} \beta_1 \frac{A_i^{4/3}}{rillanz_i} \quad (3.8a)$$

La surface affectée par le flux est finalement déterminée à partir de la valeur de A_i ci-dessus estimée tenant compte des flux intrants et sortants Q_{i-1} et Q_i

$$A_i = A_i + \frac{\Delta t}{\Delta x} (Q_{i-1} - Q_i) \quad (3.10)$$

Les équations (3.5) à (3.10) fournissent ainsi des équations monodimensionnelles pour déterminer le "réservoir cinématique" pour l'écoulement concentré et aréal. Partant du point le plus élevé d'un bassin-versant on peut ainsi retracer le ruissellement jusqu'au point le plus bas (cf. fig. 2.58). Si on discrétise un bassin-versant au moyen d'un raster régulier (cf. chap. 2.8), il faut considérer qu'une sortie de flux définie, mais peut avoir plusieurs influx. C'est pourquoi le terme Q_{i-1} de l'équ. (3.10) désigne tous les influx. Outre les conditions initiales et aux limites décrites, il faut connaître le coefficient de rugosité (ici le n de Manning) pour le ruissellement tant aréal que concentré, ainsi que les valeurs de l'influx latéral effectif S_0 à tout moment et en tout lieu. Le modèle attribue aux différentes classes hydrologiques de sols des valeurs constantes du coefficient de rugosité, d'après les essais de simulation de pluie et la bibliographie (ENGMAN 1986, WOOLISHER et al. 1990). On a traité chap. 2.4 de la variabilité des précipitations. On ne disposait pas d'études valables pour la description de l'infiltration pour les sols marneux en climat semi-aride méditerranéen. C'est pourquoi des essais ont été réalisés sur le terrain. Avant de les exposer, on traitera de la théorie de l'infiltration.

3.2. Infiltration et ruissellement pour divers types de sols.

3.2.1. Infiltration et flux d'eau dans un sol homogène.

Pour le bilan hydrique local concernant un élément de sol homogène et rigide, on a dans le cas d'un mouvement monodimensionnel vertical (cf. RICHTER 1986) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_z}{\partial z} - S_m(t) \quad (3.11)$$

Pour décrire le transfert d'eau vertical monodimensionnel dans le sol, on a selon DARCY :

$$q_z = -K \frac{\delta \psi_h}{\delta z} \quad (3.12)$$

Le potentiel hydraulique ψ_h comporte le potentiel matriciel ψ_m et le potentiel gravitaire ψ_z ; pour les applications pratiques, par exemple les besoins en eau des plantes (FEDDES et al. 1978) ou les recherches sur la genèse du ruissellement (SCHIFFLER 1992), on néglige généralement les potentiels partiels mineurs (SIEGERT 1978). On a :

$$\psi_h = \psi_m + \psi_z \quad (3.13)$$

La combinaison de l'équation de bilan local et de l'équation dynamique monodimensionnelle donne l'équation monodimensionnelle de transfert d'eau :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_z}{\partial z} - S_m(t) = - \frac{\partial}{\partial z} [-K(\theta, \psi) \frac{\partial \psi_h}{\partial z}] - S_m(t) \quad (3.14)$$

Puisque

$$\frac{\partial \psi_h}{\partial z} = \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \quad (3.15)$$

On a pour un transfert vertical monodimensionnel :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta, \psi) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \right)] - S_m(t) \quad (3.16)$$

et en introduisant la capacité de rétention C

$$C(\psi_m) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi_m} \quad (3.17)$$

on obtient l'équation de transfert d'eau comme sous la forme de l'équation de Richards (RICHARDS 1931) :

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial t} C(\psi_m) = \frac{\partial}{\partial z_i} K(\theta, \psi) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z_i} - 1 \right) - S_m(t) \quad (3.18)$$

où :

- qz = flux volumique par unité de surface en direction de z [m³/m²s]
- K = conductivité hydraulique non saturée du sol [cm/d], K = f(q,y), mais en pratique seulement f(q) ou f(y) (Schiffler 1992)
- yh = potentiel hydraulique [m]
- q = teneur en eau du sol [m³/m³]
- t = temps [s]
- z_i = profondeur du sol [m ; ↓ +]
- S_m = terme de perte ou de gain

La bibliographie traite des résolutions numériques de l'équation de Richards verticale monodimensionnelle en tenant compte de manière appropriée de la conductivité hydraulique K, de la capacité de rétention C et des conditions aux limites et méthodes appropriées. L'exigence en calcul et les incertitudes quant à la paramétrisation des relations entre la conductivité hydraulique K, le potentiel matriciel ψ_m et la teneur en eau du sol q la rendent peu opérationnelle pour les modèles hydrauliques (BRONSTERT 1992).

SCHIFFLER (1992) et SCHMID (1986) montrent que, pour des sols homogènes, les résolutions de l'infiltration selon la méthode de GREEN-AMPT-MEIN-LARSON, moins exigeantes en calcul, ne diffèrent que peu des résultats obtenus par l'équation de Richards. Mais le problème de la paramétrisation subsiste.

La fig. 3.5 représente le processus d'infiltration idéal dans un sol homogène, rigide à structure homogène (cf. SCHEFFER et SCHACHTSCHABEL (1992).

L'eau d'emoyage stagnante par suite de précipitation intense s'infiltré dans la strate supérieure du sol et forme une zone de saturation nettement limitée. Dans la zone de transport sous-jacente le potentiel matériel diminue rapidement, et on a selon SCHEFFER et SCHACHTSCHABEL (1992) :

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial z_i} \rightarrow 0 \quad (3.19)$$

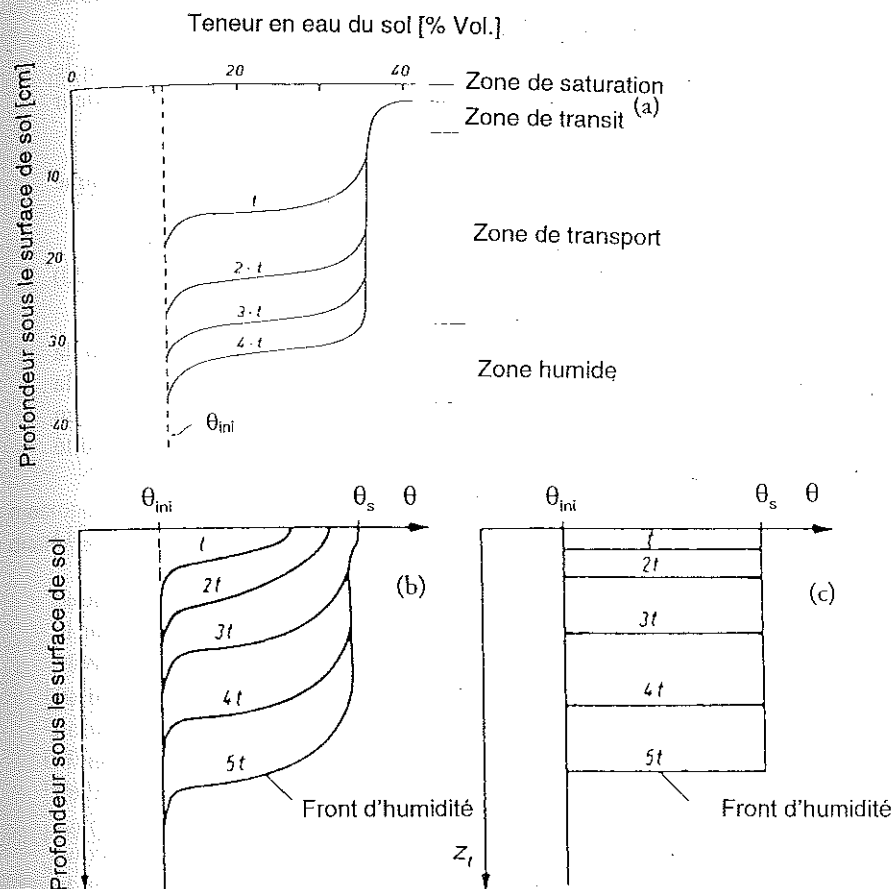


Fig. 3.5 Déroulement de l'infiltration en sol homogène
a: idéal (in SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992)
b: par détermination expérimentale (in: DYCK 1983)
c: Approximation par la démarche de Green-Ampt (in: SCHIFFLER 1992)

La zone humide pénètre d'abord dans le sol avec rapidité, déterminée par la hauteur du gradient hydraulique $d\psi_m / dz_i$ jusqu'à saturation : le sol est ensuite zone de transport. Cette présentation idéale correspond au modèle d'infiltration de GREEN-AMPT, qui se déduit de l'équation de transport vertical (Equ. 3.14) avec les simplifications suivantes (cf. SCHIFFLER 1992).

