



**HAL**  
open science

# Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés

Olivier Cerdan

► **To cite this version:**

Olivier Cerdan. Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Orléans, 2001. Français. NNT: . tel-02832802

**HAL Id: tel-02832802**

**<https://hal.inrae.fr/tel-02832802>**

Submitted on 7 Jun 2020

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Thèse présentée à l'université d'Orléans pour obtenir le grade de  
Docteur de l'Université d'Orléans  
Discipline : Sciences de l'univers  
Par Olivier CERDAN

---

"Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés".

---

Soutenu le 27 juin 2001 devant le jury composé de :

Ary Bruand	Président	Université d'Orléans
Anne-Véronique Auzet	Rapporteur	CEREG (Strasbourg)
Gerard Govers	Rapporteur	Université de Leuven
Chantal Gascuel	Examineur	INRA (Rennes)
David Favis-Mortlock	Examineur	Université de Belfast
Yves Le Bissonnais	Directeur de thèse	INRA (Orléans)

L'aboutissement de ce travail a impliqué plusieurs collaborations qu'il est important de rappeler. En premier lieu, il convient de citer Yves Le Bissonnais. A l'origine du projet, il a suivi son évolution pendant ces trois années avec beaucoup de patience et de disponibilité. Son implication, tant au travers de ses compétences scientifiques, que de ses qualités humaines, a constitué une aide précieuse pour laquelle je lui exprime toute ma gratitude. Véronique Lecomte, en plus de m'avoir accueilli dans son bureau puis comme voisin, a de même suivi le déroulement de la thèse avec beaucoup d'intérêt. Je la remercie plus particulièrement pour les nombreuses discussions au cours desquelles elle a su me conseiller et me faire profiter de sa grande expérience de terrain.

Le modèle STREAM n'aurait certainement jamais vu le jour sans la collaboration d'Alain Couturier. Il m'a initié au logiciel ARC/INFO et a réalisé toute la partie programmation, en prenant le temps, au-delà de l'aspect informatique, de bien comprendre la nature des processus en jeu. Je le remercie pour l'efficacité et la compétence avec lesquels il a toujours su répondre à toutes mes 'demandes\_diverses', mes modifications de dernière minute ou les sorties cartographiques à réaliser pour hier ! Au cours du développement du modèle, j'ai également eu l'occasion de faire appel au savoir faire d'Hocine Bourenane en matière de statistique et à celui, plus « flou », de Nicolas Saby.

Quelques escapades en Haute-Normandie m'ont permis d'apprécier, outre l'air vivifiant du bord de mer, la compagnie de Bernard Renaux, Gilles Bastet et Anthony Lecour. Grâce à leur aide sur le terrain, j'ai pu réaliser rapidement une cartographie détaillée des dégâts provoqués par les événements exceptionnels de décembre 1999 et mai 2000. J'adresse aussi mes remerciements aux personnes de l'AREAS et à André Canu pour l'obtention des données pluviométriques correspondant à ces dates.

Le déroulement de la thèse a été jalonné par des réunions du comité de pilotage composé par Anne-Véronique Auzet, Chantal Gascuel, Dominique King, Bruno Ludwig, Philippe Martin, Roger Moussa, François Papy et Véronique Souchère. Je remercie sincèrement toutes ces personnes d'avoir pris le temps d'examiner, à différents états d'avancement, la cohérence et la faisabilité des objectifs de départ ; me permettant ainsi de prendre un peu de recul par rapport à l'ensemble du travail.

Je remercie également les personnes qui ont accepté de faire partie de mon jury. Ary Bruand qui, en tant que professeur de l'université d'Orléans, a accepté le rôle de président, Chantal Gascuel et David Favis-Mortlock pour leur examen critique et constructif, et les rapporteurs Anne-Véronique Auzet et Gerard Govers pour leur lecture minutieuse du manuscrit.

Ces trois années ont été effectuées au sein de l'unité de Science du Sol d'Orléans où Marcel Jamagne et Dominique King m'ont successivement accueilli. De cette unité j'ai particulièrement apprécié l'ambiance générale de travail qui a rendu l'ensemble de mon séjour très agréable. Je tiens ainsi à saluer les compagnons de barbecues, de sorties « mycologiques », de la salle de sport, les coureurs à pied et les cyclistes, ou plus simplement les adeptes de la Cafet' : Anatja, Anne, Arnaud, Anthony, Bibou, Catherine, Cécile, Cécile Nouz, Christian, Christine, Claudy, Daniel, David, Didier, Domi, Ester, Eric, Emmanuel, Gérald, Gilles, Gillou, Hervé, Hassane, Isabelle, Jean Paul, Jacky, Jocelyn, Joel, Laurent, Line, Loïc, Magalie, Martine, Michel, Micheline, Monique, Mouloud, Nathalie, NathalieYoplaho, Odile, Oumarou, Marie-Pierre, Patricia, Pierre, Mr le Président, Sacha, Seb, Sophie, Sophie-Pierrot, Sylvie, Stéphanie, Valérie...et ceux que j'oublie. On a des encadrants et collaborateurs proches, un comité de pilotage, un jury et un laboratoire d'accueil, il ne manque plus que quelques sous pour faire une thèse. Le projet a été principalement financé par deux contrats européens : FLOODGEN (UE, DGXII), coordonné par Christine King et PESERA (UE, DGVI) coordonné par Gerard Govers.

Il me reste à remercier Nathalie, auprès de qui j'ai contracté une dette illimitée notamment pendant les derniers mois précédant la soutenance. Pour les soirées et weekend passés à la mise en forme du manuscrit, à l'édition des références bibliographiques, aux relectures à répétition, pour tout ça mais surtout pour le reste, encore merci. Enfin je tiens à dédicacer ce travail à mes parents pour leur soutien continu et sans faille ; qu'ils trouvent ici, l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE.....</b>	<b>9</b>
1. CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE : .....	11
2. OBJECTIFS .....	12
3 PLAN DE L'ÉTUDE.....	12
<b>1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE.....</b>	<b>15</b>
1. LES PROCESSUS DE RUISSELLEMENT ET D'ÉROSION .....	17
1.1. <i>Introduction</i> .....	17
1.2. <i>Les propriétés du sol et l'érodibilité des sols</i> .....	17
1.3. <i>Les variations temporelles et spatiales de l'érodibilité des sols</i> .....	23
1.4. <i>L'érosivité de la pluie</i> .....	26
1.5. <i>Les processus de l'érosion hydrique sur les versants</i> .....	27
2. LA MODÉLISATION .....	35
2.1. <i>Développements qui ont menés à l'USLE</i> .....	35
2.2. <i>Développement des modèles à base physique</i> .....	36
3. CONCLUSION ET CONSÉQUENCES POUR LE CHOIX D'UNE DÉMARCHE .....	42
3.1. <i>Conclusion sur les processus</i> .....	42
3.2. <i>Conclusion sur la modélisation</i> .....	43
3.3. <i>Choix d'une démarche</i> .....	44
<b>2. SPATIAL DISTRIBUTION AND TEMPORAL VARIABILITY OF SOIL SURFACE CHARACTERISTICS INFLUENCING INFILTRATION, RUNOFF AND INTERRILL EROSION IN CULTIVATED CATCHMENTS.....</b>	<b>48</b>
1. INTRODUCTION.....	49
2. SOIL SURFACE CHARACTERISTICS .....	49
2.1. <i>Surface crusting</i> .....	50
2.2. <i>Roughness</i> .....	50
2.3. <i>Vegetation Cover</i> .....	51
2.4. <i>Additional surface characteristics</i> .....	52
3. ANALYSIS OF SPATIAL DISTRIBUTION AND TEMPORAL VARIABILITY OF SURFACE CONDITIONS ..	52
3.1. <i>Description of the database</i> .....	52
3.2. <i>Results</i> .....	53
4. CHARACTERISTICS OF THE DOMINANT SOIL SURFACE CONDITIONS.....	55
4.1. <i>Dominant surface characteristic combinations</i> .....	55
4.2. <i>Runoff and sediment concentration measurements for the reference surface conditions</i> ....	57
5. DISCUSSION AND CONCLUSION .....	58
<b>3. INCORPORATING SOIL SURFACE CRUSTING PROCESSES IN AN EXPERT-BASED RUNOFF MODEL: STREAM (SEALING AND TRANSFER BY RUNOFF AND EROSION RELATED TO AGRICULTURAL MANAGEMENT).....</b>	<b>59</b>
1. INTRODUCTION.....	61
2. PARAMETRIZING AT THE LOCAL SCALE .....	62
2.1. <i>Soil surface crusting: a prevailing parameter</i> .....	63
2.2. <i>Roughness</i> .....	64
2.3. <i>Crop Cover</i> .....	65
2.4. <i>The Decision Rules</i> .....	65

3. UPSCALING.....	67
3.1. <i>The runoff circulation network</i> .....	67
3.2. <i>The flow-accumulation algorithm</i> .....	68
4. RESULTS AND DISCUSSION .....	68
4.1. <i>Evaluation of the estimated runoff circulation network</i> .....	69
4.2. <i>Evaluation of the estimated runoff yield</i> .....	71
5. CONCLUSION .....	72
<b>4. SEDIMENT CONCENTRATION IN INTERRILL FLOW .....</b>	<b>75</b>
1 INTRODUCTION.....	77
2. MATERIAL AND METHOD.....	78
2.1. <i>Description of the database</i> .....	78
2.2. <i>Representativeness of the data base</i> .....	79
3. RESULTS AND DISCUSSION.....	81
3.1. <i>Sediment delivery response according to the measured soil surface condition parameters</i> .....	81
3.2. ERODIBILITY AND EROSION .....	84
4. CONCLUSION .....	87
<b>5. MODELLING INTERRILL EROSION PROCESSES IN SMALL CULTIVATED CATCHMENTS .....</b>	<b>89</b>
1. INTRODUCTION.....	91
2. CALCULATION OF POTENTIAL SEDIMENT CONCENTRATION AT THE FIELD SCALE .....	92
3. SEDIMENT DELIVERY AT THE CATCHMENT SCALE .....	94
4. EVALUATION OF THE MODEL .....	97
6. CONCLUSION .....	101
<b>6. RILLING DEVELOPMENT ON CULTIVATED HILLSLOPES DURING TWO EXTREME EVENTS.....</b>	<b>103</b>
1. INTRODUCTION.....	105
2. MATERIAL AND METHOD.....	106
2.1 <i>Description of the study area</i> .....	106
2.2. <i>Description of the rainfall events</i> .....	106
2.3. <i>Measurement of the variables</i> .....	107
3. RESULTS .....	107
3.1. <i>Erosion and deposition features</i> .....	107
3.2. <i>Statistical analysis</i> .....	108
3.3. <i>Sediment budgets</i> .....	110
3.4. <i>Description of the land use</i> .....	112
4. DISCUSSION.....	113
5. CONCLUSION .....	116
<b>7. MODELLING EPHEMERAL GULLY EROSION IN SMALL CULTIVATED CATCHMENTS .....</b>	<b>117</b>
1. INTRODUCTION.....	119
2. MATERIAL AND METHODS.....	120
2.1. <i>Model description</i> .....	120
2.2. <i>Runoff concentration network modelling</i> .....	124
3. APPLICATION OF THE MODEL TO EXPERIMENTAL CATCHMENTS .....	125
3.1. <i>Site description</i> .....	125
3.2. <i>Method of field investigation</i> .....	125
3.3. <i>Characteristics of rainfall events</i> .....	125
4. MODEL RESULTS AND DISCUSSION .....	126
5. CONCLUSION AND FUTURE PROSPECTS .....	132
<b>8. SYNTHÈSE ET DISCUSSION GÉNÉRALE.....</b>	<b>133</b>
1. RÉSUMÉ.....	135
1.1. <i>paramétrisation à l'échelle locale</i> .....	135
1.2. <i>Modélisation à l'échelle du bassin versant</i> .....	136

1.3. <i>Un exemple d'application du modèle</i> .....	138
2. EVALUATION.....	143
2.1. <i>Simulation du réseau de ruissellement</i> .....	143
2.2. <i>Simulation des volumes cumulés</i> .....	145
2.3. <i>Simulation de l'érosion diffuse</i> .....	148
3. LIMITES DE L'APPROCHE.....	149
3.1. <i>Limites liées à la paramétrisation</i> .....	149
3.2. <i>Limites liées à l'échelle temporelle de l'événement pluvieux</i> .....	149
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES</b> .....	<b>151</b>
1. CONCLUSION GÉNÉRALE.....	153
2. PERSPECTIVES.....	153
2.1. <i>Perspectives de développement du modèle</i> .....	153
2.2. PERSPECTIVE DE PASSAGE À UNE APPROCHE RÉGIONALE.....	154
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	<b>155</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>169</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>173</b>
<b>ANNEXE : USE OF REMOTE SENSING DATA AS ALTERNATIVE INPUTS IN THE</b>	
<b>"STREAM" RUNOFF MODEL</b> .....	<b>177</b>
INTRODUCTION.....	179
1- STUDIED SITE AND GROUND DATA.....	179
2- SATELLITE DATA AND CLASSIFICATION.....	180
3- MODEL ADAPTATION.....	182
4- RESULTS.....	183
CONCLUSION.....	185

## Introduction générale

---



## **1. CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE**

Dans le nord ouest du Bassin Parisien ainsi que dans de nombreuses zones cultivées de la ceinture loessique du nord de l'Europe, des problèmes économiques et environnementaux graves dus à l'érosion des sols sont de plus en plus fréquents. Les dommages les plus notables sont surtout ressentis par les collectivités locales. Ces dernières doivent faire face aux coûts engendrés par les inondations des zones urbanisées, le sapement des chaussées, et par la pollution des points de captage d'eau potable (Papy and Douyer, 1991 ; Boardman et al., 1994).

Les modèles de prédictions de l'érosion sont nécessaires pour l'implémentation de mesures de conservation des sols efficaces et adaptées. Depuis une dizaine d'années de nombreux efforts de recherche ont été investis dans le développement de modèles à base physique qui reflètent le niveau des connaissances dans la compréhension des processus (Nearing et al., 1989 ; Morgan et al., 1994 ; De Roo et al., 1996a). Il est peut être encore un peu trop tôt pour juger des performances de ces approches à base physique. Cependant il est clair que leur besoin important en données restera une limitation sérieuse en termes de modélisation opérationnelle. Les résultats obtenus jusqu'à présent, par ce type de modèle ne sont pas très encourageants. Dans de nombreuses des publications récentes concernant l'évaluation de modèles, on commence à voir apparaître des doutes sur l'utilisation de ces modèles en tant qu'outils effectifs de prédiction de l'érosion. Deux bonnes illustrations sont les conclusions publiées à la suite des ateliers organisés par le réseau érosion du programme GCTE (Global Change & Terrestrial Ecosystem) à Oxford (Nearing and Nicks, 1998 ; Favis-Mortlock, 1998 ; Boardman et Favis-Mortlock, 1998) et Utrecht (Takken et al., 1999 ; Folly et al., 1999 ; Jetten et al., 1999). Les efforts de développement investis dans la modélisation à base physique ont permis de générer des pistes de recherches et d'améliorer nos connaissances des mécanismes de l'érosion, mais comme le soulignent Parsons et al. (1997), Boardman (1998) et Bryan (2000), il n'est pas du tout évident que tous les processus et interactions impliqués dans l'érodibilité des sols puissent un jour être modélisés physiquement.

Au vu des limites citées précédemment, il y a un besoin pour des modèles plus simple, spatialisés, qui se concentrent sur les processus dominant opérant au niveau du bassin versant (De Roo 1998).

Dans un esprit de modélisation il est nécessaire de décrire les processus d'érosion en termes de «principes physiques élémentaires » (Govers, 1985). Les fonctionnements et, à plus long terme, les régimes hydrologiques sont marqués par des processus dominants ou des combinaisons de processus dominants, variables selon les milieux (Falkenmark et Chapman, 1989) mais aussi pour un bassin donné, selon les périodes – en relation notamment avec le caractère intermittent des précipitations et les variations d'état hydrique (Ambroise, 1999). A ces processus dominants peuvent être associés des facteurs dominants.

Pour une grande partie des sols à texture limoneuse, le ruissellement et l'érosion résulte de la diminution de l'infiltrabilité consécutive à la dégradation structurale

superficielle (formation de croûtes de battance<sup>1</sup> par désagrégation des mottes de terre) sous l'action des pluies (Farres, 1987 ; Le Bissonnais, 1990 ; Bradford et Huang, 1992). La capacité d'infiltration peut dans certains cas être réduite jusqu'à des valeurs de quelques mm/h (Morin et Benyamini, 1977 ; Boiffin et Monnier, 1986 ; Poesen, 1984 ; Casenave et Valentin, 1989). En territoire agricole, au rôle dominant joué par la structure de surface sur la sensibilité à l'érosion, s'ajoute l'influence de la rugosité (modifiée par les techniques culturales) et du couvert végétal (Monnier et al., 1986 ; Auzet et al., 1990 ; King and Le Bissonnais, 1992). La connaissance et la compréhension de l'hétérogénéité spatiale et de la dynamique temporelle de ces conditions de surface sont des points clé pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols cultivés à l'échelle du Bassin versant.

## **2. OBJECTIFS**

L'objectif général de ce travail est l'élaboration d'un modèle de prédiction du ruissellement et de l'érosion aux échelles du bassin versant et de l'événement pluvieux qui s'appuie sur une paramétrisation simple. Ce modèle devrait en particulier être capable de simuler l'impact de dispositifs anti-érosif dans le contexte de petits bassins versants agricoles de la ceinture lœssique du Nord Ouest de l'Europe.

Dans une première étape, il s'agit de compléter et de formaliser les connaissances acquises sur les phénomènes de ruissellement et d'érosion afin de développer des règles de décisions qui permettent de caractériser les parcelles agricoles par :

- une capacité d'infiltration,
- une concentration potentielle en sédiment,
- une sensibilité à l'incision.

A cet effet, de récentes expérimentations ont fourni des références quantitatives de taux de ruissellement et d'érosion à différentes échelles et pour différentes situations en termes de caractéristiques climatiques, d'état de surface, d'occupation du sol et de pratiques agricoles.

Dans une deuxième étape, le but sera d'intégrer ces règles de décisions dans un modèle spatialisé à l'échelle du bassin versant.

## **3. PLAN DE L'ÉTUDE**

Après une synthèse bibliographique sur les processus de l'érosion hydrique et leur modélisation, ce mémoire se présente sous la forme d'une succession de 6 articles, dont un, encore en préparation.

Le chapitre 2 introduit la démarche, en présentant la variabilité spatiale et la dynamique temporelle des différents facteurs dominants la réponse érosive dans notre

---

<sup>1</sup> Battance peut se traduire en anglais par les termes *sealing* et *crusting*. Les deux termes seront employés indifféremment dans les chapitres rédigés en anglais.

contexte d'étude.

Dans le chapitre 3 la modélisation spatiale de l'accumulation du ruissellement est mise en place avec l'élaboration du modèle STREAM. La structure ainsi élaborée servira de base à la modélisation de l'érosion.

Les chapitres 4 & 5 s'intéressent aux processus d'érosion diffuse. Le chapitre 4 pour la paramétrisation et l'établissement des règles de décisions. Le chapitre 5, pour la modélisation de la mobilisation et du transport des particules solides à l'échelle du bassin versant.

Le chapitre 6 s'appuie sur une étude de cas de deux événements climatiques catastrophiques pour analyser le déterminisme des phénomènes d'érosion linéaire. Un premier essai de modélisation de ces phénomènes est réalisé dans le chapitre 7.

Le chapitre 8 synthétise l'ensemble des résultats obtenues en discutant certains aspects de l'évaluation et des limites de la démarche.

## 1. Synthèse bibliographique

---

Chaque chapitre qui constitue ce manuscrit débute généralement par une partie bibliographique. Cependant ces synthèses sont axées sur le sujet abordé et ne sont pas reliées par des liens explicites. L'objectif de ce chapitre est double. D'une part, compléter les points qui n'ont pas été abordés de manière approfondie du fait de leur caractère trop général ou, au contraire, un peu annexe par rapport à l'enchaînement des thèmes développés. D'autre part, essayer de faire ressortir et, dans une certaine mesure, de justifier la logique d'ensemble qui sous-tend la démarche de modélisation proposée. La première partie passe en revue les processus et paramètres mis en cause dans les phénomènes d'érosion en faisant plus particulièrement référence aux mécanismes propres à la région d'étude. Dans la deuxième partie, sont présentées les principales approches de modélisation employées.

## 1. LES PROCESSUS DE RUISSELLEMENT ET D'ÉROSION

### 1.1. Introduction

La littérature anglo-saxonne distingue l'érosion nette (départ/apport) au niveau local de l'érosion en tant qu'émission issue d'un territoire donné (Nearing et al., 1994). La perte en terre (Soil loss) est définie comme la masse nette de sol perdu pendant une certaine période pour une surface donnée. Elle s'exprime en unité de masse par unité de surface (eg. t/ha), et peut être calculée pour un événement pluvieux, ou comme valeur moyenne pour une période spécifiée. La perte en terre concerne prioritairement les effets in situ comme la perte en capital sol, ou en productivité. La production en sédiment (Sediment yield), quant à elle, est définie comme la masse de sédiment émise par une certaine surface pendant une période donnée. Elle fait donc référence à une masse de sédiment qui franchit une limite, comme une limite de parcelle ou l'exutoire d'un bassin versant, et peut s'exprimer en unité de masse totale (kg), en unité de masse par unité de largeur (kg/m), ou en unité de masse par unité de surface (kg/m<sup>2</sup>). La production en sédiment est importante pour les dégâts causés à l'aval du territoire agricole tels le comblement des fossés, le sapement des chaussées ou les inondations en zones habitées. Les sédiments ainsi exportés sont aussi vecteurs de produits phytosanitaires qui peuvent entraîner la pollution des cours d'eau et des points de captage en eau potable. Dans la plupart des cas, les pertes en terre sont déposées avant d'être entraînées en dehors des zones d'émission. Nous nous pencherons dans un premier temps sur les processus et paramètres qui agissent sur les pertes en terre à l'échelle locale, pour ensuite nous intéresser à l'étude des mécanismes qui influencent l'érosion à l'échelle du versant.

### 1.2. Les propriétés du sol et l'érodibilité des sols

Bennett (1926, cité par Bryan, 2000) a initié les recherches sur les relations entre les propriétés du sol et la résistance à l'érosion à Cuba. En étudiant le comportement de sols en Caroline, Middleton (1930, cité par Bryan, 2000) a formalisé le concept d'érodibilité et proposé des indices d'érodibilité du sol. Ces indices combinent des propriétés affectant le ruissellement et la détachabilité des particules. Depuis, de nombreuses études se sont appliquées à tester, affiner, modifier ou remplacer ces facteurs dans une recherche d'indices d'érodibilité robustes, universellement applicables. Il en ressort que plusieurs obstacles restreignent l'application d'informations sur l'érodibilité des sols aux problèmes de détachement et de transport de sédiments, notamment **la variabilité temporelle des propriétés du sol**. A l'origine on pensait que l'érodibilité des sols était contrôlée par des propriétés relativement stables comme la texture, de telle façon qu'on pouvait faire correspondre une érodibilité (cste) à un type de sol. En fait les propriétés qui jouent un rôle sur l'érosion comme l'agrégation ou la résistance au cisaillement (shear strength), sont très dynamiques. Elles évoluent au cours de cycles de fréquences, d'amplitudes et de

prédictibilités variables. Les difficultés à appliquer les informations sur l'érodibilité des sols ont poussé vers une recherche fondée sur l'application explicite de processus physiques, ce qui a contribué à une avancée dans la compréhension de certains processus érosifs. Il reste cependant de très nombreuses questions en suspens.

Beaucoup d'études ont examiné l'effet des propriétés du sol sur l'érosion, cependant on trouve une grande diversité dans les méthodologies employées, les types de sols, les conditions climatiques, l'historique de l'occupation du sol. Ainsi différentes propriétés se sont montrées efficaces pour différentes situations. Presque toutes les propriétés peuvent avoir une influence sur l'érosion, mais prises individuellement, aucune propriété simple, mesurable, ne peut intégrer ou rendre compte de ce qui constitue l'érodibilité des sols. En pratique, quelques propriétés, notamment l'agrégation, la cohésion et la force de cisaillement, dominent la réponse érosive. Ces propriétés influencent collectivement, le mouvement de l'eau, la répartition des forces érosives, et la résistance à l'entraînement. Un des mécanismes prépondérants réside dans l'influence de ces propriétés sur la réponse initiale de la surface du sol à l'impact de la pluie.

### **1.2.1. LE COMPORTEMENT DU SOL SOUS L'EFFET DE LA PLUIE**

Le mouvement de l'eau au travers et à la surface du sol est par définition la condition sine qua non de l'érosion hydrique de la couverture pédologique. Cela comprend l'infiltration, la percolation et la rétention. Ces mouvements sont contrôlés par le volume, la taille, la distribution et la connectivité de l'espace poral, et donc par le squelette et l'arrangement géométrique des particules et des agrégats. Cet arrangement est dynamique, évoluant à des taux variables suivant des processus physiques et biochimiques (Horn, 1988 ; Horn et al., 1994). Quelquefois ces particules et agrégats existent au sein d'une matrice non cohérente, mais plus communément, ils sont reliés par des forces de caractères et d'intensités variables au sein d'une structure cohérente. Dans le contexte des sols cultivés, la matrice et la structure du sol sont régulièrement désorganisées par les interventions culturales. Une question importante pour l'étude des processus érosifs est donc la compréhension du taux de rétablissement d'une certaine cohérence, en particulier sous l'impact de la pluie. Nous étudierons en premier lieu les processus et paramètres de la désagrégation qui influent sur l'arrangement des particules et agrégats, avant de passer en revue les processus de redistribution et de réorganisation, à savoir les phénomènes de battance.

#### **1.2.1.1. Les mécanismes et paramètres de la désagrégation**

L'agrégation est un facteur particulièrement important pour la résistance à l'érosion et la sensibilité à la battance de sols non cohérents (lit de semence, labour ou déchaumage). Les mécanismes de désagrégation se différencient du point de vue de la nature des interactions en jeu et de l'énergie nécessaire à la rupture, des conditions physico-chimiques requises pour leur mise en œuvre, de la cinétique des processus ainsi que de la nature et de la taille des particules produites. La désagrégation par l'eau résulte de différents mécanismes physiques et physico-chimiques et peut affecter différents niveaux d'organisation de la structure des sols, depuis les interactions entre les particules d'argile jusqu'aux mottes de terre. On peut identifier quatre principaux

mécanismes (Emerson, 1967; Le Bissonnais, 1996) :

### **1) L'éclatement**

Il se produit lorsque des agrégats secs sont immergés dans l'eau ou rapidement réhumectés (Hénin et al., 1958; Emerson, 1967). L'éclatement se produit même sans agitation, bien que celle-ci augmente la désagrégation. Il diminue lorsque la teneur initiale en eau des agrégats augmente du fait de la diminution du volume d'air piégé. Les sols argileux sont donc moins sujets à l'éclatement. En effet, leur porosité est réduite et ils retiennent plus d'eau pour une contrainte hydrique donnée (Le Bissonnais, 1990).

L'éclatement produit des particules élémentaires et des microagrégats de petite taille ( $< 500 \mu\text{m}$ ). Un éclatement partiel peut intervenir lorsque les agrégats sont partiellement saturés ou que la vitesse d'humectation est lente. Dans ce cas, les particules produites sont plus grossières.

### **2) La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie**

L'impact des gouttes de pluie peut fragmenter les agrégats et surtout détacher des particules de leur surface. Ce mécanisme intervient en général conjointement aux autres mécanismes et nécessite une pluie d'une certaine énergie, variable selon les sols. Son influence augmente avec la teneur en eau, du fait d'une part, de la diminution de la résistance mécanique des agrégats et d'autre part, du changement de nature des chocs lié au ralentissement de l'infiltration. L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en une force de cisaillement qui provoque le détachement et l'effet splash (Al-Durrah et Bradford, 1982). Les particules détachées par les gouttes sont généralement des microagrégats ou des particules élémentaires  $< 100 \mu\text{m}$  (Farres, 1987).

### **3) La désagrégation par gonflement différentiel**

Les phénomènes de gonflement-retrait qui interviennent lors des cycles d'humectation-dessiccation des sols argileux entraînent une microfissuration des agrégats (Le Bissonnais, 1990), et contribuent donc à réduire leur diamètre moyen, avec cependant des conséquences directes moins importantes que les autres mécanismes.

### **4) La dispersion physico-chimique**

La dispersion physico-chimique résulte de la réduction des forces d'attraction entre les particules colloïdales lors de l'humectation (Emerson et Greenland, 1990). Elle dépend de la taille et de la valence des cations présents qui peuvent former des ponts entre les particules chargées négativement. Dans les sols, cette dispersion est surtout liée à la présence de sodium échangeable monovalent, alors que l'ion calcium, divalent, favorise plutôt la stabilité (Shainberg, 1992). La dispersion est le mécanisme de désagrégation le plus efficace, car il concerne les particules élémentaires et a un effet catalyseur sur les autres mécanismes (Bresson et Boiffin, 1990).

#### **1.2.1.2. Relation entre la mesure de la stabilité structurale et paramètres de l'érosion**

Dans le choix d'un protocole de mesure, il faut garder à l'esprit que la stabilité des agrégats est très variable, même pour un type de sol donné. La mesure des

propriétés d'agrégation sur des échantillons isolés ne caractérise donc pas forcément complètement un matériel soumis à un stress érosif. Il existe de très nombreuses méthodes pour mesurer la stabilité structurale. Ceci peut s'expliquer par la multiplicité des mécanismes en cause, mais aussi par des aspects méthodologiques. Le Bissonnais, après une comparaison entre ces méthodes, a proposé un nouveau protocole, largement inspirée du test classique de Hénin et al. (1958), mais qui intègre également certains aspects d'autres méthodes (Kemper et Rosenau, 1986). Les tests ont pour objectif de rendre compte du comportement des agrégats dans les différentes conditions climatiques, hydriques et structurales que l'on peut rencontrer à la surface du sol (Le Bissonnais et Le Souder (1995) et Le Bissonnais (1996)).

Amezketta et al., (1996) ont montré qu'il existe une relation significative entre les résultats des tests de stabilité et l'intensité de l'érosion. Pour une dizaine de sols californiens très variés, c'est l'indice correspondant au test d'humectation rapide par immersion qui est le mieux corrélé aux paramètres de l'érosion : ruissellement ( $r=0.89$ ), splash ( $r=0.89$ ) et érosion totale ( $r=0.80$ ). Cette meilleure corrélation avec le test d'humectation rapide correspond aux conditions expérimentales dans lesquelles ont été réalisées les mesures d'érosion : pluie simulée de forte intensité (40 mm/h) sur un sol initialement sec, ce qui favorise les mécanismes d'éclatement (Le Bissonnais et Singer, 1993).

Par ailleurs Fox et Le Bissonnais (1998), ont comparé pour deux sols limoneux de stabilités structurales très contrastées, la relation entre le taux de ruissellement et la concentration en sédiment. Ils observent également une réponse spécifique pour chacun des sols en relation avec leur stabilité structurale.

### 1.2.1.3. Les principales caractéristiques des sols influençant la stabilité structurale

Les caractéristiques des sols les plus souvent évoquées sont la texture, la teneur en matière organique (MO), la minéralogie des argiles, les cations, les oxydes de Fe et Al, le  $\text{CaCO}_3$  (Wischmeier et Mannering, 1969), avec de nombreuses interactions possibles entre ces paramètres dont il faut tenir compte pour l'interprétation des résultats.

Parmi ces caractéristiques, trois ont un rôle prédominant. La première est le taux de **sodium échangeable**. On considère qu'à partir de 10 % de la CEC, les sols sont très sensibles à la dispersion, mais celle ci peut intervenir dès 2 % (Emerson, 1967; Kazman et al., 1983). Par ailleurs, la dispersion est d'autant plus importante que les argiles sont gonflantes.

Le second paramètre important est la teneur en **oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium**. Ils peuvent agir comme flocculants, en établissant des ponts entre argiles et polymères ou comme ciments après avoir précipité sous forme de gel sur les surfaces des argiles. La cohésion qui en résulte augmente la résistance à l'éclatement et à la désagrégation mécanique. Leurs effets dépendent du pH des sols, mais ils peuvent induire, dans certains cas, des agrégats très résistants. (Le Bissonnais et Singer, 1993 ; Amezketta et al., 1996).

Cependant ces deux paramètres concernent relativement peu les sols de grande culture des régions tempérées d'Europe de l'ouest. Pour ces sols, c'est le plus souvent la matière organique qui est le paramètre déterminant de leur stabilité structurale



(Monnier, 1965; Tisdall et Oades, 1982; Churchman et Tate, 1987; Haynes, 1993).

Lorsque aucun de ces trois paramètres n'est déterminant pour la stabilité d'un sol, la texture joue le rôle le plus important et, en particulier, la teneur en argile ainsi que sa minéralogie (Stern et al., 1991). D'un point de vue chimique, il faut également considérer la teneur en  $\text{CaCO}_3$ , mais son effet dépend de la taille de ses particules ainsi que de la présence d'argile.

L'état hydrique et le mode d'assemblage des agrégats ont aussi une influence déterminante sur les processus de désagrégation. Attou et al. (1998) ont montré les rôles respectifs de la teneur en argile et du mode d'assemblage argile-limon sur la stabilité structurale d'agrégats.

Si la taille et la stabilité des agrégats ont une influence importante dans les processus érosifs, il est à noter que leur forme et leur distribution en taille (qui influencent aussi la géométrie de l'espace poral dans la matrice du sol) ainsi que la rugosité de surface pour les écoulements laminaires, ne sont pas beaucoup considérées dans l'évaluation de l'érodibilité. Il est possible que la capacité prédictive des processus érosifs soit améliorée par l'intégration d'une plus large gamme de caractéristiques des agrégats (Bryan, 2000).

#### **1.2.1.4. Le déplacement des particules par les gouttes de pluie et la formation des croûtes de battance**

En plus de son action sur la désagrégation et le détachement, l'impact des gouttes de pluie peut être à l'origine d'un déplacement des particules et fragments issus de la désagrégation à la surface du sol. Ce déplacement latéral, le splash, constitue le principal moteur de l'évolution structurale et du déplacement de terre avant que le ruissellement ne démarre.

A la désagrégation et au déplacement par splash s'ajoutent des processus de réorganisation structurale par illuviation, par effondrement, par compactage sous l'impact des gouttes et de la succion exercée par la couche de subsurface, et par sédimentation dans les microdépressions (McIntyre, 1958; Loch, 1994). Ces processus conduisent à la fermeture de la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance.

La grande majorité des expérimentations pour l'étude des propriétés physiques des croûtes est effectuée sur de petits échantillons de sols. Cependant, sur des surfaces simples à rugosité marquée, Fox et Le Bissonnais., (1998), ont montré, en comparant des mesures locales de conductivité hydraulique à l'échelle du  $\text{cm}^2$  avec des mesures globales de capacité d'infiltration à l'échelle du  $\text{dm}^2$  l'importance de la prise en compte de la **variabilité spatiale** de la surface du sol. Cette variabilité implique la nécessité d'ajuster le choix de la méthode de mesure et surtout du volume de référence sur lequel faire une mesure des propriétés hydrodynamiques des croûtes.

On peut distinguer deux principaux types morphologiques de croûtes (Casenave et Valentin, 1989; Valentin et Bresson, 1992). Les croûtes structurales résultent d'une réorganisation insitu des fragments et particules produits par éclatement et désagrégation mécanique, sans déplacements importants, ni tri granulométrique. Les croûtes sédimentaires résultent d'un déplacement et d'un tri des particules lors d'un excès d'eau (flaquage et ruissellement).

La conséquence majeure de la formation des croûtes est la réduction de la capacité d'infiltration à la surface du sol. Les fragments et particules de dimension  $< 100 \mu\text{m}$  résultant de la désagrégation jouent un rôle important dans cette évolution des propriétés hydrodynamiques en réduisant la taille des pores présents à la surface du sol (Loch, 1994; Le Bissonnais et al., 1989).

La question de l'infiltration dans les sols sensibles à la battance a été abordée presque uniquement dans le cas de surfaces planes et homogènes latéralement (Mualem et Assouline, 1989; Aboujaoudé et al., 1991). Cependant, sur le terrain, on observe **une variabilité importante** en épaisseur et en conductivité hydraulique des croûtes à une échelle de quelques centimètres. Les croûtes sédimentaires se trouvent dans les dépressions et les croûtes structurales sur les reliefs. Cette variabilité spatiale influence le taux d'infiltration quand l'épaisseur de la lame d'eau à la surface augmente et qu'elle submerge des croûtes à conductivité hydraulique plus importante (Fox et al., 1998). Le rôle des croûtes sédimentaires est donc accru pour les écoulements de faibles profondeurs.

Le passage à des surfaces recouvertes par des zones croûtées affecte aussi la résistance à l'entraînement. Sur des surfaces non cohérentes la résistance à l'entraînement par le ruissellement ou par le splash est déterminée par la taille et la masse des particules. Quand la cohérence augmente, les propriétés individuelles des particules deviennent moins importantes et la résistance à l'entraînement résulte des forces de résistance au cisaillement de la matrice cohérente de la surface du sol. On perçoit ici **l'effet ambivalent** du développement des croûtes sur les bilans de perte en terre : d'un côté il tend à réduire l'infiltration et donc à augmenter le taux de ruissellement, mais, d'un autre côté, il favorise la résistance à l'entraînement.

### 1.2.2. LA COHÉSION DU SOL ET LES FORCES DE CISAILLEMENT

Les propriétés des agrégats influencent la réponse érosive sous divers aspects, mais ne déterminent pas directement l'évolution de la cohésion du sol ou les contraintes de cisaillement du sol cohérent. Les indices les plus effectifs pour la cohésion ou la dynamique de la structure sont probablement les limites d'Atterberg, qui définissent de façon empirique le comportement du sol en fonction de la variation de sa teneur en eau. Les limites les plus intéressantes sont : la limite de cohésion, la teneur en eau à laquelle le sol devient cohérent, la limite de plasticité à laquelle il se déforme plastiquement sous une contrainte et enfin, la limite de liquidité à laquelle il s'écoule sous une contrainte définie. Les limites d'Atterberg sont mesurées couramment en ingénierie du sol, mais peu utilisées dans le domaine de la recherche. De Ploey et Mucher (1981) les ont cependant introduites comme un indice effectif (le  $C_{5-10}$  ratio) de la susceptibilité à la battance de sols limoneux belges. Le  $C_{5-10}$  est une extension du test standard de la limite de liquidité qui identifie le comportement des sols proche de la saturation. Bryan et De Ploey (1983) ont trouvé que ce ratio était bien corrélé avec le comportement de sols au champ lors de tests comparables d'érodibilité sur des sols canadiens, belges et israéliens.

La résistance au cisaillement du sol apparaît être le déterminant le plus important pour le contrôle de la résistance à l'entraînement des sols cohérents, mais il reste difficile de déterminer des mesures pertinentes pour toutes les portions de sols

directement affectées par les agents érosifs. La force de cisaillement du sol est une mesure de la résistance à la rupture sous une contrainte donnée et est définie par l'équation de Coulomb comme :

$$\tau = c + z \tan \phi$$

Les éléments actifs sont la cohésion ( $c$ ), la somme des effets de tous les agents liant, la friction interne ( $\phi$ ) qui intègre à la fois la friction de surface et « l'interlocking ». Ces deux paramètres sont affectés par la teneur en eau du sol et les conditions de pression au niveau des pores.  $\phi$  est aussi déterminé par la contrainte normale ( $z$ ). La cohésion du sol n'est donc pas une propriété unique mais varie avec la position dans le profil, avec l'orientation de la contrainte, et est définie en fonction des conditions de test. Aucun test standard de la cohésion du sol n'est réellement applicable pour la recherche sur l'érosion des sols. Les échantillons soumis aux tests de cisaillements coaxiaux ou directs sont déplacés du champ au laboratoire, ce qui entraîne des problèmes évidents de perturbation de la matrice, particulièrement quand il y a présence de pierres ou de racines. Le « vane shear test » qui peut être effectué in situ, est préférable, bien que des conditions de contraintes précisément répliquables soient difficiles à réaliser. De nombreuses études sur l'érosion des sols ont utilisé les « vane shear tests », avec des lames de profondeurs et de diamètres variables (e.g. Luk et Hamilton, 1986 ; Torri et al., 1987 ; Brunori et al., 1989 ; Merz et Bryan, 1993), et le modèle d'érosion des sols EUROSEM emploie des mesures « torvane » comme indice standard de la cohésion des sols (Morgan et al., 1998). Les tests types « vane » peuvent fournir des données intéressantes sur les variations temporelles des forces en fonction de l'état hydrique des sols. Il reste cependant difficile de relier directement les mesures des forces avec les contraintes de cisaillement interrangs. La plus grande difficulté avec les tests « vane » est de s'assurer que la couche de sol testée est effectivement la zone où se situent les processus d'érosion. Dans les tests standards, l'épaisseur de sol testée est souvent de plusieurs centimètres, alors que dans les processus d'érosion interrang, les contraintes de cisaillement s'appliquent sur des portions d'épaisseur plus fine, généralement de quelques millimètres seulement. Les contraintes à la surface diffèrent de celles en profondeur et, en cas de battance, la matrice est aussi complètement différente de celle des couches sous-jacentes. Il est de même difficile de mesurer les contraintes de cisaillement sur de petites surfaces particulièrement en cas d'écoulement « hydraulique rugueux » où la résistance due au macrorelief (« form ») peut être dominée par des agrégats « individuels » ou de petites protubérances à la surface du sol. La couche affectée par les contraintes de cisaillement est toujours saturée quand le ruissellement se produit, alors que l'instrumentation standard ne peut mesurer précisément les valeurs très faibles typiques des sols saturés (Bryan, 2000).

Les relations entre l'agrégation, la cohésion et les contraintes de cisaillement n'ont jamais été précisément définies bien que la contrainte de cisaillement soit évidemment dépendante d'agents de liaison qui sont aussi impliqués dans l'agrégation.

### 1.3. Les variations temporelles et spatiales de l'érodibilité des sols

Les propriétés qui affectent directement la résistance à l'érosion accusent des **variations significatives** au cours du temps. Certaines de ces variations suivent des

tendances prévisibles ou des cycles plus ou moins réguliers. La compréhension de ces évolutions est importante, aussi bien dans l'élaboration des modèles d'érosion déterministes à l'échelle de l'événement, que pour la compréhension de l'évolution des versants sur de plus longues périodes. Tous les facteurs qui ont une influence dans ces évolutions ne sont pas forcément complètement compris, mais globalement on peut citer : l'action du gel, la dynamique de l'état hydrique des sols et l'effet de la matière organique.

### **1.3.1. L'ACTION DU GEL**

Dans le contexte de l'érosion hydrique des sols cultivés en Haute-Normandie, l'action du gel n'apparaît pas déterminante. On note cependant, après des périodes de plusieurs jours de gel, l'apparition de fractures ou fissures à la surface du sol. Cet effet est d'autant plus notable que ces périodes coïncident généralement avec un état de surface du sol très peu rugueux et avec la présence d'une croûte de battance généralisée. Ces fissures peuvent avoir pour conséquence une augmentation locale de l'infiltrabilité, particulièrement pour les événements de faibles intensité. Les événements à caractère plus érosif entraînent assez rapidement le colmatage de ces ouvertures. Sous d'autres climats par contre, on rapporte des conséquences beaucoup plus remarquables. En Norvège (Botterweg, 1998) ou au Canada (Coote et al., 1988), le dégel de la partie supérieure du profil pédologique au printemps est à l'origine de phénomènes de solifluxion qui représentent une part importante du bilan annuel des pertes en terre. Bryan et Rockwell (1998) ont aussi identifié l'influence d'une nappe perchée causée par le gel des horizons de subsurface, comme un facteur critique de l'érosion concentrée au printemps sur des sols sablo-limoneux. L'action du gel peut aussi augmenter la désagrégation et donc l'érodibilité, mais l'effet est variable en fonction de la texture, des conditions hydriques antécédentes et de la cinétique d'évolution des températures (Mostaghimi et al., 1988)

### **1.3.2 L'ÉTAT HYDRIQUE DU SOL**

Il est souvent difficile de séparer distinctement les effets des propriétés du sol, des caractéristiques des pluies, de la topographie et de l'importance du recouvrement par le couvert végétal. Cependant, le facteur qui, isolément, a l'influence la plus déterminante sur la réponse érosive est certainement la teneur en eau du sol. Globalement, ce sont les variations dans le régime des pluies qui sont la cause des changements saisonniers les plus marqués. La dynamique de l'état hydrique du sol, affecte sa structure, ses propriétés hydrauliques et détermine en grande partie la susceptibilité à l'érosion (Cresswell et al., 1992). Dangler et El-Swaify (1977) ont trouvé que les différences entre les saisons à Hawaii étaient assez significatives pour recourir à la nécessité de calculer des valeurs de l'indice d'érodibilité « K » différentes pour les deux saisons. L'effet de la dynamique de l'état hydrique du sol sur son érodibilité reste complexe dans ce sens qu'elle affecte directement et indirectement toutes ses propriétés critiques en termes de susceptibilité à l'érosion.

Le rôle joué par l'état hydrique antécédent a fait l'objet de nombreuses études (Grissinger, 1966 ; Rauws et Auzet, 1989 ; Govers et al., 1990 ; Truman et al., 1990) qui ont montré l'importance de ce paramètre sur la résistance à l'entraînement par le ruissellement et le splash. Par exemple, Govers et Loch (1993) ont montré des

différences très significatives dans les concentrations moyennes en sédiment entre des conditions hydriques antécédentes sèches et humides. Ces résultats peuvent masquer des relations complexes étant donné que l'état hydrique antécédent varie généralement le long des versants, ce qui a un effet aussi bien sur les processus de battance et de compaction que sur la détachabilité des particules. L'augmentation de la désagrégation montre un pic avec une humectation rapide des sols secs (Le Bissonnais et al, 1989), mais les forces de cisaillement déclinent typiquement avec l'augmentation de la teneur en eau (Bryan, 2000). L'effet global peut être **complexe et varier** en fonction de la nature du matériel pédologique.

Alors que la mesure ponctuelle de la teneur en eau du sol pendant un événement pluvieux est critique pour la compréhension de la réponse érosive, la dynamique de l'état hydrique des sols sur de plus longues périodes a aussi une influence. Shiel et al. (1988) montrent que les cycles d'humectation dessiccation répétés entraînent une baisse progressive de la stabilité des agrégats. Utomo et Dexter (1982) rapportent une réponse plus complexe. La stabilité dans les sols non perturbés baisse invariablement, mais pour les sols travaillés, elle augmente pendant quelques jours après le labour avant de baisser. L'influence à court terme de l'humidité antécédente avant un événement pluvieux est pratiquement entièrement d'ordre physique, mais l'influence à plus long terme des cycles répétés d'humectation-dessiccation peut impliquer des effets à la fois d'ordre physique et biologique.

Les recherches s'attardent plus généralement sur l'évolution de la réponse érosive au cours de cycles d'humectation. Une attention moindre est portée aux cycles de dessiccation. Le processus le plus significatif est le durcissement (« hard-setting ») d'agrégats - au préalable affaiblis pendant l'humectation - en une masse dure, structurée, pendant le dessèchement (Mullins et Lei, 1995). Les fentes de dessiccation peuvent aussi avoir une influence sur l'infiltrabilité locale (voir § action du gel) et sur la géométrie des incisions. Les facteurs contrôlant le comportement des fentes de dessiccation ne sont pas complètement compris. La minéralogie des argiles a son importance, mais des fentes peuvent apparaître sur pratiquement tout type de sol et sans qu'il y ait nécessairement dessèchement complet.

### 1.3.3. LA MATIÈRE ORGANIQUE DU SOL

La matière organique est un facteur qui a une action sur l'agrégation et la structure des sols, en agissant comme un liant entre les particules minérales du sol. D'autre part, elle peut rendre hydrophobes les surfaces des particules minérales (Chenu et al., 2000), ce qui a pour effet de ralentir la vitesse d'humectation des agrégats et donc de réduire les processus d'éclatement. L'effet de la matière organique dépend, entre autres, de l'état et de l'histoire hydrique du sol (Boiffin, 1984; Haynes et Swift, 1990). C'est l'évolution de ces tendances dans le temps qui détermine la proportion relative de micro ou macroagrégats. Cette proportion dépend du nombre et de l'activité des différents agents liants organiques présents. On distingue généralement trois catégories d'agents liants organiques : les agents transitoires (« transients ») comme les polysaccharides, qui sont produits et décomposés rapidement, les agents temporaires comme les petites racines et les champignons, développés sur plusieurs semaines ou mois et décomposés sur plusieurs mois voir années, et les agents persistants, comme les polymères fortement adsorbés, qui se développent plus lentement et qui peuvent

persister sur plusieurs milliers d'années. En termes d'érosion des sols, on peut aussi faire une distinction particulière pour la litière qui joue un rôle physique, en protégeant la surface du sol de l'impact des gouttes de pluie. En contexte de terre cultivée, l'influence de la matière organique est fortement contrôlée par l'activité humaine, qui implique, le changement de végétation, l'amendement de produits organiques et la perturbation physique du sol. L'effet le plus notable est certainement la remontée et l'exposition par le labour de matières organiques auparavant confinées à des conditions quasi-anaérobies à l'intérieur des agrégats. L'agriculture intensive entraîne inévitablement une réduction de la teneur en matière organique dans les sols et, par voie de conséquence, une augmentation de la vulnérabilité aux processus d'érosion (Anger et Mehuys, 1989).

## **1.4. L'érosivité de la pluie**

### **1.4.1. LES CARACTÉRISTIQUES DE LA PLUIE**

L'action causée par l'impact de la pluie commence quand la première goutte percute le sol, au travers de sa capacité à détacher des particules de la surface. Ce processus représente le premier stade de l'érosion hydrique des sols (Salles et al., 2000). L'effet érosif de la pluie est reconnue de longue date. Déjà en 1877, Wollny (cité par Ellison, 1944) décrivait les processus de désagrégation de la surface du sol et de fermeture de la porosité sous l'impact des gouttes de pluie. Ellison (1944) a montré l'érosion par splash comme étant positivement corrélée à la taille et à la vitesse des gouttes, à l'intensité de la pluie et, à la direction et à la vitesse du vent. Young and Wiersma, (1973) ont étudié l'importance relative de l'impact de la pluie par rapport au ruissellement dans les processus d'érosion sur des bacs contenant trois sols limoneux de différentes textures. Ils ont ainsi démontré qu'à ruissellement égal, une baisse de 89 % de l'énergie de la pluie entraîne une baisse de 90 à 94 % de l'érosion interrang. Ils montrent également que, si la pluie est l'agent responsable des phénomènes de détachement, c'est le ruissellement qui joue le rôle de transport des particules ainsi détachées dans les zones de rangs.

Le détachement est induit par l'énergie cinétique produite par l'impact de la pluie à la surface du sol. Cet impact dépend des caractéristiques des gouttes (masse et vitesse d'impact,  $KE = 1/2 mv^2$ ) qui sont étroitement liées au régime et à l'intensité des pluies. Le rendement effectif de cette énergie dépend de l'état de surface du sol. Une partie de l'énergie est transformée dans la déformation, l'humectation et l'éclatement des particules du sol. Le reste est converti en réaction qui agit verticalement et en s'écartant du point d'impact (Rose, 1960 ; De Ploey et Savat, 1968 ; Poesen et Savat, 1981 ; Savat et Poesen, 1981 ; Park et al., 1982 ; Ghadiri et Payne, 1988). La force réactive qui peut entraîner et transporter des particules du sol, dépend des caractéristiques de la pluie elle-même modifiée par l'action du vent et du couvert végétal, et des conditions hydriques du sol. L'action du vent peut augmenter la vitesse d'impact et modifier l'angle d'attaque de la pluie. L'état hydrique du sol est un paramètre déterminant dans la description du processus de splash où on peut typiquement distinguer trois étapes (Yariv, 1976). Sur un sol sec non agrégé (état initial, préparation de semis...), la plupart de l'énergie est transformée dans

l'éclatement des particules ou dans la déformation. Puis au fur et à mesure que la teneur en eau du sol augmente, les forces de cisaillement (shear strength) diminuent, le sol se « fluidifie » et devient extrêmement vulnérable à l'entraînement. La dernière étape est conséquente au flaquage, à mesure que le splash commence à interagir avec le ruissellement. **L'effet d'une lame sur le détachement par splash est contradictoire.** Palmer (1963) puis Mutchler et Larson (1971) rapportent une augmentation du détachement jusqu'à un seuil de hauteur de lame d'eau approximativement égale au diamètre médian des gouttes (d). D'autres recherches n'ont cependant trouvé qu'une faible augmentation du détachement avec l'augmentation de la lame jusqu'à une hauteur de 3d, suivie d'une diminution marquée (Moss et Green, 1983 ; Kinnell, 1990). Sur la plupart des versants, la microtopographie est suffisante pour produire des flaques discontinues et supprimer le transport par splash. L'impact des gouttes de pluie affecte aussi les processus d'érosion en modifiant les caractéristiques hydrauliques de l'écoulement.

#### 1.4.2. EFFET DU COUVERT VÉGÉTAL

La protection du sol par une couverture végétale figure dans la majorité des programmes de conservation des sols (Houghton and Charman, 1986). La végétation protège le sol des processus érosifs de plusieurs manières. L'interception de la pluie par les plantes a deux conséquences principales. La première est de diminuer le pouvoir érosif des pluies, particulièrement en contexte cultivé où les gouttes reformées sur les feuilles ont un rôle limité et peu d'impact. Elle a pour deuxième effet de réduire sur le volume de pluie qui atteint la surface du sol. Ce dernier effet est d'autant plus remarquable pour les petits événements pluvieux, car la capacité de stockage des végétaux est limitée. Les résidus et débris de végétaux à la surface du sol jouent aussi un rôle protecteur et, au même titre que la rugosité de surface, augmentent les forces de frottement, favorisent l'infiltration et diminuent ainsi la vitesse du ruissellement. Le couvert végétal, selon ses caractéristiques, a une action notable sur la charge solide. Une étude expérimentale réalisée in situ (Gallien et al., 1995), et destinée à étudier l'effet du mode de gestion des parcelles en jachère, a montré que les deux principaux couverts de jachère testés (Moutarde et mélange Ray-Grass-Trèfle) réduisaient l'érosion par rapport à un sol nu d'un facteur 20 pour la saison (de 20 à 1 kg /10 m<sup>2</sup> sur des parcelles de 20 m<sup>2</sup>), voire d'un facteur 100 pour un orage, principalement grâce à une limitation de la concentration en terre dans le ruissellement. Ces couverts limitent également le ruissellement par rapport au sol nu. Mais la dégradation de la surface du sol, antérieure au développement des couverts (environ 50 % de recouvrement), réduit cet effet par rapport à celui observé pour une végétation déjà en place (jachère fixe). De même, Lecomte et al. (soumis) ont calculé une diminution de l'érosion allant de 76 à 98% à l'aval d'un bande enherbée de 6m représentant 10 % de la longueur de pente. Ces résultats sont en accord avec ceux de Van Dijk et al. (1996) qui, pour une surface enherbée comparable, notent une réduction de la charge en sédiment allant de 60 à 90 %. Cet effet réducteur n'est pas uniquement réservé aux prairies ou aux zones en herbe. Takken et al. (1999) ont relevé que les dépôts aux zones de transition entre parcelle à sol nu et parcelle à culture couvrante peuvent contribuer, pour plus de 18 %, à la masse totale de particules sédimentées au sein d'un bassin versant.

## **1.5. Les processus de l'érosion hydrique sur les versants**

L'érodibilité des sols ne peut être définie qu'en relation avec des processus érosifs ou des forces érosives spécifiques. La considération de processus critiques caractéristiques est donc essentielle pour pouvoir comprendre et assimiler les propriétés pédologiques « dans leur dynamique ». L'impact des gouttes des pluies et l'énergie du ruissellement sont les agents actifs de l'érosion hydrique et, si on omet l'érosion en ravine qui, le plus souvent, implique des facteurs géomorphologiques régionaux complexes, ils produisent quatre sous-processus plus ou moins distincts : l'érosion causée par l'impact des gouttes de pluie, l'érosion diffuse, l'érosion concentrée et le piping ou érosion de subsurface. Chacun de ces processus peut agir isolément mais tous sont communément actifs au sein du versant, soit séquentiellement, soit simultanément. Ces sous-processus peuvent être classés de différentes manières, néanmoins la distinction la plus commune est faite entre les processus d'interrang, où l'entraînement est principalement causé par l'énergie des gouttes de pluie, et l'érosion linéaire où c'est l'énergie du ruissellement qui devient prépondérante.

### **1.5.1. LES PROCESSUS INTERRILLS OU LES PROCESSUS DE L'ÉROSION DIFFUSE**

#### **1.5.1.1. L'entraînement des particules et l'érosion diffuse**

La formation d'un excès d'eau en surface et le ruissellement conduisent à l'apparition de nouveaux processus et au transfert de particules en suspension entraînant une érosion diffuse de versant qui décape progressivement la surface des sols. Cette érosion diffuse est peu spectaculaire et difficile à mesurer. Cependant, des résultats récents montrent que des volumes de plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>/ha peuvent être déplacés à l'échelle de la parcelle lors d'un seul événement pluvieux (Gallien et al., 1995). De plus, cette érosion diffuse peut mobiliser les fertilisants et produits phytosanitaires épandus à la surface des parcelles cultivées et entraîner des pollutions des milieux situés en aval (Lecomte et al., 1997).

#### **1.5.1.2. Le rôle des nappes ruisselantes**

La lame d'eau ruisselant à la surface du sol est le premier moteur de l'érosion diffuse et, dans des conditions expérimentales contrôlées sous une pluie constante, on observe généralement une certaine relation entre le ruissellement et la charge solide transportée. Cette relation est en fait dépendante du type de sol et des conditions hydriques initiales. Ainsi, à ruissellement égal, on peut obtenir des concentrations en sédiments très variables, soit entre différents sols, soit pour un même sol dans des conditions hydriques initiales différentes. Le Bissonnais et al. (1995) ont pu établir des relations entre taux de ruissellement et érosion, spécifiques à des conditions hydriques initiales données. Les concentrations moyennes, tous sols confondus, peuvent varier, pour une valeur de ruissellement donnée, jusqu'à des rapports de 1 à 12 selon que les échantillons ont été conservés dans les conditions d'humidité du prélèvement au champ ou qu'ils ont été séchés puis réhumectés par capillarité avant d'être soumis aux pluies.



### 1.5.1.3. L'influence de l'impact des gouttes

L'importance de l'énergie créée par l'impact des gouttes de pluie a été confirmée par de nombreuses études empiriques (e.g. Young et Wiersma, 1973). Comme montré par De Ploey (1972) en Belgique et Bryan (1981) en Tanzanie, la taille des gouttes a traditionnellement été mesurée par « flour tray » ou par la méthode des taches (e.g., Laws, 1941 ; Laws et Parsons, 1943). Cependant des études plus récentes, au Canada (e.g. Sheppard et Joe, 1984), avec une estimation des gouttes plus précise par mesure particulière au spectromètre, « disdrometers » ou radar doppler, indiquent que ces premières études surestimaient la taille des gouttes et donc l'énergie du splash. Ce dernier reste néanmoins un agent érosif primordial, qui en modifiant les caractéristiques de la surface du sol et les propriétés hydrauliques de l'écoulement, peut fortement influencer les processus rang et interrang. L'écoulement laminaire possède une capacité d'entraînement faible sans l'énergie apportée par les gouttes de pluie. L'impact des gouttes sur une lame ruisselante est un déterminant essentiel de la charge solide transportée (Proffitt et al., 1991). Des mesures réalisées sous une pluie simulée d'une intensité de 30 mm/h, appliquée à une placette expérimentale de 10 m<sup>2</sup> de pente 8%, et dont la surface est protégée de l'impact direct des gouttes par un filet perméable, ont montré que la charge solide du ruissellement est relativement faible (2 g/l en moyenne) et reste constante lorsque la vitesse de la lame d'eau ruisselante augmente. Au contraire, l'impact des gouttes de pluie augmente de façon notable la charge solide du ruissellement et ceci d'autant plus que la vitesse de ce dernier s'accroît. Ainsi, la charge solide est multipliée par 2 par l'impact des gouttes pour des vitesses d'environ 2 cm/s, et par 3 lorsque la vitesse de la lame d'eau ruisselante dépasse 15 cm/s (Chaplot et Le Bissonnais, 1999). Kinnell (1990) a de même démontré l'importance de l'impact de la pluie dans les mécanismes de transport au travers de sa théorie qu'il a nommée le « Raindrop Induced Flow Transport ». L'énergie du ruissellement reflète le débit et les caractéristiques hydrauliques, qui sont fortement influencés, par l'état de surface du sol, la microtopographie et le couvert végétal, et donc **sont extrêmement variables**. Ces interactions sont de première importance, aussi bien pour la définition physique des processus du ruissellement et de l'érosion, que pour leur modélisation. Pour décrire ces processus et interactions, des études d'application possible des équations de l'hydraulique des flux profonds au ruissellement de surface (e.g. Horton et al., 1934 ; Phelps, 1975 ; Savat, 1977) ont montré des différences significatives. L'écoulement en flux profond, est généralement subcritique, hydrauliquement lisse et turbulent, avec un périmètre des éléments de la rugosité complètement submergé par la sous-couche visqueuse. Le ruissellement de surface, qui se produit généralement sur des pentes plus marquées, est moins épais et souvent discontinu, avec des profondeurs qui peuvent varier d'un ordre de grandeur jusqu'à quelques centimètres. Le flux est généralement supercritique et les conditions hydrauliques peuvent varier de complètement « rugueuses » à « lisses » sur de très courtes distances, suivant que les éléments de la rugosité de la surface du sol pénètrent la sous-couche visqueuse ou le flux complet. L'énergie des gouttes de pluie a très peu d'effet sur l'écoulement de flux profond, mais peut fortement influencer l'hydraulique de l'écoulement laminaire de surface.

#### 1.5.1.4. Influence du stade de développement des croûtes

L'état de surface au début d'une pluie influence fortement la charge solide du ruissellement. On observe en fait une combinaison de deux tendances liées à la disponibilité en particules à la surface du sol :

- d'une part, la charge solide a tendance à diminuer au cours d'un événement pluvieux au fur et à mesure que les fragments et particules facilement mobilisables sont évacués. C'est une sorte de lavage de la surface.