1. Approximation de la conductivité hydraulique verticale $K(q,y)$ par la conductivité hydraulique à saturation K_s
2. Remplacement du gradient de contrainte matricielle $\delta\psi_m / \delta z_f$ par le quotient de la tension effective au front d'humidité sur la profondeur de celui-ci S_f / z_f

Compte non tenu de la hauteur du head le taux d'infiltration se détermine selon GREEN-AMPT (1911) de la manière suivante :

$$f = K_s \left(\frac{S_f}{z_f} + 1 \right) \tag{3.20}$$

Si, pour déterminer le potentiel matriciel au front d'humidité on suit la recommandation de MEIN et LARSON (1973) en plaçant, pour la conductivité hydraulique relative, la limite d'intégration inférieure en fonction de l'humidité préalable q_{ini} au-dessous du front d'humidité (SCHMID 1986, fig. 3.6), on a :

$$S_f = S_{AV} = \int_{kr_{ini}}^{kr=1} \psi \, dkr \tag{3.21}$$

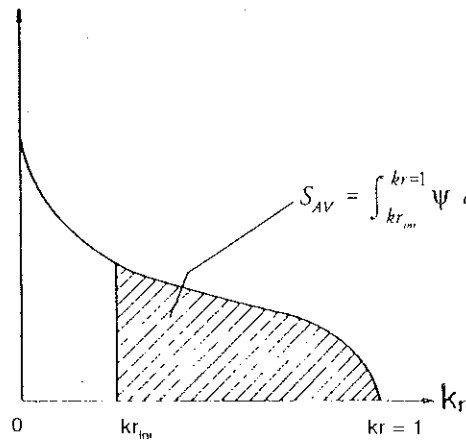


Fig. 3.6 Détermination de la tension de succion moyenne et efficace (SCHMID 1986)

La conductivité hydraulique relative kr étant définie par le rapport entre la conductivité hydraulique actuelle $K(\theta,\psi)$ et la conductivité à saturation K_s . C'est pourquoi, selon la relation de GREEN-AMPT, un sol sec (valeur élevée de S_{AV}) peut absorber l'eau beaucoup plus vite qu'un sol humide (valeur faible de S_{AV}).

3.2.2. L'infiltration en présence de macropores

Des sols homogènes à structure matricielle pure étant très rares, il faut faire appel à des facteurs supplémentaires pour l'infiltration.

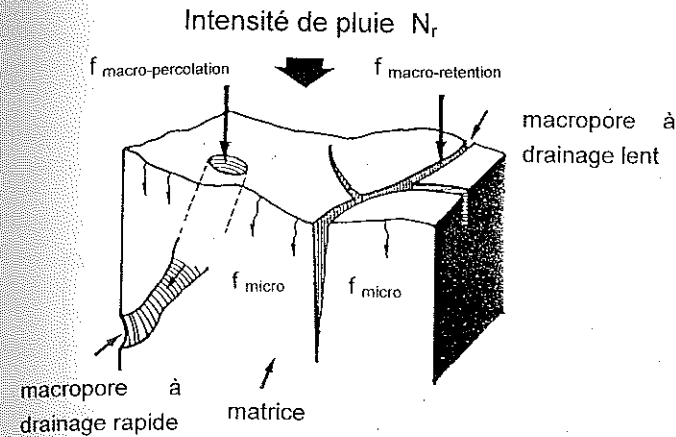


Fig. 3.7 Schéma de l'infiltration dans un sol nonhomogène (in: GERMAN 1992, modifié)

approfondie sur cette question, où il apparaît que la géométrie complexe et la distribution irrégulière de ces itinéraires de flux souterrains, appelés aussi "preferential pathways", se soustraient à une modélisation physique pure. Il prend pour son modèle le cas le plus simple d'une infiltration illimitée dans le volume de macropores encore libre.

Les macropores (fig. 3.7) se forment dans les marnes essentiellement par suite des alternances de gonflement et de rétraction des particules argileuses, du travail du sol et des activités de la faune du sol. Théoriquement on pourrait déterminer le volume de macropores à partir de la relation $\psi-\theta$ (courbe de flétrissement), mais ces grandeurs étant généralement déterminées en laboratoire sur des échantillons de petite taille dénués de macropores, ce n'est pas réalisable. SCHIFFLER (1992) montre que les relations $\psi-\theta$ déterminées en laboratoire ne correspondent que très peu aux mesures sur le terrain et détermine les grandeurs par un programme d'optimisation à partir d'essais d'infiltration. Afin de décrire le comportement de l'infiltration et du ruissellement pour les sols marneux l'IWK a utilisé dans le projet Oued Mina la simulation de pluie.

En général on utilise avec succès des méthodes décrivant l'infiltration en présence de macropores (GERMANN 1990, WORRESCHK 1985, BRONSTERT 1994). BRONSTERT (1994) présente une mise au point

3.2.3. Détermination de l'infiltration en sols marneux par simulation de pluie

On a effectué des simulations de pluie sur placette et sur parcelle. En collaboration avec l'Université de Chlef (Algérie), on a effectué pendant les campagnes de mesure de 1989/90 et 1990/91 38 essais de simulation de pluie sur 11 placettes au moyen de petits simulateurs de pluie type ORSTOM (CASENAVE 1982, THEBE 1987) disponibles à Chlef. On n'a pas pu continuer la série comme prévu, bien que des étudiants et assistants aient été formés. GEYER (1992) décrit la structure de ce simulateur, développé

par l'ORSTOM pour les climats tropicaux (fig. 3.8), ainsi que les modifications que nous y avons apportées en vue d'économiser l'eau. La fourchette des intensités de pluie artificielle a pu être élargie allant d'environ 20 mm/h à 150 mm/h, en agissant sur l'angle d'oscillation du gicleur. Pour obtenir une énergie de la pluie correspondant aux conditions naturelles on a adopté une pression au gicleur de 0,6-0,65 bar, à la différence de la recommandation de l'ORSTOM (CASENAVE 1982, THEBE 1987) de 0,4 bar. De cette manière, en utilisant des gicleurs standard (Veejet 80100) de la firme Spraying Systems, l'énergie des pluies simulées est plus proche de celle de précipitations non tropicales (cf. KLAGHOFFER 1985, SCHIFFLER 1992, SCHRAMM 1994).

La classification des sols selon VOGT et al. (1992) n'était pas encore disponible au moment du choix des stations d'étude. Les pédologues sur place n'avaient distingué qu'un nombre réduit de classes, qui ont été

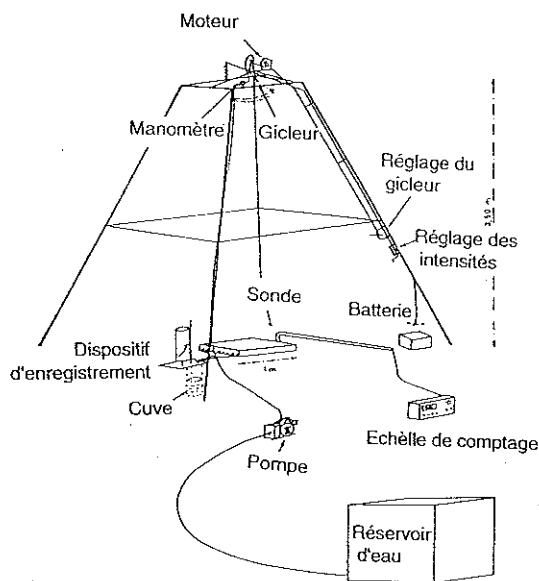


Fig. 3.8 Schéma de simulateur de pluie ORSTOM

soumises aux essais. C'est postérieurement que les placettes ont été affectées aux classes selon VOGT et al. (1992) (tabl. 3.1).

D'autres critères pour le choix de la localisation des parcelles ont été :

- l'accessibilité en véhicule tout terrain pour le transport du matériel et de l'eau
- la proximité des stations de mesure dans les micro-bassins (surveillance des installations par les observateurs)
- une pente $\leq 50\%$, maximum techniquement possible.

parcelle	type de sol VOGT et al	classe hydrologique de sol	situation coordonnées géographiques		coordonnées Lambert		pente (°)	classe de pente	exposition	végétation
			longitude [°]	latitude [°]	horizontal [m]	vertical [m]				
1	Sols argileux à charge grossière	4	0.7238	35.4972	320898	246146	0.188	10% - 20%	Ouest	sans
2	Sols argileux à charge grossière	4	0.7236	35.4973	320876	246155	0.125	10% - 20%	Ouest	jachère, végétation nat
3	Sols argileux à charge grossière	4	0.7235	35.4968	320869	246098	0.275	20% - 30%	Nordouest	jachère, végétation nat
4	Sols argileux salés	7	0.7222	35.4982	320752	246250	0.46	40% - 60%	Sud	sans
5	Sols de la terrasse moyenne	6	0.7225	35.4984	320783	246277	0.5	30% - 40%	Ouest	jachère, végétation nat
6	Sols argilo-limoneux salés*	8	0.7239	35.4918	320896	245548	0.232	20% - 30%	Nordouest	sans
7	Sols argileux salés	7	0.7742	35.532	325547	249907	0.475	30% - 40%	Sudouest	sans
8	Sols argileux salés	7	0.7737	35.532	325600	249904	0.375	30% - 40%	Sud	sans
9	Sols argileux profonds sur plateau	1	0.7756	35.5325	325670	249965	0.15	10% - 20%	Nord	choume
10	Sols argileux profonds sur plateau	1	0.7755	35.5325	325660	249963	0.194	0% - 10%	Nord	céréal
11	Sols argilo-limoneux	1	0.7745	35.5347	325575	250213	0.178	20% - 30%	Nordest	jachère, végétation nat

Tab. 3.1 Caractéristiques des sites de pluie artificielle

* Parcelle 6: 1989/90 sur un autre site. Les conditions présenté ne valent que pour 1990/91

Les essais de simulation sur placettes : conception, exécution et résultats

On commence par enfoncer dans le sol non dérangé un cadre d'infiltration d'1 m², au-dessus duquel on monte ensuite le simulateur sans piétiner la surface de mesure. Chaque cadre est muni du côté aval d'une fente servant d'exutoire pour l'eau de ruissellement, qui rejoint l'infiltromètre à flotteur par un conduit couvert. L'enregistrement s'est fait aussi bien au moyen d'une courbe de la hauteur d'eau en fonction du temps que de manière digitale. Dans chaque cas, l'intensité de pluie a dû être déterminée avant essai par mesure du débit de la placette entièrement couverte, une détermination indirecte étant trop imprécise à cause du vent et des

variations de pente. Avant et après chaque essai on a déterminé l'humidité du sol à 8-10 cm par la méthode volumétrique au bord de chaque placette, mais en dehors du cadre. On ne disposait pas à ce moment de senseurs (par exemple des sondes TDR) qui auraient permis des mesures à l'intérieur de la surface d'arrosage sans déranger le sol de manière notable.

Pour chaque campagne de mesure et chaque station on a fait un premier essai à sol sec, puis au moins un autre à sol humide pour tester l'humidité préalable à un ou quelques jours d'intervalle (selon les possibilités météorologiques et de logistique).

Les résultats des simulations et les échantillons de sol ont été exploités sur place, les données étant traitées au moyen d'un programme de calcul standard.

Il paraît logique d'établir des relations linéaires pluie-débit selon la forme :

$$A_r = \varphi_r \cdot N_h - c_r \quad (3.22)$$

où :

- A_r : lame ruisselée (cum.) [mm]
- N_h : hauteur de précipitation (cum.) [mm]
- φ_r : coefficient d'écoulement [-]
- c_r : facteur seuil [mm]

pour les essais sur sol humide : pour un sol initialement sec, le comportement de l'écoulement ne peut pas être décrit de manière aussi simple.

Le seuil de précipitation pour qu'il y ait écoulement peut être déterminé par le point de recoupement de la droite avec l'axe des précipitations selon la formule :

$$S_r = - \frac{c_r}{\varphi_r} \quad (3.23)$$

où :

- S_r : seuil de précipitation [mm]
- c_r : facteur seuil [mm]
- φ_r : coefficient d'écoulement [-]

Comme on peut s'y attendre, dans ces sols très riches en minéraux argileux gonflables (BLUM 1989) le seuil de précipitation dépend fortement de l'humidité préalable. En outre chaque pluie artificielle homogénéise la surface en détruisant les agrégats ; partant diminuent le nombre de creux

entre les agrégats plus grossiers et donc la perte liée à ceux-ci. Les sols salins peu végétalisés s'avèrent produire nettement plus de ruissellement que les sols agricoles, ce qui confirme la faiblesse de leur stabilité structurale et leur sensibilité à la formation de croûtes structurales.

parcelle	type de sol VOGT et al	classe hydrologique de sol	essai	coefficient d'écoulem. [-]	intensité [mm/h]	hauteur de pluie [mm]	humidité préalable [-]	pluie seuille
1	Sols argileux à charge grossière	4	OP 1/1	0.54	33.0	49.5	0.264	17.4
			OP1/2	0.91	26.4	75.0	0.405	2.2
2	Sols argileux à charge grossière	4	OP2/1	0.39	28.2	33.4	0.217	11.8
			OP2/2	0.89	28.8	55.2	0.376	5.7
			OP2/3		30.0	19.0	0.389	0.8
3	Sols argileux à charge grossière	4	OP3/1	0.64	30.0	52.5	0.265	14.5
			OP3/2	0.83	30.0	30.0	0.457	3.8
			OP3/3	0.88	33.0	35.8	0.392	2.0
4	Sols argileux salés	7	OP4/1	0.76	31.2	28.6	0.233	7.0
			OP4/2	0.87	25.8	55.0	0.297	0.9
5	Sols de la terrasse moyenne	6	OP5/1	0.43	18.0	36.0	0.229	15.9
			OP5/2	0.55	31.2	31.0	0.416	2.9
			OP5/3	0.99	24.0	14.0	0.404	0.5
6	Sols argilo-limoneux salés*	8	OP6/1	0.44	28.2	14.5	0.155	3.0
			OP6/2	0.89	28.2	50.0	0.259	0.5
7	Sols argileux salés	7	OP7/1	0.72	30.0	37.3	0.132	5.3
8	Sols argileux salés	7	OP8/1	0.67	27.0	29.0	0.132	4.3
			OP8/2	0.91	30.0	18.7	0.177	1.5
9	Sols argileux profonds sur plateau	1	OP9/1	0.23	36.6	45.6	0.152	14.0
			OP9/2	0.29	37.8	37.5	0.357	3.7
			OP9/3	0.49	31.8	18.7	0.460	1.9
10	Sols argileux profonds sur plateau	1	OP10/1	0.16	37.8	57.0	0.097	14.8
			OP10/2	0.28	30.0	30.0	0.404	1.8
11	Sols argilo-limoneux	1	OP11/1	0.40	30.0	30.0	0.125	5.4
			OP11/2	0.78	30.0	17.5	0.407	1.7

Tab. 3.2 Relations pluie-débit pour les parcelles de pluie artificielles, campagne 1990/91

Pour tous les essais sur les sols de la classe hydrologique 1 le coefficient de ruissellement est relativement faible même après des averses intenses et pour des humidités préalables élevées. Ces sols profonds et régulièrement travaillés se distinguent nettement des autres.