- D'autre part, la quantité de particules mobilisables diminue également d'un événement pluvieux à l'autre, avec le développement d'une croûte de battance et l'atténuation de la rugosité.

Ainsi, une forte rugosité initiale, qui permet par ailleurs de retarder la formation d'une croûte et donc de limiter le ruissellement, va maintenir plus longtemps une source de sédiment à partir des mottes et fragments en relief. Elle sera donc à l'origine d'une concentration en sédiment plus forte (Martin et al., 1997).

Au final, le taux d'érosion est la résultante de toutes ces interactions entre taux de ruissellement et charge solide. Il s'agit donc **une fonction complexe de l'ensemble des facteurs**, qui ont parfois eux-mêmes des influences contradictoires sur les deux termes de l'érosion.

#### 1.5.1.5. Influence de la pente

Des mesures réalisées sous pluies naturelles et simulées à l'échelle du mètre carré montrent que l'érosion par la pluie augmente significativement lorsque la pente passe de 2 à 8 % (Chaplot et Le Bissonnais, 1999). Ces résultats confirment ceux obtenus par de nombreux auteurs dans différentes situations (Bryan, 1979 ; Poesen, 1984 ; Kinnell, 1990 ; Huang, 1995).

Nous avons analysé ces résultats en cherchant lequel des deux termes, volume ruisselé ou charge solide, était responsable de l'accroissement de l'érosion.

Le taux de ruissellement augmente significativement avec l'augmentation de l'angle de la pente. Les hypothèses susceptibles d'expliquer les tendances observées sont une baisse de la charge hydraulique à la surface du sol et/ou une diminution de la surface d'inondation de la croûte de surface ainsi que des zones plus perméables sur pentes fortes.

Par ailleurs, les échantillons prélevés lors des événements pluvieux naturels et simulés ont des valeurs de charge solide indépendantes de l'angle de la pente. Cependant, certains auteurs montrent que le détachement des particules solides par la pluie décroît aux intensités de pente les plus douces en raison de l'épaississement de la lame d'eau qui protège le sol de l'impact des gouttes de pluie (Kinnell, 1990). D'autres auteurs attribuent l'augmentation de la charge solide à une accélération du ruissellement lorsque l'angle de la pente s'accroît, en combinaison avec l'impact des gouttes de pluie (Singer et al., 1981 ; Huang, 1995).

Des mesures de la vitesse du ruissellement sous pluie simulée sur des placettes de 1 m<sup>2</sup> indiquent que les vitesses du ruissellement mesurées sur une distance de 1 m sont significativement voisines, pour des pentes allant de 4 à 8 %. Par contre, lorsque

la longueur de la pente s'accroît, le ruissellement s'accélère et sa charge solide augmente. De 2,5 g/l lorsque la lame d'eau de surface est inerte, la charge solide du ruissellement croît linéairement puis atteint un palier voisin de 6 g/l pour des vitesses supérieures à 0,15 m/s.

L'influence de la pente sur l'érosion diffuse serait donc liée à l'accroissement du coefficient de ruissellement et à l'augmentation de sa vitesse.

#### 1.5.1.6. Action de la microtopographie sur le transport

Alors que les conditions hydrauliques du ruissellement de surface déterminent les forces érosives agissant sur le sol, les propriétés de la surface du sol peuvent aussi modifier ces conditions, notamment au travers de la rugosité. Les relations entre la rugosité et le ruissellement de surface sont complexes, et la rugosité relative (hauteur des éléments de la rugosité/hauteur de la lame d'eau ruisselée) est souvent élevée. Les conditions hydrauliques varient de façon significative sur de courtes distances en fonction des variations dans la hauteur du ruissellement ou de l'altération de la surface pendant et entre les événements pluvieux. Ces variations peuvent être dues, par exemple à de la désagrégation, au transport sélectif de particules ou d'agrégats, au gonflement différentiel des minéraux argileux, au développement de croûtes de battance ou à des fentes de dessiccation.

En conditions expérimentales, lorsque les éléments de la rugosité sont complètement submergés, on peut mettre en évidence que la rugosité hydraulique décroît avec la hauteur du ruissellement (montré par une inversion de la relation entre le facteur de friction de Darcy-Weisbach ( $ff = 8gRS/u^2$ ) et le nombre de Reynolds  $Re = 4uR/v$ ) (e.g. Savat, 1980 ; Gilley et al., 1990). La résistance à l'écoulement peut être partitionnée entre des composants de « grain » (rugosité due aux particules à la surface du sol et aux microagrégats) et de « form » (microtopographie). Dans l'écoulement hydraulique lisse, la résistance due au « grain » est dominante. Quand les éléments de la rugosité équivalent ou dépassent la hauteur du ruissellement, le rapport  $ff/Re$  devient positif ou convexe (Abrahams et al., 1986 ; Abrahams et Parsons, 1991 ; Nearing et al., 1998). La résistance due au « grain » diminue (souvent jusqu'à être inférieure à 10% de la résistance totale) (Govers et Rauws, 1986 ; Rauws, 1988 ; Abrahams et al., 1996) et le mouvement des sédiments est plutôt contrôlé par la résistance due à la « form ». Il est cependant à noter que ces transitions varient avec les caractéristiques du sol. La résistance due à la « form » peut être influencée par la présence de gros agrégats stables, de pierres, de la rugosité induite par le microrelief, par des marques d'incisions (« scour features » et « knick points »), par des résidus végétaux, et par les perturbations induites par les gouttes de pluie. Les relations décrites dépendent de la rugosité de surface et de la hauteur de ruissellement. Elles se rapportent directement à l'évaluation de l'érodibilité du sol. En écoulement hydrauliquement lisse, le transport de sédiment par la « grain shear stress » (Singhal et al., 1980) s'applique à toute la surface d'écoulement, alors qu'en écoulement hydrauliquement rugueux, la contrainte de cisaillement (« shear stress ») est concentrée et s'applique aux éléments de la rugosité.

Le long de versants naturels, il est évident que les conditions peuvent être extrêmement variables sur de très courtes distances, et **refléter une interaction**

**complexe entre les facteurs.** En toute localisation, la hauteur du ruissellement représente l'équilibre entre l'intensité de la pluie, le débit du flux amont, et la capacité d'infiltration. Ceci évolue continuellement pendant les événements pluvieux, mais la hauteur de la lame d'eau ruisselante augmente généralement avec la durée et l'intensité de la pluie, produisant une évolution temporelle « systématique » de l'écoulement depuis des conditions hydrauliques rugueuses à lisses. On peut espérer retrouver une évolution spatiale systématique en fonction d'une augmentation du ruissellement en l'aval. L'interaction avec d'autres facteurs, comme des variations de capacité d'infiltration, souvent en rapport avec la dégradation de l'état de surface, peut rendre cette théorie difficile à démontrer dans le contexte de sols limoneux sensibles à la battance (Bryan and Poesen, 1989), mais a été montrée sur les versants semi-arides à Walnut gulch (Abrahams et al., 1989 ; Parsons et al., 1990). La rugosité relative varie aussi avec le temps, en fonction de l'évolution de la surface du sol due au travail du sol (émiettement, compaction...), à la battance, à la compaction, au gonflement, à l'érosion sélective ou à la déposition (Slattery et Bryan, 1992a), mais l'évolution la plus significative reste certainement l'initiation de griffes ou incisions (« rilling »). Les conditions en écoulement interrill varient, mais la plupart des écoulements sont hydrauliquement rugueux de telle sorte que c'est la résistance de type « form » qui domine. Une fois que le ruissellement se concentre dans des chenaux, beaucoup d'éléments de la rugosité deviennent submergés, et la profondeur augmente vers l'aval, produisant des écoulements hydrauliquement lisses (Gilley et al., 1990 ; Parsons et al., 1990). Une exception à cette généralisation est l'incidence cyclique de griffes ou d'incisions, quand il n'y a pas d'augmentation systématique de la hauteur du ruissellement vers l'aval. Une telle configuration se retrouve par exemple, sur des zones à pente faible, où l'écoulement est perpendiculaire au travail du sol, avec une rugosité cependant peu marquée.

Les différences de caractéristiques hydrauliques entre les écoulements rill et interrill ne reflètent pas seulement les relations rugosité de surface/hauteur du ruissellement, mais aussi l'impact des gouttes de pluie. Plusieurs études ont en effet rapporté l'augmentation de la capacité érosive d'un écoulement laminaire due au splash (e.g. De Ploey, 1971 ; Walker et al., 1978 ; Kinnell, 1985 ; Guy et al., 1987 ; Moss, 1988). Les processus « interrill » comprennent des interactions complexes entre l'impact des gouttes de pluie et le ruissellement diffus, qui varient spatialement avec la hauteur de la lame ruisselée et temporairement avec les variations de l'intensité de la pluie et de la taille des gouttes. L'équilibre dans l'expression d'un système rang-interrang est aussi fonction du régime pluviométrique. L'érosion interrill est souvent dominante dans le cas de pluies intermittentes de faible intensité où la quantité de sédiments détachés a plutôt tendance à combler les incisions existantes qu'à en créer de nouvelles. Pour des pluies d'intensité élevée, l'évacuation dans les incisions dépasse la quantité de sédiments détachés par les processus interrang, et le réseau d'incisions a tendance à s'étendre. Si on peut associer un régime pluviométrique à une saison, il est ainsi possible d'établir un formalisme grossier en termes de types de risques d'érosion encourus : zonation temporelle que l'on peut coupler à une zonation spatiale à l'aide d'indices hydrauliques découlant d'observations d'ordre morphométrique ou pédologique.

L'érosion diffuse est essentiellement liée au domaine des faibles pentes et des

pluies d'intensité modérée. Sa contribution à l'érosion totale est difficile à évaluer et encore mal connue, mais elle est nettement significative dans les zones de plateaux et à l'amont des bassins versants.

Sa contribution la plus significative, d'un point de vue environnemental, est de nature qualitative. Le Ruissellement et l'érosion diffuse affectant l'ensemble de la surface des parcelles peuvent mobiliser des engrais et pesticides apportés sur les parcelles cultivées, et entraîner une pollution et une dégradation de la qualité des eaux superficielles.

## **1.5.2. LES PROCESSUS DE L'ÉROSION CONCENTRÉE**

### **1.5.2.1. Les différents indices hydrauliques**

Les processus interrill agissent de façon intermittente sur la majeure partie de la surface des versants et sont fortement influencés par l'énergie des gouttes de pluie, contrairement aux processus rill. Du fait de l'importance de la transition rill/interrill, de nombreuses études se sont penchées sur les conditions limites de l'initiation des rigoles (Bryan, 1987). L'érosion rill implique une concentration des écoulements, souvent causée par la topographie (intensité et concavité de la pente, distance à la crête...), la protection de la surface par le couvert végétal (densité de l'enracinement...), les motifs agraires (sillon de labour, dérayure, trace de roue...). Les griffes et incisions résultantes peuvent être distribuées de manière systématique ou aléatoire. La concentration du flux à elle seule n'est pas nécessairement une condition suffisante pour engendrer des incisions (Dunne et Dietrich, 1980), même si les seuils de conditions hydrauliques sont atteints. Un examen des conditions hydrauliques est donc requis avant de pouvoir analyser le rôle des propriétés du sol. Le concept d'Horton (1945) relie l'initiation des incisions à un seuil de force tractrice pour l'entraînement/détachement et le transport des particules, qui dépend à la fois des conditions d'écoulement et des propriétés de la surface du sol. Pour beaucoup d'indices hydrauliques proposés, l'initiation des incisions est directement reliée à une force tractrice critique. On retrouve ainsi la vitesse de cisaillement (« shear velocity », Govers, 1985) ; la contrainte de cisaillement de surface (« bed shear stress », Chisci et al., 1985 ; Torri et al., 1987) ; le « stream power » (Rose, 1985), le « unit stream power » (Govers et Rauws, 1986 ; Moore et Burch, 1986) ; le débit total ou unitaire (unit or total discharge, Meyer et al, 1975).

Il est difficile de relier les résultats de toutes les études citées du fait de la variabilité des méthodologies. En effet, celles-ci incluent des essais dans des parcelles d'études au champ ou dans des bacs (de dimensions et de géométries diverses) en laboratoire avec des pentes d'intensité et de forme diverses, des matériaux pédologiques de natures variées, sous des conditions pluviométriques simulées hétérogènes avec ou sans écoulement amont ajouté. Ainsi des indicateurs hydrauliques déterminés dans certaines études, ne se montrent pas forcément fonctionnels dans d'autres. Néanmoins, il est possible de dégager des tendances générales. Les indices hydrauliques utilisés avec le plus de succès apparaissent être, la vitesse de cisaillement ( $u^* = gRS^{0.5}$ , avec  $g$  = accélération gravitationnelle,  $R$  = rayon hydraulique,  $S$  = pente), le stream power ( $w = pqgS$ , avec  $p$  = densité du fluide,  $q$  = débit), et le unit stream

power. Govers (1985) a identifié une valeur seuil  $u^*$  de 0.03-0.035 pour les loess calcaires de Belgique. Au-dessus de cette valeur, que Govers a reliée au transport sélectif d'une particule du sol, la concentration du flux augmente rapidement. Bryan, après des tests en laboratoire comparables sur différents types de sols (Bryan, 1990, 1996 ; Bryan et De Ploey, 1983 ; Slattery et Bryan, 1992a ; Merz et Bryan, 1993), en arrive à la conclusion que  $u^*$  est très dépendant des propriétés du sol et que le loess calcaire utilisé par Govers est « exceptionnellement » érodible et apparaît, en fait, comme une valeur minimale pour les sols les moins résistants (Bryan, 2000). Rose (1985) a utilisé le stream power ( $w$ ), proposé par Bagnold (1960) comme « bedload formula » et a défini le « power per unit area of streambed » comme un indice pour le creusement des incisions avec une valeur seuil de  $0.5 \text{ Wm}^2$ . Nearing et al. (1998) ont trouvé que  $w$  était l'indicateur le plus robuste de la charge en sédiment unitaire pour une large gamme de conditions expérimentales et de types de sols. Govers et Rauws (1986) ainsi que Bryan (2000) ont trouvé que le « unit stream power » proposé comme une formule pour la charge totale par Yang (1973) et défini comme la puissance par unité de poids de l'eau, était un bon prédicteur de la concentration en sédiment des écoulements peu épais sur des surfaces non cohésives avec des valeurs seuil de  $0,006\text{-}0,008 \text{ ms}^{-1}$ . Moore et Burch (1986) ont de même trouvé que le  $y$  s'ajustait bien à des résultats provenant de plusieurs expérimentations et ont proposé une valeur seuil de  $0,002 \text{ ms}^{-1}$  comme une constante possible pour plusieurs sols. Les études citées indiquent que  $u^*$ ,  $w$  et  $y$  sont des indices hydrauliques utiles pour l'initiation des incisions. Cependant il est à noter que même pour des résultats jugés satisfaisants, il persiste toujours une relative incertitude qui peut être liée à une certaine variabilité du système, mais aussi à la difficulté d'obtenir des mesures hydrauliques précises, notamment en cas d'écoulement de faible profondeur, ou encore à l'imprécision dans l'estimation du stade initial de creusement des incisions (Bryan, 2000).

### 1.5.2.2. Influence de la géométrie du réseau d'incisions

L'effet des conditions hydrauliques sur l'initiation des incisions a nourri de nombreuses études. La « géométrie hydraulique » de l'évolution du réseau des incisions a aussi retenu l'attention (Schumm, 1956 ; Kashiwaya, 1978 ; Rowntree, 1982 ; Schumm et al., 1987). Cependant, l'impact de la géométrie du réseau d'incisions sur les dépôts de terre n'a pas fait l'objet d'autant d'intérêt. Ce processus serait pourtant intéressant à prendre en compte puisque les particules de sol détachées atteignent rarement directement l'exutoire. Les résultats de mesures effectuées à l'exutoire n'apportent que peu d'explications sur la géométrie de l'érosion en amont. Même dans le cas de systèmes d'incisions simples, les processus de stockage et de remobilisation intermittents qui se produisent influencent la réponse hydrologique (Bryan et Poesen, 1989). Le potentiel pour le stockage temporaire de sédiment au sein du réseau d'incisions augmente avec la complexité de ce dernier, reflétant l'effet des caractéristiques de convergence sur les conditions hydrauliques locales. La plupart des travaux sur l'influence de la confluence sur le transport de sédiment a été effectuée dans le contexte d'écoulements de rivières (e.g. Best, 1988 ; Roy et Bergeron, 1990 ; Roy et al., 1988). La validité des données sur la confluence provenant d'études en écoulement profond pour une application à l'échelle des incisions de versant n'est pas évidente a priori, puisque le degré des turbulences produites (vaguelettes) peut

dépasser la hauteur/l'énergie du ruissellement. La situation est aussi compliquée par le fait que les systèmes d'incisions peuvent être éphémères, évoluer pendant un ou une succession d'orages, ou être recouverts par les travaux du sol.

### **1.5.3. LES PROCESSUS D'ÉROSION DE SUBSURFACE**

Dans notre contexte d'étude, les recherches sur l'érosion hydrique des sols se cantonnent presque exclusivement à l'analyse des processus de surface. L'érosion de subsurface, en tunnel ou souterraine, peut devenir un paramètre significatif de production et de transport de sédiment dans les processus de versant, dans le cas notamment des régions arides, des régions montagneuses tempérées à tourbe ou enfin pour des sols altérés tropicaux humides sur des versants à forte pente (Bryan et Jones, 1997). L'érosion, en conduit ou tunnel, se développe spontanément par « sappement » de l'exutoire où un potentiel hydrique positif du sol et un gradient hydraulique élevé produisent des forces de « seepage » qui éjectent des particules et élargissent les macropores de la matrice. Les forces proches de la surface (Iverson and Major, 1986 ; Howard et MacLane, 1988 ; Dunne, 1990) sont généralement aptes à n'éjecter que des particules de petites tailles dans des sols de faible cohésion. Ces phénomènes se retrouvent donc plus particulièrement dans des argiles saturées dispersives, des lœss ou des sols organiques. Ces processus érosifs peuvent aussi agir à la faveur de larges macropores existants comme des terriers, des passages de racines ou des fentes de dessiccations, que l'on peut retrouver dans la plupart des formations pédologiques. Mais ces phénomènes sont cependant plus communs en présence d'argiles saturées de type smectite avec des sécheresses saisonnières marquées, ou avec des sols dont la composition chimique favorise la dispersion (Bryan, 2000). Jusque récemment, on distinguait la vulnérabilité à l'incision de l'érosion de subsurface. Des études récentes suggèrent cependant que l'on peut établir un lien, particulièrement si le drainage de subsurface est dû à des caractéristiques du profil pédologique ou au développement artificiel d'une semelle de labour. Des expérimentations, au laboratoire d'érosion des sols de l'université de Toronto, qui relie le développement de réseaux d'incisions à des mesures de conditions hydriques établies par des sondes « microtime domain reflectometer » (Bryan et al., 1998), ont montré que l'initiation des incisions était simultanément influencée par les processus de surface et de subsurface, et que ni les processus, ni leurs effets morphologiques ne pouvaient être clairement distingués. Govers (1987) a, de même, identifié des liens étroits entre des processus d'incision et de tunnel causés par des terriers de taupe sur les sols lœssiques d'Huldenberg, en Belgique.

## **2. LA MODÉLISATION**

De la synthèse sur les processus, il ressort que les phénomènes d'érosion sont le résultat d'interactions complexes, variables dans le temps et l'espace. Dans une optique d'évaluation des risques ou d'établissement de schémas d'aménagements pour la conservation des sols, le recours à la modélisation peut constituer un outil d'aide à la décision. Le but de cette partie n'est pas de dresser une liste exhaustive des démarches et modèles existants, mais plutôt de décrire les principales approches développées

actuellement. On ne fera une distinction qu'entre les approches empiriques et déterministes, sans entrer dans le débat sur la classification des différents types de modèles. Les limites entre l'empirique, le conceptuel ou le déterministe peuvent être assez variables en fonction du point de vue des auteurs.

## 2.1. Développements qui ont mené à l'USLE

Meyer (1984) a résumé l'évolution de l'USLE (Universal Soil Loss Equation) en distinguant plusieurs périodes. La première période (1890-1940) est caractérisée par la compréhension et la description, de manière qualitative, de la plupart des facteurs qui affectent l'érosion. On retrouve les études sur la pluie de Laws (1940) et les analyses de l'impact des gouttes de pluie rapportées par Ellison (1944, 1947). Pendant la période 1940-1954, le travail dans la « corn belt » des Etats-Unis a abouti à une procédure d'estimation des pertes en terre qui incorporait l'influence de la longueur et de l'intensité de la pente (Zingg, 1940), des pratiques de conservation (Smith, 1941 ; Smith et Whitt, 1947) et des pratiques culturales (Browning et al., 1947). En 1946, un comité national américain a réévalué les valeurs des facteurs en ajoutant un paramètre pour la pluie, produisant ainsi l'équation de Musgrave (Musgrave, 1947). A partir de 1954, l'USLE a été développée par le département américain de l'agriculture (USDA). Des études sur de petites parcelles sous pluies naturelles et simulées ont formé la base de données de l'USLE. Jusqu'en 1978, des résultats expérimentaux ont fourni des données supplémentaires pour, finalement, donner la forme définitive de l'USLE (Wishmeier et Smith, 1978) :

$A = RKLSCP$  Avec,

$A$  = perte en terre estimée (T/acre-an).

$R$  = le facteur pluie et ruissellement (centaine de ft-T-in/acre-hr-an domaine : 20-+550)

$K$  = le facteur d'érodibilité du sol (T-acre-hr/ centaine de acre-ft-T-in domaine : 0,03-0,69)

$LS$  = le facteur intensité-longueur de pente (domaine : 0-6)

$C$  = le facteur couvert végétal (domaine : 0,03 (Prairie) -1)

$P$  = le facteur pratique culturale (domaine : 0,5-1)

A l'origine l'USLE était présentée en unité anglaise. La parcelle unitaire (c'est à dire où les facteurs  $LS$ ,  $C$  et  $P$  sont égaux à 1) est définie comme un sol travaillé dans le sens de la plus grande pente avec une pente uniforme de 9 %. L'équation a été dérivée d'une très large base de données sur des parcelles de 22 m de long pour la plupart. Les observations majoritairement produites sous pluie naturelle couvrent une large gamme de situations (type de sol, pratique culturale et climat) représentative de l'est des Etats-Unis. L'USLE est prévue pour la prédiction du taux de pertes en terre moyen annuel sur des pentes uniformes, c'est à dire sans déposition. L'USLE a, par la suite, connu plusieurs variantes. La « Revised USLE » (Renard et al., 1997) retient la structure de base de l'USLE. La gamme de variation du facteur  $R$  a été élargie à de nouveaux domaines. Le terme représentant l'érodibilité des sols est dépendant de la saison et surtout le facteur  $LS$  a été modifié pour pouvoir rendre compte d'une topographie variable. Kinnell (1998) a travaillé sur une prise en compte explicite du



ruissellement pour élaborer l'USLE-M, en se basant sur le facteur  $Q_R EI_{30}$ , où  $EI_{30}$  est l'indice d'érosivité et  $Q_R$  le coefficient de ruissellement. Malgré ces multiples développements, les limites de l'USLE n'ont pu être entièrement dépassées. Les études plus récentes sur les processus de l'érosion ont notamment mis en avant la variabilité spatiale et temporelle des paramètres d'érodibilité. Pour pouvoir prendre en compte cette variabilité, les recherches en modélisation se sont tournées vers une approche plus déterministe basée sur la description des processus physiques au travers de modèles mathématiques.

## 2.2. Développement des modèles à base physique

Les technologies de prédiction de l'érosion basées sur les processus ne sont pas vraiment nouvelles. Les études de Horton (1938) et Ellison (1947) dans les années 1940, ont fourni les principaux fondements de la modélisation dite « à base physique ». Cependant ces technologies n'ont émergé qu'après les années 1970, avec d'une part, le développement du calcul numérique et d'autre part, un intérêt croissant dans le suivi de la qualité des eaux de surface (Foster, 1990). Durant cette période ont ainsi été développés CREAMS (Knisel et al., 1980) et ANSWERS (Beasley et al., 1980). Le gouvernement américain, pour remplacer l'USLE, n'a opté pour aucun de ces modèles. CREAMS, parce qu'il est en partie basé sur l'USLE et ANSWERS, était jugé trop difficile d'utilisation pour des fins appliquées, comme beaucoup des équations utilisées dans les modèles déterministes (Foster, 1990). Sous la tutelle de Lane, le projet WEPP a été lancé pour « développer un modèle à base physique sous une forme facile d'utilisation ». On retrouve des démarches similaires en Europe avec le développement des modèles EUROSEM, (Morgan et al., 1998) ou LISEM (De Roo et al., 1996a, b).

La modélisation à base physique décrit l'érosion au travers de représentations mathématiques des processus hydrologiques et érosifs fondamentaux. Les processus pris en compte sont le détachement par les gouttes de pluie et/ou par le ruissellement, le transport par les gouttes de pluie, le transport par le ruissellement, et le dépôt par le ruissellement (Foster, 1990). On peut, sur la base de l'expression de ces processus, établir une division conceptuelle des phénomènes érosifs (Meyer et Wischmeier, 1969 ; Foster et Meyer, 1975) et distinguer les processus rangs (rills) et interrangs (interrills). Il est cependant à noter que cette distinction n'est pas toujours aisée à établir, et qu'elle est remise en cause par certains auteurs (e.g. Huang et Bradford, 1993 ; Parsons et al., 1997 ; Favis-Mortlock et al., 2000). Les zones interrangs sont définies comme étant dominées par les processus de détachement dus à l'impact des gouttes de pluie et le transport par le ruissellement en nappe de faible profondeur. Le transport net par splash est souvent négligé dans les modèles de prédiction de l'érosion. Les zones rangs sont définies comme étant dominées par les processus de détachement et de transport par ruissellement concentré. Dans les approches à base physique, les processus sont modélisés de manière spatialisée et dynamique aussi bien dans les zones rangs ou interrangs. La plupart des équations est dérivée des résultats de la modélisation des écoulements fluviaux, à partir des équations de Saint-Venant ou de leur approximation, combinant les équations de conservation de la masse (eau ou sédiment) et de la quantité de mouvement (Ambroise, 1999).

### 2.2.1. LES ÉQUATIONS DÉCRIVANT LE RUISSELLEMENT

L'onde de déplacement d'un flux complexe et irrégulier peut être décrite par les formes unidimensionnelles des équations de continuité et de moment de Saint-Venant (Singh et al., 1997) :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

Avec  $A$  : la section du flux,  $Q$  : le débit,  $t$  : le temps et  $x$  la distance dans la direction de l'écoulement.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u \partial h}{\partial x} + \frac{g \partial h}{\partial x} = g(S_0 - S_f) - (R/h)(u - v) \quad (2)$$

Avec  $h$  : la hauteur d'écoulement (peut être calculée avec l'équation de Darcy-Weisbach ou de Manning),  $u$  : la vitesse,  $R$  : le débit unitaire latéral,  $g$  : l'accélération due à la gravité,  $S_0$  : la pente,  $S_f$  : l'angle de friction et  $v$  : la composante latérale de la vitesse du flux. Les équations (1) et (2) sont non-linéaires et il n'existe pas de solution analytique sauf sous conditions très simplifiées. En général, ces équations sont donc résolues numériquement. Modéliser le ruissellement à l'aide d'une équation monodimensionnelle représente des degrés significatifs d'abstraction et de simplification et on s'oriente actuellement vers des développements bidimensionnels. Le ruissellement de surface se produit dans un mélange complexe d'écoulement laminaire avec de petites aires de concentration. Le cheminement des flux concentrés est souvent déterminé par des irrégularités au niveau de la microtopographie qui varient aussi bien dans le sens de l'écoulement que latéralement. Les analyses amenant des résultats « définitifs » sur l'influence de ces simplifications sur les paramètres de l'hydraulique et de l'érosion sont inexistantes (Lane et al., 1988). Le flux latéral  $R$  dans l'équation (2) est en réalité une fonction complexe du temps et de l'espace qui représente les variations entre la pluie et l'infiltration. Il est souvent représenté comme, la différence entre l'intensité instantanée de la pluie et le taux d'infiltration. Il peut aussi être considéré comme nul si le taux d'infiltration dépasse l'intensité de la pluie. Cette différence est appelée la pluie efficace (« rainfall excess »). Pour la résolution des équations (1) et (2), une hypothèse classique est que la pluie peut être divisée entre la pluie efficace et l'infiltration. L'écoulement de la pluie efficace est alors calculé comme si la surface était imperméable, ce qui représente une hypothèse très simplificatrice (Smith et Woolhiser, 1971).

Si tous les termes de l'équation (2), sont considérés comme petits relativement au terme  $g(S_0 - S_f)$  et peuvent être négligés, alors l'équation devient l'équation de l'onde cinématique. Les équations de l'onde cinématique pour un ruissellement unitaire (par unité de largeur) sur un plan peuvent s'écrire :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = R \text{ et } q = kh_m \quad (3)$$

Avec  $q$  : le débit unitaire,  $k$  : le « stage-discharge » coefficient et  $m$  : un exposant variable en fonction de la friction utilisée (3/2 pour l'équation de Chezy et 5/3 pour l'équation de Manning).

L'équation de continuité pour les sédiments, avec l'hypothèse cinématique est assez similaire à l'équation de continuité avec l'eau pour les termes de gauche. Pour

les termes de droite on distingue généralement un terme pour l'érosion laminaire et un pour l'érosion concentrée :

$$\frac{\partial(ch)}{\partial t} + \frac{\partial(cq)}{\partial x} = E_I + E_R \quad (4)$$

Avec  $c$  : la concentration en sédiment,  $E_I$  l'érosion interrang et  $E_R$  l'érosion concentrée. La procédure est d'abord de résoudre l'équation pour les écoulements, ensuite l'équation (4) pour la concentration en sédiment. L'érosion totale pour un événement correspond alors à l'intégration du produit  $cq$  sur la période du ruissellement.

### 2.2.2. LE TERME $E_I$ : L'ÉROSION INTERRANG

Le taux d'érosion interrang est fonction du taux de détachement par la pluie et du taux de transport par écoulement laminaire du point de détachement à une aire de ruissellement concentré. La structure générale des modèles de l'érosion en nappe, comme la première version du modèle WEPP (Nearing *et al.*, 1989) est exprimée sous la forme :  $D_i = f(K_i, I, S)$  où  $D_i$  est le taux d'érosion interrang par unité de surface et de temps,  $K_i$  le paramètre d'érodibilité interrang fonction des propriétés du sol,  $I$  l'intensité de la pluie et  $S$  un facteur pour la pente. Kinnell a démontré l'avantage d'inclure un composant pour le transport dans le modèle interrill en ajoutant un terme pour le ruissellement (Kinnell et Wood, 1992 ; Kinnell et Cummings, 1993 ; Kinnell, 1993) :  $D_i = f(K_i, I, q, S)$ , où  $q$  est le facteur représentant l'eau de surface en excès. Zhang *et al.* (1998), après une analyse factorielle sur des données obtenues en simulation de pluie concluent également que ni la pluie, ni le ruissellement pris isolément, ne peuvent simuler de manière satisfaisante les pertes en terre par érosion diffuse. Pour modéliser l'érosion diffuse plusieurs auteurs préconisent de traiter séparément le détachement, le transport et les facteurs contrôlant leur expression (Foster, 1990 ; Nearing *et al.*, 1994 ; Huang, 1998). Comme l'a énoncé Meyer (1981) en utilisant des données de simulation de pluie, le processus de détachement de particules de la surface du sol par l'impact des gouttes de pluie peut être formulé par l'équation :  $D = KI^2$

Foster (1982) et, Foster et Lane (1987) expriment le détachement par les gouttes de pluie dans les interrigoles en intégrant directement l'effet du couvert végétal :  $P_i = K_i I^2 C_i C_g C_s$  où  $P_i$  est le taux de détachement dans les interrigoles,  $C_i$  est le facteur représentant l'effet de la partie aérienne du couvert végétal,  $C_g$  est le facteur représentant l'effet de la partie basale du couvert végétal et  $C_s$  est le facteur représentant l'effet de la biomasse ou du travail du sol. L'importance des caractéristiques de la pluie dans les processus d'érosion diffuse est bien reconnue et plusieurs indices ont été utilisés pour tenir compte de ce paramètre. Cependant il n'y a pas actuellement une propriété de la pluie qui fasse l'unanimité pour décrire le détachement des sédiments (Salles et Poesen, 2000). Le paramètre d'érosivité de la pluie le plus communément utilisé est certainement l'intensité. Dans le modèle d'érosion WEPP, le carré de l'intensité moyenne de l'événement, intégré sur la durée de la pluie efficace est utilisé pour exprimer l'effet combiné du détachement par splash et par écoulement diffus (Nearing *et al.*, 1989). De même, d'autres études ont rapporté

des facteurs d'érosivité sous la forme  $I^p$  (Kinnell, 1982; Rose *et al.*, 1983; Govers, 1991). Meyer (1981) suggère différentes valeurs de l'exposant en fonction de la teneur en argile du sol considéré. Dans le modèle EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998), le calcul de la masse de sol détachée par l'impact des gouttes de pluie est relié à l'énergie cinétique (KE). Par contre, Ghadiri et Payne (1986) remettent en cause la fiabilité du paramètre KE notamment dans le cas de sols saturés où ils calculent de fortes valeurs d'érosion pour des KE faibles. Wischmeier et Smith (1958) ont développé une relation entre la perte en terre et l'énergie totale de la pluie multipliées par l'intensité maximale à 30 min (EI30). Rose (1960) et William (1969) ont déterminé leur meilleure corrélation en utilisant le moment de la pluie. Salles *et al.* (2000) ont trouvé que dans leurs conditions d'expérimentation le moment multiplié par le diamètre des gouttes était le meilleur indice d'érosivité. Ils ont aussi mis en évidence l'existence d'un seuil (fonction de la texture de surface) dans l'érosivité des gouttes de pluie pour que s'initie le détachement de particules de la surface du sol. Dans la plupart des études, les taux de détachement de sol sont reliés à des fonctions de l'intensité de la pluie, de l'énergie cinétique, du moment, ou à des combinaisons de ces paramètres par rapport aux conditions d'expérimentation.

### 2.2.3. LE TERME $E_R$ : L'ÉROSION LINÉAIRE

Plusieurs équations et variables basées sur l'hydraulique ont été proposées et utilisées comme outil de prédiction pour l'érosion des sols en régime concentré ou par ruissellement de surface en général. La plupart de ces équations et variables a été empruntée aux recherches menées sur les cours d'eau et les rivières. Les variables hydrauliques communément considérées pour l'érosion concentrée des sols sont « total discharge » (Meyer *et al.*, 1975), « bed shear stress » (Foster, 1982 ; Nearing *et al.*, 1989), « stream power » (Rose *et al.*, 1983 ; Hairsine and Rose, 1992a, b), et « unit stream power » (Moore *et Burch*, 1986). Il existe beaucoup de formes fonctionnelles pour exprimer le détachement, mais deux d'entre elles sont plus communément utilisées (Lane *et al.*, 1988). Si le taux de détachement de particules du sol dans une rigole est considéré comme étant fonction de l'importance des contraintes de cisaillement par rapport à une valeur critique de contrainte de cisaillement, alors l'équation suivante peut être utilisée pour décrire l'érosion concentrée :

$$E_r = d(\tau - \tau_c)^e \quad (5)$$

où  $\tau$  est la contrainte de cisaillement moyenne pour la section considérée,  $\tau_c$  est la valeur critique qui doit être dépassée pour initier le détachement.  $d$  et  $e$  sont respectivement un coefficient et un exposant à déterminer expérimentalement.

Si le taux d'érosion concentrée est considéré comme étant proportionnel à la valeur de la capacité de transport par rapport à la charge du flux  $cq$ , alors l'équation peut s'écrire :

$$E_r = f(T_c - cq) \quad (6)$$

où  $f$  est un coefficient à déterminer expérimentalement. Dans l'éventualité où la charge en sédiment venant de l'amont dépasse la capacité de transport, alors le coefficient  $f$  peut se transformer en coefficient régulant le taux de dépôt.

#### 2.2.4. CAPACITÉ DE TRANSPORT DES ÉCOULEMENTS

L'érosion des sols résulte de l'effet combiné des processus de détachement et de transport du sol par les gouttes de pluie et du ruissellement. Ces processus opèrent généralement simultanément pendant un événement pluvieux et sont donc difficiles à évaluer séparément (Römken et al, 1997). La plupart des modèles dynamiques de prédiction de l'érosion des sols a cependant incorporé ces processus comme des composants séparés (mais interconnectés) dans leurs algorithmes de circulation. (Meyer and Wischmeier, 1969 ; Foster and Meyer, 1975 ; Rose et al., 1983). Les équations de capacité de transport tiennent une place déterminante dans les modèles à base physique du fait qu'elles définissent la limite supérieure des phénomènes d'érosion et qu'elles contrôlent les processus de dépôt qui se produisent quand la quantité de sédiment disponible dépasse la capacité de transport. Les recherches dans ce domaine se sont concentrées sur la vérification de l'applicabilité de formules de transport fluvial au ruissellement de surface (Ferro, 1998). Les concepts existants de description de l'érosion des sols par écoulement de surface sont basés sur le « critical hydraulic shear » (eg. dans le modèle WEPP, Foster et al, 1977 ; Nearing et al., 1989), ou sur le concept du stream power de Bagnold (1966) (eg. dans le modèle EUROSEM, Morgan et al., 1998). Le modèle proposé par Hairsine et Rose (1992a, b) se base aussi sur le stream power, mais diffère des approches classiquement développées par le fait qu'il considère le dépôt comme la différence entre la quantité brute déposée et la quantité ré-entraînée. Le concept du stream power est basé sur le principe physique général qui interprète le transport de grains comme dépendant de l'efficacité de la puissance disponible (Summer et Zhang, 1998). Ce concept a aussi été appliqué par Bagnold pour la description du transport de la « charge du lit », dans lequel il a relié la puissance total fournie :  $p = \tau \bar{u} = \rho g S_f h \bar{u}$  (7)

Avec  $\rho$  la densité du mélange fluide-sédiment,  $g$  = l'accélération due à la gravité,  $S_f$  = le facteur pente,  $h$  = hauteur d'eau,  $\bar{u}$  = la vitesse moyenne du flux et  $\tau$  = la force de cisaillement du flux sur le lit de la rivière. Etabli pour des sédiments non cohérents, le stream power relie le taux de transport matériel au taux de dissipation de l'énergie. L'équation pour le unit stream power s'obtient en divisant l'équation du stream power par la hauteur du flux multipliée par l'accélération due à la gravité.

Plusieurs équations générales ont été développées pour formaliser la capacité de transport des sédiments  $T_c$  (Sharma, 1998). La plupart des équations a été initialement développée pour l'écoulement fluvial, elles ont été ensuite appliquées à l'écoulement superficiel en nappe ou en rigole. Alonso et al. (1981) ont procédé à une évaluation de neuf équations de transport de sédiment. Ils en ont conclu que l'équation de Yalin (Yalin, 1963) fournissait des estimations fiables pour les écoulements de surfaces en nappe ou en rigole. L'équation de Yalin est définie par :

$$\frac{T_c}{SG d_w^{0.5} \tau_s^{0.5}} = 0.635 \delta \left[ 1 - \frac{1}{\beta} \ln(1 + \beta) \right] \text{ avec :} \quad (8)$$

$$\beta = 2.45(SG)^{-0.4} (Y_{cr})^{0.5}$$

$$\delta = (Y/Y_{cr}) - 1 (\text{when } Y < Y_{cr}, \delta = 0)$$

$$Y = (\tau_s / \rho_w) / (SG - 1)gd$$

et où,  $SG$  est la densité spécifique des particules (2,65 pour les sables fins et les

limons),  $d$  (m) est le diamètre des particules,  $\rho_w$  (kg/m<sup>3</sup>) est la densité massique de l'eau,  $Y$  est la dimensionless shear stress,  $Y_{cr}$  est the critical dimensionless shear stress du Shield diagram (révisé, comme par Abrahams et al., (1988) pour le ruissellement sur les versants désertiques) et  $g$  (ms<sup>-2</sup>) est l'accélération due à la gravité.

Le plus simple modèle disponible pour prédire les processus de dépôt de sédiment est « the simple settling theory »(SST) (Beuselinck et al., 1998). Les classes multiples de la SST considèrent que le dépôt des sédiments est un processus uniforme dans lequel les particules se déposent sans interférence et sont piégées quand elles atteignent la surface du lit. Pour ce système, l'équation de conservation de la masse est donnée par :

$$\delta C_i / \delta x = - \left( \frac{v_i}{q} \right) C_i \quad (9)$$

où  $C_i$  = concentration locale en sédiment de la fraction  $i$  (kg m<sup>-3</sup>) ;  $q$  = débit par unité de largeur (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> m<sup>-1</sup>) ;  $x$  distance (m) ; et  $v_i$  la vitesse de sédimentation de la fraction  $i$  (ms<sup>-1</sup>).

Si on intègre en utilisant la condition limite que la concentration locale en sédiment ( $C_i$ ) est égale à la concentration initiale en sédiment ( $C_{i-in}$ ) à  $x = 0$ , on obtient la fraction de chaque taille de particule qui arrive à une distance  $x$  sans se déposer :

$$C_i / C_{i-in} = \exp \left[ - \left( \frac{v_i}{q} \right) x \right]. \quad (10)$$

Le SDR total est alors la somme des fractions de taille des particules qui atteignent l'exutoire. La SST considère que le ré-entraînement des sédiments précédemment déposés est négligeable. Il est intéressant de noter que la deuxième équation ne contient pas de terme relatif à la pente. De plus, elle prédit que la SDR est indépendante de la concentration en sédiment du flux (entrant).

Tous ces concepts sont plus directement appliqués avec des sols non cohésifs où les liaisons entre agrégats ou entre particules sont absentes ou non pertinentes. En conditions de sols cohésifs, soit par nature, soit induits par la pluie, la validité de ces relations a besoin d'être examinée. Une telle situation se présente quand les sols sont battants et forment des croûtes (Römken *et al.*, 1997).

### 3. CONCLUSION ET CONSÉQUENCES POUR LE CHOIX D'UNE DÉMARCHE

#### 3.1. Conclusion sur les processus

Au travers de cette étude bibliographique nous avons donc pu nous rendre compte des lacunes qui subsistent dans la connaissance des processus érosifs. Il apparaît que l'érodibilité des sols ne correspond pas à une propriété facilement mesurable. Elle est maintenant considérée comme une combinaison de réponses complexes influencées par les caractéristiques intrinsèques des sols et des variables extrinsèques environnementales.

La résistance aux forces érosives est en premier lieu influencée par les propriétés du sol. Elles sont déterminantes pour la caractérisation du transport des sédiments le long des versants et donc pour les taux d'érosion au sein des bassins à

toutes les échelles. La plus grande difficulté réside dans les variations spatiales et temporelles de ces propriétés, qui s'expriment plus ou moins en fonction des sous-processus actifs sur le versant. Il est évident que les conditions peuvent être extrêmement variables sur de très courtes distances, et refléter une interaction complexe entre les facteurs.

On perçoit ainsi toute la difficulté que pose l'étude de tels phénomènes, et pourquoi il est délicat d'établir une méthodologie qui rende compte, de manière exhaustive, des mécanismes fins mis en jeu, tout en les relativisant, les imbriquant, et les replaçant au sein d'un continuum (comme peut le constituer une séquence pédologique développée sur une topographie complexe soumise à des aléas climatiques). Les expérimentations sont donc élaborées en conditions simplifiées et comme le remarquent Agassi et Bradford (1999), différentes méthodologies peuvent conduire à des résultats différents qui ne sont pas forcément reliés à l'effet spécifique de la variable étudiée.

Restent enfin les problèmes rencontrés pour le transfert de données hydrologiques depuis de petites zones d'études à des zones de drainage plus grandes. Ils résident, en fait, dans la dépendance des phénomènes de ruissellement et d'érosion à l'échelle et à la spécificité du site d'étude (Evans, 1998). L'unicité du site d'étude implique pratiquement la nécessité de traduire la diversité naturelle en des paramètres biophysiques relatifs à la météorologie, la pédologie, la topographie et à la végétation. Cela signifie que les résultats expérimentaux ne peuvent être transférés en dehors du site expérimental initial, à moins que la similarité des facteurs qui gouvernent les processus hydrologiques ait été confirmée. Une difficulté plus contraignante, rencontrée lorsqu'on emploie des relations pluie-ruissellement-érosion, est la dépendance spatiale de l'intensité de la réponse des phénomènes érosifs. La configuration spatiale et temporelle des phénomènes hydrologiques sur le versant qui gouverne la dynamique du ruissellement et du transport de sédiment ne peut pas être facilement décrite ou évaluée en utilisant des modèles déterministes ou à base physique (Freeze, 1980 ; Mannaerts, 1992 ).

### **3.2. Conclusion sur la modélisation**

Les tentatives d'élargir le domaine d'utilisation des modèles type USLE à des environnements plus complexes ont conduit au constat de leurs limites. Il s'en est suivi un grand enthousiasme pour le développement des modèles dynamiques spatialisés à base physique dont on revient un peu actuellement. Tout d'abord, il n'existe pas de modèles qui ne contiennent pas de relations empiriques sur un aspect ou un autre. De plus ces modèles nécessitent une phase importante de calibration remettant en cause leur base physique (De Roo, 1993 ; 1998). Enfin le grand nombre de paramètres utilisés interdépendant , aboutit à des phénomènes d'équifinalité (Beven, 1993 ; 1996). Il est peut-être encore un peu trop tôt pour juger des performances des approches à base physique. Cependant, il est clair que la demande abondante en données restera une limitation sérieuse, d'autant plus que les données sont censées représenter une variabilité spatiale toujours plus complexe avec l'avancée des recherches. Les résultats obtenus jusqu'à présent, en termes de prédiction effective ne sont pas très encourageants. Dans la grande majorité des publications récentes concernant l'évaluation de modèles dans des

conditions neutres (i.e. non réalisées par les concepteurs, ou réalisées par les concepteurs mais avec des données externes), on commence à voir apparaître des doutes sur l'utilisation de ces modèles en tant qu'outils effectifs de prédiction de l'érosion. Deux bonnes illustrations sont les conclusions publiées à la suite des ateliers d'Oxford (Nearing and Nicks, 1998 ; Favis-Mortlock, 1998 ; Boardman et Favis-Mortlock, 1998) et d'Utrecht (Takken et al., 1999 ; Folly et al., 1999 ; Jetten et al., 1999). Ces tentatives de validation « en aveugle » des modèles conduisent à considérer l'éventualité d'une description mathématique complète des processus élémentaires et de leurs interactions avec humilité (Boardman, 1998). Les efforts de développement investis dans la modélisation à base physique ont permis de générer des pistes de recherches, mais comme le déclare Bryan (2000) : « Il n'est pas du tout évident que tous les processus et interactions impliqués dans l'érodibilité des sols puissent un jour être modélisés physiquement ». De la même manière, Parsons et al. (1997) concluent que, si les modèles basés sur les processus physiques permettent d'améliorer nos connaissances des mécanismes de l'érosion, il n'est cependant peut être pas réaliste de vouloir les utiliser comme outil de prédiction de l'érosion des sols.

### 3.3. Choix d'une démarche

Aux vues des limites citées précédemment et comme explicité par De Roo (1998), il y a un besoin de modèles simples, couplés avec un SIG, se concentrant sur les processus dominants au niveau du bassin versant. En attendant « l'achèvement » des connaissances, une modélisation effective peut être représentée par une modélisation simple, basée sur des paramètres intégrateurs qui rendent compte des processus dominants dans le contexte étudié.

Dans un esprit de modélisation, il est nécessaire de décrire les processus d'érosion en termes de « principes physiques élémentaires » (Govers, 1985). Les fonctionnements et, à plus long terme, les régimes hydrologiques sont marqués par des processus dominants ou des combinaisons de processus dominants, variables selon les milieux (Falkenmark et Chapman, 1989) mais aussi pour un bassin donné, selon les périodes, en relation notamment avec le caractère intermittent des précipitations et les variations d'état hydrique (Ambroise, 1999). A ces processus dominants peuvent être associés des facteurs dominants. Dans les régions agricoles limoneuses, la redistribution des précipitations est contrôlée, outre par la topographie, par les opérations culturales qui entraînent des changements radicaux des propriétés des sols et par la formation rapide de croûtes de battance favorisant le ruissellement.

Plusieurs études en France se sont penchées sur les phénomènes d'inondations et de coulées boueuses dans le contexte de la ceinture loessique du nord-ouest de l'Europe. A l'origine de ces études on retrouve des recherches qui se situent :

- d'une part à l'échelle locale (Boiffin, 1986 ; Boiffin et Monnier, 1986) avec des évaluations quantitatives de l'influence des états de surface sur l'infiltrabilité.

- d'autre part au niveau du bassin versant élémentaire. Ces recherches intègrent des observations sur l'évolution de paramètres agronomiques (calendrier et techniques culturales), morphométriques et d'états de surface du sol pour proposer une procédure d'estimation qualitative des risques de ruissellement concentré (Monnier et al., 1986 ;

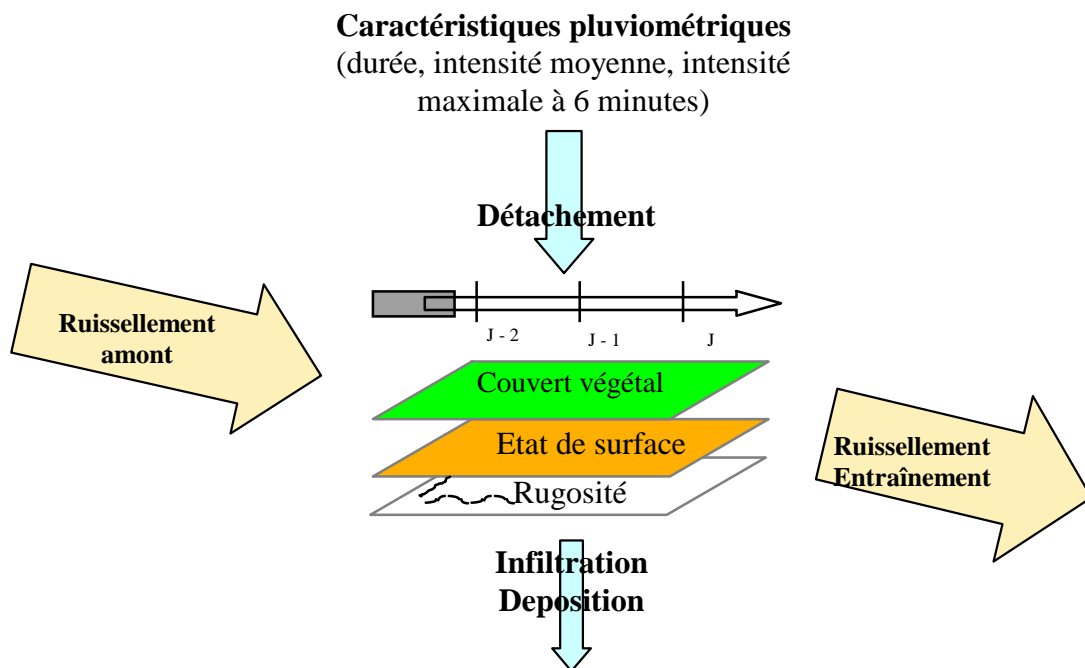


Boiffin et al., 1988 ; Papy et Boiffin, 1988 ;1989 ; Auzet et al., 1990 ;1993).

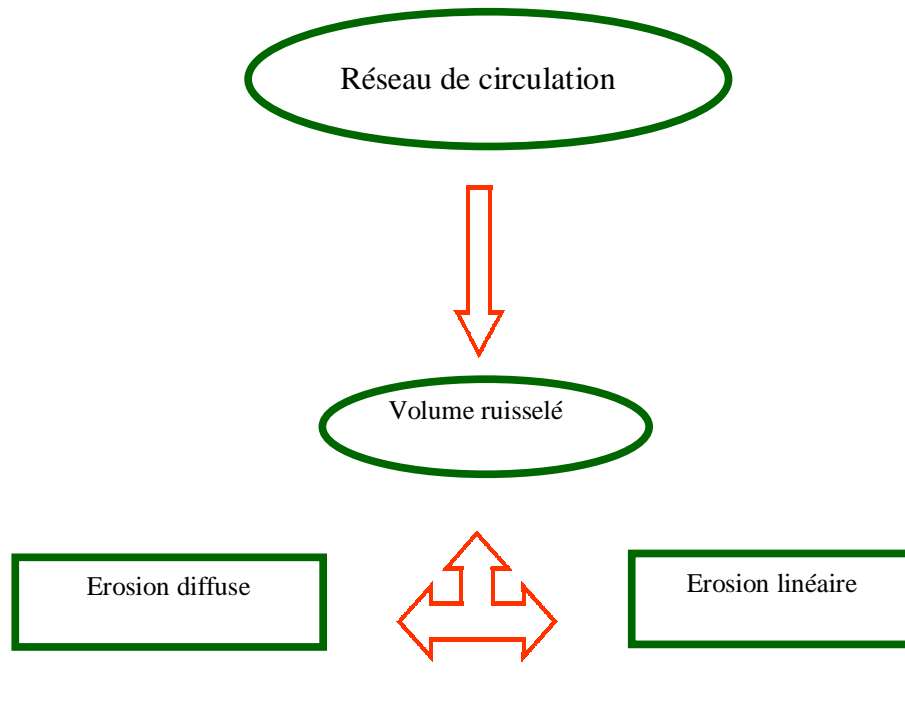
D'autres travaux ont suivi comme Ouvry (1990 ;1992) qui a étudié l'influence des techniques culturales sur l'apparition de ravines temporaires. Martin et al. (1997 ; 1999) se sont plus spécifiquement intéressés aux pratiques culturales conduites en interculture, et ont proposé à l'aide d'expérimentations sur des parcelles de 20 m<sup>2</sup>, une caractérisation de différentes techniques culturales par rapport à leurs effets en termes de ruissellement et pertes en terre.

D'autres études ont intégré l'influence de la structure hydrographique des bassins et des états de surface des parcelles cultivées sur l'érosion linéaire (Eimberck, 1990 ; Papy et Douyer, 1991 ; Ludwig et al., 1995 ; 1996a ; Auzet et al., 1995 ; Souchère et al., 1998).

Nous proposons de développer une démarche de modélisation qui s'appuie directement sur les observations et les évaluations qualitatives mentionnées ci-dessus, complétées par des résultats quantitatifs d'expérimentations multi-échelles (Benkhadra, 1997 ; Lecomte, 1999) menées au champ et en laboratoire. les chapitres 2 à 7 présentent les différents modules développés au sein du modèle STREAM : le module de calcul de l'accumulation du ruissellement dans les chap. 2 & 3, le module de simulation du transfert de sédiment par érosion diffuse dans les chap. 4 & 5 et enfin le module de simulation du transfert de sédiment par érosion linéaire dans les chap. 6 & 7. La démarche suivie est identique pour les trois modules, à savoir - un premier chapitre présentant l'identification et la paramétrisation des facteurs dominants à l'échelle locale sur la base de résultats expérimentaux (Figure 1) – Suivi par un deuxième chapitre qui présente l'intégration de ces règles de décisions dans un modèle spatialisé à l'échelle du bassin versant (Figure 2).



**Figure 1 - 1** : Identification et paramétrisation des facteurs dominant la réponse érosive à l'échelle locale sur la base de résultats expérimentaux.



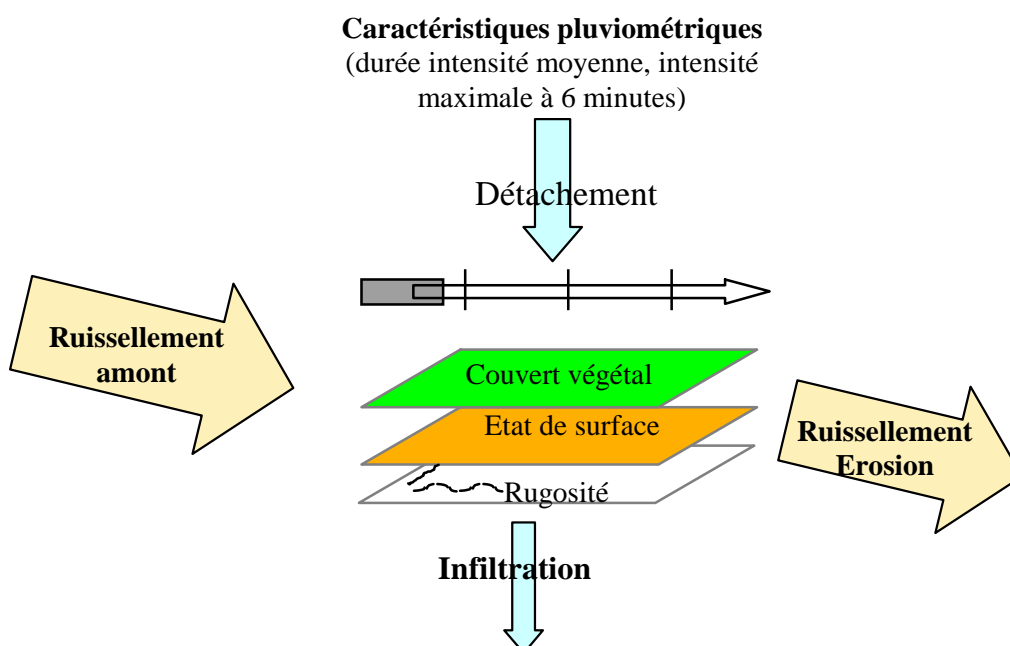
**Figure 1 - 2** : Intégration des paramètres définis à l'échelle locale dans un modèle spatialisé à l'échelle du bassin versant comprenant trois modules principaux qui permettent de calculer les volumes ruisselés, l'érosion diffuse et l'érosion linéaire.

## 2. Hétérogénéités spatiales et dynamique temporelle des conditions de surface sur les sols battants cultivés. Conséquences sur les processus d'infiltration, de ruissellement et d'érosion diffuse.

*Les conditions à la surface du sol, i.e. la structure de surface, la rugosité et le couvert végétal, jouent un rôle majeur sur les capacités d'infiltration, et la sensibilité à l'érosion. La connaissance et la compréhension de l'hétérogénéité spatiale et de la dynamique temporelle de ces conditions de surface sont des points clé pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols cultivés. L'objectif de ce chapitre est l'étude des conséquences sur les processus d'infiltration, de ruissellement et d'érosion diffuse de la répartition spatiale et de la dynamique temporelle des conditions de surface sur les sols battants cultivés.*

*Les résultats obtenus ont tout d'abord permis d'identifier les paramètres accessibles qui dominent la réponse érosive dans le contexte des sols limoneux agricoles. Les rôles respectifs du couvert végétal, de la battance et de la rugosité sont ainsi définis et présentés à partir de classifications établies ou reprises de la littérature.*

*Ce chapitre présente également une analyse de fréquence d'apparition des différentes situations représentées par les différentes combinaisons de ces trois facteurs. Il apparaît notamment que trois des combinaisons de ces facteurs représentent plus de 50 % en surface de bassins versants cultivés représentatifs de l'occupation du sol du territoire agricole du Pays de Caux (Haute Normandie).*



## 2. Spatial distribution and temporal variability of soil surface characteristics influencing infiltration, runoff and interrill erosion in cultivated catchments

---

Y. Le Bissonnais, O.Cerdan, V. Lecomte, H. Benkhadra, V. Souchère, P. Martin.  
in prep.

### Abstract

Extensive soil surface observations and measurements were conducted on loess soils prone to surface crusting in order to apprehend the spatial distribution and temporal variability of soil surface condition parameters involved in erosion processes. A database composed of more than 5000 soil surface condition observations at the field or plot scale was analysed. We established a classification of these observations according to combination of the three dominant controlling factors: crusting stage, roughness and surface cover. The frequency analysis shows that three combinations of these factors account for more than 50% of the total observations. Eight other combinations account individually for more than 2% of the observations. These dominant and secondary combinations are considered as “reference surface condition”. Their potential range of infiltration capacity and sediment production were estimated from field measurements under natural and simulated rainfall. This work allowed to develop a new approach for erosion prediction modelling and give references for the development of erosion equation.

Keywords: soil surface conditions, runoff, erosion, crusting, crop cover, roughness.

## 1. INTRODUCTION

Soil surface conditions, i.e. surface structure, roughness and vegetation cover, have an important influence on infiltration rates, runoff generation and erosion. On bare cultivated soils, crusting is the main driving factor of surface structure evolution. It has a very strong influence on soil hydraulic properties and runoff rate. Crusting also affects soil surface cohesion and roughness, which influence, together with vegetation cover, sediment detachment and transport processes.

A knowledge and understanding of the spatial heterogeneity and temporal dynamic of these surface conditions is a key point for modelling soil erosion by water in cultivated areas at hillslope and catchment scales.

Surface conditions depend not only on soil characteristics, such as soil texture, mineralogy, soil organic matter, but also on a large range of surface characteristics related to land use, vegetation cover, biological activity and interactions with climatic conditions, especially antecedent moisture state. At the scale of small catchment, detailed observation of surface conditions can be used as indicators of less accessible parameters such as time to ponding, surface storage, time to runoff, hydraulic conductivity and susceptibility to detachment. Relations between the identified types of surface conditions and these quantitative parameters can be explored by several methods such as rainfall simulation and microrelief measurements which are applied locally. As soon as these relations will be established, qualitative descriptions of surface conditions for relatively large and homogeneous areas (e.g. cultivated field) will enable the quantification of average hydraulic and erosion properties at field scale.

Soil surface conditions description methods in cultivated areas of Europe originated from the work carried out by Boiffin (1986) who defined several crusting stages, which were further refined by Bresson and Boiffin (1990). Building a typology of surface conditions requires relatively simple and robust descriptors, which should enable a rapid survey of large areas in a cost effective and reproducible way. Such survey will give a better knowledge on areas potentially contributing to runoff (Auzet et al., 1995). The location of these runoff potential areas in relation to the main collecting network (tracks, talwegs, rivers...) and their potential dynamics through the seasons should help to the upscaling from hillslope and small catchments to regional assessment.

The objective of this paper is: (i) to define the most relevant surface characteristics to be used for soil surface conditions description with regard to runoff and erosion processes, from a literature review, (ii) to analyse the range of different surface conditions and their spatial distribution and temporal variability for agricultural areas in the european loess belt using a large data base and, (iii) to identify the dominant situations and assess their potential effects on infiltration, runoff and erosion.