Les sols de la classe 4, non travaillés, sont pédologiquement très proches de ceux de la classe 1, mais produisent nettement plus de ruissellement ; en cas d'humidité antécédente élevée, le coefficient de ruissellement tend vers 1,0.

Ce sont les sols halomorphes, compacts, des classes 6-8 qui produisent le plus de ruissellement. L'infiltration est très réduite à humidité préalable et donc conductivité hydraulique faible. Pour des humidités préalables plus élevées la conductivité est théoriquement plus élevée, mais un colmatage

par battance élevé empêche une infiltration de quelque importance, de sorte que c'est là qu'on enregistre les coefficients de ruissellement les plus élevés, rapidement atteints.

parcelle	type de sol VOGT et al.	classe hydrologique de sol	essai	coefficient d'écoulem. [-]	intensité [mm/h]	hauteur de pluie [mm]	humidité préalable [-]	pluie seuïte
1	Sols argileux à charge grossière	4	AP1/1	0.52	144.0	55.2	0.099	17.8
			AP1/2	0.92	82.0	40.3	0.408	3.1
2	Sols argileux à charge grossière	4	AP2/1	0.83	93.6	233.2	0.098	23.6
			AP2/2	0.99	72.0	72.0	0.440	3.6
3	Sols argileux à charge grossière	4	AP3/1	0.30	64.8	64.8	0.098	27.3
			AP3/2	0.92	40.2	10.1	0.397	1.4
4	Sols argileux salés	7	AP4/1	0.48	69.8	17.5	0.072	4.4
			AP4/2	0.89	69.8	23.3	0.163	1.5
			AP4/3	-	69.8	11.6	0.226	-
			AP4/4	0.83	50.0	16.7	0.241	5.2
5	Sols de la terrasse moyenne	6	AP5/1	0.48	37.1	27.5	0.098	7.7
			AP5/2	0.68	43.0	14.3	0.289	2.2
6	Sols argilo-limoneux salés*	1	AP6/1	0.52	81.2	27.1	0.072	8.0
			AP6/2	0.52	68.6	25.6	0.192	0.6
7	Sols argileux salés	7	AP7/1	0.60	49.7	20.7	0.072	6.6
			AP7/2	0.85	49.7	12.4	0.173	1.5
8	Sols argileux salés	7	AP8/1	0.53	51.8	17.3	0.072	5.3
			AP8/2	0.70	51.8	12.9	0.161	3.3
9	Sols argileux profonds sur plateau	1	AP9/1	-	52.7	33.4	0.099	>33.4

Tab.3.3 Relations pluie-débit pour les parcelles de pluie artificielles, campagne 1989/90

Seuls les parcelles 9 et 10 avaient une couverture végétale, les autres qui étaient en jachère elle était minimale, les conditions climatiques et socio-économiques lui était défavorables.

Les essais de simulation sur parcelles : conception, exécution et résultats.

Ces essais ont servi à déterminer les grandeurs caractéristiques pour la description de l'érosion en rigoles et inter-rigoles ; ils ont été effectués en collaboration avec SCHRAMM (1994) (cf. GOMER et al. 1992). C'était la première fois que de tels essais avaient été réalisés en Algérie, c'est pourquoi il a fallu y transporter l'installation. SCHRAMM (1994) en décrit la conception technique, GOMER et al. (1992) et SCHRAMM (1994) les parcelles de mesure et le déroulement des essais. Les simulateurs modernes conçus selon les principes de FOSTER et al. (1982) permettent de reproduire

des averses intenses très proches des conditions naturelles pour l'intensité et l'énergie (SCHRAMM 1992) et donc "le staccato et l'adagio de l'impact de la pluie sur le sol", ce qui est nié par exemple par SEUFERT (1992) pour l'ensemble des simulateurs.

15 essais de pluie et 3 d'apport d'eau en amont des parcelles ont été réalisés en deux opérations en 1991 et 1992.

Le choix des parcelles d'essai (tab. 3.4) a été commandé d'abord par les impératifs techniques tels que l'accessibilité, la logistique et la disponibilité en eau, puis l'uniformité de la surface du sol, le type de sol, la pente qui ne doit pas dépasser 25%, la possibilité de gardiennage et, last but not least, l'accord du propriétaire du terrain. Comme précédemment, le classe de sol a été déterminée a posteriori en combinant l'emplacement des stations avec la carte physique des sols dans le système d'information géographique (SIG).

parcelle	type de sol VOGT et al.	classe hydrologique de sol	situation				pente [-]	végétation
			coordonnées géographiques		coordonnées Lambert			
			longitude [°]	latitude [°]	horizontal [m]	vertical [m]		
Mehaliet 1991	Sols argileux à charge grossière	4	0.7668	35.2370	324585	249005	0.210	jachère
MB1 1991	Sols argilo-limoneux salés	8	0.7240	35.4916	320900	245525	0.180	végétation naturelle rare
V1 - V4 1991	Sols argileux profonds sur plateau	1	0.5773	35.4923	307602	245880	0.135	semis de céréale ou jachère
V5 - V6 1991	Sols rouges sur croûtes calcaires	3	0.5785	35.4860	307693	245172	0.157	sans végétation
V7 - V11 1991	Sols de la terrasse moyenne	6 - 10	0.6112	35.4968	310685	246315	0.052	sans végétation, très compact

Tab. 3.4 Caractéristiques des parcelles de pluie artificielle

Les essais du printemps 1991 avaient une intensité constante d'env. 30 mm/h, ce qui, pour des durées de 50 à 100 minutes, correspond à un événement plus que centenaire selon les données de la station pluviométrique de Sidi Mohamed Ben Aouda (cf. annexe B). En 1992 on a travaillé en outre avec des intensités variant dans le temps pour un même total de 30 mm ; le déroulement de cette "pluie modèle" a été déterminé empiriquement. La hauteur de pluie réelle de chaque essai a été contrôlée par un totalisateur placée dans l'aire d'essai pour tenir compte d'éventuels facteurs parasites.

Les parcelles, de 4 x 22 m, ont été limitées par des parois en tôle enfoncées dans le sol et l'écoulement à l'aval a été dirigé vers un récepteur

totalisateur en passant par un jaugeur de type canal H. Le déroulement de l'écoulement et a été déterminé régulièrement par des lectures de l'échelle hydrométrique et des prises d'échantillons. On n'a pas pu mesurer directement le taux d'infiltration ; il a été déduit de la différence entre les taux de pluie et d'écoulement.

Le taux d'infiltration est nettement dépendant des variations d'intensité en cours d'un essai, tant pour la branche ascendante que descendante du hétéogramme. Pour chaque classe d'intensité il semble que les taux d'infiltration tendent à s'établir à un niveau donné. Il est intéressant aussi de noter qu'en cas d'humidité préalable, donc pour les deuxièmes essais en chaque station, il y a ruissellement même pour des pluies d'intensité relativement réduite, mais que néanmoins le taux d'infiltration suit l'augmentation d'intensité subséquente.

3.2.4. Modélisation de l'infiltration en sols marneux selon la méthode de GREEN-AMPT-MEIN-LARSON élargie

On sait déjà que les sols à caractère vertique dominant dans la région d'étude. Par conséquent, il faut tenir compte de l'infiltration par les macropores. Des études préparatoires et des discussions avec les pédologues Blum et Chader (renseignement oral 1993) ont montré qu'il est physiquement valable de distinguer dans ce cas une percolation rapide ($f_{\text{macro-percolation}}$) et lente ($f_{\text{macro-rétention}}$). La description de l'infiltration totale dans les sols marneux fait appel aux processus partiels suivants :

$$f(t) = f_{\text{micro}} + f_{\text{macro-percolation}} + f_{\text{macro-rétention}} \quad (3.24)$$

Si les intensités $N_r(t)$ sont supérieures à la conductivité hydraulique à saturation du sol, celui-ci ne peut pas absorber toute l'eau de pluie. Il se forme une charge locale $z_{ue}(t)$ et les pluies excédentaires pénètrent d'abord dans les vides des macropores. Le ruissellement ne débute que lorsque le taux d'infiltration de celles-ci est dépassé, si le terrain est en pente. Le taux d'infiltration des macropores à drainage rapide $f_{\text{macro-percolation}}$ est déterminé selon Schiffler (1992) comme suit :

$$f_{\text{macro-percolation}}(t) = K_{s\text{-percolation}} * \left(1 + \frac{S_{AI} + z_{ue}(t)}{z(t)} \right) \quad (3.25)$$

Les macropores à drainage lent sont considérés comme des vides drainés très lentement à travers la matrice. La simulation d'événement isolés ne simule que l'infiltration dans les vides de ce type, limitée en fonction du coefficient de perméabilité ou de conductivité $K_{s\text{-rétention}}$.

$$f_{\text{macro-rétention}}(t) \leq K_{s\text{-rétention}} \quad (3.26)$$

Le modèle de macropores de BRONSTERT (1992) admet que ceux-ci peuvent absorber l'eau de manière illimitée jusqu'à remplissage. Mais il nous a semblé plus logique de considérer que les taux d'infiltration dans le système des macropores soient limités.

L'infiltration dans les macropores pour des averses intenses est décrite selon SCHIFFLER (1992), SCHMID (1986) et d'autres de manière fiable par la relation suivante de GREEN-AMPT-MEIN-LARSON:

$$f_{\text{mikro}}(t) = K_{s\text{-mikro}} * \left(\frac{S_{AI}}{z(t)} + 1 \right) \quad (3.27)$$

dont on reconnaît la ressemblance formelle avec l'équation de transfert vertical monodimensionnelle.

Les pluies de faible intensité ($N_r < K_s$) s'infiltreront entièrement. Il n'y a donc pas de zone saturée, seulement une zone de transfert. On a $d\psi / dz_t \rightarrow > 0$. Si on admet que la conductivité hydraulique K dépend de l'humidité du sol q l'équation de transfert se simplifie comme suit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_t} [K(\theta)] - S(t) \quad (3.28)$$

Si on néglige en outre le terme de perte, ce qu'on peut admettre pour des événements isolés, on a :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial z_t} \quad (3.29)$$

Comme toute l'eau de pluie s'infiltrer par intervalle de temps, le taux d'infiltration est égal à l'intensité de la pluie, on a $N_r = f$. La diffusion de l'"onde d'humidité" dans le sol peut être décrite par analogie avec la vitesse d'onde cinématique u du ruissellement. On a :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial z_t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z_t} \quad (3.30)$$

$$u = \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta} \quad (3.31)$$

Un modèle d'infiltration déterministe de ce type est critiquable par suite de la grande incertitude dans la détermination des grandeurs caractéristiques du sol.

Les formulations analytiques les plus usuelles de la conductivité hydraulique sont celles de BROOKS et COREY (1964) et de VAN GENUCHTEN (1988). Cette dernière s'est imposée pour la description analytique de la courbe de la tension de succion (pF).

BROOKS et COREY (1964) :

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n \quad (3.32)$$

VAN GENUCHTEN (1980):

$$K(\theta^*) = K_{S_{micro}} * K_r(\theta^*) = K_{S_{micro}} * \theta^{*n} \left[1 - \left(1 - \theta^{*n} \right)^m \right]^2 \quad (3.33)$$

où

$$\theta^* = \left[\frac{1}{1 + (\alpha * \psi)^n} \right]^m = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.34)$$

et

$$\psi = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^n \quad (3.35)$$

Pour les équations (3.25) à (3.35) on a :

- $N_r(t)$ = intensité de pluie
- $z_t(t)$ = profondeur du front d'humidité
- $z_{loc}(t)$ = head local
- $K_{S_{micro}}$ = conductivité hydraulique à saturation de la matrice
- $K_{S_{percolation}}$ = conductivité hydraulique des macropores percolantes
- $K_{S_{retention}}$ = conductivité hydraulique des macropores non percolantes
- S_{AV} = contrainte matricielle moyenne au front de sécheresse
- α, n, m = paramètres de Van Genuchten, avec $m = 1 - 1/n$
- θ_r = teneur en eau résiduelle
- θ_s = teneur en eau à saturation
- θ = teneur en eau du sol
- θ^* = degré de saturation (teneur effective en eau)

Mais cette méthode fermée ne fournit ici que des ajustements très peu satisfaisants ou insuffisants (fig. 3.9) ; ceci apparaît dès l'ajustement des relations ψ - θ pour différents types de sols marneux, déterminées par la procédure d'évaporation de WIND (1966), à la méthode fermée de VAN GENUCHTEN pour les relations K - θ et ψ - θ , effectuée à l'Institut d'hydromécanique (Institut für Hydromechanik) de l'Université de Karlsruhe au moyen du programme RETC.F77 version 9.88 de VAN GENUCHTEN. Seul l'ajustement séparé de la relation K - θ et ψ - θ avec des paramètres propres a donné des résultats satisfaisants (fig. 3.10).

À la différence de la paramétrisation usuelle de la conductivité hydraulique en milieu saturé et de la courbe de contrainte matricielle (fonction ψ - θ) avec 5 paramètres ($\alpha, n, K_s, \theta_r, \theta_s$), il a fallu déterminer 6 paramètres ($\alpha, n_s, n_K, K_{S_{micro}}, \theta_r, \theta_s$), par type de sol. Avec les conductivités hydrauliques pour le flux dans les macropores ($K_{S_{percolation}}, K_{S_{retention}}$) et la

pour le flux dans les macropores ($K_{s\text{percolation}}$, $K_{s\text{rétention}}$) et la paramétrisation des volumes de macropores et de vides subsistant, ce sont 12 paramètres par type de sol qu'on a déterminés.