## 2. SOIL SURFACE CHARACTERISTICS

Runoff and erosion study and modelling at catchment scale require monitoring

strategies, particularly for agricultural areas (Jetten et al., 1996). The catchment must be subdivided into spatially “uniform” units at a given time (fields or portion of fields). In addition to slope and soil type, which are permanent characteristics, the most relevant dynamic characteristics for describing and classifying these units with regard to interrill erosion are: (i) surface roughness, (ii) the development of soil surface crusts, (iii) the presence of wheel tracks, and (iv) the vegetation and plant residue cover (Boiffin et al., 1988; Casenave et Valentin, 1989; Bradford and Huang, 1994; Auzet et al., 1995; Jetten et al., 1996).

## 2.1. Surface crusting

Three main stages of surface crusting were initially distinguished by Boiffin (1984): initial fragmentary stage (F0), structural crust (F1) and sedimentary crust (F2), with possible subdivisions of these classes. These morphological types of crusts differ in the combination of the subprocesses involved in their formation (Bresson and Valentin, 1994). The structural or disruptional crusts are formed by an in-situ reorganisation of existing aggregates and fragments resulting from breakdown, with very limited particle displacement and without sorting or sedimentation. The sedimentary or depositional crusts result from particles displacement and sorting in puddling conditions. Bresson and Boiffin (1990) showed that structural and sedimentary crusts correspond to two successive stages in a general pattern of crust development. The change from the first to the second stage depends on the hydrodynamic behaviour of the soil surface, which is partly controlled by the structural crust development. Each stage will affect the infiltration capacity.

Experimental works can be found in the literature that validate this approach (Boiffin and Monnier, 1986; Bradford et al., 1987; Le Bissonnais and Singer, 1993; De Roo, 1993). The classification has further been refined, including intermediate stages with precise measurement of the relative proportion of structural and sedimentary crust, and adding a stage corresponding to altered sedimentary crust (F3). However, although a very precise classification could be useful for specific studies by skilled observers, it becomes less robust and reliable for use by large amount of people in different situations. Thus, as a compromise between precision and robustness, a classification of four crusting stages has been proposed (Table 1).

**Table 2 - 1:** surface state evaluation

NOTATION	DESCRIPTION
F0	Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable
F11	Altered fragmentary state with structural crusts
F12	Transitional: local appearance of depositional crusts
F2	Continuous state with depositional crusts

## 2.2. Roughness

Surface roughness is a dynamic property that influences numerous processes on the soil surface such as infiltration, temporary storage capacity, reflectance, deposition or detachment of particles, etc. It has a rapid evolution under the influence of soil

tillage and rainfall (Zobeck et Onstad, 1987). Römken and Wang (1986) have described four soil roughness classes: 1) particles and aggregates related roughness (PR: 0 to 2 mm), 2) the random roughness (RR: 2 to 100 mm), 3) periodic orientated roughness (OR) induced by soil tillage (100 to 300 mm), and 4) topographical related roughness. Roughness is often evaluated calculating the standard deviation of the measured height at regular intervals tillage (Zobeck et Onstad, 1987; Huang, 1998b). In addition to its use for characterising the temporary storage capacity of excess water on the soil surface (Mitchell and Jones, 1978, Kamphorst, 2000), its second major influence is on the runoff direction and hydraulic resistance which, however, are rarely taken into account even though many authors know the insufficiency of only topographic criteria (Fullen and Reed, 1987; King and Le Bissonnais, 1992; Auzet et al., 1993; Souchère et al., 1998, Govers et al, 2000). In the context of silty soils, Boiffin et al. (1988) made field observations that distinguished between several roughness classes. This classification, which was further refined by Ludwig et al. (1995), was used for characterising soil roughness in the tillage direction (OR) as well as perpendicular to it (RR) (Table 2).

**Table 2 - 2:** soil surface roughness evaluation: Difference in the heights of the deepest part of microdepressions and the lowest point of their divide (from Ludwig et al., 1995).

Grade	Roughness index	Typical agricultural situation
R0	0-1 cm	Strongly crusted sown fields, harvested fields with intense compacting
R1	1-2 cm	Sown fields with fine loosened or moderately crusted seedbeds
R2	2-5 cm	Recently sown fields with a cloddy surface, crusted tilled fields without residues
R3	5-10 cm	Stubble-ploughed fields and recently sown fields with a very cloddy surface
R4	> 10 cm	Ploughed fields

### 2.3. Vegetation Cover

Good ground cover is an essential part of the majority of soil conservation programs (Houghton and Charman, 1986). Vegetation protects soil against surface erosion in various ways. The interception by the plant of the rainfall has two main consequences, the major being that it breaks the erosive power of the rain, especially in a cultivated context where the drips have little impact. It also decreases the volume of water reaching the soil surface. This is most noticeable for short or minor events as the available capacity of temporary holding of precipitation is rapidly filled, so that its ability to reduce runoff rates within a given catchment is relatively small, however the stem stands as a preferential infiltration path. We also consider the surface vegetation and the residue cover that protect the surface from degradation and that hydraulic resistance. The classification of vegetation cover is expressed as a percentage of the area covered either by canopy or litter. We distinguished three classes: 1 from 0 to 20%; 2 from 21 to 60% and 3 from 61 to 100%. Limits of these classes are adapted to the rate of cultivated vegetation development, for example, class 1 corresponds to the rate of Autumn sowed cereal cover during the Winter months lasting from November

to February.

## 2.4. Additional surface characteristics

Several additional surface characteristics may also influence runoff and erosion. Among them could be included: (i) the presence of macropores, (ii) biological factors, such as soil fauna, that may increase the number of macropores and therefore improve infiltration, (iii) algae on crust, that could be both hydrophobic or hydrophyllic according to the initial moisture conditions, (iv) the presence of rock fragments, that generally improve infiltration and reduce erosion (Poesen and Ingelmo-Sanchez, 1992), the presence of wheel tracks. Measurement of the bulk density of the tillage layer as well as description of the pattern of soil crusting may also improve the surface characterisation. All these secondary characteristics, although certainly relevant and crucial in some cases, are more difficult and time consuming to be explicitly included in a systematic monitoring of surface condition at catchment scale. However, in a qualitative approach such as described here, they can be easily implicitly included within the three above parameters.

## 3. ANALYSIS OF SPATIAL DISTRIBUTION AND TEMPORAL VARIABILITY OF SURFACE CONDITIONS

### 3.1. Description of the database

A data set of 5464 field observations from different experiments realised in the Normandy region from 1992 to 1998 was available (Gallien et al., 1995; Lecomte et al., 1997; Le Bissonnais et al., 1998b; Lecomte, 1999; Chaplot and Le Bissonnais, 1999; Martin et al., 1999). These observations were made on 600 fields and corresponded to 40 different dates spreaded all around the year (11 in Autumn, 12 in Winter, 13 in Spring and 4 in Summer corresponding to 1000 to 2000 observations each season). The data set corresponds to a cumulated observed surface of 12 350 ha.

The studied area is covered by silt loam soils developed on the loess quaternary deposit and containing at least 60% silt in the surface horizons. Soils are classified as Neoluvisol in the French Classification (orthic Luvisols) and are described as “excessively drained” by the USDA (1951) soil drainage classification. Such soils are very sensitive to soil sealing because of low clay content (130 to 170 g/kg) and low organic matter content (10 to 20 g/kg). When cultivated, large areas are left bare and exposed to rainfall during most of the cultural season which, combined with the sensitivity to crusting, rend them vulnerable to runoff and water erosion. The topography is relatively smooth with slope gradients ranging between 1 to 4% on the plateau and 4 to 10% on valley sides. The soil physical and chemical characteristics show very little variability within the studied area.

Surface roughness, soil crusting stages and rate of vegetation cover of individual fields were measured semi-quantitatively twice a month during the period of

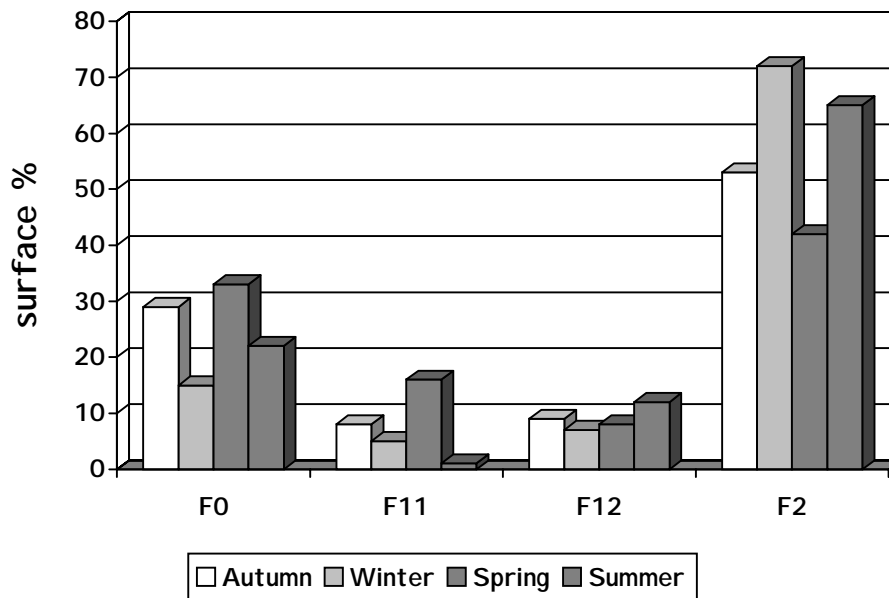


study. Variables present in the database for the description of each field are: area (m<sup>2</sup>), slope (%), land use, roughness (Table 1), soil surface degradation stage (Table 2), vegetation cover.

### 3.2. Results

Figures 1, 2 and 3 show the distribution of the 3 parameters for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season.

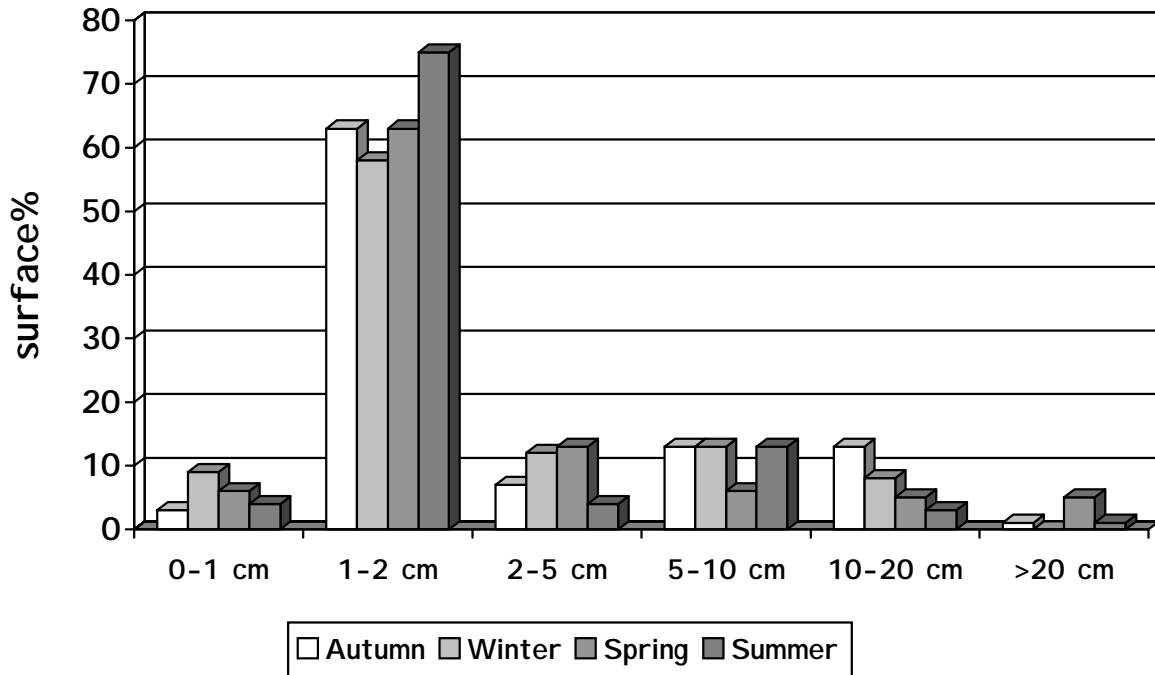
Results for crusting conditions (Figure 1) show that 70% of the surfaces are occupied by well developed sedimentary crust (F2) in Winter and 65% in Summer, whereas it represents only 40% in Spring and 50% in Fall. Other surfaces are mainly occupied by freshly tilled non crusted surfaces (F0) (increasing from 15 to 30% for Winter, Summer, Fall and Spring). Intermediate states (F11 and F12) represent less than 10% of the observed surfaces except F11 in Spring and F12 in Summer that correspond to the evolution of some Spring sown fields during these two seasons. These results confirm that the soils of the study area are very prone to surface crusting: sedimentary crusts are dominant all the year and the low proportion of intermediate states indicates the very fast dynamics of crusting. With a proportion of 50% of Fall and Spring crops (Auzet et al., 1993; Jetten et al., 1996) and a frequency of observation of two weeks, the decrease of F2 percentage from 70% in Winter to 40% in Spring followed by an increase up to 65% in Summer indicate that almost all the Spring tilled surfaces become crusted within less than three months.



**Figure 2 - 1:** distribution of the surface degradation stages for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season

Results for roughness (Figure 2) show that a majority of observations (60 to 70% of the surfaces from Autumn to Summer) correspond to the R1 class of roughness (1 to 2 cm). This can be explained by the fact that this class groups both bare crusted sowed surfaces and surface covered with vegetation with initial low roughness such as

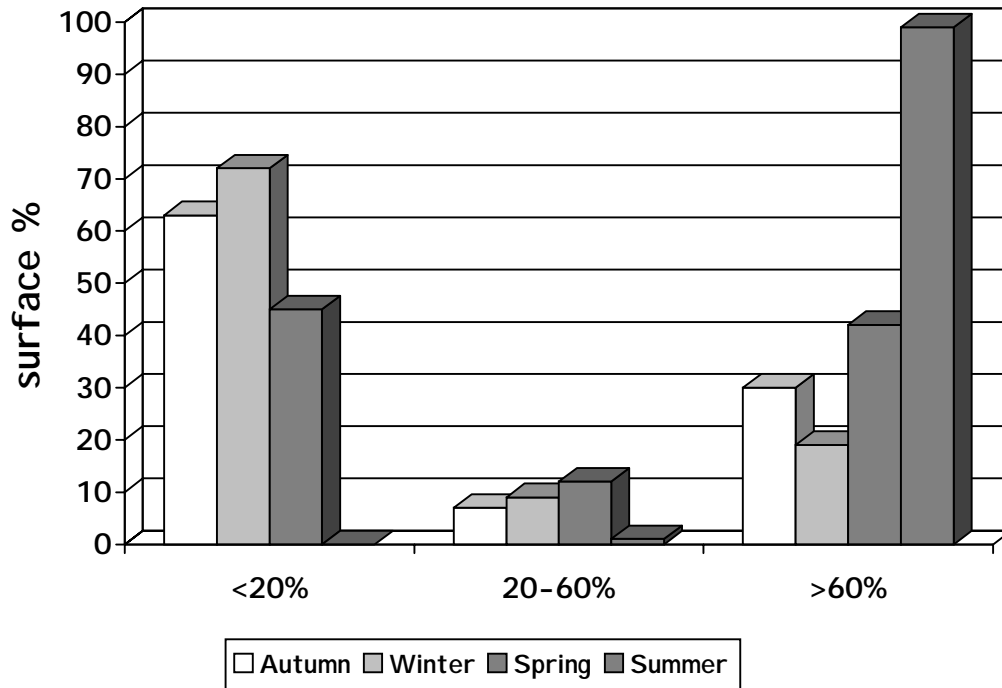
pastures.



**Figure 2 - 2:** distribution of the roughness classes for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season

Harvested fields may also fall in this class. Other roughness classes never represent more than 15% of the observed surfaces whatever the season. This is directly and indirectly related to the low aggregate stability of the studied soils: (i) farmers do not keep field tilled for long period because they know that structure will be degraded and that they will have to till again before sowing, (ii) even if a field shows an important roughness at a given time, it will soon be degraded and moves to lower roughness classes.

Results for vegetation cover (Figure 3) are clearly related to the seasonal dynamics of vegetation: almost 100% of the observed field are covered with more than 60% of vegetation in Summer whereas this class represents only 20% of the surfaces in Winter. Conversely “bare field”, i.e. with less than 20% of vegetation cover, are not observed in Summer whereas they represent 70%, 60% and 40% of the surfaces respectively in Winter Autumn and Spring. The intermediate class of vegetation cover represents less than 10% of the observed surfaces with a maximum in Spring. This is due to the rapid development of vegetation as soon as growth starts.

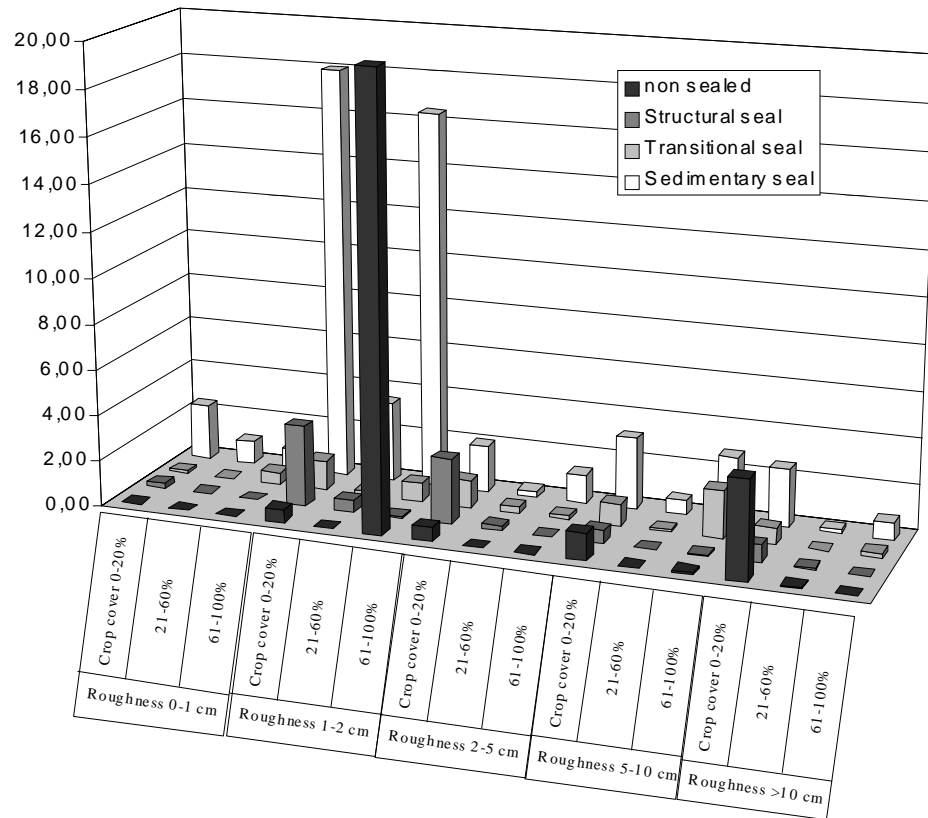


**Figure 2 - 3:** distribution of the vegetation cover classes for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season.

## 4. CHARACTERISTICS OF THE DOMINANT SOIL SURFACE CONDITIONS

### 4.1. Dominant surface characteristic combinations

The field observations have been synthesised in Figure 4. Three surface characteristic combinations stick out from this large survey: (i) bare crusted fields (which account for up to 38% of the winter observations), (ii) well developed crops on crusted surfaces (which account for up to 48% of the summer observations), and (iii) grassland (14% constant throughout the year) or well developed crops on non degraded surfaces. A majority of observations are mainly situated in the sedimentary crut class (from 42% of the spring observations up to 72 % of the winter observations).



**Figure 2 - 4:** Percentage of observations area per class for a total of 5464 field annotations (40 dates of observation at regular time interval during several cultural seasons for two catchments of 87 and 1100ha). Non sealed: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal.

In average these three combinations always account for more than 50% of the catchment area.

Other significant combinations are: (i) low vegetation cover, high roughness non crusted fields (5% of the observations), which correspond to freshly tilled fields, (ii) low vegetation cover, high or medium roughness crusted fields, which correspond to the close evolution of the previous combination under the rainfall effect, (iii) low vegetation cover, low roughness fields with structural crust and (iv) intermediate vegetation cover, low roughness crusted fields which are both transitional combinations before crusting and vegetation development on sowed surfaces.

These 3 major combinations and other significant combinations can be considered as “reference surface conditions”. Each of these reference surface condition can be related with specific agricultural situation (Table 3).

**Table 2 - 3:** Reference surface condition, characteristics and corresponding agricultural situations.

Reference surface condition	Characteristics	specific agricultural situations
1	roughness $\geq R1$ surface crusting $\leq F1$ high vegetation cover	Grassland Intermediate crops,
2	roughness $\leq R1$ surface crusting F2 low vegetation cover	Bare crusted surface Compacted surface after harvesting without residues
3	roughness $\leq R1$ surface crusting F2 high vegetation cover	Well developed crops on crusted surfaces Compacted surface after harvesting with residues
4	roughness $\geq R2$ surface crusting $\leq F1$ low vegetation cover	Freshly tilled fields
5	roughness $\geq R1$ surface crusting F2 low vegetation cover	Crusted tilled fields
6	roughness RR $\leq R1$ surface crusting F1 low or medium vegetation cover	Transitional combinations on sowed surfaces
7	roughness RR $\leq R1$ roughness OR $\geq R3$ surface crusting $\geq F1$ low or medium vegetation cover	Harvested and tilled surfaces with orientated roughness

#### 4.2. Runoff and sediment concentration measurements for the reference surface conditions

In addition to the surface observation, experimental measurements of runoff and sediment concentration were included in the data base. From the 8 combinations of surface characteristics which accounted for at least 2% of the total field observation area (Figure 4), 6 are present in the measurement data set which represents 84% of the total field observation area. Combinations that are not represented in the runoff and sediment concentration measurement data set therefore stand for the remaining 16% of the total field observation area, from which 10% are situations with non degraded soil surface (non sealed class) associated with well marked roughness ( $>5$  cm). The lack of runoff and sediment concentration measurements under such conditions can be explained by the facts that these situations do not often produce runoff, and also because not being key situations, few experiments have been specifically carried out. This database is made of natural rainfall events in field conditions with a long enough time span and with a sufficient number of different measurements to be able to isolate adequately the effects of the various controlling factors.

It is therefore possible to associate typical values or range of values for infiltration and sediment concentration to each of these reference surface conditions. These values are estimated from field measurement on experimental plots under natural and simulated rainfall.

The Table 4 shows two example of measurements of runoff and sediment

concentration for two natural rainfall events on the same reference surface conditions. Results show that the relative ranking of these reference surface conditions remains the same for the two events whereas the absolute values may change. Other results were presented in Le Bissonnais *et al.* (1998a) and Cerdan *et al.* (chapter 6).

**Table 2 - 4:** Example of experimental results for the different reference surface conditions rainfall events of 14/11/93 and 23/12/93

Reference surface condition (2 replicates)	event of 14/11/93 (10.0 mm, max. intensity : 6 mm/h, dry)		event of 23/12/93 (8,4 mm, max. intensity : 12 mm/h, wet)	
	Runoff rate (%)	Sediment concentration (g/l)	Runoff rate (%)	Sediment concentration (g/l)
Intermediate crops	0	0	1	4.4
Crusted tilled fields	21	10.2	20	15.3
Freshly tilled fields	2	12	3	12.5
Compacted surface after harvesting with residues (linen)	37	0.4	37	1.5
Compacted surface after harvesting with residues (wheat)	11	0.2	6	0.1
Crusted tilled fields with residues.	14	3.5	17	5.3

## 5. DISCUSSION AND CONCLUSION

The extensive soil surface observations and measurements conducted on loess soils prone to surface crusting allowed to established a classification of soil surface conditions according to combination of the three dominant controlling factors: crusting stage, roughness and vegetation cover. Three combinations of these factors account for more than 50% of a data set composed of more than 5000 soil surface characteristic observations and eight other combinations account individually for more than 2% of the observations. These dominant and secondary combinations are considered as “reference surface conditions”. Their potential infiltration capacity domains and sediment production were estimated from field measurements under natural and simulated rainfall. The results confirm the important spatial and temporal variability of these key factors for erosion modelling. The matching tables that can be established in order to relate easily accessible surface characteristics to infiltration capacity and potential sediment concentration (chapters 3 & 4) provide an simple alternative to sophisticated process based models. These reference values for infiltration capacity and potential sediment concentration will therefore be used as input data in a new approach for runoff and erosion prediction modelling. A major limitation of this kind of approach is that it is site specific and needs to be adapted when applied in a new area with different soil properties. However, the approach is quite easy to adapt for a new context as soon as enough reference data are obtained for establishing new matching tables. These reference data would be anyway necessary for a realistic modelling in a unknown area whatever the kind of model to be used.

### 3. Incorporation des connaissances sur la battance dans un modèle de ruissellement : STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management)

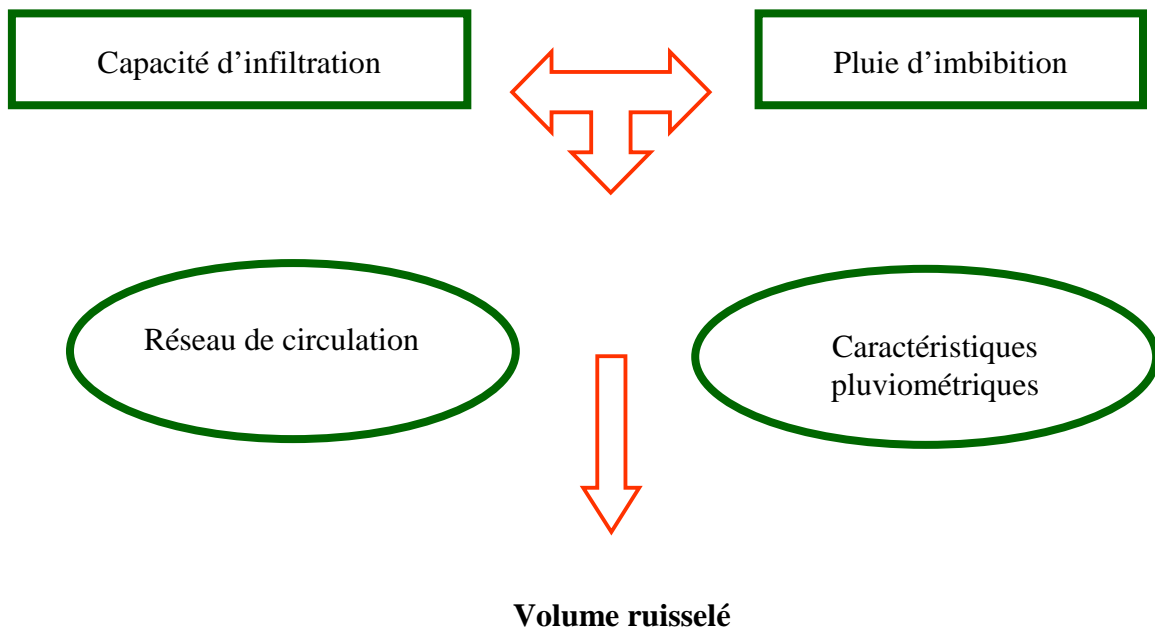
---

Dans le chapitre 2 nous avons montré l'importance des conditions de surface et notamment de l'état de surface sur les processus d'infiltration pour les sols limoneux de la ceinture loessique. L'objectif de ce chapitre est d'intégrer ces connaissances dans l'élaboration d'un modèle de prédiction du ruissellement. Sur la base de résultats expérimentaux, deux paramètres sont évalués aux échelles de la parcelle agricole et de l'événement pluvieux :

Une **capacité d'infiltration** ; définie en cinq classes qui s'étalent de 2 mm/h pour une surface nue complètement dégradée à 50 mm/h pour une surface fraîchement travaillée ou une prairie.

Une **pluie d'imbibition**, qui représente la hauteur d'eau nécessaire pour initier les processus de flaquage et de ruissellement et qui permet de rendre compte de l'état hydrique initial.

Un réseau de circulation du ruissellement élaboré à partir du modèle numérique d'altitude combiné avec des informations sur les motifs agraires permet de calculer la hauteur d'eau ruisselée pour un événement pluvieux, en tout point du bassin versant.



### 3. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management)

---

O. Cerdan, V. Souchère, V. Lecomte, A. Couturier, Y. Le Bissonnais

In press Catena

#### Abstract

In European loess belt soils, infiltration and erosion processes are strongly influenced by surface crusting. Modelling infiltration into these crusts has led to the development of equations of varying complexity, ranging from simple empirical equations to numerical solution of the Richard's equation. However a number of issues important for modelling effective erosion at the catchment scale remain unsolved. The objective of this study was to contribute to the elaboration of an expert-based runoff prediction model able to simulate the influence of soil conservation practices in the context of loess soils susceptible to crusting. Experiments have been implemented both in the laboratory and in the field at various scales ranging from small plots up to catchments. The experimental results provided a set of reference infiltration and runoff data under a variety of different situations in terms of weather conditions, surface state, land use and agricultural practices. Infiltrability ranged from 2 mm/h for crusted surfaces up to more than 30 mm/h for undegraded surfaces. These references were used to develop decision rules in the forms of matching tables to characterise agricultural fields with an infiltration capacity for a given rainfall event. For the area of the Pays-de-Caux (Normandie, France) we defined five potential infiltrability classes of 2, 5, 10, 20 and 50 mm/h. A runoff circulation network calculated from a Digital Elevation Model (DEM) combined with information on field operations allows the calculation of total runoff volume for a rainfall event at any point of the catchment. Calculated and measured runoff for a first series of events were in satisfactory accordance.

Keywords: crusting, runoff, catchment, rain event, expert-based modelling.



## 1. INTRODUCTION

Serious environmental and economical problems due to soil erosion are a global phenomenon. In the North-western Paris Basin and in many cultivated areas of the loessian belt in Northern Europe, the erosion hazards are related to the soil susceptibility to sealing and crusting (Auzet et al., 1990; King and Le Bissonnais, 1992). The consequences are of concern to the local authorities which have to face costs induced by property damage by soil-laden water, road clearance and watercourse pollution both by sediments and agricultural chemicals (Papy and Douyer, 1991; Boardman et al., 1994). In order to characterise the dominant surface processes leading to overland flow, several research efforts have been carried out in the Haute Normandie region (France). Experiments have been implemented both in the laboratory and in the field at various scales ranging from small plots (Fox and Le Bissonnais, 1998) up to catchments (Le Bissonnais et al., 1998b). Thereby a set of reference infiltration and runoff data was collected under a variety of different situations in terms of weather conditions, surface state, land use and agricultural practices. The main purpose was to make a synthesis of these reference data in the elaboration of a simple event based runoff model able to simulate the effect of conservation measures in small cultivated catchments.

Numerous researches are focused on the development of runoff and erosion models as for example the Water Erosion Prediction Project (Nearing et al., 1989) or the EUROpean Soil Erosion Model (Morgan et al., 1994). Different approaches are developed to serve particular purposes which range from farm planning to conceptual tools used to enhance our understanding of complex hydrological processes (De Coursey, 1985; Foster, 1990; De Roo, 1993). Each objective corresponds to a level of precision for the outputs which in turn, is associated to appropriate level of both process description and input resolution. In the present study where the model is to be used for relative comparisons between alternative scenarios in the context of arable land on loess soils; the main requirements that have to be met are: spatial description of the catchment (location of conservation practices); consideration of the effect of sealing and crusting as driving factors for infiltration; consideration of agricultural induced features and availability of the input data.

Empirically based models such as the USLE have been widely used in the past (Foster, 1990). The use of these multiplication-of-factors type models is accepted for prediction of average soil losses at the field scale (Huang, 1995) but their ability to integrate different processes and connectivities which emerge as dominant when moving from the plot scale to the catchment scale is uncertain (Imeson and Kirkby, 1996). Another trend in modelling is represented by process-based models. They stand for current state of understanding of the physics of the process. Because of the complexity of the mechanisms involved in water erosion, even in these more conceptual approaches empiricism often remains, since most of the factors are either USLE-based (De Roo et al., 1996b) or deduced from statistical analysis. There has been attempts to model infiltration in crusted soils, as reviewed by Le Bissonnais et al. (1998a), in process-based models. These efforts can be divided into three general

categories: (1) Horton-type regression; (2) the Richards equation for layered soils; and (3) several adaptations of the Green-Ampt equation. Most of the equations presented in the literature have performed well within the limitations of their experimental conditions. These limitations become more restrictive when attempting to pass from the laboratory into the field. Another aspect with this type of model is the need for a large number of input data that are not always readily available. More generally, one of the main impediment of effective mathematical erosion modelling is due to the complexity of the processes involved: the more precisely one wants to reflect the reality, the more mechanisms have to be integrated often without having a thorough understanding of their interaction. Moreover the variance due to spatial variability may be much larger than the variance related to the approximations incurred by a model, rendering the use of more accurate models irrelevant (Bergsma, 1996). De Roo (1998), after having tested the coupling of process-based model with GIS arrived at the conclusion that there is a need for much simpler coupled GIS erosion models simulating only the dominant processes operating in the catchment. Accordingly Harris and Boardman, (1990) considered an alternative approach to those mentioned above: the expert-system approach. It can handle databases containing qualitative information that are analysed on a basis of expert knowledge. Two preliminary conditions have to be considered, firstly this approach operates most effectively within a local domain; secondly, there exists an important assumption is that some relationship between the different parameters of the database which is non-random. This approach offers the possibility to make database or expert knowledge directly applicable to field conditions.

In our modelling approach, to avoid overparameterization and the associated uncertainties we have focused on the more integrating parameters. To combine these parameters we have defined an expert-based approach by developing decision rules in the forms of matching tables. Hence, experimental results are directly incorporated and can easily be updated although, unlike in most expert-based system, no procedure allows to implement new observations that do not describe the given context where the dominant parameters have been identified. Finally to allow detailed spatial description of the catchment and better visualisation of the output; the model is integrated in a GIS. The objective of this paper is to describe the elaboration of the model called STREAM.

## 2. PARAMETRIZING AT THE LOCAL SCALE

The first step of the modelling consisted of a characterisation of the main parameters influencing runoff and infiltration in the studied context. This characterisation is based on the synthesis of laboratory and field experiments carried out in the Pays de Caux region:

- micro scale studies in the laboratory under simulated rainfall (Le Bissonnais et al., 1995; Fox and Le Bissonnais, 1998), and in the field with the saturated patch method (Boiffin and Monnier, 1986);

- plot scale (1 m<sup>2</sup> and 20 m<sup>2</sup>) studies under both natural and simulated rainfall (Gallien et al., 1995; Martin et al., 1997; Chaplot and Le Bissonnais, 1999);

- field scale test monitoring (100 m<sup>2</sup> and 500 m<sup>2</sup>) (Le Bissonnais, et al., 1998b);
- catchment scale long-term observation (90 ha, 270 ha and 1070 ha), (Lecomte et al., 1997);
- test specific experiments at the field scale, e.g. testing the effect of vegetated filter strips on runoff (Lecomte, 1999).

From the analysis of the data, four main factors have been taken into account as the parameters that embrace most of the processes: surface state degradation, surface roughness, crop cover, and moisture content. Each will be discussed separately.

## 2.1. Soil surface crusting: a prevailing parameter

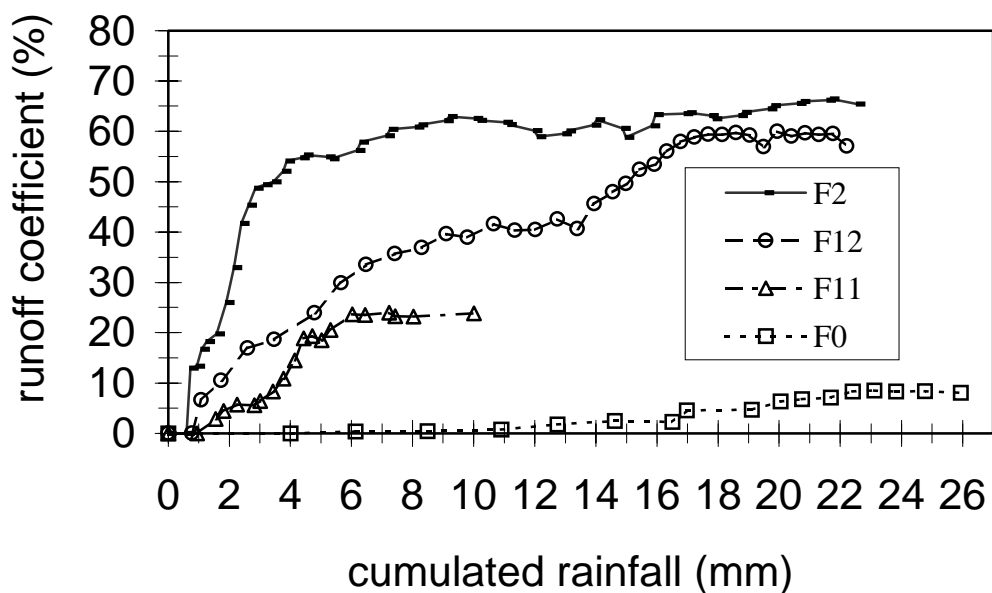
Soil surface crusting influences both the runoff rate and soil erodibility. The processes influencing surface crusting have been well studied, but their dynamic nature and their high spatial and temporal variability make quantitative modelling complex. Crusting also alters soil characteristics, such as shear strength and microtopography, which influence sediment detachment and transport processes. Qualitative descriptions of crusting processes and their consequences on morphology enable the quantification of hydraulic properties. These descriptions originated from the work carried out by Boiffin (1986) who defined several crusting stages, which were further refined by Bresson and Boiffin (1990).

Three main stages of crusting were distinguished: initial fragmentary stage (F0), structural crust (F1) and sedimentary crust (F2). These morphological types of crusts differ in the combination of the subprocesses involved in their formation (Bresson and Valentin, 1994). The structural or disruptional crusts are formed by an in-situ reorganisation with very limited particle displacement and without sorting or sedimentation. The depositional or sedimentary crusts result from particle displacement and sorting in puddling conditions. Bresson and Boiffin (1990) showed that structural and depositional crusts correspond to two successive stages in a general pattern of crust development. The change from the first to the second stage depends on the hydrodynamic behaviour of the soil surface, which is partly controlled by the structural crust development. Each stage will affect the infiltration capacity. Fig. 1 presents an example of results obtained under simulated rainfall in the field. The runoff coefficient ranged from 0 to more than 60 %, which corresponds to infiltration values ranging between 30 mm h<sup>-1</sup> and less than 10 mm h<sup>-1</sup>.

Similar experimental works can be found in the literature (Boiffin and Monnier, 1986; Bradford et al., 1987; Le Bissonnais and Singer, 1993; De Roo, 1993) that obtained comparable results. Thus, a classification of four crusting stages has been realised (Table 1).

Table 3 - 1: surface state evaluation

NOTATION	DESCRIPTION
F0	Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable
F11	Altered fragmentary state with structural crusts
F12	Transitional: local appearance of depositional crusts



**Figure 3 - 1:** Example of runoff coefficient curves (each curve is the average from 2 to 4 replicates) measured under simulated rainfall (30 mm h<sup>-1</sup> +/- 2) in the field on 10 m<sup>2</sup> plots for various initial surface conditions (F0: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; F11: Altered fragmentary state with structural crusts; F12: Transitional: local appearance of depositional crusts; F2: Continuous state with depositional crusts).

## 2.2. Roughness

Surface roughness is a dynamic property that influences numerous processes on the soil surface such as infiltration, temporary storage capacity, reflectance, deposition or detachment of particles, etc. It has a rapid evolution under the influence of climatic agents and of soil tillage (Zobeck et Onstad, 1987). Römken and Wang (1986) have described four soil roughness classes: 1) particles and aggregates related roughness (PR: 0 to 2 mm), 2) the random roughness (RR: 10 to 100 mm), 3) periodic orientated roughness (OR) induced by soil tillage (100 to 300 mm), and 4) topographical related roughness. Roughness is often evaluated calculating the standard deviation of the measured height at regular intervals tillage (Zobeck et Onstad, 1987). In addition to its use for characterising the temporary storage capacity of excess water on the soil surface (Mitchell and Jones, 1978), its second major influence is on the runoff direction which, however, is rarely taken into account even though many authors know the insufficiency of only topographic criteria (Fullen and Reed, 1987; King and Le Bissonnais, 1992; Auzet et al., 1993; Souchère, 1998). In the context of silty soils, Boiffin et al. (1988) made field observations that distinguished between several roughness classes. This classification, which was further refined by Ludwig et al. (1995), was used for characterising soil roughness in the tillage direction (OR) as well as perpendicular (RR) to it (Table 2).

**Table 3 - 2:** soil surface roughness evaluation: Difference in the heights of the deepest part of microdepressions and the lowest point of their divide (from Ludwig et al., 1995).

Grade	Roughness index	Typical agricultural situation
R0	0-1 cm	Strongly crusted sown fields, harvested fields with intense compacting
R1	1-2 cm	Sown fields with fine loosened or moderately crusted seedbeds
R2	2-5 cm	Recently sown fields with a cloddy surface, crusted tilled fields without residues
R3	5-10 cm	Stubble-ploughed fields and recently sown fields with a very cloddy surface
R4	> 10 cm	Ploughed fields

### 2.3. Crop Cover

Good ground cover is an essential part of the majority of soil conservation programs (Houghton and Charman, 1986). Vegetation protects soil against surface erosion in various ways. The interception by the plant of the rainfall has two main consequences, the major being that it breaks the erosive power of the rain, especially in a cultivated context where the drips have little impact. It also decreases the volume of water reaching the soil surface. This is most noticeable for short or minor events as the available capacity of temporary holding of precipitation is rapidly filled, so that its ability to reduce runoff rates within a given catchment is relatively small, however the stem stands as a preferential infiltration path. We also consider the surface vegetation and the litter that protect the surface from degradation and that slowdown the overland flow. The classification of crop cover is expressed as a percentage of the area covered either by canopy or litter. We distinguished three classes: 1 from 0 to 20%; 2 from 21 to 60% and 3 from 61 to 100%.

### 2.4. The Decision Rules

We will consider the aforementioned parameters as homogeneous at the field scale if soil characteristics are homogeneous. By combining the identified parameters, the aim is now to characterise each field by an infiltration capacity for a given rainfall event. We will proceed by three main steps:

(i) Combination of the surface state, the roughness and the crop cover

For each combination of the parameters and, accordingly to their respective degree of influence, we assigned an average potential value of infiltration capacity ranging from 2 mm h<sup>-1</sup> to 50 mm h<sup>-1</sup>, (Table 3). Category values range from 0 to 4. In this table, the greater value of the category, the greatest potential to generate runoff.

(ii) Taking into account the initial moisture

Working at the time step of the rainfall event implies the necessity to characterise the soil moisture content at the beginning of the rain. Several antecedent rainfall indices exist that can be used without direct measurements of this parameter. In the context where evapotranspiration is reduced, it is possible to obtain a good approximation with the antecedent rainfall amount. A good correlation between runoff and antecedent rainfall amount was achieved with the 48 hour antecedent rainfall amount (R48) (Benkhadra, 1997). Thus, in our model, the amount of rainfall needed to

reach soil saturation for each field was established from the combination between antecedent rainfall and infiltration capacity class (Table 4).

**Table 3 - 3:** runoff sensitivity relative category according to the parameters surface state, roughness and vegetation cover. In brackets are the infiltration value for the silty soils from the Pays de Caux region (mm/h).cover.

Roughness	Crop Cover	Crusting Stage			
		F0	F11	F12	F2
4	3	0 (50)	0 (50)	0 (50)	2 (10)
	2	0 (50)	0 (50)	1 (20)	2 (10)
	1	0 (50)	1 (20)	1 (20)	2 (10)
3	3	0 (50)	0 (50)	0 (50)	2 (10)
	2	0 (50)	0 (50)	1 (20)	2 (10)
	1	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
2	3	0 (50)	0 (50)	1 (20)	2 (10)
	2	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
	1	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
1	3	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
	2	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
	1	1 (20)	2 (10)	3 (5)	4 (2)
0	3	0 (50)	1 (20)	2 (10)	3 (5)
	2	1 (20)	2 (10)	3 (5)	4 (2)
	1	2 (10)	2 (10)	3 (5)	4 (2)

(iii) Calculation of the potential water height infiltrated in any point for a given rain

The potentially infiltrated water depth for all the pixels and for a given rain is calculated by equation (1):

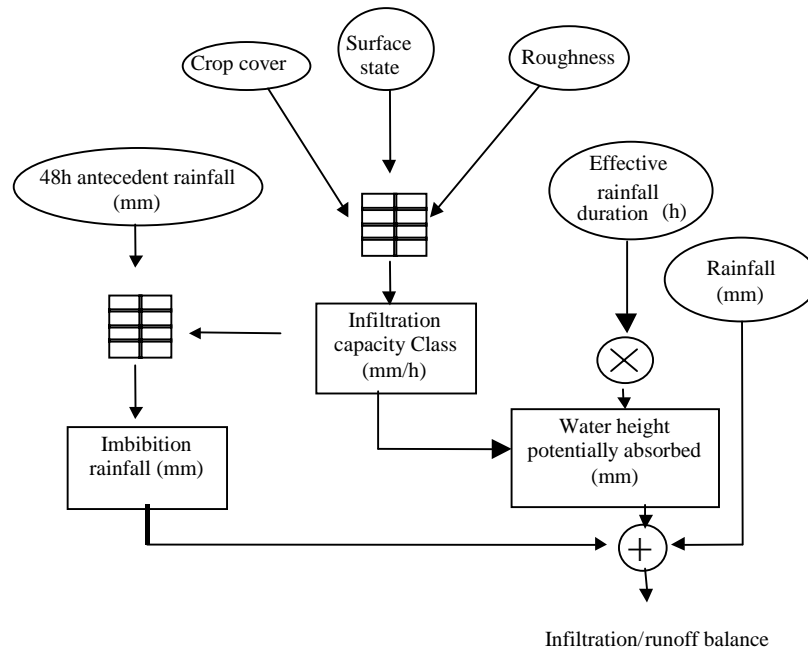
$$\text{infiltration/runoff balance} = R - IR - (IC * t) \quad (1)$$

Where R is the rainfall amount in mm; IR the amount of rainfall needed to reach soil saturation in mm; IC the infiltration capacity class in mm h<sup>-1</sup> and t the duration of the rainfall in min.

**Table 3 - 4:** evaluation of the imbibition rainfall height (mm) as a function of antecedent rainfall and runoff sensitivity category for the Pays de Caux silty soils.

Category	48 hours antecedent rainfall height (mm)			
	0	1 to 15	16 to 40	> 40
0	20	15	12	8
1	15	12	8	5
2	12	8	5	2
3	8	5	2	1
4	5	2	1	0

Thereby we obtain an infiltration/runoff balance value that indicates whether the corresponding pixel will generate runoff if the balance value is positive or on the contrary will infiltrate, in addition to the rainfall, a potential upstream runoff if the balance value is negative (Fig. 2).



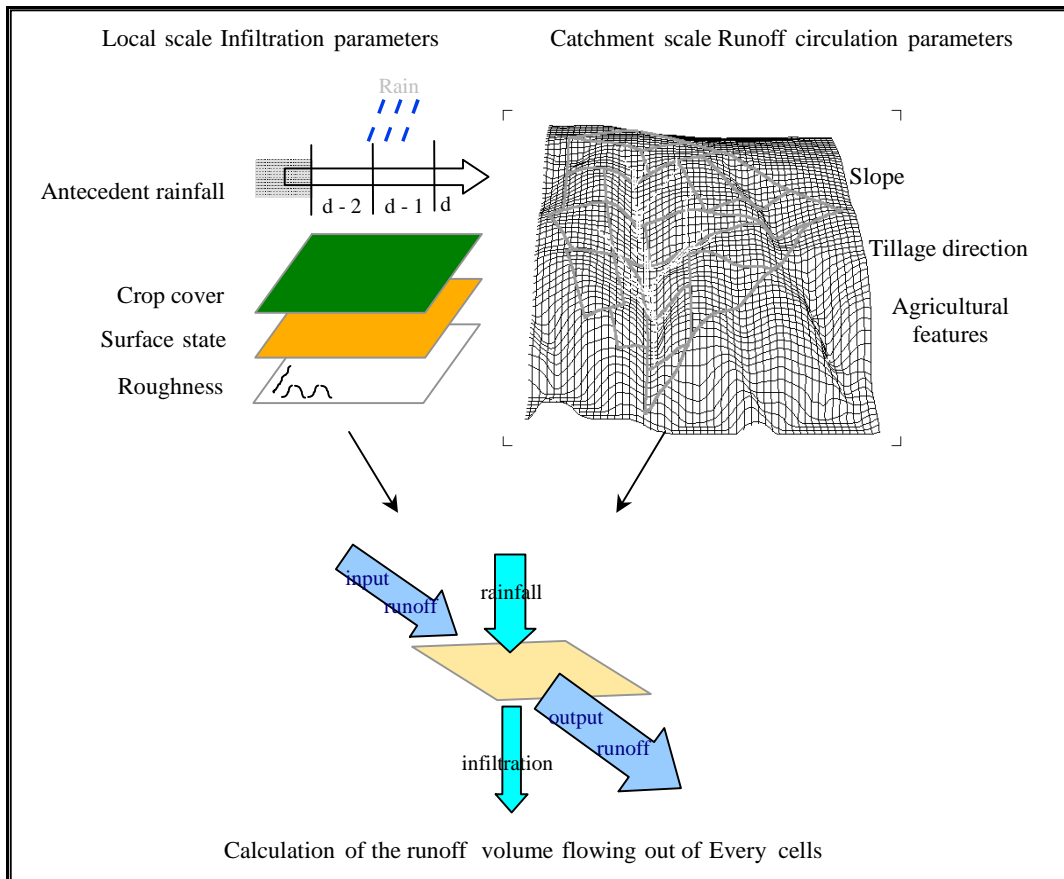
**Figure 3 - 2:** Flow chart of the decision module for the evaluation of the balance runoff/infiltration value (the calculation is realised for each pixel of the modelled surface).

### 3. UPSCALING

The second step of the modelling consists of incorporating the infiltration/runoff balance to the catchment scale (Fig. 3). First it is necessary to build the runoff circulation network that takes into account the specific processes at this scale which have been handled as: (1) problems of relative positioning of identified homogeneous surfaces and their connectivity, and (2) problems of absolute positioning of identified homogeneous surfaces. Areas producing runoff won't have the same impact on the runoff yield at the outlet whether they are situated upstream or downstream directly related to the main waterways.

#### 3.1. The runoff circulation network

The STREAM model uses the methodology defined by Souchère et al. (1998) to calculate the flow network. Between fields, roads and tracks are considered as both impermeable and smooth and keep the behaviour of an usual runoff topographic model derived from a Digital Elevation Model (DEM) towards water flow movement i. e. the flow is directed toward the lowest adjacent cell. Ditches or backfurrows impose their direction on the surface flow. Within cultivated plots including the deadfurrows, a discriminant function enables deciding whether flow direction will be imposed either by the standard downslope method or by the ploughing direction.



**Figure 3 - 3:** Calculation of the output runoff response for all the pixel, integrating the parameters at the local scale in the catchment.

### 3.2. The flow-accumulation algorithm

This last step is the calculation of the flow accumulation for each pixel of a catchment by combining the modified runoff circulation network and the balance runoff/infiltration value. For the flow-accumulation processing, a FORTRAN program was written and incorporated in ARC/INFO to enable pixels to infiltrate the totality or a part of the upstream runoff in addition to the rainfall amount (Fig. 3).

## 4. RESULTS AND DISCUSSION

The model was implemented with the Blosseville catchment (89.7 ha) located in the northwestern part of the Paris Basin (Pays de Caux). The area is covered by silt loam soils developed on the loess quaternary deposit and containing a least 60% silt in the surface horizons. These soils are very sensitive to soil crusting because of low clay content (13 to 17%) and low organic matter content (1 to 2%). The topography is relatively smooth with slope gradients ranging between 1 to 4% on the plateau and 4 to 10% on valley sides; areas with slope gradients greater than 5% account for less than 10% of the total catchment surface. The soil characteristics show very little variability within the studied catchment. Size of cultivated fields ranged between 1 and 10 ha. More than 99% of the catchment is intensively cultivated, grassland represents only 0.27 ha. Rainfall intensities are generally moderate (1 to 10 mm h<sup>-1</sup> for 80% of the rain



amount), mean annual precipitation varies from 800 up 900 mm. The outlet of the catchment was equipped with a calibrated flume and an automatic water level gauge allowing continuous runoff output measurement. In addition to rainfall and runoff monitoring, runoff network, surface roughness, soil crusting stages and rate of soil coverage by vegetation were measured semi-quantitatively according to the aforementioned classification twice a month during the period of study (Le Bissonnais et al., 1998b).

143 rainfall events including 93 where runoff occurred were identified during the 1993-94 cultural year. We selected representative hydrological data that include a wide range of climatic conditions from rainfall events with no runoff response to heavy storm that led to the flooding of downstream areas (Table 5).

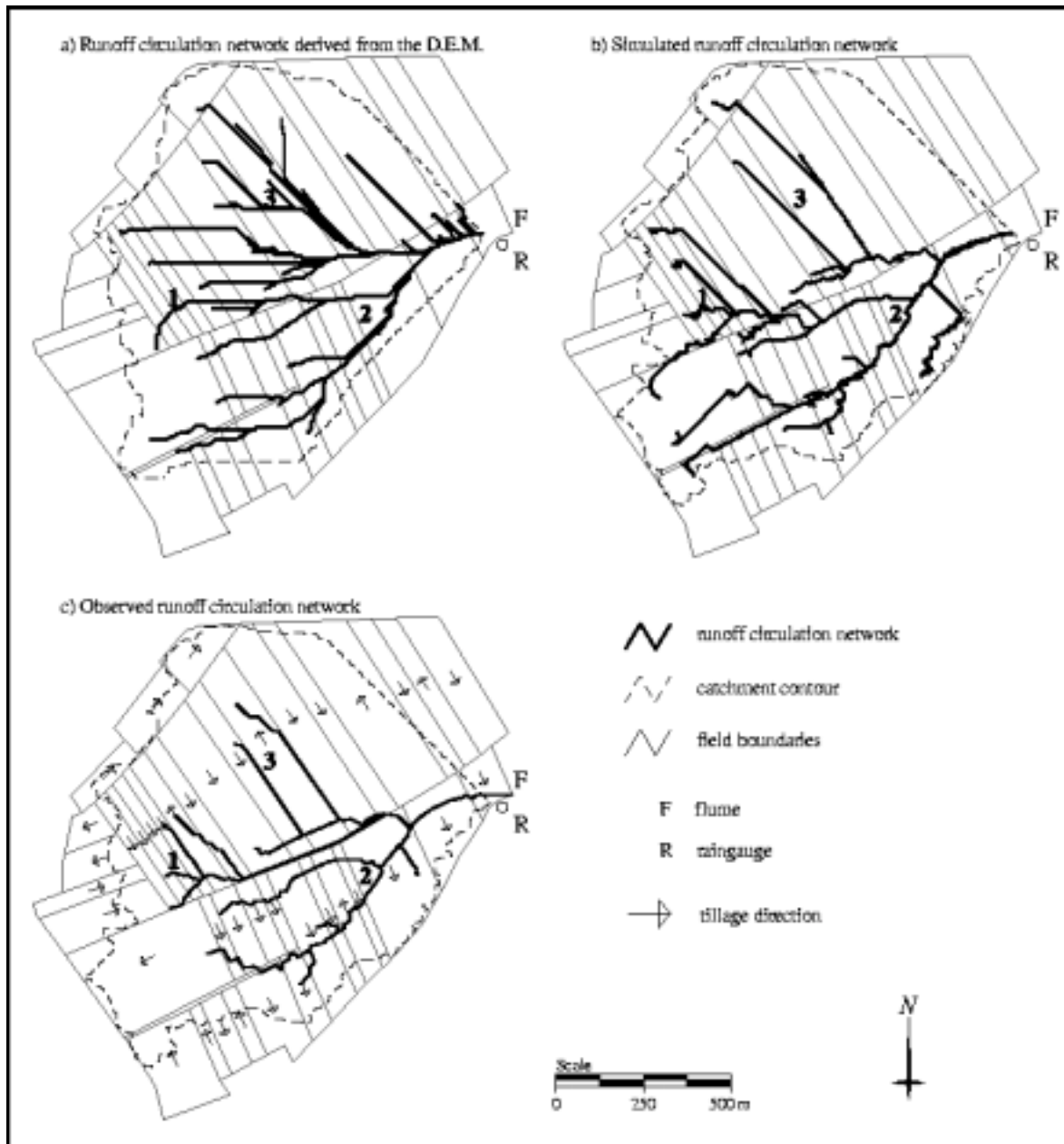
The implementation data were separated in two sets (Table 5). The four non-shaded (1, 4, 5 & 6) events were used for a first simulation data set. It appeared that the model was sensitive to the definition of the duration of a rainfall event. As a calibration we calculated the "effective duration" of an event, removing the momentary no-rainfall lapses, as a function of the mean rainfall intensity. However, even without considering the effective duration, the order of magnitude of the runoff response was always verified.

**Table 3 - 5:** Description of the eight selected rainfall events for the implementation and the validation (shaded results) on the Blossville catchment. The observed and simulated water runoff heights are presented.

Event n°	1	2	3	4	5	6	7	8
Date	13/10/93	1/1/94	19/3/94	21/3/94	14/4/94	22/10/94	23/10/94	27/10/94
Total duration	24h19	6h30	4h54	8h07	32h03	2h42	19h25	24h32
Effective duration	8h13	2h03	2h42	3h52	9h18	2h42	5h37	7h07
Mean intensity (mm h <sup>-1</sup> )	1.68	1.37	1.55	1.02	0.75	2.97	0.77	0.88
Rainfall (mm)	40.9	8.9	7.6	8.3	23.9	8	15	21.7
Measured Runoff (mm)	6.82	1.48	0	0.04	1.81	0	0	0.84
Simulated Runoff (mm)	4.66	1.59	0	0	1.46	0	0.01	2.38

#### 4.1. Evaluation of the estimated runoff circulation network

To appreciate the changes induced by the simulation, the observed (OCN) and simulated (SCN) runoff circulation network together with the circulation network derived from the DEM (DEMCN) were plotted (Fig. 4).



**Figure 3 - 4:** Maps of the runoff circulation network: a) derived from the DEM (DEMCN); b) of the simulated runoff circulation network (SCN) and c) from field observations for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blossenville catchment. 1, 2 and 3 are referred to in the discussion, they are annotated to point out areas where the differences are particularly noticeable.

### *Comparison between the field observations and the DEMCN*

The marked areas will serve for the discussion as they are representative of the differences between the different networks. It is interesting to notice that in the upper part of the catchment, where points (1) and (3) are annotated, the orientated roughness direction induced by the tillage operations coincide with the slope aspect, and that in the lower part of the catchment, where point (2) is annotated, the orientated roughness direction is perpendicular to the main slope aspect.

Area (1) represents a convincing example that the determination of the runoff network of a catchment based only on topographical data is not sufficient. Field observations show that the movement of water over the ground surface is determined by the orientated roughness direction in that area. The prevailing influence of

agricultural features on the overland flow patterns is always well marked in similar cases where the slope angles are slight and where the tillage direction is parallel to the main slope aspect. On the other hand, in area (2), the DEMCN is in conformity with the field observations, which was expected given that the water is following in the thalweg there. In area (3), the main flow direction indicated by the DEMCN is compatible with the field observations although we noticed, as pointed out by Desmet and Govers (1996), the propensity of a single flow algorithm to generate excessive flow convergence.

#### *Comparison between the field observations and the SCN*

The main drawback for the SCN is the drift induced by the use of the raster mode. The pixel, being square, only allows eight possible directions for the water to flow from one cell to another which means an approximation between two directions that form an angle of 45 degrees and thereby a maximal error of 22.5 degrees. When the water flow along the topography, the drift is limited. From one cell to another, the slope aspect and direction change and the drift compensate itself. On the other hand when the water follows the tillage direction, the drift is transmitted along the flow path. Except from localised areas, the runoff circulation network is accurately simulated. Especially in area (2) where the flux follows the tillage direction and in area (3) where the flux uniformly follows along the slope. Some localised exception can be explained, either by topographical details that haven't been taken into account or that have been filtered during the interpolation procedure, or by last minute changes in the agricultural features by the farmer.

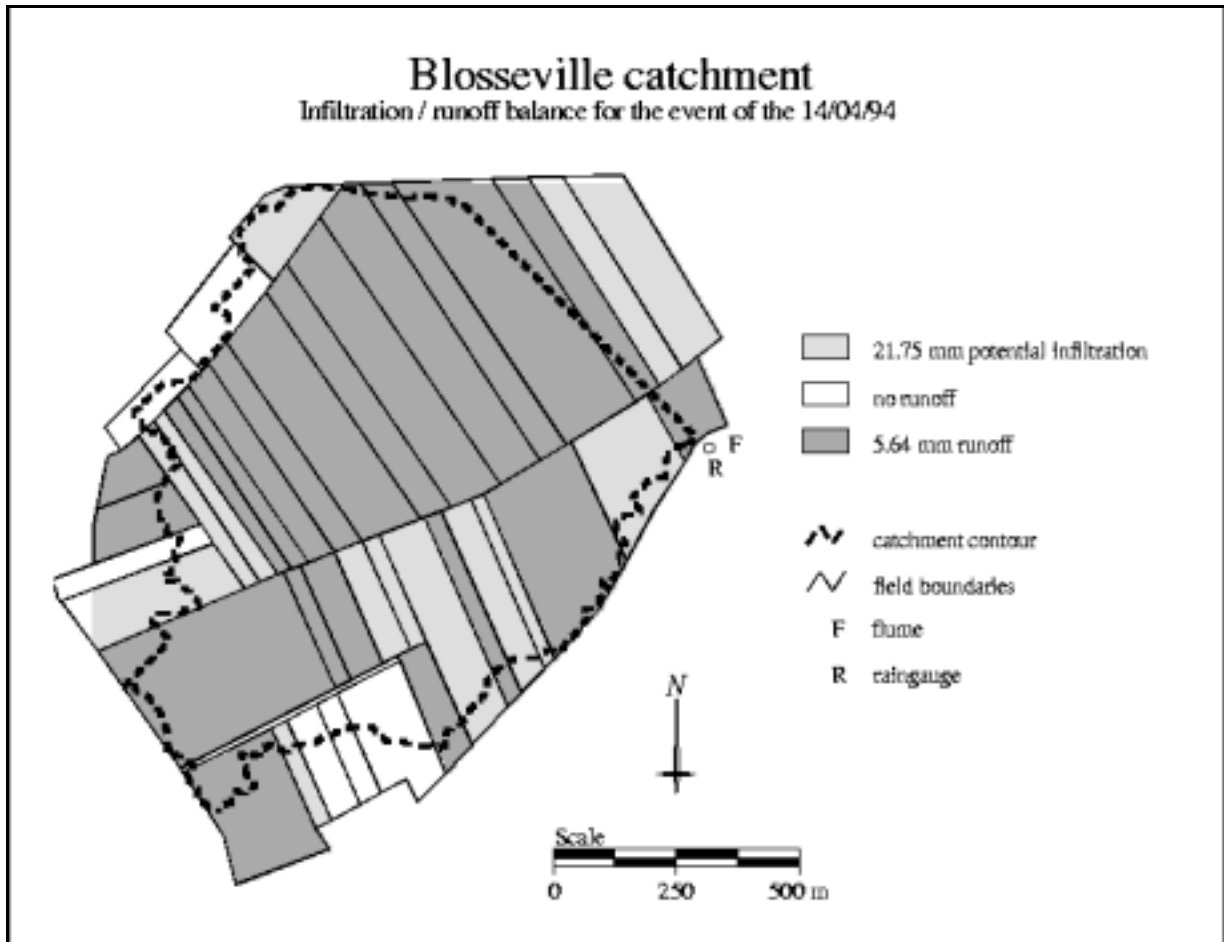
## **4.2. Evaluation of the estimated runoff yield**

The results of the simulation are presented in table 5. The events n°2, 3, 7 and 8 were simulated without any calibration. The comparison between the simulated and the observed runoff volumes is reasonable with the exception of event n°8. The characteristics of this event point out limits of the model in the sense that some parameters are not properly handled by the decision rules: e.g., the intensity of this rainfall varied from heavy storm to drizzles. The model, running at the time step of the event cannot account for such variations within one rainfall event.