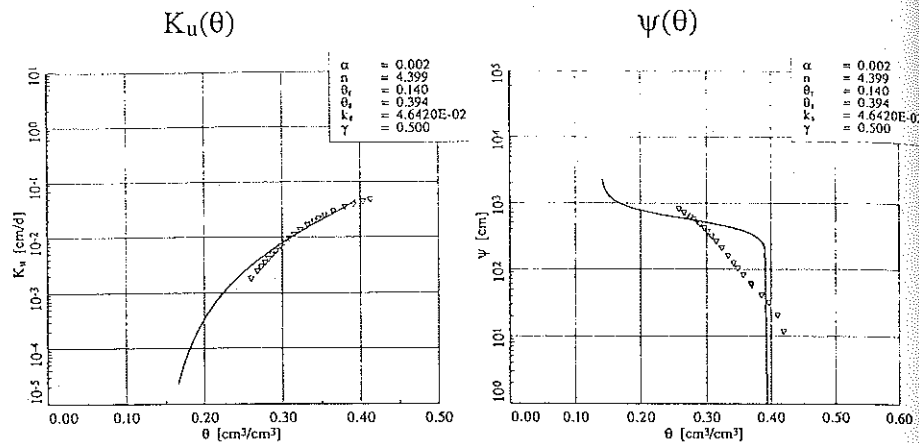


Fig. 3.9 Ajustement conjoint des valeurs de $K-\theta$ et $\Psi-\theta$ du modèle fermé de VAN GENUCHTEN (1980)

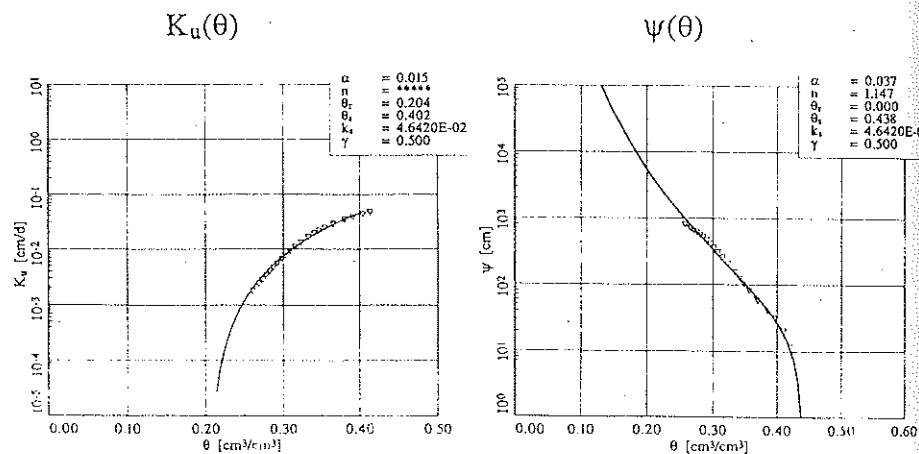


Fig. 3.10 Ajustement séparé des valeurs de $K-\theta$ et $\Psi-\theta$ du modèle fermé de VAN GENUCHTEN (1980)

La comparaison des résultats du modèle avec ceux des mesures montre une bonne adéquation compte tenu du grand nombre de paramètres à condition que les paramètres hydrauliques de l'infiltration par les macropores soient ajustés pour chaque événement (HANSMANN 1994). Pour tous les sols, la

conductivité hydraulique ajustée $K_{s\text{percolation}}$ au-dessus du niveau de remplissage présente un accroissement exponentiel net avec ce niveau (fig. 3.11). L'humidité du sol croît aussi avec le niveau de remplissage du volume de macropores. Pour les sols secs et un niveau relativement bas la percolation est faible pour tous les sols.

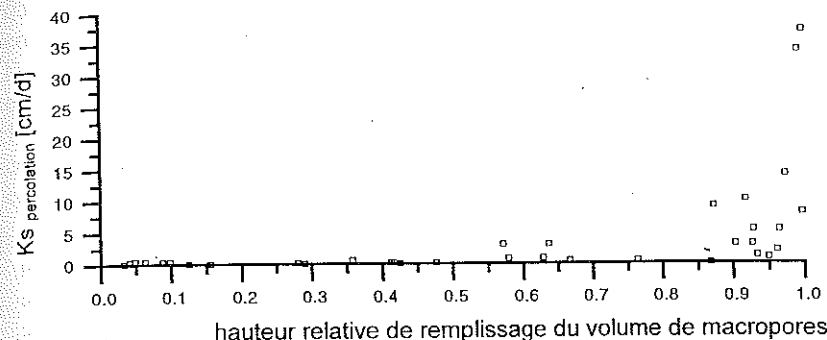


Fig. 3.11 Relation entre $K_{s\text{percolation}}$ et la hauteur relative de remplissage du volume de macropores

Par contre la conductivité hydraulique $K_{s\text{rétention}}$ des macropores à drainage lent augmente avec l'humidité antécédente (fig. 3.12). Ceci pourrait s'expliquer par le fait que pour une humidité préalable élevée le sol est susceptible de gonfler ; il peut aussi y avoir un début d'imperméabilisation ; les deux processus gênant l'infiltration. Les indications de BEVEN et GERMANN (1981) concernant un rétrécissement de l'ouverture des macropores pourraient expliquer ce phénomène. Mais pour une texture fortement argileuse il est probable que ce rétrécissement est dû non seulement à l'eau d'adsorption, mais aussi au gonflement des particules argileuses liées à cette adsorption.

Bien que cette modélisation de l'infiltration à partir de la relation de GREEN-AMPT fournisse quelques résultats intéressants, on ne poursuivra pas dans cette voie ici, car la majeure part de l'infiltration se fait dans les macropores et non dans la microstructure (matrice). Le mode d'ajustement des paramètres de l'infiltration dans les macropores a été fait par une méthode de "trial and error", ce qui ne fournit pas une base sûre pour l'extrapolation spatiale de l'infiltration. Mais il n'est guère possible de déterminer les paramètres hydrauliques du flux dans les macropores de manière physiquement stricte (DEMUTH et HILTPOLT 1993). En outre, l'important processus de battance ne peut être intégré qu'au moyen

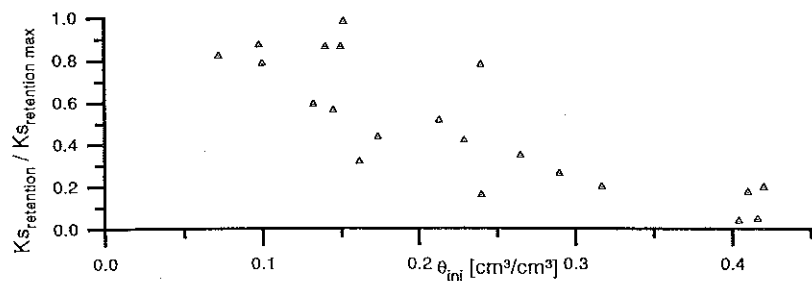


Fig. 3.12 Relation entre la conductivité hydrique normé $K_{s_retention}$ et l'humidité antécédante Θ_{ini}

l'important processus de battance ne peut être intégré qu'au moyen d'autres fonctions empiriques. C'est pourquoi on essaie de décrire l'infiltration au moyen d'une méthode hydrologique simple comprenant le moins possible de paramètres empiriques, mais tenant compte de la battance.

3.2.5. L'imperméabilisation par battance

Les sols marneux présentent une structure inhomogène par suite de particularités telles que la tendance à gonfler ou à se rétracter, liés en partie au caractère vertisolique ; elle est rebelle à la description mathématique en vue du comportement hydrologique. Ce sont surtout les sols non travaillés qui présentent un colmatage et une croûte de battance. On sait que ce colmatage (angl. "surface-sealing") est un processus très dynamique dont l'importance pour la description du ruissellement et de l'ablation est mis en évidence par de nombreux chercheurs (ROTH 1992, RÖMKENS et al. 1990, MUALEM et al. 1990) ; à l'état sec il forme une croûte de battance. Le colmatage provoque une diminution de la perméabilité d'une mince couche en surface du sol. On fait appel aux processus suivants :

- Destruction des agrégats par impact des gouttes de pluie, éclatement par compression de l'air et ruissellement, impliquant de nombreux facteurs physiques et chimiques dans l'eau et dans le sol.
- Transfert de fines en profondeur et fermeture (clogging) de pores par sédimentation de particules de sol dans l'eau d'infiltration.
- Dépôt de fines en surface en fonction de la topographie (dépressions, pieds de versants, etc.).