The validation of a model should not only consist of a comparison of runoff volumes at the outlet of the catchment. This final value results from an accumulation from plots which flows along waterways according to different processes, and compensating errors can exist. As pointed out by Favis-Mortlock et al. (1996), there is a potential danger to "get the right answer for the wrong reasons". To this end, during the fields campaigns a particular attention was drawn on the description of the flow network during the storms. These observations showed the importance of the plots which have the potential to infiltrate the upstream flow. This has been integrated in the model and shown on Figs. 5 and 6.

Other validations are currently in progress, especially on larger catchments with a more diversified land use. Even if the magnitude order of the runoff response is still preserved, discrepancies appear that are induced by processes inherent to these scales as, for example, a subsurface circulation phenomenon that leads to a delayed runoff

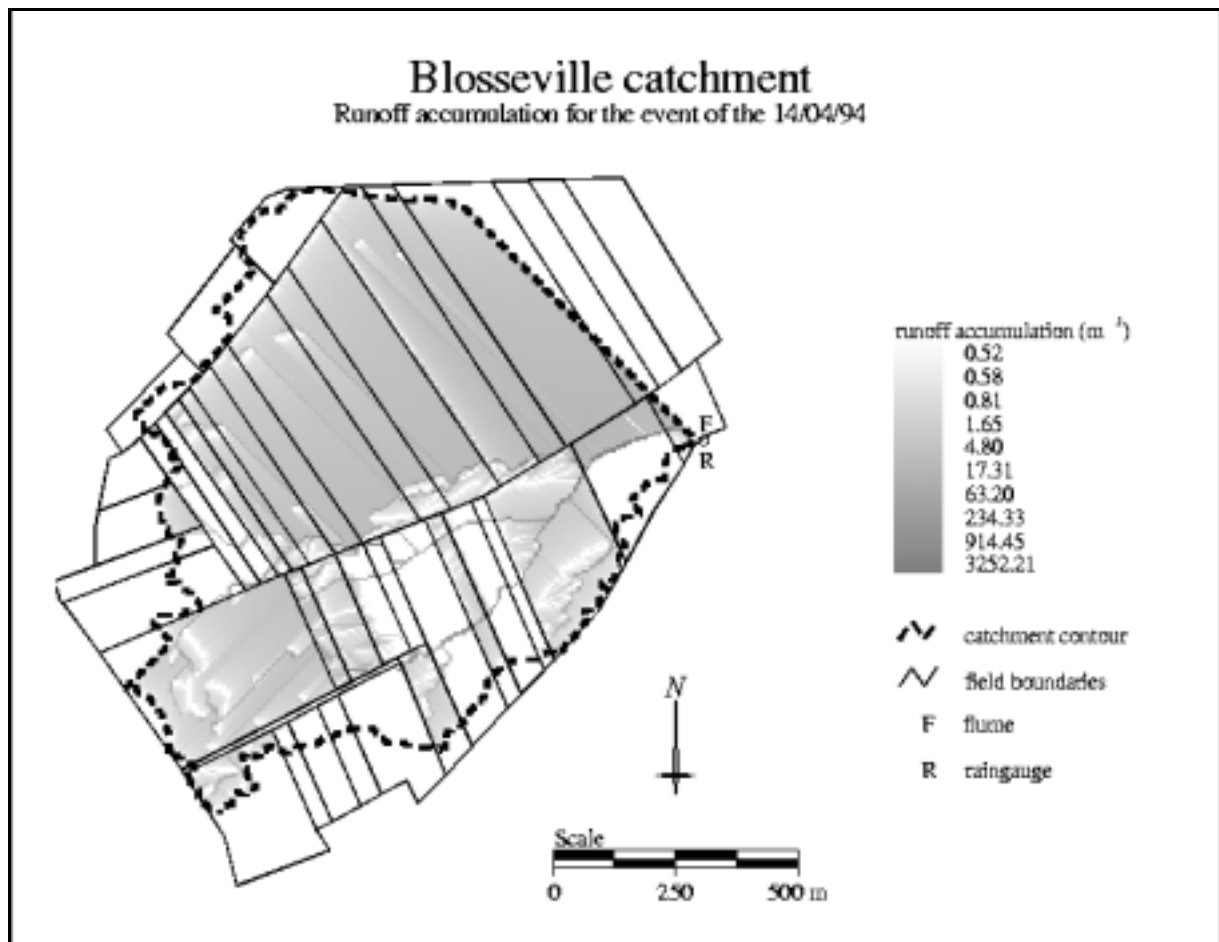
response or when linear erosion becomes prevalent.



**Figure 3 - 5:** Map of the runoff/infiltration balance value for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blosseville catchment.

## 5. CONCLUSION

Water erosion is at the centre of a wide range of environmental, economical, and social issues. The impacts of an erosional event can't be fully evaluated until after the event has occurred, when it is too late for planning decisions. Preventive action proves to be more judicious but inevitably goes through an estimation of the risk, of the triggering or aggravating circumstances. Therefore one should ask to what extent an assumption of the reality through its mathematical or theoretical representation can be relevant since we don't have an exact knowledge of all the processes and factors involved.



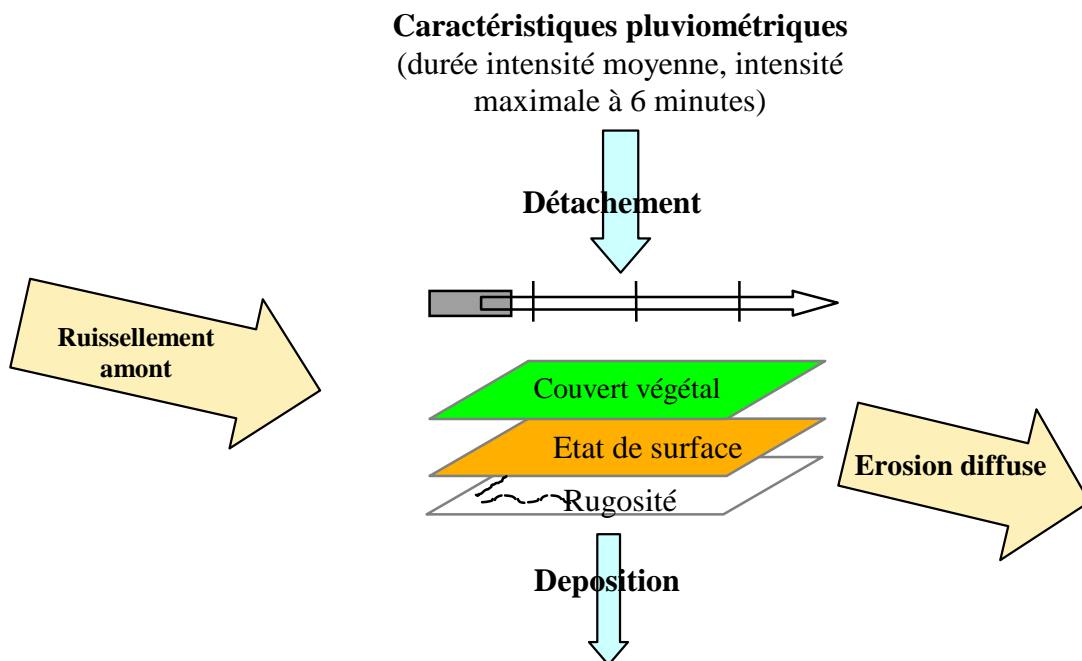
**Figure 3 - 6:** Simulated runoff accumulation network for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blosseville catchment.

To this end, experimental results were used in the development of an expert-based runoff model. This was done by taking into account the crusting phenomenon which is known to have an important effect on runoff processes, and the modifications in the circulation network induced by agricultural features. This approach lies somewhere between the work of Casenave and Valentin (1989) in the Sahelian environment, where they have elaborated a runoff capability classification system based on surface features, and the approach of the hydrologic modellers. The results obtained with a first set of validation data demonstrate the potential of this approach, particularly regarding the runoff accumulation network. STREAM is a promising and simple tool for simulation purposes, as long as global response in term of event runoff amount is sufficient. Sediment detachment, transport and sedimentation processes should now be integrated. On the other hand, research on more deterministic hydrological and erosion is still needed, in order to estimate dynamic response of catchments to rainfall events.

#### 4. Analyse des interactions entre les conditions de surface, le couvert végétal et les caractéristiques pluviométriques pour la détermination de la charge solide dans le ruissellement diffus

---

Après les chapitres 2 et 3 qui établissent les bases de la modélisation au travers des formalismes établies pour le calcul de ruissellement, ce chapitre représente la première étape dans l'intégration du transfert de matière solide. Son objectif est d'étudier le déterminisme de la charge solide dans le ruissellement diffus à l'échelle locale. A cet effet, une base de données composée de 673 événements pluvieux avec des mesures de concentrations en sédiment à l'échelle de la parcelle est analysée. Ainsi l'évolution des valeurs de concentrations en sédiments est étudiée en fonction de l'état de surface, du couvert végétal, de la rugosité et de l'intensité de la pluie.



## 4. Sediment concentration in interrill flow

---

O. Cerdan, Y. Le Bissonnais, V. Souchère, P. Martin, V. Lecomte

Submitted Earth Surface Processes & Landforms

### Abstract

A database composed of 673 natural rainfall events with sediment concentration measurements at the field or plot scale was analysed. Measurements were conducted on similar soil type (loess soils prone to sealing phenomenon) to apprehend the variability and complexity involved in interrill erosion processes attributable to soil surface conditions. The effects of the dominant controlling factors are not described by the way of equations, rather, we established a classification of potential sediment concentration domain according to combination of the dominant parameters. Thereby, significant differences and evolution trends of mean sediment concentration between the different parameter categories are identified. Further, when parameter influences interact, it allows us to discern factors relative effects according to their respective degree of expression. It was shown that crop cover had a major influence on mean sediment concentration, particularly when soil surface roughness is low and when maximum 6-min intensity of rainfall events exceeds 10 mm/h: mean sediment concentration decreases from 8.93 g/l for 0-20% of coverage to 0.97 g/l for 21-60% of coverage. The established classification also indicates that the increase of the maximum 6-min intensity of the rainfall factor leads to a linear increase of mean sediment concentration for crop cover over 21% (e.g. from 2.96 g/l to 14.44 g/l for the 1-5 cm roughness class) and to an exponential increase for low crop cover (e.g. from 3.92 g/l to 58.76 g/l for the 1-5 cm roughness class). The implication of this work may bring perspective for erosion prediction modelling and give references for the development of interrill erosion equation.

Keywords: interrill erosion, sediment concentration, sealing, crop cover, roughness.

## 1. INTRODUCTION

Process-based erosion prediction models that apply on agricultural land most often rely on the rill-interrill concept (Foster and Meyer, 1975; Meyer *et al.*, 1975) and develop different formalism for each of these domains. Interrill erosion includes processes of detachment by raindrop impact and transport by shallow sheet flow. General interrill erosion model framework, as the first version of the WEPP model (Nearing *et al.*, 1989) was expressed under the form:

$$D_i = f(K_i, I, S)$$

Where  $D_i$ , is the interrill sediment delivery per unit area per unit time,  $K_i$  interrill erodibility parameter related to soil properties,  $I$  is the rainfall intensity and  $S$  is a slope factor. Kinnell demonstrated the advantage of including a transport component in the interrill model by adding a runoff term (Kinnell and Wood, 1992; Kinnell and Cummings, 1993, Kinnell, 1993):

$$D_i = f(K_i, I, q, S)$$

Where  $q$  is the excess surface water factor. Zhang *et al.* (1998), after a factorial rainfall simulation experiment found also that neither runoff nor rainfall alone can adequately simulate interrill sediment delivery. Huang (1995) found that sediment delivery related well to either runoff rate or slope steepness in a quadratic model. Further, for the successful modelling of interrill delivery several authors have emphasised the necessity to separate and understand both detachment and transport and the factors controlling their behaviour (Foster, 1990; Nearing *et al.*, 1994; Huang, 1998). As found by Meyer (1981) using rainfall simulator data, the process of soil detachment by raindrop impact can be expressed by the equation:

$$D = KI^2$$

Foster (1982) and Foster and Lane (1987) expressed detachment on interrill areas by raindrop impact integrating directly the effect of crop cover:

$$P_i = K_i I^2 C_i C_g C_s$$

Where  $P_i$  is the detachment rate on interrill areas,  $C_i$  is the factor for the effect of canopy,  $C_g$  is the factor for the effect of ground cover and  $C_s$  is the factor for the effect of soil biomass and soil disturbance. Although the relationships between soil properties and interrill erosion processes have been addressed (Bradford *et al.*, 1987; Le Bissonais *et al.*, 1995), the development of equation predicting the soil factor  $K_i$  as a function of measurable soil properties has not yet been achieved (Agassi and Bradford, 1999). In addition, erodibility ( $\approx K_i$ ) is not constant for a given soil type and may be highly variable in the field depending on other factors such as surface conditions. Most of interrill soil erosion studies are based on laboratory or field rainfall simulation on specific soil samples, which on one hand, permits control of all the variables in order to study in detail one process, but on the other hand, restricts the range of possible application of the results as erosion processes are known to be dependent upon methodologies. Further, numerous studies investigated the processes

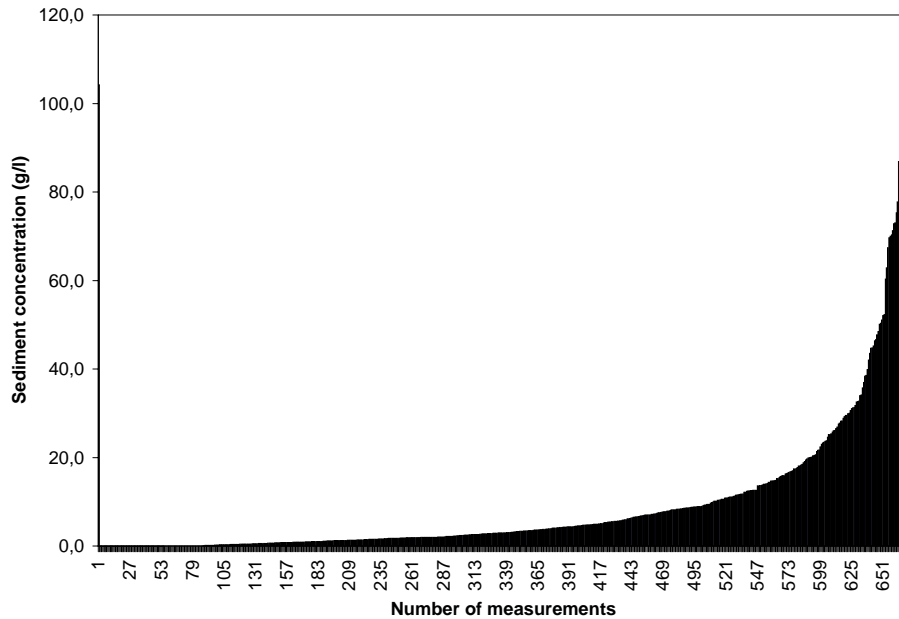


of wash erosion and soil particle splash, using laboratory or field rainfall simulators. Various methodologies may lead to various results which are not necessarily related to the specific effect of the variables under study on erosion and infiltration processes (Agassi and Bradford, 1999). The objective of this study is to explicitly express potential sediment concentration in interrill flow as a function of surface condition factors on the basis of long term field experiments. The effects of the dominant controlling factors are accounting by establishing a classification of uniform potential sediment concentration domain according to combination of the dominant soil surface parameters.

## 2. MATERIAL AND METHOD

### 2.1. Description of the database

673 rainfall-runoff events with sediment concentration measurements were selected from different experiments realised in the Normandie region since 1992 (Gallien *et al.*, 1995; Lecomte *et al.*, 1997; Le Bissonnais *et al.*, 1998; Lecomte, 1999; Chaplot and Le Bissonnais, 1999; Martin *et al.*, 1999) and gathered in a common database. The studied area is covered by silt loam soils developed on the loess quaternary deposit and containing at least 60% silt in the surface horizons. Soils are classified as Neoluvisol in the French Classification and are described as “excessively drained” by the USDA (1951) soil drainage classification. Such soils are very sensitive to soil sealing because of low clay content (130 to 170 g/Kg) and low organic matter content (10 to 20 g/Kg). When in arable use, large areas are left bare and open to rainfall during most of the cultural season which, combined with the sensitivity to sealing rend them vulnerable to runoff and water erosion phenomenon. The topography is relatively smooth with slope gradients ranging between 1 to 4% on the plateau and 4 to 10% on valley sides. The soil characteristics show very little variability within the studied area. In addition to rainfall, runoff and sediment delivery monitoring, overland flow patterns, surface roughness, soil sealing stages and rate of soil coverage by vegetation were measured semi-quantitatively twice a month during the period of study (Auzet *et al.*, 1995; Ludwig *et al.*, 1995; Le Bissonnais *et al.*, 1998). Variables present in the database are: area (m<sup>2</sup>), slope (%), land use, roughness (in five classes: 0-1cm, 1-2cm, 2-5cm, 5-10cm, >10cm), soil surface degradation stage (four stages. (i) non sealed: initial fragmentary structure with all fragments clearly distinguishable; (ii) structural seal: altered fragmentary state with local structural seal; (iii) transitional seal: generalised structural seal with local appearance of depositional seal; (iv) sedimentary seal: continuous state with depositional seal), crop cover (exact % of coverage leaves, litter and debris; or notation in three classes C1: 0-20%, C2: 21-60%, C3: 61-100%), runoff volume (l), rainfall amount (mm), rainfall events mean and 6-min maximum intensity (mm/h), 48-hours antecedent rainfall amount (mm) and sediment Concentration in the flow (SC in g/l). Repartition of sediment concentration values is shown on Figure 1.

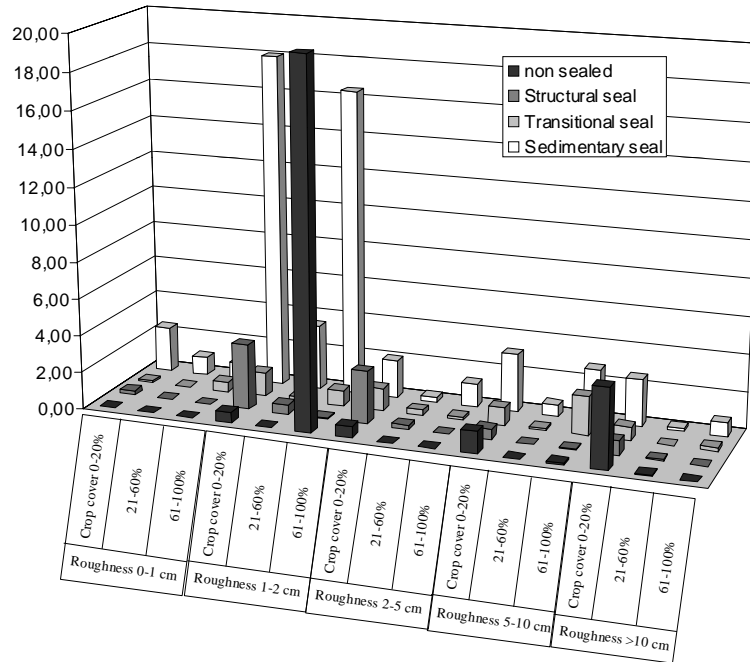


**Figure 4 - 1:** Histogram of the value of sediment concentration for the 673 measurements that compose the database.

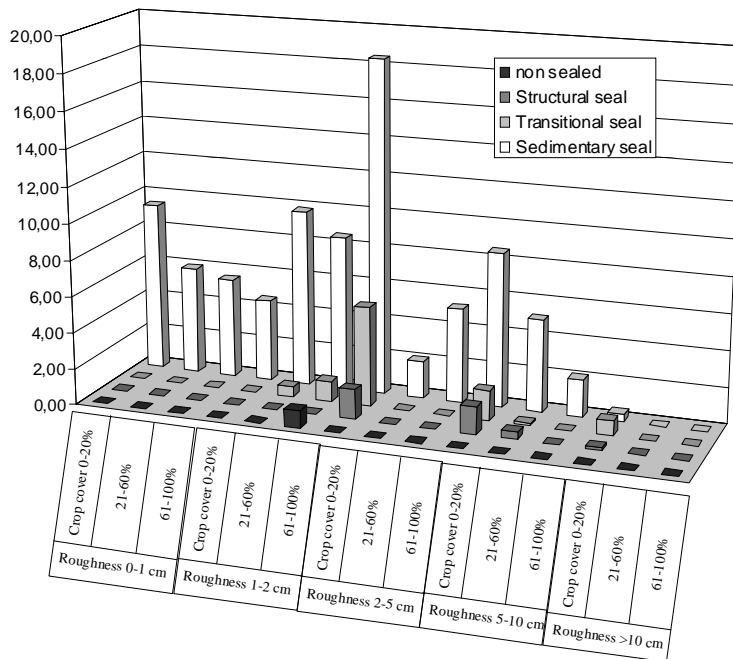
## 2.2. Representativeness of the data base

In order to test the representativeness of the field observations have been carried out once every two months up to twice a month on two experimental catchments: Blosseville catchment (89 ha) between 1993-1998 and Bourville catchment (1100 ha) between 1996 and 1998. The two catchments have different characteristics (physical and land use) and together are representative of the region (Lecomte et al. 1999). 40 dates of observation have been selected: (11 in autumn, 12 in winter, 13 in spring and 4 in summer) 32 for the Blosseville catchment which correspond to 1130 field annotations and 8 for the Bourville catchment which correspond to 4334 field annotations. The field observations have been synthesised in Figure 2. Three combinations stick out from this large survey: bare sealed fields (which account for up to 38.22% of the winter observations), well developed crops on sealed surfaces (which account for up to 48.37% of the summer observations) and grassland (14% constant throughout the year) or well developed crops on non degraded surfaces. A majority of observations are mainly situated in the sedimentary seal class (from 42.15% of the spring observations up to 72 % of the winter observations). The experimental measurements of SC which composed the database (Figure 3) are also mainly situated on soils with degraded surface condition (sedimentary seal class). From the 36 combinations (we only consider combinations which account for at least 0.2% of the total field observation area) that constitute the field observations (Figure 2), 22 are present in the measurement data set which represents 83.8% of the total field observation area. Combinations that are not represented in the SC measurement data set therefore stand for the remaining 16.2% of the total field observation area from which 9.9% are situations with non degraded soil surface (non sealed class) associated with well marked roughness (>5 cm). The lack of SC measurements under such conditions can be explained by the facts that these situations do not often produce runoff, and also because not being key situations, few experiments have been

specifically carried out.



**Figure 4 - 2:** Percentage of observations area per class for a total of 5464 field annotations (40 dates of observation at regular time interval during several cultural seasons for two catchments of 87 and 1100ha). Non sealed: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal.



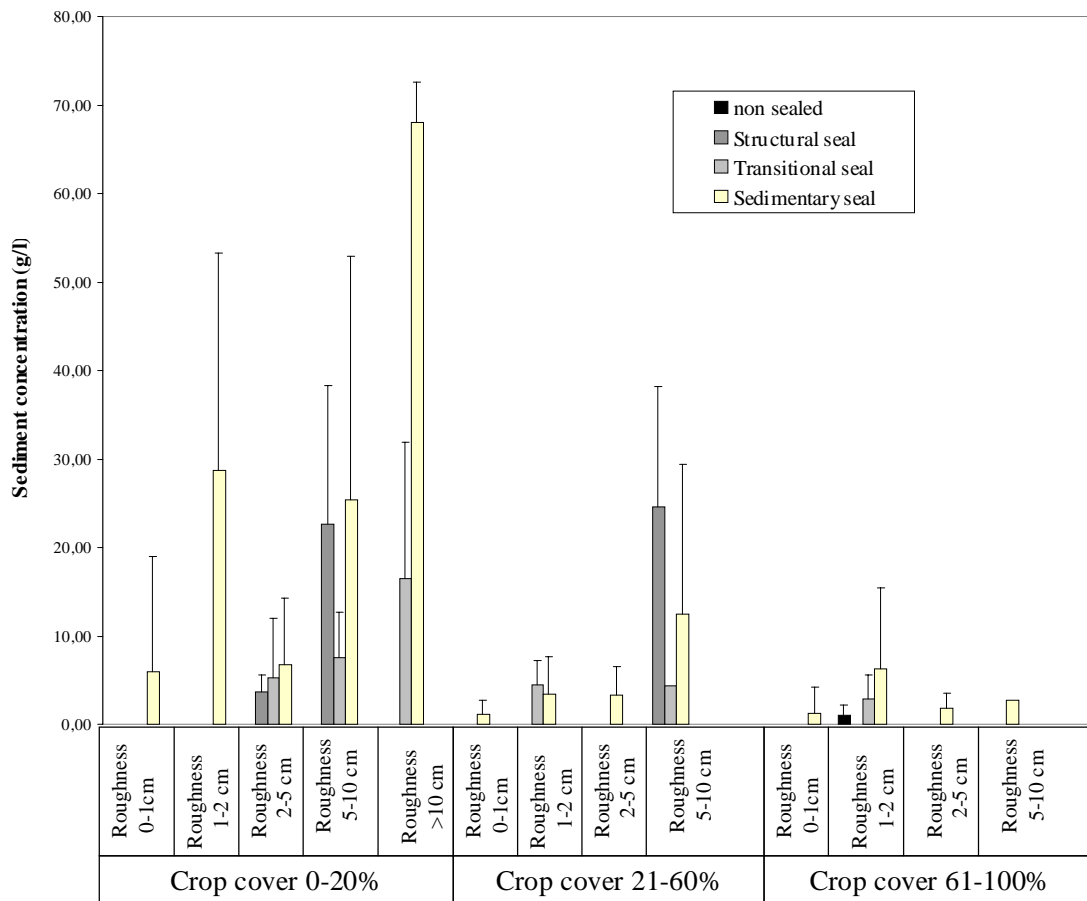
**Figure 4 - 3:** Percentage of number of sediment concentration measurements per situation contained in the database (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal.

This database is made of natural rainfall events in field conditions with a long enough time span and with a sufficient number of different measurements to be able to isolate adequately the effects of the various controlling factors.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1. Sediment delivery response according to the measured soil surface condition parameters

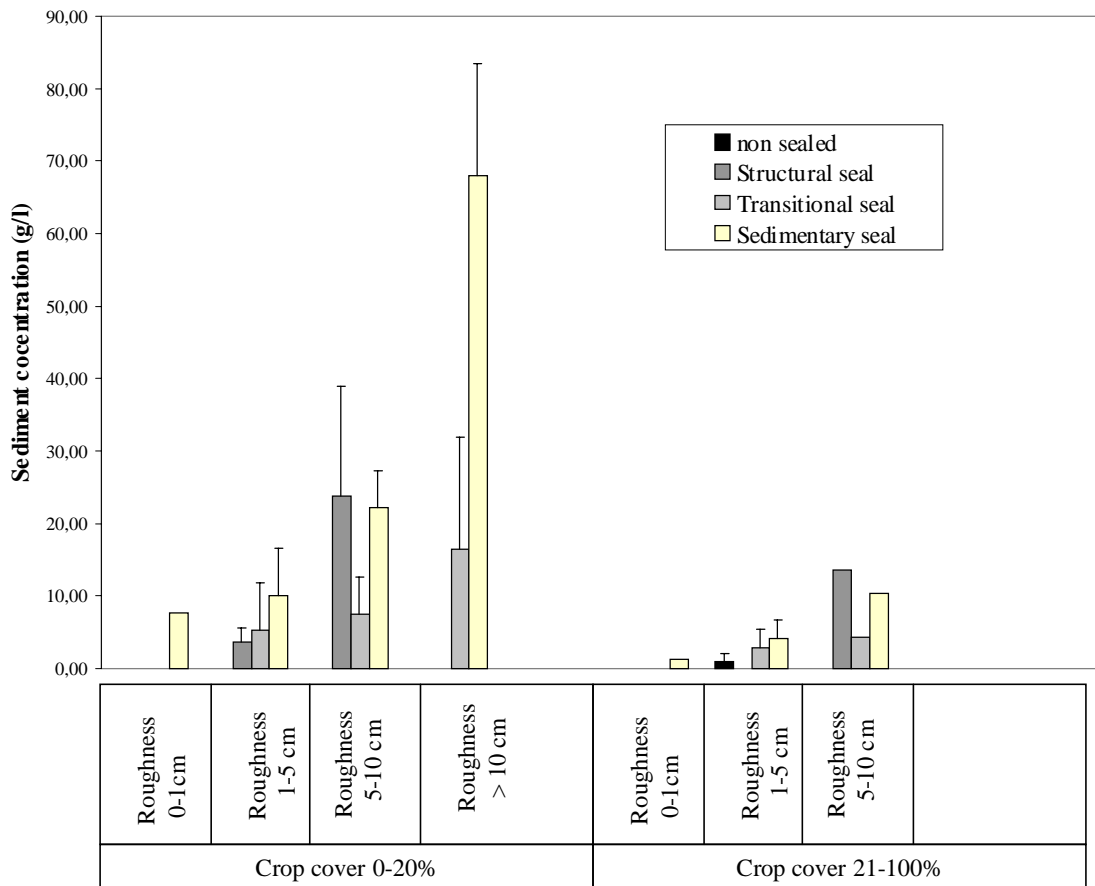
For each combination of the parameters describing the soil surface conditions, the number of measurements, the mean value of SC (Figure 4) together with the standard deviation have been calculated.



**Figure 4 - 4 :** Mean value of sediment concentration (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural crusts; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. Error bars represent the standard deviations.

Results show that the classification that has been defined for the data collection and which has already been used in a runoff prediction model for the calculation of potential field infiltration rates (Cerdan *et al.*, in press) is not the most relevant in terms of sediment particles concentration classification. SC values does not reveal any clear

evolution trend when passing from one class to the next and the standard deviation values are not satisfactory as most of the time they are of the same order or even higher than the average value, particularly for combinations where roughness is high or where the percentage of crop cover is low. Figure 5 shows that a simpler classification based on only two vegetation cover classes (0-20% and 21-60%) and on four roughness classes (0-1 cm, 1-5 cm, 5-10 cm and > 10 cm), gives a better classification of the SC values.



**Figure 4 - 5:** Mean value of sediment concentration (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. Error bars represent the standard deviations.

Table 1 describes the effect of roughness. It contains average sediment concentration measured with increasing orientated roughness values for different crop cover and sealing stages. An increase in roughness values lead to an exponential increase of sediment concentrations for all the situations. The increasing trends are similar, independently of crop cover class, only the magnitude of the response varies. An effect which is hidden in table 1 but which is visible on figure 4 where three crop cover classes are distinguished, is that the increase in sediment concentrations with roughness heightening is less remarkable when percentage of crop cover exceeds 60%. Another effect of roughness which is not shown in table 1 is that even if an increase in roughness was seen to increase average soil suspended particles concentration in the flow, it was seen to decrease total soil loss because it also significantly decrease runoff volume. This remark, already observed by other authors (Johnson *et al.*, 1979; Zobeck

and Onstad, 1987) is particularly true for minor rainfall-runoff events, but can be reverse for extreme events. In our observations there is no noticeable interactions between sealing stages and roughness classes.

**Table 4 - 1:** Effect of roughness on sediment concentration (g/l)

Sealing stage	Crop cover	Roughness	Number of observations	Average SC (g/l)	Standard deviation
All sealed stages mixed	0-20 %	> 10 cm	9	<b>30.28</b>	9.02
		5-10 cm	82	<b>22.5</b>	24.92
		1-5 cm	206	<b>9.59</b>	14.07
Sedimentary seal	21-100 %	5-10 cm	52	<b>9.69</b>	14.92
		1-5 cm	185	<b>4.04</b>	6.22
		0-1 cm	83	<b>1.15</b>	2.44
	0-20 %	5-10 cm	62	<b>25.37</b>	27.53
		1-5 cm	166	<b>11.04</b>	15.49
		0-1 cm	26	<b>5.99</b>	12.95

The effect of crop cover is displayed on Table 2. As mentioned in the introduction, crop cover is expressed by the percentage of the area, determined by the vertical projection of the cover, i.e. basal and aerial parts of plants as well as residues, on the ground surface. Continuous evolution could only be compared on sealed soils, as the degradation of the soil surface structure most often occurred before plants had time to develop. Increase in crop cover lead to a decrease in sediment delivery rates, with values three times lower whatever the roughness class when passing from 0-20% to 21-100% of coverage. The data set also confirms earlier observation that cover is very effective against rain erosion, and that small amounts have a more than proportional effects (Wischmeier and Smith, 1978; Freebairn and Wockner, 1986): measurements were we have the exact percentage of coverage indicate a dramatic influence up to 20%, and after 40% augmentation in crop cover is less effective.

**Table 4 - 2:** Effect of crop cover on sediment concentration (g/l)

Sealing	Roughness	Crop cover	Number of observations	Average SC (g/l)	Standard deviation
Sedimentary seal	5-10 cm	21-100 %	52	<b>9.69</b>	14.92
		0-20 %	62	<b>25.37</b>	27.53
	1-5 cm	21-100 %	185	<b>4.04</b>	6.22
		0-20 %	166	<b>11.04</b>	15.49
	0-1 cm	21-100 %	83	<b>1.15</b>	2.44
		0-20 %	26	<b>5.99</b>	12.95

However, even if it is possible to draw general tendencies from this classification, the standard deviation values (Table 3) are acceptable only for combinations where percentage of crop cover and roughness are low on partly sealed soils (structural seal) and where percentage of crop cover is high and roughness is low on sealed soils (sedimentary seal).

**Table 4 - 3:** Effect of crop cover on sediment concentration (g/l)

Sealing	Roughness	Crop cover	Number of observations	Average SC (g/l)	Standard deviation
Sedimentary seal	5-10 cm	21-100 %	52	<b>9.69</b>	14.92
		0-20 %	62	<b>25.37</b>	27.53
	1-5 cm	21-100 %	185	<b>4.04</b>	6.22
		0-20 %	166	<b>11.04</b>	15.49
	0-1 cm	21-100 %	83	<b>1.15</b>	2.44
		0-20 %	26	<b>5.99</b>	12.95

For all the other combinations standard deviation values indicate that the parameters taken into account does not fully described sediment concentration response.

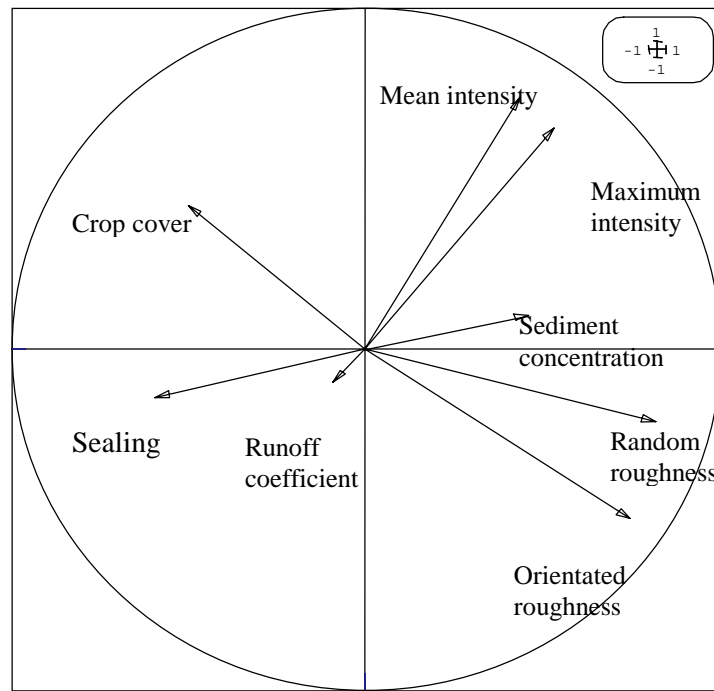
### 3.2. ERODIBILITY AND EROSIIVITY

A Principal component Analysis (PCA) was applied to the matrix composed by 8 variables measured on the 673 samples that composed the database. Since the measurements were on several kinds of measurement scale the analysis was performed on standardised data. The results of the PCA are shown on Table 4 and Figure 6.

**Table 4 - 4:** Relative contributions of the variables to the two first components (/10000) in the principal component analysis

Variables	Component 1	Component 2
Orientated Roughness	6751	475
Random Roughness	5620	2536
Sealing	3498	210
Crop Cover	2486	1753
Mean Intensity	1930	5457
6-min maximum intensity	2852	4202
Runoff ratio	79	100

The first component is dominated by orientated and random roughness, sealing stages and percentage of crop cover in descending order of importance and therefore can be defined as the field erodibility axis. The second component is explained by rainfall event mean intensity and 6-min maximum intensity and, to a less extent by the percentage of crop cover. This component can consequently be defined as the rain erosivity axis which stands for the potential of the rain to erode. PCA main indication is that for our dataset, the description of sediment concentration in the flow could be enhanced by the introduction of a rainfall erosivity factor through rainfall mean intensity or rainfall maximum 6-min intensity. The importance of rainfall characteristics in interrill erosion has long been recognised in literature and various indices have been used to account for these processes. However, there is still no general agreement on which rainfall properties actually best describe the mass of sediment detached (Salles and Poesen, 2000).



**Figure 4 - 6:** Principal component analysis (first and second components)

The rainfall erosivity parameter most commonly used is certainly the rainfall intensity. In the WEPP erosion model the square of the average rainfall intensity integrated over the duration of rainfall excess is used to express the combined effect of splash detachment and sheet flow (nearing *et al.*, 1989). Similarly, various authors have reported an erosivity factor under the form of  $I^p$  (Meyer, 1981; Kinnell, 1982; Rose *et al.*, 1983; Govers, 1991). In the EUROSEM model (Morgan *et al.*, 1998), the calculation of the amount of soil detached by the rainfall impact is related to the kinetic energy. Wischmeier and Smith (1958), developed a relation between soil loss and the total storm energy times the maximum 30-min intensity (EI30). Rose (1960) and William (1969) have found best correlation using the rainfall momentum. In most of the studies, rate of soil detachment is related to functions of rainfall intensity, kinetic energy, rainfall momentum or combinations of these according to the specificity of the experimental designs, i.e. experiments on silty or clayey soils or on sand, previously dry or wet, with very high or low intensity simulated rainfall obtained with different kinds of simulator devices.

For all the combinations where standard deviations are high, we try both the mean intensity and the maximum 6-min intensity parameters to enhanced the classification. The mean intensity didn't bring any improvement. One reason could be attributed to problems with the definition of a rainfall event: to calculate the mean intensity when using a rainfall simulator is rather straightforward, when dealing with natural rainfall events it implies to define the temporal limits of the events. In our context of intermittent rainfall regime it is difficult to distinguished between contiguous rainfall events with thresholds just based on rainfall characteristics, that is to say which do not rely on the measurement methods (size of the plots) or upon the studied variables nature (eg. if moment with no rainfall exceeds the time for the upslope rainfall to flow to the outlet if runoff or sediment yield is the variable of interest). Table 5 shows the variance explained by the maximum 6-min intensity

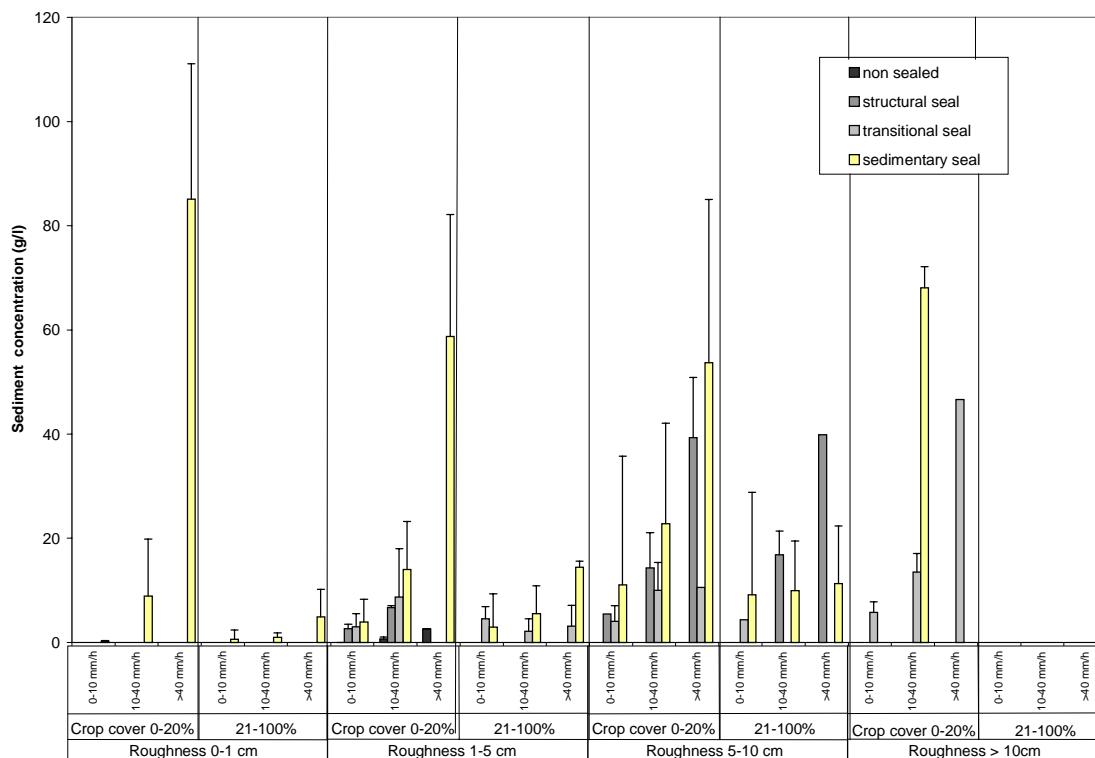


parameter, according to the coefficient of determination, for the combinations where the mean sediment concentrations were not representative.

**Table 4 - 5:** Situations where the maximum 6-min intensity factor (max 6-min I) explain the variance of sediment concentration

Crop cover	Orientated Roughness	Sealing stage	Number of observations	Average SC (g/l)	Standard deviation	R <sup>2</sup> max 6-min I
21-60 %	1-5 cm	Sedimentary seal	88	<b>3.39</b>	4.10	<b>0,320</b>
	5-10 cm	Sedimentary seal	62	<b>25.37</b>	27.53	<b>0,369</b>
0-20 %	5-10 cm	Structural seal	11	<b>22.59</b>	15.69	<b>0,702</b>
		Sedimentary seal	166	<b>11.04</b>	15.49	<b>0,811</b>
	1-5 cm	Intermediate seal	39	<b>5.29</b>	6.70	<b>0,752</b>
		Sedimentary seal	26	<b>5.99</b>	12.95	<b>0,908</b>

For combinations where crop cover is superior to 21% and where roughness exceeds 5 cm (except in case of structural seal) the correlation is significant even though only 30 % of the variance is explained. For the other combinations we obtain good correlation, with R<sup>2</sup> ranging from 0.70 up to 0.91. We therefore used this parameter to further classify the sediment concentrations response. We have defined 3 classes of maximum 6-min intensity: [0-10[ mm/h, [10-40[ mm/h and ≥40 mm/h. The classification obtained is shown on Figure 7.



**Figure 4 - 7:** Mean sediment concentration classification. Error bars represent the standard deviations

Sediment concentration evolution trends are clearly noticeable according to the degree of expression of the different chosen parameters. The most remarkable effect which dominates is certainly the effect of crop cover. Whatever surface structural state, roughness class or maximum 6-min intensity class, there is a decrease of mean sediment concentration when crop cover goes from 0-20% to 21-100%. This effect is

attenuated when roughness height exceeds 5 cm, when moving towards non degraded surface condition or when maximum 6-min intensity is inferior to 10 mm/h, that is to say when rain erosivity controlling influence on particle detachment is less effective and is challenged by wash processes. Roughness influence is well marked when it is superior to 1 cm and when it is not in the sedimentary seal class whatever maximum 6-min intensity class or crop cover class. Roughness influence which diminishes when crop cover exceeds 60% is not visible here because of the crop cover threshold retains in the final classification. The maximum 6-min intensity effect is general: it is exponential when crop cover is low and tends to be linear when crop cover is superior to 21% (except the combinations roughness 5-10 cm class with sedimentary seals). To determine the influence of surface structural stage according to the other parameters is not feasible here as most of the observations are in the same class.

#### 4. CONCLUSION

A database composed of 673 natural rainfall events with sediment concentration measurements along with notation of percentage of crop cover, roughness height, surface sealing stage and rainfall characteristics was analysed. The results of this study show the complexity of processes involved in interrill erosion even though all the observations were conducted on similar soil types. However, significant differences and evolution trends of mean sediment concentration between the different defined parameter categories were identified. Further, when parameter influence interacts, it permits to discern factors having dominant effect according to their respective degree of expression. Thereby it was shown that crop cover had a major influence on mean sediment concentration unless roughness exceeds 5 cm or in case of rainfall with low maximum 6-min intensity. The established classification also indicates that the increase of the maximum 6-min intensity factor leads to a linear increase of mean sediment concentration for crop cover superior to 21% and to an exponential increase for low crop cover. The implication of this work may bring perspective for erosion prediction modelling and give references for the development of interrill erosion equation. It also pinpoints further areas of investigation. Although crop cover is expressed in three classes, for most of the experiments we have measured the exact percentage of area covers by plant leaf and/or plant debris. It would be interesting to separate the two as they don't have the same effect on particle detachment processes. All the experiments have been carried out on slopes with similar gradient (4%), it would also be interesting to study the relationship between mean sediment concentration and slope gradient although soil loss is probably detachment limited for the range of slope gradients observed in the study area since the interrill erosion rate decrease with increasing runoff volume. All the measurements contained in the database were conducted on loess soils prone to sealing phenomenon, extension of these experiments for other soil types is also desirable.

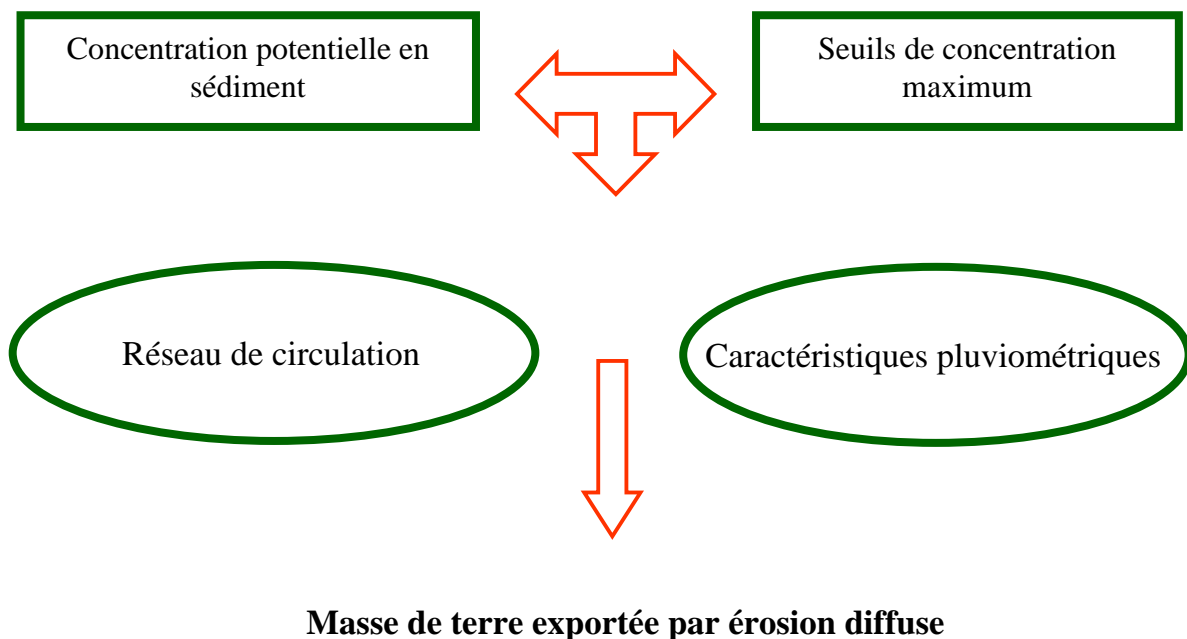
## 5. Modélisation des processus d'érosion diffuse au sein des petit bassins versants cultivés

---

*Ce chapitre reprend les résultats du chapitre 4 pour établir une classification de la concentration en sédiment du ruissellement qui tiennent compte de l'influence des conditions de surface, du couvert végétal, des caractéristiques pluviométriques et de leurs interactions. Sur la base de cette classification les parcelles agricoles sont caractérisées par une valeur de **concentration potentielle en sédiment** pour chaque événement pluvieux modélisé.*

*Des **seuils de concentration maximum** au dessus desquels l'excédent de sédiment est déposé sont aussi définis sur la base de résultats expérimentaux en condition naturelles. Ces seuils sont fixés en fonction de critères topographiques ( pente, convexité vertical) ; ou en fonction de la nature et du stade de développement du couvert végétal.*

*A l'échelle du bassin versant les sédiments sont transportés en proportion du volume ruisselé calculé à l'aide du module ruissellement de **STREAM** pour l'événement pluvieux modélisé. Une évaluation du modèle est effectuée à l'aide d'un jeu de données récoltées sur un petit bassin versant agricole (90 ha) .*



## 5. Modelling interrill erosion processes in small cultivated catchments

---

O. Cerdan, Y. Le Bissonnais, A., Couturier, N. Saby

Submitted Hydrological Processes

### Abstract

On the cultivated plateau of the European loess belt area, the redistribution of rainfall between infiltration and runoff is controlled by topography, cultural techniques and by sealing processes. In order to characterise the dominant surface processes leading to interrill erosion, several research efforts have been carried out in Northern France. Recent multi-scale studies have provided quantitative references of interrill erosion rate. These experimental references have highlighted significant differences and evolution trends of mean sediment concentration in interrill flow between different defined categories of soil surface conditions, vegetation and rainfall characteristics. Thus a classification of sediment concentration in interrill flow, which accounts for parameters influence and interactions has been elaborated. On the basis of this classification agricultural fields are characterised with a potential sediment concentration value, which is used in the development of the interrill erosion module of the STREAM model. For situations where there is no or insufficient experimental references, the classification is completed using a fuzzy logic approach. Sediment is transported in the catchment in proportion of the runoff volumes computed with the STREAM runoff module. At the catchment scale sediment particles are deposited according to change in topography (vertical curvature, slope gradient); or change in vegetation cover. Sediment concentration thresholds above which corresponding exceeding sediment mass is deposited have been defined after field experiments. For the deposits induced by vegetation cover, a distinction has been made between permanent grassland and agricultural fields with a high vegetation cover. A sediment concentration thresholds of 10 g/l has been determined for areas with a slope intensity  $< 2\%$  and a vertical curvature  $< -0.55$  or for plots with vegetation cover exceeding 61 %; and a sediment concentration threshold of 5 g/l for permanent grassland. The erosion component of the model has been tested with a data set from a small (ca. 90 ha) intensively cultivated catchment. The quality of prediction given by the root mean square error (RMSE) is ca. 8 T of precision on sediment delivery at the catchment outlet for observed sediment delivery that goes from 0.075 T to 21 T (with a RMSE of ca. 0.9 T for observed sediment delivery below 1T and of ca. 10.6 T for observed sediment delivery between 1 and ca. 21 T). The calculated average unsigned error (AUE) is of ca. 375 % for observed sediment delivery below 1T and of ca. 82 % for observed sediment delivery between 1 and ca. 21 T. The evaluation also showed that the results at the outlet of the catchment are more sensitive to the concentration threshold of the deposition rules than to the potential sediment concentration value assigned to each field. This result highlights the fact that approaches only based on erodibility parameters may not be relevant when modelling erosion processes at the catchment scale even when sediment load is detachment limited.

Keywords: interrill erosion, catchment, modelling, deposition.

## 1. INTRODUCTION

In the North-western Paris Basin and in many cultivated areas of the loessian belt in Northern Europe, local authorities and inhabitants have to face chronic damages induced by water erosion (Auzet et al., 1990; Papy and Douyer, 1991; Boardman et al., 1994). In Haute-Normandie region (France), besides the flooding of urban areas, the major concern is certainly the pollution of drinking water sources both by sediments and agricultural chemicals. Erosion prediction models are necessary for the implementation of effective and adapted soil conservation measures. Since a decade or so, numerous efforts have been invested in the development of physically based models that reflect current advancement in the understanding of the physics of the processes. The advantages of this type of models rely in their potential to describe the dynamic of the erosive response. Consequently the main difficulty is to account for spatial and temporal variation of soil properties, which can occur on short distances according to the active processes on the hillslopes, and reflect complex interaction among the controlling factors. It is still too early to judge the performance of these physically based models. However, it is clear that a major limitation will be the availability of the necessary abundant input data (Bryan, 2000). Recent publications on the evaluation of models in terms of effective prediction are not encouraging (Nearing and Nicks, 1998; Favis-Mortlock, 1998; Takken et al., 1999; Folly et al., 1999; Jetten et al., 1999). These attempts of model “blind evaluation” lead to consider the eventuality of precise erosion prediction on real landscape with “some degree of humility” (Boardman, 1998). The preoccupation with development of physically based models has been important in generating research but as stated by Bryan (2000), «it is yet not clear that all the processes and interactions involved in soil erodibility can be physically modelled». Accordingly, Parsons et al. (1997) concluded that process based modelling may be useful for identification of our present poor understanding of erosion processes but may not be a realistic tool for predicting soil erosion. De Roo (1998), after having tested the coupling of process-based model with GIS reached the conclusion that there is a need for much simpler coupled GIS erosion models simulating only the dominant processes operating in the catchment.

In complex system modelling it is necessary to determine «basic physical principles». The hydrologic regimes are driven by dominant processes or combination of dominant processes, dependent upon the environment (Falkenmark et Chapman, 1989) and also for a given catchment, upon the period – in relation with rainfall regimes, moisture condition variations (Ambroise, 1999) and cultural operations. To these dominant processes can be associated integrative parameters. On the cultivated plateau of the European loess belt area, the redistribution of rainfall between runoff and infiltration is controlled by topography; cultural techniques, which lead to complete change in surface cover and soil surface properties; and by sealing processes. In order to characterise the dominant surface processes leading to overland flow, several research efforts have been carried out in Northern France (Boiffin et al., 1988; Papy and Boiffin, 1988; 1989; Auzet et al., 1990). Experiments have been implemented both in the laboratory and in the

field at various scales ranging from small plots (Fox and Le Bissonnais, 1998; Chaplot and Le Bissonnais, 2000; Martin, 1999) up to catchments (Le Bissonnais et al., 1998). Thereby a set of reference runoff and erosion data was collected under a variety of different situations in terms of weather conditions, surface state, land use and agricultural practices. On the basis of these reference data, a simple event based runoff model (STREAM) able to simulate the effect of conservation measures in small cultivated catchments was elaborated (Souchère et al., 1998; Cerdan et al., In press). To avoid overparameterization and the associated uncertainties, the STREAM runoff model focuses on the more integrating parameters combined in an expert-based approach by developing decision rules in the forms of matching tables. Hence, experimental results are directly incorporated and can easily be updated. Finally to allow detailed spatial description of the catchment and better visualisation of the output, the model is integrated in a GIS. Recent multi-scale studies have provided quantitative references of interrill erosion (Benkhadra, 1997; Lecomte, 1999; Martin, 1999). These experimental references have highlighted significant differences and evolution trends of mean sediment concentration in interrill flow between different defined categories of soil surface conditions, vegetation and rainfall characteristics. Thus a classification of sediment concentration in interrill flow, which accounts for parameters influence and interactions has been elaborated (Cerdan et al., submitteda). The objective of this paper is to incorporate these results in the elaboration of the interrill erosion module of the STREAM model. This classification is used to characterise the agricultural fields with a potential sediment concentration value. For situations where there is no or insufficient experimental references, the classification is completed using a fuzzy logic approach. Finally, to rout the sediment in the catchment, the result of the STREAM runoff module are used.

## **2. CALCULATION OF POTENTIAL SEDIMENT CONCENTRATION AT THE FIELD SCALE**

The calculation of potential sediment concentration at the field scale is based on the classification established by Cerdan et al., (submitteda Earth Surf. Proc. Land.) presented in Table 1. It has been elaborated after the examination of a database composed of 673 natural rainfall events with sediment concentration measurements at the field or plot scale collected under a variety of different situations in terms of weather conditions, soil surface properties, vegetation cover and agricultural practices. The selected parameters are Orientated roughness in 4 classes (0-1; 1-5; 5-10; >10), Vegetation cover in two classes (0-20%; 21-100%), Surface sealing in four classes ( (i) non sealed: initial fragmentary structure with all fragments clearly distinguishable; (ii) structural seal: altered fragmentary state with local structural seal; (iii) transitional seal: generalised structural seal with local appearance of depositional seal; (iv) sedimentary seal: continuous state with depositional seal) and rainfall event maximum 6-min intensity in three classes (0-10 mm/h; 10-40 mm/h; > 40 mm/h). Cerdan et al., (submitteda Earth Surf. Proc. Land.) showed that even with a lot of replicates for the same parameters

combination, there still remained some uncertainty in the sediment concentration, therefore a range of sediment concentration incorporating variation observed in the fields was assigned to each situation, instead of a single value (Table 1). For the combinations where there were no field experimental references, values are evaluated with a fuzzy logic-based method.

The method is based on the methodology of Multiple Criteria Decision-Making using fuzzy sets and fuzzy logic operators (Saby, 1998). The fuzzy multiple criteria decision making methods use various ways to assess relative weighting of multiple information sources (Fuller, 1996). They provide a flexible framework to aggregate imprecise information in a global evaluation. The aggregation is generally achieved by direct computation on factor values, or using associated membership functions (Dubois, 1999). Our method belongs to the latter kind. Dubois and Prade (1987) have assessed different fuzzy set aggregation operators classified in three fundamental modes: the conjunctive mode (generalised AND-operation where all the constraints should be satisfied), the disjunctive mode (generalised OR-operation where only some constraints should be satisfied) and the averaging mode (generalised mean operation where compromises between the constraints are necessary). The averaging mode has held our attention because it can account for interaction between factors. The final result of this aggregation is a fuzzy set.

This evaluation is supposed to fuzzify the factors in relation to their relative contribution to the sediment concentration in the flow. For the fuzzification of the different controlling factors we use the set of classes defined for each factor by Cerdan et al. (Submitteda ESPL) which serves to define the membership functions ( $\mu_{sed\ concen\ contrib}^{factor}$ ) ( $0 < \mu < 1$ ). To aggregate these fuzzy sets, we chose an operator based on an average function.

$$\mu_{sed\ concen\ contrib}^{global\ situation} = \left[ \sum_i \left( p_i \cdot \mu_{sed\ concen\ contrib}^{factor\ i} \right)^\alpha \right]^{1/\alpha} \quad \text{with } \sum_i p_i = 1 \quad (1)$$

where  $p_i$  is the weight associated with factor  $i$  and  $\alpha$  a parameter to be defined during the system optimisation.

To solve the equation Yager (1993) proposed to use learning mechanism. In this study we rely upon human expertise as well as experimental field data. Expertise has been chosen for initialising the system, which was optimised under constraint, by mean of the experimental data. This optimisation consists in maximising the coefficient of correlation between the experimental data and the evaluated data. Once the system optimised, we used the calculated parameters to estimate all the combinations present in table 1.

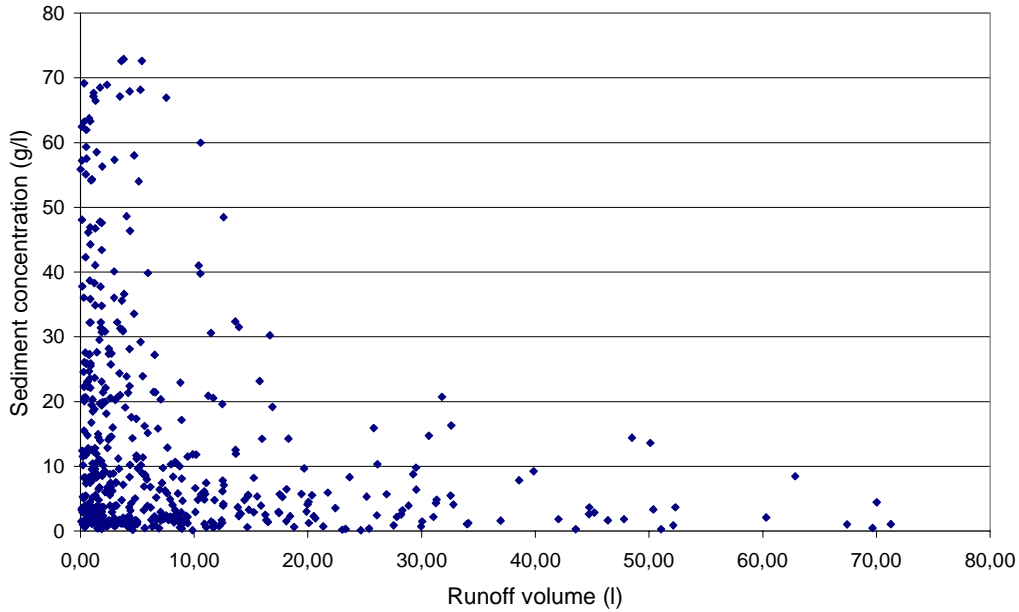
**Table 5 - 1:** Potential sediment concentration range (g/l) in the flow. Values in bold characters correspond to combination based on field experiment references (Cerdan et al. Submitteda), the others are evaluated with a fuzzy logic-based method.