Selon CHEN, et al. (1980) (in RÖMKENS et al. 1990) on peut distinguer des croûtes de battance structurales et sédimentaires. Les premières affectent essentiellement les zones sommitales où le ruissellement ne se concentre pas, les secondes les zones déprimées.

Épaisseur et morphométrie des croûtes varient selon les caractères physico-chimiques des sols, les précipitations et la topographie locale. Elles sont en outre dynamiques ; les croûtes structurales minces en particulier sont rapidement craquelées en période sèche, et tant la destruction des agrégats que l'encroûtement varient au cours d'une averse. LE BISSONNAIS et SINGER (1992) montrent que l'état hydrique préalable de la surface du sol influence fortement destruction des agrégats et encroûtement.

En climat humide la destruction des agrégats par l'impact des gouttes de pluie pourrait être le processus le plus important pour le colmatage (ROTH 1992). En climat non humide aussi la stabilité structurale est considérée comme étant un facteur essentiel de l'érodabilité des sols. Elle n'est pas une constante dépendant du type de sol, car elle est soumise à des facteurs non seulement statiques (texture, matière organique, type d'argile,

sesquioxides), mais aussi dynamiques (état hydrique et charge cationique), comme le montre par exemple RUTH (1992).

Selon LE BISSONNAIS et SINGER (1992), l'utilisation de tests de stabilité structurale pour l'érosion des sols doit être discutée. En climat semi-aride les caractères chimiques du sol sont particulièrement importants (SHAINBERG et LETEY 1994, MUALEM et al. 1990). Ainsi l'infiltration est influencée par la teneur croissante en sodium échangeable (ESP) par l'intermédiaire de la décomposition chimique. La classification des sols par VOGT et al. (1992) distingue les sols de la zone du projet selon leurs caractères physico-chimiques de manière très fiable (cf. Chap.2.8).

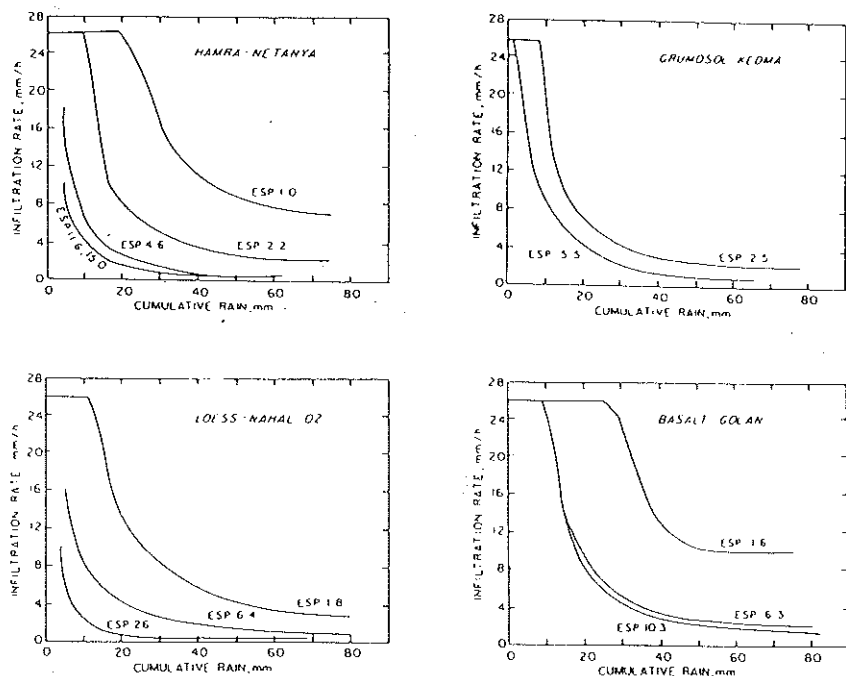


Fig. 3.13 L'influence de sodium échangeable (ESP) sur l'infiltration, in RÖMKENS et al. (1990)

3.2.6. La modélisation de l'infiltration pour des sols marneux compte tenu de l'imperméabilisation par battance, par la méthode de HORTON modifiée

Plusieurs auteurs (MORIN ET BENYAMI 1977, MORIN ET CLUFF 1980, RÖMKENS et al. 1990, MUALEM ET AL. 1990, ROTH 1992) montrent que le modèle hydrologique simple de Horton (1939) et les méthodes qui en dérivent se prêtent bien à la description de l'infiltration en présence de colmatage et de croûte de battance.

Au lieu de décrire le taux d'infiltration en fonction du temps, comme a fait Horton, on le fait ici en fonction de l'énergie cinétique cumulée, suivant ROTH (1992), GUNNINK (1994) et d'autres. A la différence de ces auteurs, l'énergie n'est pas déterminée selon les formules de WISCHMEYER et al. (1978), mais celle de BRANDT (1989) qui reflète mieux les caractères des pluies naturelles en zones non tropicales, comme il a déjà été montré. Pour le taux d'infiltration absolue $f_{(E_{cin})}$ on a :

$$f_{(E_{cin})} = (V_{init} - V_{final}) e^{-W \cdot E_{cin}} + V_{final} \quad (3.36)$$

- où :
- $f_{(E_{cin})}$ = taux d'infiltration en fonction de l'énergie cinétique cumulée
 - V_{init} = taux d'infiltration initial
 - V_{final} = taux d'infiltration final
 - W = coefficient de forme
 - E_{cin} = énergie cinétique cumulée selon BRANDT (1989)

Les essais d'infiltration sur placettes et d'arrosage sur parcelles montrent un bon ajustement à une courbe exponentielle. Mais au lieu de placer les différentes expériences séparément sans distinction sur le graphique, on a exploité d'abord celles à forte humidité préalable, ce qui a permis de déterminer le taux d'infiltration final. Les valeurs caractérisant les sols ont été introduites ensuite comme estimations dans le traitement des expériences à humidité préalable moindre. Cette procédure d'estimation du taux d'infiltration final a été utilisée par plusieurs auteurs (MORIN ET BENYAMI 1977, ROTH 1992).

Les essais à humidité préalable faible ont fourni pour tous les sols une diminution plus lente des taux d'infiltration que pour ceux à humidité préalable forte, le taux final étant rapidement atteint. A la différence des résultats de GUNNINK (1994) sur sols semi-arides méditerranéens dans le Midi de la France, pour lesquels l'intensité de la pluie a une influence négligeable sur le taux d'infiltration absolu, on a constaté une forte liaison, particulièrement manifeste pour les essais sur parcelles. Cette liaison s'est

vérifiée pour tous les essais tant pour la branche montante que descendante de la courbe.

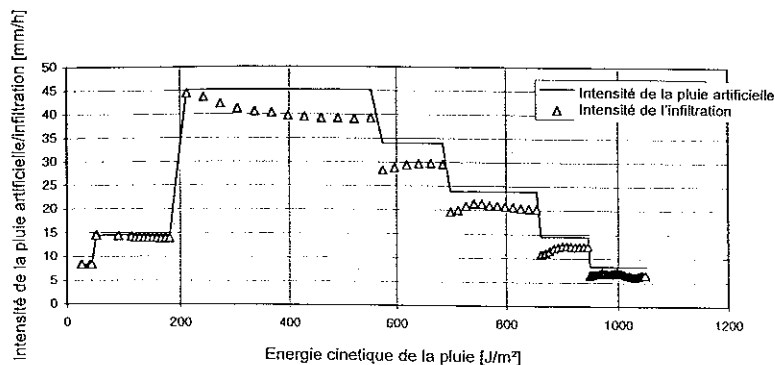


Fig. 3.14 Le taux d'infiltration es fonction de l'Énergie de pluie cumulée, à l'exemple de l'essai No. 4 du 23.04.1992

SCHIFFLER (1992) a effectué des expériences sur sol limoneux silteux à argileux ; il constate aussi une liaison entre l'intensité de pluie et la conductivité hydraulique à saturation calculée, celle-ci pouvant être considérée comme une mesure pour le taux d'infiltration final. DE ROO (1993) confirme avoir constaté, lors d'essais d'infiltration en simulation sur

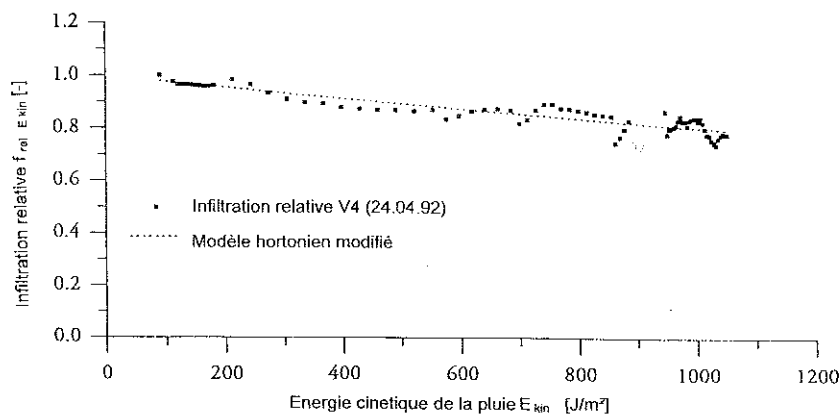


Fig. 3.15 Le taux d'infiltration relatif en fonction de l'énergie de pluie cumulée, à l'exemple de l'essai No. 4 du 23.04.1992

des sols loessiques, des taux d'infiltration en partie plus élevés pour des intensités plus fortes, alors qu'ils s'attendaient à une diminution par suite de l'imperméabilisation par battance. Il en est de même dans la zone d'étude si

on considère le taux d'infiltration en fonction de l'énergie cinétique cumulée et non en fonction du temps, selon la recommandation de ROTH (1992) (fig. 3.14). En plus, il semble être proportionnel à l'intensité. En rapportant le taux d'infiltration f à l'intensité de pluie correspondante N_r , cette infiltration relative f_{rel} permet de décrire de manière très exacte le comportement des sols marneux au moyen de la méthode de HORTON modifiée par nous (équation 3.37).

$$f_{rel}(E_{cin}) = \frac{f(E_{cin})}{N_r(t)} = (V_{rel,init} - V_{rel,final}) e^{-W \cdot E_{cin}} + V_{rel,final} \quad (3.37)$$

où :

$f_{rel}(E_{cin})$ = taux d'infiltration relatif = $f(E_{cin})/N_r$

$V_{rel,init}$ = taux d'infiltration relatif initial = V_{init}/N_r

$V_{rel,final}$ = taux d'infiltration relatif final = V_{final}/N_r

W = coefficient de forme

E_{cin} = énergie cinétique cumulée selon BRANDT (1989)

Au lieu de faire dépendre l'ensemble des paramètres des conditions d'humidité préalable et de l'intensité, comme pour l'ajustement du taux d'infiltration effectif, les taux relatifs initiaux et finaux peuvent être traités comme spécifiques du type de sol et constants, de sorte que seul le paramètre de forme W montre une liaison avec les conditions d'humidité préalable q_{ini} .

L'indépendance de l'infiltration relative et de l'intensité de pluie n'est pas encore strictement assurée avec un si petit nombre d'essais, mais doit être considérée comme une hypothèse de travail à approfondir. Mais comme on a obtenu des résultats comparables sur placettes de 1 m^2 et des parcelles d'environ 100 m^2 , les résultats obtenus semblent être valables pour des averses intenses sur sols marneux. La dispersion des résultats par rapport aux courbes pour les expériences sur parcelles à intensités variables est liée aux conditions de réalisation, car les intensités sont influencées par le vent, dont il n'a pas été possible de tenir compte. Il s'avère aussi que la relation fonctionnelle entre averses intenses et infiltration spécifique du type de sol et des conditions d'humidité préalable peut être extrapolée à de petits bassins-versants si on tient compte de la valeur absolue du taux d'infiltration final ; autrement, l'infiltration s'arrêterait avec la fin de la pluie.

La liaison du paramètre de forme W et des conditions d'humidité préalable q_{ini} du sol a été établie par ajustement des résultats des essais individuels à une fonction empirique choisie (fig. 3.16). Il s'agit plutôt d'une estimation de paramètre, car les 38 expériences sur placette et les 16 expériences sur

parcelle pour 10 classes de sol ne fournissent qu'un nombre insuffisant de données pour une description définitive. Le facteur de forme W croît beaucoup plus vite avec l'humidité préalable pour les classes de sol halomorphes que pour les sols travaillés. Il en résulte dans l'équation 3.37 que le taux d'infiltration final est atteint plus rapidement pour les sols agricoles que non agricoles. Les classes de sol hydrologiques 2,5 et 11 n'ont pas fait l'objet de simulations de pluie. On n'a donc pas pu leur affecter clairement des paramètres d'infiltration, c'est pourquoi on a fait une évaluation empirique à partir de la description des caractères physiques des sols d'après VOGT et al. (1992).

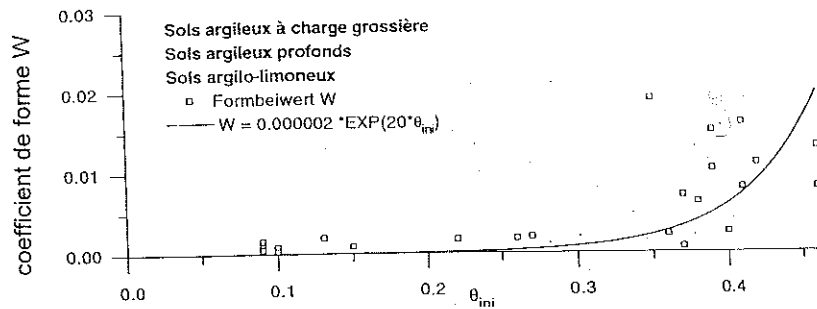


Fig. 3.16 Le paramètre de forme W en fonction de l'humidité antécédente Θ_{ini}

Classe hydrologique de sol	coefficient de forme W [-]	V rel, init [-]	V rel, final [-]	V final [m/s]
1	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.10	0.470	0.00000420
2	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.10	0.300	0.00000250
3	$W=0.000001*EXP(20*\theta) + 0.01$	1.75	0.350	0.00000300
4	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.30	0.040	0.00000067
5	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.00	0.130	0.00000170
6	$W=0.000015*EXP(20*\theta)$	1.10	0.030	0.00000033
7	$W=0.000220*EXP(20*\theta)$	1.40	0.120	0.00000083
8	$W=0.000220*EXP(20*\theta)$	1.75	0.075	0.00000170
9	$W=0.000015*EXP(20*\theta)$	1.10	0.020	0.00000150
10	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.10	0.020	0.00000150
11	$W=0.000002*EXP(20*\theta)$	1.10	0.130	0.00000170

Tab. 3.5 Paramètres des sols pour la description de l'infiltration d'après le modèle de HORTON modifié (ecu. 3.37)

On dispose ainsi pour chaque classe de sol hydrologique d'une formule caractéristique qui en explicite la liaison avec les conditions d'humidité préalable et l'évolution de la pluie, en vue d'une modélisation monodimensionnelle verticale à l'échelle de l'événement. Partant est aussi connu, pour chaque maille du raster, l'apport latéral S_o , défini dans l'équation de continuité par la différence entre le taux de précipitation N_r et le taux d'infiltration f , en liaison avec les conditions d'humidité antécédente, l'évolution de la pluie et de la topographie (cf. chapitre 3.1).