Roughness (cm)	Vegetation cover	Max 6-min intensity	Non sealed	Structural seal	Transitional seal	Sedimentary seal
0-1	0-20%	0-10 mm/h	0-1	1-5	0-1	<b>1-5</b>
		10-40 mm/h	0-1	5-10	1-5	<b>5-10</b>
		>40 mm/h	1-5	10-15	5-10	<b>10-15</b>
	21-100%	0-10 mm/h	0-1	0-1	0-1	<b>0-1</b>
		10-40 mm/h	0-1	1-5	0-1	<b>1-5</b>
		>40 mm/h	1-5	5-10	1-5	<b>5-10</b>
2-5	0-20%	0-10 mm/h	<b>0-1</b>	<b>0-1</b>	<b>0-1</b>	<b>0-1</b>
		10-40 mm/h	<b>1-5</b>	<b>10-15</b>	<b>5-10</b>	<b>10-15</b>
		>40 mm/h	<b>5-10</b>	15-25	10-15	<b>15-25</b>
	21-100%	0-10 mm/h	0-1	1-5	<b>0-1</b>	<b>1-5</b>
		10-40 mm/h	0-1	5-10	<b>1-5</b>	<b>5-10</b>
		>40 mm/h	1-5	10-15	<b>5-10</b>	<b>10-15</b>
5-10	0-20%	0-10 mm/h	1-5	<b>5-10</b>	<b>5-10</b>	<b>10-15</b>
		10-40 mm/h	5-10	<b>10-15</b>	<b>10-15</b>	<b>15-25</b>
		>40 mm/h	10-15	<b>25-35</b>	<b>15-25</b>	<b>25-35</b>
	21-100%	0-10 mm/h	0-1	5-10	1-5	<b>5-10</b>
		10-40 mm/h	1-5	<b>10-15</b>	5-10	<b>10-15</b>
		>40 mm/h	5-10	<b>15-25</b>	10-15	<b>15-25</b>
> 10	0-20%	0-10 mm/h	1-5	10-15	<b>5-10</b>	10-15
		10-40 mm/h	5-10	15-25	<b>10-15</b>	<b>15-25</b>
		>40 mm/h	10-15	25-35	<b>25-35</b>	25-35
	21-100%	0-10 mm/h	1-5	5-10	5-10	10-15
		10-40 mm/h	5-10	10-15	10-15	15-25
		>40 mm/h	10-15	25-35	15-25	25-35

### 3. SEDIMENT DELIVERY AT THE CATCHMENT SCALE

Table 1 describes potential sediment concentration range in the flow for various land use and soil surface conditions on plots from 10 to 500 m<sup>2</sup> and an average slope gradient of 3.09. If we plot the sediment concentration versus runoff volume for the same events that compose the database, it shows a decrease in sediment concentration with the increase of runoff volume (Figure 1). At the plot scale and in the range of our experimental conditions the sediment load is therefore not transport limited but detachment limited. At that scale no deposition have been observed.





**Figure 5 - 1:** Sediment concentration in the flow versus runoff volume for 500 natural rainfall-runoff events at the plot scale. (Plot size varying from 10 to 500 m<sup>2</sup>, the volumes have been normalised for an area of 20 m<sup>2</sup>)

However, at the catchment scale deposition processes have to be taken into account. Deposition occurs when sediment load in the flow exceeds its transport capacity. In the STREAM model, decrease in transport capacity has been taken into account according to change in topography (vertical curvature, slope gradient); or reduction of the flow rate either by increase in infiltration rate or by increase in vegetation cover. Deposition also occurs along the flow pathway in runoff tailing, which is not readily taken into account in the model.

Sediments are routed with the flow, when water infiltrates sediment particles also “infiltrates” in proportion with the amount of infiltrated flow:

If  $(R - I_\alpha t)a < 0$ , for a pixel  $\alpha$  with  $i$  upslope pixels then,

$$md_\alpha = \sum mu_i + \frac{(R - I_\alpha t)a \sum mu_i}{\sum Vu_i}$$

$md_\alpha$  = mass of sediment leaving the pixel  $\alpha$

$mu_i$  = mass of sediment coming from upslope pixel  $i$

$Vu_i$  = runoff volume from upslope pixel  $i$

$R$  = rainfall height

$i_\alpha$  = infiltration capacity of the pixel  $\alpha$

$t$  = rainfall duration

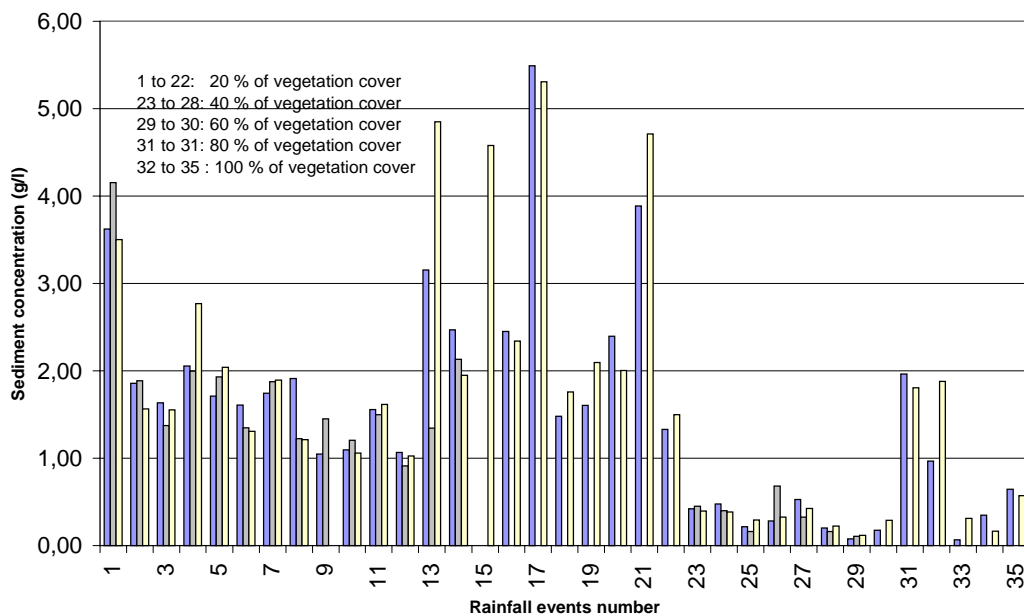
$a$  = pixel area.

If  $(R - I_\alpha t)a \geq 0$ , for a pixel  $\alpha$  with  $i$  upslope pixels:

$$md_\alpha = \sum mu_i + (R - I_\alpha t)a SC_\alpha$$

$SC_\alpha$  = potential sediment concentration of pixel  $\alpha$ .

Sediment are deposited according to change in topography (vertical curvature, slope gradient), or change in vegetation cover. Topographical thresholds have been defined after field observations made by Cerdan et al., (Submittedb, cf. Chap. 6) From a discriminant analysis carried out on the deposits observations, it appeared that pixels that contained deposits in relation with topography, had a slope intensity  $< 2\%$  and a vertical curvature  $< - 0.55$ . Below these thresholds sediment mass that corresponds to concentration superior to  $10 \text{ g/l}$  is deposited. For the deposits induced by vegetation cover, a distinction has been made between permanent grassland and agricultural fields with a high vegetation cover. Lecomte et al., (Submitted, Agronomie) have studied the effect of a 6 meter long vegetated filter strip located downslope of a 60 meter long plot on runoff and interrill erosion. Results show that vegetative filter strips had a strong effect on sediment transport with mean measured sediment concentration at the outlet below  $2 \text{ g/l}$  (Figure 2). These concentrations correspond to those reported in the literature for similar experiments (e.g. Van Dijk et al., 1996). A threshold value of  $5 \text{ g/l}$  was determined above which corresponding exceeding sediment mass is deposited.



**Figure 5 - 2:** Sediment concentration below a 6 metre grass strip on 60 metre long plots. (After Lecomte et al., submitted Agronomie)

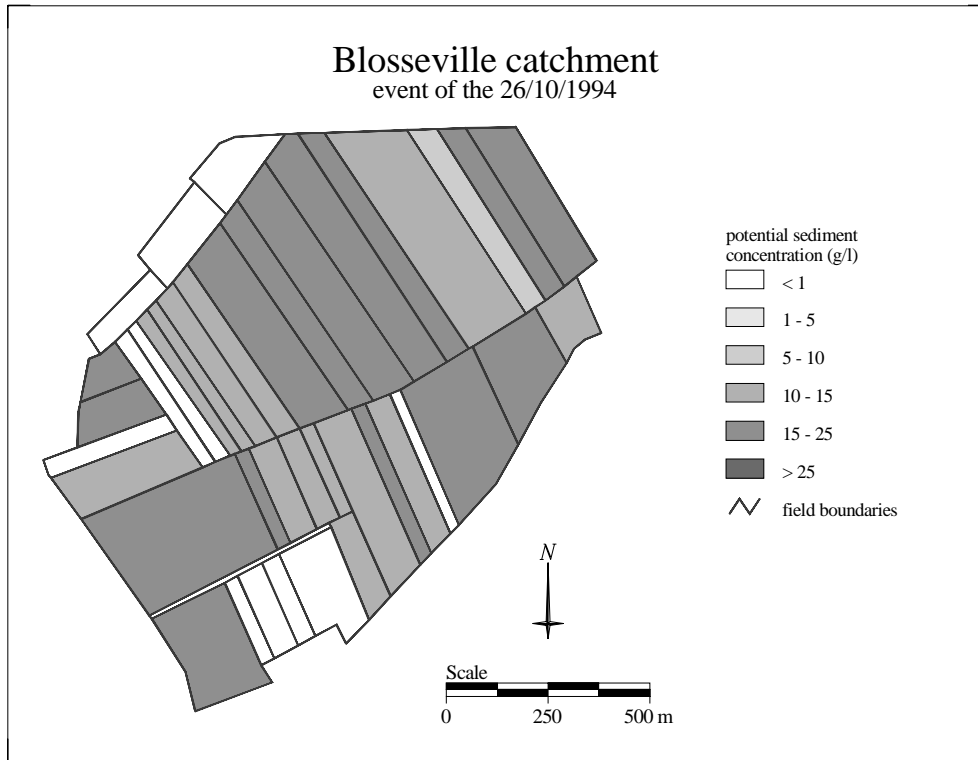
At the edge of well developed crops deposits are also often observed (Takken et al., 1999; Beuselinck et al., 2000; Cerdan et al., Submittedb). On the basis of measurements made at the outlet of plots with vegetation cover exceeding 61 % (Table 2), a threshold value of sediment concentration of  $10 \text{ g/l}$  was chosen.

**Table 5 - 2:** Sediment concentration (g/l) at the outlet of plots (ranging from 20 to 500 m<sup>2</sup> in size) with vegetation cover between 61 % and 100 %.

Number of observations	167
Mean	3.32
Median	1.33
Standard deviation	6.17

Therefore for each pixel  $\alpha$ , If  $\frac{md_{\alpha}}{(R - I_{\alpha})a + V_i} > SC_t$  then  $md_{\alpha} = [(R - I_{\alpha})a + V_i]SC_t$  ;

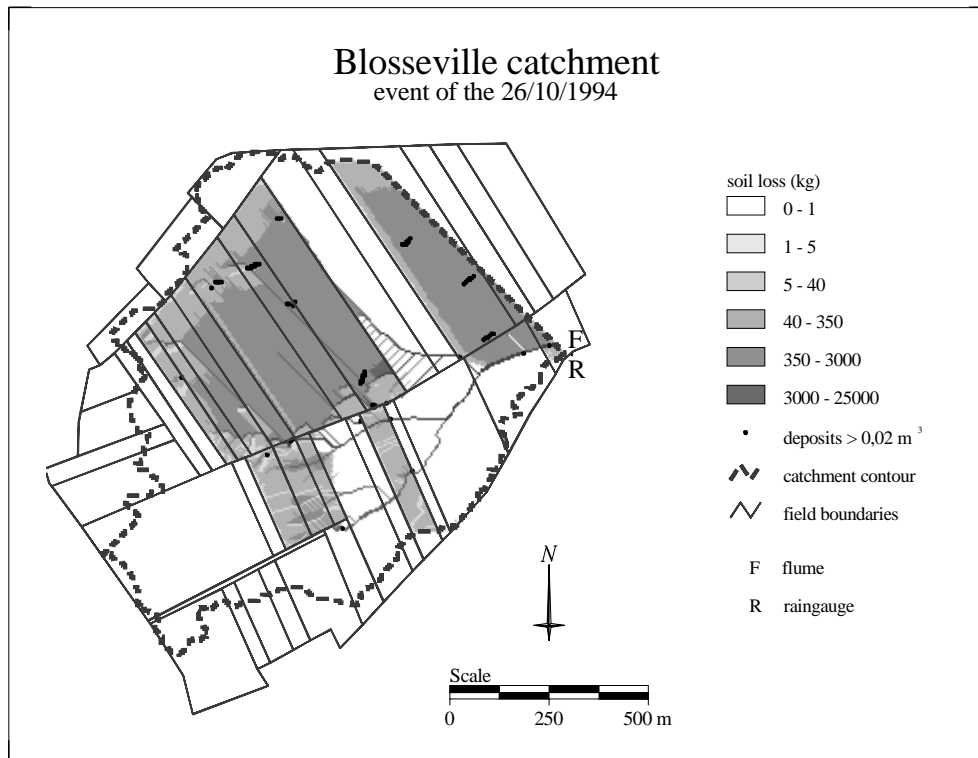
with  $SC_t$  the threshold value of sediment concentration above which deposition starts. Figure 4 & 5 display an example of a rainfall event simulated with the STREAM model.



**Figure 5 - 3:** Map of potential sediment concentration for the simulated rainfall event

#### 4. EVALUATION OF THE MODEL

The evaluation of the model has been carried out with a data set from a small (ca. 90 ha) intensively cultivated catchment where erosion is mainly reported under the form of interrill erosion. Exception for the cultural season 1999-2000 where two set of extreme events have led to rill and ephemeral gully erosion (Cerdan et al., submittedb).



**Figure 5 - 4:** Map of the soil losses for the simulated rainfall event

Characteristics of the Blosseville catchment have already been described at several occasions (Cerdan et al., in press; cerdan et al., submittedb). The outlet of the catchment is equipped with a calibrated flume and an automatic water level gauge allowing continuous runoff output measurement. Rainfall events used for the evaluation are presented in table 3. Sediment delivery have been calculated from water loaded samples collected manually at the outlet of the catchment. Manual measurements have the advantage to allow flexible adaptation of sampling frequency to runoff rate variations. However to obtain the whole sedigraph, it implies to be present on the monitored site for the duration of the rainfall event, which in our context where rainfall duration can exceed 24 hours, is not always possible. The STREAM runoff calculation is not dynamic and works with rainfall inputs at the time step of the event, such as rainfall event mean intensity. As a consequence, when sediment concentration measurements does not cover the entire rainfall event, the effective duration of the event used for the simulation had been calibrated so as to correctly reproduce the measured runoff volume that corresponds to the sampled rainfall. Therefore, only the erosion component of the model is tested in this evaluation.

**Table 5 - 3:** Characteristics of the rainfall events used for the evaluation

Date	Rainfall height (mm)	48h antecedent rainfall	Max 6-min intensity	Mean intensity (mm/h)	Duration (h)	Runoff volume (l)	Max Q (l/s)	Sediment delivery (T)
13/10/93	37.6	40.9	19.2	2.3	7.03	6218003	409.84	21.33
14/10/93	3.3	42.3	2.4	0.8	0.95	59395	6.35	0.07
15/10/93	10.9	41.3	22.8	4.4	1.75	1593681	271.64	5.15
22/12/93	7.4	28.0	14.4	0.9	2.6	431548	46.70	2.95
24/05/94	17.5	7.3	6	1.3	3.38	1396520	97.04	0.94
26/10/94	12.0	24.4	24	1.6	5.00	99220	8.83	0.18
26/10/94	28.3	32.8	27.6	2.4	9.60	2434736	221.84	13.38
27/10/94	10.2	58.1	25.2	1.3	4.05	476544	19.79	1.00
26/01/95	8.0	33.3	6	2.5	1.6	1244075	60.38	5.86
19/12/94	4.6	6.8	13.2	1.9	0.7	154006	46.42	0.32
16/02/95	12.2	2.9	20	1.4	3.0	2542440	564.67	14.31

For the evaluation of the model, two sets of simulations have been realised. One with the minimum value of the potential sediment concentration range presented in Table 1, and one with the maximum. The relative errors as well as the other average indexes of goodness of fit have been calculated on the average of the two sediment delivery values obtained with the maximum and minimum values of the potential sediment concentration range (Table 4 to 6).

**Table 5 - 4:** Observed and predicted sediment delivery. Simulated maximum and simulated minimum refer to the simulated sediment delivery obtained with the maximum and minimum value of the potential sediment concentration range respectively.

Date	Observed Sediment delivery (T)	Simulated maximum (T)	Simulated minimum (T)	Mean (T)	Relative Error (%) on the mean value
13/10/93	21.33	41.25	41.27	41.26	93.5
14/10/93	0.07	0.48	0.51	0.50	562.7
15/10/93	5.15	15.97	15.99	15.98	210.3
22/12/93	2.95	4.29	4.42	4.36	47.7
24/05/94	0.94	0.16	1.98	1.07	13.9
26/10/94	0.18	1.21	1.21	1.21	571.4
26/10/94	13.38	24.35	24.38	24.37	82.1
27/10/94	1.00	4.99	5	4.99	395.0
26/01/95	5.86	1.19	1.56	1.37	328.9
19/12/94	0.32	2.89	6.39	4.64	20.8
16/02/95	14.31	15.66	24.04	19.85	38.8

The observed sediment delivery values at the catchment outlet vary between several order of magnitude from 75 kg up to 21.3 T. It is therefore difficult to find an index of goodness of fit for a set of simulation of different events. Most of indexes for a series of simulations consist in an average of the different index values calculated for each simulation (Table 5). Thus goodness of fit determined for small erosive events are given equal importance than those calculated for major erosive events. For example, the quality of prediction given by the root mean square error (RMSE) is ca. 8 T of precision on sediment delivery at the catchment outlet for observed sediment delivery that goes from 0.075 T to 21 T. In fact quality of prediction is function of sediment yield importance, with a RMSE of ca. 0.9 T for observed sediment delivery below 1T and of ca. 10.6 T for observed sediment delivery between 1 and ca. 21 T (Table 6).

RMSE is most influenced by the biggest erosive event; when this event is removed, it decreases from ca. 8 T to 5.4 T (Table 6). Inversely the average unsigned error (AUE) is of ca. 375 % for observed sediment delivery below 1T and of ca. 82 % for observed sediment delivery between 1 and ca. 21 T (Table 6). The AUE is most influenced by the smallest erosive event.

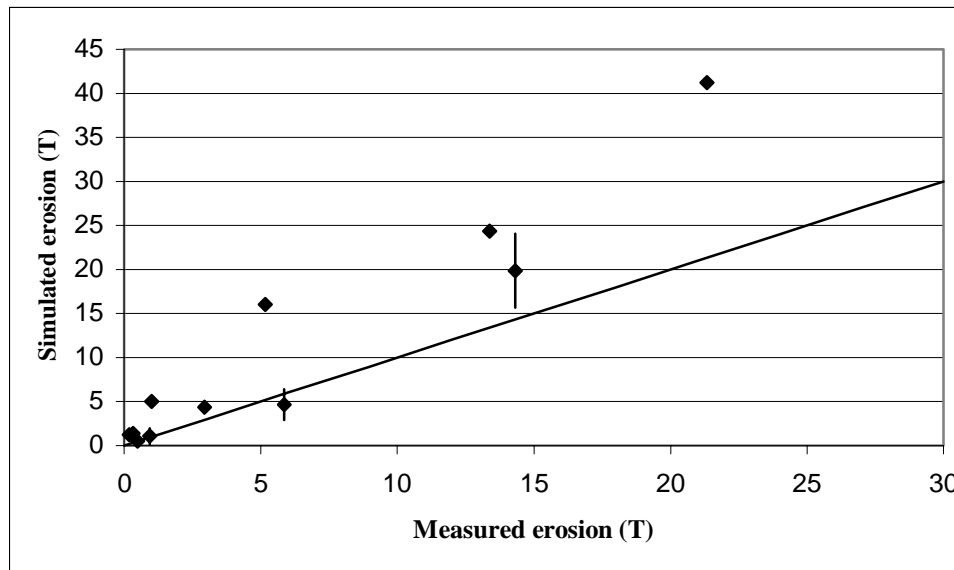
**Table 5 - 5:** Average index of goodness of fit

Coefficient of determination: $R^2$	Mean Error: $ME$	Root Mean Square Error: $RMSE$	Average Unsigned Error: $AUE$
$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Y_i - \hat{Y}_i]$	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Y_i - \hat{Y}_i]^2}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 100 \times \left  \frac{Y_i - \hat{Y}_i}{Y_i} \right $

**Table 5 - 6:** Calculation of index of goodness of fit for different evaluation data set

index	A: All events (n=11)	B: Sediment delivery $\leq$ 1T (n=5)	C: Sediment delivery $>$ 1 T (n=6)	Without the smallest event		Without the biggest event	
				A	B	A	C
r	0.96	0.67	0.93	0.96	0.59	0.92	0.84
$R^2$	0.92	0.45	0.87	0.92	0.34	0.85	0.70
ME (T)	-4.92	-1.24	-7.92	-5.37	-1.55	-3.42	-5.51
RMSE (T)	7.91	0.86	10.57	8.29	1.06	5.39	7.38
AUE (%)	215.01	374.37	82.21	180.2	327.3	227.17	79.96

Another way to evaluate the model is to plot simulated versus observed sediment delivery and let the potential user to decide whether or not to reject the model as a given error can be perfectly adequate for one user, but totally unacceptable for another (Quinton, 1994). On figure 6 are plotted the average of the two sediment delivery values obtained with the maximum and minimum values of the potential sediment concentration range, with vertical bars showing difference between minimum and maximum. Although for some classes the difference of sediment concentration between the two values can be important (5 to 10 g/l), the simulated maximum and minimum erosion delivery at the outlet are very similar for most of the events. This effect is the result of the concentration threshold of the deposition rules, even though these thresholds are determined on the basis of upper limits observed in field conditions.



**Figure 5 - 5:** Simulated versus measured sediment delivery at the outlet of the Blosseville catchment for 11 rainfall events. Average of the two sediment delivery obtained with the maximum and minimum values of the potential sediment concentration range are plotted, vertical bars show difference between minimum and maximum.

At the catchment scale, deposition processes can have a more important effect on sediment delivery at the outlet, than the erodibility of the areas emitting sediment particles, even for an intensely cultivated catchments with very few grassland or forest.

## 6. CONCLUSION

An interrill erosion module of the STREAM model has been elaborated. The model is based on recent multi-scale studies, which have provided quantitative references of interrill erosion. The results of these experimental references have been incorporated in decision rules in the form of matching tables that incorporate dominant parameters influence and interactions. At the field scale a potential sediment concentration value is determined in function of vegetation cover, orientated roughness, surface sealing and the maximum 6-min intensity of the rainfall event. Sediment is transported in the catchment in proportion of the runoff volumes computed with the STREAM runoff module. At the catchment scale Sediment particles are deposited according to change in topography (vertical curvature, slope gradient); or change in vegetation cover. Sediment concentration thresholds have been defined after field experiments above which corresponding exceeding sediment mass is deposited. For the deposits induced by vegetation cover, a distinction has been made between permanent grassland and agricultural fields with a high vegetation cover.

The erosion component of the model has been tested with a data set from a small (ca. 90 ha) intensively cultivated catchment. The quality of prediction given by the root mean square error (RMSE) is ca. 8 T of precision on sediment delivery at the catchment outlet for observed sediment delivery that goes from 0.075 T to 21 T (with a RMSE of ca. 0.9 T for observed sediment delivery below 1T and of ca. 10.6 T for observed sediment delivery between 1 and ca. 21 T). It also appeared that the results at

the outlet are more sensitive to the concentration threshold of the deposition rules than to the potential sediment concentration value assigned to each field. This result highlight the fact that approaches only based on erodibility parameters may not be relevant when modelling erosion processes at the catchment scale even when sediment load is detachment limited. In this modelling exercise empirical thresholds have been defined that necessitate further evaluation, particularly for the topographical thresholds, which have been determined from observation on a single catchment. Research is also needed to be able to adequately simulate progressive decreasing of sediment concentration when loaded water flows through grassland.



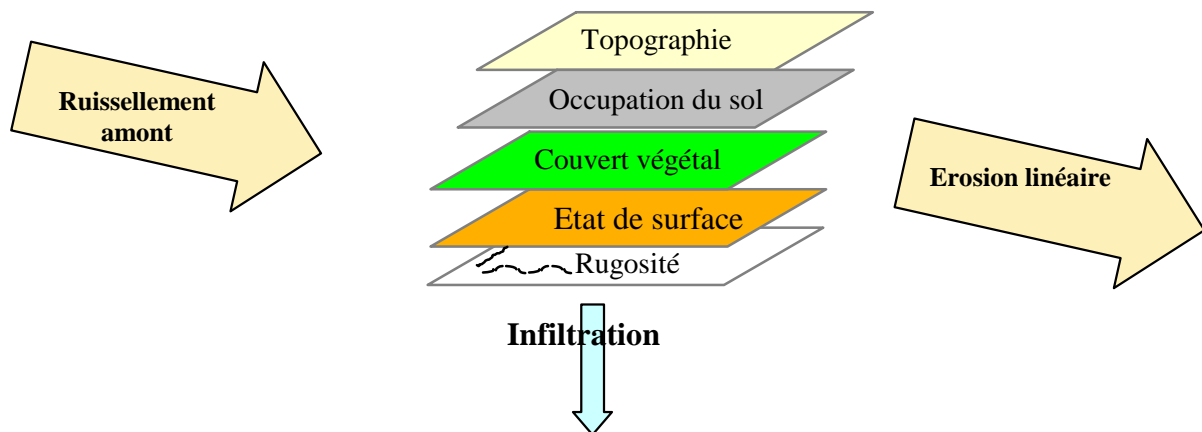
## 6. Apparition et développement de traces d'érosion linéaire sur des versants cultivés au cours de deux événements extrêmes

---

Après la modélisation des processus de ruissellement et d'érosion diffuse, ce chapitre initie l'élaboration du dernier module, à savoir la modélisation des processus d'érosion linéaire. L'objectif est d'analyser la nature des facteurs à l'origine de l'apparition et du développement de signes d'érosion linéaire pendant deux séries d'événements catastrophiques qui se sont produits à deux périodes différentes de la saison culturale (hiver et printemps), et qui ont causé d'importants dégâts - à la fois sur le territoire agricole et dans les zones urbanisées. A la suite de chacun des événements, une cartographie détaillée des signes d'érosion ainsi que de l'occupation du sol et des conditions de surface sur un bassin versant cultivé a permis :

- De pouvoir quantifier l'importance relative des différentes formes d'érosion linéaire en fonction de la période à laquelle se produisent les événements.

- De mettre en relation les différents signes d'érosion avec les attributs morphométriques, les conditions de surface, l'occupation du sol, et le stade de développement du couvert végétal.



## 6. Rilling development on cultivated hillslopes during two extreme events

---

O. Cerdan, Y. Le Bissonnais, A. Couturier, H. Bourrenane, V. Souchère.

Submitted Soil and Tillage Research

### Abstract:

In the Normandy region (France) two extreme runoff events took place over a six month period that caused flooding and considerable on-site as well as off-site damages. After each event an extensive erosion damage mapping have been carried out on an experimental cultivated catchment (94ha). Location and extent of rill, ephemeral gullies and deposits have been measured. For each field, information on land use and soil surface characteristics have also been collected. Since experimental work and survey campaign have begun on this catchment (1991), water erosion had been reported to be mainly under the form of interrill erosion processes, whereas rill or ephemeral gully processes had been observed only occasionally. The aim of this study is to describe and understand the controlling factors which triggered the apparition and development of ephemeral gully and rills during these extreme events that took place at two different period of the cultural season (Winter and Spring conditions) by comparing information on topography, soil surface characteristics and land use with the intensity and type of erosion features. Erosion features that are the most related to topographic attributes and hence less affected by seasonal variations are the ephemeral gullies and some predefined deposits types. For the other form of erosion, topographic attributes alone were not sufficient to determine their apparition, as strong variations could be observed in function of the time in the cultural season. The erosion processes were particularly influenced by variations in vegetation cover rate. At the catchment scale, total erosion rate varied from 9.98 t/ha in December with 92.6 % of the catchment area with vegetation cover under 20 % ; to 1.52 t/ha in May, with 72.8 % of the catchment area with vegetation cover over 60 %. The relative importance of ephemeral gully erosion out of total linear erosion varied from ca. 24 % for the rainfall events of December to more than ca. 83 % for the rainfall events of May. These results also highlight the fact that average annual sediment delivery in ton per ha for a given area, as well as the relative importance of different erosion forms at the catchment scale cannot be generalised and used as reliable index for erosion prediction or erosion assessment risk, both are strongly dependent on catchment land use, morphology and on storm characteristics.

Keywords: Linear erosion, field monitoring, land use, Vegetation cover

## 1. INTRODUCTION

Particles removal from the soil mass is controlled by the balance between the erosive forces of overland flow and rainfall and the topsoil erosion resistance. When erosive forces are driven by rainfall drop impact that applies on shallow runoff, it is considered as interrill erosion. In opposition rill or ephemeral gully erosion is localised in areas where the shear stress caused by concentrated flow is the main source of energy. Detachment capacity of the flow is related to its hydraulic characteristics. Many proposed hydraulic indices of rill initiation in the literature are related directly to critical tractive force. These include shear velocity (Govers, 1985; Raws and Govers, 1988); bed shear stress (Chisci et al., 1985; Torri et al., 1987); stream power (Rose, 1985), unit stream power (Govers and Rauws, 1986; Moore et Burch, 1986); and either unit or total discharge (Meyer et al, 1975).

The validity and effectiveness of these hydraulic indicators in predicting rill erosion are dependent upon methodology, which includes field plots and laboratory flumes of diverse design and dimension, slope intensity and shape, pedological material type, water condition and rainfall characteristics. In addition, even for what is accepted as “satisfying “ results there is still a non negligible scattering in the data which reflects some system variability, but also the difficulty of obtaining accurate hydraulic measurements in very shallow flows and identifying the initial stage of rill initiation (Bryan, 2000). Moreover, as stated by Römken et al. (1997) these concepts are more readily applied to non-cohesive soils where interparticle or interaggregate bonding is of no or minimum concern. When a cohesive soil condition prevails the validity of these relationships for a broad application need to be examined. One such situation occurs when soils are sealing susceptible, like on the agricultural plateaux of the European loess belt (Normandy region, France). On cultivated lands, rill and ephemeral gully erosion involve flow concentration along preferential pathway, generally controlled by topography (slope aspect, length and intensity), vegetation patterns, natural or agricultural induced microtopography (furrows, deadfurrow, backfurrow), tracks or ditches. However flow concentration alone does not necessarily cause rill incisions (Emmett, 1970 ; Dunne and Dietrich, 1980; cited par Bryan 2000). Characterisation only based on hydraulic parameters may not always be sufficient to fully account for rills and ephemeral gullies description at the catchment scale. Both flow characteristics, soil surface state and land use have to be considered. Böhm and Gerold (1995), to study the magnitude of infiltration and soil loss and their controlling factors in a catchment area, have related several soil physical and chemical properties to various soil loss and infiltration variables by regression analysis. The regression equation shows that neither texture nor shear strength, but plant cover, was the most important factor. In the same study, an erosion damage survey of a 10 ha area mapped 93 % of the losses on seedbed plots, the remaining on stubble and fallow.

In the Normandy region (France) two extreme runoff events took place over a six month period that caused flooding and considerable on-site as well as off-site damages. After each event an extensive erosion damage mapping have been carried out, on two experimental cultivated catchments. On the smallest catchment (94ha)

location and extent of rill, ephemeral gullies and deposits have been localised precisely with a tacheometer. For each field, information on land use and soil surface characteristics have also been collected. Since experimental work and survey campaign have begun on this catchment (1991), water erosion had been reported to be mainly under the form of interrill erosion processes, whereas rill or ephemeral gully processes had been observed only occasionally.

The aim of this study is to describe and understand the controlling factors which triggered the apparition and development of ephemeral gully and rills during these extreme events that took place at two different period of the cultural season (December and May) by comparing information on soil surface characteristics and land use with the intensity and type of erosion features.

## **2. MATERIAL AND METHOD**

### **2.1 Description of the study area**

Two set of extreme rainfalls were registered within a six month period (24<sup>th</sup>-26<sup>th</sup> December 1999 and 06<sup>th</sup>-11<sup>th</sup> May 2000) on the Blosseville experimental catchment (94 ha). This catchment is located in the northwestern part of the Paris Basin (Pays de Caux). The area is covered by silt loam soils (Orthic Luvisol) containing at least 60% silt in the surface horizons. These soils are very sensitive to soil sealing because of low clay content and low organic matter content. The soil characteristics show very little variability within the studied catchment. The topography is relatively smooth with slope gradients ranging between 1 to 10 %; areas with slope gradients greater than 5% account for less than 10% of the total catchment. Size of cultivated fields ranged between 1 and 10 ha. More than 96% of the catchment is intensively cultivated, grassland represents only 4 ha (see below for detailed land use). The outlet of the catchment is equipped with a calibrated flume and an automatic water level gauge allowing continuous runoff output measurement.

### **2.2. Description of the rainfall events**

Rainfall intensities in the study area are generally moderate (1 to 10 mm h<sup>-1</sup> for 80% of the rain amount), mean annual precipitation varies from 800 up to 900 mm. High intensity rainfalls occur mainly in spring and summer, and low to moderate intensity, high frequency rainfalls in Winter. The month of December 1999 was characterised by catastrophic storm events that took place all over the country (69 French department out of 95 officially declared as “natural disaster”; J.O. n° 302, 1999), consequences of which are still well visible. The pays de Caux was no exception. Rainfall characteristics of the studied events are presented in table 1. The flood of the 26th of December was preceded by important 48 h rainfall amount. Maximum 6-min intensity exceeded 55 mm/h with a total rainfall height of ca. 60mm. The beginning of may 2000 was also marked by heavy storms in Normandy (France) that led to several catastrophic mud flows (159 communes officially declared as

“natural disaster” in the Hte-Normandy; J.O. n° 142, 2000). The main event took place on the 9<sup>th</sup> of may with also an important 48 h preceding rainfall height. Maximum 6-min intensity exceeded 100 mm/h with a total rainfall height of also ca. 60mm. The two set of events are comparable in terms of climatic characteristics with higher instantaneous intensity in May.

**Table 6 - 1:** Rainfall characteristics

	24/12/99	26/12/99	06/05/00	09/05/00	11/0500
Rainfall Duration (h:min)	10:02	6:40	0:24	5:19	3:20
Rainfall Height (mm)	28.5	31.6	21.6	36.1	9.2
Mean rainfall intensity (mm/h)	2.8	4.7	52.9	6.8	2.8
max 6-min intensity (mm/h)	15.0	55.4	98	105	36
Runoff volume (m <sup>3</sup> )	943.6	11707.8	-	-	-
Peak discharge* (l/s)	13.7	888.9	-	-	-
Runoff ratio (%)	3.7%	<b>41.4%</b>	-	-	-

\*Runoff measurement device reached its maximum in December, and did not function in May.

### 2.3. Measurement of the variables

In addition to rainfall and runoff monitoring, land use, runoff network, surface roughness, soil sealing stages and rate of soil coverage by vegetation were quantify. The different erosion features were mapped with a tacheometer. Ephemeral gully and incision width and depth were measured at each section change and interpolated along the incision network for the calculation of the erosion rate (an average bulk density of 1300 kg m<sup>-3</sup>, calculated from 50 measurements in the cultivated 0-30 cm, was assumed for the conversion of erosion rate in ton per hectare). Deposits extent and average depth were also mapped. Topographic variables were deduced from a DEM built with tacheometer point measurements interpolated with the TIN method of the GIS ARC/INFO. To establish spatial relationships between erosion features data and overland flow characteristics, the rainfall-runoff events were simulated with the STREAM model (Cerdan et al., in press). The selected variables are drained area, slope gradient, vertical curvature and distance from the divide. Interrill erosion was estimated from simulation with the STREAM model, which has been evaluated on the same catchment for other rainfall events where sediment measurements were available.

## 3. RESULTS

### 3.1. Erosion and deposition features

Foster (1986) and Vandaele and Poesen (1995) made the distinction between rills and ephemeral gully with regard to temporal recurrence, topography or linear elements. Ephemeral gullies are defined as channelized linear elements where overland flow concentrates (thalweg or agriculturally induced linear elements), which are temporary features obscured by tillage, but which usually recur in the same location. Rills develop as many small parallel disconnected channels, uniformly spaced and

sized, and which generally do not recur in the same place. From the field observations a typology of erosion features has been established: deposits; ephemeral gullies and rills, that are subdivided in rills in wheel tracks, rills in backfurrows, and other within field rills. To test if the different defined types of erosion signs (in terms of presence or absence without considering intensity or rates) can be distinguished according to parameters derived from the DEM of the catchment, a discriminant analysis was carried out.

### 3.2. Statistical analysis

Discriminant analysis provides linear or quadratic functions of the variables that “best” separate cases into two or more predefined groups. In our study, the variables in the linear function were selected in a backward stepwise manner. At each step, we remove the variable that contributes least to the separation of the groups as function of F statistics. The discriminant analysis was performed using Splus statistical package (Statistical Science, 1995). The discriminant function is determined by a measure of generalised squared distance (Dillon and Goldstein, 1984).

The erosion features observed for the two dates have been combined with the DEM in a grid with a 5 by 5 m resolution. The grid contains 1894 pixels where erosion features have been observed out of 38036 for the whole catchment. These erosion signs were grouped in 5 types: *rills in wheel tracks*, *rills in backfurrows*, *other within field rills*, *ephemeral gullies* and *deposits*. The following terrain attributes: Distance from the divide, Drained Area, Slope Gradient, and Vertical Curvature were used as independent variables in discriminant analysis. Table 2 shows the count of individuals within each erosion sign group and the mean for each independent variable. The final model found by backward stepping includes the three most significant terrain attributes: Distance from the divide, Vertical curvature and Slope Gradient.

**Table 6 - 2:** Group frequencies means and standard deviation (Std) for each independent variable.

		Drained area	Slope gradient	Curvature	Distance from the divide
<i>No erosion</i> (n=36142)	Mean	95.6	2.212	-0.001	132.6
	Std	1044.6	1.036	0.152	174.5
<i>deposits</i> (n=129)	Mean	328.3	2.167	-0.042	598.4
	Std	1053.3	0.993	0.197	134.0
<i>Rills in wheel tracks</i> (n=1079)	Mean	65.1	2.572	-0.001	178.0
	Std	414.6	0.543	0.034	155.0
<i>Rills in backfurrows</i> (n=107)	Mean	868.4	2.485	0.004	518.5
	Std	523.3	0.343	0.029	178.5
<i>Other within field rills</i> (n=180)	Mean	16.9	2.325	0.010	81.0
	Std	65.4	0.505	0.051	63.9
<i>Ephemeral gully</i> (n=399)	Mean	14022.2	2.131	0.002	1243.3
	Std	11208.3	1.219	0.178	357.6

In classification matrix, only 28 % of the erosion signs are classified correctly, when using the three-variable discriminant functions. These results can be misleading because we evaluated the classification rule using the same individuals used to compute it. The jackknifed classification matrix (Table 3) attempts to remedy the problem by using functions computed from all of the data except the case being

classified. The jackknife procedure confirms the results of the previous classification as 72 % of the individuals are also misclassified.

**Table 6 - 3** Jackknifed results after a discriminant analysis to separate erosion signs (n = 38036) with Distance from the Divide, Slope Gradient and Vertical Curvature taken as discriminant variables.

Actual group	No erosion signs	Deposits	Rills in wheel tracks	Rills in backfurrows	Other within field rills	Ephemeral gullies	% correct
No erosion signs	9785	610	5614	3113	11635	5385	27
Deposits	2	90	1	33	3	0	70
Rills in wheel tracks	189	11	342	123	414	0	32
Rills in backfurrows	5	34	19	49	0	0	46
Other within field rills	47	0	19	1	113	0	63
Ephemeral gullies	7	44	3	11	1	333	83
Total	10035	789	5998	3330	12166	5718	28

The erosion types classified as *ephemeral gullies* and *other within field rills* are characterised by, respectively high and low mean value of the variable Distance from the divide (Table 2) and are thus relatively well classified. For the other erosion types, only the *deposits* are also well classified. Hence we can conclude that terrain attributes alone (Distance from the divide, Vertical Curvature and Slope Gradient) are not sufficient to discriminate between the five defined types of erosion signs in the studied catchment as only the pixels where *ephemeral gullies*, and to a lesser extent, *deposits* are present are relatively well classified. A second discriminant analysis was carried out without the pixels where no erosion had been observed (*no erosion signs*) to test if it was possible to discriminate between the five defined classes if only the 1894 pixels with observations of erosion signs were kept. In both classification matrices (Table 4), 61 % of the erosion signs are classified correctly using the three-variable discriminant functions.

**Table 6 - 4:** Jackknifed results after a discriminant analysis to separate erosion signs (n = 1894) with Distance from the Divide, Slope Gradient and Vertical Curvature taken as discriminant variables.

Actual group	Deposits	Rills in wheel tracks	Rills in backfurrows	Other within field rills	Ephemeral gullies	% correct
Deposits	77	2	45	4	1	60
Rills in wheel tracks	10	528	128	412	1	49
Rills in backfurrows	23	24	60	0	0	56
Other within field rills	0	32	1	147	0	82
Ephemeral gullies	37	1	14	7	340	85
Total	147	587	248	570	342	61

The main improvement is for the erosion type *other within field rills* where misclassification represents only 18 %. This is due to the fact that without the *no erosion sign* class, the difference caused by a low mean value of the variable Distance from the divide is accentuated. In the class *deposits*, less pixels (60 %) are well classified, and for the other types no major improvements are noticed. The two discriminant analysis show that for the studied catchment, topographic variables can discriminate pixels where ephemeral gullies are observed and also; at a lesser degree, pixels where the erosion signs defined as *other within field rills* and *deposits* are present. However, overall classification for the two discriminant analysis are rather poor, which mean that topographic attributes alone are not sufficient to determine the apparition of all erosion sign types.

### 3.3. Sediment budgets

Erosion budget and location are presented on Figure 1 and Table 5. The classification allows to assess the relative importance of the different types of erosion.

**Table 6 - 5:** Erosion budget for the Blossesville catchment for the two periods including ephemeral gully, rill and interrill erosion and deposits

Sediment Source	24-26/12/99		6-11/05/00	
	Volume		Volume	
	(m <sup>3</sup> )	%	(m <sup>3</sup> )	%
Ephemeral gully	174.5	21.3	92.5	55.8
Rill linear elements	561	68.4	18.2	11.0
Interrill erosion *	85	10.4	55	33.2
Total eroded volume	820.5	100.0	165.7	100.0
Total Deposits	96	11.7	110	66.4
Sediment delivery	724.5	88.3	55.7	33.6
Catchment detachment rate (t/ha)	<b>11.30</b>		<b>2.28</b>	
Catchment erosion rate (t/ha)	<b>9.98</b>		<b>0.77</b>	

\*Estimated from simulation with the STREAM model (Cerdan et al., submitted)

Total sediment delivery at the catchment outlet amounted to ca. 724 m<sup>3</sup> (ca. 10 t/ha) for the rainfall events of December and ca. 56 m<sup>3</sup> (ca. 0.8 t/ha) for the rainfall events of May. Our data confirm observations made by Vandaele and Poesen (1995), that the contribution of rill and ephemeral gully erosion to total soil loss varies with time. For the two studied extreme events showing comparable climatic characteristics, the calculated contribution of concentrated erosion varies from ca. 90 % to ca. 66 %. For this catchment the variation is even more significant if we compare the ratio for the two extreme events with observations at the cultural season scale. Rainfall events mean intensity is under 1.5 mm/h, and sediment yield originates mostly from interrill erosion (Benkhadra, 1997).



**Table 6 - 6:** Linear erosion budget for the Blosseville catchment for the two periods including ephemeral gully and interrill erosion

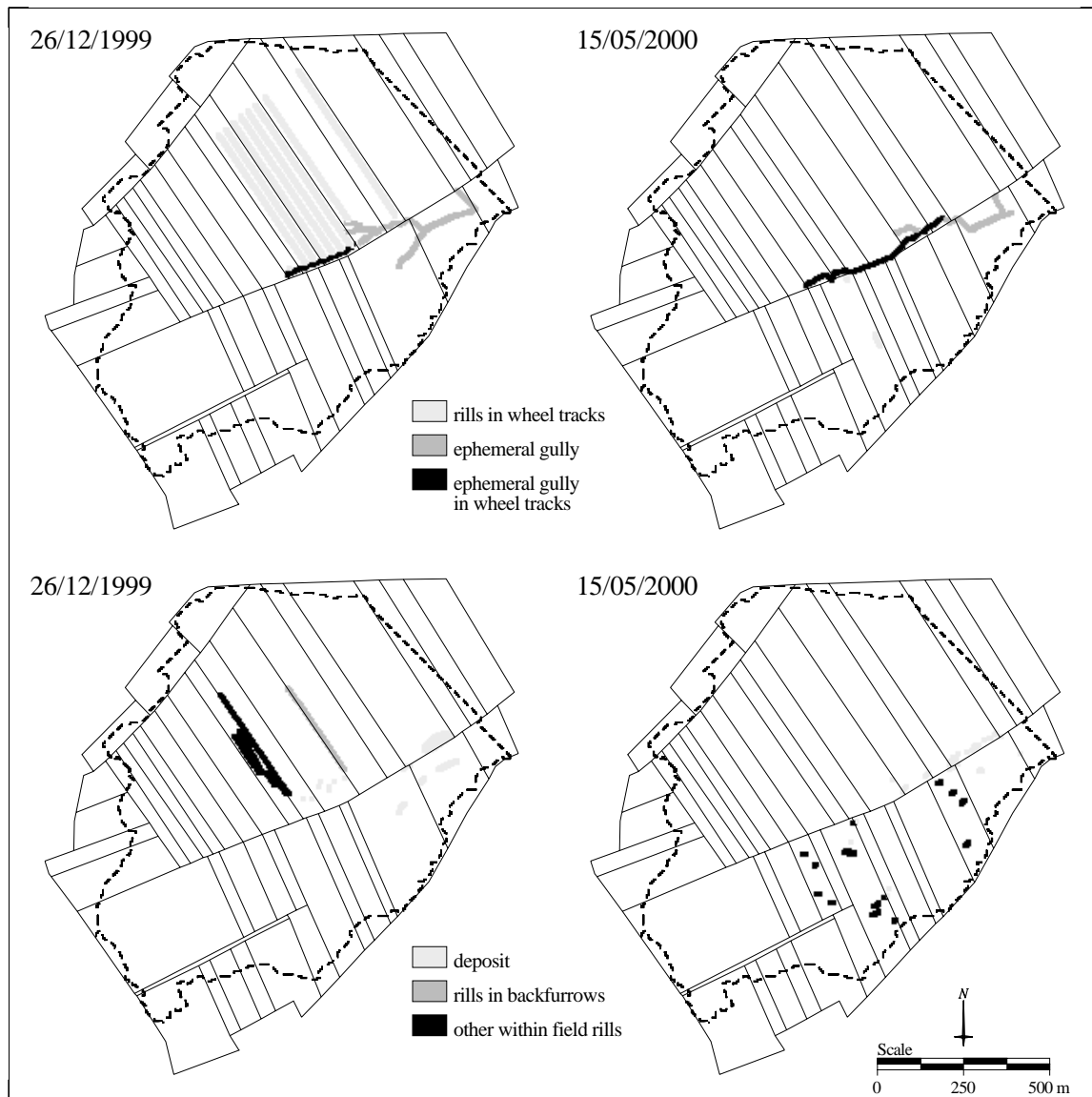
sediment Source	24-26/12/99			6-11/05/00		
	Mean section	Volume		Mean section	Volume	
		(m <sup>3</sup> )	%		(m <sup>3</sup> )	%
Rill in backfurrows	0.09	82.6	11.2	0	0	0
Rill in wheel tracks	0.06	477.3	64.9	0.08	16.9	15.3
Other within field rills	0.07	1.1	0.1	0.05	1.3	1.2
Total rills		561			18.2	
Ephemeral gullies (EG)	0.13	132.3	18	0.13	45.1	40.8
EG in wheel Tracks	0.10	42.2	5.7	0.13	47.3	42.8
Total EG		174.5			92.4	
Total Volume (m <sup>3</sup> )		735.6			110.6	
Rill erosion rate (t/ha)		<b>10.13</b>			<b>1.52</b>	

The relative importance of ephemeral gully erosion out of total linear erosion appears also to be strongly influenced by the season (table 6) from ca. 24 % for the rainfall events of December to more than ca. 83 % for the rainfall events of May. However the mean ratio of ephemeral gully erosion (rate) to rill erosion (rate) of ca. 1 mentioned by Vandaele and Poesen (1995) for high frequency rainfall event is not supported by this data set. In our study, the variation of the relative contribution of rill and ephemeral gully erosion can be related with the development of the vegetation cover. The protection by vegetation cover seems to be more effective for rill erosion than for ephemeral gully erosion. It is also interesting to notice that from ca. 58 % of the linear erosion for the rainfall events of May and more than ca. 81 % for the rainfall events of December are located along agricultural induced linear elements. In table 7 and figure 1 are presented the deposits budget according to the dominant controlling factors.

**Table 6 - 7:** Deposits budget for the Blosseville catchment for the two periods

	24-26/12/1999		6-11/05/2000	
Deposits topography (m <sup>3</sup> )	90.0	94 %	79.7	72 %
Deposits- Vegetation (m <sup>3</sup> )	-	-	28	26 %
Deposits in the thalweg (m <sup>3</sup> )	5.8	6 %	2.3	2 %
Total Deposits (m <sup>3</sup> )		95.8		110.0
Deposition rate (t/ha)		<b>1.32</b>		<b>1.51</b>

It should be noted, that these measures are not exempt from uncertainties, particularly when interpolating deposit volumes. However, even if precise quantification have to be interpreted with care, location and magnitude of deposition process can bring precious information. Total amount of sediment deposits for the two dates are similar which lead to different values in percentage of total eroded material, from 12 % to more than 66 % for the events of December and May respectively. The main differences between the two dates consist in deposition along field borders that separates fields with a high and a low vegetation cover for the events of May. This is described by Takken et al. (1999) and Beuselinck et al. (2000) in an agricultural catchment of the loam belt of Belgium and has also been reported by Van Dijck (2000) in vineyards in Mediterranean environment.



**Figure 6 - 1:** Erosion features types and location on the Blosseville catchment for the two set of extreme rainfall events

### 3.4. Description of the land use

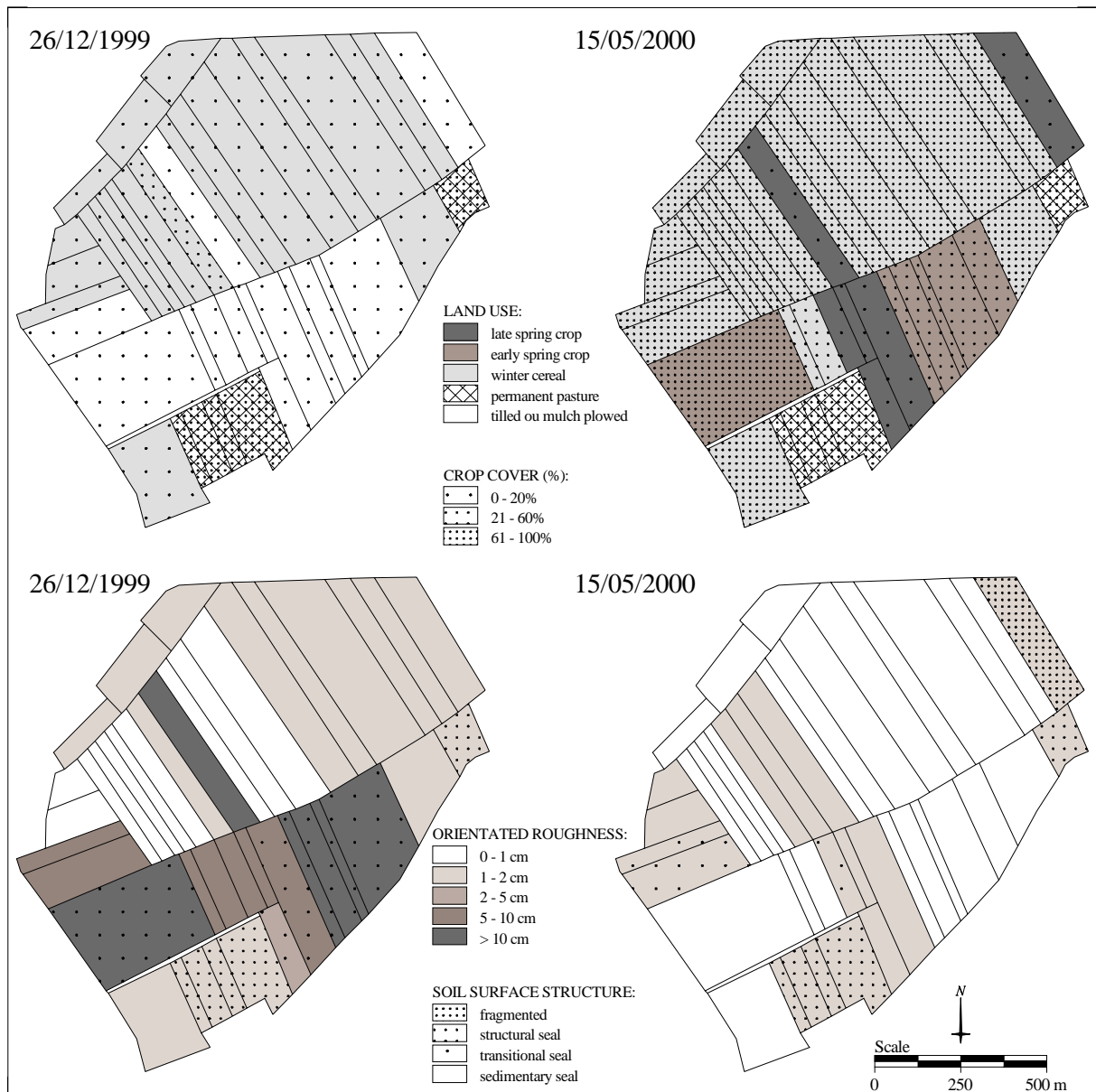
Land use data are presented in Table 8 and in Figure 2. In Table 8 areas are clipped to the catchment hydrological contours. For both dates winter cereals are largely dominant with more than 55 % of the total area. Almost all fields with winter cereals are grouped in the upper part of the catchment, with tillage direction more or less parallel to the main slope aspect, leading to large areas with the same land use. 4 % corresponds to the permanent pasture farmers have located at the outlet of the catchment. The remaining 40 % or so, are very different for the two dates, primary tillage (ca. 5 %) or mulch plowed (ca. 33 %) fields in December that are turned either into early spring crop (ca. 22 % of flax and peas) or into late spring crop (ca. 12 % of sugar beet and maize). Spring crops are mainly situated in the bottom part of the catchment (cf. Figure 1) with the tillage direction perpendicular to the main slope aspect.

**Table 6 - 8:** Land use characteristics of the Blosseville catchment for the two periods.

<b>Land use (%)</b>	<b>26/12/99</b>	<b>15/05/00</b>
<b>Catchment area (ha)</b>	94.4	94.4
<b>Maize</b>	-	1.60
<b>Flax</b>	-	17.58
<b>Sugar-beet</b>	-	10.57
<b>Peas</b>	-	4.21
<b>Winter wheat</b>	50.41	51.34
<b>Other winter cereals</b>	6.17	8.89
<b>Grassland</b>	3.94	3.94
<b>Tilled</b>	5.65	-
<b>Mulch plowed</b>	33.25	-
<b>Spring barley</b>	-	1.29
<b>no information</b>	0.58	0.58

#### 4. DISCUSSION

On the studied catchment, sediment loss is generally mainly attributed to interrill erosion, whereas rill or ephemeral gully processes had been observed only occasionally. The two set of extreme rainfall events that led to linear erosion took place at different periods of the cultural season which allows the comparison of a broad range of different situations in terms of land use, crop cover development and soil surface characteristics. Crop cover rate and soil surface characteristics of the Blosseville catchment for the two dates are presented in Figure 2 and Table 9. In table 9 are also presented average representative values of the Pays de Caux region (France). The main differences between the data for the two studied rainfall events and the average values are due to the small percentage of grassland and the absence of forest on the Blosseville catchment. However the fact that as much as 91.5 % of the catchment area are covered by sedimentary seal for the rainfall events of May is unusual and can be attributed to the high amount of rainfall fallen since the beginning of December. Several studies have demonstrated the influence of different cropping systems and agricultural practices on erosion risk in the context of intensively cultivated catchment on the loess belt of Northern Europe. Papy and Douyer (1991) after a long term record study (30 years) on the influence of soil surface state on catastrophic flooding in the Pays de Caux (Normandy, France), found that both cultural techniques and land use had a strong effect on the erosive response. However land use had the most significant impact as the effects induced by different cultural techniques could be ambivalent. Papy and Boiffin (1988; 1989) also found that cultural techniques alone could not control runoff ratio, but had to be coupled with spatial management of fields with different soil surface state. Govers (1991) made observations on 86 fields during the winter of 1981 in the Belgium loam belt and reached the conclusions that besides topography, vegetation cover was the most important factor for between field variations in erosion rate. Govers observed 30 % of rill erosion rate reduction with a cover of 20-40 % and no erosion if cover exceeds 40 %.



**Figure 6 - 2:** Land use, crop cover rate and soil surface characteristics of the Blosseville catchment for the two set of extreme rainfall events

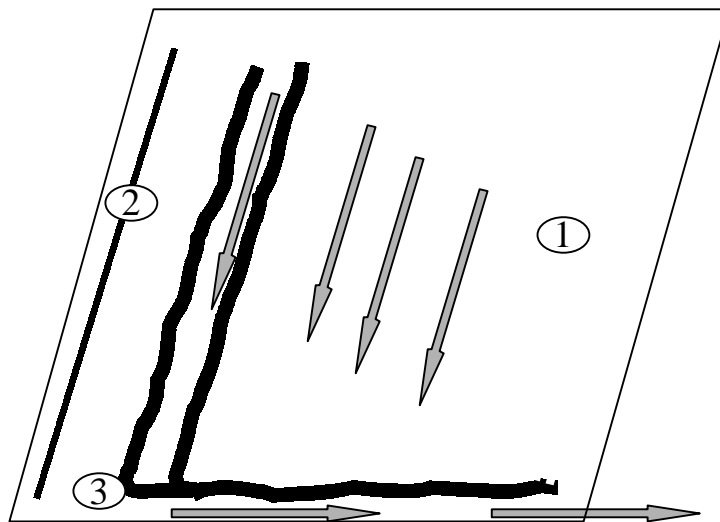
In our study the dominant source of erosion is represented by the rills in wheel tracks in December on bare fields where slope aspect coincide with tillage directions (Table 5 & 6). In May rills in wheel tracks are also present on bare fields, but they are discontinuous, marked at the intersection of wheel tracks and topographical depressions because in May bare fields are situated in the bottom part of the catchment where tillage directions is perpendicular to slope aspect. Downstream, the eroded wheel tracks are connected with the ephemeral gullies (Figure 1), which are located in the thalweg or in the wheel tracks of the headland and which represent the second most important source of sediment. Figure 3 illustrates this case which is most frequent on the loamy smooth valley side of the Haute Normandie region (France). In this study, protection of the headlands (eg. with vegetated filter strips) could have significantly decreased the sediment delivery at the catchment outlet for both rainfall events.

**Table 6 - 9:** Description of vegetation cover rate and soil surface state of the Blossenville catchment for the two periods. Average winter and spring + summer values representative of the pays de Caux region are also presented.

Date	Dec-99	May-00	Average Winter*	Average Spring + Summer**
Area (ha)	94	94	2219	5968
<b>Soil surface structure (% of the catchment area)</b>				
Fragmented	0.0	0.0	0.6	8.48
Structural seal	4	4	20.3	30.3
Transitional seal	27.1	3.9	7.0	9.1
<b>Sedimentary seal</b>	<b>68.3</b>	<b>91.5</b>	72.1	52.1
<b>Orientated Roughness (% of the catchment area)</b>				
<b>0-1 cm</b>	22.7	<b>74.8</b>	8.8	5.3
<b>1-2 cm</b>	<b>37.5</b>	24.6	58.6	68.2
<b>2-5 cm</b>	1.34	0.0	11.6	9.2
<b>5-10 cm</b>	11.8	0.0	13.3	9.7
<b>10-15 cm</b>	<b>26.1</b>	0.0	4.6	4.4
<b>&gt;15 cm</b>	0.0	0.0	0.1	3.1
<b>Crop cover (% of the catchment area)</b>				
<b>0-20%</b>	<b>92.6</b>	12.2	72.8	26.4
<b>21-60%</b>	2.8	14.5	8.6	6.7
<b>61-100%</b>	4	<b>72.8</b>	18.6	66.9

\* Calculated from 936 winter field observations carried out on two agricultural catchments between 1993 and 1998 (12 different dates between December and February).

\*\* Calculated from 2654 spring + summer field observations carried out on two agricultural catchments between 1994 and 1998 (16 different dates between March and June).



**Figure 6 - 3:** Diagram showing the most usual configuration. The fields are cultivated in the direction of the main slope aspect, perpendicular to the main thalweg. Water flows along the slope, and concentrate in the deadfurrow causing linear erosion. If slope length is sufficient concentrated flows can already be formed in the wheel tracks or furrows when present. (1) furrows or wheel tracks; (2) backfurrow; (3) deadfurrow.

Rills in backfurrows has only been observed in December in the upper part of the catchment, at the edge of three contiguous bare fields that had a roughness that did not exceed 1 cm (Figure 2). However, initial characteristics of the backfurrow itself must have played a role as similar configuration can be found a little upstream in the catchment (Figure 2) with no rills in the backfurrows. For the two dates, the erosion

features rills in wheel tracks, rills in backfurrows generally eroded up to the depth of the plough layer, ephemeral gullies incised the tillage sole up to a depth of 50-60 cm, whereas other within field rills were usually limited to the seedbed depth. The latter were mainly observed on bare fields with marked orientated roughness (Figure 1 & 2). The erosion features which was observed in the same location for the two dates are the deposits in the depressions. They are in the form of small patches of 1 m<sup>2</sup> (May) to several square metres (December). From a discriminant analysis carried out on the deposits observations, it appeared that pixels that contained deposits in relation with topography, had a slope intensity <2% and a vertical curvature < -0.55. Another form of deposits were found for the rainfall event of May at the field border between spring crops with a very low vegetation cover and well developed flax of wheat field. These deposits were located in the first five or ten meters of the field with high vegetation cover as already described by Takken et al., (1999) or Beuselinck et al., (2000).

## 5. CONCLUSION

A knowledge of thresholds, and the sensivity of arable systems to high frequency, low magnitude events is of importance (Boardman, 1998). The erosive responses of a small cultivated catchment after two comparable extreme climatic events that took place at two different periods of the year were studied. Discriminant analysis showed that topography alone could not discriminate between the occurrence of different forms of erosion. Erosion features that are the most related to topographic attributes and hence less affected by seasonal variations are the ephemeral gullies and some predefined deposits types. For the other form of erosion, strong variations could be observed in function of the time in the cultural season. The erosion processes were particularly influenced by variations in vegetation cover rate. Rill erosion exclusively occurred on fields with vegetation cover that did not exceed 20 %. The most important soil loss were encountered on bare fields cultivated in the direction of the main slope gradient.

At the catchment scale, total erosion rate varied from 9.98 t/ha in December with 92.6 % of the catchment area with vegetation cover under 20 % ; to 1.52 t/ha in May, with 72.8 % of the catchment area with vegetation cover over 60 %. The relative importance of ephemeral gully erosion out of total linear erosion varied from ca. 24 % for the rainfall events of December to more than ca. 83 % for the rainfall events of May.

These results also highlight the fact that average annual sediment delivery in ton per ha for a given area, as well as the relative importance of different erosion forms at the catchment scale cannot be generalised and used as reliable index for erosion prediction or erosion assessment risk, both are strongly dependent on catchment land use, morphology and on storm characteristics.

## 7. Modélisation de la sensibilité de petit bassins versants cultivés aux processus d'érosion linéaire

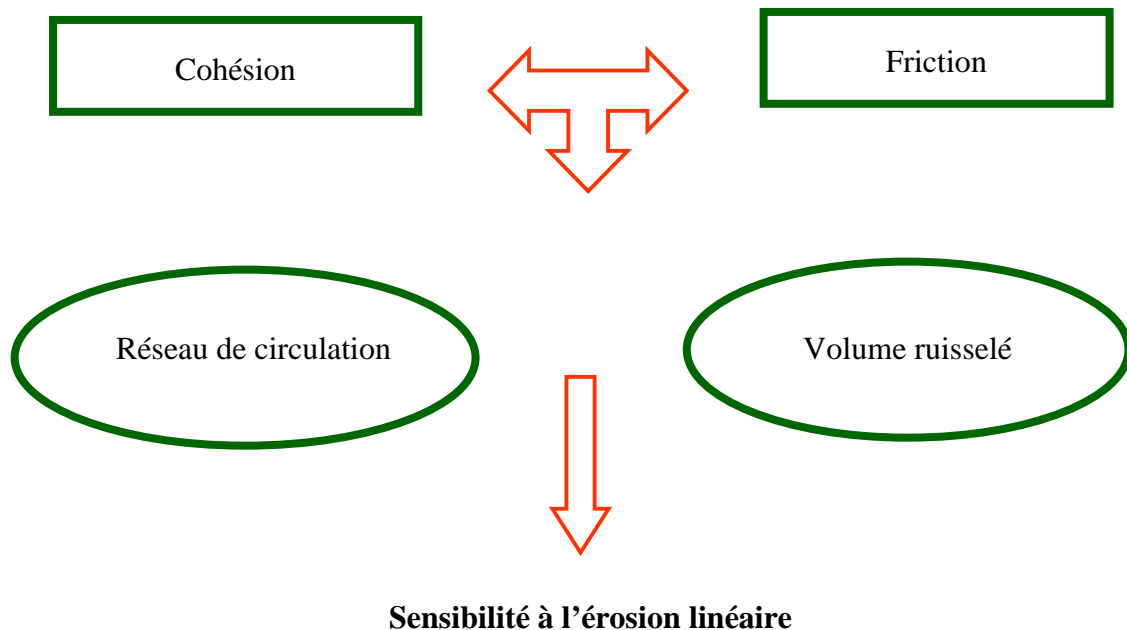
---

*Ce chapitre décrit l'élaboration du module de prédiction de la sensibilité des terres agricoles aux processus d'érosion linéaire. Le modèle utilise une approche de type système expert qui combine des références expérimentales avec des connaissances sur les processus d'érosion linéaire et sur l'influence des pratiques agricoles.*

*Ainsi, à l'échelle locale sont définis, un paramètre de «**Cohésion** » ; qui caractérise la résistance de la surface du sol à l'incision ; et un paramètre de «**Friction** » qui caractérise l'érosivité du ruissellement.*

*A l'échelle du bassin versant, ces deux paramètres sont combinés avec la structure hydrologique du bassin versant modélisé et avec les volumes ruisselés calculés à l'aide du module de ruissellement pour assigner une sensibilité à l'érosion linéaire au réseau de collecte principale.*

*Une première évaluation du modèle à l'aide d'un jeu de données comprenant des observations sur quatre bassins versants cultivés permet de discuter des limites et amélioration possible du modèle.*



## 7. Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments

---

V. Souchère, O. Cerdan, B. Ludwig, Y. Le Bissonnais, A. Couturier, F. Papy

Submitted Catena

### Abstract

This paper describes a new erosion model to predict location and volume of ephemeral gullies within the main runoff collector network of agricultural catchments. This model, using an expert-based approach, combines field experiment results and knowledge about erosion processes and agricultural practices. It takes into account slope gradient, parameters reducing runoff flow velocity or increasing soil resistance (land use, plant cover percentage, roughness and soil surface crusting stage), the hydrological structure of catchments and the runoff volume. The model is used to calculate the soil sensitivity to ephemeral gully erosion at any point in four small cultivated catchments.

Results show that it is possible to predict gully erosion from simple information that can easily be recorded by farmers. However, our model tends to overestimate the erosion level in some cases. Furthermore, the quality of the results vary strongly according to the catchment and to the rainfall event used. To increase the quality of the results, it will be necessary to improve our knowledge database from experimental results and to use a calibration procedure.

*Keywords:* Horton overland flow, Ephemeral gully erosion, GIS based-model, agricultural catchment



## 1. INTRODUCTION

Erosion research distinguishes between erosion due to Horton overland flow and erosion linked to sub-surface flow. Several authors showed that ephemeral gullies can be initiated by convergence of sub-surface flow leading to saturation excess overland flow and saturation return flow (Dietrich, 1993; Bull, 1997). On the agricultural plateaux of the European loess belt, several studies also showed that erosion occurs despite the gentle topography, because of poor infiltration and inadequate storage of surface water due to the sealing of cultivated field surfaces. The lowering of the soil infiltration capacity gives rise to Horton overland flow which is the prime cause of both interrill and gully erosion on crop land (Govers et al., 1990; Auzet et al., 1993; Boardman and Favis-Mortlock, 1998).

Most studies about soil erosion by water focus on sheet and rill erosion processes, i.e. the detachment and transport of sediment at the plot and field scales. More attention is now given to ephemeral gully erosion due to concentrated overland flow at the catchment basin scale. Recent studies showed that this form of erosion described among others by Foster (1986) represents often, besides sheet and rill erosion, another important sediment source (Thorne et al., 1986; Ludwig et al., 1995; Poesen et al., 1996; Nachtergaele and Poesen, 1999). In addition, ephemeral gullies are also effective links between agricultural and urban areas. They are responsible for rapid discharge of sediment produced by sheet or rill erosion and thus contribute to increase the sediment delivery ratio and off-site damages. To design adequate protective measures, it is essential to develop models which are able to predict location, length and cross-sectional area of ephemeral gullies.

There have been many attempts to develop models of ephemeral gully erosion. Although all have similar aims, the approaches have differed, reflecting the levels of understanding of the processes and approaches to approximating them. There is a tendency of models to increase in complexity as scientific understanding increases. This influences the needs for data and computing power. Input data, for example, are not always readily available. For this reason, simpler erosion models are needed (Moore et al., 1988; Thorne and Zevenbergen, 1990), and the use of GIS provides good support for this modelling (Ludwig et al., 1996b; De Roo, 1998; Desmet et al., 1999). Following this logic, we decided to develop a model simulating only the dominant processes operating in the catchment. To reproduce these processes, we have focused on the most integrative parameters and defined an expert-based approach by developing decision rules. These parameters are extracted from a knowledge base represented by matching tables in order to combine them.

The objective of this paper is to describe the model called *STREAM Ephemeral gully*. The model is used to estimate the erosion level of the main runoff collector network within several agricultural catchments during the winter period and is integrated in the GRID raster module of the ARC/INFO GIS software. First we present the model structure including the description of each factor. We will then describe the method used to extract the runoff collector network. In the second part of the paper, we will present the results given by the model.

## 2. MATERIAL AND METHODS

### 2.1. Model description

Ephemeral gully erosion occurs in a cultivated catchment in point where overland flow discharge exceeds the critical shear stress for gully initiation and development (Govers, 1985; Rauws and Govers, 1988; Moore and Foster, 1990). The first step of the model consisted in characterising overland flow discharge and critical shear stress from easily accessible information. This characterisation is based on the synthesis of laboratory and field experiments carried out at different scales in the Pays de Caux region of France (Gallien et al., 1995; Le Bissonnais et al., 1995; Ludwig et al., 1995; Martin et al., 1997; Le Bissonnais et al., 1998; Chaplot and Le Bissonnais, 1999).

#### 2.1.1. FLOW DISCHARGE

The permanent monitoring of flow discharge is not possible at each point of a catchment. Flow discharge has therefore to be evaluated from field observations. Flow discharge depends on the runoff volume and flow velocity. To estimate the runoff volume, we used the STREAM model (Cerdan et al., in press). This is an expert-based runoff model which takes into account crusting and the changes in the runoff collector network induced by agricultural features. The model proceeds in three steps. First, from a set of reference infiltration and runoff data obtained under a variety of situations (weather conditions, surface state, land use and agricultural practices), decision rules represented through matching tables were developed to characterise the infiltration capacity of agricultural fields. The parameters used are: soil surface crusting, surface roughness, crop cover and moisture content. Second, characteristics of a rainfall event (rainfall amount and duration) were combined with the infiltration capacity to calculate an infiltration/runoff balance value which indicates whether a pixel will generate runoff or will infiltrate a potential upstream runoff, in addition to the rainfall. Finally, a runoff collector network, calculated from a Digital Elevation Model (DEM) combined with information on agricultural practices (tillage direction), allowed calculation of the total runoff volume for a rainfall event at any point of the catchment. The advantage of the STREAM model lies in the availability of the input data which can be collected directly from field observations. It can be used for total runoff amount prediction but not for peak discharge prediction.

Two factors need to be taken into account for the evaluation of flow velocity through field observations: (i) slope intensity and (ii) a parameter accounting for the influence of soil surface on overland flow velocity. Four classes are distinguished for slope intensity (Table 1).

**Table 7 - 1:** Values of SLOPE factor

Slope intensity (%)	Value
< 2	1
[2-4[	2
[4-8[	3
> 8	4

The other factor, a global friction factor, is estimated by combining three main parameters in the form of a matching table. The first two parameters are winter land use and plant cover because they affect the ground cover, and because surface vegetation can slow down the overland flow. According to the crop and to agricultural practices, canopy cover percentage and height vary differently with time. Residue mass and coverage after harvest are also different. So, we have distinguished five main types of land use: permanent pasture, winter crop, cover crops, tillage and harvesting operations. For the last land use case, we took into account the difference between harvesting operations for cut crops and harvesting operations for lifted crops because residue mass can be very different. The parameter called plant cover is expressed as a percentage of the area covered either by canopy or by litter. We identified only three classes: 1 to 20, 21 to 60 and 61 to 100%. The third parameter is surface roughness. This is a dynamic characteristic that influences numerous processes on the soil surface such as infiltration, temporary storage capacity and also spatial distribution of overland flow (Govers et al., 2000; Helming et al., 1998). Moreover, it evolves rapidly under the influence of climatic agents and of soil tillage (Zobeck and Onstad, 1987). Surface roughness was assessed from visual observations and a classification which was defined by Boiffin et al. (1988) and further refined by Ludwig et al. (1995). We distinguished 5 classes according to the difference in the heights of the deepest part of micro-depressions and the lowest point of their divide. R0 grade is assigned to slight roughness (< 2 cm) while R4 grade is assigned to strong roughness (> 10 cm). As Zhang and Cundy (1989) pointed out, the surface runoff is forced to flow around roughness elements, increasing the sinuosity and decreasing the velocity where the vertical amplitude of roughness elements is of the same order of magnitude as overland flow depth. For this reason, the probability of reducing velocity should be higher for R4 than for R0.

Table 2 shows the combination of these three parameters which gives us the factor called “FRICTION”. The values vary between 1 and 5. We consider that the positive influence on the velocity declines when the assigned value increases.

### 2.1.2. CRITICAL SHEAR STRESS

Critical shear stress represents the soil resistance to the shearing forces of water flow. If shear stress at the given location is lower than critical shear stress, no soil is detached, and vice versa. Critical shear stress values have been related to a variety of soil properties including topsoil texture, density, moisture content and others (Govers et al., 1990; Guerif, 1990). Reported values vary strongly even for similar conditions, which suggests that critical shear stress values are difficult to define precisely (Foster, 1986).

To estimate the critical shear stress, we considered three parameters: land use, plant cover and soil surface crusting stage, in order to take into account the effect of topsoil texture and density. Because runoff is supposed to occur under saturated conditions, moisture content is considered as constant during the rainfall event. The first two parameters are winter land use and plant cover in order to take into account the effect of root density and compaction of subsurface soil layers. The same land use classes are used including the two types of harvesting operations. The distinction remains pertinent because the harvesting operations for lifted crops (sugar beet,

potatoes, etc.) lead to the export of underground parts and to the destruction of aerial parts. In the absence of roots, soil resistance to the shearing forces of water flow is reduced. Permanent pasture is well known for its strong efficacy in increasing soil resistance. The efficacy of each land use must be adjusted according to the crop growth. This is the reason why we take the plant cover into account with the three classes as described above. Canopy evolution is used as an indicator of root growth. An other important parameter is the soil surface crusting stage. Boiffin (1984), quoted by Mualem et al. (1990), found that the bulk density of the upper layer of a bare soil, subjected to rain drop impact, increases with time, the rate of change being dependent upon the initial bulk density. The formation of a sedimentary crust at the soil surface leads to decreased infiltration rate and therefore to increased runoff. During the rainfall event, this layer consolidates as a result of drop impacts and gains significant resistance to shearing forces (Mualem et al., 1990). Crusting increases surface critical shear stress. To take into account this parameter, we used qualitative descriptions of crusting processes. These descriptions originated from the work carried out by Boiffin (1986) who defined several crusting stages, which were further refined by Bresson and Boiffin (1990). Four main stages of crusting were distinguished: initial fragmentary stage (F0), structural crust (F1) structural crust with local presence of sedimentary crusts (F2) and general sedimentary crust (F3).

**Table7 - 2:** FRICTION factor values according to winter land use, plant cover and roughness

Winter land use	Plant Cover	Roughness					
		R0	R1	R2	R3	R4	
Permanent Pasture	0-20%	5	4	3	2	1	
	21-60%	3	2	1	1	1	
	61-100%	2	1	1	1	1	
Winter crops (Wheat, Barley and Rape)	0-20%	5	4	3	2	1	
	21-60%	5	3	2	1	1	
	61-100%	3	2	1	1	1	
Crop covers (mustard)	0-20%	5	4	3	2	1	
	21-60%	5	3	2	1	1	
	61-100%	3	2	1	1	1	
Superficial Tillage or Ploughing	0-20%	5	5	4	3	2	
	21-60%	5	4	3	2	1	
	61-100%	4	3	2	1	1	
harvesting operations	0-20%	5	5	4	3	2	
	for cut crops	21-60%	4	3	2	1	1
		61-100%	3	2	1	1	1
		0-20%	5	5	4	3	2
	for lifted crops	21-60%	5	5	4	3	2
		61-100%	5	4	3	2	1

(class 1: maximum constraint, i.e. maximum reduction of the runoff velocity)

(class 5: minimum constraint, i.e. maximum increasing of the runoff velocity)

The three parameters are combined according to a second matching table which gives us the factor called “COHESION” (Table 3). The values vary between 1 and 5. We consider that the positive influence on soil resistance declines with the increasing

assigned value. For any type of land use, when the plant cover percentage increases and soil surface deteriorates, soil resistance to the shearing forces of water flow is assumed to increase.

**Table7 - 3:** COHESION factor values according to winter land use, plant cover and crusting stage.

Winter landuse	Plant Cover	Crusting Stage				
		F0	F11	F12	F2	
Permanent Pasture	0-20%	5	4	3	2	
	21-60%	4	3	2	1	
	61-100%	3	2	1	1	
Winter crops (Wheat, Barley and Rape)	0-20%	5	5	4	3	
	21-60%	5	4	3	2	
	61-100%	4	3	3	2	
Crop covers (mustard)	0-20%	5	5	4	3	
	21-60%	5	4	3	2	
	61-100%	4	3	3	2	
Superficial Tillage or Ploughing	0-20%	5	5	4	3	
	21-60%	5	4	3	2	
	61-100%	4	3	3	2	
Harvesting operations	for cut crops	0-20%	4	3	3	2
		21-60%	4	3	3	2
		61-100%	4	3	2	1
	for lifted crops	0-20%	5	5	4	3
		21-60%	5	5	4	3
		61-100%	5	4	3	2

(class 1: highest cohesion values, i.e. minimum sensibility to erosion)

(class 5: lowest cohesion values, i.e. maximum sensibility to erosion)

### 2.1.3. CALCULATION OF THE SENSITIVITY TO GULLY EROSION FOR A GIVEN RAINFALL EVENT

The sensitivity to gully erosion for a pixel and for a given rainfall event is calculated from the following equation:

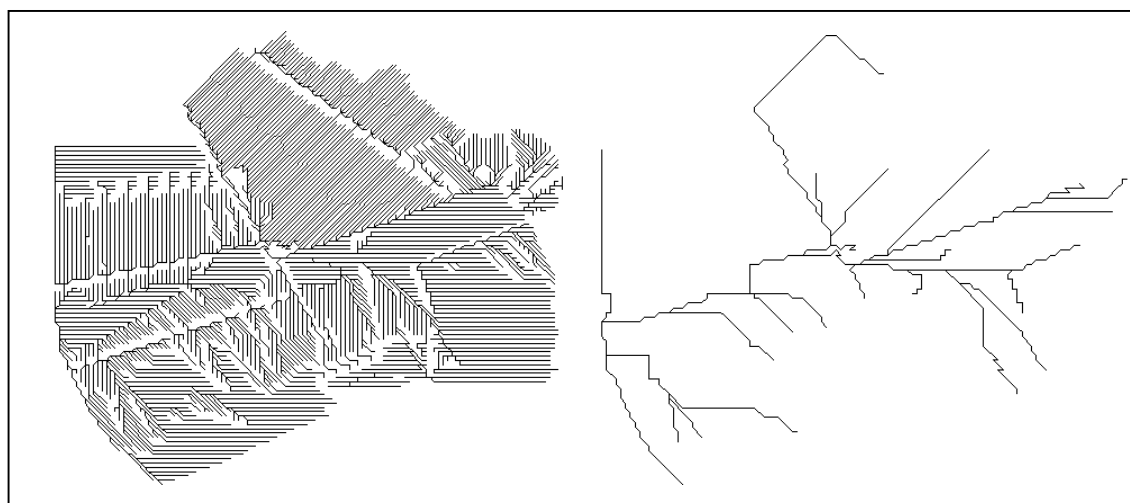
$$\text{Sensitivity to gully erosion} = \text{Runoff Volume} \times \text{SLOPE factor} \times \text{FRICTION factor} \times \text{COHESION factor} \quad (1)$$

where SLOPE, FRICTION and COHESION values (see Tables 1, 2 and 3) result from combining the parameters (slope intensity, soil surface roughness, plant cover and crusting stage) observed in a particular pixel on a plot and where Runoff Volume is the value calculated by the STREAM model in the same particular pixel on the same plot. We thereby obtain a value that indicates the sensitivity to gully erosion for the corresponding pixel. High value indicates high gully erosion sensitivity. When the variables FRICTION and COHESION represent alleviating values to erosion, sensitivity to gully erosion depends only on the slope class and runoff volume. On the contrary, when they have a negative influence, the sensitivity to gully erosion may be twenty-five times higher.

## 2.2. Runoff concentration network modelling

Ephemeral gully erosion results from the hydrological connection between a runoff-contributing area and a runoff collecting network (Ludwig et al., 1995). This network is composed of the major topographical waterways and of agriculture induced waterways such as back furrows, ditches or wheel tracks. These topographical and agricultural linear features are prone to concentrate overland flow and to guide runoff towards the catchment outlet. The risk of ephemeral gully erosion is higher along this network; It is therefore important to locate it precisely before applying the model.

To extract automatically the runoff collector network, we calculated the runoff flow direction at each point in the catchment using the discriminant function described by Souchère et al. (1998). This function determines whether the flow directions for slopes of up to 15% are dictated by the slope direction or the tillage direction. It can be applied to any location where roughness, slope intensity, aspect and tillage azimuth are known. The left side of Figure 1 shows a general view of the runoff flow directions for a catchment. This is the initial situation with all the segments. The next step consists in defining two thresholds: the minimum drainage area and the minimum segment length, in order to keep only the main segments corresponding to the runoff collector network (Ludwig et al., 1996b). The minimum drainage area threshold depends on the catchment morphology and field size. Its values are defined by the user until the resulting drawn network is comparable to the observed one. In the example given in Figure 1, the drained area threshold is 0.6 ha. The intermediate network obtained is further simplified by applying the minimum segment length threshold based on the elimination of smaller peripheral segments (segments less than or equal to 80 metres in this example). This last procedure enables us to obtain the final network (right side of Fig. 1) which is used by the *STREAM Ephemeral gully* module.



**Figure7 - 1:** Extraction of the runoff collector network (Catchment 1)

### 3. APPLICATION OF THE MODEL TO EXPERIMENTAL CATCHMENTS

#### 3.1. Site description

The survey was conducted on four adjacent cultivated catchments (13 to 90 ha). Auzet et al. (1993) defined these units as areas hydrologically related to a relatively well-marked talweg (longitudinal profile) in the relief and corresponding to the ultimate ramification of a dry valley network. These catchments are located near Etretat, Normandy, France (49°40' latitude N, 0°15' longitude E). They were selected because of their uniform loamy topsoil texture, which makes them particularly sensitive to crusting. Priority was given to catchments with a high erosion risk.

#### 3.2. Method of field investigation

Each catchment was monitored by Ludwig (1992) during the 1991/1992 winter season, from October (beginning of sowing for winter crops) to February (beginning of seed bed preparation for spring crops). During this period, five repeat observations (one per month) were made to collect parameters for the runoff and erosion model (land use, soil surface crusting stage, roughness, plant cover, tillage direction). We have considered the aforementioned parameters as homogeneous at the field scale when soil characteristics were homogeneous. Hence, one observation per field was carried out during each observation round.

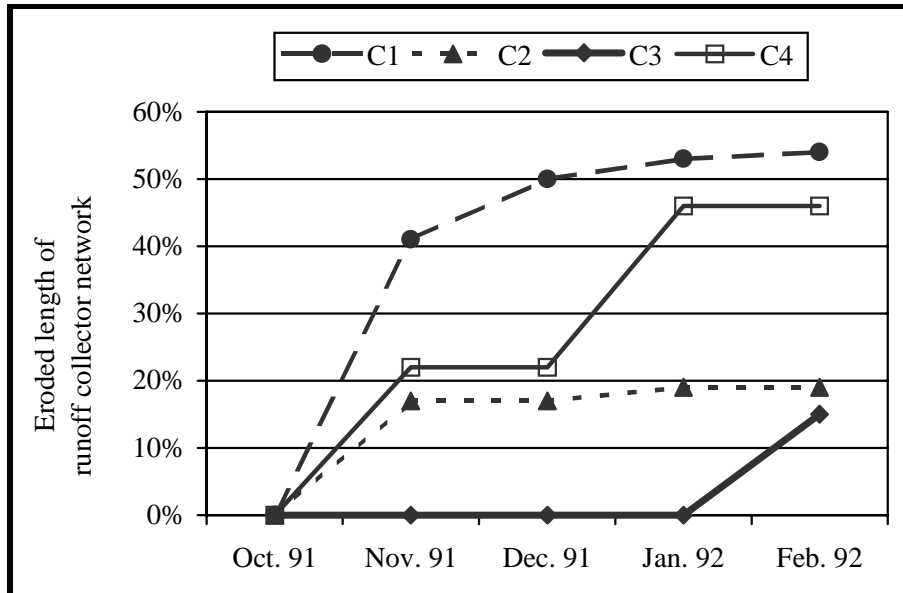
All the data listed above were prepared, digitised and structured into a geographical database integrated in the GRID raster module of the ARC/INFO GIS software. A ten metre grid cell size was chosen as a compromise between the original data precision and the degradation of the vector features accuracy when converted to raster. All the topographical data (slope intensity, aspect) are derived from a digital terrain model calculated using the contours from the 1:25,000-scale IGN maps.

For the five repeat observations, the location of the ephemeral gullies on the runoff collector network and measurement of the cross-sectional area were carried out by Ludwig (1992) at least every 10 metres along the gullies when cross-sectional area fluctuated in an irregular way. If this wasn't the case, measurements were less frequent. Figure 2 shows that erosion varies with catchments. For catchments C2 and C3, the percentage of eroded runoff collector network never exceeded 20 % during the study period. The runoff collector network of catchment C3 remained erosion free until February 92 while erosion of catchment C1's network rose steadily from November 91.

#### 3.3. Characteristics of rainfall events

Within the study zone, an automatic rain gauge measured the rainfall intensity during the entire study period with a resolution of 0.1 mm. Analysing the data enabled us to identify rainfall events likely to account for modifications of topsoil layers and

variations in the erosion level between each observation data. Table 4 shows the characteristics of rainfall events which have been used. Three rainfall events were selected in November 1991 (Numbers 2, 3 and 4). Event Number 2 was assumed to account for the November erosion while it was not possible to determine the contribution of the other two November rainfall events to the December erosion (no field observations were conducted between the 18<sup>th</sup> and 26<sup>th</sup> November 1991). Therefore, we were successively tested events 3 and 4.



**Figure7 - 2:** Percentage of eroded runoff collector network during the studied period

**Table7 - 4:** Rainfall events characteristics

Rainfall event number	Date	Rainfall amount (mm)	Rainfall duration (hour)	Average rainfall intensity (mm/h)	48 hour antecedent rainfall amount (mm)
1	27/09/91	27.1	3.68	7.4	21.1
2	04/11/91	22.7	3.7	6.1	21.8
3	18/11/91	38.1	0.5	76.2	0.4
4	26/11/91	18.2	0.15	121.3	0
5	19/12/91	17.0	4.12	4.1	7
6	11/02/92	21.7	9.17	2.4	4.9

#### 4. MODEL RESULTS AND DISCUSSION

To estimate the quality of the model, measured gully cross-sectional areas were compared with values calculated by the model. The measured data varied between 0 and 0.77 m<sup>2</sup> while simulated index calculated as the product of four parameters ranged between 0 and 10<sup>7</sup>. To carry out a comparison between the measured cross-sectional areas and simulated index, they were distributed in 6 classes. Table 5 shows the class limits which were selected for the measured data and simulated index. The first class is reserved for segments with no erosion. The 5 other classes are used to describe an increasing level of erosion. The selection of these class limits is based on the analysis of data distribution.



**Table7 - 5:** Class limits for each type of data and associated erosion level

Classes	Measured gully cross-section (m <sup>2</sup> )	Estimated data	Erosion level
1	No erosion	0	No erosion
2	]0-0.1]	]0-1000]	Very low erosion
3	]0.1-0.2]	]1000-10000]	Low erosion
4	]0.2-0.3]	]10000-100000]	Medium erosion
5	]0.3-0.5]	]100000-1000000]	High erosion
6	> 0.5	> 1000000	Very high erosion

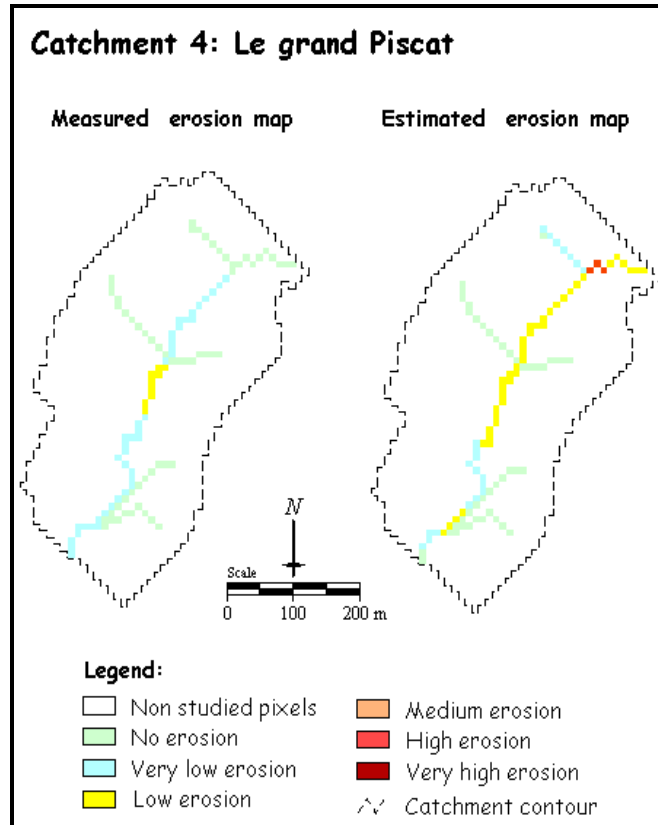
Figure 3 is an example of the comparison between observed and simulated erosion according to previously defined classes. The map on the right side of the Figure shows the erosion levels recorded during the January observation round. The other map shows the erosion level simulated by the STREAM Ephemeral Gully model with December rainfall data (Event number 5). To allow for easier comparison of the two previous maps, we calculated the difference between observed and simulated classes. For a pixel with a simulated erosion level higher than the observed erosion level, the calculated value is negative. The more negative this value, the more the model underestimates erosion. On the contrary, if the simulated erosion level is lower than the observed erosion level, the calculated value is positive. The more positive this value, the more the model overestimates erosion. When the difference is null, the simulated erosion shows very good coincidence with the observed erosion.

Figure 4 is an example of the difference between the two maps on Figure 3. For the December rainfall event (Event number 5), the model can be seen to give rather good results. Over 91% of the pixels belong to the categories [-1;1] which we consider as correct prediction.

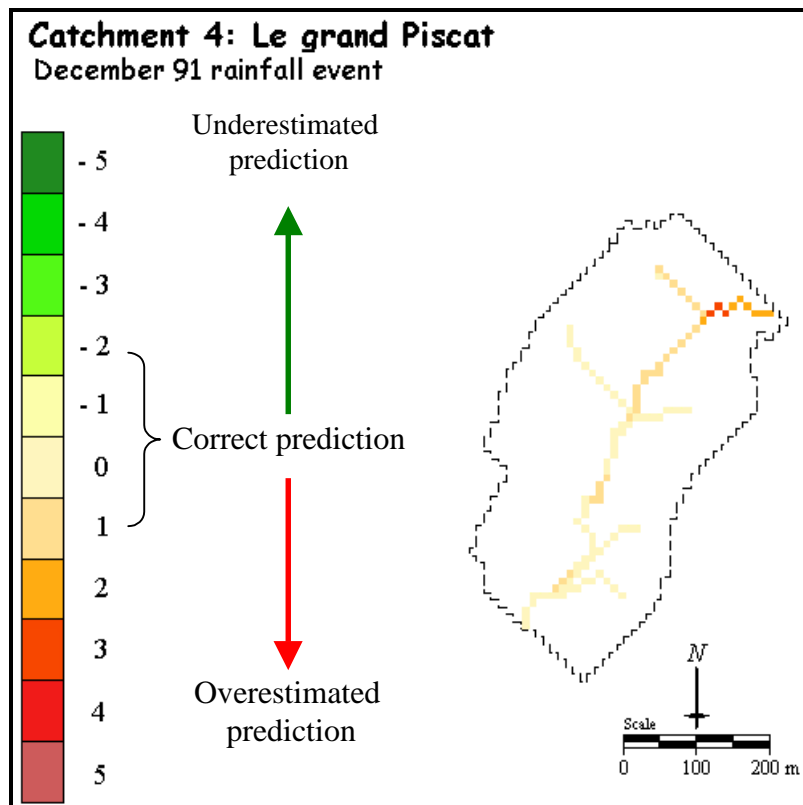
For each catchment and for each rainfall event used in this study, we calculated this difference between observed and simulated classes. Table 6 shows all the results. For all the catchments, the best correlation was obtained with the two last rainfall events: Number 5 in December and Number 6 in January. Our model can also be seen to tend to overestimate the cross-sectional area of the simulated gully. The small number of measured data did not enable us to produce two set of data. The first could have been used to develop the model and the second to calibrate it, and hence prediction could have been improved. However, Figure 5 shows that the model allows correct estimation of the high cross-sectional areas. Most pixels suffering to medium, high or very high erosion on the left map belong to the categories [-1;1] on the right map. So, they are correctly estimated. On the other hand, this Figure and also Table 6 confirm that the selected parameters of the model are not sufficient to predict no or low erosion.

**Table7 - 6:** STREAM Ephemeral gully result according to catchment and rainfall event

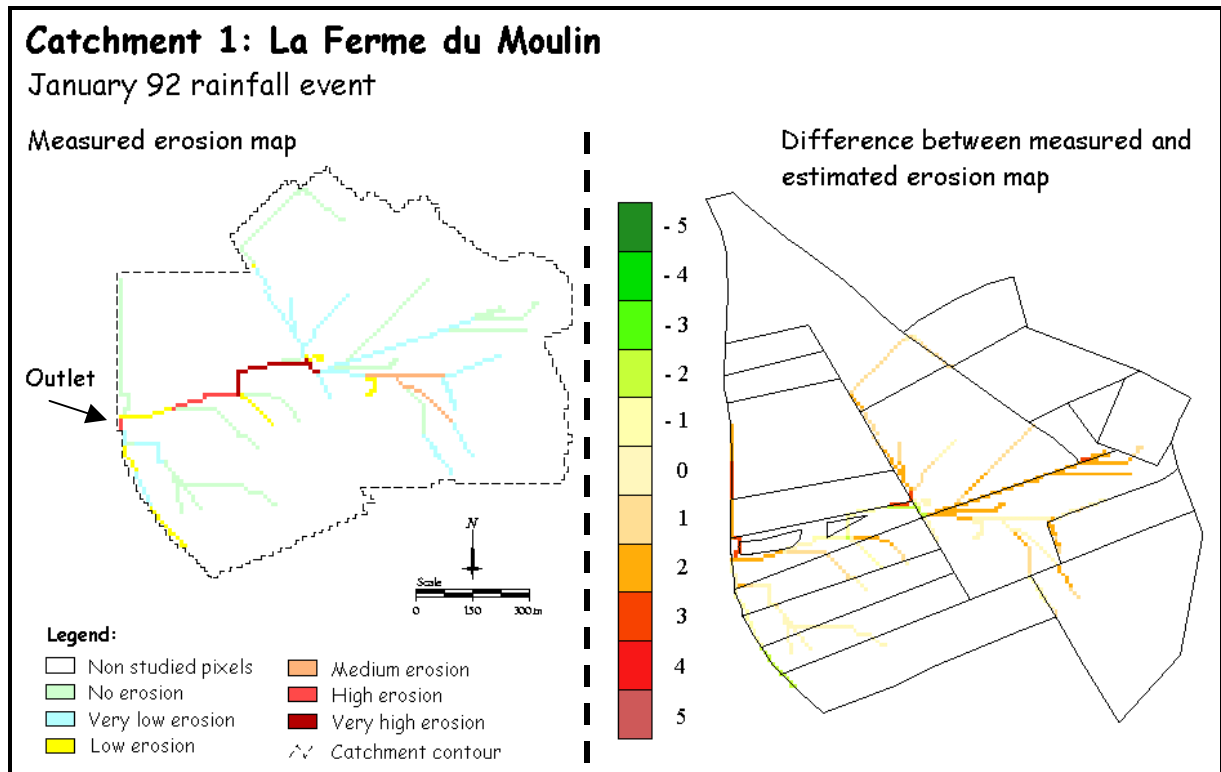
Rainfall event number	Surface state date	Measured erosion date	high underestimated prediction (Value -5 & -4)	underestimate prediction (Value -3 & -2)	Correct prediction (Value -1 to 1)	over-estimated prediction (Value 2 & 3)	high overestimate prediction (Value 4 & 5)
<b>Catchment n°1: La Ferme du Moulin (C1)</b>							
1	Oct-91	Oct-91	0	0	26	55	20
2	Oct-91	Nov-91	0	0	50	48	2
3	Nov-91	Dec-91	0	0	10	59	31
4	Nov-91	Dec-91	0	0	16	73	11
5	Dec-91	Jan-92	0	2	43	53	2
6	Jan-92	Feb-92	0	5	56	40	0
<b>Catchment n°2: L'épine froidure(C2)</b>							
1	Oct-91	Oct-91	0	0	9	73	18
2	Oct-91	Nov-91	0	0	13	85	2
3	Nov-91	Dec-91	0	0	0	67	33
4	Nov-91	Dec-91	0	0	17	83	0
5	Dec-91	Jan-92	0	0	0	99	1
6	Jan-92	Feb-92	0	0	3	97	0
<b>Catchment n°3: Le petit Piscat (C3)</b>							
1	Oct-91	Oct-91	0	0	3	81	16
2	Oct-91	Nov-91	0	0	10	78	12
3	Nov-91	Dec-91	0	0	1	54	45
4	Nov-91	Dec-91	0	0	2	73	26
5	Dec-91	Jan-92	0	0	38	54	9
6	Jan-92	Feb-92	0	0	44	56	0
<b>Catchment n°4: Le grand Piscat (C4)</b>							
1	Oct-91	Oct-91	0	0	31	68	1
2	Oct-91	Nov-91	0	0	45	55	0
3	Nov-91	Dec-91	0	0	14	76	10
4	Nov-91	Dec-91	0	0	21	78	1
5	Dec-91	Jan-92	0	0	91	9	0
6	Jan-92	Feb-92	0	8	87	5	0



**Figure7 - 3:** Comparison between measured and estimated erosion



**Figure7 - 4:** Difference between measured and estimated erosion maps



**Figure7 - 5:** Spatial location of correct estimation

For all the catchments, the first rainfall event used to estimate October erosion produced strong overestimated erosion. The model predicted erosion when there was no observed erosion in October. This is not surprising because the input data are those observed in October (no observation before this date), i.e. after the September rainfall event used for the simulation. Figure 6 shows that 40% of the catchment area are already runoff-contributing areas in October. This percentage is sufficient to trigger off erosion as shown for catchment C4 with data from the November field round (Fig. 2 and 6). Therefore, to predict the erosion level more accurately, we should have used data observed before the rainfall event of 91/09/27, which was not available.

We have also detected other overestimated predictions which are common to all the catchments. This overestimated prediction concerns the results obtained with rainfall events 3 and 4. In these two cases, poor prediction is probably due to the rainfall characteristics. Mean rainfall intensities which can be calculated from data in table 4 ( $76.2 \text{ mmh}^{-1}$  and  $121.3 \text{ mmh}^{-1}$ ) are well above seasonal average and the runoff module of the STREAM model is not designed to account for such extreme events.

For catchments C2 and C3, the results are, on the whole, poor. As these two catchments are small (just 5 or 8 plots per catchment), it is easier to analyse the situation and to find the source of the problem. Land use was the same (i.e. harvesting operation) for the two catchments during the November field tour (Fig. 7), but in December, the situation changed in catchment C3. Two land uses (sugar beet and maize harvesting operation) were replaced with winter wheat (Fig. 7). As this change coincides with a significant increase in the prediction quality (Table 6), the factor called “COHESION” was probably not well estimated for harvesting operations characterised by a high percentage of the field having compacted soil caused by agricultural machinery. The fact that the prediction for catchment C2, which kept the

same land use during all the study period, was never improved confirms this assumption. The factor called “COHESION” needs to be revised and calibrated for all the land use classes. It must also take into account the effect of compaction due to agricultural machinery.

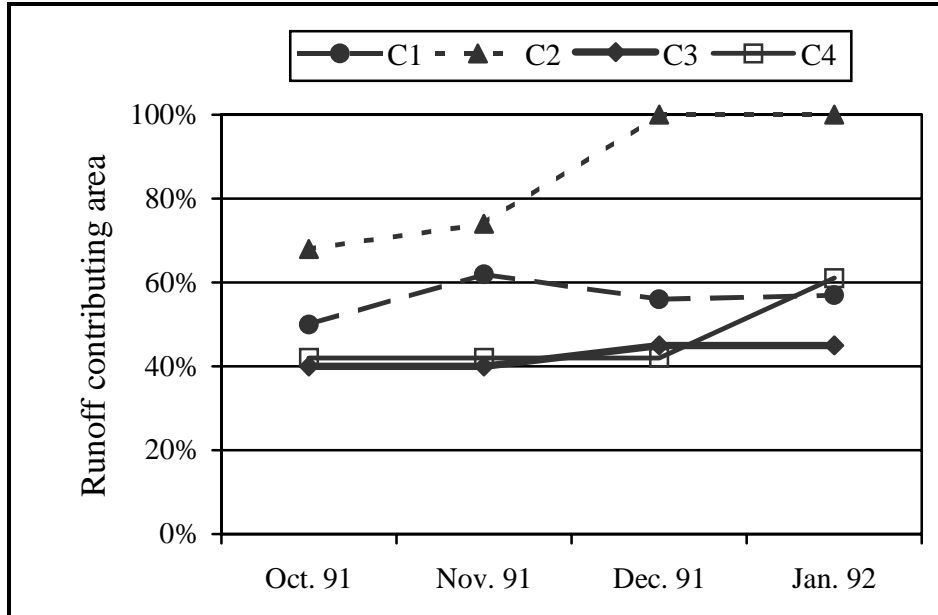


Figure7 - 6: Percentage of runoff contributing areas during the studied period

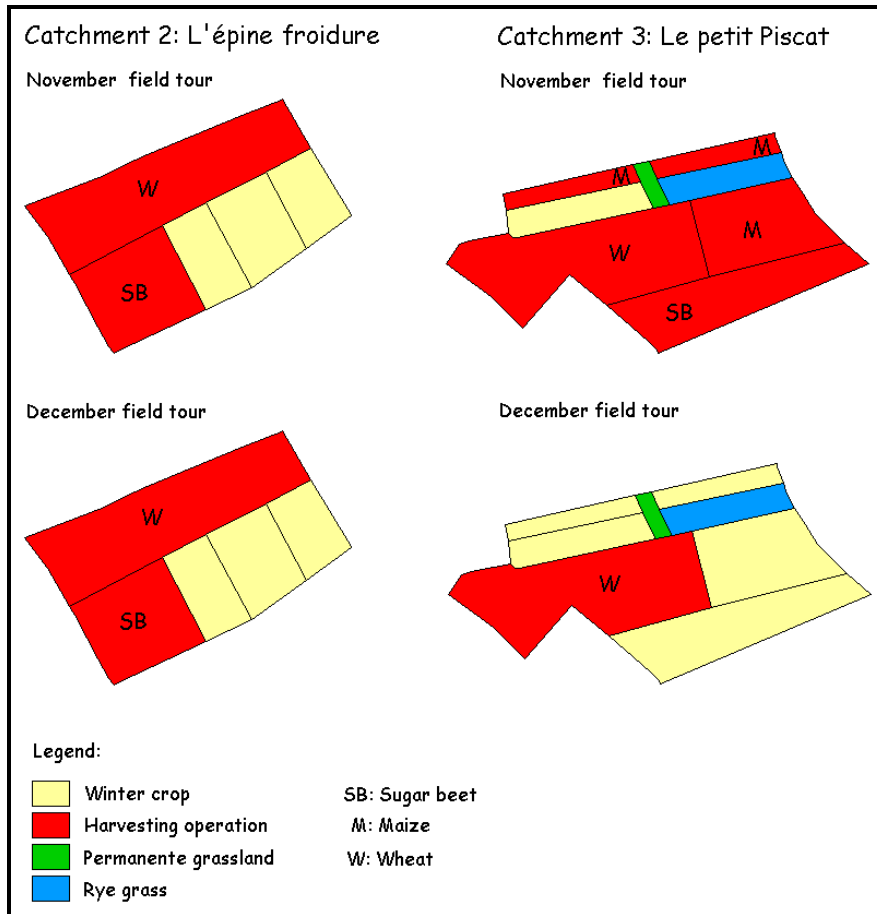


Figure7 - 7: Evolution of land use between November and December in the catchment C2 and C3

## 5. CONCLUSION AND FUTURE PROSPECTS

The first results of this study show that the *STREAM Ephemeral gully* module, although not yet fully calibrated, could be used to predict ephemeral gully erosion level. The simplicity of the parameterization allows the model to be run without extensive and time consuming experimental measurements. It should be possible to quickly integrate a change in agricultural practice for example. In addition, the prevailing economic context causes farmers to pursue productive and individual goals. In being individualistic, these goals result in a land management approach that is limited to the farm territory and does not take into account the continuity of the physical processes involved (Papy and Souchère, 1993). A model based on simple parameters which can be noticed by farmers themselves could encourage them to be aware of influence of their agricultural practices at the catchment scale.

Other results show that the *STREAM Ephemeral gully* module is inclined to overestimate the cross-sectional area of the gully in some cases. The analysis of results enabled us to determine what probably caused the case of poor predictions, and we therefore have several directions in which to improve the model. Firstly, we must revise the values of Table 3 for some land use. We saw that the actual version of “COHESION” factor did not take into account the reducing of soil erosion risk due to compaction induced by the weight of agricultural machinery. When there are a lot of plots with harvesting operations, results are highly overestimated. Therefore, we will complete our knowledge database through new experimental results. We will study, for example, states of topsoil layers after harvesting operations and their consequences to runoff. Secondly, we have chosen a multiplication-of-factor type model for greater convenience but we are not satisfied with this model structure. As Huang, 1995 pointed out, this model structure implies that the effects of each factor on soil loss are independent of each other and the effects can be individually quantified if all other factors are kept constant. That is clearly not the case. For example, the effect of FRICTION factor is highly dependent on the SLOPE factor and on the runoff volume.

Thus a new version of the model is being developed. This new model structure will include sediment detachment, transport and sedimentation processes (Cerdan, current thesis) in order to estimate combined ephemeral gully erosion and sheet erosion.

## 8. Synthèse et discussion générale

---

## 1. RÉSUMÉ

Les études présentées dans ce manuscrit ont conduit à l'élaboration d'un modèle de prédiction du ruissellement et de l'érosion (STREAM) à l'échelle de petits bassins versants cultivés (100-1000 ha). Après une synthèse bibliographique sur les processus de l'érosion hydrique et leur modélisation dans le chapitre 1, les chapitres 2 à 7 présentent les différents modules développés au sein du modèle STREAM : le module de calcul de l'accumulation du ruissellement dans les chap. 2 & 3, le module de simulation du transfert de sédiment par érosion diffuse dans les chapitres 4 & 5 et enfin le module de simulation du transfert de sédiment par érosion linéaire dans les chapitres 6 & 7.

La démarche suivie est identique pour les trois modules, à savoir l'identification et la paramétrisation des facteurs dominants à l'échelle locale sur la base de résultats expérimentaux. Puis une spatialisation à l'échelle du bassin versant en prenant en compte les paramètres propres à ce niveau d'investigation. Une telle démarche a été possible grâce à l'existence d'une importante base de données de références regroupant des expérimentations au laboratoire et au champ depuis l'échelle du  $\frac{1}{4}$  de  $m^2$  jusqu'à l'échelle du bassin versant.

### 1.1. paramétrisation à l'échelle locale

Les résultats obtenus ont tout d'abord permis d'identifier les paramètres accessibles qui dominent la réponse érosive dans le contexte des sols limoneux agricoles. Le choix ainsi que la quantification des trois facteurs principaux sont justifiés de manière générale au cours du deuxième chapitre. Les rôles respectifs du couvert végétal, de la battance et de la rugosité sont ainsi définis et présentés à partir de classifications établies ou reprises de la littérature. Ce chapitre présente également une analyse de fréquence d'apparition des différentes situations représentées par les différentes combinaisons de ces trois facteurs. Il apparaît notamment que trois des combinaisons de ces facteurs représentent plus de 50 % en surface de bassins versants cultivés représentatifs de l'occupation du sol du territoire agricole du Pays de Caux (Haute Normandie).

Dans les chapitres suivants, l'importance de ces facteurs est évaluée en fonction de leur influence sur l'infiltrabilité (chapitre 3), sur la concentration potentielle en sédiment (chapitre 4) et sur l'érosivité du flux et la cohésion de la surface du sol (chapitres 6 & 7) dans le but de paramétrer les modules de ruissellement ou d'érosion correspondants.

Pour évaluer l'infiltrabilité, un quatrième facteur est utilisé sous la forme d'un indice des pluies antécédentes afin de rendre compte de l'état hydrique initial. Sur la base de références expérimentales, une capacité d'infiltration potentielle a pu être associée à chaque combinaison de ces facteurs. Cinq classes ont été définies qui s'étalent de 2 mm/h pour une surface nue complètement dégradée à 50 mm/h pour une surface fraîchement travaillée ou une prairie.

Pour évaluer la concentration potentielle en sédiment, un facteur supplémentaire



a également été ajouté : l'intensité maximale à 6 min de la pluie. Des classes de concentration potentielle en sédiment, correspondant aux combinaisons, des facteurs ont aussi été définis. Cependant, les résultats expérimentaux montrant plus de variabilité, ce sont des gammes de concentration potentielle en sédiment (et non des valeurs uniques) qui ont été assignées aux différentes situations. Les valeurs s'étalent de 0-1 g/l, pour des sols dégradés avec un couvert végétal développé et pour des pluies d'intensité maximale à 6 min inférieure à 10 mm/h, à 25-35 g/l pour des sols nus motteux soumis à des pluies d'intensité maximale à 6 min supérieure à 40 mm/h.

Pour évaluer la sensibilité à l'érosion linéaire, en plus de la battance, du couvert végétal et de la rugosité, il est directement tenu compte de l'occupation du sol. Deux paramètres, un paramètre de friction et un paramètre de cohésion sont ainsi évalués en cinq classes de sensibilité.

Ces classifications de combinaisons de facteurs sous forme de tableaux de décision à entrées multiples ont donc permis de caractériser des situations en fonction de leur sensibilité au mécanisme étudié. Ces tableaux représentent la formalisation de résultats expérimentaux pour la plupart obtenus en conditions naturelles. Ils ont l'avantage de pouvoir intégrer non seulement des lois bien quantifiées mais aussi des résultats évalués de manière qualitative. Ils permettent, en outre, de tenir compte de manière simple des interactions entre facteurs ; l'effet d'un paramètre pouvant être catalysé ou au contraire inhibé en fonction du degré d'expression des autres. Ceci est, par exemple, illustré dans le chapitre 4 par l'importance de l'effet de la rugosité sur la concentration potentielle en sédiment qui varie en fonction du degré de développement du couvert végétal.

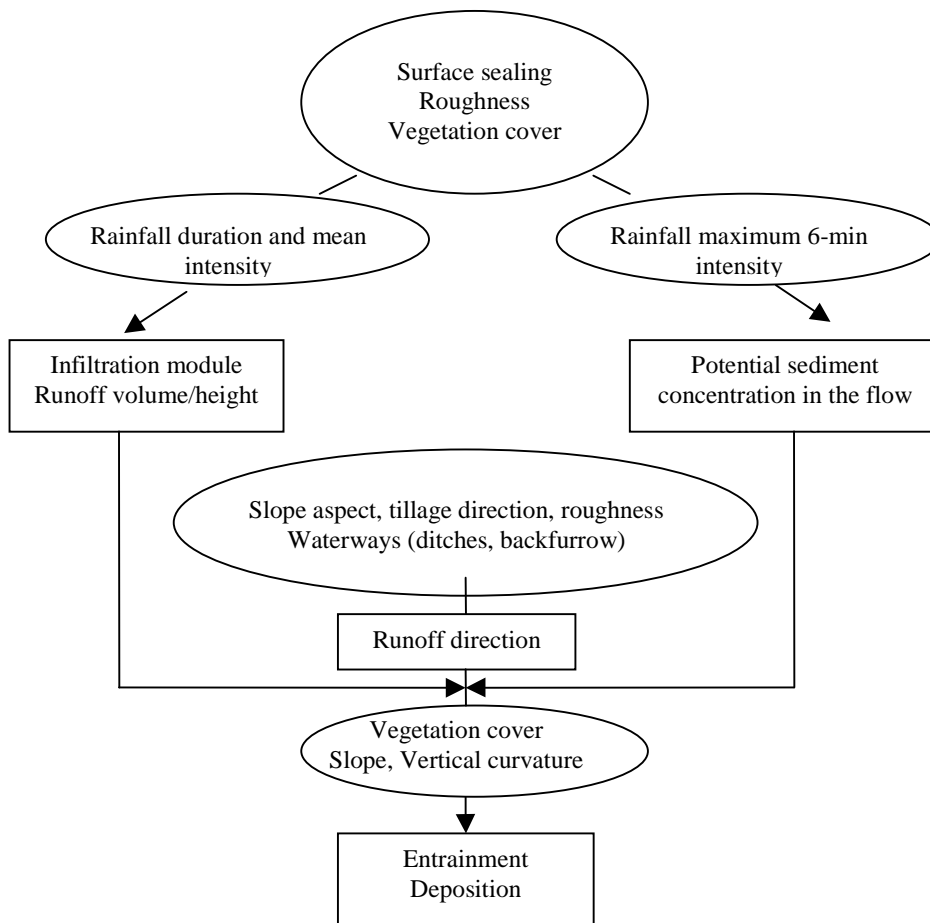
## **1.2. Modélisation à l'échelle du bassin versant**

Les tableaux de décision caractérisent les processus à l'échelle de la parcelle. Les chapitres 3, 5 & 7 reprennent ces évaluations pour établir la modélisation à l'échelle du bassin versant. La première étape de cette spatialisation est le calcul du réseau de circulation. Pour faciliter la prise en compte des caractéristiques topographiques, et la visualisation des résultats, le modèle a été intégré dans le SIG ARC/INFO.

Le modèle utilise la méthode mise au point par Souchère et al. (1998) pour établir le réseau de circulation. Entre les parcelles, les routes et chemins sont considérés comme des surfaces imperméables et lisses où s'applique un modèle classique d'orientation du flux en fonction de la plus grande pente. Les fossés et dérayures par contre imposent leur direction au flux. Au sein des parcelles, y compris les fourrières, une fonction discriminante permet de diriger le flux soit selon la plus grande pente, soit selon la direction du sens du travail du sol, à partir d'informations sur la rugosité orientée et sur l'intensité de la pente.

Pour la simulation de la hauteur d'eau ruisselée en tout point du bassin versant, une procédure programmée en FORTRAN est appelée par le SIG. Cette fonction calcule l'accumulation des flux en permettant à chaque pixel de pouvoir infiltrer en plus de la pluie, la totalité ou une partie du ruissellement provenant des zones situées

en amont.



**Figure 8 - 1 :** Flow diagram of the STREAM interrill erosion model

Le chapitre 5 présente le calcul de la masse de terre exportée par érosion diffuse à l'échelle du bassin versant. Les sédiments sont transportés proportionnellement aux volumes ruisselés (Figure 1). Les particules sont déposées en fonction de variations dans la topographie (convexité verticale, intensité de la pente) ou de variations dans le couvert végétal. Des seuils de concentration maximale en sédiment, au-dessus desquels la masse de sédiment correspondant à l'excédant est déposée ont été définis expérimentalement. Pour les dépôts induits par le couvert végétal, une distinction a été établie entre les couvertures pérennes (prairies permanentes) et les plantations à couvert végétal développé. Un seuil de concentration maximale en sédiment de 10 g/l a été déterminé pour les surfaces avec une pente < 2% et une convexité verticale < - 0.55 ou pour les parcelles dont le couvert végétal excède 61 % ; et un seuil de concentration maximale en sédiment de 5 g/l pour les prairies permanentes.

Enfin les chapitres 6 & 7 proposent une démarche pour modéliser la sensibilité à l'érosion linéaire. Le chapitre 6 traite de l'identification des facteurs de l'érosion linéaire à l'échelle du bassin versant et dans le chapitre 7, les indices de friction et de cohésion sont combinés à un facteur de pente dans une équation multiplicative. Cette dernière démarche est encore à l'étude et certainement sujette à modification. Les modélisations des processus d'érosion diffuse et linéaire sont pour l'instant opérées de manière indépendante.

### 1.3. Un exemple d'application du modèle

Les quatre cartes suivantes présentent un exemple d'application du modèle. Il s'agit de la modélisation de la masse de terre transportée par érosion diffuse sur le bassin versant de Bourville. Ce bassin versant de 1070 ha se situe dans le pays de Caux (Haute Normandie) et s'inscrit dans le bassin hydrographique du Dun. Il est axé autour de deux talwegs principaux orientés nord sud et présente une topographie générale peu marquée. Du point de vue de l'occupation du sol, il est cultivé sur plus des trois-quarts de sa surface et possède un habitat ainsi qu'un réseau routier très peu dense.

La simulation concerne l'événement pluvieux du 04 mars 1998 qui totalise 21,6 mm de pluie pendant un peu plus de 3h30 min, avec une pluie antécédente des 48 h de 1,8 mm et une intensité maximale à 6 minutes de 36 mm/h.

Les deux premières cartes correspondent à la modélisation du ruissellement ; la carte du bilan infiltration/ruissellement qui présente pour chaque parcelle la hauteur d'eau émise ou potentiellement infiltrée pour cet événement ; et la carte des volumes ruisselés qui présente l'accumulation du ruissellement le long du réseau de drainage.

Les deux suivantes présentent la modélisation de l'érosion diffuse ; la carte de la charge solide potentielle qui figure la charge solide potentiellement mobilisable pour chaque parcelle et pour cet événement pluvieux ; la carte de la masse de terre transportée par le ruissellement. Pour cette dernière carte ne sont figurés que les dépôts correspondant au dépassement des seuils de concentrations maximales (cf. chapitre 5).

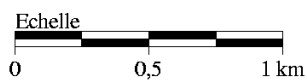
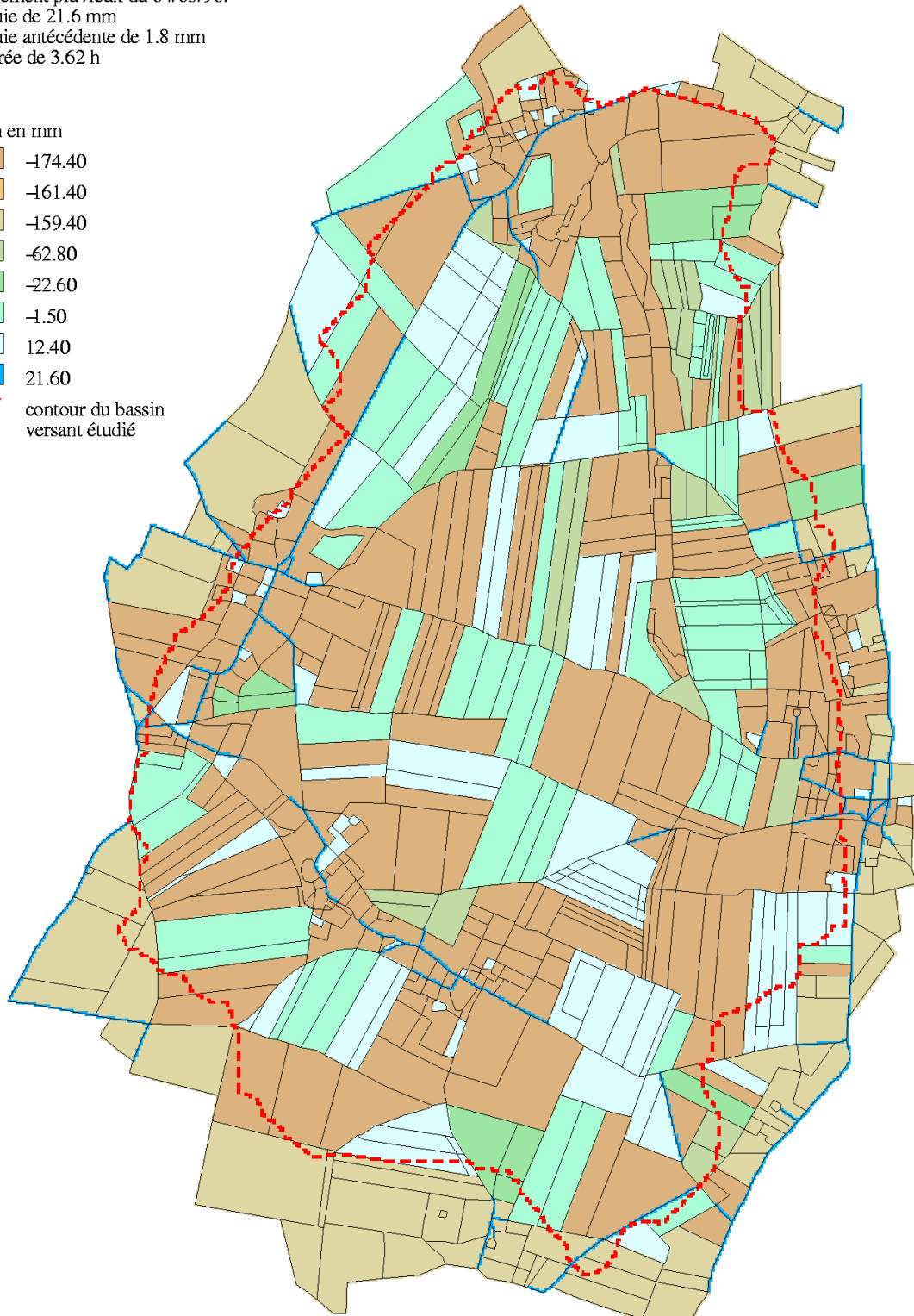
# Bourville

## carte du bilan infiltration / ruissellement



évènement pluvieux du 04/03/98:  
 pluie de 21.6 mm  
 pluie antécédente de 1.8 mm  
 durée de 3.62 h

- bilan en mm
- 174.40
  - 161.40
  - 159.40
  - 62.80
  - 22.60
  - 1.50
  - 12.40
  - 21.60
- - - contour du bassin versant étudié



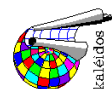
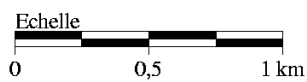
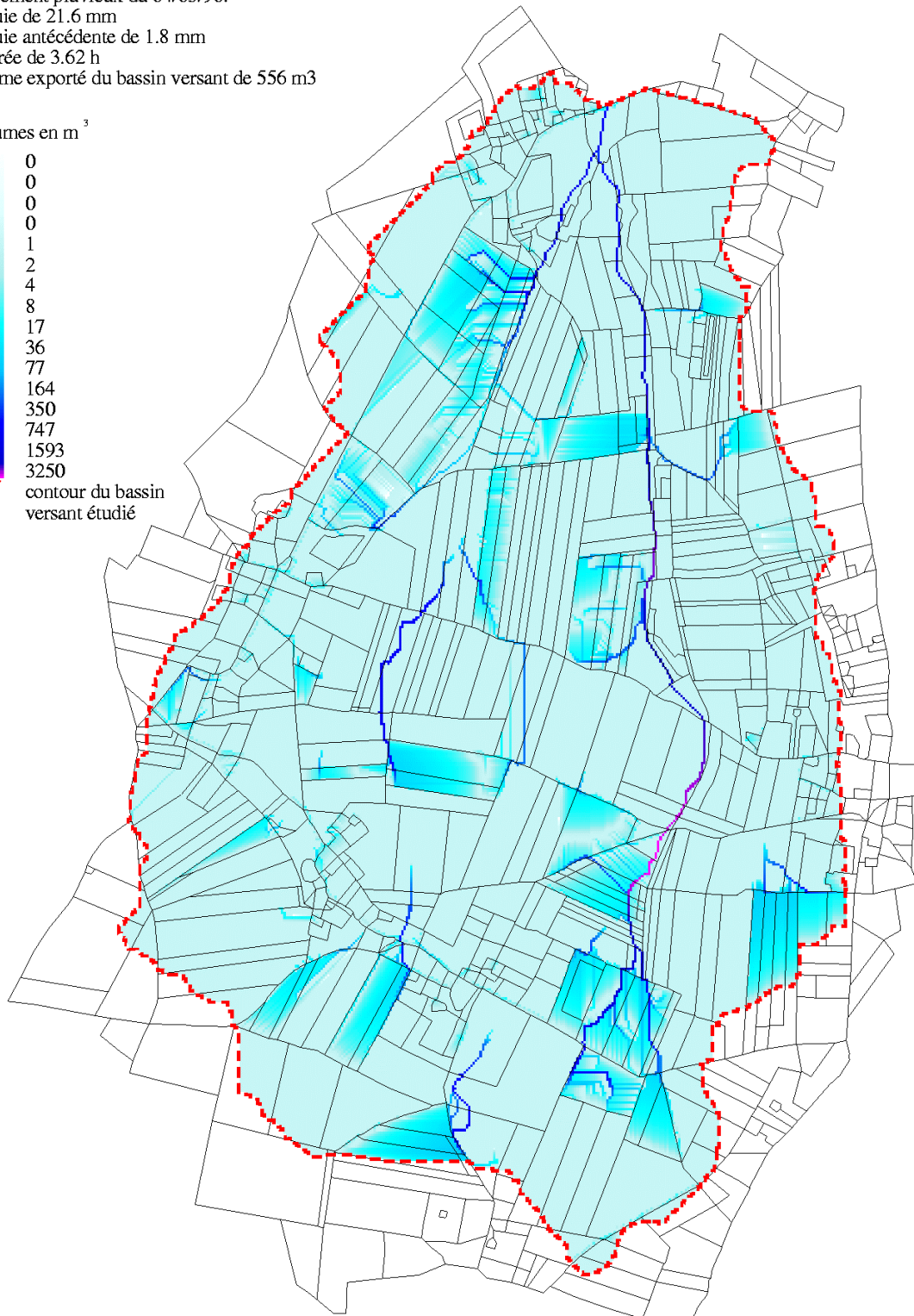
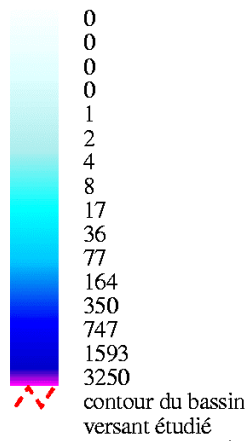
# Bourville

carte d'accumulation du ruissellement



évènement pluvieux du 04/03/98:  
pluie de 21.6 mm  
pluie antécédente de 1.8 mm  
durée de 3.62 h  
volume exporté du bassin versant de 556 m<sup>3</sup>

Volumes en m<sup>3</sup>










# Bourville

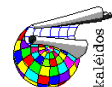
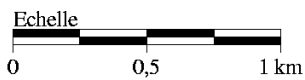
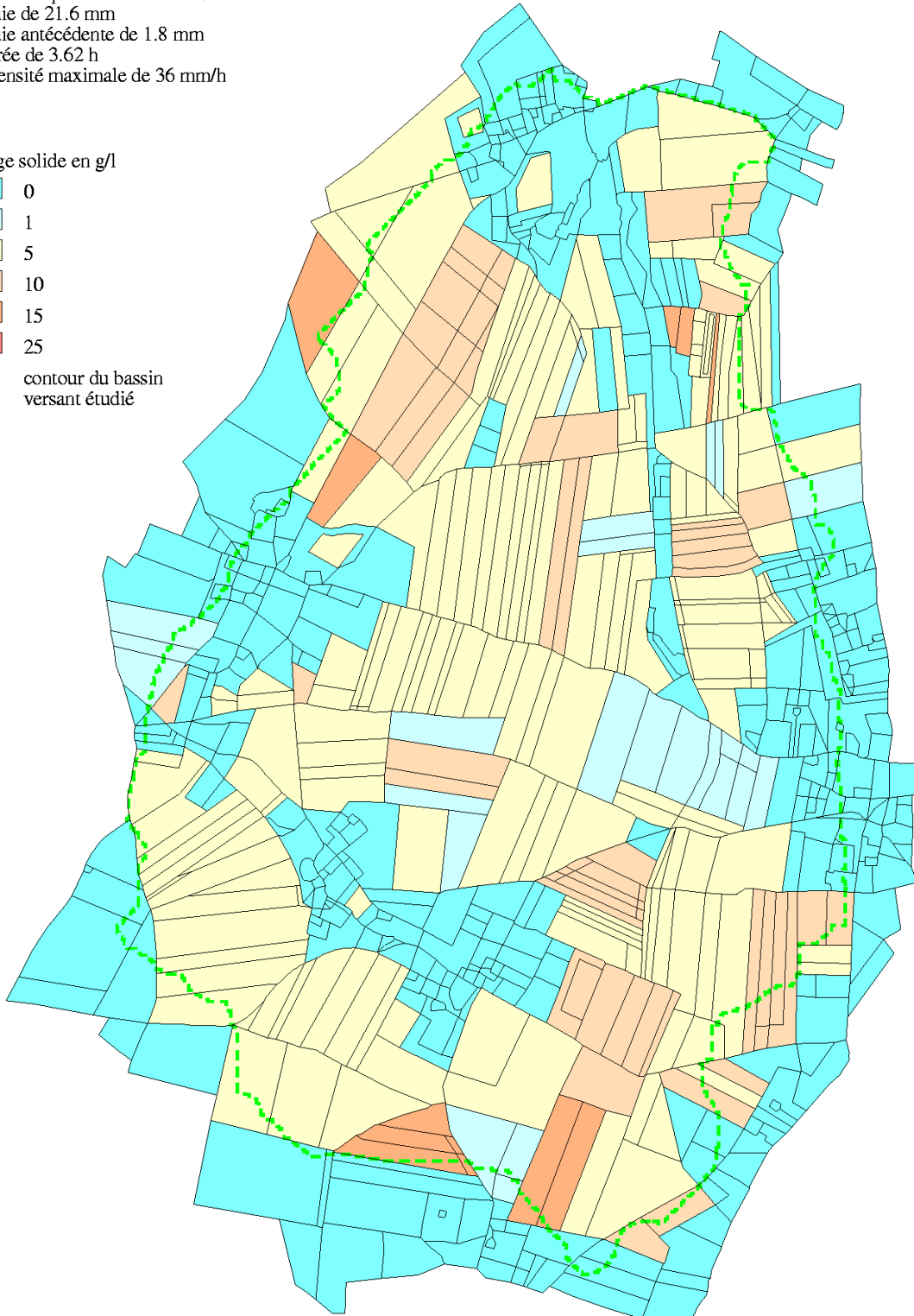
carte de la charge solide potentielle



évènement pluvieux du 04/03/98:  
pluie de 21.6 mm  
pluie antécédente de 1.8 mm  
durée de 3.62 h  
intensité maximale de 36 mm/h

charge solide en g/l

-  0
-  1
-  5
-  10
-  15
-  25
-  contour du bassin versant étudié



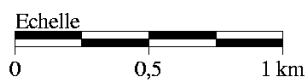
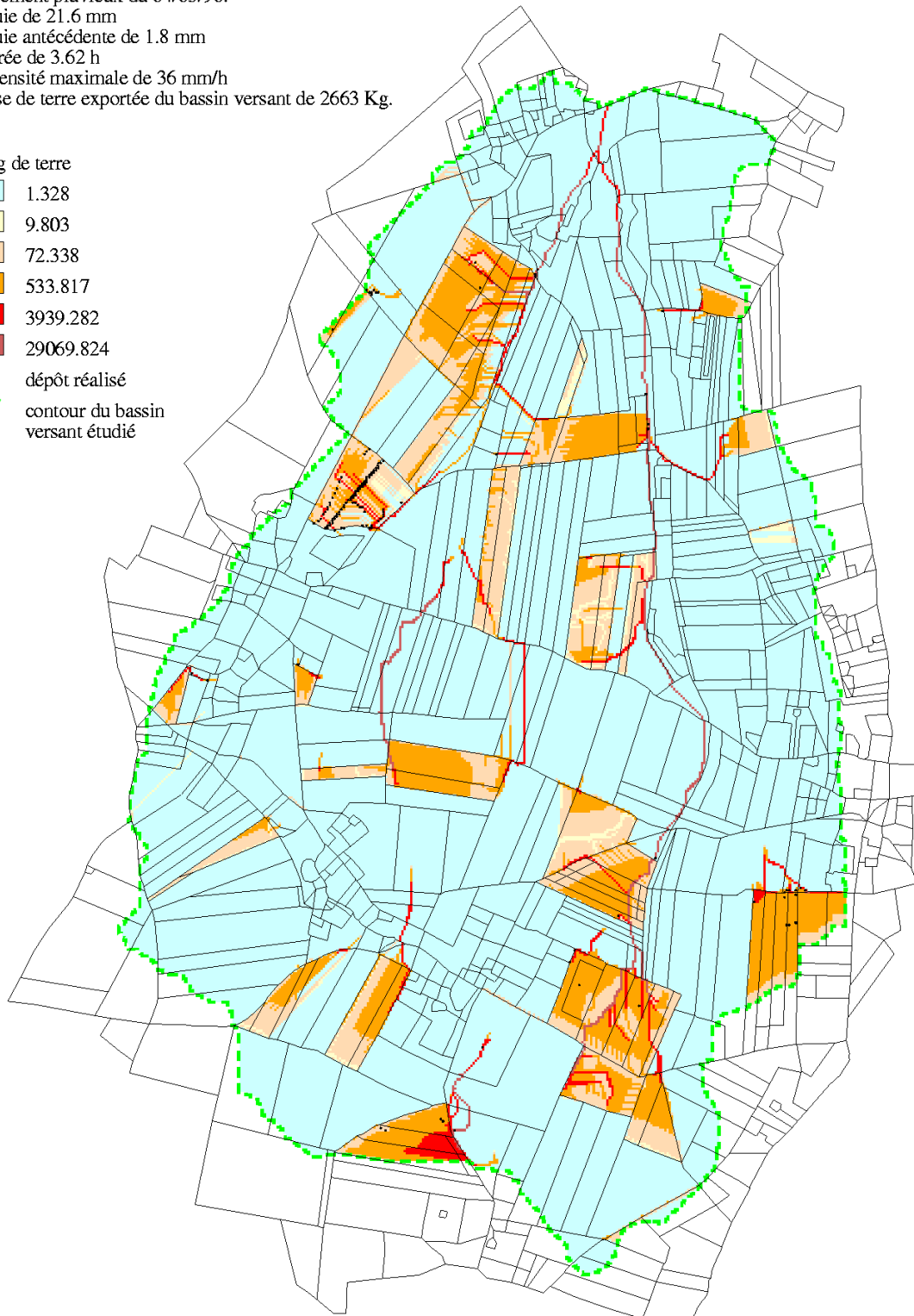
# Bourville

## carte de la masse de terre transportée par le ruissellement



évènement pluvieux du 04/03/98:  
 pluie de 21.6 mm  
 pluie antécédente de 1.8 mm  
 durée de 3.62 h  
 intensité maximale de 36 mm/h  
 masse de terre exportée du bassin versant de 2663 Kg.

- en kg de terre
- 1.328
  - 9.803
  - 72.338
  - 533.817
  - 3939.282
  - 29069.824
  - dépôt réalisé
  - contour du bassin versant étudié



## 2. EVALUATION

L'évaluation du modèle STREAM est encore actuellement en cours, nous présenterons ici une première approche de validation du modèle. L'évaluation d'un modèle de ruissellement doit au moins considérer deux aspects : la comparaison des réseaux de circulation observés sur le terrain avec ceux calculés par le modèle et la comparaison des volumes ruisselés à l'exutoire mesurés et simulés (De Roo, 1993). En effet, la mesure du volume ruisselé à l'exutoire d'un bassin versant ne doit pas être l'unique validation d'un modèle de ruissellement. Il est bon de se rappeler que cette valeur finale résulte de l'accumulation de l'eau depuis l'amont ; au travers de la connexion des surfaces émettrices du ruissellement qui s'écoule de façon concentrée le long de chemin d'eau ou de façon diffuses au sein des parcelles. Comme le font remarquer Favis-Mortlock et al. (1996), il existe un danger potentiel de «trouver la bonne réponse pour les mauvaises raisons» ; les erreurs peuvent se compenser et la précision de prédiction sur le volume final, ne garantit en aucun cas qu'il n'y ait pas d'éventuelles erreurs d'appréciations plus en amont. Cette remarque porte d'autant plus à conséquence quand il s'agit d'étudier, à terme, le positionnement d'aménagements anti-érosifs au sein d'un bassin versant.

### 2.1. Simulation du réseau de ruissellement

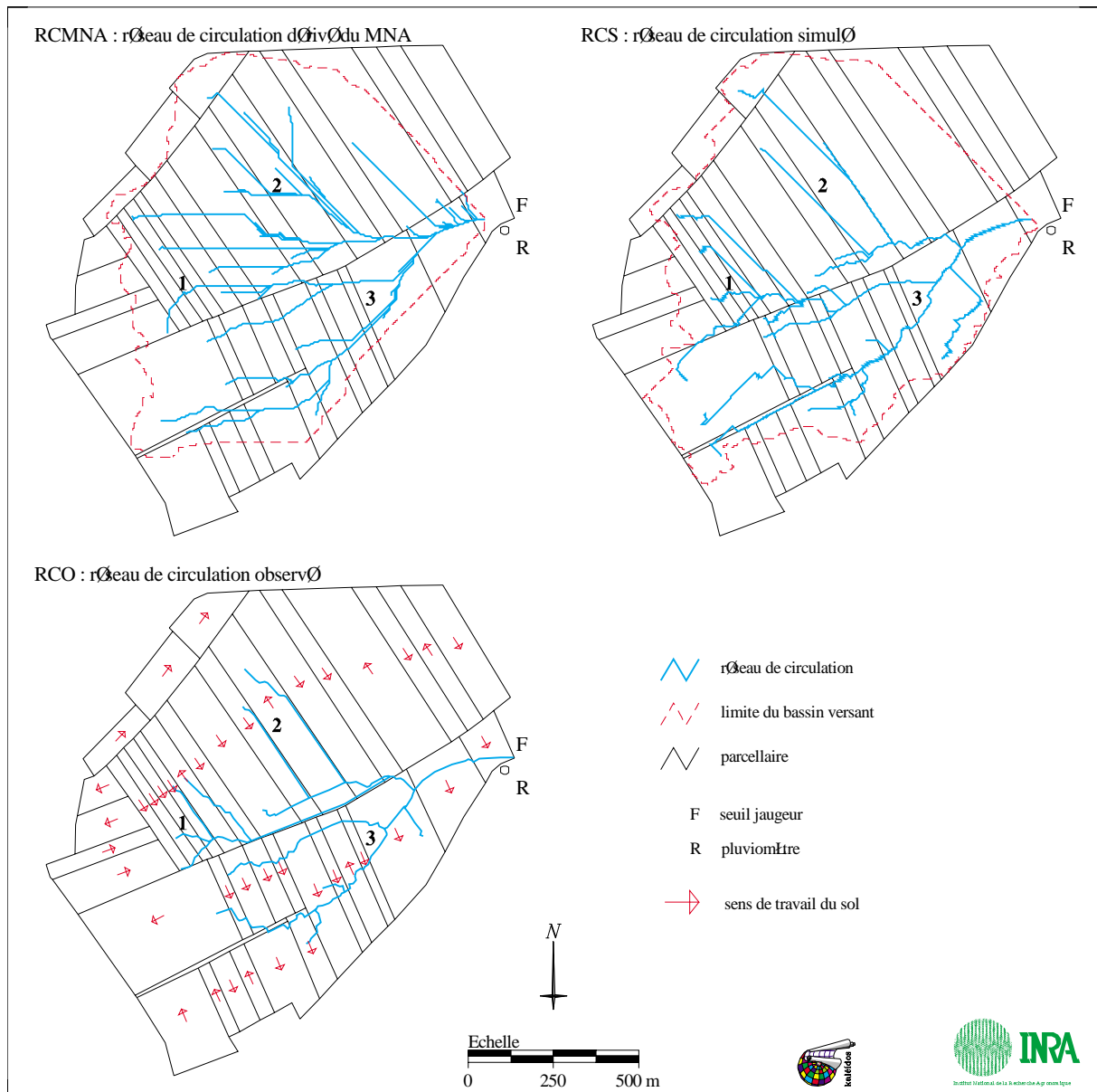
Pour juger de la qualité de la prédiction du réseau de circulation intégrant les motifs agraires, nous comparons les Réseaux de Circulation Observés sur le terrain (RCO), avec le Réseau de Circulation Simulé par le modèle (RCS) et le Réseau de Circulation dérivé du Modèle Numérique d'Altitude (RCMNA) (Figure 2)

Il est important de noter que :

- dans la partie nord-est du bassin versant, (zone 2), les parcelles sont travaillées dans le sens de la plus grande pente ;
- dans la partie sud du bassin (zone 3), le sens du travail du sol est perpendiculaire à la pente ;
- dans la zone 1, le sens de travail est oblique par rapport à la pente.

Dans la zone notée (3) le RCS, ainsi que le RCMNA sont identiques aux observations de terrain, il n'y a pas de changement sensible apporté par le réseau calculé, ce qui était prévisible étant donné que l'écoulement de l'eau suit un talweg bien marqué dans la topographie. Au niveau des parcelles situées plus au nord (2), la direction principale du flux indiqué par le RCMNA est comparable avec celle indiquée par le RCO. Il est cependant intéressant de noter, comme le font remarquer Desmet et Govers (1996), la propension d'un algorithme monodirectionnel à faire converger le flux. Ces convergences sont atténuées avec le RCS, notamment lorsque l'écoulement suit les sillons ou les dérayures laissés par le travail du sol.





**Figure 8 - 2 :** Comparaison du réseau de circulation observé sur le terrain avec le réseaux de circulation calculé par le modèle et le réseau de circulation dérivé du modèle numérique d'altitude.

La zone (1) représente typiquement le cas où la détermination du réseau de circulation seulement basée sur des données topographiques n'est pas suffisante. Les observations de terrain montrent que le mouvement de l'eau est déterminé par le travail du sol. L'influence prédominante des motifs agraires sur le tracé des réseaux de ruissellement est toujours bien marquée dans de tels cas ou les pentes sont douces et où la direction des travaux du sol diffère peu de la ligne de plus grande pente. Des limites à la prévision du réseau de circulation persistent cependant qui sont à imputer au modèle d'écoulement utilisé. En effet, le mode raster utilisant des mailles carrées, tout flux pour se diriger au sortir d'une maille n'a donc le choix qu'entre huit possibilités, soit une approximation entre deux directions écartées de  $45^\circ$ , ce qui nous donne une erreur maximale de direction d'écoulement de  $22,5^\circ$ . Lorsque l'eau s'écoule en suivant la topographie du terrain, les problèmes de dérive sont limités. D'un pixel à l'autre, l'orientation de la pente change et la dérive se compense. Par contre, lorsque l'eau suit le sens de travail du sol, la dérive se répercute de pixel en pixel.

Outre cette limite inhérente au mode raster, le RCS correspond bien aux réseaux observés lors des tournées de terrain. La prédiction obtenue sur l'emplacement du passage de l'eau est assez précise pour pouvoir travailler au niveau parcellaire et donc pour pouvoir localiser des dispositifs enherbés et effectuer des simulations en vue de l'optimisation de leurs positionnements au sein des bassins versants.

## 2.2. Simulation des volumes cumulés

Une première méthode est de représenter sur un graphique les simulations contre les mesures et de laisser le lecteur décider pour lui-même. Le degré de précision d'un modèle pouvant être satisfaisant pour un utilisateur et inutilisable pour un autre en fonction de leurs besoins (Quinton, 1994). Il peut cependant être nécessaire de quantifier les écarts pour permettre la comparaison entre différents modèles (qui ont la même base conceptuelle et qui tournent sur des données comparables). A cet égard quatre indices ont été retenus.

Le coefficient de corrélation ( $r$ ) qui permet de mesurer la part linéaire de l'association entre deux variables :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n \hat{y}_i y_i - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n \hat{y}_i \right) \left( \sum_{i=1}^n y_i \right)}{\sqrt{\left[ \sum_{i=1}^n \hat{y}_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n \hat{y}_i \right)^2 \right] \left[ \sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}}$$

Avec  $n$  représentant le nombre d'observations,  $\hat{y}_i$  et  $y_i$  représentant respectivement la valeur calculée et la valeur mesurée du volume ruisselé.

L'erreur moyenne (ME), qui permet de mesurer le biais d'estimation :

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{y}_i - y_i]$$

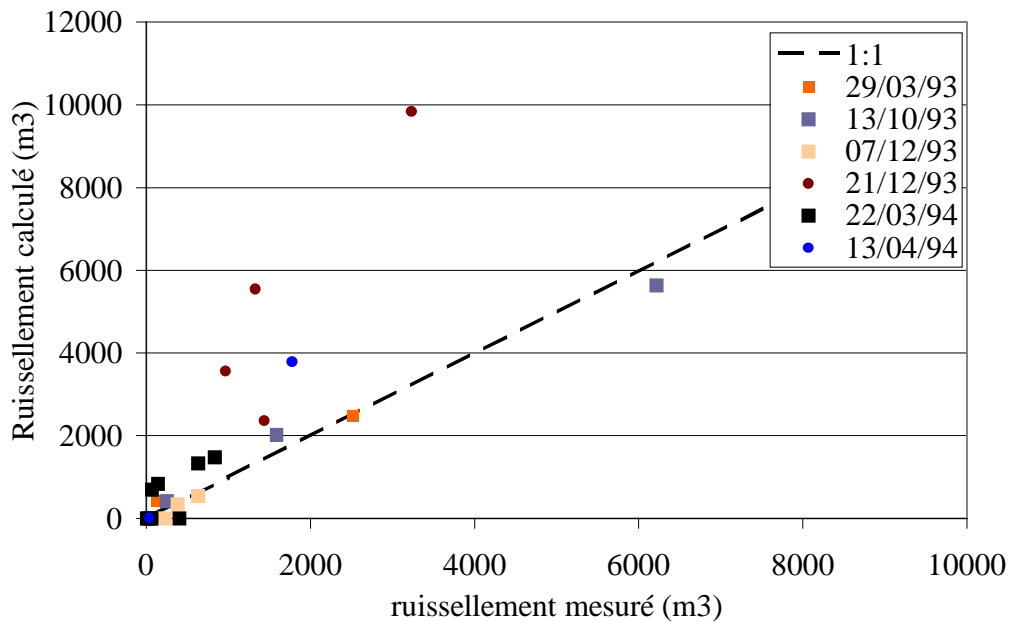
La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui permet de mesurer la précision de l'estimation :

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{y}_i - y_i]^2 \right\}^{0.5}$$

Et la moyenne de l'erreur relative (AUE) qui permet de mesurer la proportion de l'erreur par rapport à la valeur mesurée :

$$AUE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 100 * \left| \frac{\hat{y}_i - y_i}{y_i} \right|$$

Un premier jeu de 24 événements pluvieux a été simulé sur le bassin versant de Blosseville. Des événements couvrant une large gamme de situations ont été sélectionnés, sur toute une saison culturale, afin de représenter plusieurs types d'occupation du sol.



**Figure 8 - 3 :** Comparaison entre les volumes ruisselés mesurés et calculés à l'exutoire du bassin versant de Blossesville. Les points sont différenciés par rapport à la date de tournée de terrain qui a servi à leur simulation.

Sur ces simulations les indices de caractérisation de la qualité des prédictions du modèle ont été calculés (cf. tableau 1). Pour faciliter l'analyse le jeu de données a été scindé en deux.

**Tableau 8 - 1 :** récapitulatif des valeurs obtenues à l'aide des indices retenus pour les simulations effectuées sur le bassin versant de Blossesville

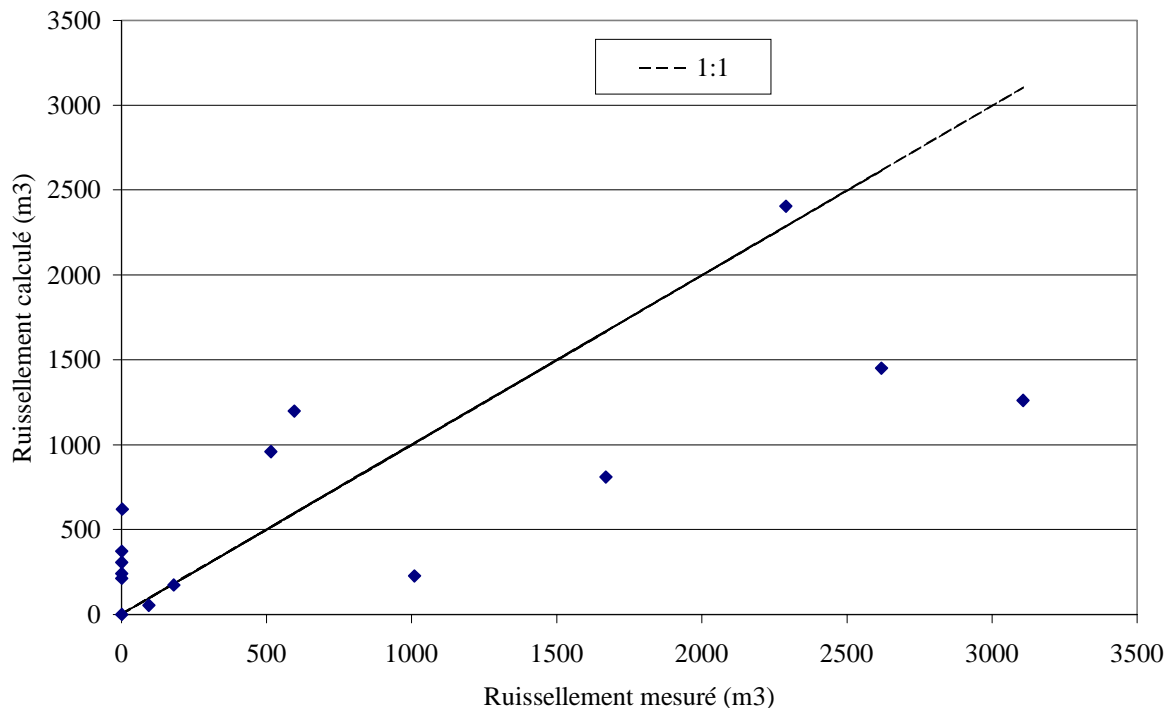
	Pour les simulations basées sur les campagnes de terrain du 21/12/93 et 13/04/94 (n=7)	pour les autres simulations (n=17)
r	0,968	0,936
ME (m <sup>3</sup> )	-2329,6	-121,5
RMSE (m <sup>3</sup> )	3231,5	396,6
AUE (%)	153,6	161,7

Dans notre cas, la valeur du coefficient de corrélation est à prendre avec précaution. Elle peut donner une tendance mais ne suffit pas à valider ou non notre relation pour laquelle le couple de points correspondant à l'événement extrême suffit à créer la linéarité en lissant les différences entre les points situés près de l'origine. C'est pourquoi nous avons choisi de l'associer avec les autres indices qui fournissent des valeurs moyennes. Dans l'ensemble (colonne de droite du tableau 1), la prédiction est peu biaisée avec une surestimation moyenne de 121 m<sup>3</sup> et la précision est en moyenne autour de 400 m<sup>3</sup>. Mais ces valeurs s'appliquent à des nombres variant de 0 à 6000m<sup>3</sup>. L'AUE, autour de 150% est aussi satisfaisante, sachant que pour des modèles de ruissellement fonctionnant à ce pas de temps, l' AUE peut être représentée sur des axes allant 900 à 1400% (Favis-Mortlock, 1995).

Toutefois le modèle surestime les volumes ruisselés pour les simulations correspondant aux tournées de terrain du 21/12/93 et du 13/04/94. Pour ces deux

périodes les paramètres pris en compte dans le modèle rentrent dans les notations les plus défavorables pour presque 90% de la surface du bassin versant. La combinaison de conditions météorologiques défavorables sur une surface modélisée relativement homogène permet de mettre en avant une limite liée à la conception même du modèle. En effet la discrétisation liée à la définition des classes de sensibilité entraîne une approximation sur la caractérisation des surfaces dont les capacités d'infiltration seraient intermédiaires par rapport aux seuils retenus.

Un deuxième jeu de 15 événements a été simulé sur le bassin versant de Bourville qui, comme nous l'avons vu précédemment, présente une occupation du sol plus variée sur une superficie plus importante.



**Figure 8 - 4 :** Comparaison entre les volumes ruisselés mesurés et simulés à l'exutoire du bassin versant de Bourville.

Les indices ont également été calculés et représentés dans le tableau 2

**Tableau 8 - 2 :** récapitulatif des valeurs obtenues à l'aide des indices retenus pour les simulations effectuées sur le bassin versant de Bourville

	Pour l'ensemble des événements (n= 15)
r	0,765
ME (m <sup>3</sup> )	119,6
RMSE (m <sup>3</sup> )	703,2
AUE (%)	75,1

Pour ce deuxième jeu de validations, les simulations correspondent aux 15 événements ruisselants qui se sont produits de septembre 1996 à février 1997. Aucune modification n'a été apportée au modèle avant de l'appliquer au bassin versant de Bourville. Les résultats démontrent une bonne adaptabilité des règles de décision à un

environnement plus contrasté. Les prédictions restent très peu biaisées avec une sous-estimation moyenne de 119,6 m<sup>3</sup>. La précision sur le volume, autour de 700 m<sup>3</sup> en moyenne, est plus élevée que pour les simulations effectuées sur Blosseville, avec par contre une erreur relative moyenne qui descend en dessous de 100%, ce qui signifie que l'erreur est proportionnelle au volume et qu'on garde une certaine précision sur les ruissellements moyens.

### 2.3. Simulation de l'érosion diffuse

Les résultats de simulations de l'érosion diffuse sont récents et encore en petits nombres. L'évaluation avec les données collectées sur le bassin versant de Bourville plus important en taille et qui présente une occupation du sol plus diversifiée que le bassin versant de Blosseville est encore en cours. Par conséquent l'évaluation présentée ici se limite aux quantités mesurées à l'exutoire. L'évaluation de la répartition spatiale des zones émettrices et receptrices de particules solides est aussi en cours de réalisation.

Les premières comparaisons entre les valeurs d'érosion mesurées et simulées indiquent que les ordres de grandeurs des masses de terres exportées par érosion diffuse sont toujours respectés. Or, si on se réfère aux publications traitant de l'évaluation des modèles d'érosion à l'échelle du bassin versant, une tendance générale est que le ruissellement est toujours bien mieux prédit que les pertes en terre (e.g. Jetten et al., 1999). Une première explication de ce résultat réside dans le fait que pour valider le module d'érosion on a, au préalable calibré les volumes ruisselés. Cette première du module d'érosion diffuse a été réalisée à l'aide d'un jeu de données indépendantes, collectées sur le bassin versant de Blosseville. Le nombre d'événements de validation disponibles est beaucoup moins important que pour les données de ruissellement. Cette évaluation étant détaillée en fin de chapitre 5, ici ne sont repris que les résultats principaux concernant les comparaisons entre les masses de terre exportées à l'exutoire du bassin versant mesurées et simulées. La précision moyenne sur la prédiction, donnée par la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est de 8 T pour des valeurs de masse de terre exportée à l'exutoire qui s'étalent de 0.075 T à 21 T (avec une RMSE de 0.9 T pour les valeurs mesurées inférieures à 1 T et de 10.6 T pour les masses de terre exportées mesurées qui se situent entre 1 et 21 T). L'erreur relative moyenne calculée (AUE) est de 375 % pour les valeurs mesurées inférieures à 1 T et de 82 % pour celles comprises entre 1 et 21 T. L'évaluation a aussi montré que les résultats à l'exutoire du bassin versant sont plus sensibles aux seuils de concentrations maximales définis dans les règles de dépôt plutôt qu'aux valeurs de concentrations potentielles en sédiment (cf. chapitre 5).

Le module de simulation des processus d'érosion linéaire est encore en phase d'élaboration. Il serait donc prématuré d'entreprendre une réelle procédure d'évaluation. Une raison supplémentaire étant apporté par le faible nombre de données de validation, aucune procédure de mesures automatiques de tailles d'incisions n'ayant encore été mise au point !

### 3. LIMITES DE L'APPROCHE

#### 3.1. Limites liées à la paramétrisation

L'approche utilisée pour le développement du modèle STREAM et les hypothèses simplificatrices adoptées impliquent certaines limites à son utilisation. Une grande attention a été portée pendant le développement du modèle à l'utilisation de données d'entrées accessibles pour un fonctionnement à l'échelle du bassin versant. Ainsi, afin de pouvoir intégrer des observations qualitatives dans les règles de décisions, une approche en classes a été adoptée. Deux limites principales en découlent :

Tout d'abord une limite directement liée au niveau de résolution des données d'entrées employées. Par exemple pour la détermination d'une concentration potentielle en sédiment à l'échelle de la parcelle, on considère le couvert végétal comme étant supérieur ou inférieur à 20 % ; tous les effets que peuvent avoir des variations de couvert végétal plus fines au sein de ces deux classes sur la concentration potentielle en sédiment ne seront donc, de fait, pas prisent en compte.

Ensuite, la précision sur la prédiction finale est limitée par l'approximation induite par la discrétisation qui, au maximum, correspond à la demi-distance entre deux classes. Par exemple, dans le module de ruissellement, une parcelle de capacité d'infiltration réelle de 3 mm/h sera affectée à la «classe 2 mm/h », ce qui entraîne une approximation au départ de 50 % !

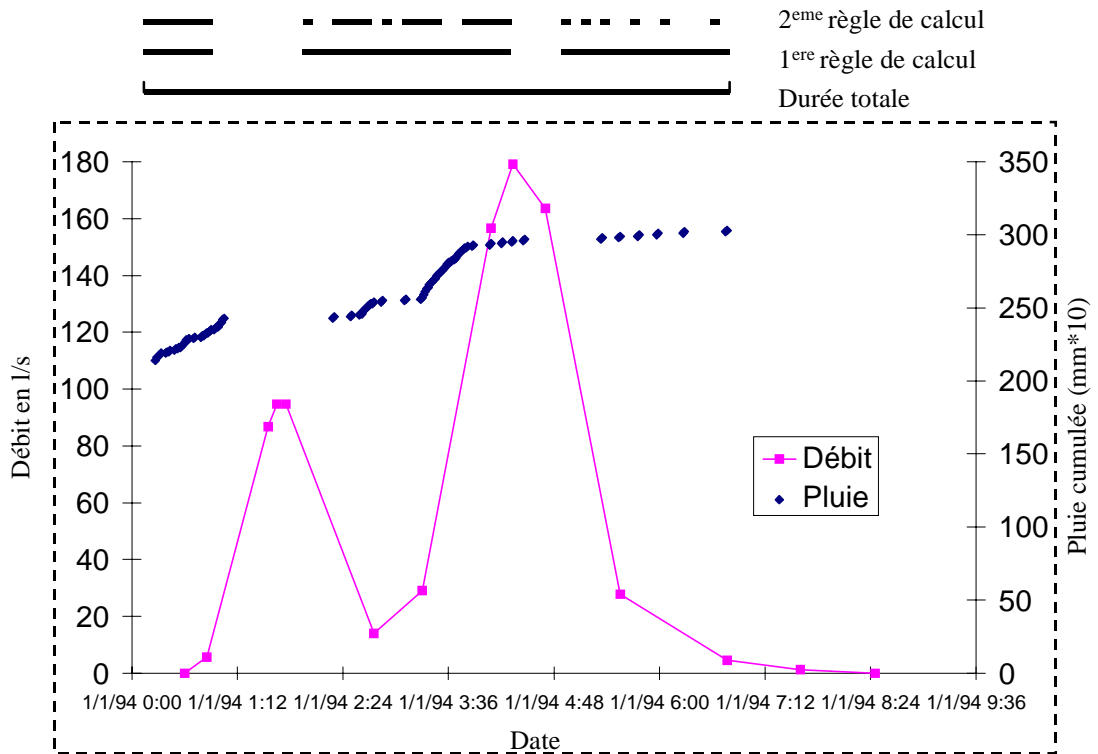
Une autre limite inhérente aux hypothèses de modélisation est induite par l'utilisation de facteurs dominants déterminés dans un contexte expérimental. Le fait de considérer les phénomènes de battance comme dominant la réponse érosive restreint le domaine de validité du modèle au contexte pédologique des sols battants.

#### 3.2. Limites liées à l'échelle temporelle de l'événement pluvieux

Une limite majeure inhérente à la démarche de modélisation est due au pas de temps de fonctionnement du modèle. Les paramètres du modèle sont toujours calculés pour un événement pluvieux. Ainsi, aucun résultat n'est fourni sur la dynamique des événements simulés, ou sur le débit maximum. Or ces informations sont souvent utiles dans la conception de certains aménagements anti-érosifs.

Se pose également le problème de délimitation temporelle d'un événement pluvieux. Sur les sites expérimentaux, la mesure de la pluie s'effectue à l'aide de pluviomètres à augets basculeurs de 1 ou 2 mm. A partir de quelle durée entre deux basculements peut-on considérer que l'on passe d'un événement pluvieux à un autre ? Il n'existe évidemment pas de critère absolu. Une solution communément employée est de considérer les temps d'arrêt supérieurs au temps nécessaire pour la pluie qui tombe en amont d'arriver à l'exutoire de la zone modélisée, comme durée maximale d'arrêt entre deux événements. En pratique, cette règle reste incomplète et nécessite de nombreux ajustements «manuels » pour pouvoir faire correspondre une hauteur de pluie à un volume ruisselé et calculer un coefficient de ruissellement qui corresponde à

une réalité physique.



**Figure 8 - 5 :** Exemple de graphique pluie-débit pour illustrer la difficulté de définir temporellement un événement pluvieux

Un autre problème concerne le calcul d'une durée efficace d'un événements pluvieux (figure 5). En effet un événement pluvieux, même correctement délimité, peut être néanmoins très irrégulier, avec des arrêts de la pluie qui peuvent durer plusieurs minutes voir plusieurs dizaines de minutes pour un même ruissellement. La solution adoptée est de ne pas comptabiliser les temps correspondants à des intensités inférieures à une capacité d'infiltration minimale. Dans notre contexte d'étude, ces seuils de capacité d'infiltration minimale sont fixés à 1 ou 2 mm/h en fonction de l'intensité moyenne de l'événement. Sur la figure 5, on a schématisé les durées effectives obtenues si on enlève les temps où la pluie possède une intensité instantanée inférieure à 1 mm/h (1<sup>ère</sup> règle de calcul ) ou si on enlève les temps où la pluie possède une intensité instantanée inférieure à 2 mm/h (2<sup>ème</sup> règle de calcul).

## Conclusion générale et perspectives

---



## 1. CONCLUSION GÉNÉRALE

Nous avons vu que les phénomènes de ruissellement et d'érosion touchant les terres cultivées du nord-ouest de l'Europe ne peuvent pas être correctement analysés sans intégrer les effets des pratiques agricoles sur la genèse et la circulation du ruissellement. La complexité des phénomènes étudiés impose aussi un recours à la modélisation pour estimer l'efficacité des aménagements et pour trouver les mesures adaptées à chaque situation.

La prise en compte des états de surface et de paramètres agronomiques accessibles a permis de distribuer spatialement les paramètres contrôlant l'infiltration et la détention de l'eau à la surface du sol ainsi que les facteurs à l'origine des processus de détachement et de transport des particules solides. Par ailleurs, l'intégration des motifs linéaires d'origine agraire a contribué à une nette amélioration des résultats des simulations par rapport à celles effectuées en n'intégrant que la topographie comme paramètre orientant la circulation du ruissellement.

Globalement deux apports principaux ressortent de ces travaux :

D'une part la quantification et la formalisation de l'influence des principaux facteurs de la sensibilité des sols agricoles aux processus de ruissellement et d'érosion sur la base de nombreux résultats expérimentaux menés, pour la majeure partie, en conditions naturelles.

D'autre part la finalisation d'une approche -- depuis les premiers travaux qui ont relié les états de surface et l'infiltrabilité à l'échelle locale (e.g. Boiffin, 1984) ; les paramètres morphométriques, agronomiques, et les risques érosifs à l'échelle du bassin versant (e.g. Auzet et al., 1993) -- sous la forme d'une modélisation spatialisée.

Le modèle STREAM constitue donc un outil fonctionnel d'évaluation du risque érosif. Il est cependant important de garder à l'esprit que l'état de validation actuel du modèle ne permet pas son utilisation pour des quantifications absolues. Son utilisation doit être limitée pour à des évaluations comparatives de différents scénarios d'aménagement, qu'il s'agisse d'optimisation d'emplacement de cultures en fonction de leurs potentiels érosifs ou d'implantation d'aménagements anti-érosifs tels que les bandes enherbées (Lecomte, 1999).

## 2. PERSPECTIVES

### 2.1. Perspectives de développement du modèle

Un travail important, actuellement à l'étude, reste encore à réaliser dans l'élaboration du module d'érosion linéaire de STREAM, ainsi que pour le couplage entre la modélisation de l'érosion diffuse et de l'érosion linéaire, qui pour l'instant fonctionnent de manière indépendante.

D'autres améliorations peuvent également être apportées au niveau de la modélisation des processus d'érosion diffuse. Les seuils de concentration maximale de

5 g/l et 10 g/l retenus dans les règles de dépôt ne correspondent pas à des hypothèses fortes et peuvent certainement être affinés, ce qui pourrait réduire la tendance générale du modèle à surestimer les pertes en terre. Notre jeu de données de références ne nous permet cependant pas d'être plus précis. Pour les surfaces en herbe, la masse de sédiment retenue devrait être simulée proportionnellement à la longueur de prairie traversée. Des essais de modélisation du type

$Concentration_{finale} = k1 * Concentration_{initiale} * Longueur^{k2}$  nous ont juste permis de nous rendre compte de la variabilité de la réponse, et aucun couple de paramètres  $k1$ ,  $k2$  n'a jamais pu satisfaire notre jeu de données.

A l'heure actuelle le modèle fonctionne depuis le module GRID d'ARC/INFO, et ne possède pas d'interface propre. Des adaptations du modèle à des environnements moins austères (type ArcView) sont actuellement à l'essai, cependant la convivialité de l'espace de travail n'est pas considérée ici, comme une réelle limite. Il apparaît par contre important de poursuivre la validation du modèle, notamment pour des territoires en dehors de la Haute-Normandie. Des essais d'utilisation du modèle STREAM sur d'autres territoires ont déjà été effectués avec succès (Le Bissonnais et al., 1999), sans pour autant que cela corresponde à une réelle évaluation, la difficulté principale restant de disposer de données de validation de qualité.

## 2.2. PERSPECTIVE DE PASSAGE À UNE APPROCHE RÉGIONALE

Le modèle STREAM est adapté à des bassins versants élémentaires de petites dimensions de 10 à 1000 ha. Or, dès qu'on cherche à proposer des techniques de gestion agronomique afin de limiter le ruissellement et l'érosion des sols, il est souvent nécessaire de tenir compte des unités de décision tels que les exploitations agricoles, les communes, voire des regroupements de communes. Dans ce cas, la surface de référence est généralement beaucoup plus vaste, de plus elle peut s'étendre sur plusieurs bassins versants élémentaires pas nécessairement contigus. Il est donc nécessaire d'envisager des démarches permettant de modéliser les risques d'érosion pour des surfaces plus grandes.

Dans cette optique, une perspective intéressante réside dans l'utilisation de données d'entrée issues de la télédétection. Un essai d'adaptation du modèle à ce type de données d'entrées est actuellement en cours (cf. Annexe 1). Le modèle STREAM est modifié par étapes afin de pouvoir tester les conséquences de chaque simplification : (1) les simulations sont réalisées avec des données d'entrée collectées sur le terrain, mais il n'est pas tenu compte des motifs agraires dans le calcul du réseau d'écoulement; (2) les simulations sont toujours réalisées avec des données de terrain mais reclassifiées comme si il s'agissait de données issues de la télédétection; (3) les simulations sont réalisées à partir d'images LANDSAT TM et RADARSAT reclassifiées. Pour évaluer les capacités d'infiltration deux tableaux de correspondances sont nécessaires. Les paramètres d'entrée sont la pente, l'occupation du sol issue d'images télédétectées reclassifiées, des indices de rugosité de surface extraits de Radarsat et l'antécédent hydrique.

Ce type d'approche régional répond à une forte demande sociale et la démarche développée avec STREAM semble bien y répondre.

**Bibliographie**

---

- Aboujaoudé, A., Belleudy, P. and Vauclin, M., 1991. A numerical study of infiltration through crusted soils: flat and other surface configurations. *Soil Technology*, 4: 1-18.
- Abrahams, A.D., Li, G. and Parsons, A.J., 1996. Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 35-47.
- Abrahams, A.D., Luk, S.-H. and Parsons, A.J., 1988. Threshold relations for the transport of sediment by overland flow on desert hillslopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 407-419.
- Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., 1991. Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modelling. *Water Resources Research*, 27(8): 1827-1836.
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J. and Luk, S.-H., 1986. Resistance to overland flow on desert hillslopes. *Journal of Hydrology*, 88: 343-363.
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J. and Luk, S.H., 1989. Distribution of overland flow on desert hillslopes and its implications for modelling soil erosion. *Journal of Hydrology*, 106: 177-184.
- Agassi, M. and Bradford, J.M., 1999. Methodologies for interrill soil erosion studies. *Soil and Tillage Research*, 49: 277-287.
- Al-Durrah, M.M. and Bradford, J.M., 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 836-840.
- Alonso, C.V., Neibling, W.H. and Foster, G.R., 1981. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling. *Transactions of the ASAE*, 24: 1211-1220, 1226.
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. *Processus, Facteurs, Modèles*. H.G.A., Bucarest, 200 pp.
- Amezketta, E., Singer, M.J. and Le Bissonnais, Y., 1996. Testing a new procedure for measuring water-stable aggregation. *Soil Science Society of America journal*, 60(3): 888-894.
- Anger, D.A. and Mehuis G.R., 1989. Effects of cropping on carbohydrate content and water stable aggregation of a clay soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 69: 373-380.
- Attou, F., Bruand, A. and Le Bissonnais, Y., 1998. Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. *European Journal of Soil Science*, 49: 569-577.
- Auzet, A.V., Boiffin, J. and Ludwig, B., 1995. Concentred flow erosion in cultivated catchments: influence of soil surface state. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 5.
- Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Ludwig, B. and Maucorp, J., 1993. Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the North of France. *Catena*, 20: 41-62.
- Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Maucorp, J. and Ouvry, J.F., 1990. An approach to the assessment of Erosion Forms and Erosion Risk on Agricultural Land in the Northern Paris Basin, France. In: J. Boardman, D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), *Soil Erosion on Agricultural Land*. Wiley, Chichester, pp. 383-400.
- Bagnold, R.A., 1960. Sediment discharge and stream power, a preliminary announcement. *U. S. Geological Survey*, 421: 23.
- Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *Us Geological Survey Prof. Pap.*, 422.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F. and Monke, E.J., 1980. ANSWERS: a model for watershed planning. *Trans. of the ASAE*, 23(4): 938-944.
- Benkhadra, H., 1997. Battance, ruissellement et érosion diffuse sur les sols limoneux cultivés : Déterminisme et transfert d'échelle de la parcelle au petit bassin versant. Thèse Université d'Orléans, Orléans, 214 pp.
- Bennett, H.H., 1926. Some comparisons of the properties of humid tropical and humid temperate American soils, with special reference to indicated relationships between chemical composition and physical properties. *Soil Science*, 21: 349-375.
- Bergsma, A., Charman, P., Gibbons, F., Hurni, H., Moldenhauer, W.C., and Panichapong, S., 1996. Terminology for soil erosion and conservation. *ISSS, Wageningen*.
- Best, J.L., 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology*, 35: 481-498.
- Beuselinck, L., Govers, G., Steegen, A. and Hairsine, P.B., 1998. Experiments on sediment deposition by overland flow. In: W. Summer, E. Klaghofer and W. Zhang (Editors), *Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes*. IAHS, Vienna, pp. 91-96.
- Beuselinck, L., Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I. And Poesen, J., 2000.

- Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt. *Geomorphology*, 32: 69-82.
- Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16: 43-51.
- Beven, K.J., 1996. Equifinality and uncertainty in geomorphological modelling. In: B.L. Rhoads and C.E. Thorn (Editors), *The scientific nature of geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 289-312.
- Boardman, J., 1998. Modelling soil erosion in real landscapes: a Western European perspective. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Modelling Soil Erosion by Water*. Global Environmental Change. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 17-29.
- Boardman, J. and Favis-Mortlock, D., 1998. *Modelling Soil Erosion by Water*. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Modelling Soil Erosion by Water*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 3-5.
- Boardman, J., Ligneau, L., De Roo, A. and Vandaele, K., 1994. Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe. *Geomorphology*, 10: 183-196.
- Bohm, P. and Gerold, G., 1995. Pedo-hydrological and sediment responses to simulated rainfall on soils of the Konya Uplands (Turkey). *Catena*, 25: 63-76.
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Doc. Ing. de l'INA-PG, 320 pp.
- Boiffin, J., 1986. Stages and time dependency of soil crusting in situ. In: F. Caillebaud, D. Gabriels and M. De Boodt (Editors), *Assessment of soil surface sealing and crusting*. Flanders Research Center for Soil Erosion and Soil Conservation, Ghent, pp. 91-98.
- Boiffin, J. and Monnier, G., 1986. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In: F. Caillebaud, D. Gabriels and M. De Boodt (Editors), *Assessment of soil surface sealing and crusting*. Flanders Research Center for Soil Erosion and Soil Conservation, Ghent, pp. 210-217.
- Boiffin, J., Papy, F. and Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I - Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, 8: 663-673.
- Botterweg, P., 1998. Snowmelt and frozen soils in simulation models. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop*. Global change: modelling soil erosion by water. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Oxford, UK, pp. 365-376.
- Bradford, J.M., Ferris, J.E. and Remley, P.A., 1987. Interrill soil erosion processes : II. Relationship of splash detachment to soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1571-1575.
- Bradford, J.M. and Huang, C., 1994. Interrill soil erosion as affected by tillage and residue cover. *Soil and Tillage Research*, 31: 353-361.
- Bresson, L.M. and Boiffin, J., 1990. Morphological characterisation of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47: 301-325.
- Bresson, L.M. and Valentin, C., 1994. Soil surface crust formation: contribution of micromorphology. In: H. Ringrose-Voase A., G. (Editor), *Soil Micromorphology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 737-762.
- Browning, G.M., Parish, C.L. and Glass, J.A., 1947. A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23: 246-249.
- Brunori, F., Penzo, M.C. and Torri, D., 1989. Soil shear strength: its measurement and soil detachability. *Catena*, 16: 59-71.
- Bryan, R., 1996. Erosional response to variations in interstorm weathering conditions. In: M.G. Anderson and S.M. Brooks (Editors), *Advances in hillslope processes*. John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 589-612.
- Bryan, R.B., 1979. The influence of slope angle on soil entrainment by sheetwash and rainsplash. *Earth Surface Processes and Landforms*, 4: 43-58.
- Bryan, R.B., 1981. Soil erosion under simulated rainfall in the field and laboratory: variability of erosion under controlled conditions. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 133: 391-404.

- Bryan, R.B., 1987. Processes and significance of rill erosion. *Catena*, 8: 1-16.
- Bryan, R.B., 1990. Knickpoint evolution in rillwash. *Catena*, 17: 111-132.
- Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32: 385-415.
- Bryan, R.B. and De Ploey, J., 1983. Compatibility of soil erosion measurements with different laboratory rainfall simulators. *Catena*, 4: 33-57.
- Bryan, R.B., Hawke, R. and Rockwell, D.M., 1998. The influence of subsurface moisture on rill system initiation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 773-789.
- Bryan, R.B. and Jones, J.A.A., 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology*, 20: 209-218.
- Bryan, R.B. and Poesen, J.W.A., 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14: 211-231.
- Bryan, R.B. and Rockwell, D.L., 1998. Water table control on rill initiation and implications for erosional response. *Geomorphology*, 23: 151-169.
- Bull, L.J. and Kirkby, M.J., 1997. Gully processes and modelling. *Progress in Physical Geography*, 21(3): 354-374.
- Casenave, A. and Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration. Orstom, Paris.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Bourrenane, H. and Souchère, V., submittedb. Rilling development on cultivated hillslopes during two extreme events. *Soil and Tillage Research*.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchère, V., Martin, P. and Lecomte, V., Submitted. concentration of suspended particles in interrill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Cerdan, O., Souchère, V., Lecomte, V., Couturier, A. and Le Bissonnais, Y., in press. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff and erosion model STREAM (Sealing Transfer Runoff Erosion Agricultural Modification). *Catena*, in press.
- Chaplot, V. and Le Bissonnais, Y., 1999. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 1-10.
- Chaplot, V. and Le Bissonnais, Y., 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 145-153.
- Chenu, C., Le Bissonnais, Y. and Arrouays, D., 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1479-1486.
- Chisci, G., Sfalanga, M. and Torri, D., 1985. An experimental model for evaluating soil erosion on a single-rainstorm basis. In: S.A. El Swaifi, W.C. Molenhauer and A. Lo (Editors), *Soil erosion and conservation*. Soil Conservation of America, Ankeny, Iowa, pp. 558-565.
- Churchman, G.J. and Tate, K.R., 1987. Stability of aggregates of different size grades in allophanic soils from volcanic ash in New Zealand. *Journal of Soil Science*, 38: 19-27.
- Coote, R., Malcolm-Govern, A., Wall, G.J., Dickinson, W.T. and Rudra, R.P., 1988. Seasonal variation in soil erodibility indices based on shear strength and aggregate stability in some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 68: 405-416.
- Cresswell, H.P., Smiles, D.E. and Williams, J., 1992. Soil structure, soil hydraulic properties and the soil water balance. *Australian Journal of Soil Research*, 30: 265-283.
- Dangler, E.W. and El-Swaify, S.A., 1977. Erosion of selected Hawaii soils by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 769-773.
- De Ploey, J., 1971. Liquefaction and rainwash erosion. *Z. Geomorphol.*, 15: 491-496.
- De Ploey, J., 1972. A quantitative comparison between rainfall erosion capacity in a tropical and a middle-latitude region. *Geographical Polonica*, 23: 141-150.
- De Ploey, J. and Mucher, H.J., 1981. A consistency index and rainwash mechanisms on Belgian loamy soils. *Earth Surface Processes Landforms*, 6: 319-330.
- De Ploey, J. and Savat, J., 1968. Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. *Z. Geomorphol.*, 12: 174-193.
- De Roo, A.P.J., 1993. Modelling surface runoff and soil erosion in catchment using Geographical Information Systems ; validity and applicability of the 'ANSWER' model in two catchments in the loess area of South Limburg. (The Netherlands) and one in Devon (UK). PhD Thesis, Utrecht.
- De Roo, A.P.J., 1998. Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS.

- Hydrological Processes, 12: 905-922.
- De Roo, A.P.J., Offermans, R.J.E. and Cremers, N.H.D.T., 1996b. LISEM: A single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins: II. Sensivity analysis, validation and application. *Hydrological processes*, 10(8): 1119-1126.
- De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G. and Ritsema, C.J., 1996a. LISEM: A single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. *Hydrological processes*, 10(8): 1107-1117.
- DeCoursey, D.G., 1985. Mathematical models for nonpoint water pollution control. *Journal of Soil and Water Conservation*, 40: 408-413.
- Desmet, P.J.J. and Govers, G., 1996. Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implication for predicting ephemeral gullies. *International Journal of geographical Information Systems*, 10: 311-331.
- Desmet, P.J.J., Poesen, J., Govers, G. and Vandaele, K., 1999. Importance of slope gradient and contributing areas for optimal prediction of the initiation and trajectory of ephemeral gullies. *Catena*, 37: 377-392.
- Dietrich, W.E. and Dunne, T., 1993. The channel head. In: K. Beven and M.J. Kirkby (Editors), *Channel Network Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 175-219.
- Dillon, W.R. and Goldstein, M., 1984. *Multivariate Analysis, Methods and Applications*. Wiley, New York.
- Dubois, D. and Prade, H., 1987. *Théorie des possibilités*. Masson.
- Dubois, D., Prade, H. and Yager, R., 1999. Merging fuzzy information. In: J. Bezdek, D. Dubois and H. Prade (Editors), *The handbook of fuzzy sets series*. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Dunne, T., 1990. Hydrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: C.G. Higgins and D.R. Coates (Editors), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth Processes and Landforms*. *Geol. Soc. Am. Pap.*, pp. 1-28.
- Dunne, T. and Dietrich, W.E., 1980. Experimental study of Horton overland flow: II. Hydraulic characteristics and hillslopes hydrographs. *Z. Geomorphol.*, 35: 60-80.
- Eimberck, M., 1990. Facteurs d'érodibilité des sols limoneux : réflexions à partir du cas du Pays de Caux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXV(1-2): 81-94.
- Ellison, W.D., 1944. Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, 25: 131-136.
- Ellison, W.D., 1947. Soil erosion. *Soil Science Society Proceedings*: 479-484.
- Emerson, W.W., 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, 5: 47-57.
- Emerson, W.W. and Greenland, D., 1990. Soil aggregates- Formation and stability. In: M. De Boodt, M. Hayes and A. Herbillon (Editors), *Soil colloids and their associations in aggregates*. Plenum Press, New York, pp. 485-511.
- Emmett, W.W., 1970. The hydraulics of overland flow on hillslopes. *U.S. Geol. Prof. Pap.*: 662-664.
- Evans, R., 1998. Field data and erosion models. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Eds), *Modelling Soil Erosion by Water*. Global Environmental Change. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 313-327.
- Falkenmark, M. and Chapman, T., 1989. *Comparative hydrology - An ecological approach to land and water resources*. UNESCO, Paris, 479 pp.
- Farres, P.J., 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 14: 119-130.
- Favis-Mortlock, D.T., 1998. Evaluation of field-scale erosion models on the UK South Downs. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Modelling Soil Erosion by Water*. Global Environmental Change. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 43-53.
- Favis-Mortlock, D.T., Boardman, J., Parsons, A.J. and Lascelles, B., 2000. Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological processes* 14: 2173-2205.
- Favis-Mortlock, D.T., Quinton, J.N. and Dickinson, W.T., 1996. The GCTE validation of soil erosion models for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51: 391-396.
- Ferro, V., 1998. Evaluating overland flow sediment transport capacity. *Hydrological Processes*, 12: 1895-1910.
- Folly, A., Quinton, J.N. and Smith, R.E., 1999. Evaluation of the EUROSEM model using data from the Catsop watershed, the Netherlands. *Catena*, 37: 507-519.

- Foster, G. and Meyer, L., 1975. Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics, Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources. ARS-S-40, USDA-Sci. and Educ. Admin., Washington, DC, pp. 190-204.
- Foster, G.R., 1982. Modelling the erosion process. In: C.T. Haan, H.P. Johnson and D.L. Brakensiek (Editors), Hydrologic Modelling of Small Watersheds. American Soc. of Agric. Engr., St Joseph, Michigan, pp. 295-380.
- Foster, G.R., 1986. Understanding ephemeral gully erosion, National Research Council, Board on Agriculture. National Academy Press, Washington, DC, pp. 90-118.
- Foster, G.R., 1990. Process-based modelling of soil erosion by water on agricultural land. In: J. Boardman, D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, Chichester, pp. 429-445.
- Foster, G.R. and Lane, L.J., 1987. Beyond the USLE: Advancements in soil erosion prediction. In: L.L. Boersma and et al. (Editors), Future Developments in Soil Science Research. Soil Sci. Soc. of Amer., Madison, Wisconsin, pp. 315-326.
- Foster, G.R., Meyer, L.D. and Onstad, C.A., 1977. An erosion equation derived from basic erosion principles. Transaction of American Society of Agricultural Engineering, 20(4): 683-687.
- Fox, D.M. and Le Bissonnais, Y., 1998. A process-based analysis of the influence of aggregate stability on surface crusting, infiltration, and interrill erosion. Soil Science Society of America Journal, 62(3): 717-724.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. and Bruand, A., 1998. The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. Catena, 32: 97-100.
- Freeze, 1980. A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. Water Resources Research, 21(2): 229-248.
- Fullen, M.A. and Reed, A.H., 1987. Rill erosion on arable loamy sands in the West Midlands of England. In: R.B. Bryan (Editor), Rill erosion, processes and significance. Catena, Suppl. 8, pp. 85-96.
- Fuller, R., 1996. Fuzzy multiple criteria decision making: Recent developments. Fuzzy Sets and Systems, 78: 139-153.
- Gallien, E., Le Bissonnais, Y., Eimberck, M., Benkhadra, H., Ligneau, L., Ouvry, J. F. and Martin, P., 1995. Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol limoneux cultivé. Cahiers Agricultures, 4: 171-83.
- Ghadiri, H. and Payne, D., 1986. The risk of leaving the soil surface unprotected against falling rain. Soil and Tillage Research, 8: 119-130.
- Ghadiri, H. and Payne, D., 1988. The formation and characteristics of splash following raindrop impact on soil. Journal of Soil Science, 39: 563-575.
- Gilley, J.E., Kottwitz, E.R. and Simanton, J.R., 1990. Hydraulic characteristics of rills. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., 33: 1900-1906.
- Govers, G., 1985. Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. Soil Science Society of America Journal, 12: 35-49.
- Govers, G., 1987. Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg experimental site. In: B. R.B. (Editor), Rill erosion, processes and significance. Catena, 17-34.
- Govers, G., 1991. Spatial and temporal variations in splash detachment: a field study. Catena supplement, 20: 15-24.
- Govers, G., Everaert, W., Poesen, J., Rauws, G., De Ploey, J. and Lautridou, J. P., 1990. A long flume study of the dynamic factors affecting the resistance of a loamy soil to concentrated flow erosion. Earth Surface Processes and Landforms, 15: 313-328.
- Govers, G. and Loch, R.J., 1993. Effects of initial water content and soil mechanical strength on the runoff erosion resistance of clay soils. Australian Journal of Soil Research, 31(5): 549-566.
- Govers, G. and Rauws, G., 1986. Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds. Earth Surface Processes and Landforms, 11: 515-524.
- Govers, G., Takken, I. and Helming, K., 2000. Soil roughness and overland flow. Agronomie, 20: 131-146.
- Grissinger, E.H., 1966. Resistance of selected clay systems to erosion by water. Water Resources Research, 2: 131-138.
- Guerif, J., 1990. Conséquences de l'état structural sur les propriétés et les comportements physiques et



- mécaniques. In: J. Boiffin and Marin-Laflèche (Editors), *La structure du sol et son évolution: conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur. Les colloques de l'INRA*. INRA éditions, pp. 71-89.
- Guy, B.T., Dickinson, W.T. and Rudra, R.P., 1987. The roles of rainfall and runoff in the sediment transport capacity of interrill flow. *Am. Soc. Agric. Eng.*, 86: 1-35.
- Hairsine, P.B. and Rose, C.W., 1992a. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 1 : Sheet flow. *Water Resources Research*, 28(1): 237-243.
- Hairsine, P.B. and Rose, C.W., 1992b. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 2 : Rill flow. *Water Resources Research*, 28(1): 245-250.
- Harris, M.T. and Boardman, J., 1990. A rule-based Expert System Approach to Predicting Waterborne Soil Erosion. In: J. Boardman, D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), *Soil Erosion on Agricultural Land*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 401-412.
- Haynes, R.J., 1993. Effect of sample pretreatment on aggregate stability measured by wet sieving or turbidimetry on soils of different cropping history. *Journal of Soil Science*, 44: 261-270.
- Haynes, R.J. and Swift, R.S., 1990. Stability of soil aggregates in relation to organic constituents and soil water content. *Journal of Soil Science*, 41: 73-83.
- Helming, K., Römkens, M.J.M. and Prasad, S.N., 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 243-250.
- Hénin, S., Monnier, G. and Combeau, A., 1958. Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques*, 9: 73-92.
- Horn, R., 1988. Compressibility of arable land. In: Dresher, J., Horn, R., DeBoodt, M. (Eds), *Impact of water and external forces on soil structure*. *Catena*, 11: 53-71, Supp. Bd.
- Horn, R., Taubner, H., Wutke, M. and Baumgartl, T., 1994. Soil physical properties in processes related to soil structure. *Soil Tillage Research*, 30: 187-216.
- Horton, R.E., 1938. Rain wave-trains. *Trans. Am. Geophys. union*, 19: 368-374.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56: 370-375.
- Horton, R.E., Leach, H.R. and Van Vliet, R., 1934. Laminar sheetflow. *Am. Geophys. Union Trans.*, 2: 393-404.
- Houghton, P.D. and Charman, P.E.V., 1986. Glossary of terms, used in soil conservation. Soil conservation Service of New South Wales.
- Howard, A.D. and Mac Lane, C.F., 1988. Erosion of cohesionless sediment by groundwater sapping. *Water Resources Research*, 24: 1659-1674.
- Huang, C. and Bradford, J.M., 1993. Analyses of slope and runoff factors based on the WEPP erosion model. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 1176-1183.
- Huang, C.H., 1995. Empirical analysis of slope and runoff for sediment delivery from interrill areas. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 982-990.
- Huang, C.H., 1998a. Sediment regimes under different slope and surface hydrologic conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 423-430.
- Huang, C., 1998b. Quantification of soil microtopography and surface roughness. In: P. Baveye, J.Y. Parlange and B.A. Stewart (Eds), *Fractals in Soil Science*. *Advances in soil science*. CRC Press, pp. 153-168.
- Imeson, A.C., Kirkby, M.J., 1996. Scaling up processes and models from the field plot to the watershed and regional areas. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51: 391-396.
- Iverson, R.M. and Major, J.J., 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resources Research*, 22: 1543-1548.
- J.O., 1999. du 30 Décembre Arrêté du 29 décembre portant constatation de l'état de catastrophe naturelle. NOR : INTE9900627A. 302.
- J.O., 2000. Numéro du 21 Juin page 9285. Textes généraux Ministère de l'intérieur. Arrêté du 14 juin 2000 portant constatation de l'état de catastrophe naturelle. NOR : INTE0000309A. 142.
- Jetten, V., De Roo, A. and Favis-Mortlock, D., 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, 37: 521-541.
- Kamphorst, E., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T. and Paz, A., 2000. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1749-1758.

- Kashiwaya, K., 1978. On the rill net in a slope system. *Bull. Dinaster Prev. Res. Inst.*, 28: 69-93.
- Kazman, Z., Shainberg, I. and Gal, M., 1983. Effect of low level of exchangeable sodium and applied phosphogypsum on the infiltration rate of various soils. *Soil Science*, 135: 184-192.
- Kemper, W.D. and Rosenau, R.C., 1986. Aggregate stability and size distribution. In: A. Klute (Editor), *Methods of Soil Analysis*, part 1. Agronomy Monographs. American Society of Agronomy, Madison.
- King, D. and Le Bissonnais, Y., 1992. Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C. R. Acad. Agric. Fr.*, 78(6): 91-105.
- Kinnell, P., 1982. Laboratory studies on the effect of drop size on splash erosion. *Journal of Agricultural Engineering Research*: 27.
- Kinnell, P.I.A., 1985. The influence of flow discharge on sediment concentrations in raindrop induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, 26: 575-582.
- Kinnell, P.I.A., 1990. The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, 28: 497-516.
- Kinnell, P.I.A., 1993. Runoff as a factor influencing experimentally determined interrill erodibilities. *Australian Journal of Soil Research*, 31(3): 333-342.
- Kinnell, P.I.A. and Cummings, D., 1993. Soil/slope gradient interactions in erosion by rain-impacted flow. *Trans. ASAE*, 36: 381-387.
- Kinnell, P.I.A. and Risse, L.M., 1998. USLE-M: Empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 1667-1672.
- Kinnell, P.I.A. and Wood, T.J., 1992. Isolating erosivity and erodibility components in erosion by rain impacted flow. *Trans. ASAE*, 35: 201-205.
- Knisel, W.G., 1980. CREAMS : a field-scale models for chemicals, runoff and erosion form agricultural management systems. 26, U.S. département of agriculture.
- Lane, L.J., Shirley, E.D. and Singh, V.P., 1988. Modeling erosion and hillslopes. In: G.M. Anderson (Editor), *Modelling Geomorphological Systems*. John Wiley & sons, pp. 287-308.
- Laws, J.O., 1940. Recent studies in raindrops and erosion. *Agric. Engr.*, 21: 431-433.
- Laws, J.O., 1941. Measurement of fall velocity of water-drops and raindrops. *Trans. Am. Geophys. Union*, 22: 709-721.
- Laws, J.O. and Parsons, D.A., 1943. The relation of raindrop size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 24: 452-460.
- Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. In: R.B. Bryan (Editor), *Soil erosion - experiments and models*, pp. 13-28.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : I Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 47: 425-437.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. and Daroussin, J., 1998b. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m<sup>2</sup> to small catchments. *Soil and Tillage Research*, 46: 69-80.
- Le Bissonnais, Y., Bruand, A. and Jamagne, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: relation between aggregate breakdown and crust structure. *Catena*, 16: 377-392.
- Le Bissonnais, Y., Fox, D. and Bresson, L.-M., 1998a. Incorporating crusting processes in erosion models. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Modelling Soil Erosion by Water*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 237-246.
- Le Bissonnais, Y. and Le Souder, C., 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols*, 2(1): 43-56.
- Le Bissonnais, Y., Renaux, B. and Delouche, H., 1995. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*, 25: 33-46.
- Le Bissonnais, Y. and Singer, M.J., 1993. Seal formation, runoff and interrill erosion from 17 California soils. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 224-229.
- Lecomte, V., 1999. Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant : Processus, déterminisme et modélisation spatiale, *ENGREF*, 242 pp.
- Lecomte, V., Le Bissonnais, Y. and Cerdan, O. Effect of vegetated filter strips on runoff and erosion. Submitted *Agromonie*.

- Lecomte, V., Le Bissonnais, Y., Renaux, B., Couturier, A. and Ligneau, L., 1997. Erosion hydrique et transfert de produits phytosanitaires dans les eaux de ruissellement. *Cahiers Agricultures*, 6: 175-183.
- Loch, R.J., 1994. A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. *Australian Journal of Soil Science*, (32) 687-700.
- Ludwig, B., 1992. L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du Nord du Bassin Parisien : analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire. Thèse de Doc. de l'Université Louis Pasteur - Strasbourg I Thesis, 201 pp.
- Ludwig, B., Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., King, D. and Chadoeuf, J., 1996a. Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et gestion des Sols*, 3(1): 53-70.
- Ludwig, B., Boiffin, J., Chadoeuf, J. and Auzet, A.V., 1995. Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments. *Catena*, 25: 227-252.
- Ludwig, B., Daroussin, J., King, D. and Souchère, V., 1996b. Using GIS to predict concentrated flow erosion in cultivated catchments, *Hydrology and water resources management*. IAHS Publication, Proceeding of the Vienna Conference, April 1996, pp. 429-436.
- Luk, S.-H. and Hamilton, H., 1986. Experimental effects of antecedent moisture and soil strength on rainwash erosion of two luvisols. *Geoderma*, 37: 29-43.
- Mannaerts, C., 1992. Assessment of the transferability of laboratory rainfall-runoff and rainfall-soil loss relationships to field and catchment scales, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, Enschede, Netherlands.
- Martin, P., 1999. Reducing Flood risk from sediment-laden agricultural runoff using intercrop management techniques in northern France. *Soil and Tillage Research*, 52: 233-245.
- Martin, P., Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Ligneau, L. and Ouvry, J.-F., 1997. Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en Pays de Caux (Normandie). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2: 143-154.
- McIntyre, D., 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*, 85: 185-189.
- Merz, W. and Bryan, R.B., 1993. Critical conditions for rill initiation on sandy loam Brunisols: laboratory and field experiments in southern Ontario, Canada. *Geoderma*, 57: 357-385.
- Meyer, L., Foster, G. and Römken, M.J.M., 1975. Source of soil eroded by water from upland slopes, Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources. Proc. Sediment Yield Worksh. ARS-S-40, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC, Oxford, pp. 177-189.
- Meyer, L.D., 1981. How rainfall intensity affects interrill erosion. *Transactions of the ASAE*, 23: 1472-1475.
- Meyer, L.D., 1984. Evolution of the Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 39(2): 99-104.
- Meyer, M.D. and Wischmeier, W.H., 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Trans. American Soc. of Agric. Engr.*, 12(6): 754-758.
- Middleton, H.E., 1930. Properties of soils which influence soil erosion. U.S. Dep. Agric. Tech., 178.
- Mitchell, J.K. and Jones, A.B., 1978. Micro-relief surface depression storage changes during rainfall events and their application to rainfall runoff models. *Water Resources Bulletin*, 14: 777-802.
- Monnier, G., 1965. Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols. Thèse de Doctorat Thesis, Université de Paris VII.
- Monnier, G., Boiffin, J. and Papy, F., 1986. Réflexions sur l'érosion hydrique en conditions climatiques et topographiques modérées : cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cahiers ORSTOM, série pédologie*, 22(2): 123-131.
- Moore, I.D. and Burch, G.J., 1986. Modelling erosion and deposition: topographic effects. *Trans. of ASAE*, 29: 1624-1640.
- Moore, I.D., Burch, G.J. and Mackenzie, D.H., 1988. Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Trans. of ASAE*, 31(4): 1098-1107.
- Moore, I.D. and Foster, G.R., 1990. Hydraulics and overland flow. In: M.G. Anderson and T.P. Burt (Editors), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 215-254.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N. and Rickson, R.J., 1994. Modelling methodology for soil erosion

- assessment and soil conservation design: the EUROSEM approach. *Outlook on Agriculture*, 23(1): 5-9.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A.; Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D. and Styczen, M.E., 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 527-544.
- Moss, A.J., 1988. The effects of flow-velocity variations on rain-driven transportation and the role of raindrop impact in the movement of solids. *Australian Journal of Soil Research*, 26: 271-289.
- Moss, A.J. and Green, P., 1983. Movement of solids in air and water by raindrop impact. Effects of drop-size and water-depth variations. *Australian Journal of Soil Research*, 21: 257-269.
- Mostaghimi, S., Young, R.A., Wilts, A.R. and Kenimer, A.L., 1988. Effects of frost action on soil aggregate stability. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 32: 435-439.
- Mualem, Y. and Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resource Research*, 25: 2101-2108.
- Mualem, Y., Assouline, S. and Rohdenburg, R.H., 1990. Rainfall induced soil seal (A): a critical review of observations and models. *Catena*, 17: 185-203.
- Mullins, C.E. and Lei, G.J., 1995. Mechanisms and characterization of hard-setting soils. In: H. So, G.D. Smith, S.R. Paine, B.M. Schofer and R.J. Loch (Editors), *Sealing, Crusting and Hard-setting Soils Productivity and Conservation*. ASSI Publication, pp. 157-176.
- Musgrave, G.W., 1947. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2(3): 133-138.
- Mutchler, C.K. and Larson, C.L., 1971. Splash amounts from waterdrops impact on a smooth surface. *Water Resources Research*, 7: 195-200.
- Nachtergaele, J. and Poesen, J., 1999. Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 693-706.
- Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J. and Finkner, S.C., 1989. A process-based soil erosion model for UDSA: water erosion prediction project technology. *Trans. of the ASAE*, 32(5): 1587-1593.
- Nearing, M.A. and Nicks, A.D., 1998. Evaluation of the Water Erosion Prediction Project (WEPP) model for hillslopes. In: J. Boardman and D. Favis-Mortlock (Editors), *Modelling Soil Erosion by Water*. Global Environmental Change. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 43-53.
- Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A., Larionov, G.A., West, L.T. and Dontsova, K.M. 1998. Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research*, 7: 157-176.
- Nearing, N.A., Lane, L.J. and Lopes, V.L., 1994. Modelling soil erosion. In: R. Lal (Editor), *Soil erosion research methods*. Soil and Water Conservation Press, pp. 127-156.
- Ouvry, J.F., 1990. Effet des techniques culturales sur la susceptibilité des terrain à l'érosion par ruissellement concentré : expérience du Pays de Caux (France). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXV(1-2): 157-169.
- Ouvry, J.F., 1992. L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 2: 107-113.
- Palmer, R.S., 1963. The influence of thin water layer on water drop impact forces. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 68: 141-148.
- Papy, F. and Boiffin, J., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. II - Evaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie*, 8(9): 745-756.
- Papy, F. and Boiffin, J., 1989. The use of farming systems for the control of runoff and erosion. In: U. Schwertmann, R.J. Rickson and K. Auerswald (Editors), *Soil Erosion Protection Measures in Europe*. Catena Verlag, Cremlingen, pp. 29-38.
- Papy, F. and Douyer, C., 1991. Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie*, 11(3): 201-215.
- Papy, F. and Souchère, V., 1993. Control of overland runoff and talweg erosion: land management approach. In: S. Wicherek (Editor), *Temperate Plains Environment and Hills*. Elsevier Science Publishers B.V, pp. 503-514.

- Park, S.W., Mitchell, J.K. and Bubenzer, G.D., 1982. Splash erosion modelling: physical analysis. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 25: 357-361.
- Parsons, A.J., Abrahams, A.D. and Luk, S.H., 1990. Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope southern Arizona. *Journal of Hydrology*, 117: 255-273.
- Parsons, A.J., Wainwright, J., Abrahams, A.D. and Simaton, R.J., 1997. Distributed dynamic modelling of interrill overland flow. *Hydrological Processes*, 11: 1833-1859.
- Phlebs, H.O., 1975. Shallow laminar flows over rough granular surfaces. *Am. Soc. Civ. Eng. Proc.*, 101: 367-384.
- Poesen, J., 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and orntonian overland flow volume. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd*, 49: 117-131.
- Poesen, J. and Ingelmo-Sanchez, F., 1992. Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover and position. *Catena*, 19: 451-474.
- Poesen, J. and Savat, J., 1981. Detachment and transportation of loose by raindrop splash. part II. Detachability and transportability measurements. *Catena*, 8: 19-41.
- Poesen, J., Vandaele, K. and van Wesemael, B., 1996. Contribution of gully erosion to sediment production in cultivated lands and rangelands. In: D.E. Walling and B.W. Webb (Editors), *Erosion and sediment yield: global and regional perspectives*. IAHS Publication, Proceeding of Exeter Symposium, UK, 15-19 July 1996, pp. 251-266.
- Proffitt, A.P.B., Rose, C.W. and Hairsine, P.B., 1991. Rainfall detachment and deposition : experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Science Society of America Journal*, 55: 325-332.
- Quinton, J.N., 1994. Validation of physically based erosion models, with particular reference to EUROSEM. In: R.J. Rickson (Editor), *Conserving Soil Resources: European perspectives*. CAB International, Wallingford, Oxfordshire, pp. 300-313.
- Rauws, G., 1988. Laboratory experiments on resistance to overland flow due to composite roughness. *Journal of Hydrology*, 103: 37-52.
- Rauws, G. and Auzet, A.V., 1989. Laboratory experiments on the effects of simulated wheel trackings on linear soil erosion. *Soil & Tillage Research*, 19: 75-81.
- Rauws, G. and Govers, G., 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science*, 39: 111-124.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Mac Cool, D.A. and Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), *Agric. Handb. U. S. Gov. Print. Office, Washington, D C*.
- Römken, M.J.M., Prasad, S.N. and Gerits, J.J.P., 1997. Soil erosion modes of sealing soils: a phenomenological study. *Soil Technology*, 11: 31-41.
- Römken, M.J.M. and Wang, J.Y., 1986. Effect of tillage on surface roughness. *Trans. ASAE*, 29: 429-433.
- Rose, C., 1960. Soil detachment caused by rainfall. *Soil Science*, 89: 28-35.
- Rose, C., Williams, J., Sander, G. and Barry, D., 1983. A mathematical model of soil erosion and deposition processes: I. Theory for a plane land element. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 991-995.
- Rose, C.W., 1985. Developments in soil erosion and deposition models. In: B.A. Stewart (Editor), *Advanced Soil Science*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1-64.
- Rowntree, K.M., 1982. Sediment yields from a laboratory catchment and their relationship to rilling and surface armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7: 153-170.
- Roy, A.G. and Bergeron, N., 1990. Flow particle paths at a natural river confluence with coarse bed material. *Geomorphology*, 3: 99-112.
- Roy, A.G., Roy, R. and Bergeron, N., 1988. Hydraulic geometry and changes in flow velocity at a river confluence with coarse bed material. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 583-598.
- Saby, N., 1998. Etudes de méthodes d'évaluation de l'aléa érosif. Application à la cartographie de l'aléa érosif sur une zone du sillon inter-andin (Bassin de Quito-Equateur). DAA ENSAR, Rennes.
- Salles, C. and Poesen, J., 2000. Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrological processes*, 14: 271-282.

- Salles, C., Poesen, J. and Govers, G., 2000. Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy. *Water Resources Research*, 36(9): 2721-2729.
- Savat, J., 1977. The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2: 125-140.
- Savat, J., 1980. Resistance to flow in rough supercritical sheet flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5: 103-122.
- Savat, J. and Poesen, J., 1981. Detachment and transport of loose sediments by raindrop splash. Part I. The calculation of absolute data of detachability and transportability. *Catena*, 8: 1-17.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 597-646.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P. and Weaver, W.E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. Wiley-Interscience, New York.
- Sciences, S., 1995. *S-Plus Guide to Statistical and Mathematical Analysis*. Statsci, Seattle.
- Shainberg, I., 1992. Chemical and mineralogical components of crusting. In: M.E. Sumner and B.A. Stewart (Editors), *Soil Crusting: Physical and Chemical Processes*, Lewis, Boca Raton, Florida.
- Sharma, K.D., 1998. A physically-based sediment delivery model for arid regions. Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes. Proceedings of an international symposium, Vienna, Austria, 13(17): 157-164.
- Sheppard, B. and Joe, P., 1994. Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS2DG spectrometer and a POSS doppler radar. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 11: 874-887.
- Shiel, R.S., Adey, M.A. and Lodder, M., 1988. The effect of successive wet / dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. *Journal of Soil Science*, 39: 71-80.
- Singer, M.J., Matsuda, Y. and Blackard, J., 1981. Effect of mulch rate on soil loss by raindrop splash. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 107-110.
- Singh, V.P., Guang-Te, W. and Adrian, D.D., 1997. Flood routing based on diffusion wave equation using mixing cell method. *Hydrological processes*, 11: 1881-1894.
- Singhal, M.K., Mohan, J. and Agrawal, A.K., 1980. Role of grainshear stress in sediment transport. *Irrigation and Power*, 37: 105-108.
- Slattery, M.C. and Bryan, R.B., 1992. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment. *Earth Surface Processes Landforms*, 17: 127-146.
- Smith, D.D., 1941. Interpretation of soil conversation data for field use. *Agric. Eng.*, 22: 173-175.
- Smith, D.D. and Whitt, D.M., 1947. Estimating soil losses from field areas of claypan soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 12: 485-490.
- Smith, R.E. and Woolhiser, D.A., 1971. Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resources Research*, 7(5): 899-913.
- Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F. and Capillon, A., 1998. Effects of tillage on runoff direction: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *Journal of hydrology*, 206: 256-267.
- Steege, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I., Beuselinck, L. and Poesen, J. 2000. Sediment export from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology*, 33: 25-36.
- Stern, R., Ben-hur, M. and Shainberg, I., 1991. Clay mineralogy effect on rain infiltration, seal formation and soil losses. *Soil Science*, 152: 455-462.
- Summer, W. and Zhang, W., 1998. Sediment transport analysed by energy derived concepts. In: W. Summer, E. Klaghofer and W. Zhang (Editors), *Sediment transport and closely related hydrological processes*. IAHS, Vienna, pp. 355-362.
- Takken, I., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Govers, G., Poesen, J. and Degraer, G. 1999. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena*, 37: 431-447.
- Thorne, C.R. and Zevenbergen, L.W., 1990. Prediction of ephemeral gully erosion on cropland in the south-eastern United States. In: J. Boardman, D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), *Soil Erosion on Agricultural Land*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 447-460.
- Thorne, C.R., Zevenbergen, L.W., Grissinger, E.H. and Murphey, J.B., 1986. Ephemeral gullies as

- sources of sediment, Proc. Fourth Federal interagency Sed. Conf., Las Vegas, Nevada, March 24-27, pp. 3.152-3.161.
- Tisdall, J.M. and Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33: 141-163.
- Torri, D., Sfalanga, M. and Del Sette, M., 1987. Splash detachment : runoff depth and soil cohesion. *Catena*, 14: 149-155.
- Truman, C.C., Bradford, J.M. and Ferris, J.E., 1990. Antecedent water content and rainfall energy influence on soil aggregate breakdown. *Soil Science Society of America Journal*, 54: 1385-1392.
- Utomo, W.H. and Dexter, A.R., 1982. Changes in soil aggregate stability induced by wetting and drying cycles in non-saturated soil. *Journal of Soil Science*, 33: 623-637.
- Valentin, C. and Bresson, L.M., 1992. Soil crust morphology and forming processes in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55: 225-245.
- Van Dijck, S., 2000. Effects of agricultural land use on surface runoff and erosion in a mediterranean area, Thesis, Utrecht, 246 pp.
- Van Dijk, P.M., Kwaad, F.J.P.M. and Klapwijk, M., 1996. Retention of water and sediment by grass strips. *Hydrological Processes*, 10(8): 1069-1080.
- Vandaele, K. and Poesen, J., 1995. Spatial and temporal pattern of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena*, 25: 213-226.
- Walker, P.H., Kinnell, P.I.A. and Green, P., 1978. Transport of a noncohesive sandy mixture in rainfall and runoff experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 42: 793-801.
- William, M.A., 1969. Prediction of rainfall splash erosion in the seasonally wet tropics. *Nature*, 222: 763-765.
- Wischmeier, W.H. and D., S.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *USDA Handbook*, 537: 58.
- Wischmeier, W.H. and Mannering, L.V., 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33: 131-137.
- Wischmeier, W.H. and Smith, D.D., 1958. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning, Science and Education Administration, United States Department of Agriculture.
- Wollny, E., 1877. Der Einfluss der Pflanzendecke und Beschattung auf die physikalischen Eigenschaften und die Fruchtbarkeit des Bodens, Berlin, pp. 171-174.
- Yager, R.R., 1993. Families of OWA operators. *Fuzzy sets and systems*, 59: 125-148.
- Yalin, M.S., 1963. An expression for bed-load transportation. *Proc. ASCE*, 89: 221-250.
- Yang, C.T., 1973. Incipient motion and sediment transport. *J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, 99: 1679-1704.
- Yariv, S., 1976. Comments on the mechanism of soil detachment by rainfall. *Geoderma*, 15: 393-399.
- Young, R.A. and Wiersma, J.L., 1973. The role of rainfall impact in soil detachment and transport. *Water Resources Research*, 9(6): 1629-1636.
- Zhang, W. and Cundy, T.W., 1989. Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resources Research*, 25: 2019-2035.
- Zhang, X.C., Nearing, M.A., Miller, W.P., Norton, L.D. and West, L.T., 1998. Modeling interrill sediment delivery. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 438-44.
- Zingg, R.W., 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agric. Engr.*, 21: 59-64.
- Zobeck, T.M. and Onstad, C.A., 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: a review. *Soil and Tillage Research*, 9: 1-20.

## Liste des Figures

---



<b>Figure 1 - 1 :</b> Identification et paramétrisation des facteurs dominant la réponse érosive à l'échelle locale sur la base de résultats expérimentaux. _____	45
<b>Figure 1 - 2 :</b> Intégration des paramètres définis à l'échelle locale dans un modèle spatialisé à l'échelle du bassin versant comprenant trois modules principaux qui permettent de calculer les volumes ruisselés, l'érosion diffuse et l'érosion linéaire. _____	46
<b>Figure 2 - 1:</b> distribution of the surface degradation stages for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season _____	53
<b>Figure 2 - 2:</b> distribution of the roughness classes for the whole set of observations as expressed in surface percentage for each season _____	54
<b>Figure 2 - 4:</b> Percentage of observations area per class for a total of 5464 field annotations (40 dates of observation at regular time interval during several cultural seasons for two catchments of 87 and 1100ha). Non sealed: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. _____	56
<b>Figure 3 - 1:</b> Example of runoff coefficient curves (each curve is the average from 2 to 4 replicates) measured under simulated rainfall (30 mm h <sup>-1</sup> +/- 2) in the field on 10 m <sup>2</sup> plots for various initial surface conditions (F0: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; F11: Altered fragmentary state with structural crusts; F12: Transitional: local appearance of depositional crusts; F2: Continuous state with depositional crusts). _____	64
<b>Figure 3 - 2:</b> Flow chart of the decision module for the evaluation of the balance runoff/infiltration value (the calculation is realised for each pixel of the modelled surface). _____	67
<b>Figure 3 - 3:</b> Calculation of the output runoff response for all the pixel, integrating the parameters at the local scale in the catchment. _____	68
<b>Figure 3 - 4:</b> Maps of the runoff circulation network: a) derived from the DEM (DEM-CN); b) of the simulated runoff circulation network (SCN) and c) from field observations for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blossenville catchment. 1, 2 and 3 are referred to in the discussion, they are annotated to point out areas where the differences are particularly noticeable. _____	70
<b>Figure 3 - 5:</b> Map of the runoff/infiltration balance value for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blossenville catchment. _____	72
<b>Figure 3 - 6:</b> Simulated runoff accumulation network for the rainfall event of the 14/04/94 in the Blossenville catchment. _____	73
<b>Figure 4 - 1:</b> Histogram of the value of sediment concentration for the 673 measurements that compose the database. _____	79
<b>Figure 4 - 2:</b> Percentage of observations area per class for a total of 5464 field annotations (40 dates of observation at regular time interval during several cultural seasons for two catchments of 87 and 1100ha). Non sealed: Initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. _____	80
<b>Figure 4 - 3:</b> Percentage of number of sediment concentration measurements per situation contained in the database (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. _____	80
<b>Figure 4 - 4 :</b> Mean value of sediment concentration (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural crusts; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. Error bars represent the standard deviations. _____	81
<b>Figure 4 - 5:</b> Mean value of sediment concentration (n=673). Non sealed: initial fragmentary structure, all particles are clearly distinguishable; structural seal: altered fragmentary state with structural seal; transitional seal: local appearance of depositional seal; sedimentary seal: Continuous state with depositional seal. Error bars represent the standard deviations. _____	82
<b>Figure 4 - 6:</b> Principal component analysis (first and second components) _____	85
<b>Figure 4 - 7:</b> Mean sediment concentration classification. Error bars represent the standard deviations _____	86
<b>Figure 5 - 1:</b> Sediment concentration in the flow versus runoff volume for 500 natural rainfall-runoff events at the plot scale. (Plot size varying from 10 to 500 m <sup>2</sup> , the volumes have been normalised for an area of 20 m <sup>2</sup> )_ _____	95
<b>Figure 5 - 2:</b> Sediment concentration below a 6 metre grass strip on 60 metre long plots. (After Lecomte et al., submitted Agronomie) _____	96
<b>Figure 5 - 3:</b> Map of potential sediment concentration for the simulated rainfall event _____	97
<b>Figure 5 - 4:</b> Map of the soil losses for the simulated rainfall event _____	98

<b>Figure 5 - 5:</b> Simulated versus measured sediment delivery at the outlet of the Blosseville catchment for 11 rainfall events. Average of the two sediment delivery obtained with the maximum and minimum values of the potential sediment concentration range are plotted, vertical bars show difference between minimum and maximum.	101
<b>Figure 6 - 1:</b> Erosion features types and location on the Blosseville catchment for the two set of extreme rainfall events	112
<b>Figure 6 - 2:</b> Land use, crop cover rate and soil surface characteristics of the Blosseville catchment for the two set of extreme rainfall events	114
<b>Figure 6 - 3:</b> Diagram showing the most usual configuration. The fields are cultivated in the direction of the main slope aspect, perpendicular to the main thalweg. Water flows along the slope, and concentrate in the deadfurrow causing linear erosion. If slope length is sufficient concentrated flows can already be formed in the wheel tracks or furrows when present. (1) furrows or wheel tracks; (2) backfurrow; (3) deadfurrow.	115
<b>Figure7 - 1:</b> Extraction of the runoff collector network (Catchment 1)	124
<b>Figure7 - 2:</b> Percentage of eroded runoff collector network during the studied period	126
<b>Figure7 - 3:</b> Comparison between measured and estimated erosion	129
<b>Figure7 - 4:</b> Difference between measured and estimated erosion maps	129
<b>Figure7 - 5:</b> Spatial location of correct estimation	130
<b>Figure7 - 6:</b> Percentage of runoff contributing areas during the studied period	131
<b>Figure7 - 7:</b> Evolution of land use between November and December in the catchment C2 and C3	131
<b>Figure 8 - 1 :</b> Flow diagram of the STREAM interrill erosion model	137
<b>Figure 8 - 2 :</b> Comparaison du réseau de circulation observé sur le terrain avec le réseaux de circulation calculé par le modèle et le réseau de circulation dérivé du modèle numérique d'altitude.	144
<b>Figure 8 - 3 :</b> Comparaison entre les volumes ruisselés mesurés et calculés à l'exutoire du bassin versant de Blosseville. Les points sont différenciés par rapport à la date de tournée de terrain qui a servi à leur simulation.	146
<b>Figure 8 - 4 :</b> Comparaison entre les volumes ruisselés mesurés et simulés à l'exutoire du bassin versant de Bourville.	147
<b>Figure 8 - 5 :</b> Exemple de graphique pluie-débit pour illustrer la difficulté de définir temporellement un événement pluvieux	150

## Liste des Tableaux

---

<b>Table 2 - 1:</b> surface state evaluation .....	50
<b>Table 2 - 2:</b> soil surface roughness evaluation: Difference in the heights of the deepest part of microdepressions and the lowest point of their divide (from Ludwig et al., 1995).....	51
<b>Table 2 - 3:</b> Reference surface condition, characteristics and corresponding agricultural situations.....	57
<b>Table 2 - 4:</b> Example of experimental results for the different reference surface conditions rainfall events of 14/11/93 and 23/12/93 .....	58
<b>Table 3 - 1:</b> surface state evaluation .....	63
<b>Table 3 - 2:</b> soil surface roughness evaluation: Difference in the heights of the deepest part of microdepressions and the lowest point of their divide (from Ludwig et al., 1995).....	65
<b>Table 3 - 3:</b> runoff sensitivity relative category according to the parameters surface state, roughness and vegetation cover. In brackets are the infiltration value for the silty soils from the Pays de Caux region (mm/h).cover. ....	66
<b>Table 3 - 4:</b> evaluation of the imbibition rainfall height (mm) as a function of antecedent rainfall and runoff sensitivity category for the Pays de Caux silty soils.....	66
<b>Table 3 - 5:</b> Description of the eight selected rainfall events for the implementation and the validation (shaded results) on the Blosseville catchment. The observed and simulated water runoff heights are presented.....	69
<b>Table 4 - 1:</b> Effect of roughness on sediment concentration (g/l).....	83
<b>Table 4 - 2:</b> Effect of crop cover on sediment concentration (g/l).....	83
<b>Table 4 - 3:</b> Effect of crop cover on sediment concentration (g/l).....	84
<b>Table 4 - 4:</b> Relative contributions of the variables to the two first components (/10000) in the principal component analysis.....	84
<b>Table 4 - 5:</b> Situations where the maximum 6-min intensity factor (max 6-min I) explain the variance of sediment concentration .....	86
<b>Table 5 - 1:</b> Potential sediment concentration range (g/l) in the flow. Values in bold characters correspond to combination based on field experiment references (Cerdan et al. Submitteda), the others are evaluated with a fuzzy logic-based method. ....	94
<b>Table 5 - 2:</b> Sediment concentration (g/l) at the outlet of plots (ranging from 20 to 500 m <sup>2</sup> in size) with vegetation cover between 61 % and 100 % .....	96
<b>Table 5 - 3:</b> Characteristics of the rainfall events used for the evaluation.....	99
<b>Table 5 - 4:</b> Observed and predicted sediment delivery. Simulated maximum and simulated minimum refer to the simulated sediment delivery obtained with the maximum and minimum value of the potential sediment concentration range respectively. ....	99
<b>Table 5 - 5:</b> Average index of goodness of fit .....	100
<b>Table 5 - 6:</b> Calculation of index of goodness of fit for different evaluation data set .....	100
<b>Table 6 - 1:</b> Rainfall characteristics .....	107
<b>Table 6 - 2:</b> Group frequencies means and standard deviation (Std) for each independent variable. ....	108
<b>Table 6 - 3:</b> Jackknifed results after a discriminant analysis to separate erosion signs (n = 38036)with Distance from the Divide, Slope Gradient and Vertical Curvature taken as discriminant variables. ....	109
<b>Table 6 - 4:</b> Jackknifed results after a discriminant analysis to separate erosion signs (n = 1894) with Distance from the Divide, Slope Gradient and Vertical Curvature taken as discriminant variables. ....	109
<b>Table 6 - 5:</b> Erosion budget for the Blosseville catchment for the two periods including ephemeral gully, rill and interrill erosion and deposits.....	110
<b>Table 6 - 6:</b> Linear erosion budget for the Blosseville catchment for the two periods including ephemeral gully and interrill erosion .....	111
<b>Table 6 - 7:</b> Deposits budget for the Blosseville catchment for the two periods.....	111
<b>Table 6 - 8:</b> Land use characteristics of the Blosseville catchment for the two periods.....	113
<b>Table 6 - 9:</b> Description of vegetation cover rate and soil surface state of the Blosseville catchment for the two periods. Average winter and spring + summer values representative of the pays de Caux region are also presented. ....	115
<b>Table 7 - 1:</b> Values of SLOPE factor .....	120
<b>Table 7 - 2:</b> FRICTION factor values according to winter land use, plant cover and roughness.....	122
<b>Table 7 - 3:</b> COHESION factor values according to winter land use, plant cover and crusting stage.....	123
<b>Table 7 - 4:</b> Rainfall events characteristics .....	126
<b>Table 7 - 5:</b> Class limits for each type of data and associated erosion level.....	126
<b>Table 7 - 6:</b> STREAM Ephemeral gully result according to catchment and rainfall event .....	128
<b>Tableau 8 - 1 :</b> récapitulatif des valeurs obtenues à l'aide des indices retenus pour les simulations effectuées sur le bassin versant de Blosseville.....	146
<b>Tableau 8 - 2 :</b> récapitulatif des valeurs obtenues à l'aide des indices retenus pour les simulations effectuées sur le bassin versant de Bourville .....	147

Annexe : Use of remote sensing data as alternative inputs in the “stream” runoff  
model

---

LECOMTE, V., KING, C., CERDAN, O., BAGHDADI, N., BOURGUIGNON, A.

## INTRODUCTION

Water erosion of cropland raises environmental issues for natural areas collecting overland flow loaded with nutrients and pesticides. Runoff generation depends on rainfall, infiltration, interception and surface depressions storage [Govers 00]. Soil surface degradation decreases both infiltration and shallow surface depression storage capacity. In the Pays de Caux (north-western France), loamy soils susceptible to sealing bring about high risk of runoff and erosion [Boiffin 84]. Moreover, the trends for agricultural practices (tillage), land use (increase of areas under spring crops, decrease of permanent pastures) and landscape organisation (increase in field size) seems to increase erosion phenomena and multiply muddy flows. To meet this issue, numerous model have been developed to test the impacts of land use modifications.

A distributed runoff model - STREAM - working within the rainfall event time frame and at the catchment scale was developed successfully [Cerdan 00] to simulate the influence of land use changes such as introduction of vegetated filter strips. The specificity of the model is to take into account the processes of soil surface degradation when calculating the infiltration rates and the agricultural features when computing the runoff circulation network. STREAM is based on an expert system approach which focuses on the dominant processes with few input parameters. Nevertheless the inputs needed still require field observations, restricting the use of the model to small catchments.

Satellite data cover large areas with consistent precision and therefore can be considered as alternative inputs in such model. The objectives of this work are to adapt the STREAM model to be able to work with satellite data input (STREAM-TED) and to compare the results obtained with the model version using ground data gathered during winter 1998 (STREAM).

## 1- STUDIED SITE AND GROUND DATA

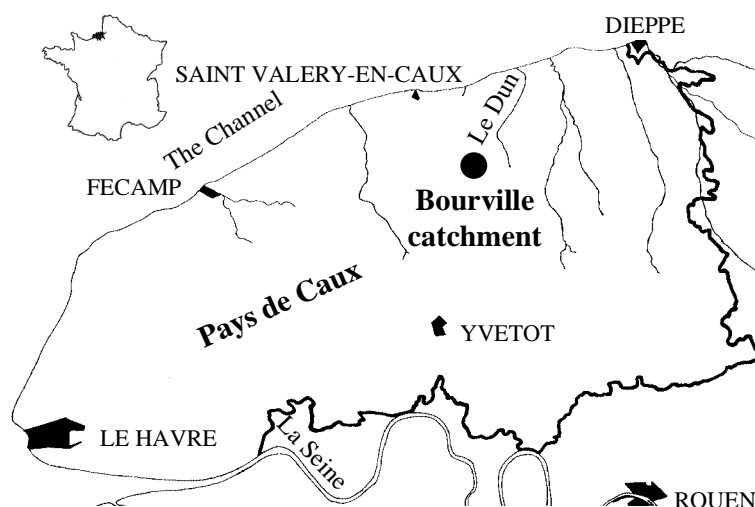
The study catchment, located in the Pays de Caux region (long. 0°50' and lat. 49°47'N – Fig.1), consists mainly of agricultural fields on a low-relief plateau (Tab.1) with homogeneous soil cover. Soils are Typic Hapludalf with a texture composed of about 67% loam, 13% clay and 20% sand. It is representative of the extensive belt of loamy soils in north-western Europe.

**Tab. 1** : Characterisation of the studied catchment (Bourville)

Area (ha)	% of area in slope intensity class					% of area in land use class			
	< 1%	1-2%	2-5%	5-10%	> 10%	Arable land	Grassland	Habitat	Wood
1 070	39	23	27	8	3	77	20	2	1

The outlet of the catchment is equipped with a calibrated flume and an automatic water sampler. In addition to rainfall and runoff monitoring, (1) surface roughness, (2) soil sealing stages and (3) rate of soil coverage by vegetation were

measured semi-quantitatively, on each plot of the catchment (February 19<sup>th</sup> 1998) [Lecomte 99].



**Fig. 1** : Location of the studied area (Bourville catchment)

Five classes of roughness are distinguished: 0-1 cm, 1-2 cm, 2-5 cm, 5-10 cm, >10 cm [Ludwig 95]. Four stages of soil surface degradation are identified: *non sealed*: initial fragmentary structure with all clods clearly distinguishable; *structural seal*: altered fragmentary state with local structural seal; *transitional seal*: generalised structural seal with local appearance of depositional seal; *sedimentary seal*: continuous state with depositional seal [Boiffin 84]. The crop cover is noted in three classes: 0-20 %, 21-60 % and 61-100 %.

25 rainfall events including 8 producing runoff were identified during the three months around the date of field observation (from January to March 1998) (Tab. 2).

**Tab. 2** : Main characteristics of runoff occurred from January to March 1998

Date	Rainfall (mm)	Total duration (h)	48 h antecedent rainfall (mm)	Measured runoff (m <sup>3</sup> )
01/01/1998	9.4	5.47	2.8	166
02/01/1998	10.6	14.94	10.0	2 328
03/01/1998	9.2	21.40	20.0	659
04/01/1998	32.8	33.90	15.2	20 717
07/01/1998	10.8	11.39	16.6	2 917
18/01/1998	7.6	6.87	1.4	219
18/01/1998	5.0	11.32	8.4	521
04/04/1998	21.6	7.20	1.8	561

## 2- SATELLITE DATA AND CLASSIFICATION

This study uses LANDSAT TM and RADARSAT data gathered during winter 98 (Tab. 3).

**Tab. 3** : Main characteristics of the LANDSAT TM and RADARSAT images used in the study

Sensor	Date	Incidence angle	Pixel spacing	Orbit Mode
RADARSAT F5	9 February 1998	47°	6.25 m by 6.25 m	Ascending
LANDSAT TM	14 February 1998	-	30 m by 30 m	-

After georeferencing of the LANDSAT TM image, a classification according to the maximum likelihood method allowed us to specify land-use classes: (1) bare soils (3 clusters), (2) few cover vegetation, (3) fairly cover vegetation, (4) pastures (5) wood (3 clusters), (6) industrial zone, (7) water (2 clusters) and (8) cloud. 13 different radiometric classes have been separately treated by the interpreter in this manner (Tab.4).

On bare soils and sparse cover vegetation classes selected thanks to LANDSAT TM, roughness has been extracted from RADARSAT image after that it has been georeferenced to. Different radar configurations have been tested. The configuration which has been kept, allows to distinguish 3 classes of roughness (0-1 cm, 1-2 cm, >2 cm) and provides an overall classification accuracy of 85.3% (tab. 5) [Baghdadi 00].

**Tab. 4** : Confusion matrix for the LANDSAT TM image

Category	bare soils			few cover	fairly cover	pastures	wood			ind. zone	water		cloud
	1	2	3				1	2	3		1	2	
bare soils	1	<b>93.9</b>	0.1	6.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0
	2	0.0	<b>90.2</b>	2.8	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0
	3	2.5	3.2	<b>84.7</b>	1.2	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	4.7	0.0	0.0
few cover	0.29	1.39	2.2	<b>96.0</b>	4.5	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0
fairly cover	0.12	0.19	0.3	2.0	<b>94.0</b>	1.7	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
pastures	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	<b>97.6</b>	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
wood	1	0.6	0.0	0.36	0.1	0.0	0.2	<b>83.5</b>	5.5	5.2	0.3	0.0	1.3
	2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	3.6	<b>93.1</b>	2.5	0.0	0.0	0.4
	3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.5	1.2	<b>90.4</b>	0.0	0.0	0.4
ind. zone	2.5	4.9	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	<b>93.4</b>	0.7	2.8	0.0
water	1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<b>99.3</b>	0.0	0.0
	2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	1.1	0.3	0.0	<b>95.1</b>
cloud	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<b>100</b>

**Tab. 5**: Confusion matrix for the RADARSAT image at 47°

Category	Smooth areas	Medium areas	Rough areas
Smooth areas	<b>89.2</b>	10.7	0.1
Medium areas	9.1	<b>78.9</b>	12.0
Rough areas	0.1	15.9	<b>84.0</b>



### 3- MODEL ADAPTATION

The STREAM model modification results in a smaller number of input variables. Input data for the original STREAM model are (1) ploughing direction, (2) orientated roughness, (3) slope aspect for the determination of the runoff circulation network, (4) structural soil surface state degradation, (5) random roughness, (6) percentage of vegetation cover and (7) antecedent rainfall amount for computing the infiltration rates. The STREAM-TED modified model requires slope aspects, land use classification from remote sensing data, surface roughness indices from Radarsat and antecedent rainfall amount (Fig. 2). Between running the STREAM-TED version, we gradually modified the model in order to identify the influence of each modification: (1) simulations have been carried using field data without taking into account the agricultural features; (2) simulations were done using field data but after reclassification with STREAM-TED model parameters; (3) simulations were performed using LANDSAT TM and RADARSAT images classifications. Two matching tables are necessary to link the different classifications with infiltration rates.

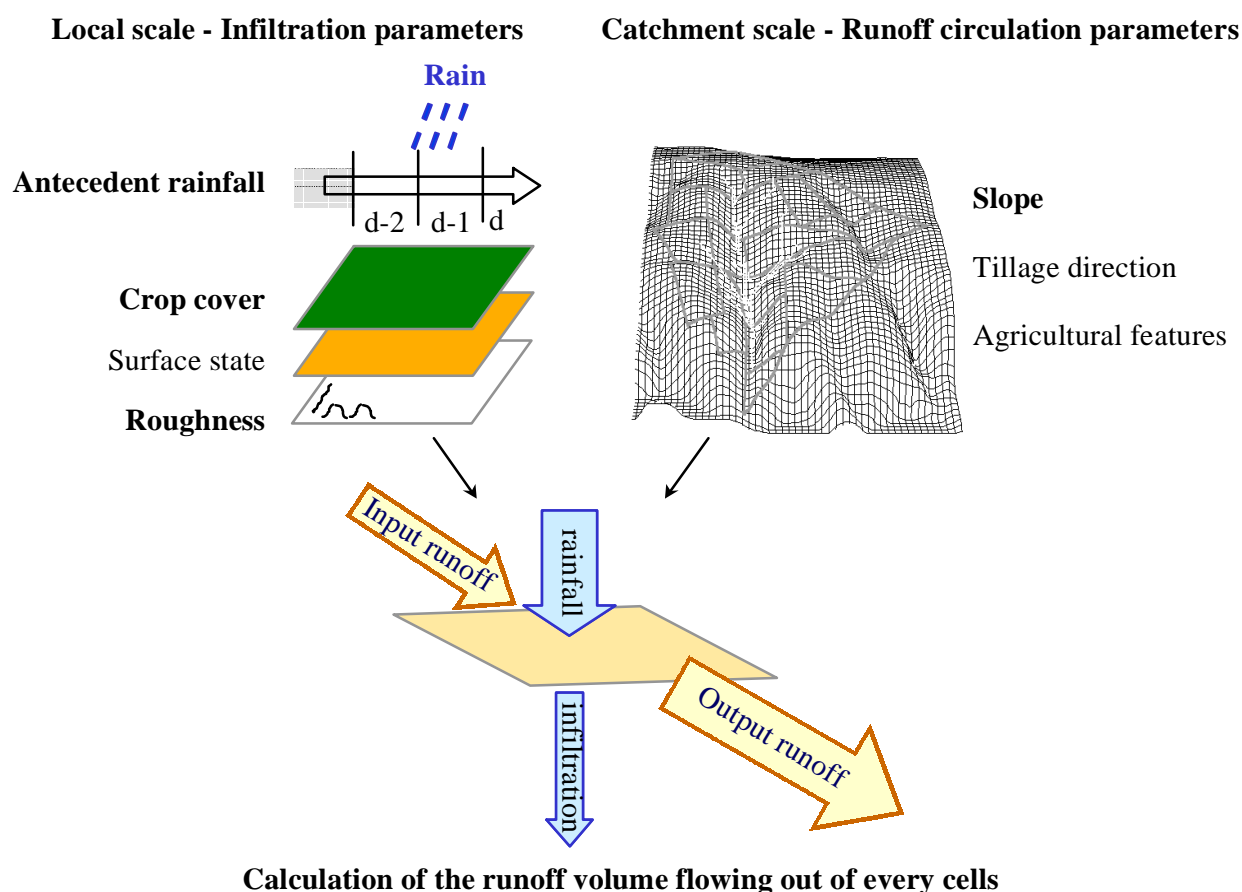


Fig. 2 : Integration of input data in STREAM model:the parameters kept in STREAM-TED version are in bold characters

The first one which linked the soil surface characteristics observed in the field to infiltration classes has been established on the basis of experimental measurements [Le Bissonnais 98] and is made up of 31 classes. For STREAM-TED, we propose a simplified matching table linking soil surface classes determined using remote sensing data to nine infiltration classes (Tab. 6).

#### 4- RESULTS

Therefore, we can distinguish the effects of the not taking into account the agricultural features, the effects of a lesser number of parameters and the differences between original ground data and classifications of images (although classifications were also validated separately [Baghdadi 00]). Different indexes have been calculated to evaluate the models performances (Tab 7).

**Tab. 6:** Matching tables linking *soil surface characteristics* to **infiltration classes**:infiltration values (mm/h) for the silty soils from the Pays de Caux region are in brackets

<i>characteristics observed in field</i>		<i>Type of seal</i>				<i>classifications</i>											
		<i>non sealed</i>	<i>struc-tural</i>	<i>transi-tional</i>	<i>sedimen-tary</i>	<i>Roughness</i>	<i>pastures &amp; wood</i>	<i>fairly cover</i>	<i>few cover</i>	<i>bare soils</i>	<i>ind. zone</i>						
<i>&gt;10 cm</i>	<i>61-100%</i>	<b>0 (50)</b>	<b>0 (50)</b>	<b>0 (50)</b>	<b>2 (10)</b>	<i>&gt;2 cm</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>4 (2)</b>						
	<i>21-60 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>1 (20)</b>													
	<i>0-20 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>													
<i>5-10 cm</i>	<i>61-100%</i>		<b>0 (50)</b>	<b>0 (50)</b>	<b>3 (5)</b>							<i>1-2 cm</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>	<b>3 (5)</b>
	<i>21-60 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>1 (20)</b>													
	<i>0-20 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>													
<i>2-5 cm</i>	<i>61-100%</i>		<b>0 (50)</b>	<b>0 (50)</b>	<b>3 (5)</b>							<i>0-1 cm</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>	<b>4 (2)</b>
	<i>21-60 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>1 (20)</b>													
	<i>0-20 %</i>		<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>													
<i>1-2 cm</i>	<i>61-100%</i>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>	<i>0-1 cm</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>	<b>4 (2)</b>							
	<i>21-60 %</i>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>														
	<i>0-20 %</i>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>														
<i>0-1 cm</i>	<i>61-100%</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>3 (5)</b>	<i>0-1 cm</i>	<b>0 (50)</b>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>	<b>4 (2)</b>							
	<i>21-60 %</i>	<b>1 (20)</b>	<b>2 (10)</b>														
	<i>0-20 %</i>	<b>2 (10)</b>	<b>3 (5)</b>														

**Tab. 7:** Statistical indexes to evaluate models performance

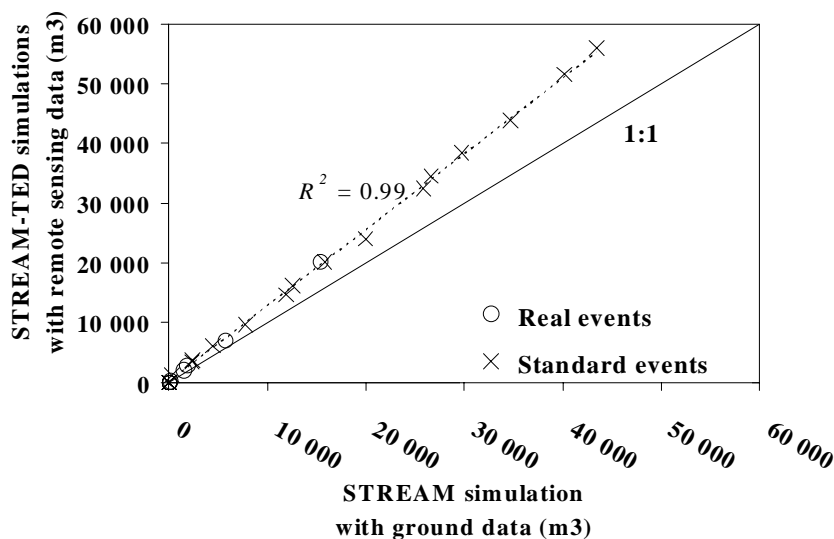
Coefficient of determination: $R^2$	Mean Error: $ME$	Root Mean Square Error: $RMSE$	Average Unsigned Error: $AUE$	Modelling efficiency: $EF$
$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Y_i - \hat{Y}_i]$	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Y_i - \hat{Y}_i]^2}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 100 \times \left  \frac{Y_i - \hat{Y}_i}{Y_i} \right $	$1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$

Performances of the different models are fairly similar (Tab. 8). For all models, simulated runoff volumes are well classified related to measured runoff ( $R^2 > 0.9$ ). Nevertheless, STREAM model with field data (0) underestimates the runoff volume at the cathment outlet at 110 m<sup>3</sup> with a mean precision of 1 300 m<sup>3</sup> for values ranging from 0 to 21 000 m<sup>3</sup>. The AUE is about 35 % which indicates that the highest error on the prediction corresponds to the highest simulated runoff volume.

**Tab. 8:** STREAM et STREAM-TED performances with different input data compare to measured runoffs (8 real events Cf. Tab. 2)

Model	Input data	$R^2$	$ME$ (m <sup>3</sup> )	$RMSE$ (m <sup>3</sup> )	$AUE$ (%)	$EF$
(0) STREAM	Ground	0,94	110,84	1271,73	34,39	0,90
(1) STREAM	Ground - agricultural features	0,93	1,79	1193,23	42,82	0,91
(2) STREAM-TED	Ground, re-classified	0,93	41,87	1225,18	39,24	0,90
(3) STREAM-TED	Remote sensing	0,94	-216,56	1028,21	45,69	0,93

Not taking into account agricultural features (1) aggravates the overestimation of large runoff and the underestimation of low runoff. In fact, the area of the topographic catchment (1 035 ha) is smaller than the one that integrates agricultural features (1 074 ha) which limits the low runoff. However these agricultural features bring back runoff on grassland which decreases the large runoff.



**Fig. 3:** Prediction of the runoff at the outlet by STREAM-TED as a function of the STREAM simulation

The decrease of parameters number (2) seems to have little effect on model performances.

The STREAM-TED model with remote sensing data (3) over-estimates the runoff volume by 220 m<sup>3</sup> on average. This over-estimation is confirmed by simulations of 24 standard events ranging from 10 to 50 mm in 2 or 5 hours with different antece-dent rainfall amounts (Fig. 3).

The difference observed can be attributed to plots that have been ploughed between the 9<sup>th</sup> and the 19<sup>th</sup> of February which implies the presence of additionally fields generating runoff in STREAM-TED version (Fig. 4).

Globally the prediction is not degraded by the STREAM-TED version. The AUE, around 45%, is satisfactory like the EF value largely superior to 0.7 [De Roo 93]

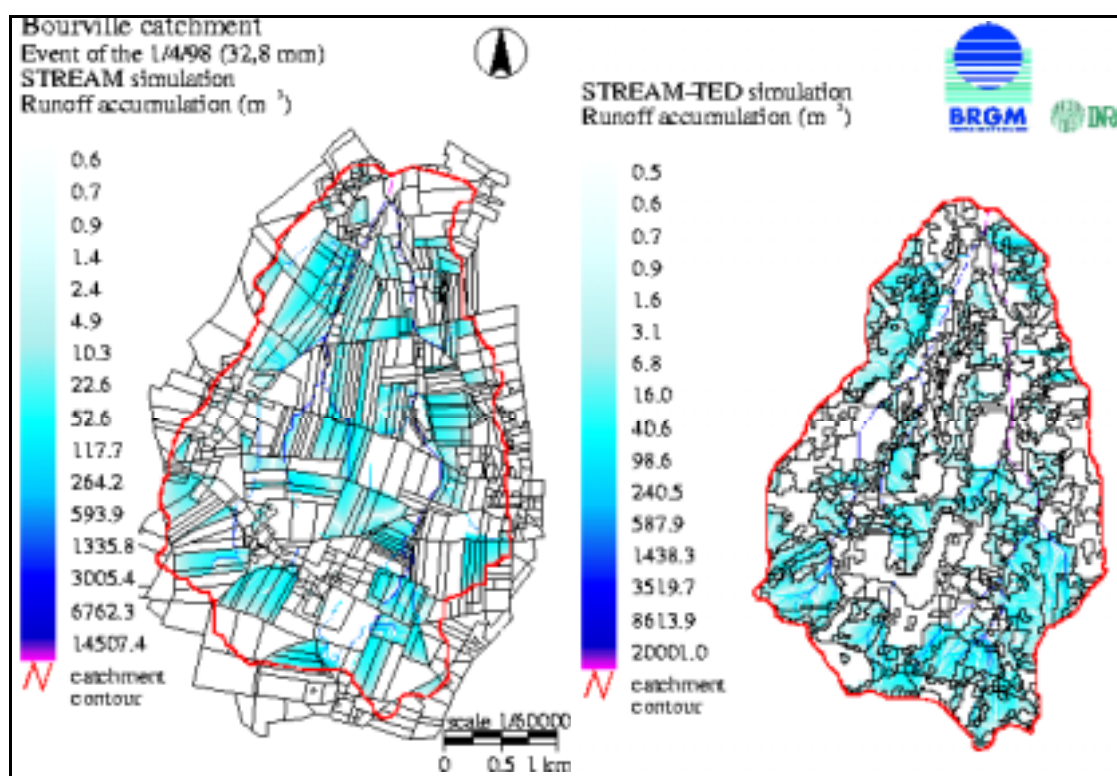


Fig. 4 : Simulation of runoff accumulation by STREAM and STREAM-TED models

## CONCLUSION

The change from STREAM to STREAM-TED imposes important modifications, in particular, the reduction from 31 to 9 infiltration rate classes and the losing of the information about agricultural features. Nevertheless, these simplifications do not affect significantly the performances of the used overland flow model. Those performances open up important prospects for regional use of such model with remote sensing data particularly to carry out catchment surveys to provide overland flow hazard map which are useful in land use planning.

N. Baghdadi, C. King, A. Bourguignon, A. Remond: "Potential of ERS and RADARSAT data for surface roughness monitoring over bare agricultural fields", Accepted, 2000, *International Journal of Remote Sensing*.

J. Boiffin: "La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'actions des pluies", *Thèse de l'INA-PG*, 1984, 320 pp.

O. Cerdan, V. Souchère, V. Lecomte, A. Couturier, Y. Le Bissonnais: "Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model STREAM", In press, *Catena*, 2000.

A.P.J. De Roo "Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using Geographical information Systems", 1993, 295 pp.

G. Govers, I. Takken, K. Helming: "Soil roughness and averland flow", *Agronomie*, 2000, 20: 131-146.

V. Lecomte: “Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant - Processus, déterminisme et modélisation spatiale”, *Thèse de l'ENGREF*, 1999, 212 pp.

Y. Le Bissonnais, H. Benkhadra, V. Chaplot, D. Fox, D. King et J. Daroussin: “Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m<sup>2</sup> to small catchments”, *Soil and Tillage Research*, 1998, 46: 69-80.

B. Ludwig, J. Boiffin, J. Chadoeuf, A.V. Auzet “Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments”, 1995, *Catena*, 25: 227-252.